

Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

**ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA
ELÉTRICA E SUA APLICAÇÃO NA PESQUISA DE OCORRÊNCIA DE
COBRE DISSEMINADO**

Renata Augusta Sampaio Paes
Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro - SP
2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

RENATA AUGUSTA SAMPAIO PAES

ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA
ELÉTRICA E SUA APLICAÇÃO NA PESQUISA DE OCORRÊNCIA DE
COBRE DISSEMINADO

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Campus 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

2019

P126a Paes, Renata Augusta Sampaio
Análise comparativa entre arranjos de tomografia elétrica e
sua aplicação na pesquisa de ocorrência de cobre disseminado /
Renata Augusta Sampaio Paes. -- Rio Claro, 2019
134 p. : il., tabs., fotos

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

1. Tomografia elétrica. 2. Schlumberger. 3. Wenner. 4.
Dipolo-Dipolo. 5. Sulfeto. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

RENATA AUGUSTA SAMPAIO PAES

ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ARRANJOS DE TOMOGRAFIA
ELÉTRICA E SUA APLICAÇÃO NA PESQUISA DE OCORRÊNCIA DE
COBRE DISSEMINADO

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Campus 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 – Orientador

Prof. Dra Ana Olívia Barufi Franco de Magalhães

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Conceito: Aprovada

Rio Claro/SP, 6 de setembro de 2019 - SP

Ao meu maior exemplo, minha mãe Sueli de Assis Sampaio Paes, por seu amor e autêntica dedicação.
E à minha irmã, Francisca Paula Sampaio Paes, por todas as diferenças que nos completam em nossa eterna companhia.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por ser real e presente em toda a minha vida.

Eterna gratidão aos meus pais Renato e Sueli por todo seu esforço, amor, apoio e entendimento, por vezes difíceis durante essa trajetória. À minha irmã Francisca por todo seu incentivo, por se fazer presente e parte imprescindível desta vitória. Às minhas avós Lydia e Valdelice por serem exemplos de mulheres fortes. Pela sempre presente companhia, por todo seu carinho, apoio e ajuda com o desenvolvimento do trabalho, agradeço imensamente ao Saul.

Aos meus amigos: Thaís e Leonardo por transcenderem ao convívio de graduação e se tornarem família, em especial a Thaís pelas correções do texto; À Michele, minha eterna mentora e exemplo à seguir; À Marina, pelas boas risadas e companheirismo mesmo que distante; Às meninas da República Casa da mãe, Vitória, Laís, Giovana, Juliana e Taís pelo saudoso tempo que moramos juntas, pelas conversas e conselhos; As amigas de vida, Márcia e Livia; À todos os amigos da Pós-Graduação pelo companheirismo, chimarrão e ajuda no desenvolver desta etapa.

Ao Prof. Dr. César Augusto Moreira, pela orientação na elaboração deste trabalho. Agradeço também pela oportunidade e incentivo de realizar estágio docência durante o mestrado, ação fundamental para meu desenvolvimento, a qual gerou em mim maior apreço pela vida acadêmica

À Rosângela Vacello, amiga e secretária do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, por todo auxílio e boas conversas em todo esse período.

Às pessoas que nos receberam em Caçapava do Sul-RS, e contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, Dona Ceci e seu esposo, Paulo, Baresi e Lenon.

À instituição e estrutura física da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” campus de Rio Claro, por todo o suporte necessário para o desenvolvimento deste trabalho e a seus colaboradores, que sempre nos atendem com tanta prontidão e alegria.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), pelo apoio e financiamento para desenvolver este trabalho, por meio da bolsa na modalidade de GM - MESTRADO, processo nº. 152646/2017.

RESUMO

A área de estudo está localizada próxima a Caçapava do Sul no estado do Rio Grande do Sul, ocorrência conhecida como Colônia Santa Barbara. A ocorrência está situada na Bacia do Camaquã, alocada estruturalmente em um bloco alto, na interseção de duas falhas com direções NE-SW e NW-SE, com litologias aflorantes pertencentes ao Complexo Metamórfico Bossoroca e Formação Hilário do Grupo Bom Jardim. Descrita entre 1960 e 1970, a pesquisa foi suspensa após análise geoquímica apontar teores de cobre insatisfatórios, não ultrapassando a 1%, sem interesse econômico. Atualmente com uso de aparelhos multi-cabos de aquisição automática é possível a realização de ensaios geoeletricos de diferentes arranjos em menor tempo e maior praticidade, o que impulsionou o desenvolvimento deste trabalho. Essa dissertação apresenta a análise comparativa dos dados de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo, para averiguar o resultado que descreva a morfologia mais realista esperada do jazimento, baseado no modelo magmático hidrotermal com forte controle estrutural. A análise comparativa entre os arranjos de tomografia elétrica proposta neste trabalho revelou a conformação de um corpo cônico de alta cargabilidade ($2,7 \text{ mV/V}$) que engloba o núcleo vertical de alta resistividade ($438 \Omega.m$), além de uma zona anelar de alta cargabilidade possivelmente correlacionada ao sistema de falhas que estruturam o alto estrutural (tufo vulcânico). A estrutura cônica observada é compatível com a morfologia do tipo dique, vertical e cilíndrica descrita para depósitos tipo magmático-hidrotermal, estruturalmente controlados com gênese associada a ascensão de fluidos a partir de fraturas verticais. Localmente, as direções das juntas medidas em campo apresentam padrão radial, semelhante ao observado pela geomorfologia regional através da análise de lineamento de relevo. Foram evidenciadas grandes diferenças nos arranjos aplicados, em que arranjo Schlumberger é destacado como o mais adequado para visualizar corpos de minério estruturalmente controlados em ambientes geológicos constituídos por solo incipiente e rochoso com alta resistência de contato.

Palavras-chave: tomografia elétrica, Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, sulfeto.

ABSTRACT

The study area is located near to Caçapava do Sul, at Rio Grande do Sul State, an occurrence known as Colônia Santa Barbara. The occurrence is in the Camaquã Sedimentary Basin, structurally allocated in a high block, at the two faults intersection with NE-SW and NW-SE directions, with outcropping lithologies belonging to Bossoroca Metamorphic Complex, and Hilario Formation. Described between 1960 and 1970, the research was suspended after geochemical analysis pointed to unsatisfactory copper levels, not exceeded 1%, without economic interest. Nowadays, with the use of automatic and multicable devices, like Terrameter Ls, it is possible to perform different arrangements geometric tests in a shorter time and greater practicality, fact that support this work development. This dissertation presents the electrical tomography arrays comparative analysis to Schlumberger, Wenner, and Dipolo-Diplo, to verify the result that describes the most realistic expected deposit morphology, based in a hydrothermal magmatic metallogenetic deposit with high structural control. The comparative analysis revealed a conical body with high chargeability conformation (2,7 mV/V) that encompasses the high resistivity vertical core ($438 \Omega/m$), as well as an annular portion with high chargeability possibly correlated to the fault zone that structures the central and high block (volcanic tuff). The conical structure observed is compatible with the dike, vertical and cylindrical morphology described for hydrothermal magmatic deposits, structurally controlled with genesis associated with a fluid rise from vertical fractures. The field measured joints present a radial pattern, like the observed by the regional geomorphology through the relief lineament analysis. Large differences were found in the applied arrays, in which Schlumberger array ins highlighted as the most suitable for visualizing structurally controlled ore bodies in geological environments, consisted by incipient and rocky soil with high resistant contact.

Keywords: electrical tomography, Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, sulphide.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 3.1 Mapa com as principais vias de acesso à área de estudo e rota a ser seguida a partir da cidade de Caçapava do Sul- RS.	18
Figura 4.1(A) Porção sul do Gondwana com destaque para as principais áreas cratônicas e localização do Cinturão Dom Feliciano. (B): Composição detalhada da Placa Continental Rio de la Plata e sua porção arqueana e faixas paleoproterozoicas. (C): Abertura do Oceano Charrua entre o Cráton Rio de La Plata (núcleo antigo) e Microplaca Nico Perez (Cinturão móvel Paleoproterozoico).....	20
Figura 4.2 Escudo Sul-rio-grandense. Em destaque os Domínios Dom Feliciano ou Domínio Pelotas e granitoides sin-pós colisionais, Domínio São Gabriel, Domínio Santana da Boa Vista ou Tijucas e Terreno Taquarembó, além da Bacia do Camaquã.	21
Figura 4.3 Mapa Geológico da Bacia do Camaquã.....	23
Figura 4.4 Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã	24
Figura.5.1 Mapa geológico da área de estudos (CPRM, 1995).....	32
Figura 5.2 Perfil descritivo da sondagem Co-1	33
Figura 5.3 Geomorfologia relacionada à área de estudo. Imagem <i>LandSat</i> retirada do <i>Google Earth</i> , com aumento de 3x, em azul delimitação do alto topográfico.	34
Figura 5.4 (A) Detalhe do afloramento de metaconglomerado. (B) Metaconglomerado, encontrado a sudoeste da área de estudo, na calha da estrada.....	35
Figura 5.5 (A) Afloramento em corte de estrada de tufo vulcânico, com alto grau de alteração. (B) Ocorrência pontual de impregnação de malaquita em tufo vulcânico.	36
Figura 5.6 Andesito da Formação Hilário. (A) Vista em planta. (B) Vista em corte. (C) Andesito intensamente fraturado, com predominância de fraturas verticais a subverticais. (D) Impregnação de malaquita na rocha.	36

Figura 6.1 Modos de condução de corrente elétrica em meios geológicos (adaptado de MUSSET & KHAN, 2000). (A) condução eletrônica, atuante na presença de metais ou sulfetos metálicos, em que há disponibilidade de elétrons livres. (B) Condução eletrolítica, quando em meio aquoso há íons livres.....	37
Figura 6.2 A Segunda Lei de Ohm foi estabelecida para um condutor linear, de comprimento L, resistência R e área da seção A	38
Figura 6.3 Propagação do campo elétrico em meio isotrópico através da emissão por eletrodos de corrente.	40
Figura 6.4 Injeção de corrente no espaço com resistividade constante	40
Figura 6.5 (A) Modelo esquemático de configuração de 4 eletrodos, com propagação de corrente em meio com resistividade constante. (B) Modelo esquemático de propagação de corrente, em arranjo de quatro eletrodos, com destaque para a interferência gerada na propagação de corrente em meios com resistividade anisotrópica, logo perturbação nas superfícies equipotenciais teóricas.	42
Figura 6.6 Mecanismos de Polarização Induzida	44
Figura 6.7(A) Aplicação da corrente pulsada com polaridades alternadas e geração supervoltagem. (B) Duas formas de aferir a sobrevoltagem e com consequência a cargabilidade aparente, integração entre discretos intervalos de tempo e por meio da área abaixo da curva.	46
Figura 6.8 Configuração do arranjo Wenner e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica.....	51
Figura 6.9 Gráfico razão sinal-ruído x arranjo de eletrodos, em cinco situações hipotéticas. .	51
Figura 6.10 Configuração do arranjo Schlumberger e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica.....	52
Figura 6.11 Configuração do arranjo Dipolo-Dipolo e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica.....	54

Figura 6.12 Propagação do sinal nos arranjos de tomografia elétrica. Os contornos apontam a contribuição do sinal e as linhas pontilhadas valores negativos. Destaque em amarelo para a direção dos vetores do campo elétrico (A) Wenner (B) Schlumberger (C) Dipolo-Dipolo.....	55
Figura 7.1 Organograma esquemático das etapas desenvolvidas para realização do presente trabalho.	58
Figura 7.2 Mapa de localização da área de estudo, com disposição e orientação das linhas de aquisição geofísicas, orientadas segundo declinação magnética da bússola em 20°.....	59
Figura 7.3 Configuração do equipamento e acessórios para realização do ensaio.....	61
Figura 7.4 (A) Vista geral do modo de aquisição dos dados geoeletricos (eletrodo, cabo de aquisição, bateria e equipamento Terrameter LS). Esquema montado para aquisição da Linha 8. (B) Detalhe para a conexão entre o cabo de aquisição de dados e o eletrodo de cerâmica, por meio das agarras condutoras de eletricidade.	61
Figura 7.5 Esquema das etapas de processamento para obtenção dos modelos de visualização 3D para o parâmetro resistividade (A) Modelo de blocos 3D. (B) Mapa de visualização 3D suavizado. (C) Slice em profundidade. (D) Modelo de isosuperfície.	65
Figura 8.1 Mapa de lineamentos sobre Modelo Digital de Elevação (MDE) com iluminação artificial de 45°, em associação com os Diagramas de Rosetas representativos dos lineamentos decalcados em escala 1:250.000.....	68
Figura 8.2 Mapa de lineamentos sobre Modelo Digital de Elevação (MDE) com iluminação artificial de 45°, em associação com os Diagramas de Rosetas representativos dos lineamentos decalcados em escala 1:50.000.....	69
Figura 8.3. Fraturas subverticais a verticais descritas no andesito pertencente a Fm. Hilário.	70
Figura 8.4 a) Estereograma em rede equiátera, representando as 200 atitudes de juntas obtidas no andesito, bem como o plano que contém os polos das juntas e orientação do σ_1 (b) Diagrama de Roseta de frequência acumulada representativo das orientações das fraturas.....	70
Figura 8.5 Imagens de satélite com exagero vertical de 3x, <i>Landsat</i> , retiradas do <i>GoogleEarth</i> . As imagens B, D, F e H são as mesmas das letras A, C, E e G respectivamente, porém com	

destaque em azul para a delimitação aproximada do alto topográfico estudado. (A e B) Foto em planta. As demais são fotos em perfil, com diferentes orientações, na tentativa de observar todo o contorno da estrutura.	72
Figura 8.6 A esquerda, é representado o modelo proposto por Biondi relativo ao Sistema Magmático Hidrotermal. A direita, o perfil esquemático da Ocorrência Colônia Santa Barbara, com destaque para localização e morfologia da mineralização em estudo.	74
Figura 8.7 Mapa Geológico da província polimetálica de Caçapava do Sul. Destaque para a ocorrência em estudo, Colônia Santa Bárbara e demais ocorrências circundantes ao granito Caçapava do Sul	75
Figura 8.8 Esquema comparativo dos modelos invertidos entre linhas centrais 4, 5 e 6, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo	79
Figura 8.9 Modelos invertidos da linha 8, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo	81
Figura 8.10 Modelos invertidos da linha 9, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo	83
Figura 8.11 Modelos de Blocos 3D, para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo	85
Figura 8.12 Camadas para a profundidade de 60 metros para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo.....	87
Figura 8.13 Modelos de isosuperfície para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo. Na ordem, modelo de resistividade, cargabilidade e por fim modelo conjugado dos dois parâmetros	89
Figura 9.1 Seção 2D de sensibilidade para o arranjo Wenner.....	91
Figura 9.2 Seções 2D de sensibilidade para o arranjo Schlumberger	92
Figura 9.3 Seções 2D de sensibilidade para o arranjo Dipolo-Dipolo	93

Figura I.1 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 1 e 2.	111
Figura I. 2 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 3 e 4.....	112
Figura I. 3 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 5 e 6.....	113
Figura I.4 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 7 e 8.....	114
Figura I.5 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linha 9	115
Figura I.6 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 1 e 2.....	116
Figura I.7 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 3 E 4	117
Figura I.8 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 5 e 6.....	118
Figura I.9 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 7 e 8.....	119
Figura I.10 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linha 9.....	120
Figura I.11 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 1 e 2.....	121
Figura I.12 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 3 e 4.....	122
Figura I. 13 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 5 e 6.....	123

Figura I.14 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 7 e 8.....	124
Figura I.15 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linha 9.....	125
Figura II.1 Mapas de profundidade para o arranjo Schlumberger 121m -81m	127
Figura II.2 Mapas de profundidade para o arranjo Schlumberger 71m – 31m	128
Figura II.3 Mapas de profundidade para o arranjo Wenner 131m-91m.....	129
Figura II.4 Mapas de profundidade para o arranjo Wenner 81m-41m.....	130
Figura II.5 Mapas de profundidade para o arranjo Dipolo-Dipolo 121m -81m.....	131
Figura II.6 Mapas de profundidade para o arranjo Dipolo-Dipolo 71m-31m.....	132

LISTA DE QUADROS

Quadro 6.1 Profundidade de aquisição.....	56
Quadro 8.1 Análise comparativa entre os Modelos 2D para as linhas 4,5 e 6.....	78
Quadro 9.1 Quadro comparativo entre os arranjos de aquisição de tomografia elétrica.....	94

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVOS	17
3	ÁREA DE ESTUDOS	18
4	GEOLOGIA REGIONAL	19
4.1	Bacia do Camaquã	23
4.2	Metalogênese do minério de cobre na Bacia do Camaquã	27
5	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	32
5.1	Complexo Metamórfico Bossoroca	34
5.2	Formação Hilário – Grupo Bom Jardim	35
6	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	37
6.1	Método da Eletorresistividade	37
6.2	Método da Polarização Induzida	43
6.2.1	Medição da polarização	45
6.3	Técnicas de aquisição de dados	47
6.4	Tipos de arranjos.....	49
6.5	Histórico de aplicação dos métodos da Eletorresistividade e Polarização Induzida em pesquisa mineral	56
7	MATERIAIS E MÉTODOS	58
7.1	Processamento dos dados	62
8	RESULTADOS	67
8.1	Análise estrutural	67
8.2	Modelos de inversão 2D	76
8.3	Modelos de visualização 3D	84
8.3.1	Modelo de blocos 3D.....	84
8.3.2	Mapas de profundidade (slices)	86
8.3.3	Modelos de isosuperfície	88
9	DISCUSSÃO	90

9.1	Arranjo Wenner	91
9.2	Arranjo Schlumberger	91
9.3	Dipolo-Dipolo.....	92
9.4	Análise Integrada	94
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	98
11	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
ANEXO I - MODELOS DE INVERSÃO 2D.....		110
ANEXO II – MAPAS DE PROFUNDIDADE		126

1 INTRODUÇÃO

O minério de cobre apresenta uma ampla gama de usos na construção civil, no desenvolvimento tecnológico industrial, na indústria elétrica e eletrônica, engenharia industrial, transporte, entre outros usos, devido suas propriedades físicas e químicas. O reaquecimento da economia previsto para os anos posteriores a 2019 já é expresso no crescimento do consumo per capita desse metal. Em 2014, um déficit de produção frente ao consumo da ordem de 407 mil t foi apontado, estímulo à prospecção e pesquisa de novas ocorrências de cobre em território brasileiro (ICSG, 2017).

Todavia, a descoberta de novos depósitos por meio da aplicação dos métodos diretos de prospecção, como sondagem para amostragem de rocha e análises químicas é decrescente. Tal fronteira é ultrapassada por meio da utilização de métodos indiretos de pesquisa, entre estes é destacada a geofísica, técnica independente de exposições rochosas ou descrições de furos de sondagem e extremamente recomendada na prospecção de minérios sulfetados, devido ao contraste que apresentam de propriedades físicas com relação à rocha hospedeira (MARANHÃO, 1985; MOON et al., 2006, MARJORIBANKS, 2010).

A escolha do método de investigação geofísica depende do tipo de depósito mineral a ser estudado, à medida que determinadas propriedades físicas são inerentes a certos depósitos. Dentre os principais métodos geofísicos de prospecção, são destacados os métodos geoelétricos, como a Eletroresistividade e Polarização Induzida, métodos aplicados no presente trabalho.

As técnicas de campo são os meios de investigação utilizados para o desenvolvimento do método geofísico e podem ocorrer por meio de sondagens, caminhamentos ou perfilagens.

As diversas possibilidades de disposição dos eletrodos durante a investigação geoelétrica são denominadas de arranjos de campo, sendo os principais Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo. A escolha de determinado arranjo, teoricamente, é baseada na profundidade de investigação desejável e resolução espacial. Porém, é possível notar que a aplicação de certo arranjo decorre principalmente da facilidade operacional e da consagração bibliográfica tida por maior utilização.

Atualmente, com uso de novos equipamentos de aquisição de dados, automatizados e de grande capacidade de memória, torna-se possível a realização de ensaios geoelétricos de diferentes arranjos em menor tempo e com maior praticidade, o que impulsionou o desenvolvimento deste trabalho.

Localizada na Bacia do Camaquã, no Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), no estado de Rio Grande do Sul e com proximidade a cidade de Caçapava do Sul, a ocorrência em estudo, Colônia Santa Barbara, foi prospectada na década de 1970. A pesquisa na área foi suspensa por apresentar teores de cobre de até 1%, teor que a qualificou como uma ocorrência mineral sem interesse econômico (DNPM, 1970).

A ocorrência é caracterizada por cobre disseminado em tufo vulcânico, aflorante em um bloco alto, alçado perante os laterais por falhas normais, fato que confere a mineralização uma provável condicionante estrutural (CPRM, 1995).

Sob um novo cenário econômico e, vista um conhecimento metalogenético atualizado e aprofundado sobre depósitos de cobre, este trabalho apresenta a reavaliação econômica da ocorrência sob perspectiva do modelo Magmático-Hidrotermal. Este modelo é aplicado às várias ocorrências e depósitos com proximidade espacial a área de estudo e atestado por estudos geocronológicos, isótopos de enxofre e chumbo em sulfetos, entre outros. Os dados apontam para fluidos mineralizantes de origem magmática-marinha, com idades que corroboram com as idades de intrusão dos batólitos graníticos sin-pós tectônicos intrudidos em sequências do embasamento e sedimentos da Bacia do Camaquã (TONIOLO, 2004).

A ocorrência em estudo está localizada próxima ao batólito sin-tectônico Caçapava do Sul, província metalogenética reconhecida como Província Cuprífera de Caçapava do Sul. Modelo Magmático-Hidrotermal com origem dos metais e fluido marinho vinculado aos mármores do embasamento metamórfico, associado a fluido de origem magmática oriundo do Granito Caçapava (REMUS et al., 2000).

Após definir e apresentar evidências para o modelo genético e a morfologia do jazimento mais condizentes com a realidade a ser encontrada em subsuperfície, este estudo visa a análise comparativa de dados de tomografia elétrica em diferentes arranjos. Com a finalidade de averiguar diante das propriedades inerentes de cada arranjo, qual deles modela de forma mais fidedigna a estrutura esperada e, salientar que a escolha equivocada de um arranjo pode mascarar depósitos ou conferir uma interpretação equivocada do ambiente em estudo.

Como importância, é destacada também a aplicação de métodos geoelétricos, bem como de equipamentos multi-eletrodos como ferramentas de menor custo, maior rapidez e ganho para a prospecção de novos depósitos de minérios sulfetados.

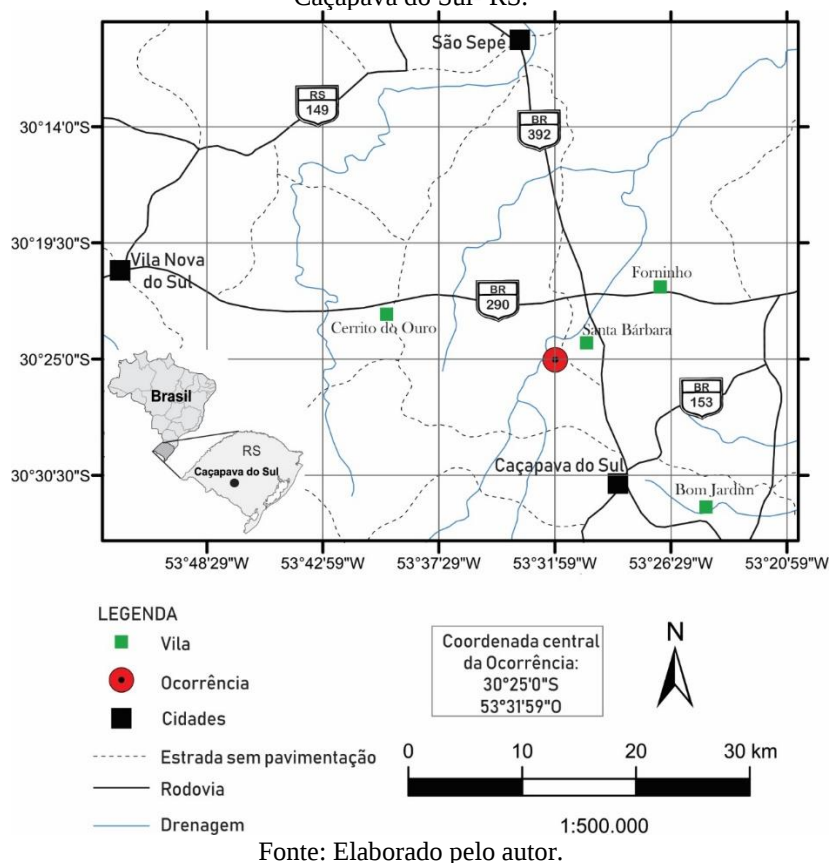
2 OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo a análise comparativa de dados de tomografia elétrica em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo, adquiridos sobre uma ocorrência de cobre disseminado em tufo vulcânico, para averiguar o resultado que melhor descreva a morfologia e arquitetura do jazimento, respaldado por descrições de campo, modelo estrutural e metalogênese.

3 ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudo está localizada no Estado do Rio Grande do Sul, na jurisdição do município de Caçapava do Sul, distante aproximadamente 12 km da sede, em sentido noroeste e em relação a capital do Estado Porto Alegre é distanciada a 259 km. Perfaz aproximadamente 5km² e abrange a folha topográfica Passo do Salsinho - SH.22-Y-A-I-4, na escala 1:50.000 (BOCCHI, 1995 - DNPM), com coordenada central da área em 30° 25'00" S e 53° 31'59" W (Figura 3.1).

Figura 3.1 Mapa com as principais vias de acesso à área de estudo e rota a ser seguida a partir da cidade de Caçapava do Sul- RS.



As principais vias de acesso específicas à área de estudo são a estrada federal BR-392 que ligam Caçapava do Sul à São Sepé e a BR-290 que liga as cidades de Vila Nova do Sul a Barrocada – RS. A partir da cidade de Caçapava do Sul – RS, deve seguir pela Avenida Presidente Kennedy (RS-357) até a saída da cidade. Na rotatória pegue a terceira saída em sentido a São Sepé-RS pela rodovia BR-392. Existem estradas secundárias não pavimentadas, que permitem o acesso propriamente dito à área de estudo, com condições de tráfego suficientes para acesso de carro, como ilustrado na Figura 3.1.

4 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada geotectonicamente na Bacia do Camaquã, no Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), porção meridional da Província Mantiqueira (HASSUI et al., 1975; ALMEIDA et al., 1981).

O contexto regional da área de estudo foi amplamente discutido por diversos autores, com primeiros trabalhos que datam década de 30 e 40 por Carvalho (1932) e Leinz et al. (1941). Foram propostas diversas compartimentações geotectônicas e modelos evolutivos diferentes para o Escudo Sul Rio Grandense, o que por muitas vezes ocasiona confusões devido ao uso de terminologias parecidas para conceitos bem distintos, alguns dos trabalhos mais relevantes são descritos em Fernandes et al. (1995), Chemale Jr (2000), Salmann (2005), entre outros. A fim de sanar dúvidas e evitar confronto de ideias, o presente trabalho será baseado na organização apresentada nos trabalhos recentes de Hartmann et al. (2007, 2016).

O Escudo Sul-rio-grandense apresenta história de formação entre 2,55 Ga a 535 Ma durante os Eventos orogênicos do Ciclo Transamazônico (2.25-2.00 Ga) e Ciclo Brasileiro (900-535 Ma), compartimentado em fragmentos Paleoproterozoicos do Cráton Rio de La Plata e Cinturão Neoproterozoico Dom Feliciano (HARTMANN et al., 2000).

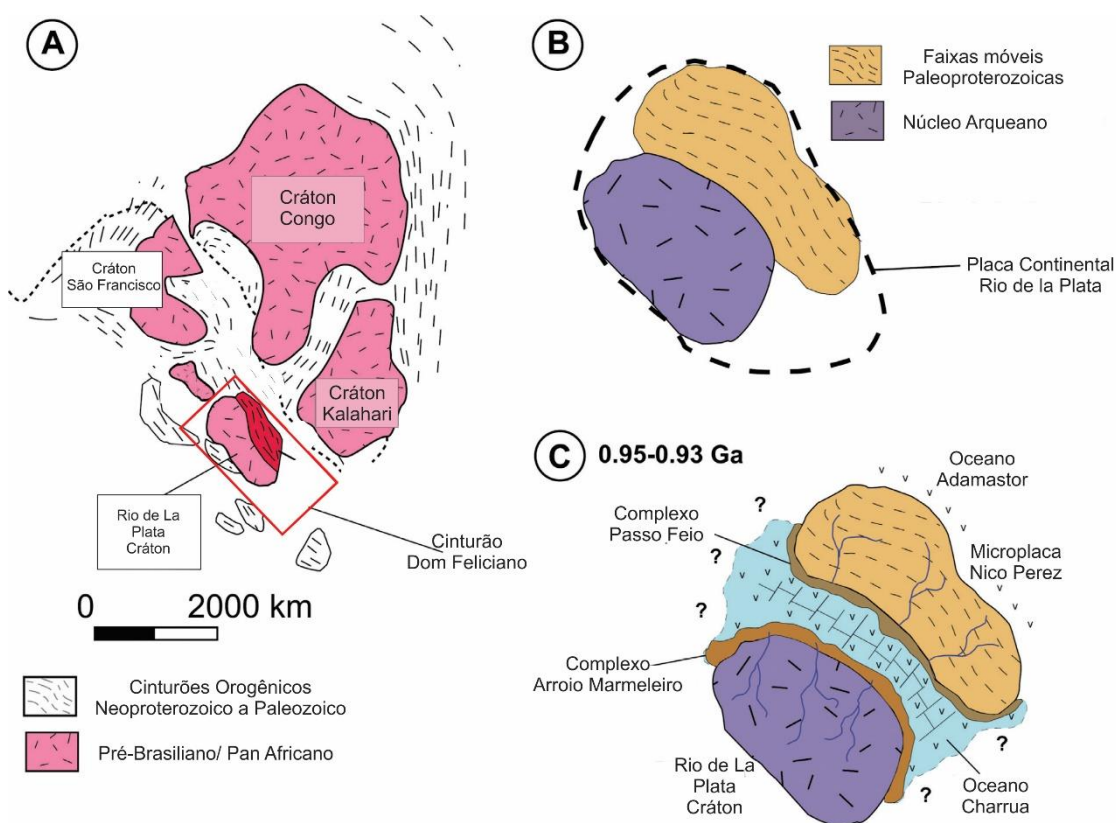
De forma sucinta, os paleocontinentes sul-americano e sul africano, reconhecidos como Placa Continental do Rio de La Plata e Cráton Kalahari, respectivamente, eram separados pelo Oceano Adamastor. Entre 950-900 Ma ocorreu a abertura do Oceano Charrua entre a porção arqueana cratônica do Rio de La Plata e o cinturão móvel paleoproterozoico, Microplaca Nico Perez (950-900 Ma) (PHILIPP et al., 2016) (Figura 4.1).

O início da aglutinação do Cinturão Neoproterozoico Dom Feliciano é decorrente da superposição de três Orogenias do Ciclo Orogênico Brasileiro: Arco do Passinho (900-860 Ma), São Gabriel (770–680 Ma) e Dom Feliciano (650–540 Ma), acarretando em fechamento do Oceano Charrua, Adamastor e colisão entre a Microplaca Nico Perez e Crátons Rio de La Plata e Kalahari (CHEMALE JR., 2000; HARTMANN et al, 2007; SAALMANN et al., 2010; PHILIPP et al., 2016).

Com delimitação inicial decorrente da análise de dados indiretos aerotransportados como gravimetria, magnetometria e, atual divisão segundo também características estruturais, petrográficas e geocronológicas, o Escudo Sul Rio Grandense consiste em Terreno Taquarembó, Tijucas, São Gabriel e Pelotas. Como registro dos fragmentos residuais do Cráton Rio de La Plata e, representantes do Cinturão Dom Feliciano: Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel este com estruturas principais de direção NE-SW (falhas Cabritos-Perau e Segredo) e

Batólito Pelotas e granitoides sin-pós colisionais associados. São destacados no ESRG a presença de três zonas de cisalhamento principais Ibaré (NW-SE); Caçapava do Sul (NE-SW) e Dorsal do Canguçu (NE-SW), além de porções recobertas pelos sedimentos pós-colisionais da Bacia do Camaquã (CHEMALE JR., 2000; HARTMANN et al., 2007) (Figura 4.2).

Figura 4.1(A) Porção sul do Gondwana com destaque para as principais áreas cratônicas e localização do Cinturão Dom Feliciano. (B): Composição detalhada da Placa Continental Rio de la Plata e sua porção arqueana e faixas paleoproterozoicas. (C): Abertura do Oceano Charrua entre o Cráton Rio de La Plata (núcleo antigo) e Microplaca Nico Perez (Cinturão móvel Paleoproterozoico)

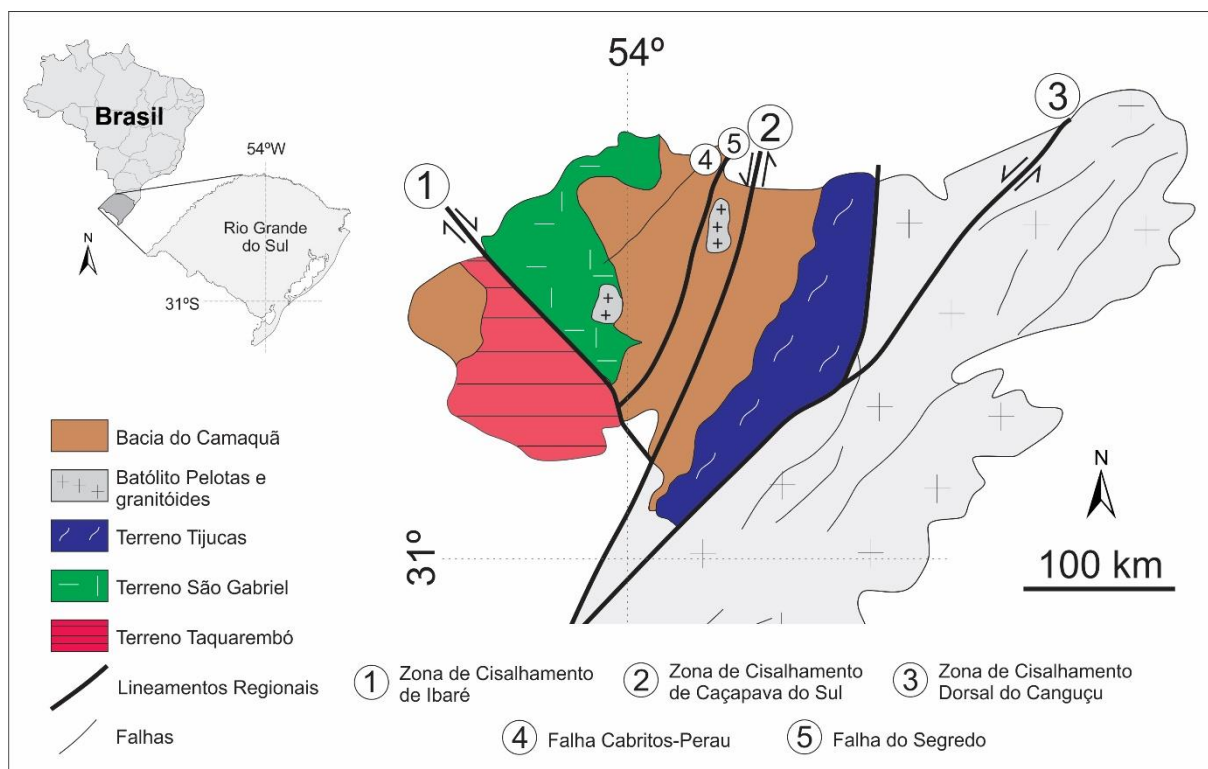


Fonte: Phillip et al., 2016

Localizado na porção mais interior do escudo, o Domínio Taquarembó (2.35 – 0.78 Ga) é aflorante a sul do lineamento de Ibaré, sua unidade predominante é o Complexo Granulítico Santa Maria do Chico, caracterizado por uma associação de rochas tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG), além de piroxenitos, anortositos e lherzolitos metamorfisados em fácies granulito (TICKYJ et al., 2004). Apresenta idades magmáticas de 2,55 e 2,35 Ga e metamórficas de 2,02 Ga, obtidas pelo método U-Pb (SHRIMP em zircão), dados que corroboram com a interpretação vinculando o Domínio Taquarembó como parte do cráton Rio de La Plata (HARTMANN et al., 1999). Também apresenta unidades de idade

Neoproterozoicas menos expressivas, como a Suíte Santo Afonso e Platô Taquarembó, compostas por litologias vulcânicas com assinatura crustal obtida pelo método Sm-Nd (CHEMALE JR., 2000).

Figura 4.2 Escudo Sul-rio-grandense. Em destaque os Domínios Dom Feliciano ou Domínio Pelotas e granitoides sin-pós colisionais, Domínio São Gabriel, Domínio Santana da Boa Vista ou Tijucas e Terreno Taquarembó, além da Bacia do Camaquã.



Fonte: Modificado de Hartmann et al., 2007 e Lopes, 2018

O Terreno Tijucas (2.35 – 0.78 Ga) é o registro de uma bacia vulcanossedimentar metamorfisada, depositada em ambiente de margem passiva e *back-arc* (Complexo Porongos entre 800 a 700 Ma), sobre o embasamento paleoproterozoico granítico gnáissico do Complexo Encantadas (2,2 a 2,0 Ga). Está limitado a leste pela zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro, a oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Camaquã e a sul e norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (HARTMANN et al., 1999, 2000; PHILIPP et al., 2008).

O Terreno São Gabriel (0.95 – 0.68 Ga) é composto por rochas granítico-gnáissicas, vulcanossedimentares e ofiolíticas de assinatura isotópica juvenil, registro dos eventos orogenéticos de desenvolvimento do Arco Passinho (arco de ilhas oceânico) e Arco São Gabriel (arco continental) e processos atuantes na abertura e fechamento do Oceano Charrua. O terreno está limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré e a leste por falhamentos de direção NE-

SW, seu limite norte e oeste são recobertos pelos sedimentos da Bacia do Paraná. A zona de cisalhamento Caçapava de direção NE-SW delimita a borda leste do Terreno São Gabriel, região coberta pelas sucessões Vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã. (CHEMALE JR., 2000; HARTMANN et al., 2011).

O Terreno São Gabriel pode ser compartimentado em Suíte Lagoa da Meia Lua, Complexo Cambai, Complexo Imbicuí, pequenos complexos ofiolíticos dispersos pelo Terreno, a exemplo do Arroio Lajeado e Cerro do Ouro, além das unidades mais expressivas para a área de estudo: Complexos Passo Feio e Marmeleiro e Complexos Bossoroca e Palmas. Complexos Passo Feio e Marmeleiro com exposições de quartzitos, mármore e mica xisto/filito e raras descrições de rochas metavulcânicas e Complexos Bossoroca e Palmas indicados pela presença de rochas metavulcânicas e metassedimentares, sendo a segunda mais abundante na porção leste do ESRG, logo, na área em presente discussão (GRUBERT et al., 2016).

O Domínio Pelotas (650-550 Ma) apresenta grande dispersão areal na porção sul do Brasil, com extensões para norte em Santa Catarina e para sul no Uruguai. É caracterizado por um período de intrusões graníticas relacionadas aos eventos colisionais (idade entre 650 e 600 Ma) e pós colisionais (600 e 550Ma) do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, além de retrabalhamento da crosta paleoproterozoica e, mais raramente arqueana (BITENCOURT & NARDI, 1993; CHEMALE JR. et al., 2000; FRANTZ et al., 2003).

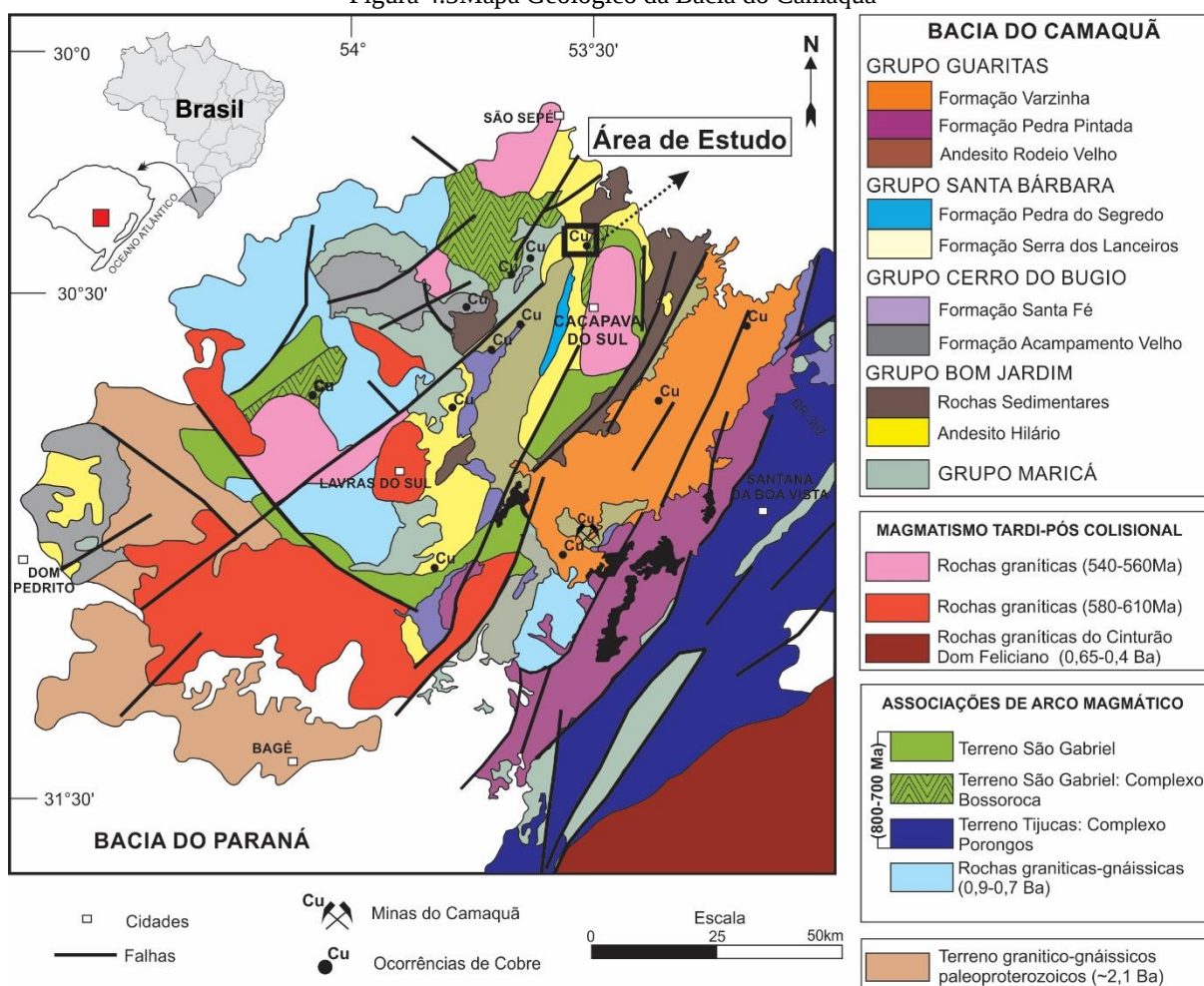
O Domínio Pelotas pode ser dividido em seis suítes intrusivas, relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento, são elas: Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano, de composições cálcio-alcálicas de alto K, com afinidade metaluminosa a peraluminosa, seguido de magmatismo alcalino e por fim intrusões peralcalinas menos expressivas (PHILIPP & MACHADO, 2005 e PHILIPP et al., 2006).

4.1 Bacia do Camaquã

Com orientação NE-SW, a Bacia do Camaquã aflora em parte do Terreno São Gabriel e Tijucas, na porção central do Escudo Sul-rio-grandense (Figura 4.3).

A Bacia do Camaquã apresenta aproximadamente 10.000 metros de registro Vulcanossedimentar, resultado da sobreposição entre 630 e 470 Ma de quatro pulsos tectono-vulcanossedimentares consecutivos (FRAGOSO-CESAR et al., 1984; CHEMALE JR et al., 1995; PAIM et al., 2000) (Figura 4.4).

Figura 4.3 Mapa Geológico da Bacia do Camaquã

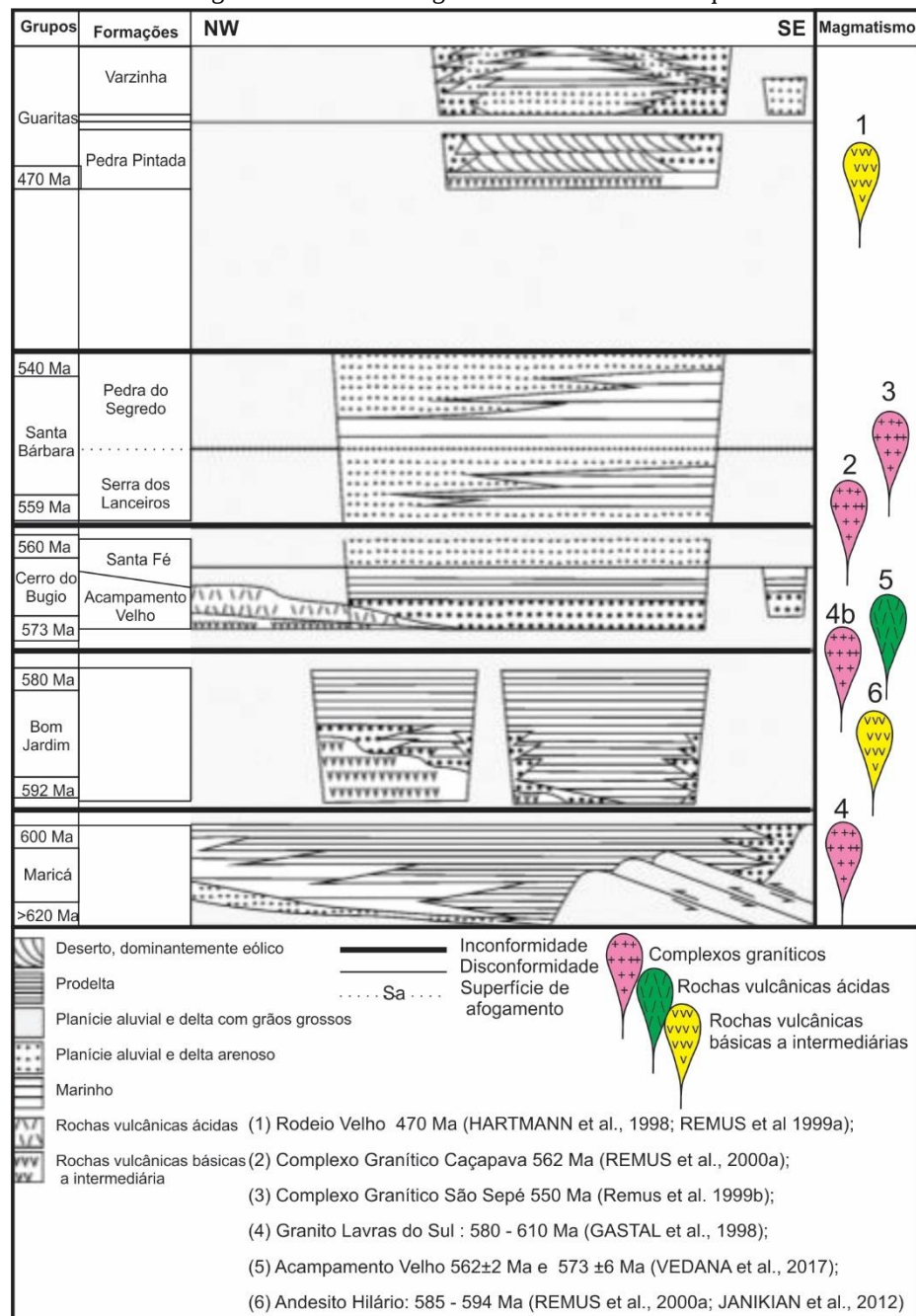


Fonte: Modificado de PAIM et al., 2000, WILDNER et al., 2002, KAZMIERZAC, 2006 e GRUBERT et al., 2016.

A Bacia do Camaquã, configura uma sucessão sedimentar dividida em cinco grupos (Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas) (Figura 4.4). Denominados alogrupos por Paim (2000), por serem períodos de deposição associados a ambientes tectônicos, mecanismos de subsidência e assinaturas vulcânicas distintas, separados por discordâncias angulares, geradas por eventos de deformação, soerguimento e erosão. Tal denominação ainda

não é oficial portanto, este trabalho abordará a visão estratigráfica consagrada pela literatura, determinada pela CPRM, dividindo a bacia em grupos.

Figura 4.4 Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã



Fonte: Modificado de PAIM et al., 2000.

A unidade da base contida no registro estratigráfico da Bacia do Camaquã é descrito como Grupo Maricá, com aproximadamente 4000 metros de espessura. A evolução dos ambientes deposicionais do grupo ocorre a partir de depósitos de planícies fluviais de canais entrelaçados em sua base, Formação Passo da Promessa; depósitos marinhos, gerados em

plataforma marinha rasa dominada por ação de ondas, associado a turbiditos, da Formação São Rafael cobertos no topo pela Formação Arroio, novamente característica de sistemas de planícies fluviais de canais entrelaçados, em associação a leques aluviais distais (LEINZ *apud* BORBA, 2006 e PAIM et al., 2000).

Interpretada como uma bacia de retro-arco de antepaís, fora depositada no estágio tardi-orogênico do Cinturão Dom Feliciano (CHEMALE JR., 1995). Seu limite com as rochas do embasamento ainda não é consensual, na falta de afloramentos e confirmações, é considerado uma desconformidade. A idade máxima de deposição é de 601 ± 13 Ma, proposta a partir de determinações com zircões detríticos de arenitos arcoseanos (ALMEIDA et al., 2002). São descritos eventos vulcânicos sin-deposicionais com idade aproximada entre 580 - 610 Ma, o complexo Lavras do Sul (GASTAL & LAFON 1998; GASTAL et al., 2000).

O Grupo Bom Jardim (592-580 Ma) é composto por depósitos Vulcanossedimentares e está sobreposto ao Grupo Maricá de maneira discordante (discordância angular) (PAIM et al., 2000). Justificado pela ausência de fósseis preservados, com raras exposições sub-aéreas e pela presença de feições indicativas de ação de maré e onda, o ambiente deposicional é inferido como subaquático, com leques deltaicos e deltas de planície entrelaçada em contato com lagos profundos, associados a vulcanismo. Os registros sedimentares são conglomerados com predominância de clastos de rochas vulcânicas e depósitos turbidíticos de ambiente aluvial deltaico.

As rochas vulcânicas associadas aos sedimentos correspondem a Formação Hilário, a qual é composta por fluxos de lava, magmatismo hipoabissal e depósitos vulcanoclásticos (epiclásticos e piroclásticos), relacionado a um magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, com composição básica a intermediária e assinatura shoshonítica (NARDI & LIMA, 1985). O grupo Bom Jardim é descrito como bacia transcorrente (*strike-slip*) associado ao estágio tardi-orogênico (PAIM et al., 2014). Esta unidade ocorre aflorante na área de estudo, melhor detalhada no capítulo de Geologia Local, a seguir.

O Grupo Serro do Bugio é subdivido em Formação Acampamento Velho na base, e Formação Santa Fé no topo. A Formação Acampamento Velho recobre os Grupos Maricá e Bom Jardim em discordância angular (CORDANI et al., 1974). Essa unidade vulcânica de aspecto bimodal, composta por rochas basálticas na base e riolíticas no topo (ALMEIDA et al., 2002), é encontrada horizontalizada ou levemente basculhada.

Datações feitas pelo método U-Pb em zircão em Vedana et al. (2017), apontam idades que variam entre em 562 ± 2 Ma e 573 ± 6 Ma para a Formação Acampamento Velho, permitindo sua correlação aos eventos intrusivos registrados ao longo de todo o ESRG e refletidos na

evolução da Bacia do Camaquã entre 560-540 Ma. Desta forma eventos intrusivos configuram inicialmente caráter cálcio alcalinos de alto-K a shoshonítico (vulcanismo Hilário), seguido por magmatismo alcalino e peralcalino sódico (vulcanismo Acampamento Velho) e por fim, magmas de origem mantélica, de composição básico alcalino (vulcanismo Rodeio Velho).

Já a Formação Santa Fé é marcada por depósitos flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais (PAIM et al., 2000).

Cessado o período de orogenias, são instaladas as bacias pós-orogênicas. O Grupo Santa Bárbara, formado na fase rifte. Apresenta origem continental, com associação de fácies de leques aluviais (BORBA & MIZUSAKI, 2003), frente deltaica aluvial, lacustre e canais fluviais entrelaçados, arenosos e cascalhosos (BORBA, 2001). Composto por litologias arenosas, conglomeráticas e siltitosas, é dividido em Formação Serra dos Lanceiros e Formação Pedra do Segredo, ambas caracterizadas como pulsos prográdantes de sistema deltaico, interrompidas por superfícies transgressivas, assim como a Formação Santa Fé, a qual muitas vezes é tratada como parte do Grupo Santa Bárbara e parte do mesmo pulso tectono-sedimentar (PAIM et al., 2000).

Por fim, o Grupo Guaritas, definido por Goñi et al. apud Borba (2006), é composto por arenitos, conglomerados e siltitos, depositados em ambiente majoritariamente eólico, fluvial próximo a margem SE do rifte com idade de deposição próxima a 470 Ma (KAZMIERCZAK, 2006). Sua deposição é intercalada na base com rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho com idades de 470 ± 19 Ma (RIBEIRO et al., 1966; HARTMANN et al., 1998; REMUS et al., 1999a).

É descrita uma nova fase distensiva, com a de magmas de origem mantélica, básicos alcalinos, registrando a inversão da Bacia do Camaquã e final da sedimentação molássica (WILDNER et al., 1997).

Acima, é encontrada a Formação Varzinha (PAIM et al., 2000), resultado de acumulações eólicas, recobertos por deltas e sucessões lacustres (PAIM, 1994).

Quanto ao grau de deformação registrado em toda a sucessão da Bacia do Camaquã, é registrado um padrão decrescente da base para o topo (PAIM et al., 2000). As unidades mais antigas (Grupo Maricá e Bom Jardim), apresentam padrão de dobras moderadamente apertadas vinculadas a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão, definindo um ambiente dúctil-rúptil em contexto compressivo ou transpressivo, dependendo do grupo (PAIM et al., 2014).

Estruturalmente, as unidades que compõem a bacia, são geralmente encontradas basculadas com até 60° de mergulho, com direções preferenciais NE (ALMEIDA, 2005).

Os vulcanismos Hilário, Acampamento Velho e Rodeio Velho apresentam estreita relação as zonas de cisalhamento e falhas extensionais, indicado por suas proximidades espaciais e orientações alongadas NE-SW concordantes. Foram vinculados a esse período, suítes de granitoides contemporâneas a deposição do Grupo Bom Jardim, a exemplo do Batólito Lavras do Sul com afinidade shoshonítica e granitoides associados as rochas sedimentares e Vulcânicas dos Grupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara, de composição cálcio-alcaina de alto K, como o Granito Caçapava do Sul, e alcalinas como Jaguari Ramada, Cerro da Cria e São Sepé.

A idade desses granitoides sin-pós colisionais são alvo de constante discussão, no trabalho de Philipp et al. (2016) para os métodos SHRIMP e LA -MC-ICPMS U-Pb, os plútons cálcio alcalinos de alto K apresentaram idades entre 598 e 570 Ma, enquanto plútons alcalinos apontaram idades de cristalização entre 570 e 560 Ma, porém em Remus et al. (1999b), o Granito São Sepé apresenta idade de 550 Ma em datações em zircões por SHRIMP U-Pb.

O Granito Caçapava ocorre em proximidade com a área de estudo e foi objeto de datação por diversos autores com intervalos que variam de 520-640 Ma (CORDANI et al., 1974; SARTORI & KAWASHITA, 1985 e 1989; SOLIANI, 1986; REMUS et al., 2000). O batólito foi intrudido no Complexo Passo Feio do Terreno São Gabriel e apresenta morfologia dômica assimétrica e alongada na direção N-S, com composição predominantemente de leucogranitos, monzogranitos e granodioritos, além de tonalitos e quartzo dioritos em menores proporções. Apresenta granulação média a fina e frequente presença de porfiroclastos, com pegmatitos, aplitos e veios de quartzo com pirita e/ou hematita na borda do batólito, evidenciando intensa atividade de fluídos durante os estágios finais de cristalização (NARDI & BITENCOURT, 1989).

São descritas várias ocorrências minerais polimetálicas associadas espacialmente ao Granito Caçapava e hospedadas em rochas do Terreno São Gabriel, complexos Passo Feio, Bossoroca e sedimentos da Bacia do Camaquã, fatores que corroboram para a provável correlação entre essas unidades e as gêneses das mineralizações.

4.2 Metalogênese do minério de cobre na Bacia do Camaquã

Durante muitas décadas, as minas de cobre da Bacia do Camaquã representaram a principal fonte brasileira e as únicas exploradas em rochas sedimentares do Ediacarano.

As Minas do Camaquã, é o nome genérico adotado para as mais expressivas minas de cobre do Rio Grande do Sul, localizadas no município de Caçapava do Sul e situadas em uma

elevação topográfica denominada “Janela Bom Jardim”, uma estrutura homoclinal com mergulho para noroeste (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988). Como rochas hospedeiras são descritos os litotipos do Grupo Maricá, Formação Arroio dos Nobres e a Formação Hilário (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Estruturalmente a área é marcada por dois sistemas de falhas principais, um de direção N20° 30'E e outro N45° 70'W (TEIXEIRA et al., 1978).

As Minas do Camaquã são representadas pela Mina do Uruguai e Mina São Luiz, cujos estudos servem de guia prospectivo para busca de novas ocorrências de cobre na região. A mineralogia do minério é composta por calcopirita, bornita e calcosita. Os minerais supergênicos são calcosita, malaquita e crisocola e, em menores proporções azurita, cuprita e cobre nativo, em ganga de hematita, barita, quartzo e calcita. As principais feições hidrotermais são distintas nas duas principais minas, podendo ocorrer cloritização, sericitização e silicificação (BETTENCOURT, 1972).

O minério pode ocorrer de duas formas, como filões controlados por falhamentos com zonas de *stockwork* com fraturas e brechas interligadas, conferindo o caráter epigenético dos filões em relação às rochas encaixantes, como também disseminações *stratabound* presente principalmente ao longo dos contatos litológicos (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Desde sua descoberta em 1865 e início da exploração em 1875, até o início deste século, inúmeras hipóteses metalogenéticas foram sugeridas para explicar a origem dos depósitos de cobre das Minas do Camaquã (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Desde os primeiros modelos propostos, por Leiz & Almeida em 1941, é ressaltado a influência e correlação das mineralizações com a fase hidrotermal dos magmatismos associados a Bacia do Camaquã, propondo desta forma o modelo magmático-hidrotermal.

Nas porções mais rasas dos depósitos, é comum a presença de espessos filões de minério, que com profundidade diminuem de espessura acompanhados de concentrações expressivas de sulfetos disseminados e estratiformes em rochas sedimentares. Corroborando para o desenvolvimento de uma nova interpretação da metalogenia do depósito, o modelo sedimentar singenético, depois diagenético com remobilização (TEIXEIRA et al., 1978). Tal modelo não obteve grande consistência e trabalhos atestando a origem magmática hidrotermal continuaram a perpetuar (BETTENCOURT, 1972; BECKEL, 1990; REMUS 1999; LAUX & LINDENMAYER, 2000; TONIOLO, 2004).

A origem magmática hidrotermal para o depósito das Minas do Camaquã foi baseada no fato que os filões de minério possuem espessura expressiva, são discordantes, epigenéticos e apresentam alterações mineralógicas no contato filão-rocha encaixante. Organização em que

os filões corresponderiam às “raízes” de um sistema epitermal, e o minério disseminado as porções superiores distais do sistema (LIMA, 1998 e LAUX & LINDENMAYER, 2000).

A teoria mais aceita atualmente, propõe que esses depósitos foram gerados a partir da lixiviação de metais base já presentes no embasamento e na pilha Vulcanossedimentar da bacia, por fluidos de origem magmática, bem como sua ascensão e concentração em estruturas de alívio, fraturas e porosidade das rochas (TONIOLO, 2004).

Depósitos hidrotermais são gerados a partir da percolação de fluidos quentes (temperaturas $50 > 500^{\circ}\text{C}$) nas rochas, lixiviando, transportando e precipitando a carga mineral em resposta às mudanças nas condições físico-químicas. Os fluidos podem ter origens diversas, como magmática, marinha, metamórfica entre outros. A passagem desses fluidos pela rocha, gera alterações hidrotermais e desenvolvimento de uma nova assembleia mineral (ROOB, 2005).

Os principais tipos de alteração hidrotermal nos sistemas magmático-hidrotermais são, de acordo com Pirajno, (2009):

- a) Alteração potássica: pode apresentar associações minerais típicas como feldspato potássico + biotita + quartzo, feldspato potássico + clorita e feldspato potássico + biotita + magnetita.
- b) Alteração propilítica: esta alteração se forma a condições de pH neutro a alcalino em faixas de temperatura baixa ($200^{\circ}\text{--}250^{\circ}\text{C}$), e apresenta como minerais hidrotermais típicos: clorita, epidoto, carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita.
- c) Sericítica: resultado da desestabilização dos feldspatos potássicos e dos plagioclásios na presença de H^{+} , OH^{-} , K e S, é caracterizada tipicamente pela associação quartzo + sericita + pirita.
- d) Argílica: caracterizada pela formação de minerais de argila devido ao intenso metassomatismo H^{+} (lixiviação ácida), em temperaturas entre 100°C e 300°C e por enriquecimento de sílica.
- e) Silicificação: enriquecimento de sílica, resultando na cristalização de quartzo e destruição intensa dos minerais originais da rocha. 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.
- f) Carbonatação: formação de minerais carbonáticos durante a alteração da rocha, resultado da interação química entre fluidos com baixa salinidade e ricos em CO_2 , com a rocha hospedeira.

A seguir serão discutidas as principais hipóteses genéticas propostas para as Minas do Camaquã e outras ocorrências de cobre associadas.

Modelo Cobre Pórfiro: São depósitos de natureza magmático-hidrotermal, em que o minério (sulfetos e óxidos) é precipitado a partir de soluções aquosas com elevadas temperaturas, que se originam em decorrência da cristalização de magmas cálcio-alcálinos e formam depósitos de grande tonelagem e pequeno teor (BIONDI, 2003).

A alteração hidrotermal gerada por esse modelo é apresentada de forma zonada, com possibilidade de reconhecimento de quatro zonas: zona de alteração sódica, potássica, propilítica e sericitica, o que não é reconhecido nas Minas do Camaquã (BIONDI, 2003).

Em relação as características observadas nas Minas do Camaquã, o fato que corrobora para essa interpretação seria o ambiente geotectônico de arco magmático, formador dessa região e desenvolvido no fim do Brasileiro (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Modelo Epitermal: São depósitos hidrotermais que se formam em nível crustal raso (menos que 2km de profundidade), essencialmente na forma de veios decorrentes de vulcanismo cálcio-alcálico, com temperatura limite de 300°C. Suas tonelações são inferiores ao do tipo Pórfiro, porém exibem maiores teores (BIONDI, 2003).

Esse modelo foi descrito inicialmente por Laux & Lindenmayer (2000) e é respaldado pelo controle estrutural da mineralização, hospedada em veios discordantes e *stockworks*, aliado a temperaturas moderadas e baixa salinidade dos fluidos mineralizantes (LAUX et al., 2005).

Em Remus et al. (2000a) são ressaltados alguns pontos em relação aos depósitos hospedados em sequências sedimentares da Bacia do Camaquã: (I) A temperatura de formação da mineralização é coincidente com o campo hidrotermal (entre 210°C a 300°C); (II) As mineralizações são frequentemente encontradas em fraturas e suas junções com direção E-W NW ou em porosidades primárias existentes nas rochas hospedeiras, como conglomerados e arenitos, porosidades essas que são comumente preenchidas por sílica durante as fases finais de hidrotermalismo; (III) De forma geral é atestada a origem da mineralização ao evento magmático tardi-pós colisional da Orogenia Dom Feliciano (549 -545Ma); (IV) As alterações hidrotermais descritas nas rochas hospedeiras são cloritização, silicificação, seritização e carbonatação.

No trabalho de Remus et al. (2000b), foram retomadas as discussões do artigo descrito anteriormente e feitas análises detalhadas de isótopos de enxofre e chumbo em sulfetos em ocorrências com proximidade espacial ao Granito Caçapava, como ocorrências Andradas, Santa Bárbara, região nomeada como Província Cuprífera de Caçapava do Sul, a fim de identificar a procedência do minério. Os resultados alcançados com os isótopos de enxofre conferem aos

fluidos mineralizantes origem mista, magmática associado ao granito Caçapava e marinha associado aos mármore do embasamento presente no Complexo Passo Feio. Os isótopos de chumbo e as datações em zircão U-Pb (SHRIMP) corroboram para a mesma interpretação, datando as minerações como síncronas à intrusão do granito Caçapava em 562 Ma. Tais resultados são produto da combinação de dados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos.

As Minas do Camaquã, também foram estudadas no trabalho de Remus et al. (2000a, b), nessas a mineralização apresenta datações mais antigas, em aproximadamente 592 Ma, com origem do Cu não associada aos depósitos do Complexo Passo Feio, e Pb com fonte magmática e características de crosta profunda. Com essa idade, é desvinculada a mineralização ao Granito Caçapava. Problemática eluciada no trabalho de Toniolo et al. (2010), em que a mineralização é descrita como veios epitermais com possível conexão a uma intrusão distal, a qual atuou como fonte de calor que gerou um sistema capaz de capturar os metais e o enxofre de rochas sedimentares e metamórficas do embasamento mais antigas que os depósitos do Complexo Passo Feio. Esse tipo de depósito é descrito como vulcanogênico distante, um sistema hidrotermal vulcânico subaquático (BIONDI, 2015).

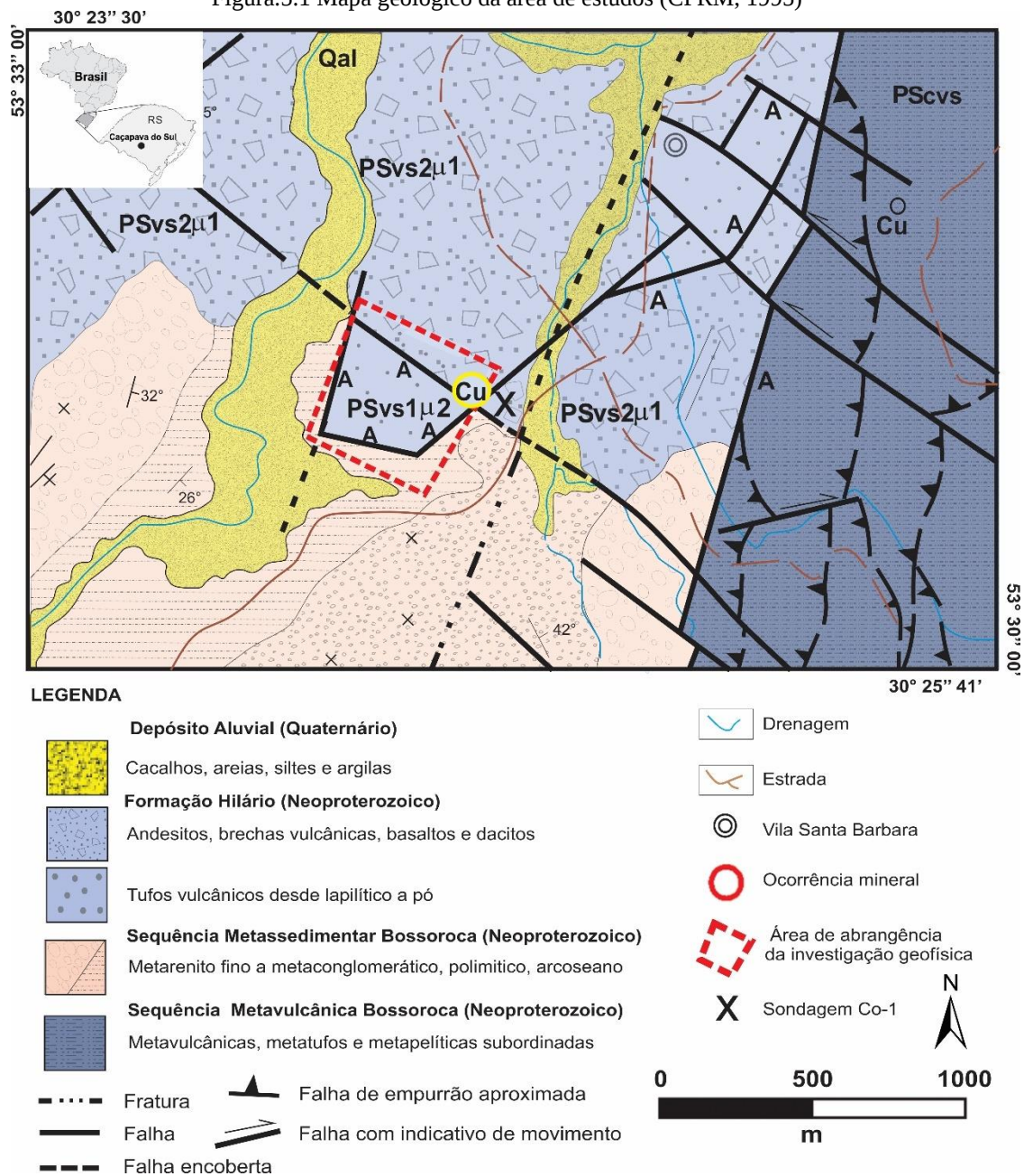
Em Toniolo et al. (2010) após a revisão dos trabalhos anteriores e demais estudos, foram reunidos um conjunto de guias prospectivos para novos depósitos potenciais de cobre no Escudo Sul-riograndense, com destaque para: 1- a interseção de falhas de direção NW a E-W com falhas NE, são locais favoráveis a mineralização, pois serviram de canalização de fluidos hidrotermais entre 590-545Ma; 2 – A fração sedimentar clástica do Grupo Bom Jardim e as rochas do embasamento cortadas por fraturas NW e E-W são as encaixantes preferencias da mineralização; 3 - O plutonismo sin-pós colisional (590-545 Ma) é o mais favorável para a geração destes depósitos.

Desta maneira, é consenso dos recentes estudos a origem magmática hidrotermal dos depósitos de metais base das Minas do Camaquã e demais depósitos correlatos hospedados nos sedimentos do Grupo Bom Jardim e rochas carbonáticas do embasamento, sejam esses depósitos localizados espacialmente próximos, ou não aos batólitos graníticos. É atestado também o forte condicionante estrutural das mineralizações, balizadores da ascensão e percolação dos fluidos mineralizantes.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A ocorrência Colônia Santa Barbara foi descrita inicialmente por Gavronski, 1959 *apud* Bocchi (1965) e está localizada na porção norte-nordeste da Bacia do Camaquã, com proximidade a intrusão do Granito Caçapava. A ocorrência está alocada estruturalmente em um bloco alto, na interseção de duas falhas com direções NE-SW e NW-SE. As litologias aflorantes são pertencentes às unidades Neoproterozoicas do Complexo Bossoroca e Formação Hilário do Grupo Bom Jardim, além de depósitos Quaternários (Figura 5.1).

Figura.5.1 Mapa geológico da área de estudos (CPRM, 1995)



Na década de 60 e 70, os estudos realizados pelo então Departamento Nacional da Produção Mineral e Divisão de Geologia e Mineralogia, atestaram a existência da ocorrência, porém, após alguns estudos geoquímicos localizados, abandonaram a ocorrência alegando resultados “desanimadores... não apresentando a ocorrência qualquer interesse econômico” (DNPM, 1970).

Os estudos realizados foram três trincheiras de 10 metros de profundidade, com coleta de material e análise a cada metro, os quais apontaram teor máximo de cobre a 1%. Foram realizados também dois furos de sondagem Co 1 e Co 3, em que Co 2 foi perdido devido desmoronamento, sendo Co 3 seu substituto. Apenas a localização exata de Co 1 é conhecida, a leste da intersecção de falhas sobre a porção aflorante de Andesito (Figura 5.1).

É possível reconhecer na descrição do furo alguns indícios de mineralização e hidrotermalismo, como níveis com disseminação de pirita, calcosita e calcopirita, zonas silicificadas, cloritizadas e brechadas, fraturas preenchidas por sulfetos de cobre, barita, carbonato e quartzo, atestando o potencial de mineralização da área (Figura 5.2).

Figura 5.2 Perfil descritivo da sondagem Co-1



Fonte: DNPM, 1970

Geomorfologicamente a ocorrência está inserida na Unidade Planalto Rebaixado Marginal, caracterizado por um relevo deprimido, formado sobre rochas diversas, mostrando feições de relevo variadas, principalmente em função dos litotipos sobre os quais foram esculpidos.

A área de estudo está limitada por dois vales encaixados, com forte controle estrutural, compondo um alto topográfico (Figura 5.3).

Figura 5.3 Geomorfologia relacionada à área de estudo. Imagem *LandSat* retirada do *Google Earth*, com aumento de 3x, em azul delimitação do alto topográfico.



Fonte: Elaborado pelo autor

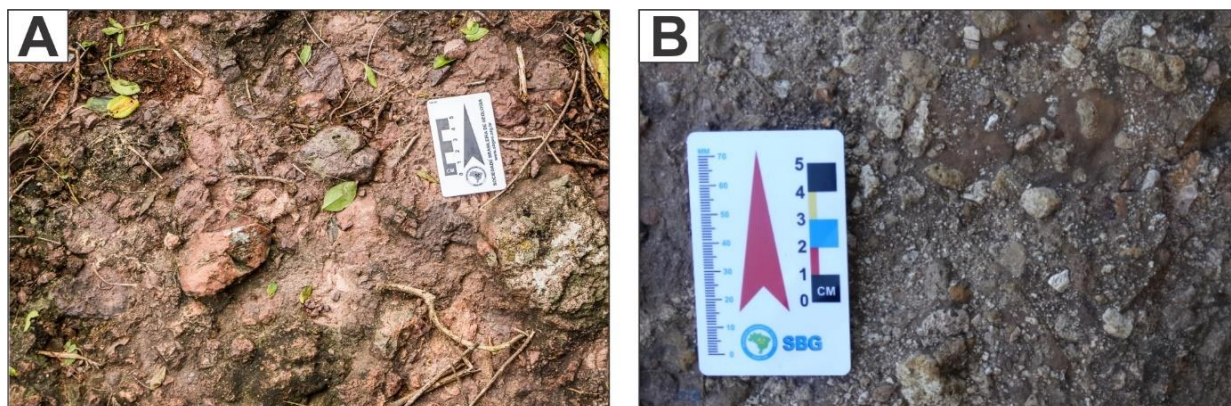
5.1 Complexo Metamórfico Bossoroca

Caracterizado como o embasamento da bacia sedimentar, o Complexo Metamórfico Bossoroca (750-770 Ma) reúne unidades vulcanossedimentares e metavulcânicas (GRUBERT et al., 2016).

Localmente, o Complexo Metamórfico Bossoroca é descrito pela presença de metaconglomerados, com ocorrências localizadas de arenitos conglomeráticos. Os litotipos apresentam capa de alteração de coloração preta, indícios do alto nível de intemperismo, é comum também porções com tons avermelhados, níveis mais oxidados, em superfície fresca os litotipos exibem cor marrom avermelhada.

Composto por matriz de granulação média a grossa, apresenta clastos de composição polimítica (quartzo e fragmento de rochas graníticas), com tamanhos milimétricos a centimétricos, variando de 5 mm a 2,5 cm (Foto 5.4).

Figura 5.4 (A) Detalhe do afloramento de metaconglomerado. (B) Metaconglomerado, encontrado a sudoeste da área de estudo, na calha da estrada



Fonte: Dados da pesquisa

5.2 Formação Hilário – Grupo Bom Jardim

Pertencente ao Grupo Bom Jardim, de idade Neoproterozoica, a Formação Hilário foi inicialmente descrita por Ribeiro & Fantinel (1978). Da base para o topo, consiste em rochas riolíticas e pirocláticas (tufos e brechas), em que a ausência de evidências de soldamento sugere a secundariedade desses depósitos, interpretados como resultado de fluxo piroclástico em um fluxo turbulento sustentado por água (JANIKIAN et al., 2003).

Sobreposto a esses, são descritas rochas vulcânicas, cálcio-alcálicas de alto potássio e alcalinas com afinidade shoshonítica (LIMA & NARDI, 1985), classificadas como basaltos, latitos e andesitos, com origem associada a arcos vulcânicos orogênicos desenvolvidos em margem continental (CPRM, 1995). Datações em andesitos (método U-Pb e Ar-Ar), indicam idades entre 585 e 590 Ma (JANIKIAN et al., 2012). Idades U-Pb (SHRIMP) de zircões em andesitos variam entre 594 ± 5 Ma (REMUS et al., 2000) e $580 \pm 3,6$ Ma (JANIKIAN et al., 2012). Também são descritas *pillow* lavas em outras localidades.

Na área de estudo são aflorantes tufos vulcânicos de coloração marrom avermelhada, e matriz fina. Os litoclastos apresentam tamanhos variados, com formas diversas desde angulosas a arredondadas, com vesículas preenchidas por quartzo (Figura 5.5 A). Ocorrem impregnações de malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})$), indício de mineralização (Figura 5.5 B).

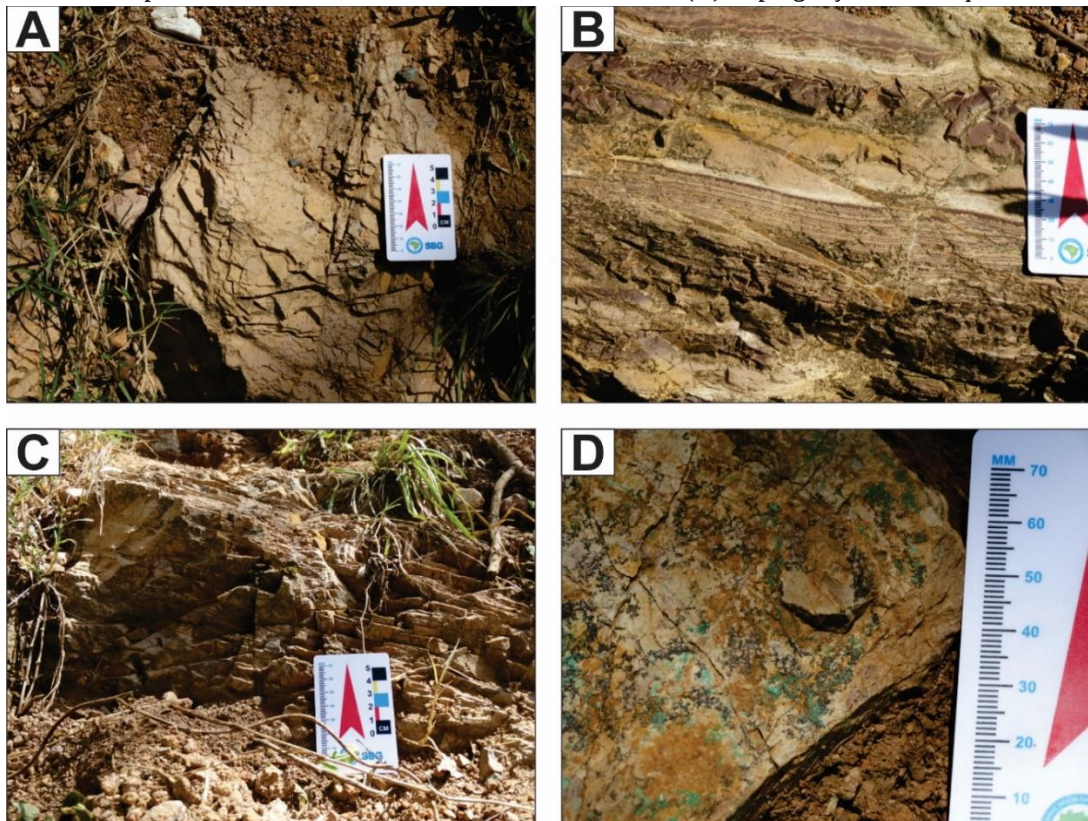
Figura 5.5 (A) Afloramento em corte de estrada de tufo vulcânico, com alto grau de alteração. (B) Ocorrência pontual de impregnação de malaquita em tufo vulcânico.



Fonte: Dados da pesquisa

O litotipo andesito foi descrito em afloramentos na calha das estradas e próximo à drenagem. Apresentam coloração marrom arroxeado, com tons esbranquiçados nas porções mais intemperizadas. São intensamente fraturados com padrão subvertical predominante com incrustações de malaquita nas superfícies de descontinuidade da rocha (Figura 5.6).

Figura 5.6 Andesito da Formação Hilário. (A) Vista em planta. (B) Vista em corte. (C) Andesito intensamente fraturado, com predominância de fraturas verticais a subverticais. (D) Impregnação de malaquita na rocha.



Fonte: Dados da pesquisa

6 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

6.1 Método da Eletrorresistividade

Corrente elétrica é definida como o fluxo ordenado de carga elétrica dentro de um condutor quando existe uma diferença de potencial elétrico entre suas extremidades. A intensidade (I) da corrente elétrica expressa na unidade de medida ampère, é definida como a razão entre o módulo da quantidade de carga (ΔQ expressa em coulomb) que atravessa a menor secção transversal do condutor em um intervalo de tempo (Δt em segundos), equação 6.1 (REYNOLDS, 2011).

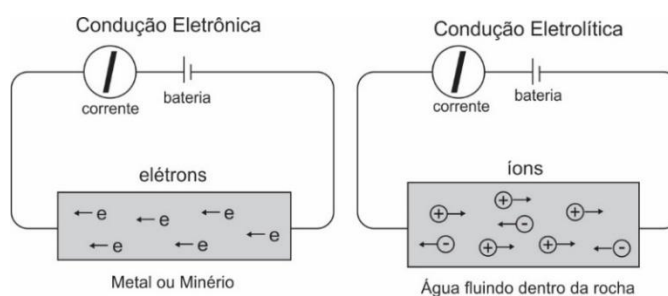
$$I = \frac{|\Delta Q|}{\Delta t} \text{ (Equação 6.1)}$$

A condução de corrente elétrica, ou a movimentação de partículas carregadas (elétrons e íons) através dos materiais, pode ocorrer de três formas distintas: eletrônica, dielétrica e eletrolítica (ORELLANA, 1972).

A condução eletrônica ocorre através de materiais geológicos que possuem elétrons livres, como sulfetos metálicos e minerais metálicos, materiais com propriedades bem semelhantes à caracterização física de um bom condutor elétrico. Os sulfetos metálicos apresentam muitas vezes elétrons disponíveis para condução eletrônica, com energia de ativação bastante baixa (TELFORD, 1990; WARD, 1990).

A condução eletrolítica ou iônica, de atuação predominante no ambiente geológico, ocorre em meio aquoso quando há a presença de íons livres. Sua proporção é diretamente ligada a porosidade existente, teor em água e quantidade e natureza dos íons disponíveis no meio (KEAREY et al., 2002) (Figura 6.1).

Figura 6.1 Modos de condução de corrente elétrica em meios geológicos (adaptado de MUSSET & KHAN, 2000). (A) condução eletrônica, atuante na presença de metais ou sulfetos metálicos, em que há disponibilidade de elétrons livres. (B) Condução eletrolítica, quando em meio aquoso há íons livres.



Fonte: MUSSET & KHAN, 2000

A condução dielétrica ocorre em meios isolantes em que não existem elétrons livres, tal forma de condução não apresenta aplicabilidade nos métodos geoeletricos aplicados neste estudo, apenas em métodos geofísicos como o radar de penetração, que utiliza de frequências de variação do campo elétrico em ordem de MHz a GHz (KEAREY et al., 2002).

A primeira Lei de Ohm, estabelecida por Georg Simon Ohm em 1827, postula que a intensidade de corrente elétrica (I) que flui em um condutor em temperatura constante é proporcional a diferença de potencial (V) aplicada entre suas extremidades, segundo a equação 6.2. em que a constante de proporcionalidade R é a resistência do condutor.

$$V = IR \text{ Equação 6.2}$$

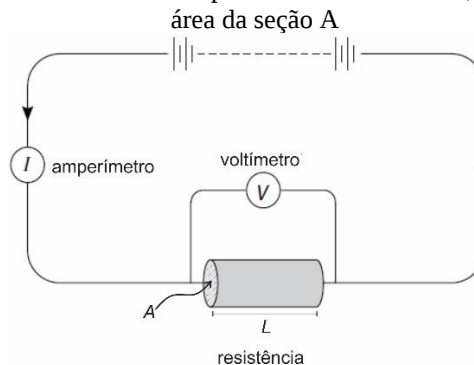
Onde V é expressa pela unidade volts, I em Amperes e R em ohm (Ω).

A resistência de um material, pela Segunda Lei de Ohm, é proporcional ao seu comprimento (L) e inversamente proporcional a sua área de seção transversal (A) (Figura 6.2), cuja relação é expressa pela equação 6.3.

$$R = \rho \frac{L}{A} \text{ Equação 6.3}$$

A proporção da equação é mantida pela resistividade elétrica, constante ρ , aferida em $\Omega.m$. Resistividade é uma propriedade inerente ao material, que define a oposição deste ao trânsito de corrente elétrica. A propriedade com conceito oposto a resistividade, é a condutividade, expressa pela letra grega σ com unidade no Sistema Internacional $\Omega^{-1}.m^{-1}$. (REYNOLDS, 2011).

Figura 6.2 A Segunda Lei de Ohm foi estabelecida para um condutor linear, de comprimento L , resistência R e área da seção A



Fonte: Musset & Khan, 2000

Os materiais geológicos apresentam uma ampla variação de valores de resistividade, desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega.m.$ para prata nativa até $10 \times 10^{16} \Omega.m.$ para enxofre nativo, porém a maior parte dos minerais formadores de rocha são isolantes elétricos (EVERETT, 2013).

A resistividade de uma rocha não depende apenas de seus minerais constituintes, mas também de outros fatores como porosidade, grau de fraturamento e permeabilidade. Em rochas sedimentares por exemplo, a resistividade do fluido intersticial é provavelmente mais importante que a composição da rocha em si, devido ao caráter majoritariamente isolante de seus minerais. A idade das rochas é um fator importante também na definição dos valores de resistividade. Quanto maior a idade, maior o tempo de exposição a agentes intempéricos, a eventos deformacionais, de compactação e fluidização, com possibilidade de mineralização e cimentação de interstícios, fatores fortemente relacionados à resistividade da rocha (REYNOLDS, 2011).

Materiais isotrópicos apresentam valores de resistividade constante, porém ambientes geológicos não são homogêneos, suas propriedades e valores variam em profundidade e dimensão lateral, característica que influenciará na forma de leitura e interpretação do método da eletrorresistividade, questão que será discutida posteriormente (EVERETT, 2013)..

O método da eletrorresistividade surge a partir da identificação da resistividade das rochas e da intrínseca ligação entre a grandeza dos valores de resistividade, com a possibilidade de identificação dos tipos de rocha e material geológico (REYNOLDS, 2011).

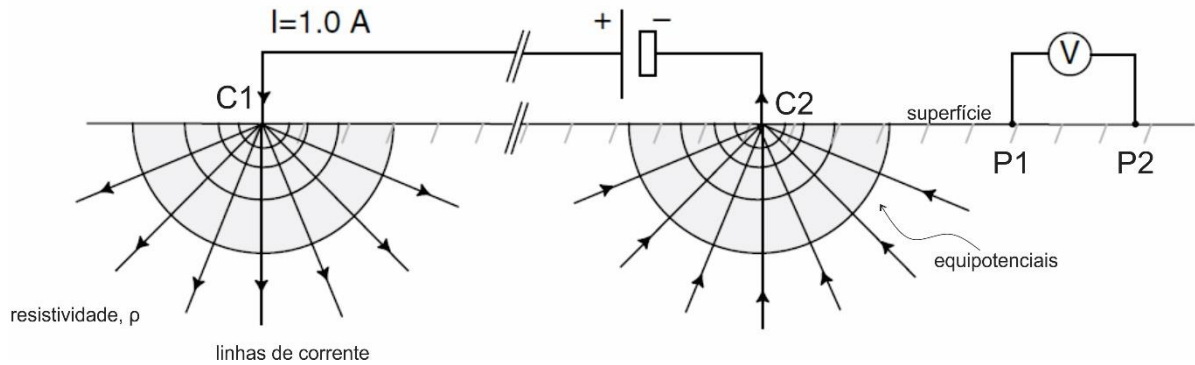
A eletrorresistividade é um método geofísico que consiste na injeção de uma corrente elétrica artificial no meio, através de um par de eletrodos de corrente (C1 e C2) conectados a uma bateria, associado a um par de eletrodos de potencial (P1 e P2). A corrente injetada (I) pelos eletrodos de corrente gera uma diferença de potencial (V) passível de ser aferida nos eletrodos de potencial (MUSSET & KHAN, 2000), o cálculo da resistividade elétrica do substrato ρ e sua correlação com os diferentes materiais geológicos, através do conceito físico descrito anteriormente e da equação 6.4 abaixo, oriunda da combinação entre as equações 6.2 e 6.3.

$$\rho = \frac{VA}{IL} \text{ Equação 6.4}$$

Em um meio homogêneo e isotrópico, com resistividade constante, o aumento da distância entre as fontes de energia (eletrodos de corrente) gera uma diminuição no potencial elétrico, de modo a constituir superfícies semiesféricas concêntricas com o mesmo valor de potencial. As linhas

de fluxo de corrente são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, no sentido do maior para o menor potencial elétrico (ROBINSON, 1988) conforme a figura 6.3.

Figura 6.3 Propagação do campo elétrico em meio isotrópico através da emissão por eletrodos de corrente.



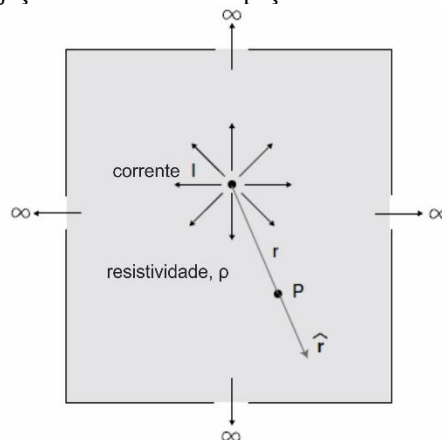
Fonte: Everett, 2013

É válido ressaltar que os princípios adotados até o momento consideram a aplicação do método da eletrorresistividade em um meio homogêneo e isotrópico, propriedades incabíveis para a realidade heterogênea da Terra e sua diversidade de composições.

A fim de tornar o método da eletrorresistividade aplicável a realidade geológica, meios comumente não isotrópicos, alguns conceitos devem ser elucidados, para isso o modelo e explicações de Everett (2013) serão utilizados.

Considere uma corrente (I) injetada em um espaço de resistividade constante, com eletrodo potencial localizado no infinito, como ilustrado na figura 6.4.

Figura 6.4 Injeção de corrente no espaço com resistividade constante



Fonte: Everett, 2013

Densidade de corrente (J) é definida pela razão entre a corrente injetada (I) pela área em que a corrente está distribuída (A) Equação 6.5.

$$J = \frac{I}{A} \text{ Equação 6.5}$$

Em que no Sistema Internacional, “ J ” ou densidade de corrente é expressa pela unidade A/m^2 . Na situação hipotética apresentada, a corrente será propagada em todas as três dimensões, logo a área seria equivalente à uma superfície esférica de raio r , configurando a Equação 6.6 (LOWRIE, 2007).

$$J = \frac{I}{4\pi r^2} \text{ Equação 6.6}$$

Para um circuito elétrico, a primeira Lei de Ohm (Equação 6.4) também pode ser escrita de outra forma (Equação 6.7), em termos de campo elétrico (E , unidade volts/m) e densidade de corrente (J , unidade ampere/ m^2), a partir da associação com a equação 6.2, é apresentado:

$$\rho \equiv \frac{E}{J} \text{ Equação 6.7}$$

Outro conceito necessário é a definição de Tensão ou potencial elétrico (V), trabalho realizado pelo campo elétrico (E) para mover uma carga elétrica de prova do infinito até um ponto de leitura P , relação dada pela Equação 6.8 (LOWRIE, 2007).

$$V = \int_c E \cdot dr \text{ Equação 6.8}$$

Equação 6.8 pode ser desenvolvida a partir do modelo proposto na figura 6.4, $V_r=0$ e $\infty = r$ e por intermédio das demais equações descritas anteriormente, através de:

$$V = \int_r^\infty E \cdot dr = \int_r^\infty J\rho \cdot dr = \int_r^\infty \frac{I\rho}{4\pi r^2} dr = \frac{I\rho}{4\pi r} \text{ Equação 6.9}$$

Ao aplicar o método da eletroresistividade, corrente injetada a partir de um par de eletrodos de corrente ($C1-C2$) e leitura da ddp pelo par de eletrodos de potencial ($P1-P2$), a área de propagação da corrente não será equivalente à uma esfera completa, uma vez que não é possível a propagação de corrente elétrica no ar, mas sim referente à uma semiesfera, $2\pi r^2$ (Figura 6.5) (LOWRIE, 2007).

Desta forma, a voltagem medida no ponto P pode ser calculada por:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r_p} \text{ Equação 6.10}$$

Onde r_p é a distância do eletrodo de corrente fonte até o eletrodo potencial. A diferença de potencial aferida entre os eletrodos P1 e P2 é:

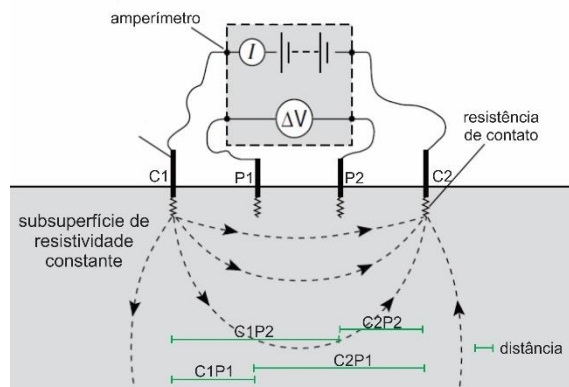
$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right) - \left(\frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right) \right\} \text{ Equação 6.11}$$

Em que, C1P1, C2P1, C1P2 e C2P2 são as distâncias entre os eletrodos de corrente, e os eletrodos de potencial. Logo, a resistividade pode ser obtida por:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right) - \left(\frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right) \right\}} \text{ Equação 6.12}$$

As características heterogêneas e anisotrópicas de grande parte dos materiais geológicos, geram perturbações na propagação de corrente e nas superfícies equipotenciais teóricas. Desta forma, a resistividade obtida pelo método da eletrorresistividade e de suas fórmulas relacionadas, não corresponde de fato a resistividade verdadeira do meio, mas sim a uma associação matemática relativa às resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais medidas (ROBINSON, 1988), denominado de resistividade aparente (ρ_a) (Figura 6.5).

Figura 6.5 (A) Modelo esquemático de configuração de 4 eletrodos, com propagação de corrente em meio com resistividade constante. (B) Modelo esquemático de propagação de corrente, em arranjo de quatro eletrodos, com destaque para a interferência gerada na propagação de corrente em meios com resistividade anisotrópica, logo perturbação nas superfícies equipotenciais teóricas.



Fonte: Adaptações do modelos de Kearey et al., 2002

O valor da resistividade aparente é dependente da localização e da interrelação entre os eletrodos de corrente e potencial, relação estabelecida pelo fator geométrico do arranjo expresso pela letra K (Equação 6.13) (LOWRIE, 2007).

$$\text{Portanto, } \rho a = K \frac{\Delta V}{I} \text{ Equação 6.13}$$

As diversas possibilidades de disposição dos eletrodos durante a investigação geofísica são denominadas de arranjos, por sua vez, cada arranjo apresenta um fator geométrico (K), obtido por meio do conjunto total de espaçamentos dos eletrodos, assim como a equação 6.14 a seguir:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} - \frac{1}{C1P2} + \frac{1}{C2P2} \right)^{-1} \text{ Equação 6.13}$$

Onde o potencial elétrico medido será inversamente proporcional ao fator geométrico K, desta forma quanto maior for o valor de K, menor será o potencial elétrico medido, portanto apresentará pior/menor razão sinal/ruído (REYNOLDS, 2011).

A relação dos valores aparentes obtidos, com a localização dos eletrodos de aquisição, são fatores que exercem relação direta com as particularidades de cada arranjo e, suas vantagens e desvantagens para percepção de corpos com orientações distintas. Correlação esta que fomenta o desenvolvimento da presente dissertação.

Para obter o valor mais próximo ao real, dos parâmetros medidos no ensaio geofísico, são necessárias as aplicações de técnicas de inversão numérica sob os valores aparentes de resistividade e também cargabilidade. Os métodos de inversão empregados e suas influências serão discutidos posteriormente.

6.2 Método da Polarização Induzida

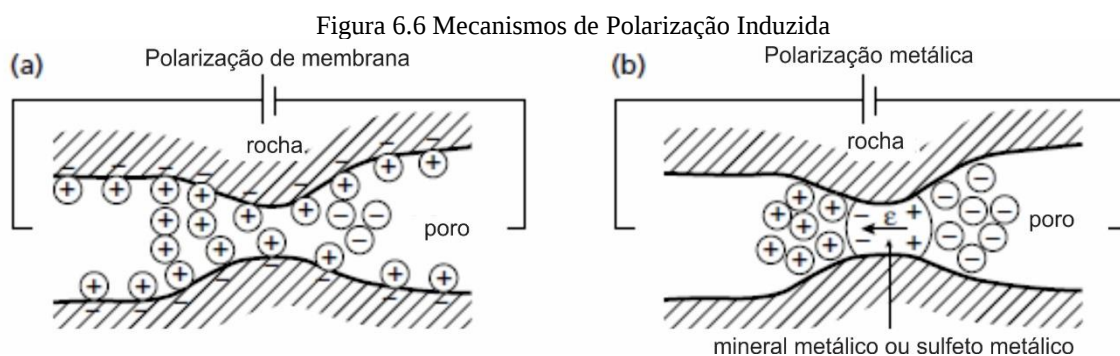
Como visto anteriormente, ao injetar corrente elétrica em um meio de resistividade constante, é gerado uma diferença de potencial enquanto ocorrer a emissão da corrente. Alguns materiais e meios geológicos possibilitam o armazenamento de carga elétrica enquanto há trânsito de corrente. Nestes, quando a corrente é desligada a diferença de potencial gerada não decai bruscamente, mas apresenta uma queda abrupta inicial com posterior decaimento de forma lenta até reestabelecimento do balanço energético. O mesmo fenômeno ocorre quando a

corrente elétrica é religada, o potencial aumenta repentinamente no início e depois, gradualmente atinge o valor máximo ou estado estacionário (ORELLANA, 1974)

O armazenamento de cargas, e como consequência, o efeito da polarização induzida, ocorre na presença de partículas condutoras, que podem ser eletricamente polarizáveis de duas maneiras: polarização metálica ou polarização de membrana (LOWRIE, 2007).

A polarização de membrana ocorre quando a condução da corrente elétrica é de forma eletrolítica, quando há o deslocamento de íons positivos e negativos através do fluido existente nos poros do substrato. Quando a corrente transita sobre uma rocha que possui argilominerais em sua composição, minerais que possuem superfícies carregadas negativamente, é formado uma dupla camada elétrica pela atração dos íons positivos dos fluidos (Figura 6.6) (KEAREY et al., 2002).

Já a polarização metálica, eletrônica ou de eletrodo, ocorre quando a corrente elétrica é aplicada em meios com presença de metais ou sulfetos metálicos, conhecidos como bons condutores elétricos. Nesse meio ocorre a passagem da condução de forma eletrônica para iônica ou vice-versa. Se o canal é bloqueado por um grão isolante, a corrente é impossibilitada de transitar, porém se for condutor, os elétrons podem atravessar, em detrimento dos íons do fluido, os quais continuam impossibilitados (TELFORD, 1990) (Figura 6.6).



Fonte: Kearey, 2000

Ao perder elétrons, os íons negativos passam a ser neutros, os elétrons atravessam rapidamente para o outro lado grão, onde ficam disponíveis para combinar com outros íons positivos. A troca de elétrons para íons pode ser relativamente lenta, é gerado um acúmulo de íons em cada lado do grão, formando faces polarizadas, com acúmulo adicional de carga, refletindo no comportamento semelhante à de um capacitor elétrico (MUSSETT & KHAN, 2000).

Com a interrupção do fluxo de corrente, as cargas armazenadas na superfície dos grãos buscam retornar às suas posições originais, dissipando gradualmente o potencial residual. Esse

retorno das cargas à posição de origem, gera uma corrente elétrica responsável pelos efeitos da Polarização Induzida (MUSSET & KHAN, 2000).

Quando mineral está de forma disseminada, há um aumento no efeito da polarização, pois a área da superfície disponível para a troca iônica-eletrônica é relativamente maior em comparação a corpos maciços (KEAREY et al., 2002). Neste cenário, a Polarização Induzida é destacada como um excelente método na pesquisa de ocorrências de depósitos disseminados de ouro, cobre, ferro, cobalto, sulfetos, e alguns óxidos (MOON et al., 2006).

A polarização de membrana na presença da polarização de eletrodo, apresenta grandeza ínfima e configura apenas pequena parcela da polarização, aproximadamente 2%, sendo considerada muitas vezes como um ruído (KEAREY et al., 2002).

6.2.1 Medição da polarização

Cargabilidade (M) é o parâmetro aferido pelo método da Polarização Induzida, sua grandeza é proporcional ao total de carga acumulada no terreno e em ambientes geológicos propícios, pode estar relacionada com concentrações de minerais disseminados (MUSSETT & KHAN, 2000).

Para execução dos ensaios de Polarização Induzida e da eletrorresistividade, independente da técnica geoeletrica de aquisição, são aplicáveis os mesmos equipamentos. A única obrigatoriedade do método da Polarização Induzida são os eletrodos não polarizáveis de base cerâmica, preenchidos com solução de sulfato de cobre, para minimizar os efeitos de correntes parasíticas produzidas pelo trânsito de potencial elétrico que existiria em eletrodos metálicos.

O efeito da polarização induzida pode ser determinado como o fluxo residual de corrente após interromper a emissão da corrente elétrica em função do tempo (aplicado neste trabalho), ou da frequência em que a leitura será feita segundo a magnitude e atraso de fase da tensão com relação a corrente aplicada (MUSSET & KHAN, 2000).

A corrente é periodicamente ligada e desligada em períodos iguais, em que V_c é a tensão inicial emitida durante o intervalo de fluxo de corrente. A dissipação das cargas acumuladas, após o corte da corrente, produz uma tensão residual, V_r , que é então lida num intervalo de tempo determinado (t_i a t_{i+1}), frequentemente limitado a alguns segundos. As leituras para cada ponto de medição são repetidas uma série de vezes, para obter um valor médio confiável. A área da curva de decaimento entre dois pontos de leitura consecutivos é calculada e dividida pela diferença de potencial registrada pouco antes da corrente ser desligada (Figura 6.7). A

integral da série de intervalos medidos resulta na cargabilidade aparente (Ma), expressa em tempo milissegundos (msec) ou (mV/V) unidades com mesmo valor numérico (SUMMER, 1976) e fornecida pela equação 6.15 abaixo.

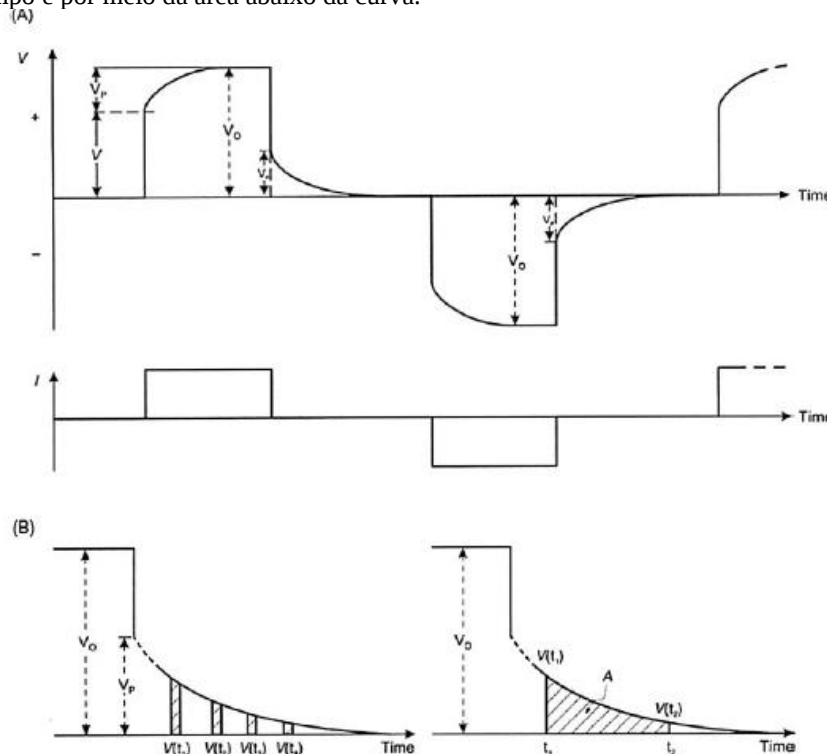
$$M_{t_i t_{i+1}} = \frac{1}{V_0(t_{i+1} - t_i)} \int_{t_i}^{t_{i+1}} V(t) dt \quad \text{Equação 6.15}$$

As leituras após o desligamento do circuito, são feitas com um tempo de atraso (*delay time*), a fim de evitar a interferência de outra fonte de energia (Força eletromotriz – FEM) associada à bateria após o desligamento do circuito.

Os valores de cargabilidade obtidos com o ensaio, são valores aparentes, pois as camadas em subsuperfície não são homogêneas, assim como ocorre com o método da eletrorresistividade e a obtenção dos valores de resistividade.

A medição da cargabilidade aparente pode ser realizada de duas formas, como a integração entre pequenos períodos de leitura ou através da área abaixo da curva de decaimento. Os valores obtidos com a integração das medidas obtidas em pequenos intervalos de tempo dividido pela tensão inicial são vantajosos pois, esse procedimento atenua a influência dos ruídos naturais e de aquisição nas medidas (Figura 6.7).

Figura 6.7(A) Aplicação da corrente pulsada com polaridades alternadas e geração supervoltagem. (B) Duas formas de aferir a sobrevoltagem e com consequência a cargabilidade aparente, integração entre discretos intervalos de tempo e por meio da área abaixo da curva.



Fonte: Reynolds ,2011.

Os métodos geoeletricos são excelentes para a detecção de zonas mineralizadas com sulfetos em subsuperfície. Como um método indireto de investigação, a localização dos alvos é mais relevante que a determinação precisa de suas propriedades elétricas. Sua interpretação é majoritariamente qualitativa, permite a delimitação de anomalias, suas formas e distribuição no espaço. A partir da delimitação de grandes alvos é possível estabelecer, de forma precisa e menor custo, malhas de amostragem por métodos diretos de pesquisa, com o intuito de refinar os dados obtidos e adquirir teor e volume da mineralização.

6.3 Técnicas de aquisição de dados

As técnicas de campo são os meios de investigação utilizados para o desenvolvimento do método geoeletrico, podem ocorrer por meio de sondagens elétricas verticais (SEV), tomografia elétrica (ETR) e a perfilagem elétrica de poços (PEP). A escolha de determinada técnica de investigação depende da superfície estudada e objetivos.

A SEV fornece a variação vertical dos parâmetros pesquisados. A PEP, é utilizada em investigações dentro de poços e apresenta o intuito de investigar a variação dos parâmetros no meio ao cruzar estratos.

A utilização de Tomografia Elétrica 2D e 3D permitiu a observação do meio em subsuperfície, devido a possibilidade de averiguar variações verticais e horizontais dos parâmetros geofísicos, tornado mensurável a orientação das estruturas no espaço, ferramenta com aplicação em diversas áreas como Geologia Ambiental, Geologia de Engenharia, Prospecção de Minérios, entre outros (GRIFFITHS & BARKER, 1993; BARKER, 1997; DAHLIN, 1996). Em teoria, aquisições 3-D permitem uma modelagem e interpretação mais acurada da realidade, porém são mais laboriosas, de mais alto custo e tempo (DAHLIN, 1996). Contudo, o presente trabalho é desenvolvido a partir da aquisição 2D com geração de modelos de visualização 3D ou pseudo-3D para melhor entendimento uma prática comum em mineração para obtenção de reserva em minas, uma proposta alternativa do modelamento geofísico 3D clássico, utilizada comumente por muitos autores (BERNSTONE et al., 1997; OGILVY et al., 2002; CHAMBERS et al., 2006; AIZEBOKHAI et al., 2011; MOREIRA et al., 2016, 2018)

A aquisição geofísica por meio de equipamento multieletrodos decorre da combinação entre diferentes eletrodos durante o ensaio, com atribuições hora de eletrodo de corrente hora potencial, capaz de determinar resistividade e cargabilidade aparente, em diferentes profundidades e posições laterais. Como resultado do desenvolvimento da tomografia elétrica,

os valores aparentes adquiridos são representados graficamente na forma de trapézio, conhecido como pseudosseções (LOKE, 2000).

Pseudosseção configura um modo de visualização útil para fases de pré-processamento e interpretação, pois é capaz de ressaltar valores anômalos e apontar a densidade e confiabilidade dos dados. Como notório na própria terminologia, “pseudo” remete a algo sem comprometimento com a realidade, que não necessariamente reflete a distribuição verdadeira destes parâmetros, bem como a profundidade e geometria das estruturas em subsuperfície (EVERETT, 2013).

A utilização do termo tomografia elétrica gera grandes discussões no meio técnico-científico, divergindo opiniões o termo caminhamento elétrico ou imageamento elétrico são utilizados como alternativa. A utilização da terminologia tomografia elétrica, para o tipo de aquisição realizada neste trabalho foi respaldada segundo alguns conceitos expressos a seguir.

O trabalho de Lowrie (2007), descreve a interrelação da tomografia sísmica com a tomografia elétrica. A tomografia sísmica utiliza fontes controladas para emissão de sinais de ondas refletidas e refratadas para descrever perturbações de velocidade na crosta terrestre, de forma análoga a tomografia elétrica é usada para descrever a resistividade do meio, desde a superfície até subsuperfície. Outra analogia ao termo utilizado em sísmica é com relação a inversão dos parâmetros: enquanto na sísmica o tempo é invertido para obter a velocidade de propagação, na tomografia elétrica técnicas numéricas de inversão são utilizadas para obter valores mais próximos dos reais a partir dos aparentes.

A análise conjunta de uma série de perfis paralelos 2D, com objetivo de mapeamento de um alvo em três dimensões é comumente referida na literatura como ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) (OGILVY et al., 2002).

É de costume não optar pela utilização do termo tomografia, afim de não fazer relação com o exame médico, tomografia computadorizada, pois a técnica aplicada aos estudos geofísicos não apresenta nitidez comparável a dos estudos médicos os quais tem como definição a “obtenção, com minúcia, de imagens nítidas de órgãos internos do corpo humano existentes num plano predeterminado” (GANDOLFO, 2007).

Porém, o mesmo argumento é utilizado para apoiar a utilização e tradução literal do termo. Griffiths & Barker (1993) e Duarte (1997) defendem a utilização da analogia, pois a aquisição tomográfica em ambiente geológico e, o aumento no espaçamento entre eletrodos para aquisições em profundidade, tem como resposta, após a inversão matemática, uma imagem bidimensional correspondente a um plano ou fatia do meio analisado.

Por fim, é discutido a utilização do termo tomografia elétrica apenas quando há próximo ao ensaio um furo de sondagem disponível para balizar os dados adquiridos. Na presente área de estudo, como descrito anteriormente no capítulo de geologia local, foram realizados dois furos de sondagem na década de 70, um deles com localização conhecida, corroborando para o uso da terminologia adotada.

6.4 Tipos de arranjos

As diversas possibilidades de disposição dos eletrodos durante a investigação geofísica são denominadas de arranjos de campo, totalizando mais de 102 diferentes tipos (SZALAI & SZARKA, 2008).

Os arranjos mais utilizados são Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo e Dipolo-Polo. A escolha de determinado arranjo usualmente decorre em função da familiaridade do usuário com determinado tipo, disponibilidade de cabos e eletrodos, do software para realizar inversão de dados, além da facilidade de execução em campo. Porém, é necessário o entendimento do funcionamento e particularidades de cada arranjo, a fim de entender suas vantagens, desvantagens, sensibilidade e aplicabilidade em cada contexto em estudo.

O presente estudo irá comparar a utilização dos arranjos Schlumberger, Wenner, e Dipolo-Dipolo no estudo de uma ocorrência de cobre, embasado no conhecimento metalogenético de formação dos depósitos da região e dados diretos de campo.

Fatores importantes a serem discriminados a respeito de cada arranjo são suas profundidades de investigação, sensibilidade a heterogeneidades laterais (HABBERJAM & WATKINS, 1967; BARKER, 1981) e as interfaces em profundidade (BROADBENT & HABBERJAM, 1971), cobertura horizontal de dados, força do sinal, razão sinal/ruído e profundidade de aquisição.

As pseudosseções proporcionam uma boa estimativa da variação dos parâmetros de resistividade e cargabilidade em subsuperfície, porém, são construídas de forma individual para cada tipo de arranjo. Uma mesma estrutura pode obter contornos com geometrias distintas em pseudosseções produzidas por diferentes arranjos, particulares que tendem a ser suavizadas na utilização dos métodos de inversão.

Nos equipamentos automáticos atuais, as combinações realizadas entre os diferentes eletrodos dispostos ao longo da linha de aquisição geofísica são decorrentes da individualidade de cada arranjo utilizado. A seguir será ilustrado, com auxílio dos estudos de Loke (2004), o desenrolar da aquisição por tomografia elétrica, utilizando para isso o exemplo teórico de 20

eletrodos com espaçamento “a” entre eles, a partir da combinação entre eletrodos, característica de cada arranjo utilizado. Primeiramente será descrito o arranjo Wenner, devido a dependência desse arranjo para o desenvolvimento do arranjo Schlumberger.

O arranjo Wenner é desenvolvido inicialmente a partir do mesmo espaçamento entre os quatro eletrodos “1a”, os quatro são movidos ao longo da linha de aquisição. Para a primeira medida são utilizados os eletrodos 1, 2, 3 e 4, com eletrodo 1 como primeiro eletrodo de corrente C1, eletrodo 2 como primeiro eletrodo potencial P1, eletrodo 3 como segundo eletrodo potencial P2 e eletrodo 4 como segundo eletrodo de corrente C2. Para a segunda medida, são utilizados os eletrodos 2, 3, 4 e 5 como eletrodos C1, P1, P2 e C2 respectivamente. Este processo é seguido até a utilização dos eletrodos 17, 18, 19 e 20, compilando 17 medidas com espaçamento “1.a” entre os eletrodos.

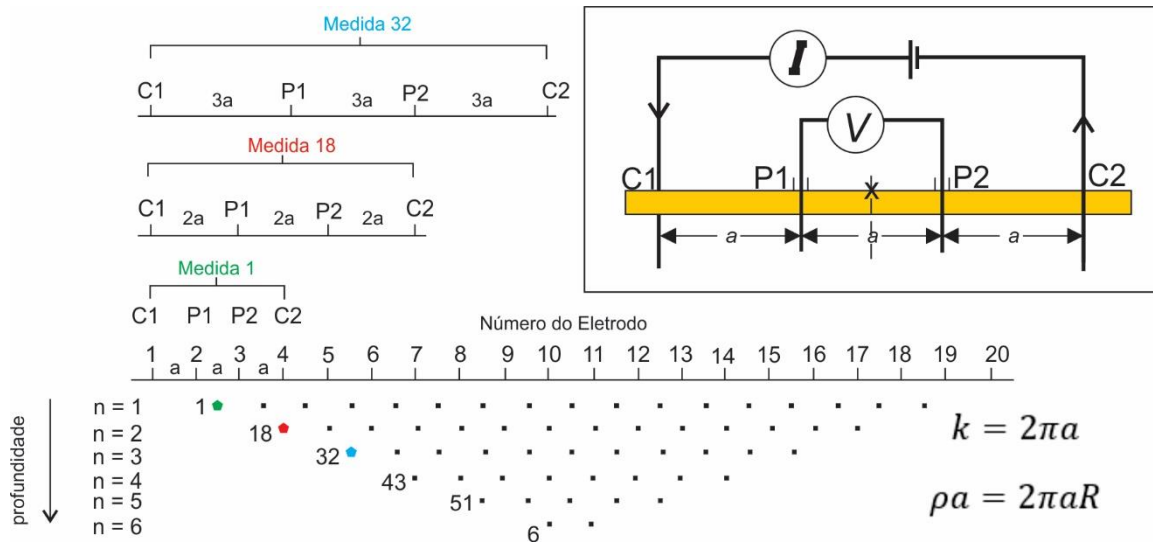
A aquisição em profundidade desenvolve do aumento do espaçamento entre os eletrodos, dessa forma, o segundo nível de aquisição é relativo à abertura “2.a” entre eletrodos, em que na primeira medida são utilizados os eletrodos 1, 3, 5 e 7 como eletrodos C1, P1, P2 e C2 respectivamente, para a segunda medida os eletrodos 2, 4, 6 e 8 e assim sucessivamente até a obtenção de 14 medidas neste caso. O procedimento é continuado com o aumento do espaçamento entre os eletrodos, até o limite possível em que não haja mais eletrodos para combinar nos próximos níveis “3a”, “4a”, “5a” e “6a”.

Uma desvantagem do arranjo Wenner é a rápida perda de cobertura com a profundidade, à medida que o espaçamento entre os eletrodos é aumentado buscando maiores profundidades de investigação, a cobertura horizontal em subsuperfície diminui significativamente. Uma vez que, ao aumentar o espaçamento entre eletrodos de “a” para “2a”, a distância entre os eletrodos mais extremos (C1-C2) aumenta de “3a” para “6a”, conseqüentemente, a largura da pseudosseção diminui em “3a” de comprimento, e assim sucessivamente com a profundidade dos níveis. Sua densidade amostral, portanto, é a menor quando comparada aos demais arranjos aqui estudados (Figura 6.8).

Como visto, o potencial elétrico medido é inversamente proporcional ao fator geométrico do arranjo, portanto, quanto menor o fator geométrico, maior a intensidade do sinal, logo, maior e melhor a relação sinal/ruído.

A maior vantagem do arranjo Wenner consiste na elevada taxa sinal/ruído que fornece, devido a maior abertura entre os eletrodos de potencial quando comparada aos eletrodos de corrente, o arranjo possui o menor fator geométrico entre os arranjos ($2\pi a$). Áreas com alto ruído de fundo ou ruído natural podem ser melhor investigadas a partir do uso deste arranjo.

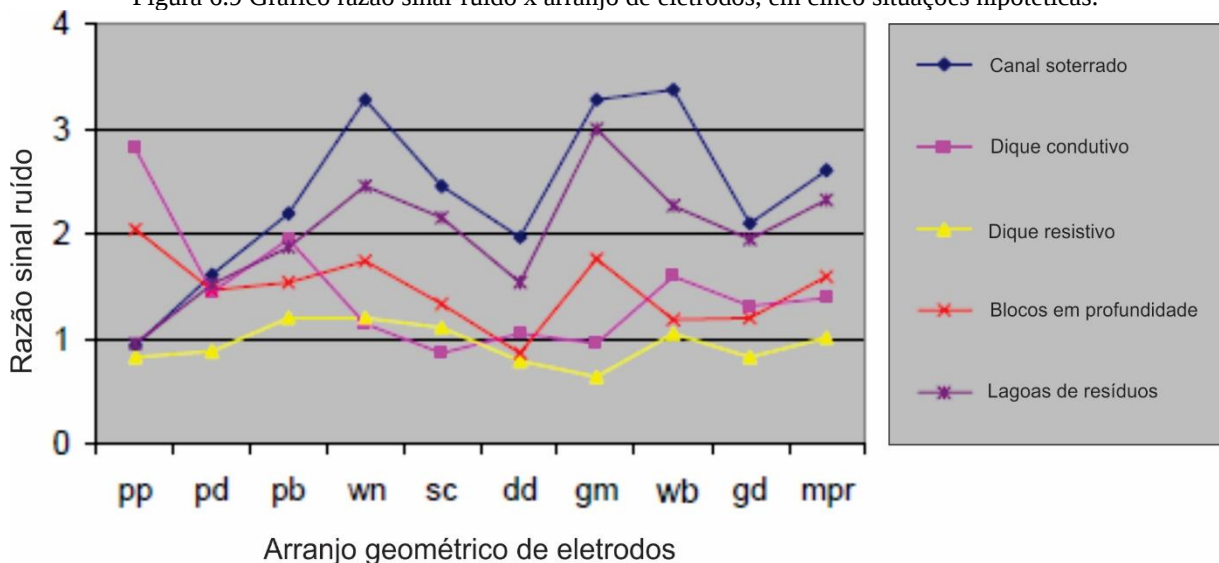
Figura 6.8 Configuração do arranjo Wenner e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica



Fonte: Elaborado pelo autor

O trabalho de Dahlin e Zhou (2003), através de alguns modelos teóricos, confirmaram a razão sinal/ruído dos arranjos geofísicos. Para os arranjos utilizados no presente trabalho, o arranjo Wenner apresenta maior razão sinal/ruído, seguido pelo arranjo Schlumberger e Dipolo-Dipolo. Tal ordem é mantida em todas as situações hipotéticas analisadas, com exceção do modelo hipotético “dique condutivo”, em que há um ligeiro aumento na razão sinal/ruído do arranjo Dipolo-Dipolo, tornando-o equiparável ao arranjo Schlumberger, e ainda inferior ao arranjo Wenner (Figura 6.9).

Figura 6.9 Gráfico razão sinal-ruído x arranjo de eletrodos, em cinco situações hipotéticas.



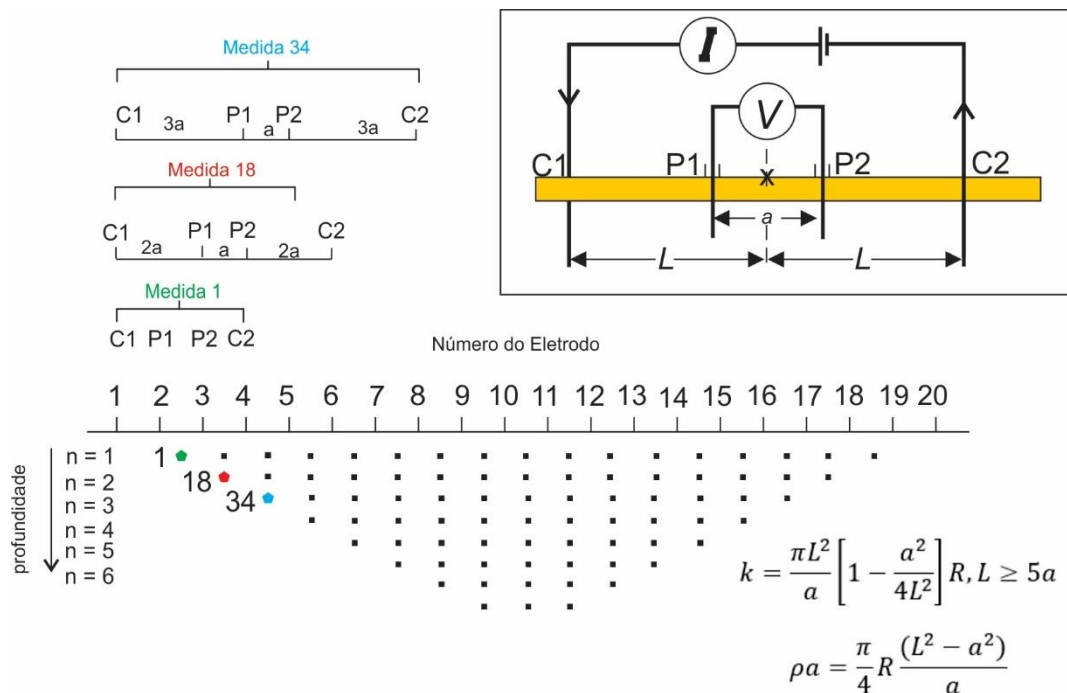
pp: Polo-Polo; pd: Polo-Dipolo; pb: Polo-Bipolo; wn: Wenner; sc: Schlumberger; dd: Dipolo-Dipolo; gm: Gama; wb: Wenner Beta; gd: Gradiente; mpr: potencial central de referência

Fonte: Dahlin e Zhou, 2003

Outro critério considerável na escolha de um arranjo é sua capacidade de penetração em profundidade, propriedade difícil de ser mensurada, pois a fração que uma corrente penetra é dependente do substrato analisado e da separação entre os eletrodos de corrente.

O arranjo Schlumberger é considerado simétrico em relação a um ponto central (O), os eletrodos de potencial (P1-P2) são fixados no centro e os de corrente (C1-C2) em suas extremidades (Figura 6.10).

Figura 6.10 Configuração do arranjo Schlumberger e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica



Fonte: Elaborado pelo autor

A aquisição tomográfica em o arranjo Schlumberger adota a premissa de manter constante a distância entre os eletrodos de potencial “a” durante todo o ensaio, o qual é desenvolvido em profundidade com o aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente e de potencial “L”, distância entre C1 de P1 e C2 de P2. Desta forma, durante o primeiro nível de aquisição, $L = a$, na primeira leitura os eletrodos 1, 2, 3 e 4, atuam como eletrodos C1, P1, P2 e C2 respectivamente; segunda leitura os eletrodos 2, 3, 4 e 5 como como eletrodos C1, P1, P2 e C2 respectivamente, e assim por diante até a utilização dos eletrodos 17, 18, 19 e 20, agrupando para a primeira etapa o conjunto de 17 medidas.

É importante notar que o primeiro nível de aquisição com a utilização do arranjo Schlumberger é desenrolado da mesma forma de quando aplicado o arranjo Wenner, por esse motivo esse arranjo é comumente referenciado como arranjo Wenner-Schlumberger. A

aquisição nos demais níveis de profundidade ocorrem de maneiras únicas e não mais semelhantes ao arranjo Wenner, uma vez que o espaçamento “L” não é mais semelhante ao espaçamento “a” entre os arranjos de potencial, mas sim L é um fator “n” do espaçamento entre os eletrodos “a”, em que no nível de aquisição 2 a separação $L = 2.a$; nível 3 a separação $L = 3.a$ em diante. Na segunda etapa de aquisição, na 18ª medição, os eletrodos 1, 3, 4 e 6 atuam respectivamente como eletrodos C1, P1, P2 e C2, configuração essa que é mantida até completar 34 medições e encerrarem as possibilidades de combinação de eletrodos para aquisição neste nível.

A aquisição nas demais profundidades ocorrem com o aumento do fator “n” (espaçamento $L=3.a$, $L=4.a$ em diante), enquanto for possível a combinação de eletrodos onde o espaçamento entre os eletrodos de corrente deve ser menor ou igual a 5 vezes a abertura entre os eletrodos de potencial (ORELLANA, 1972). Na prática, quando o sinal do potencial elétrico está muito baixo, a distância entre os eletrodos de potencial (P1-P2) é aumentada.

O arranjo Schlumberger apresenta em cada nível de aquisição duas medidas a menos que da profundidade anterior, enquanto o arranjo Wenner perde três medidas a cada nível, conferindo ao arranjo Schlumberger maior cobertura horizontal que o arranjo Wenner, porém ainda inferior ao obtido com a utilização do arranjo Dipolo-Dipolo.

O arranjo Schlumberger apresenta taxa sinal/ruído intermediária, inferior ao arranjo Wenner, porém superior ao Dipolo-Dipolo, tal fato foi comprovado também pelos ensaios de Dahlin & Zhou, 2003.

O arranjo Dipolo-Dipolo é caracterizado pela disposição do par de eletrodos de corrente (C1-C2) em uma extremidade e o par de eletrodos de potencial (P1-P2) em outra extremidade (Figura 6.11). Ao longo da aquisição, o espaçamento entre os eletrodos C1-C2 e P1-P2 permanece fixo, com aumento da separação entre os dipolos para aquisições mais profundas (ORELLANA, 1972).

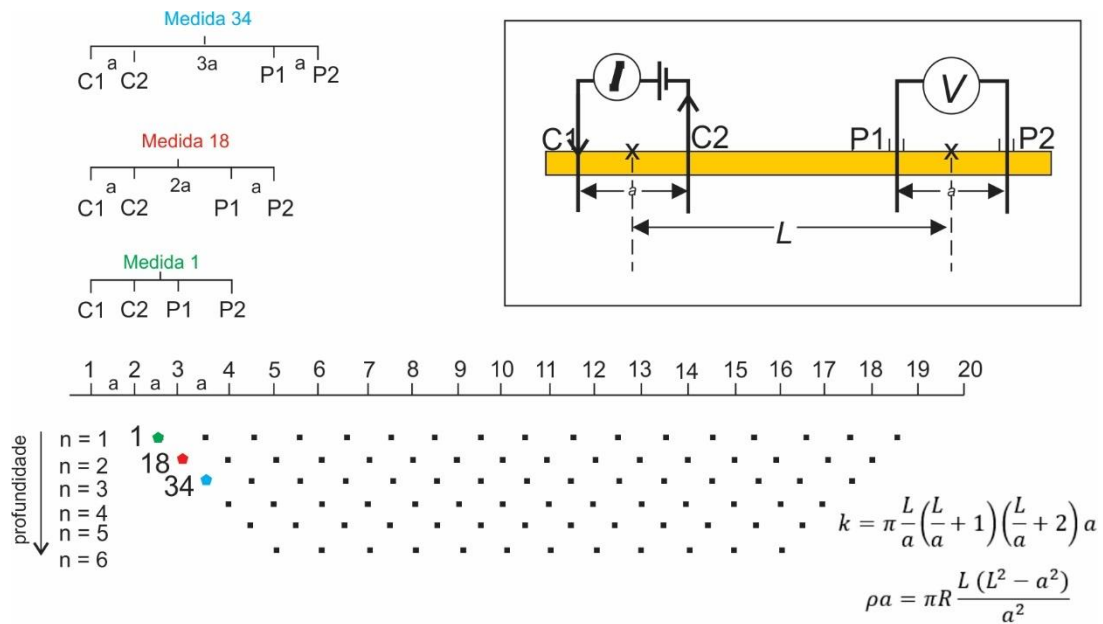
Para o arranjo Dipolo-Dipolo, a aquisição geofísica inicia a partir do espaçamento “1a” entre os pares de eletrodos C1-C2 e P1-P2. Na primeira leitura, os eletrodos 1, 2, 3 e 4 são utilizados como eletrodos C1, C2, P1, e P2 respectivamente. Na segunda leitura, os eletrodos 2, 3, 4 e 5 são utilizados como eletrodos C1, C2, P1, e P2 respectivamente, procedimento seguido até utilização dos eletrodos 17, 18, 19 e 20, agrupando para a primeira etapa o conjunto de 17 medidas.

A segunda etapa de leituras do arranjo Dipolo-Dipolo tem como espaçamento entre os pares de eletrodos a distância “2.a”, em que a medida de número 18 utilizará os eletrodos 1, 2,

4 e 5 como eletrodos C1, C2, P1 e P2 respectivamente, configuração que é seguida até a obtenção de todas as combinações possíveis para este nível.

As demais profundidades de aquisição adquiridas serão originadas com aumento “n” do espaçamento entre os pares de eletrodos “n.a”.

Figura 6.11 Configuração do arranjo Dipolo-Dipolo e desenvolvimento da pseudosseção em aquisição tomográfica



Fonte: Elaborado pelo autor

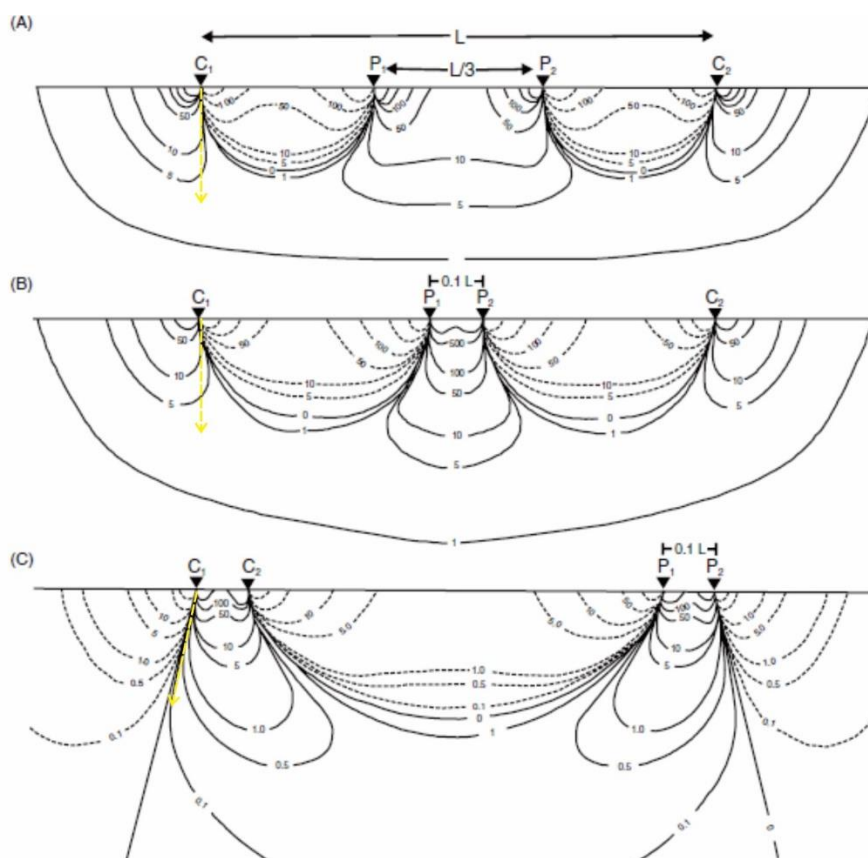
O arranjo Dipolo-Dipolo apresenta, comparativamente entre os três arranjos estudados, o maior fator geométrico, logo, menor potencial é gerado com a mesma corrente, conferindo ao arranjo a mais baixa razão sinal/ruído. O maior distanciamento entre os dipolos pode ao mesmo tempo auxiliar na aquisição de métodos como Polarização Induzida, devido a menor influência e interferência dos eletrodos de corrente e geração de campo elétrico parasítico nas leituras, como prejudicar, tornando o arranjo mais sensível a erros. Devido ao maior distanciamento entre os dipolos, o ruído telúrico pode exercer maior influência sob as leituras, é um arranjo mais susceptível a distorções por heterogeneidades superficiais (EVERETT, 2013; ZHOU & DAHLIN, 2003).

As leituras são obtidas enquanto houver combinação de eletrodos possível ou leituras de potencial maiores que a taxa de ruído presente, qual ocorrer antes.

As propriedades de cada arranjo decorrem em função da corrente aplicada pelo equipamento e da forma de propagação do sinal em cada configuração, em resposta ao posicionamento de cada eletrodo e seus respectivos espaçamentos, em que “sinal” é um termo utilizado em referência a magnitude da diferença de potencial (ΔV) lida entre os eletrodos de

potencial, para um dado valor de corrente injetada no solo. Em Barker (1979), foi formulado graficamente como ocorre a propagação do sinal nos três arranjos em estudo, juntamente com a disposição e abertura dos eletrodos em cada arranjo e seus fatores geométricos (Figura 6.12).

Figura 6.12 Propagação do sinal nos arranjos de tomografia elétrica. Os contornos apontam a contribuição do sinal e as linhas pontilhadas valores negativos. Destaque em amarelo para a direção dos vetores do campo elétrico (A) Wenner (B) Schlumberger (C) Dipolo-Dipolo.



Fonte: Barker 1979 em Reynolds, 2011.

No arranjo Wenner, a direção dos vetores do campo elétrico também é vertical e configura estruturas horizontais retilíneas, não mais côncavas. O sinal obtido com o arranjo ou relação corrente/tensão é o maior entre os três analisados.

No arranjo Schlumberger, a direção dos vetores de sinal é vertical, o que configura propagação do sinal com formato côncavo para cima. Apresenta maior intensidade de sinal ou relação corrente/tensão quando comparado ao arranjo Dipolo-Dipolo e menor ao Wenner.

A propagação do campo elétrico no arranjo Dipolo-Dipolo é inclinada e a menor intensidade de sinal, ou relação corrente/tensão entre os três arranjos.

Outro critério que deve ser considerado na escolha de um determinado arranjo é sua capacidade de penetração em profundidade, propriedade difícil de ser mensurada. É nítida a

relação entre a profundidade de aquisição e a penetração da corrente na subsuperfície, o que por sua vez depende das características do meio atravessado e da separação entre os eletrodos de corrente, conceitos discutidos inicialmente por Evjen (1938), que conceituou profundidade de investigação como “a profundidade onde exatamente metade da corrente total esteja situada acima e a outra metade, situada abaixo da mesma”. Em Roy & Apparao (1971), também foi apontada a relação entre profundidade de aquisição e posicionamento dos arranjos de potencial. A profundidade de aquisição também pode ser interferida por ruídos naturais e artificiais, topografia, heterogeneidades laterais, topografia da superfície, entre outros.

Desta forma, a propriedade máxima investigada é um conceito teórico, pauta de estudos de diversos autores, que em cerne apontaram, para eletrodos comparados neste mestrado, a mesma ordem decrescente de capacidade de penetração em profundidade: Dipolo-Dipolo, Schlumberger e Wenner (ROY & APPARAO, 1971 e BARKER, 1989).

Quadro 6.1 Profundidade de aquisição

Arranjo	Profundidade	
	Autor	
	ROY & APPARAO	BARKER
Schlumberger	0,125L	0,19L
Wenner	0,11L	0,17L
Dipolo-Dipolo	0,195L	0,25L
L: distância que separa os eletrodos extremos de cada arranjo		

Fonte: Dados de Roy & Apparao, 1971 e Barker, 1989.

6.5 Histórico de aplicação dos métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida em pesquisa mineral

Os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida possuem aplicações em diversas áreas na geociência, em geologia de engenharia, ambiental, em recursos hídricos, exploração mineral, entre outros.

A prospecção de minérios através de métodos geofísicos como um todo, permitiu ultrapassar barreiras como a necessidade de afloramentos, pesquisas em áreas com cobertura de gelo e mata densa, além da possibilidade global na redução dos custos e maior área investigada em menor tempo (MUSSETT & KHAN 2000; FORD et al., 2007; DENTITH & MUDGE, 2014; ZHANG et al., 2017).

Os métodos geofísicos para a prospecção de minérios podem ser aplicados em diversas escalas, de grande cobertura, com a utilização das técnicas aéreas transportadas de obtenção (aerogravimetria, aerogamaespectometria e aeromagnetometria) e de detalhe, com a aplicação de tomografia elétrica por exemplo.

No Brasil, são raros os estudos publicados com utilização conjunta do método da Eletorresistividade e Polarização Induzida, os métodos mais difundidos são os métodos geoquímicos de prospecção e métodos aéreos. Os métodos aplicados neste estudo são frequentemente empregados em empresas de exploração, porém seus resultados são mantidos em sigilo empresarial.

Alguns trabalhos que vinculam a aplicação do método da Eletorresistividade e Polarização Induzida, próximo a ocorrência em estudo, são descritos a seguir.

Em Moreira et al. (2014), a utilização do método da Polarização Induzida atestou a continuidade em profundidade do potencial de mineralização aurífera do gabro Santa Catarina, localizado no município de São Sepé (RS), em um garimpo abandonado, região conhecida como Cerrito do Ouro. Local que em 2016 (MOREIRA et al., 2016), com auxílio do mesmo método, porém com maior escala de detalhe, obteve a modelagem do depósito de ouro e sua continuidade em subsuperfície.

No trabalho de Côrtes et al. (2016), foram realizados estudos na ocorrência Capão Grande, próximo à área de estudo, que definiram um alvo potencialmente mineralizado em cobre, caracterizado por uma zona de baixa resistividade ($\leq 20 \Omega.m$) e alta cargabilidade (74 mV/V) a 60 m de profundidade.

Em Santos et al. (2018), através da tomografia elétrica e métodos da eletorresistividade e Polarização Induzida em arranjo Dipolo-Dipolo, foram indicados dois alvos potencialmente mineralizado em cobre, um caracterizado por zonas de alta resistividade e cargabilidade e outro definido por zonas de alta cargabilidade e baixa resistividade, próximo a Caçapava do Sul -RS.

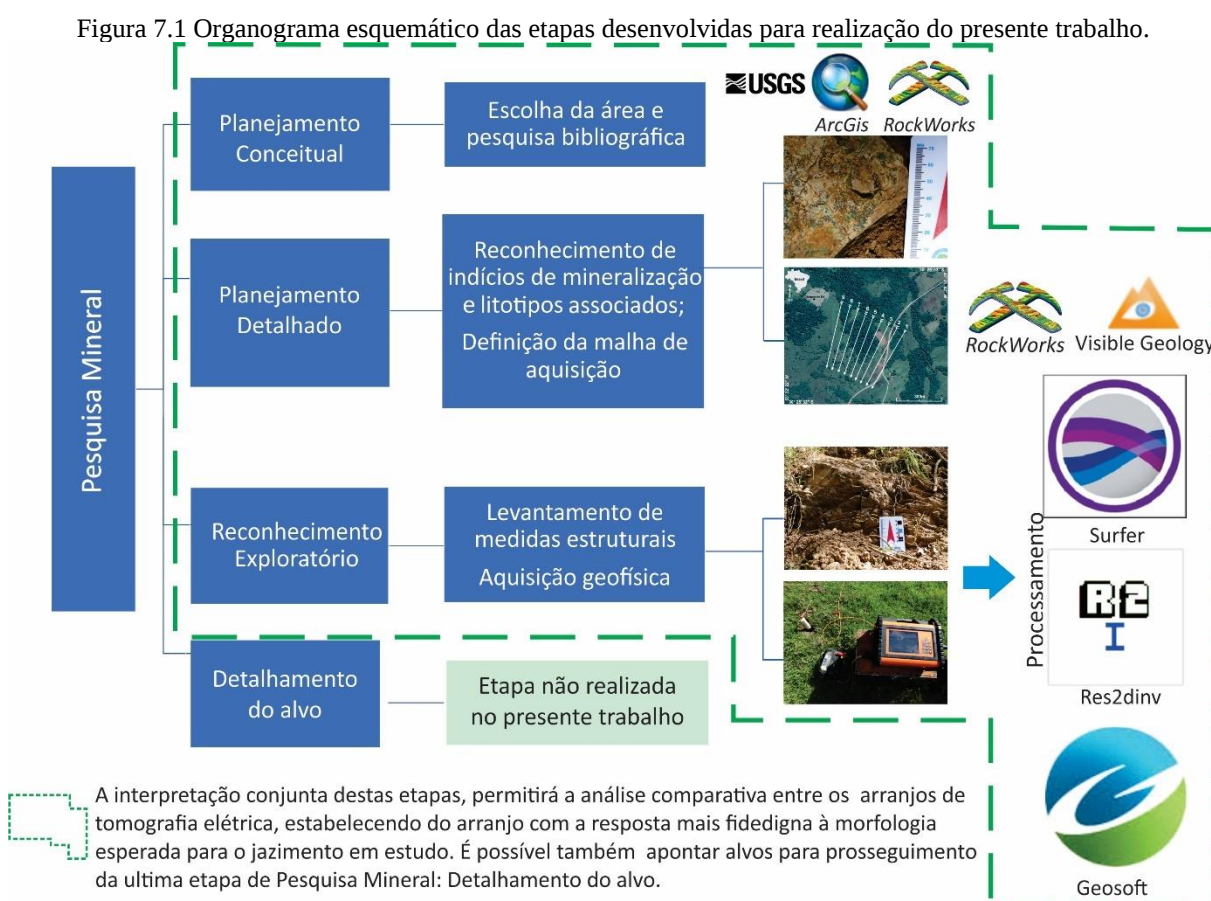
Em Silva et al. (2018), foram aplicados os mesmos métodos, em área também próximo a em estudo Município de São Sepé, na prospecção de cassiterita, óxido de estanho que ocorre em associação com sulfetos metálicos como pirita, arsenopirita e galena. Foi possível a delimitação do corpo de minério a partir da resposta de alta cargabilidade que esses minerais associados, sulfetos metálicos apresentam ao método.

Como estudos consagrados da aplicação do método da eletorresistividade e Polarização Induzida em depósitos de sulfeto metálico, são apresentados os trabalhos de Langore et al. (1989), Allis (1990), Irvine & Smith (1990) e Locke et al. (1999).

7 MATERIAIS E MÉTODOS

A reavaliação da ocorrência Colônia Santa Barbara e a análise comparativa dos arranjos de tomografia elétrica decorreram da aplicação das etapas básicas de Pesquisa Mineral, Planejamento Conceitual, Planejamento Detalhado, Reconhecimento Exploratório com indicações para o desenvolvimento da 4ª etapa, de Detalhamento do alvo.

As etapas básicas de Pesquisa Mineral e a sequência de aquisição e processamento de dados seguidas para o desenvolvimento deste trabalho e os respectivos softwares utilizados são sintetizados no organograma da Figura 7.1.



Fonte: Elaborado pelo autor

Dado o grande potencial polimetálico da Bacia do Camaquã, aliado ao cenário econômico atual e ao maior conhecimento sobre depósitos minerais e condicionantes/balizadores de mineralização, a área de estudo foi escolhida. A ocorrência Colônia Santa Bárbara descrita como insatisfatória economicamente pelo DNPM em 1970, está inserida em uma área com autorização de pesquisa (Processo 811584/2015). Apresenta

proximidade com as antigas Minas do Camaquã e atual projeto Caçapava do Sul, Mineração Santa Maria Ltda. da antiga empresa Votorantim Metais, atual Nexa Resources, empreendimento viabilizado principalmente pela característica polimetálica do depósito, embora com teores moderados a baixos (GEOPROSPEC, 2016).

Localizada na intersecção de duas falhas normais, as quais soerguem o bloco central alto em relação as áreas adjacentes, a ocorrência apresenta como indícios de mineralização, além do contexto estrutural, a presença de calcosita e malaquita secundária nas porções aflorantes, e porções com sulfetos de cobre em profundidade, evidenciados nos furos de sondagem outrora realizados. Diante deste cenário, a área foi tida como adequada para a execução do trabalho (Figura 7.2).

Figura 7.2 Mapa de localização da área de estudo, com disposição e orientação das linhas de aquisição geofísicas, orientadas segundo declinação magnética da bússola em 20°.



Fonte: Elaborado pelo autor

Após a escolha da área, ainda na etapa de Planejamento Conceitual, foi necessário o levantamento bibliográfico a respeito de sua caracterização geológica, com o intuito de situa-la

no contexto do Escudo Sul-Rio-Grandense e Bacia Sedimentar do Camaquã e em busca de um bom embasamento a cerca de depósitos minerais de cobre, seus modelos genéticos e condicionantes. Para averiguar a orientação das estruturas regionais presentes na área de estudos, preliminarmente foi realizado a extração de lineamentos em Modelo Digital de Elevação.

As etapas de aquisição de dados, Planejamento detalhado e Reconhecimento Exploratório ocorreram de forma subsequente e conjunta ao longo de cinco dias. Foram feitas descrições das litologias aflorantes, indícios de mineralização envolvidos, bem como o levantamento de 200 medidas estruturais relativas às fraturas presentes nas rochas, a fim de detalhar o contexto geológico-estrutural da área e caracterizar a morfologia e metalogênese da ocorrência mineral.

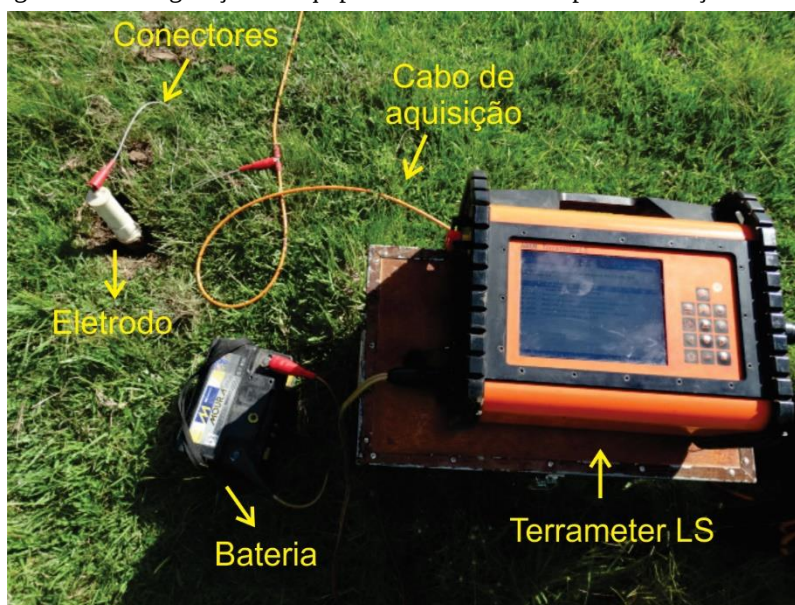
A disposição das linhas de aquisição geofísica foi estabelecida com o objetivo de obter uma maior cobertura areal, a partir da orientação das falhas normais expressas no terreno, zonas de alívio que podem ser balizadoras da mineralização e/ou ter funcionado como conduto para ascensão dos fluidos mineralizantes. Foram realizadas desta forma 9 (nove) linhas de tomografia elétrica para os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo, com direção N30E, extensão de 420 metros, espaçamento de 20 metros entre essas, e 10 metros entre eletrodos (Figura 7.2).

A aquisição geofísica foi facilitada devido o equipamento utilizado, Terrameter LS fabricado pela ABEM Instrument, (Suécia) do Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da UNESP. Conectado à uma bateria, o aparelho transmite e recebe sinais permitindo a realização de ensaios de Potencial Espontâneo (SP), Eletrorresistividade (ER) e Polarização Induzida (IP) (Figura 7.3).

São realizados cálculos automáticos da resistência de contato e desvio padrão do conjunto de medidas a partir de uma calibração prévia: tensão de 250 V, resolução de 1 μ V e corrente máxima de 2,5 A (ABEM, 2012). Os dados adquiridos são registrados automaticamente na forma de planilha na memória interna do equipamento e podem ser acessados por interface USB.

Para evitar erros de análise e interpretação, é necessário primeiramente uma aquisição de dados sistematizada. Os erros podem ser derivados de problemas na aquisição, como ruptura de cabo, conexão errada entre os cabos e/ou entre cabo e eletrodo, corrente elétrica insuficiente para penetração no subsolo, mau contato do eletrodo com a superfície, entre outros, erros que são apontados pelo equipamento utilizado, Terrameter LS, que imediatamente interrompe também a leitura.

Figura 7.3 Configuração do equipamento e acessórios para realização do ensaio



Fonte: Dados da pesquisa

A montagem das linhas de tomografia elétrica decorreu inicialmente pela disposição do cabo, responsável pela transmissão da corrente elétrica, no sentido pré-determinado. Seguida pela abertura de pequenas covas para aplainamento do terreno, possibilitando o melhor contato do eletrodo com o solo, os quais são dispostos paralelamente aos canais do cabo, distanciados de 10 em 10 metros (Figura 7.4).

Figura 7.4 (A) Vista geral do modo de aquisição dos dados geoeletricos (eletrodo, cabo de aquisição, bateria e equipamento Terrameter LS). Esquema montado para aquisição da Linha 8. (B) Detalhe para a conexão entre o cabo de aquisição de dados e o eletrodo de cerâmica, por meio das agarras condutoras de eletricidade.



Fonte: Dados da pesquisa

Com intuito de reduzir a resistência superficial do solo à injeção de corrente, aumentar a relação sinal/ruído e evitar a geração de corrente parasítica, foram utilizados eletrodos de

cerâmica não polarizáveis, os quais dispõem de uma haste de cobre em seu interior e base porosa, preenchidos por uma solução supersaturada de CuSO_4 (sulfato de cobre).

Desta forma, os eletrodos de cerâmica de base porosa e preenchidos com solução supersaturada de sulfato de cobre são conectados ao cabo de aquisição de dados (Figura 7.4).

Para iniciar as leituras, o equipamento necessita de uma programação, a qual dependerá dos ensaios a serem realizados e da subsuperfície investigada. Neste ensaio foram adotados tempo de envio de corrente de 1s, corrente de 500mA, 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 Terrameter Ls foi configurado para realizar 10 ciclos de leitura por medida e apontar como valor do parâmetro, o resultado da média entre medidas com desvio médio inferior a 4%. Ensaios com medidas superiores ao fator de qualidade estabelecido, superior ao desvio médio, são repetidos e quando insistir o erro, são descartados diante de eventuais impossibilidades de registro.

7.1 Processamento dos dados

Os lineamentos foram decalcados nas escalas 1:250.000 e 1:50.000, sobre um modelo digital de elevação (MDE) do Serviço Geológico Norte-Americano (USGS), com levantamento realizado pelo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM – NASA), de 30 metros de resolução espacial. Com o objetivo de ressaltar lineamentos com diferentes orientações, foram aplicadas sobre o MDE técnicas de iluminações artificiais com intervalos de 45°, a partir da função *hillshade* do software *ArcGis 10.2*. As direções e frequência dos lineamentos adquiridos, bem como seus comprimentos são representados através de Diagramas de Rosetas, gerados pelo software *RockWorks 17*.

As 200 medidas estruturais de juntas obtidas durante a atividade de campo foram processadas pelo programa *Visible Geology* e serão apresentadas sob a forma de estereograma, bem como na forma de diagrama de rosetas através do software *RockWorks 17*.

Os dados geofísicos de campo foram acessados através de entrada USB do equipamento Terrameter LS na forma de arquivo de extensão *.dat.*, que devem ser baixados para um computador e filtrados de forma manual e preliminar no software Surfer 13 (GOLDEN SOFTWARE, INC.), afim de evitar que sinais mais ruidosos interfiram na interpolação das demais medidas. Uma qualidade da aquisição por tomografia elétrica é apresentar uma alta densidade amostral por seção e o descarte de um ou outro ponto discrepante não apresenta influência significativa no produto (REYNOLDS, 2011).

No presente estudo, os valores pontuais de resistividade e cargabilidade aferidos em campo totalizaram 4719 medições, representativos de todo o meio em estudo (420 metros de extensão por linha).

Com o objetivo de estimar a profundidade e morfologia dos corpos mineralizados, são aplicadas técnicas geoestatísticas, ferramentas de quantificação dos dados geológicos obtidos que consideram a localização geográfica dos pontos amostrados. A impossibilidade de avaliar dados geológicos por meio da estatística convencional é decorrente da intrínseca ligação dos valores adquiridos com sua localização espacial, dados com essa particularidade são reconhecidos como variáveis regionalizadas.

O software utilizado neste trabalho para inversão dos dados é o RES2DINV, que permite a inversão de dados geoeletricos por meio de dois algoritmos: *Robust inversion* - inversão robusta (LOKE et al., 2003; ARAVKIN et al., 2012) e *Smoothness constrained least square* – suavização por mínimos quadrados ou suavização forçada do método dos mínimos quadrados (GROOT-HEDLIN & CONSTABLE 1990; ELLIS & OLDENBURG, 1994; TSOURLOS et al., 1998; AIZEBEOKHAI et al., 2011; ENGLERT et al., 2016). Neste trabalho, foi adotado a suavização por mínimos quadrados, embora mais simples, é o método mais utilizado entre os pesquisadores, (GEOTOMO SOFTWARE, 2003; GROOT-HEDLIN & CONSTABLE 1990; SASAKI, 1992).

A fase inicial de processamento consiste na representação da planilha de dados através de um modelo geométrico conhecido, neste, o software subdivide o subsolo em células retangulares.

A distribuição e localização das células possui como guia os pontos de dados da pseudosseção, mas o software RES2DINV apresenta algoritmos para solucionar os problemas de incompatibilidade de profundidade e região mapeada (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE 1990, LOKE & BARKER 1997). O tamanho das células é mantido constante como forma de representar a qualidade dos dados adquiridos. Há diminuição da resolução do método de aquisição com a profundidade, porém essa redução não é suficiente para diminuir a qualidade dos dados adquiridos, pois quando essa ocorre, o ensaio é interrompido.

A medida que a resolução dos modelos diminui com a profundidade, o programa aumenta o fator de amortecimento, na tentativa de equiparar as análises e suavizar discrepâncias (LOKE, 2004).

O método de inversão de suavização por mínimos quadrados utiliza o método Gauss-Newton e quasi-Newton descrito por Loke e Barker (1997) e discriminado por Loke e Dahlin (2002), e tem como objetivo minimizar a diferença entre os valores gerados com o modelo e o

adquirido em ensaio (LOKE, 2000), diferença essa que é expressa pelo desvio RMS (*Root Mean Squared*) (LOKE & BARKER, 1996). O desvio RMS possui cálculo comparável ao conceito de desvio padrão, as diferenças entre os valores medidos e calculados são elevadas ao quadrado e somadas, a soma é então dividida pelo número de dados, para obter a média, cuja raiz quadrada fornece um valor característico do desvio, na mesma unidade dos dados originais (FACHIN, 2007).

Aos dados de aquisição tomográfica são incorporadas informações topográficas de cada linha, para geração dos modelos de inversão 2D.

O produto final obtido com o uso do software RES2DINV é apresentado na forma de seções 2D (distância x profundidade) de resistividade e cargabilidade, com escala para os valores interpolados de maneira cromática logarítmica, em que tonalidades quentes (vermelhas) representam altos índices e tonalidades frias (azul) menores índices.

Com a geração dos modelos de inversão 2D é realizado uma última análise quanto a confiabilidade dos dados obtidos e invertidos, que consiste em análise do RMS e a obtenção da menor diferença possível.

Com intuito de obter uma melhor visualização da subsuperfície e interpretar estruturas geológicas complexas, foram utilizados os modelos de visualização 3D. Como uma ferramenta rápida e eficaz, os dados geofísicos 2D foram interpolados por meio do programa Geosoft da plataforma Oasis Montaj.

Os maiores empecilhos na utilização da geoestatística são derivados justamente da heterogeneidade inerente aos meios geológicos, em que, ao interpolar, é possível ignorar pequenas flutuações de valores, ou até mesmo mascarar tendências regionais por fortes anomalias locais.

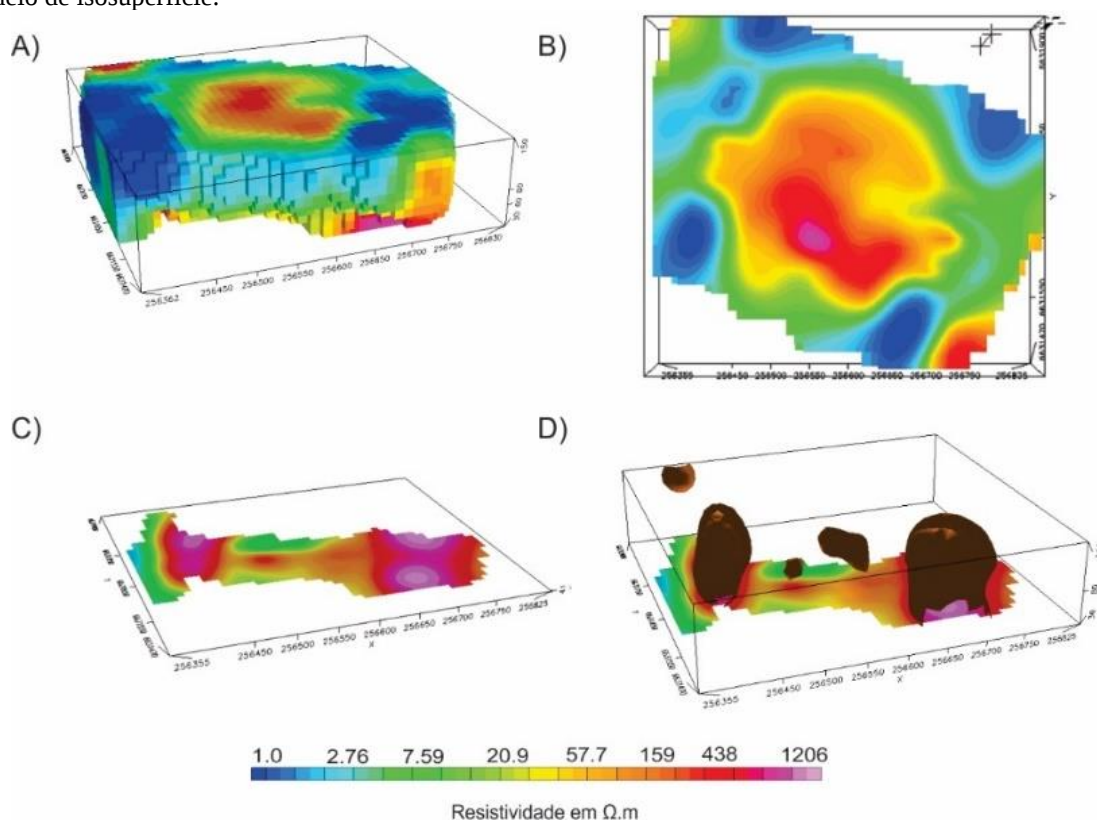
A interpolação dos dados obtidos pode ser realizada de forma global, a qual considera todos os valores amostrados e resulta em consequências para todo o domínio, ao acrescentar ou retirar valores na interpolação ou de forma local, em que a interpolação é realizada sucessivamente em pequenas porções até cobrir toda extensão da área investigada, assim apenas porções adjacentes aos pontos adicionados ou excluídos serão afetados. A categoria de interpolação local apresenta um bom resultado quando aplicada em meios geológicos, uma vez que esses são caracterizados por sua heterogeneidade e variações de propriedades físicas naturais de cada material existente (REYNOLDS, 2011).

Após a inversão 2D, os dados gerados foram reunidos em arquivo único, posteriormente utilizado como base de dados para geração de modelos de visualização 3D e, mapas de profundidade e isosuperfície. O produto numérico dos dados de inversão

bidimensional de cada seção foi reunido em uma única planilha, que une a posição das leituras ao longo das linhas (variável “x”), espaçamento entre linhas (variável “y”), profundidade modelada por a inversão (variável “z”) e o valor do parâmetro aferido, resistividade (variável “R” ou cargabilidade elétrica (variável “M”).

Os modelos de visualização 3D de resistividade e cargabilidade foram então gerados na plataforma Oasis Montaj (Geosoft). A interpolação dos dados foi realizada por meio do método da krigagem, obtendo os modelos de blocos 3D (Figura 7.5 A).

Figura 7.5 Esquema das etapas de processamento para obtenção dos modelos de visualização 3D para o parâmetro resistividade (A) Modelo de blocos 3D. (B) Mapa de visualização 3D suavizado. (C) Slice em profundidade. (D) Modelo de isosuperfície.



Fonte: Elaborado pelo autor, com modelos de Moreira et al., 2018.

Sobre os modelos de blocos, foi aplicado o método estatístico de mínima curvatura para suavização dos valores centrais em relação às extremidades, permitindo a obtenção de mapas de visualização 3D (Figura 7.5 B) e “slices” em profundidade, ou fatias do modelo em profundidade, com variação de 10 em 10 metros, modo de visualização útil para observar padrão das anomalias em diferentes níveis (Figura 7.5 C).

Regiões com valores de cargabilidade acima de (2,7 V / V) e de resistividade de (438 $\Omega \cdot m$) foram selecionadas para balizar a conformação dos modelos de isosuperfícies. O intervalo

de valores escolhidos foram determinados da análise das seções 2D, com intuito de destacar as zonas de maior cargabilidade e maior resistividade situação favorável de correlação com a zona mineralizada (Figura 7.5 D).

Os modelos geofísicos obtidos foram analisados vistas ao modelo metalogenético proposto recentemente para bacia, em conjunto com dados geológico-estruturais previamente adquiridos.

8 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com os estudos estruturais e geofísicos na Ocorrência Colônia Santa Barbara. O desenvolvimento deste trabalho permitiu a análise estrutural do local, a geração de modelos de inversão 2D e modelos de interpolação 3D, como modelo de blocos, mapas de visualização 3D, slices em profundidade e modelos de isosuperfície.

Os produtos obtidos serão apresentados divididos em Análise Estrutural, Modelos de inversão 2D e Modelos de interpolação 3D.

8.1 Análise estrutural

A ocorrência em estudo está localizada no bloco alto de um sistema estrutural (estrutura do tipo *Horst*). Os limites entre os blocos são marcados pela intersecção de falhas com direções NE-SW e NW-SE, assim como descrito no capítulo três de Geologia Local.

Na descrição do testemunho de sondagem realizado pelo DNPM na área, expresso na Figura 5.2 do capítulo de Geologia Local, é possível identificar litologias como metarenito, metaconglomerado e andesito com fraturas preenchidas por carbonato, quartzo e sulfeto. A presença de fraturas mineralizadas impulsiona a discussão da influência e condicionamento estrutural da mineralização.

A análise de lineamentos em relevo na escala 1:250.000 conformou uma população de 259 traços, o diagrama de frequência acumulada evidencia uma maior ocorrência nas direções N30-40E, seguido de N-10E e N40-50W, com consequentes expressivas ocorrências de lineamentos com direção N20-30E, N30-40W e N50-60W. O diagrama de comprimento acumulado segue o padrão expresso pelo diagrama de frequência, em que os maiores comprimento são decrescentes em respectivamente N30-40E, N20-30E, N-10E e N40-50W. A direção E-W neste caso apresenta os menores traços (Figura 8.1).

Para a análise de lineamentos em relevo na escala 1:50.00 foi compilada uma população de 1212 traços, o diagrama de frequência acumulada evidencia uma maior ocorrência nas direções N40-50W, seguido de N40-50E e N-10W, com consequentes expressivas ocorrências de lineamentos com direção EW. O diagrama de comprimento acumulado segue o padrão expresso pelo diagrama de frequência, em que os maiores comprimento são decrescentes em

respectivamente N40-50W, N40-50E, N-10W e E-W. A direção N20-30W neste caso apresenta os menores traços (Figura 8.2).

Figura 8.1 Mapa de lineamentos sobre Modelo Digital de Elevação (MDE) com iluminação artificial de 45°, em associação com os Diagramas de Rosetas representativos dos lineamentos decalcados em escala 1:250.000.

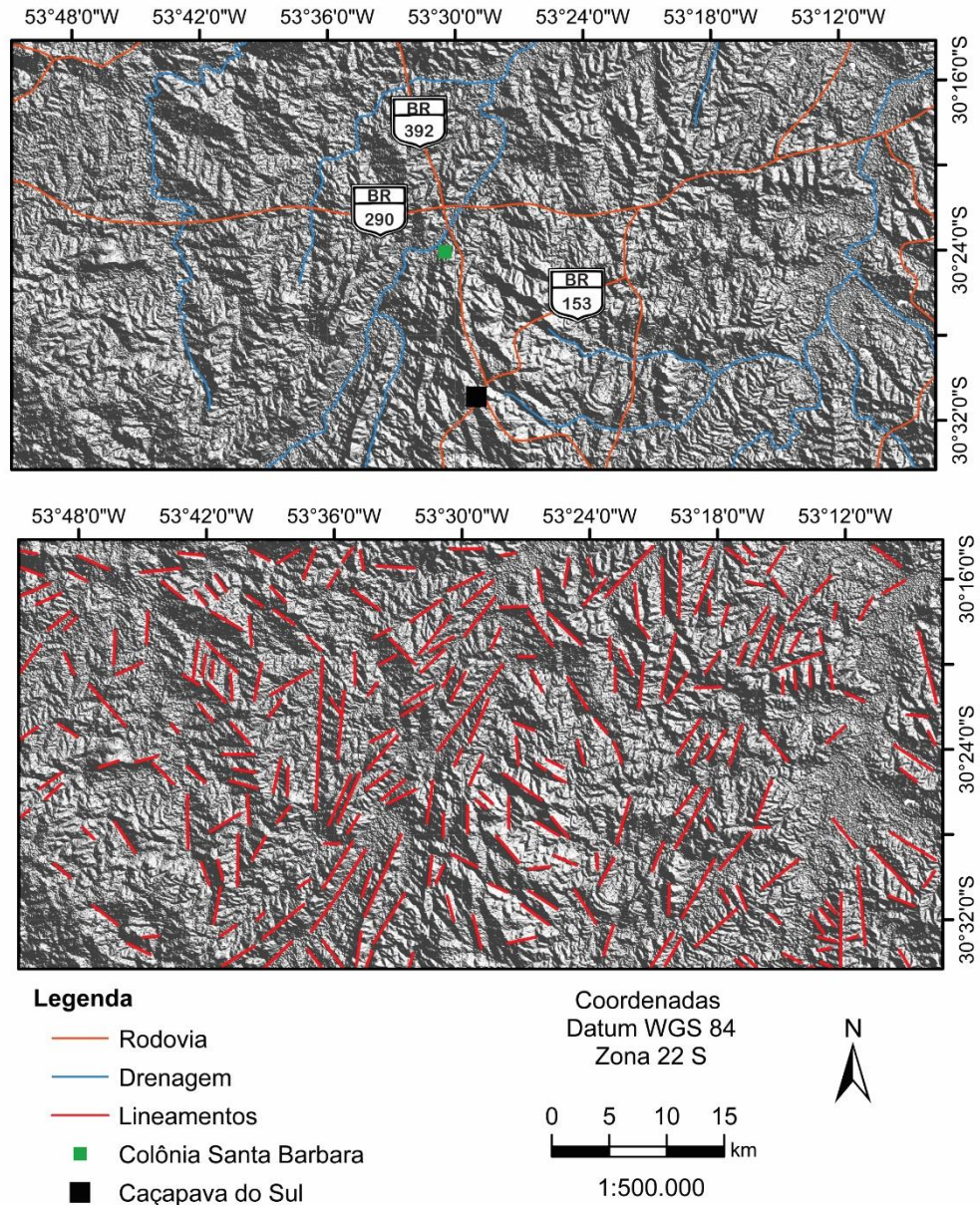
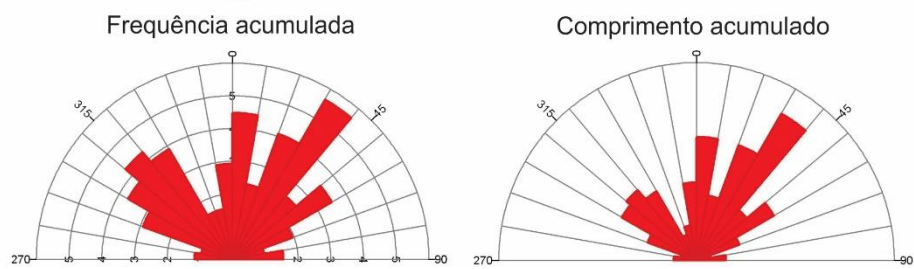
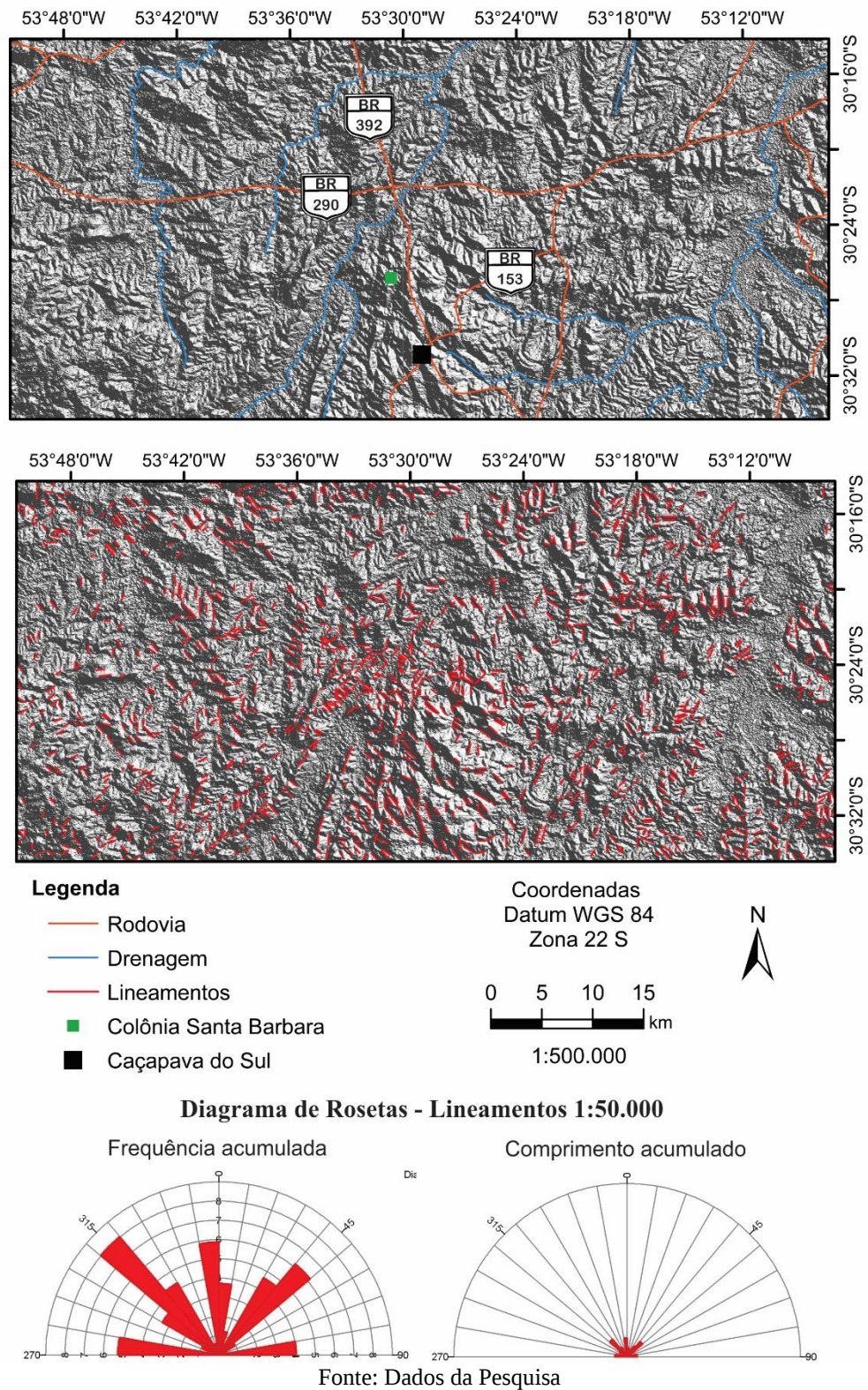


Diagrama de Rosetas - Lineamentos 1:250.000



Fonte: Dados da Pesquisa

Figura 8.2 Mapa de lineamentos sobre Modelo Digital de Elevação (MDE) com iluminação artificial de 45°, em associação com os Diagramas de Rosetas representativos dos lineamentos decalcados em escala 1:50.000.



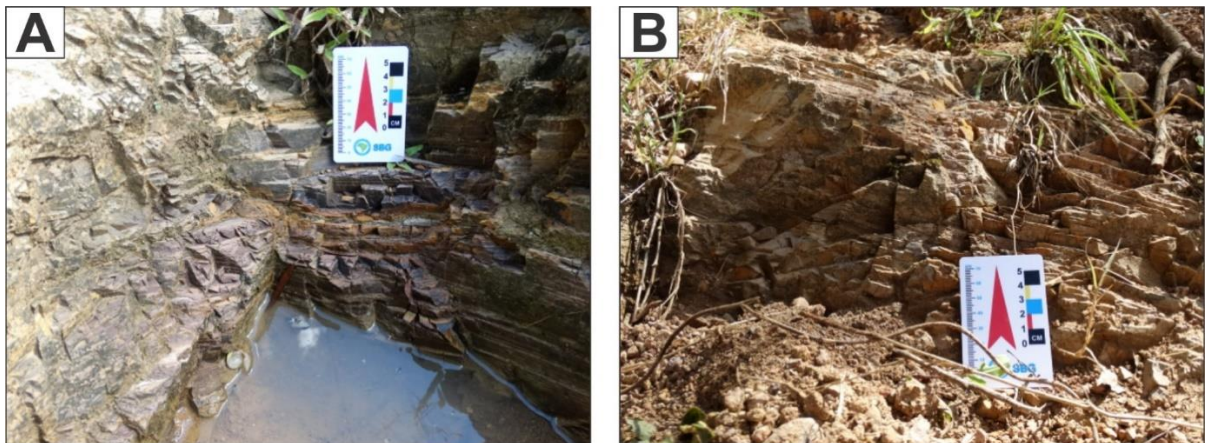
Foram obtidas 200 medidas estruturais relativas às fraturas em andesito, litologia favorável para registro dos processos de faturamento (Figura 8.3). Foram plotados os polos das

medidas no estereograma em hemisfério inferior, com auxílio do software *Visible Geology* (Figura 8.4A).

No andesito, as fraturas, neste caso juntas, apresentam mergulhos majoritariamente subverticais, entre 60° e 85° . Quanto as direções, não é possível estabelecer uma orientação preferencial, essas possuem orientação desde N60 até N284, que compõem um padrão aproximadamente radial (Figura 8.4A).

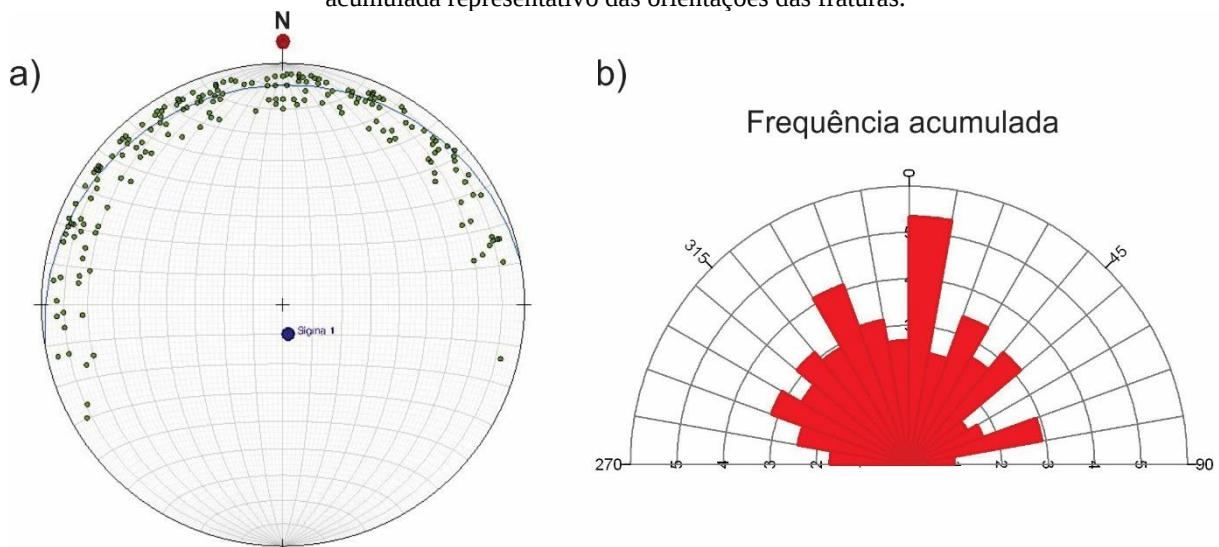
Com o diagrama de rosetas para o parâmetro frequência acumulada é possível observar que as direções com maior frequência acumulada são majoritariamente N-10E, seguido por N20-30W com demais orientações presentes e em mesmas frequências (Figura 8.4B).

Figura 8.3. Fraturas subverticais a verticais descritas no andesito pertencente a Fm. Hilário.



Fonte: Dados da pesquisa

Figura 8.4 a) Estereograma em rede equiátera, representando as 200 atitudes de juntas obtidas no andesito, bem como o plano que contém os polos das juntas e orientação do σ_1 (b) Diagrama de Roseta de frequência acumulada representativo das orientações das fraturas.



Fonte: Dados da pesquisa

Baseado nos princípios de que paralelo ao plano de faturamento está o eixo de tensão de máximo esforço (σ_1) e perpendicular ao plano de faturamento está o eixo de tensão de menor esforço (σ_3), é possível identificar que há um eixo o qual todos os planos giram em torno e portanto a única direção que se encontra paralela a todos os planos de juntas, representando uma provável direção do σ_1 com atitude 170/80. Complementar a isso é possível observar que pela variação das direções dos planos, o eixo perpendicular ao plano varia, indicando que provavelmente os sigmas σ_2 e σ_3 possuem valores próximos dificultando sua diferenciação, estabelecendo a relação $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, em que a direção dos sigmas σ_2 e σ_3 são variadas (Figura 8.4a). Desta forma, é possível vincular o padrão de faturamento radial a um esforço ascendente de direção correspondente ao σ_1 170/80.

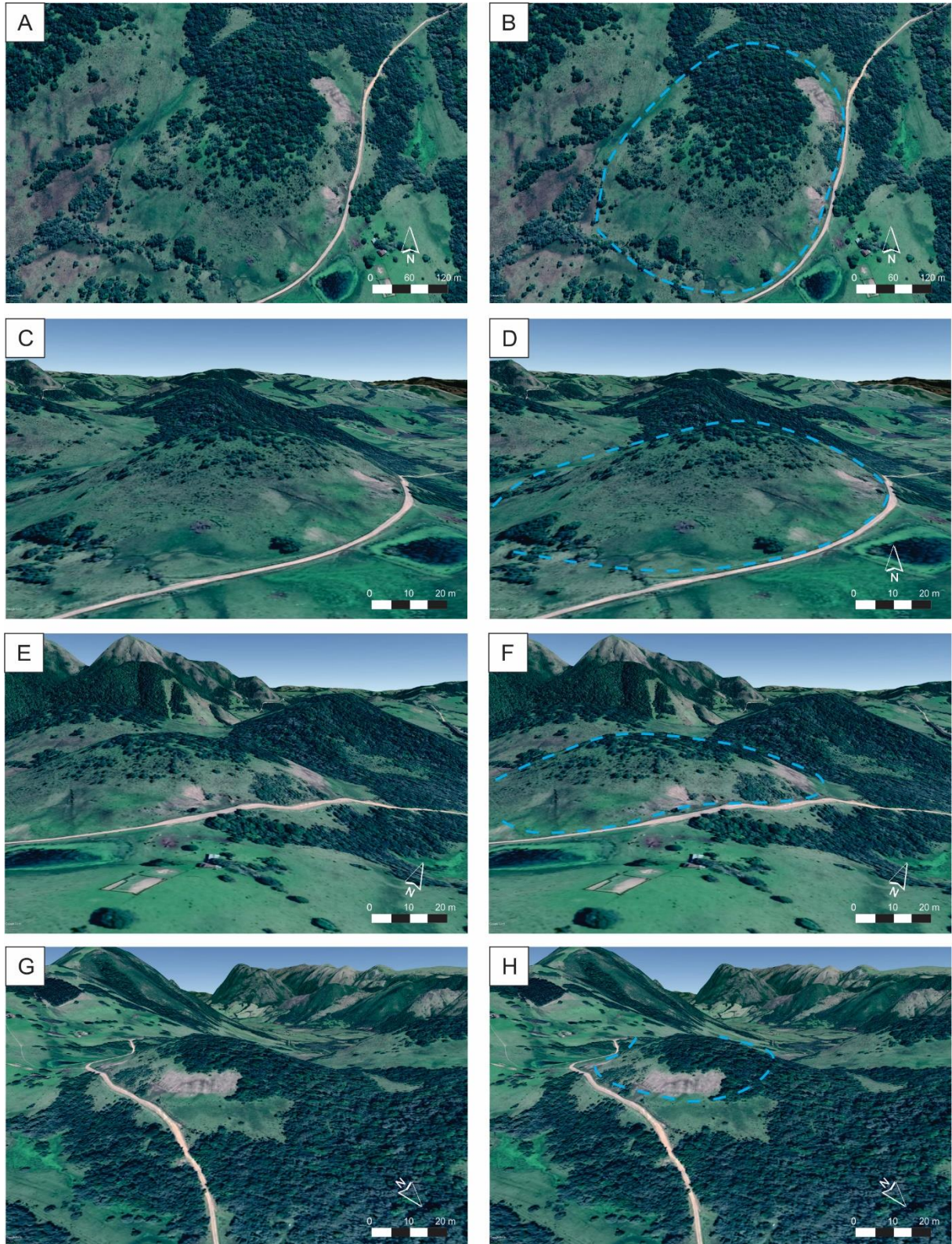
Em campo e por imagens satélite, é possível observar que o alvo estudado configura um alto topográfico limitado por vales encaixados, com visibilidade e delimitação aproximada expressas na Figura 8.5. Diante dos dados estruturais observados, adquiridos em campo e disponíveis na literatura, em associação ao modelo metalogenético descrito para a região, este trabalho será desenvolvido a partir da hipótese em que o alto topográfico que delimita a área é também um alto estrutural.

Os argumentos que fundamentam esta hipótese são: primeiramente estratigráfico-estrutural, em que unidades mais recentes estão localizadas abaixo de unidades mais antigas. O andesito da Formação Hilário é encontrado nas calhas da estrada lateral ao domo, enquanto metaconglomerado, embasamento da bacia, do Complexo Metamórfico Bossoroca possui afloramentos no domo, ao lado de afloramentos de tufo vulcânico, unidade também mais recente e pertencente a Formação Hilário. Esta configuração exige um conjunto de falhas verticais, responsável pela elevação do centro da área de estudos, conforme preconizado em CPRM (1995).

Outro argumento está respaldado no contexto metalogenético proposto atualmente para a Bacia do Camaquã: modelo Magmático Hidrotermal. A intrusão do Granito Caçapava, datada de 562 Ma (REMUS et al., 2000), exerce um esforço vertical, seja pelo fluxo térmico gerado, seja pela associação às fraturas e falhas pré-existentes ou geradas concomitantes a intrusão, com possível alçamento da superfície, delineamento de um bloco

Diante da hipótese sugerida para a conformação do alto topográfico e estrutural, bem como sua relação com a mineralização da área, foi criado um perfil esquemático da ocorrência Colônia Santa Bárbara, embasado no modelo do sistema geológico hidrotermal magmático apresentado por Biondi (2015) (Figura 8.6).

Figura 8.5 Imagens de satélite com exagero vertical de 3x, Landsat, retiradas do *GoogleEarth*. As imagens B, D, F e H são as mesmas das letras A, C, E e G respectivamente, porém com destaque em azul para a delimitação aproximada do alto topográfico estudado. (A e B) Foto em planta. As demais são fotos em perfil, com diferentes orientações, na tentativa de observar todo o contorno da estrutura.



Fonte: Imagens retiradas do *Google Earth* e modificadas pelo autor.

O Granito Caçapava corresponde a um batólito de grande dimensão na região, perfazendo aproximadamente 250 km² de extensão, portanto ao comparar com a proporção intrusão x mineralização x alteração hidrotermal, expressa por Biondi, toda a área de estudo apresentaria potencial de mineralização e feições típicas de hidrotermalismo. O granito Caçapava é derivado de processos de fusão da crosta e não é mineralizado, porém a interação entre suas apófises intrusivas e os mármorees do Complexo Passo Feio resultam em inúmeras ocorrências polimetálicas associadas e dispersas em seu contorno (Figura 8.7).

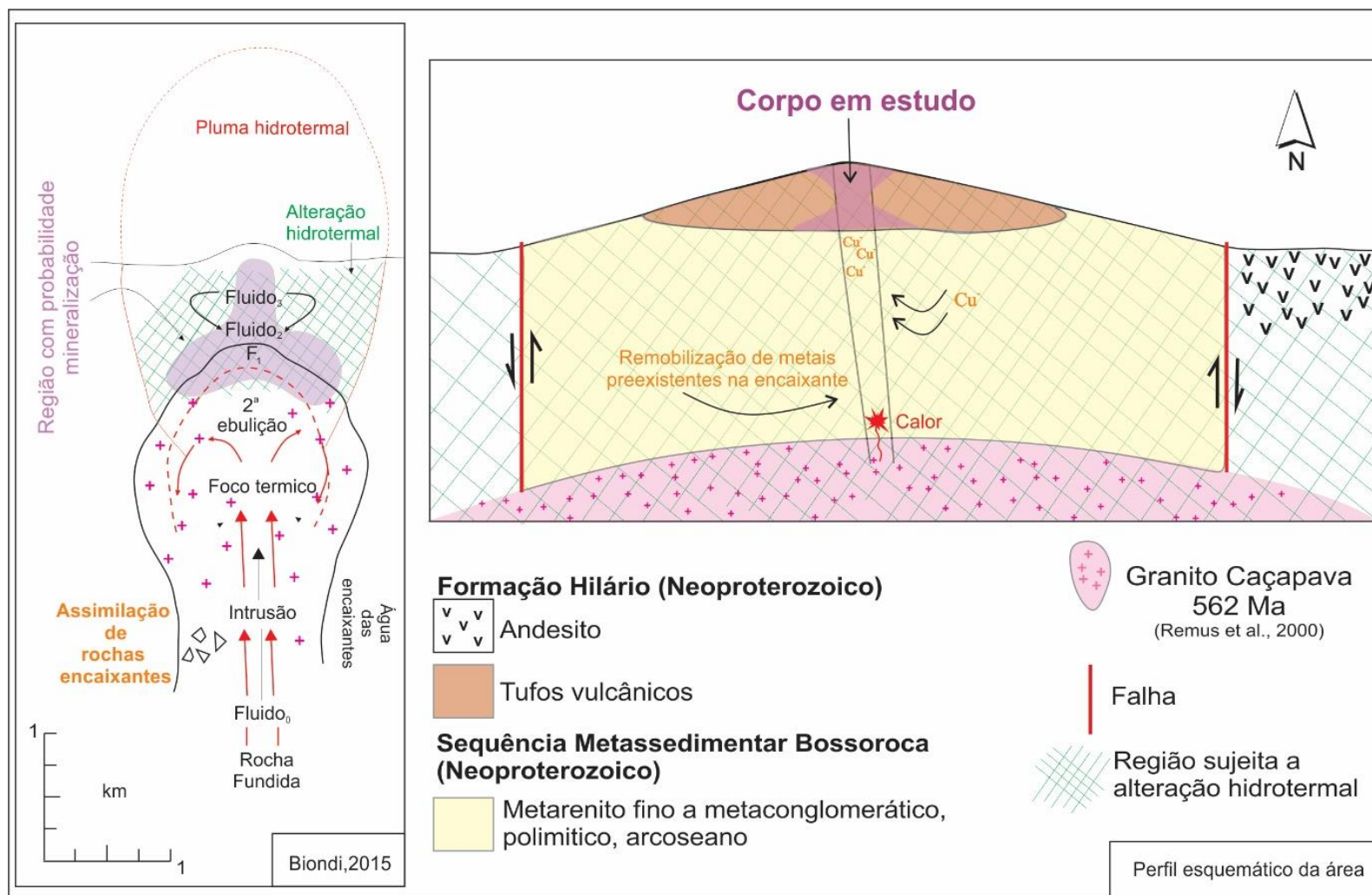
Os estudos realizados na área entre 1960 e 1970 pelo DNPM, apontaram resultados insatisfatórios, com mineralização pouco expressiva, pontualmente disseminada e em zonas de fraturas e alívios de pressão. Porém, os estudos foram efetuados através de furos de sondagem e trincheiras localizadas no bloco baixo, sob a ocorrência de andesito, litotipo de baixa porosidade.

O presente trabalho discute a existência de mineralização no bloco alto em tufo vulcânico, litologia de alta porosidade. De forma simplificada, provável mineralização ocorreu pela ascensão de fluidos hidrotermais de origem mista, magmática relacionada à intrusão do Granito Caçapava e marinha relacionada a interação dos fluidos magmáticos com os mármorees do embasamento (REMUS et al., 2000).

Fraturas e falhas pré-existentes atuaram como condutos e permitiram a ascensão dos fluídos, que remobilizaram e reconcentraram metais preexistentes na rocha encaixante, com consequente geração de mineralizações em zonas de fratura e poros. Desta forma, eventuais mineralizações em metaconglomerado e andesito são pouco prováveis e possivelmente restritas às zonas de fraturas e alívios de pressão. No entanto, mineralização no tufo vulcânico, litotipo inicialmente poroso são factíveis (Figura 8.6).

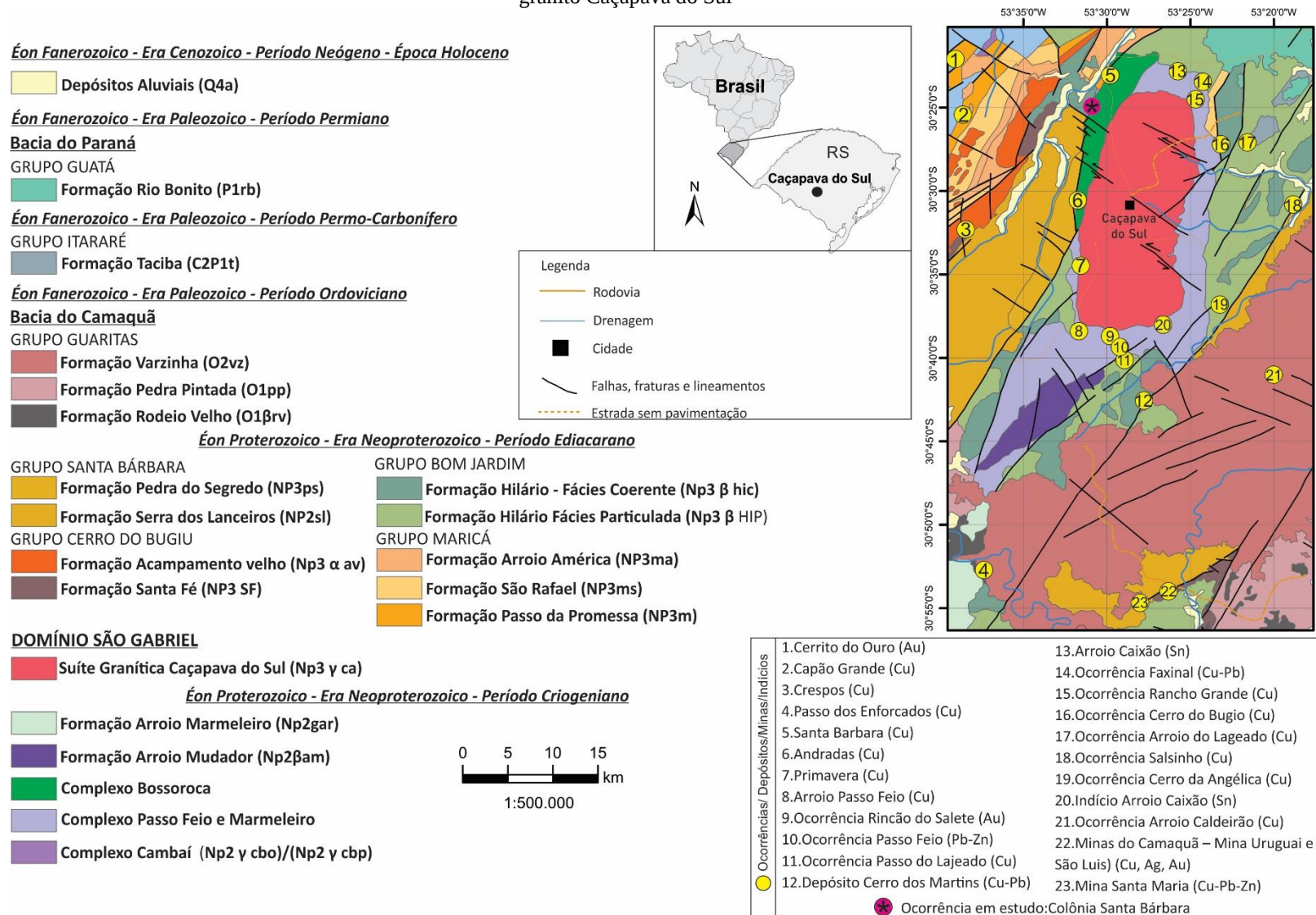
Por ser gerado através da canalização de fluidos por uma zona de alívio principal (falha ou fratura), seguido por disseminação em rocha hospedeira, é esperado um corpo de minério estruturalmente controlado no interior do tufo vulcânico.

Figura 8.6 A esquerda, é representado o modelo proposto por Biondi relativo ao Sistema Magmático Hidrotermal. A direita, o perfil esquemático da Ocorrência Colônia Santa Barbara, com destaque para localização e morfologia da mineralização em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 8.7 Mapa Geológico da província polimetálica de Caçapava do Sul. Destaque para a ocorrência em estudo, Colônia Santa Bárbara e demais ocorrências circundantes ao granito Caçapava do Sul



Fonte: Elaborado pelo autor com mapa base CPRM e modificações de REMUS et al., 2000

8.2 Modelos de inversão 2D

Os modelos de inversão 2D foram gerados para as 9 (nove) linhas de tomografia elétrica, nos três arranjos, Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo, para os parâmetros resistividade e cargabilidade, resultando em 54 modelos de inversão 2D. Com a utilização do software RES2DINV e da pseudosseção medida em campo, foram gerados modelos calculados para os parâmetros estudados e através do algoritmo de suavização por mínimos quadrados os modelos de inversão 2D, invertidos e suavizados.

Todos os modelos foram gerados na escala 1x1, vertical igual a horizontal, o que viabilizou a análise comparativa entre as seções, com o primeiro eletrodo localizado em 0 metros e o último eletrodo localizado em 390 m, com espaçamento entre eletrodos de 10 metros.

A escala cromática foi desenvolvida com o intuito de ser única e atender as variações de parâmetro de todas as linhas de aquisição. Para resistividade, aferida na unidade $\Omega.m$, são abrangidos valores de 1 $\Omega.m$ a 120 $\Omega.m$, o que evidencia uma ampla variação deste parâmetro na região. Para cargabilidade, aferida em mV/V, são compreendidos os valores de 0,5 mV/V a 10 mV/V, indicativo do discrepante e padrão de baixos valores adquiridos.

Como um todo, os modelos de inversão 2D apresentam valores de desvio RMS, inferiores a 20%, fator demonstrativo da baixa variação entre os valores máximos e mínimos dos parâmetros nessas linhas, bem como da uniformidade entre os valores adquiridos em campo e calculados pelo método de inversão.

Nas linhas de aquisição 2 e 8, os três arranjos apresentam para os parâmetros resistividade e cargabilidade, valores de RMS desarmônicos aos demais modelos de inversão. Ao realizar um ensaio de tomografia elétrica, é rotineiro posicionar as linhas de aquisição ao longo de toda a área de interesse e realizar duas linhas extremas, fora da área em pesquisa, exercendo papel de amostra de controle e balizadora de dados. As linhas 2 e 8 estão localizadas próximas as linhas extremas de controle, fator que pode justificar os altos valores de RMS gerados. Provavelmente essas linhas estão localizadas na intersecção de dois ambientes geológicos muito distintos com alta amplitude de valores para os parâmetros analisados. Esta questão será tratada posteriormente, após a análise conjunta das linhas e a interpretação do ambiente geológico.

A topografia foi introduzida nos modelos de inversão, permitindo uma análise mais fidedigna e próxima da realidade, evitando a geração de anomalias inerentes a topografia, respaldado nos estudos de Fox et al. (1980).

Devido ao grande número de modelos gerados, as linhas estão apresentadas no Anexo 1 e a análise mais esmiuçada será realizada com foco nas principais linhas, comparando os diferentes arranjos utilizados e sua viabilidade na observação de mineralização. A mineralização em estudo é descrita e teorizada pelos indícios estruturais e metalogenético locais e regionais, como obtentora de morfologia cônica vertical e caracterizada por zonas de alta resistividade (em decorrência de seu alto grau de silicificação) e alta cargabilidade (propriedade característica de sulfetos metálicos).

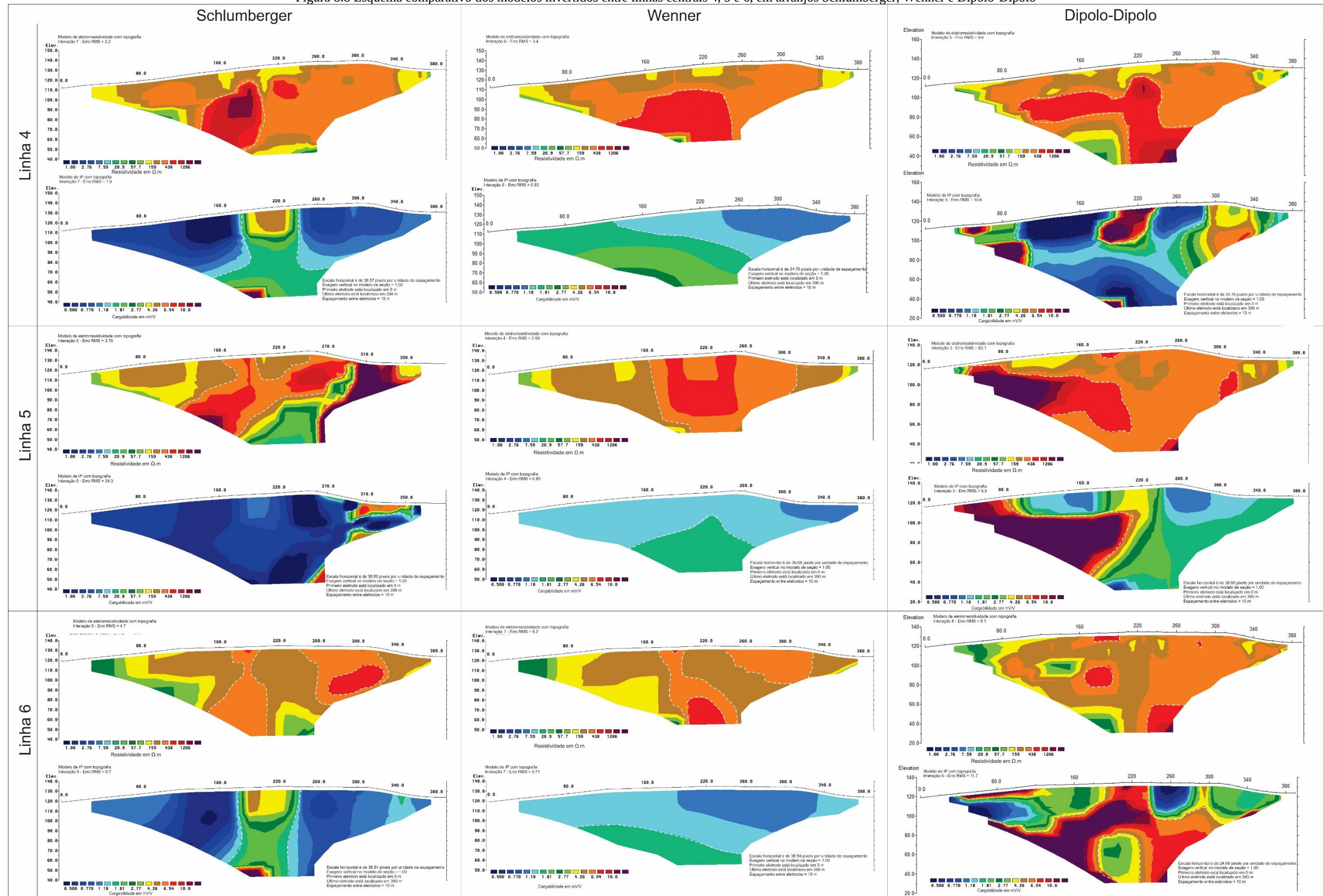
As linhas 4, 5 e 6 foram escolhidas dentre as 9 por serem centrais na malha de aquisição e após análise prévia evidenciarem com maior probabilidade a localização da mineralização. As três linhas centrais estão em destaque na Figura 8.8 e discutidas no Quadro 8.1.

Quadro 8.1 Análise comparativa entre os Modelos 2D para as linhas 4, 5 e 6

		Schlumberger - SCH	Wenner - WN	Dipolo-Dipolo-D-D	Análise conjunta
Linha 4	Resistividade	Predominância de valores na ordem de 159 Ω .m a 438 Ω .m, com presença de núcleo circular mais resistivo (438 Ω .m a 1206 Ω .m) entre 140m e 200m de extensão e altitude de 100m a 70m.	Apresenta valores intermediários, com centro mais resistivo 438 Ω .m a partir de 100 metros de profundidade entre as extensões de 160m e 220m ápice de valores restrito a porção basal esquerda.	Valores intermediário a alto com mínima de 57,7 Ω .m até o limite apontado pela escala cromática, 1206 Ω .m. É possível observar uma tendência de conformação de um corpo vertical entre 200m e 240m de extensão com resistividade média entre 438 Ω .m. e 1206 Ω .m.	Valores superficiais intermediários evidentes nos três arranjos. Núcleo altamente resistivo central, com morfologia vertical evidenciada pelos arranjos D-D e SCH. Zona de alta cargabilidade evidente com estruturação cônica vertical no arranjo SCH e rasas e desmembradas ao longo da extensão da linha no arranjo D-D
	Cargabilidade	Porção central, de 180m a 250m de extensão, uma zona cônica vertical de alta cargabilidade, com valores de 1,81 mV/V a 10.0 mV/V, com ápice localizado na porção inferior esquerda, a zona está envolta por regiões de menor cargabilidade, com valores na ordem de 0,500 mV/V.	Valores gradando de 0,770 mV/V do topo para a base representada por valores máximos de 2,77 mV/V. A progressão dos valores tem sentido de SE para NW.	Zona de altos valores 6,54 mV/V a 10 mV/V na porção central da linha, da superfície até 30 metros de profundidade. Núcleos de anomalia positiva próximas ao início da linha, na porção de topo e basal do lado esquerdo. Entre 290m e 340m de extensão existe um corpo de valores intermediários a alta (4,26 mV/V a 10 mV/V).	
Linha 5	Resistividade	Média de altos valores, com destaque para porção alongada central mais resistiva, com valores na ordem de 438 Ω .m. Outro núcleo fortemente resistivo na extremidade distal da aquisição, em profundidade com resistividade até 1206 Ω .m.	Nítido núcleo de alta resistividade 438 Ω .m, entre a extensão de 160m e 310m abrangendo toda a profundidade investigada, a porção mais resistiva está alocada no centro dessa região.	Valores intermediários a altos com mínimo de 150 Ω .m. Destaque para zona alongada no sentido horizontal entre 40 e 200 metros de extensão, da superfície até 40m de profundidade, com valores altos entre 438 Ω .m, e 1206 Ω .m.	Como análise prévia é possível correlacionar os modelos de resistividade e cargabilidade para os arranjos D-D e SCH observar, que a linha 5 em arranjo WN apresenta feições semelhantes as encontradas na linha 4 anterior para os demais arranjos.
	Cargabilidade	Predominância de valores na ordem de 2,76 mV/V, com exceção de pequenos núcleos restritivos de mais alta cargabilidade, localizada entre as extensões de 300m a 350m em profundidades superficiais, intermediárias e basais.	Apresenta padrão de baixa cargabilidade de 0,770mV/V a 1,18 mV/V, com porção basal ascendente, entre 160m e 260m de mais alta cargabilidade 2,77 mV/V.	Núcleo de alta cargabilidade entre 6,54 mV/V a 10 mV/V, com formato aproximado à anomalia resistiva, entre 20m e 220m de extensão, da superfície à 40 metros. Na porção central até à direita da linha, os valores são intermediários a baixos entre 2,77 a 0,77 mV/V.	
Linha 6	Resistividade	Valores intermediários a altos, entre 159 Ω .m, e 438 Ω .m, e porções menos resistivas na extremidade superior esquerda e basal direita.	Valores intermediários na ordem de 438 Ω .m, com porções mais resistivas no intervalo de 170m a 220m, durante toda a profundidade de aquisição, com mais altos valores próximos a base.	Valores de resistividade são intermediários a altos, entre 159 Ω .m e 438 Ω .m com a presença de núcleos menos resistivos com valores de 57,7 Ω .m.	Os três arranjos evidenciam um corpo vertical central de alta resistividade coincidente com núcleos de alta cargabilidade expressos nos arranjos SCH e D-D, com estruturação cônica vertical evidente no arranjo SCH.
	Cargabilidade	Estrutura cônica vertical nítida entre 180m e 240m de extensão, de cargabilidade intermediária a alta, com valores entre 1,81 mV/V e 10 mV/V, envolta na seção por extremidades de baixa cargabilidade.	Padrão bem semelhante ao descrito para linha 4, com valores gradando de 0,770 mV/V a 2,77 mV/V no sentido de SW para NE.	Reconhecidos 3 núcleos de baixos valores em superfície, com valores entre 2,77 mV/V. a 0,770 mV/V há também, uma zona de alta cargabilidade nas profundidades centrais e de base com valores de 6,54 mV/V a 10 mV/V.	

Fonte: Dados da pesquisa

Figura 8.8 Esquema comparativo dos modelos invertidos entre linhas centrais 4, 5 e 6, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo



Fonte: Dados da pesquisa

A linha 8 será discutida separadamente por apresentar os valores mais altos de RMS adquiridos (Figura 8.9).

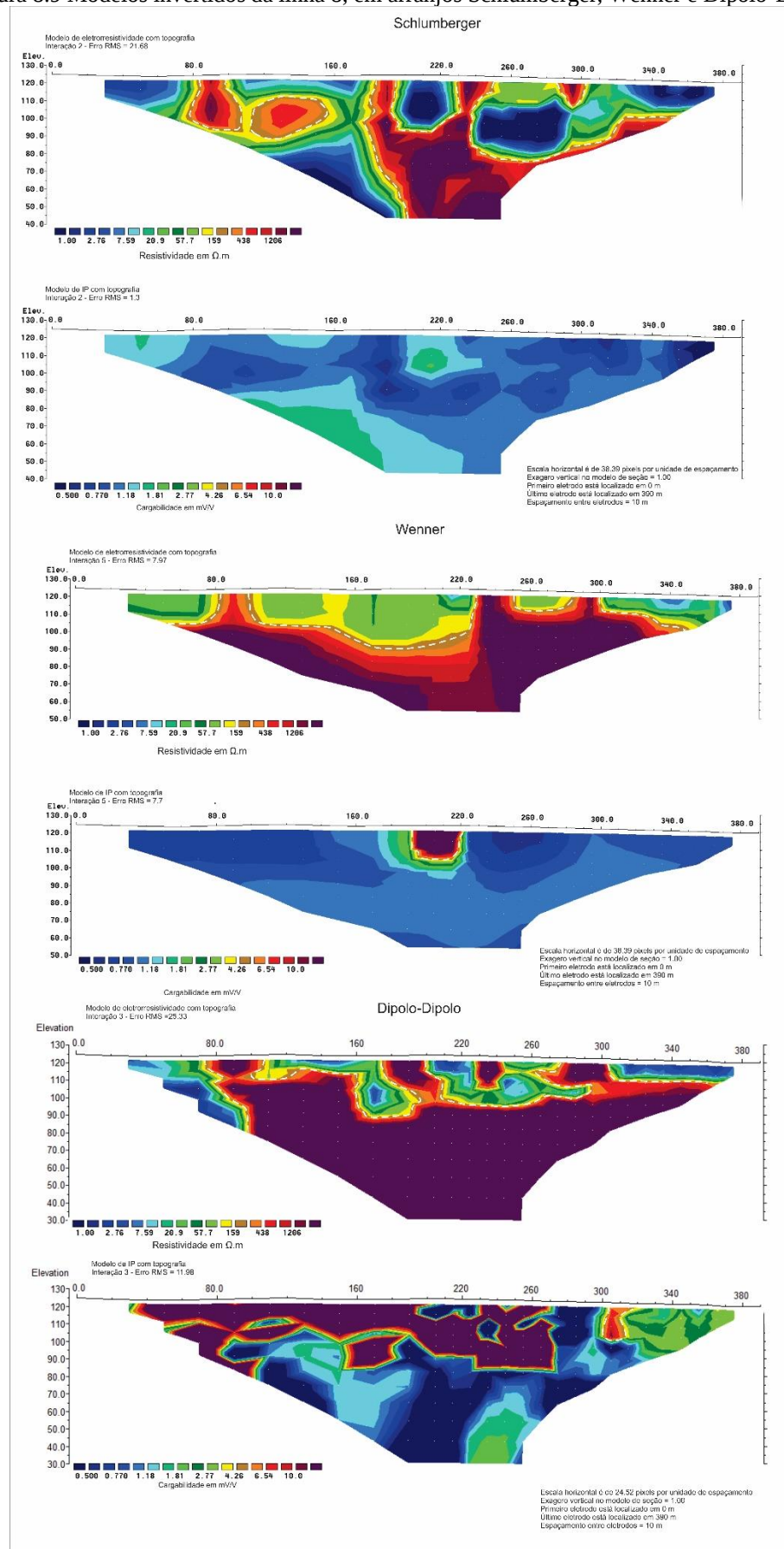
O modelo de resistividade em arranjo Schlumberger apresenta valor de RMS acima da média 21,68. São descritos núcleos com baixíssima resistividade 1 Ω .m. dispersos pela linha de aquisição e resistividade extrema, 1206 Ω .m, localizados principalmente entre 180m e 250m de extensão, por toda a profundidade analisada. O modelo de cargabilidade apresenta RMS baixo de 1,3. Apresenta baixos valores de cargabilidade, variando de 0,50 mV/V a no máximo 1,81mV/V.

O modelo de resistividade para o arranjo Wenner apresenta RMS de 7,97. Em superfície e profundidades intermediárias estão presentes zonas de resistividade baixa a intermediária, 57,7 Ω .m aproximadamente, com ligeiro aumento dos valores em profundidade para 159 Ω .m. As profundidades mais basais apresentam alta resistividade com valores relativos a 1206 Ω .m. O modelo de cargabilidade apresenta predominantemente valores na ordem de 0,770 mV/V a 1,18 mV/V, com exceção de um núcleo central, com profundidades desde superficiais até 100 metros de elevação de alta cargabilidade, com valores que atingem 10 mV/V. Valores de RMS próximos ao modelo de resistividade, 7,7.

O modelo de resistividade para o arranjo Dipolo-Dipolo apresentou respostas com altos valores de RMS para os modelos de Eletorresistividade e Polarização Induzida, 25,33 e 11,98 respectivamente. Há presença de pequenos núcleos de alta e baixa resistividade, distribuídos ao longo de toda extensão da linha de aquisição, em profundidades desde superficiais até 30m de profundidade. Após os 30 primeiros metros de aquisição em superfície, os valores de resistividade são praticamente homogêneos iguais ou superiores a 1206 Ω .m. O modelo de cargabilidade registrou altos valores 10 mV/V entre 0m e 260m de extensão, desde a superfície até 30m de profundidade. Após 30m de profundidade e 270m de extensão há predominância de valores de baixa cargabilidade.

O padrão de altos valores de RMS foi mantido na linha 8 para todos os arranjos, com destaque para o arranjo Dipolo-Dipolo que apresentou os resultados mais ruidosos.

Figura 8.9 Modelos invertidos da linha 8, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo



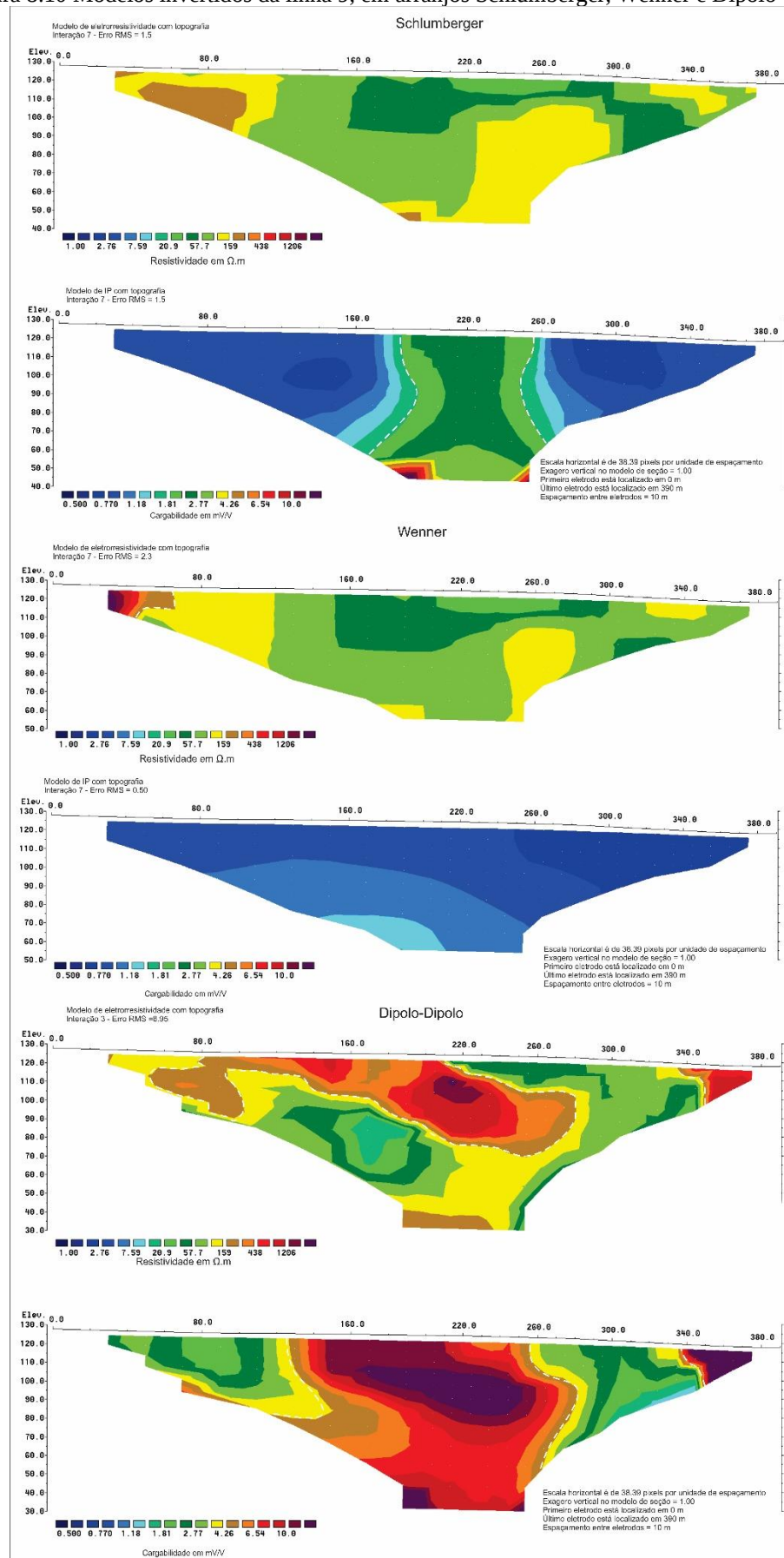
Fonte: Dados da pesquisa

A Linha 9 foi adquirida na porção mais extrema da área de estudo, com a inversão foram adquiridos modelos de cargabilidade muito semelhantes para os arranjos Schlumberger e Dipolo-Dipolo (Figura 8.10).

Nos arranjos Schlumberger e Dipolo-Dipolo foram evidenciados na porção central, entre 160m e 260 m de extensão, um núcleo contrastante de morfologia cônica vertical de alta cargabilidade, desde a superfície até a máxima profundidade, os valores vão de 1,18 a 10,0 mV/V. O arranjo Dipolo-Dipolo também modelou, na mesma região, núcleo de alta resistividade, valores entre 159 a 1206 Ω .m, porém com abrangência localizada, diferentemente das demais linhas modeladas pelo mesmo arranjo que apresentaram apenas valores máximos para tal parâmetro. Em arranjo Schlumberger porções de moderada a alta resistividade, aproximadamente 159 Ω .m foram identificadas apenas nas porções de borda.

Para o arranjo Wenner, o modelo de eletrorresistividade apresenta de modo geral valores intermediários entre 20,9 a 159 Ω .m. Na extremidade esquerda, em profundidades rasas próximas a superfície é possível constatar um núcleo de alta resistividade, com valores de 438 a 1206 Ω .m. Quanto ao modelo de cargabilidade o mesmo apenas apresentou camadas horizontais de cargabilidade ascendente.

Figura 8.10 Modelos invertidos da linha 9, em arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo



Fonte: Dados da pesquisa

8.3 Modelos de visualização 3D

Com o intuito de obter uma análise integrada entre os produtos adquiridos com a técnica da tomografia elétrica e, observar o prolongamento de estruturas com continuidade lateral, foram gerados modelos de visualização 3D por meio da interpolação das seções 2D de resistividade e cargabilidade.

8.3.1 Modelo de blocos 3D

O método da interpolação dos modelos invertidos 2D por Krigagem, permitiu a obtenção de blocos 3D para os três arranjos em discussão, nos dois parâmetros analisados, resistividade e cargabilidade (Figura 8.11).

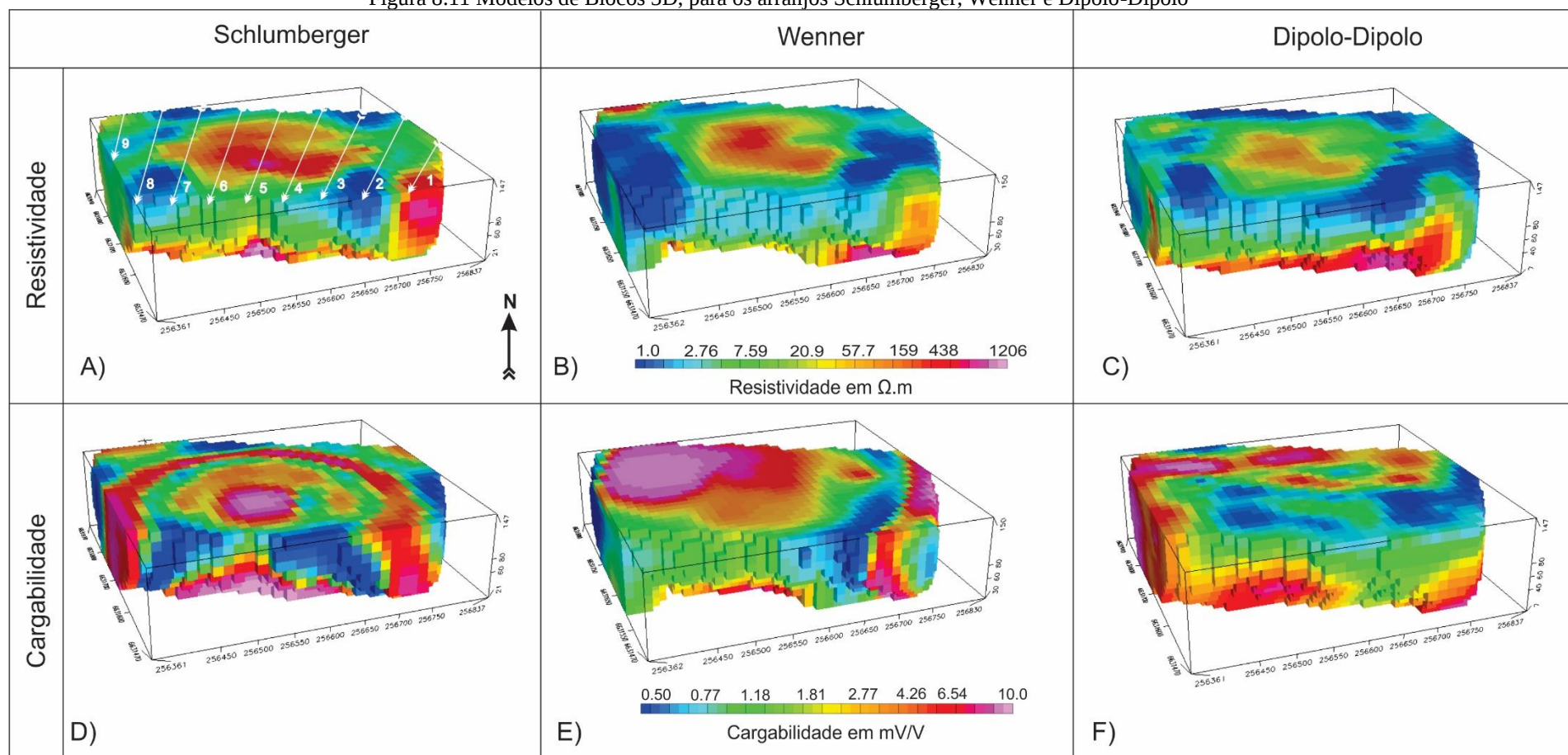
Nos três modelos de resistividade é possível observar um núcleo central de mais alta resistividade valores acima de $20,9 \Omega.m$, rodeado por meio de menor resistividade (Figura 8.11A, 8.11 B e 8.11 C).

Os modelos de cargabilidade apresentam maior distinção entre os arranjos. O modelo obtido com o arranjo Schlumberger mostra um núcleo central de alta cargabilidade (10mv/V) com atenuação radial dos valores para as porções mais externas e envolto por auréola de alta cargabilidade circundante (Figura 8.11 D).

O modelo de blocos 3D de cargabilidade para o arranjo Wenner, evidenciou a existência de um núcleo de alta cargabilidade, porém com porção de maior polarização deslocada do centro, próxima a região NW de aquisição, próximo as linhas 8 e 9. É presente também a feição de atenuação lateral dos valores de cargabilidade (Figura 8.11 E).

O modelo de cargabilidade para o arranjo Dipolo-Dipolo, apresentou núcleos de alta cargabilidade em profundidades rasas dispersos pela porção central e lateral do bloco. (Figura 8.11 F).

Figura 8.11 Modelos de Blocos 3D, para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo



Fonte: Dados da pesquisa

8.3.2 Mapas de profundidade (slices)

Os modelos de blocos permitem a visualização geral dos dados adquiridos e são úteis para análises iniciais, porém não possibilitam a observação dos padrões no interior e em profundidade. Para isso, os modelos de blocos são suavizados e divididos a cada 10m de profundidade.

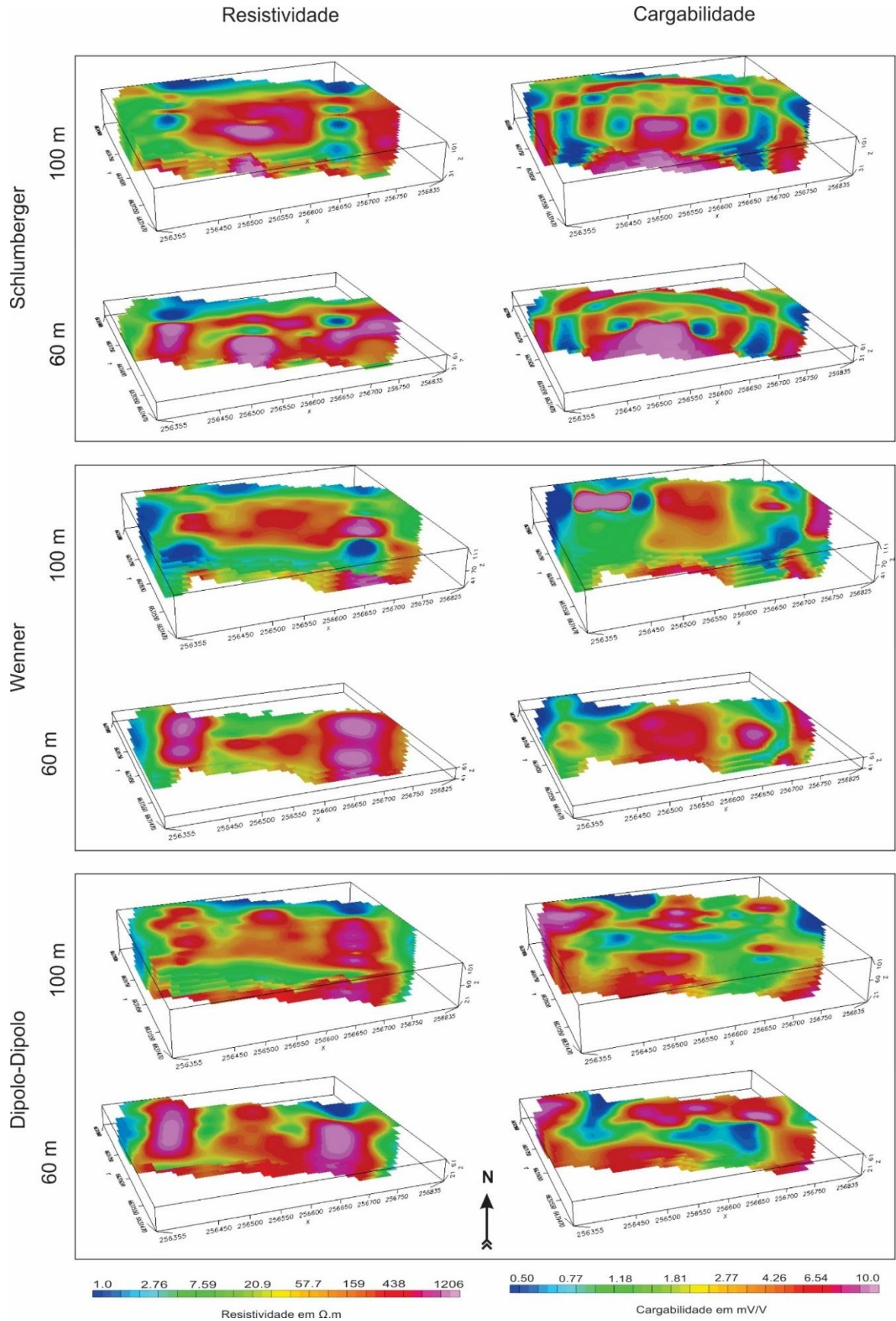
Essa etapa do processamento, gerou 20 camadas para cada arranjo, 10 relativas à resistividade e 10 à cargabilidade, num total de 60 produtos. Para complementar a discussão dos resultados obtidos e colaborar com a comparação entre os três arranjos, as camadas de 100 e 60m foram selecionadas para a discussão afim de compreender a dinâmica da morfologia do corpo em profundidade. Os demais modelos de profundidade estão apresentados no Anexo 2 (Figura 8.12).

O arranjo Schlumberger possibilita a visualização em 60m de uma estrutura central de alta resistividade e alta cargabilidade, envolto por estrutura circundante de alta cargabilidade. Com a diminuição da profundidade, na cota de 100m é evidenciado o adelgaçamento da estrutura central de alta cargabilidade, preservação da zona radial de mesma propriedade e maior dispersão da zona de alta resistividade, com impossibilidade de correlação direta com o observado pelos demais arranjos.

O arranjo Wenner nos mapas de cota 60m apresenta núcleo de alta cargabilidade compatível com a localização do núcleo de alta resistividade, porém este arranjo também visualiza a existência de núcleos laterais de alta resistividade. Com a diminuição da profundidade, é possível identificar uma atenuação dos valores de cargabilidade central e intensificação das zonas laterais de alta cargabilidade.

O arranjo Dipolo-Dipolo evidencia na cota 60m núcleos de alta resistividade, não conectados, com conformação de zonas de borda de alta cargabilidade por todo o modelo e núcleo com baixa cargabilidade. Quando observamos os demais mapas em profundidade deste arranjo, é possível observar em porções mais rasas a existência de núcleos de alta cargabilidade centrais até o limite de 80m. Nas linhas 2D, os modelos apresentam abaixo de 80m zonas com geometrias estranhas e dificilmente ilustrativas da realidade, o que pode representar indicações de ruído. Nos mapas gerados para a cota 100m é possível identificar esses núcleos de alta cargabilidade nas zonas periféricas do modelo.

Figura 8.12 Camadas para a profundidade de 60 metros para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo



Fonte: Dados da pesquisa

8.3.3 Modelos de isosuperfície

Os modelos de isosuperfície são gerados com o intuito de realçar a localização e a morfologia das zonas de interesse (zonas de alta resistividade e cargabilidade), para isso as linhas 2D e os modelos tridimensionais foram analisados e apontaram zonas de alta cargabilidade expressas por valores acima de 2,7 mV/V e zonas de alta resistividade por valores superiores a 438 $\Omega.m$, valores que delimitaram a superfície de cobertura dos modelos de visualização 3D de isosuperfície.

Os modelos de resistividade indicam para os três arranjos existência de corpos independentes, dispersos pelas extremidades e centro dos modelos, com morfologias variáveis para cada arranjo e orientação predominantemente vertical (Figura 8.13 A).

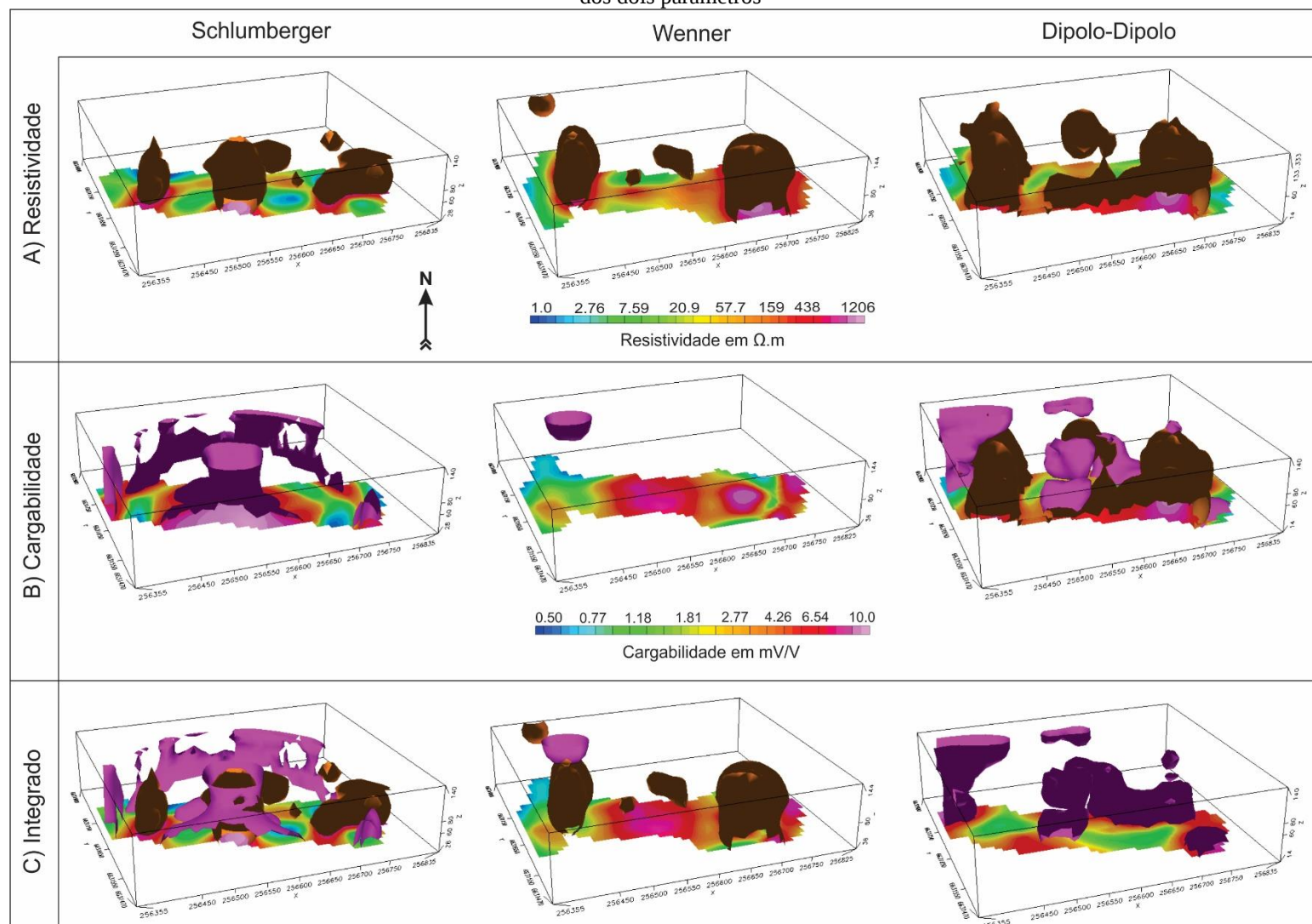
A interpolação de várias áreas centrais com alta cargabilidade resultaram em arranjo Schlumberger na modelagem de um corpo estruturalmente cônico vertical com ampla base e tendência de fechamento para o topo. As porções periféricas anelares de alta cargabilidade apresentam interconexão parcial, variável ao longo da profundidade investigada.

O modelo gerado de cargabilidade para o arranjo Wenner apresentou apenas um corpo superficial periférico localizado nas proximidades da linha 9. O modelo gerado para o arranjo Dipolo-Dipolo evidenciou corpos independentes de alta cargabilidade com morfologias e profundidades variáveis (Figura 8.13 B).

A integração dos modelos de resistividade e cargabilidade de isosuperfície indica no arranjo Schlumberger que o corpo cônico de alta cargabilidade (2,2 mV/V) engloba o núcleo vertical de alta resistividade (438 $\Omega.m$) e atesta a presença de uma zona anelar de alta cargabilidade.

A integração dos modelos de resistividade e cargabilidade para o arranjo Wenner, apresenta um corpo de alta cargabilidade e alta resistividade localizado próximo a linha 9, com estruturação vertical. O modelo para o arranjo Dipolo-Dipolo evidencia estrutura semelhante ao arranjo Wenner e a presença de um corpo central sem morfologia específica (Figura 8.13 C).

Figura 8.13 Modelos de isosuperfície para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo. Na ordem, modelo de resistividade, cargabilidade e por fim modelo conjugado dos dois parâmetros



Fonte: Dados da pesquisa

9 DISCUSSÃO

O modelo genético atualmente mais aceito para esclarecimento da origem dos depósitos de cobre da bacia do Camaquã é do tipo magmático-hidrotermal. Gerado a partir da interação de fluidos quentes circundantes oriundo de rochas magmáticas, que reagem quimicamente com os minerais, com remobilização e reconcentração do minério pré-existente na rocha encaixante da intrusão, mármores da Complexo Passo Feio. A ascensão dos fluidos, ocorreu por meio de estruturas de canalização (falhas e fraturas verticais) os quais viabilizaram a mineralização nos litotipos com alta porosidade e permeabilidade, o que configura um depósito com controle estrutural e com morfologia esperada tubular vertical.

A interação dos fluidos com as rochas gera alterações hidrotermais, com possível desenvolvimento de uma nova assembleia mineral. Na área de estudo são evidenciadas feições hidrotermais de silicificação e carbonatação, ambas relativas as fases finais da cristalização dos fluidos hidrotermais e com localização espacial periférica à mineralização. Alterações que ocorrem de forma progressiva ao resfriamento e descompressão do fluido, cenário propício a precipitação de sílica e carbonato.

Neste contexto, é discutido a partir da mesma técnica de processamento de dados, qual produto gerado por seu respectivo arranjo tem a capacidade de modelar de forma mais realista a arquitetura esperada para o corpo de minério em estudo. A morfologia esperada é tubular vertical, caracterizada por zonas de alta cargabilidade correlatas a zonas de alta resistividade, relativas à presença de sulfetos metálicos e silicificação intensa.

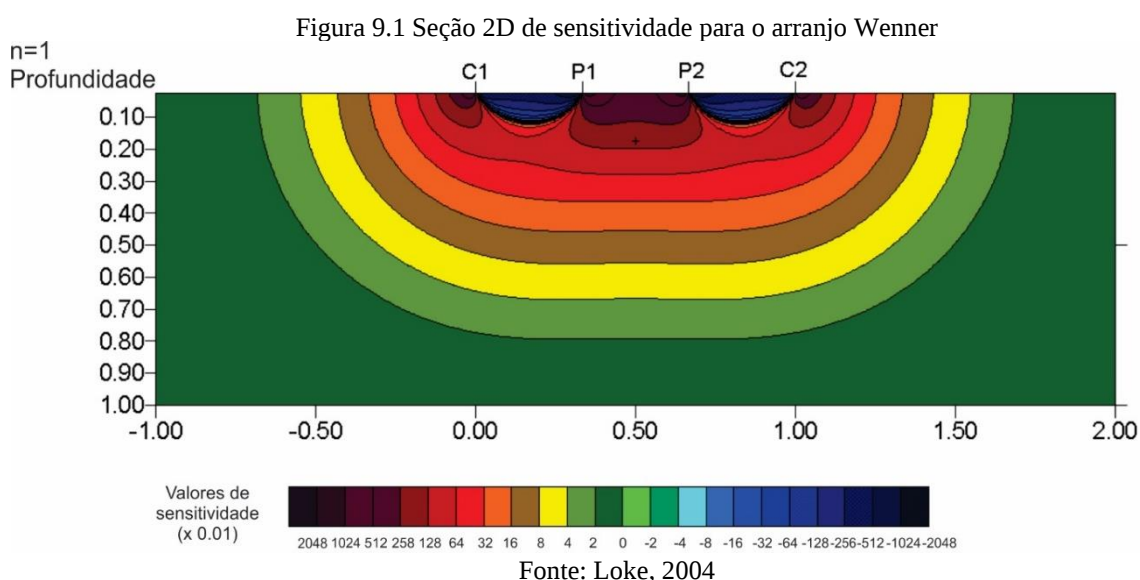
A sensibilidade ou sensibilidade de um arranjo é medida em função de quanto a alteração do parâmetro em profundidade irá influenciar o potencial medido pelo arranjo. Quanto maior a sensibilidade maior a influência que as mudanças de valores em subsuperfície exercem sobre as medidas. Trabalhos como Dahlin e Zhou (2003), Furman et al. (2003) e Loke (2004), descrevem a sensibilidade de cada de arranjo a partir de modelos teóricos, com destaque para as vantagens e desvantagens da utilização de cada um. A seguir serão descritas as sensibilidades de cada arranjo com auxílio dos gráficos desenvolvidos por Loke (2004) para um modelo de terra homogênea (Figuras 9.1, 9.2 e 9.3).

Quanto maior o valor da sensibilidade, maior a influência da região em subsuperfície na medida obtida. Loke (2004) descreve matematicamente que todos os arranjos possuem decréscimo de resolução com o aumento da profundidade.

9.1 Arranjo Wenner

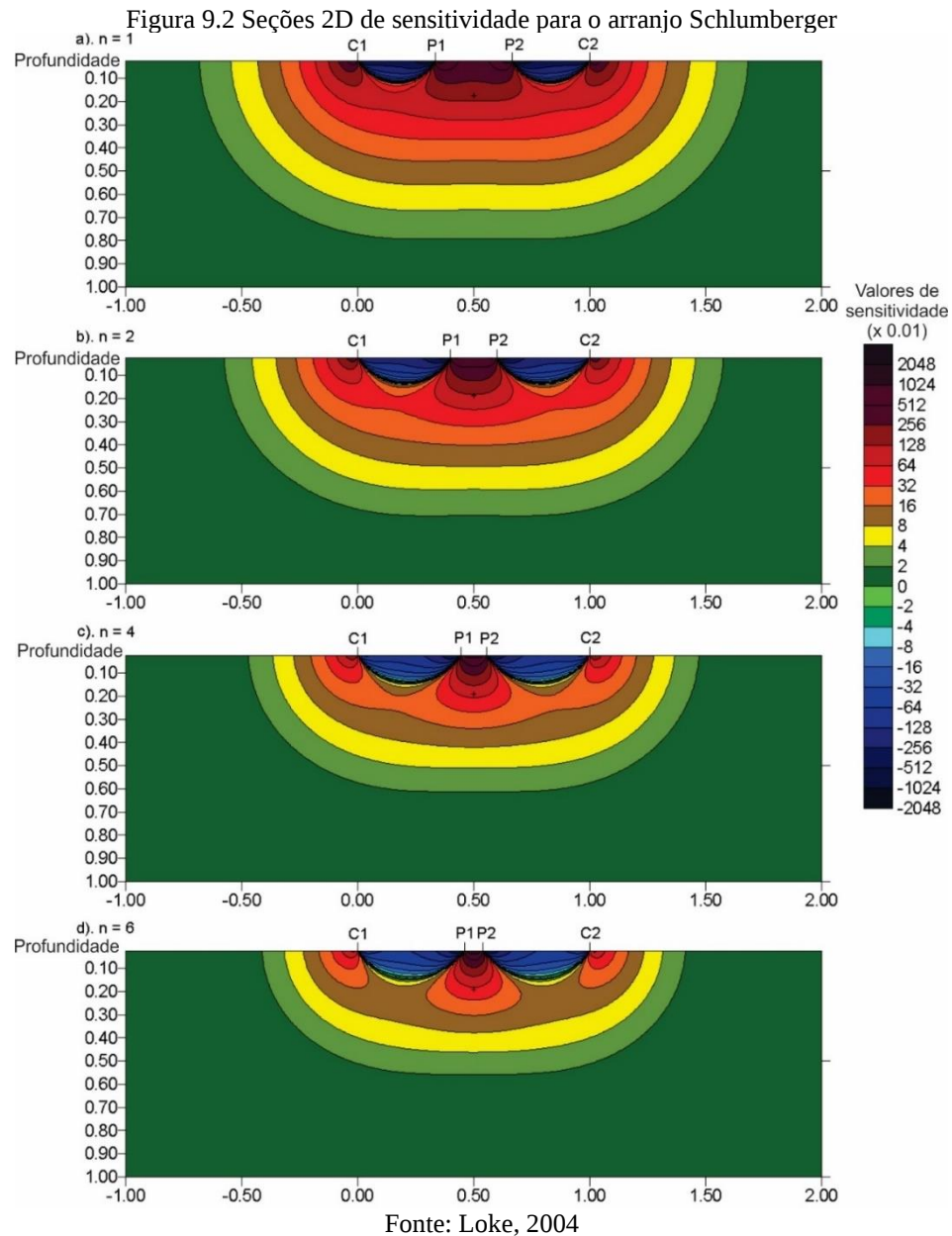
O arranjo Wenner apresenta contornos de sensibilidade horizontais, próximos ao centro do arranjo. Como princípio de todos os arranjos, a porção com maior sensibilidade está localizada entre os eletrodos de potencial, nesse caso em seu centro. Com o aumento da profundidade, as áreas com sinais positivos e negativos se anulam e a resposta principal produzida é em grande parte plana. A propagação do sinal no arranjo Wenner confere boa sensibilidade a mudanças verticais (separação de camadas horizontais) em subsuperfície e menor sensibilidade a variações horizontais (dentro de uma camada horizontal), ou seja, é indicado para investigação de estruturas horizontais (variações verticais) (Figura 9.1).

Dados obtidos com o Wenner são menos afetados por variações superficiais de resistividade quando comparados com os resultados obtidos com o arranjo Dipolo-Dipolo.



9.2 Arranjo Schlumberger

Em Loke (2004), foram modeladas as sensibilidade dos arranjos Schlumberger e Dipolo-Dipolo com espaçamentos (n) variando de 1 a 6, com o intuito de observar a mudança dos padrões com o aumento do espaçamento. O gráfico de sensibilidade para o arranjo Schlumberger apresenta uma área de sensibilidade positiva no centro do arranjo, principalmente entre os eletrodos potenciais P1 de P2 e externos aos eletrodos de corrente. À medida que o fator “ n ” aumenta, o lóbulo de sensibilidade positiva central é afunilado, ou seja, perda de resolução do sinal, com núcleos positivos são distanciados um dos outros (Figura 9.2).

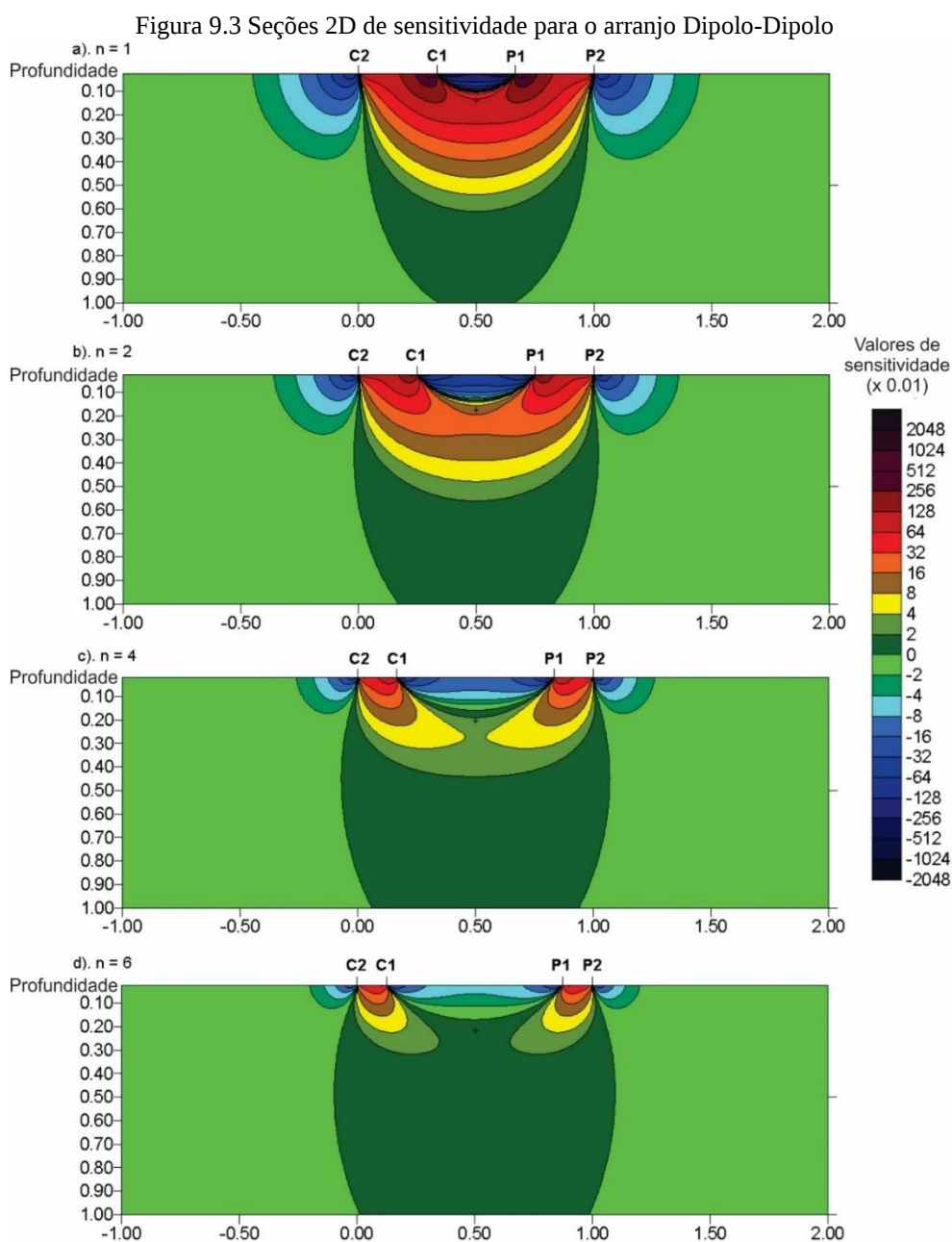


Diante da propagação de sinal e suas principais zonas de sensibilidade, o arranjo Schlumberger tem uma grande potencialidade para resolução de camadas horizontais (separação de camadas horizontais) e sensibilidade moderada para estruturas verticais (dentro de uma camada horizontal), além de sensibilidade moderada a variações superficiais de resistividade.

9.3 Dipolo-Dipolo

No gráfico de sensibilidade do arranjo Dipolo-Dipolo, é possível observar nas primeiras profundidades de aquisição, os mais altos valores localizados entre os pares de eletrodos,

indicativo de maior sensibilidade para observação de corpos situados abaixo dos dipolos (rasos). Para valores de n maiores que 2, os contornos de sensibilidade são praticamente verticais. Com isso, o arranjo Dipolo – Dipolo é muito sensível a variações horizontais de resistividade e relativamente sensíveis a variações verticais, com ampla indicação para o mapeamento de estruturas verticais, como falhas e diques, e não aconselhável para mapeamento de camadas horizontais, como rochas sedimentares não deformadas e sills. O arranjo Dipolo-Dipolo é fortemente influenciado por irregularidades da cobertura superficial (topografia) (REYNOLDS, 2011) (Figura 9.3).



Fonte: Loke, 2004

9.4 Análise Integrada

Com base na morfologia esperada para o corpo de minério, seria favorável o modelamento de corpos vertical por meio do arranjo Dipolo-Dipolo, arranjo muito utilizado devido a simplicidade relativa na aquisição de dados e a boa densidade amostral e penetração em profundidade. Contudo, diversos outros fatores influenciam na qualidade do resultado e fidelidade ao contexto geológico, algum desses, sucintamente expressos na tabela 9.1 a seguir.

Quadro 9.1 Quadro comparativo entre os arranjos de aquisição de tomografia elétrica

Critério/Arranjo	Schlumberger	Wenner	Dipolo-Dipolo
1. Dificuldade de execução em campo	Os eletrodos de corrente são movimentados lateralmente	Todos os quatro eletrodos são movidos ao longo da linha	Leitura decorre com o aumento da separação dos dipolos
2. Susceptibilidade a distorções por heterogeneidades superficiais	Moderada	Moderada	Alta
3. Penetração em profundidade ou profundidade de aquisição	Moderada, superior ao Wenner em aproximadamente 10 %	Moderada	Alta
4. Dispersão do sinal	Menor dispersão da corrente nas camadas superficiais	Alta	Alta
5. Razão sinal/ruído	Moderada	Alta	Baixa
6. Relação corrente/tensão ou intensidade do sinal	Moderada	Alta	A mais baixa e dependente do espaçamento entre os dipolos
7. Direção da propagação dos vetores	Vertical	Vertical	Inclinada
8. Contornos de sensibilidade	Horizontais com leve curvatura	Horizontais	Verticais
9. Sensibilidade a variações verticais (boa resolução para estruturas horizontais)	Moderada	Alta	Baixa
10. Sensibilidade a variações horizontais (boa resolução para estruturas verticais)	Moderada	Baixa	Alta
11. Densidade amostral	Alta	Baixa	Alta
12. Sensibilidade a ruídos externos	Baixa	Moderada	Alta

Fonte: Elaborado pelo autor por meio da compilação de livros e artigos

A superfície da área de estudos é altamente resistiva, constituída por solo incipiente e rochoso com intensa silicificação, que configura uma condição de elevada resistência de contato aos eletrodos. Conjuntura em que o arranjo Dipolo-Dipolo é vulnerável por apresentar alta sensibilidade a distorções por heterogeneidades superficiais e baixa relação sinal/ruído.

Neste contexto, é aconselhável arranjos com maior relação sinal/ruído, como o caso dos arranjos Wenner e Schlumberger, caracterizados pela disposição de eletrodos de potencial centrais e de corrente nos extremos. Como visto, através do fator geométrico e ensaios hipotéticos razão sinal/ruído é decrescente do arranjo Wenner e Schlumberger para o Dipolo-Dipolo (FURMAN et al., 2003; DAHLIN & ZHOU, 2003).

O arranjo Wenner apresentou uma resposta incompatível ao contexto geológico local, devido sua alta sensibilidade em ambiente estratificados, ou seja, desaconselhável ao estudo de estruturas verticais.

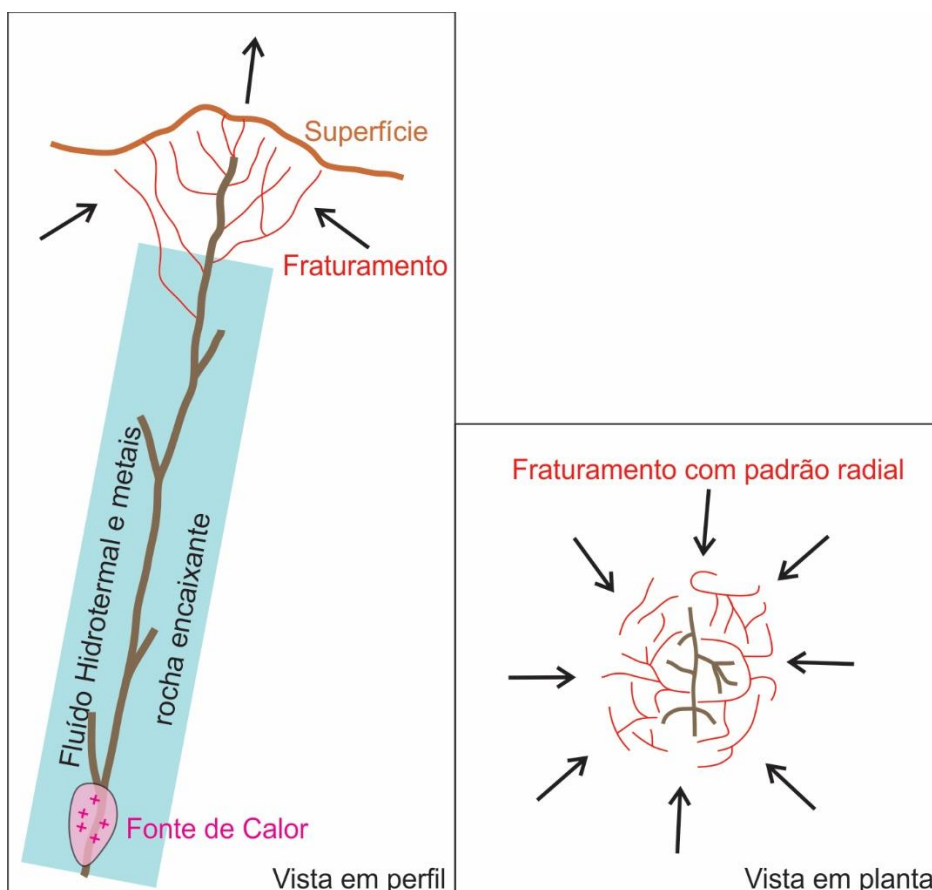
O arranjo Schlumberger é destacado devido sua boa relação sinal/ruído e a presente sensibilidade a estruturas verticais, em que com a injeção de corrente o campo elétrico é propagado verticalmente, ou seja, aconselhável ao estudo de estruturas verticais em ambientes ruidosos.

Periférico ao corpo de alta cargabilidade e alta resistividade, é destacado uma feição radial de alta cargabilidade, provavelmente associado ao sistema de falhas que estruturam o alto central (tufo vulcânico no centro em contato lateral com o andesito a norte e leste e metaconglomerado a sul e oeste). Sua conformação é concordante com a orientação das juntas de fraturas adquiridas com o levantamento estrutural e, apresenta possível relação com a intrusão do corpo granítico, alçamento do bloco central e origem da mineralização.

Ao percolar através de falhas e fraturas, os fluidos magmáticos por estarem em alta temperatura, geram o aquecimento dos fluidos presente nas encaixantes. A descompressão e alívio do sistema ocorre através do alçamento da superfície e secundariamente ao faturamento da rocha encaixante em padrão radial, processo ilustrado na Figura 9.4 e possivelmente registrado na área de estudo (BIONDI, 2015). O padrão radial estabelecido pelas direções de juntas medidas em campo, são condizentes com as identificadas com a análise de lineamentos de relevo, configurando assim o mesmo padrão estrutural em escala geomorfológica local e regional.

A conformação desse sistema radial de alta cargabilidade periférico e a orientação evidenciada do corpo mineralizado modelada em arranjo Schlumberger, é condizente com a atitude do σ_1 adquirido com os dados estruturais. Possivelmente, o agente responsável pelo esforço de atitude 170/80 foi a intrusão do Granito Caçapava.

Figura 9.4 Esquema que ilustra a origem das fraturas radiais vinculadas a descompressão de um sistema aquecido pela ascensão de fluidos relacionados a intrusão de um corpo granítico, com associação de fluidos e metais pré-existentes na rocha encaixante



Fonte: Modificado de Biondi, 2015

Ao localizar espacialmente os modelos de isosuperfície pseudo-3D adquiridos em arranjo Schlumberger, é possível observar como os litotipos estão posicionados perante as anomalias de cargabilidade e resistividade. O afloramento de tufo vulcânico silicificado reconhecido em campo coincide com a borda superior da estrutura cônica, enquanto o tufo com impregnações de malaquita está localizado na zona radial de alta cargabilidade (Figura 9.5).

É importante destacar que a modelagem evidenciada por um arranjo não anula a realidade mostrada pelos demais. Um arranjo não é melhor em detrimento de outro, somente que devido a características diferentes, certos arranjos são mais ou menos indicáveis para situações específicas.

Todos os arranjos foram capazes de apontar a existência de um corpo de minério reconhecido por alta cargabilidade e resistividade, porém o que apresentou a morfologia mais similar a realidade esperada foi o arranjo Schlumberger.

Figura 9.5 Mapa da área de estudos com disposição dos litotipos aflorantes e modelo integrado de isosuperfície 3D ressaltando zonas de alta cargabilidade em rosa e alta resistividade em marrom. Destaque para halo radial periférico de alta cargabilidade, possivelmente relacionado à zona de fraturas e estruturação do relevo.



Fonte: Dados da pesquisa

A comprovação da ausência de artefato gerado pelo processamento, mas sim da realidade existente, decorre da estruturação de corpo com orientação aproximada de 170/80, conforme modelo estrutural local. As porções mais rasas do depósito de morfologia cônica, reconhecidas por zonas de alta cargabilidade e alta resistividade e as porção radial periférica individualizada por zonas de alta cargabilidade e baixa resistividade, considerando a inclinação do corpo estariam espacialmente localizadas nas linhas 8 e 9. Tais zonas foram identificadas e modeladas por todos os arranjos, expressas nas Figuras 8.8 e 8.9 do capítulo de resultados. Por serem estruturas mais rasas, são fracamente susceptíveis as deficiências dos arranjos Dipolo-Dipolo e Wenner amplificadas com o aumento da profundidade.

Nas linhas 8 e 9 e nos modelos de isosuperfície 3D dos demais arranjos também é possível o reconhecimento de zonas de alta cargabilidade e baixa resistividade, relativas à zona de fraturas radial periférica ao corpo.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A análise comparativa entre os arranjos de tomografia elétrica proposta neste trabalho revelou grandes diferenças em modelos 2D e 3D. Os modelos gerados foram adquiridos pela técnica da Tomografia Elétrica, com aplicação de três arranjos. O ambiente geológico da área de estudos é complexo e consiste em um bloco alto de tufo vulcânico aflorante delimitado por um conjunto de falhas.

Na existência apenas de um testemunho de sondagem localizado adjacente ao centro mineralizado, mas com indicativos de fraturas preenchidas por quartzo, carbonato e sulfetos, este estudo adotou modelos de gênese e morfologia de depósitos disponíveis na literatura e aceitos para outras mineralizações, especialmente próximas e vinculadas com a Província Cuprífera de Caçapava do Sul.

A ocorrência mineral em estudo é classificada como do tipo magmático-hidrotermal. Este modelo é baseado em líquidos hidrotermais enriquecidos em metais ascendem de fonte magmática a partir de fraturas verticais e frequentemente proporciona a gênese de mineralizações raras e filonianas estruturalmente controladas. Neste cenário, é esperado um depósito com morfologia vertical e cilíndrico em rocha porosa. A rocha hospedeira da mineralização é um tufo vulcânico, litotipo vulcanossedimentar inicialmente poroso, o qual também deve ter proporcionado um ambiente para percolação de fluidos hidrotermais, sistema híbrido de percolação em meio fraturado e poroso.

Os afloramentos descritos de tufo vulcânico são silicificados, alteração hidrotermal típica das fases finais da cristalização dos fluidos hidrotermais, posterior a mineralização e localizadas nas porções periféricas do depósito.

A seleção dos métodos geofísicos foi baseada no contraste de propriedades físicas previsto para depósitos sulfetados (sulfetos disseminados e silicificação), ou seja, alta cargabilidade relativo a presença de sulfetos e alta resistividade por serem mineralizações características de borda de depósito. Os resultados foram satisfatórios e permitiram a individualização de zonas contrastantes para os três arranjos utilizados.

A profundidade máxima de aquisição dos modelos de inversão 2D corroboram com os aspectos teóricos do método. O arranjo Dipolo-Dipolo permitiu aquisições em maiores profundidades seguido pelo arranjo Schlumberger e, arranjo Wenner com menor capacidade de penetração, com diferenças de até 20m de profundidade.

Em tese seria esperado resultados de maior fidelidade a realidade geológica para os resultados do arranjo Dipolo-Dipolo. No entanto, a baixa relação sinal/ruído aliado a potência

do equipamento, além da elevada resistência de contato, são fatores prejudiciais a qualidade dos resultados. O arranjo Dipolo-Dipolo evidenciou a presença de um corpo central de alta cargabilidade e alta resistividade sem morfologia específica.

O arranjo Wenner apresenta zonas contrastantes periféricas em relação ao centro do tufo vulcânico, aparentemente desconexas da realidade geológica local.

O modelo de isosuperfície gerado para o arranjo Schlumberger revela a conformação de um corpo cônico de alta cargabilidade (2,7 mV/V) que engloba o núcleo vertical de alta resistividade (438 $\Omega.m$), além de uma zona anelar de alta cargabilidade. A estrutura cônica observada é compatível com a morfologia do tipo dique, vertical e cilíndrica descrita para depósitos tipo magmático-hidrotermal estruturalmente controlado com gênese associada a ascensão de fluidos a partir de fraturas verticais. Esforço de atitude 170/80, obtido por meio de análise estrutural simplificada com orientação condizente com a inclinação do corpo modelado pelo arranjo Schlumberger.

Quanto a zona anelar de alta cargabilidade, provavelmente está correlacionada ao sistema de falhas que estruturam o alto estrutural (tufo vulcânico). O alçamento do bloco e o sistema radial de falhas apresenta possível relação com a descompressão do sistema gerado pela intrusão do Granito Caçapava e ascensão dos fluidos mineralizantes. Devido a estruturação e orientação da mineralização, os arranjos Wenner e principalmente o Dipolo-Dipolo foram capazes de modelar o sistema de falhas e as porções periféricas e mais rasas do depósito, localizadas com proximidade as linhas de aquisição 8 e 9.

Desta forma, a análise comparativa entre os arranjos de tomografia elétrica, respaldado pelas características inerentes de cada arranjo, indicam o arranjo Schlumberger como o que refletiu de forma mais clara a geometria esperada para o corpo de minério, formado em contexto magmático hidrotermal, com controle estrutural em ambientes geológicos intensamente silicificados, constituídos por solo incipiente e rochoso com alta resistência de contato.

Quanto ao modelo metalogenético proposto inicialmente, com base em ocorrências espacialmente próximas, este atendeu satisfatoriamente a área em estudos a qual com o andamento do estudo apresentou indícios para sua comprovação. Em sequência ao programa de reavaliação da Ocorrência Colônia Santa Barbara e seguindo as etapas básicas de Pesquisa Mineral, o presente trabalho sugere para o desenvolvimento da etapa de detalhamento do alvo por sondagem. Para a obtenção de dados diretos relativos à ocorrência mineral seria adequado fazer furos de sondagem inclinados com proximidade a localização da estrutura cônica, a fim de obter amostras para quantificação do teor da mineralização.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAVKIN, Aleksandr et al. Robust inversion, dimensionality reduction, and randomized sampling. **Mathematical Programming**, v. 134, n. 1, p. 101-125, 2012.

ABEM. 2012. Terrameter LS – Instruction Manual. ABEM Instrument AB, Sundbyberg.

AIZEBEOKHAI, A. P.; OLAYINKA, A. I. Anomaly effects of orthogonal paired arrays for 3D geoelectrical resistivity imaging. **Environmental Earth Sciences**, v. 64, n. 8, p. 2141-2149, 2011.

ALMEIDA, D. P.M., et al. "The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS-Brazil)." **Gondwana Research** 5.3 p.721-733, 2002.

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

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

ANDREAS, E.; ANDREAS, K.; JUN-FENG Z.; JAN, V.; HARRY, V.; TIAN-CHYI J. Y. Comparison of smoothness-constrained and geostatistically based cross-borehole electrical resistivity tomography for characterization of solute tracer plumes, **Water Science and Engineering**, Volume 9, Issue 4, p.74-286, 2016.

BARKER, R. D. Electrical imaging and its application in engineering investigations. **Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications**, v. 12, n. 1, p. 37-43, 1997.

BARKER, R. D. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. **Geophysics**, v. 54, n. 8, p. 1031-1037, 1989.

Barker, R.D. Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. **Geophysical Prospecting**, 29: 128–143, 1981.

Barker, R.D. Signal contribution sections and their use in resistivity studies. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, 59:123–129, 1979.

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

BERNSTONE, C.; DAHLIN, T. DC resistivity mapping of old landfills: two case studies. **European Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, v. 2, n. 2, p. 121-136, 1997.

BIONDI, J. C.. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros.** 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2015. v. 1. 552p

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

BITENCOURT, M. F.; NARDI, L.V.S. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, n. 1, p. 3-6, 1993.

BOCCHI, P. R. **Relatório da Ocorrência Cuprífera de Colônia de Santa Barbara. Brasil.** Div. Fom. Prod. Min., DNPM. 1965.

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.** Porto Alegre, 2006. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 121 p. 2006.

BORBA, A.W.; MIZUSAKI, A.M.P. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. **Journal of South American Earth Sciences**, 16, p. 365-380, 2003.

BORBA, A. W. **Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico da região de Caçapava do Sul, RS): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas.** Porto Alegre, 131p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2001.

BROADBENT, M.; HABBERJAM, G. M. A solution of the dipping interface problem using the square array resistivity technique. **Geophysical prospecting**, v. 19, n. 3, p. 321-338. 1971.

CARVALHO, P.F. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Instituto Geologia e Mineração do Brasil. **Boletim** 66, 72 p. 1932.

CHAMBERS, J.E.; KURAS, O.; MELDRUM, P.I.; OGILVY R.D., & Hollands, J. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. **Geophysics** 71, p. 231-239, 2006.

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.

CHEMALE, JR., F. et al. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. XVIII **Acta Geologica Leopoldensia**, 42, 5-117, 1995.

CORDANI, U.G, HALPERN, M. e BERENHOLC M. Comentários sobre as determinações da Folha de Porto Alegre. **In: DNPM**, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim, p. 70-84, 1974.

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 **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Passo do Salsinho. Folha SH. 22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul., 339 f., 1995.

DAHLIN, T. e ZHOU, B. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. **Geophysical prospecting**, v. 52, n. 5, p. 379-398, 2003.

Dahlin, T. The development of DC resistivity imaging techniques. **Computers & Geosciences**, 27, 1019–1029, 2001.

Dentith M e Mudge S.T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1-438, 2014.

DNPM. **Relatório da Ocorrência Cuprífera de Colônia de Santa Barbara. Brasil**. Div. Fom. Prod. Min.1970.

DUARTE, O. O. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1997. 304p.

ELLIS, R. G.; OLDENBURG, D. W. Applied geophysical inversion. **Geophysical Journal International**, v. 116, n. 1, p. 5-11, 1994.

Everett, M.E., 2013. **Near-surface Applied Geophysics**. Cambridge University Press, New York.

EVJEN, H. M. Depth factors and resolving power of electrical measurements. **Geophysics**, v. 3, n. 2, p. 78-95, 1938.

FACHIN, S. J. da S. **Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto-SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema**. Dissertação (Mestrado em Geofísica) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, USP, São Paulo, 2007.

FERNANDES, L. A. D. et al. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense:Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 375-384 ,1995

FRAGOSO CESAR, A.R.S. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado,

Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 362p. 1991.

FRANTZ, J. C.; MARQUES, J.C.; HARTMANN, L. A. "Assessment of the Dom Feliciano Belt: some implications for the tectonic modeling of the Brasiliano Cycle in southern Brazil." I **Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias** (2003): p. 58-62.

FORD, K.; KEATING, P.; THOMAS, M. D. Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits. **Mineral deposits of Canada—a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication**, v. 5, p. 939-970, 2007

FOX, R. C., HOHMANN, G. W., KILLPACK, T. J., RIJO, L. Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. **Geophysics**, v.45, n 1, p. 75-93, 1980.

GEOTOMO SOFTWARE. (2003). Res2Dinv (v.3.54) for 98/ME/2000/NT/XP. Geoelectrical Imaging 2D and 3D.

GANDOLFO, O.C.B. **Um estudo do imageamento geolétrico 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.

GASTAL, M. D. C. P., & LAFON, J. M. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: Geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(1), p.11-28, 1998.

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.

GEOPROSPEC. Mineração Santa Maria Ltda. Estudo de Impacto Ambiental – EIA. Caçapava do Sul – Rio Grande do Sul. 2016.

GRIFFITHS, D.; BARKER, R. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, Elsevier, v. 29, n. 3, p. 211–226, 1993.

GUBERT, M. L.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: UPb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 1-17, 2016.

DEGROOT-HEDLIN, C; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, n. 12, p. 1613-1624, 1990.

HABBERJAM, G. M.; WATKINS, G. E. The use of a square configuration in resistivity prospecting. **Geophysical Prospecting**, v. 15, n. 3, p. 445-467, 1967.

HARTMANN LA, LEITE JAD, MCNAUGHTON NJ AND SANTOS JOS. Deepest exposed crust of Brazil SHRIMP establishes three events. **Geology** 27: 947-950, 1999.

HARTMANN LA, LEITE JAD, SILVA LC, REMUS MVD, MCNAUGHTON NJ, GROVES DI, FLETCHER IR, SANTOS JOS AND VASCONCELLOS MAZ. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil: **Australian Jour Earth Sci** 47: 829-843, 2000.

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.; LOPES, W. R.; SAVIAN, J. F. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, Rio de Janeiro, v. 88, n. 1, p. 75-92, Mar. 2016.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências** v. 5, p. 257-266, 1975.

ICSG. 2018. The World Book Copper Factbook. **International Copper Study Group**.

IRVINE, R. J. & SMITH, M. J. Geophysical exploration for Epithermal deposits. **Journal of Geochemical Exploration**, n. 36, p. 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.

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.

LIMA, L. de. **A Mina Uruguai e jazida Santa Maria – Distrito de Camaquã (RS): um estudo petrológico, geoquímico e geotermométrico**. 1988. 1 v. Dissertação (Mestrado), Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 1988.

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

LANGORE, L.; ALIKAJ, P.; GJOVREKU, D. Achievements in copper sulphide exploration in Albania with IP and EM methods. **Geophysical Prospecting**, v. 37, p.975–91, 1989.

LAUX, J.H.; et al. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 26, p. 71–89, 2005.

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.

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, DPM, **Boletim nº 88**, 1941, 56 p.

LEINZ V.; BARBOSA A.F.; TEIXEIRA G.A. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. **Boletim da Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio**, Porto Alegre- RS, v. p. 1-39, 1941.

LIMA, E.F.; NARDI L.V.S. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. **Acta Geol. Leopoldensia**, 20:15-62, 1985.

LOKE, M. H.; ACWORTH, I.; DAHLIN, T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. **Exploration Geophysics**, v. 34, n. 3, p. 182-187,

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

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.

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

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

MOREIRA, C. A.; PEREIRA, A. M.; CAVALHEIRO, M. L. D. Caracterização geolétrica 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.

MOREIRA, C.A.; PAES, R.A.S.; ILHA, L.M; BITTENCOURT J.C. Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in

Camaquã Sedimentary Basin, Southern. **Pure and Applied Geophysics**. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2019-2>

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

NARDI, L. V. S.; LIMA, Evandro Fernandes. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n.2, p.139-146, 1985.

OGILVY, R.; MELDRUM P.; CHAMBERS, J.; WILLIAMS, G. The use of 3D electrical resistivity tomography to characterize waste and leachate distribution within a closed landfill, Thriplow, UK. **Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, v.7, n.1, p.11-18, 2002

ORELLANA, E. **Prospección geoelectrica en corriente continua**. Madrid, SP: [s.n.], 1972.

PAIM, Paulo Sérgio Gomes; JUNIOR, Farid Chemale; WILDNER, Wilson. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). **Ciência e Natura**, v. 36, p. 183, 2014.

PAIM, P.; CHEMALE Jr. F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000. p. 231-274.

PAIM, P. S. G. The Guaritas Desert System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil): An Example of A Wet Desert Depositional System. 14th **International Sedimentological Congress**. Recife, Abstracts p. 15, 1994.

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

PHILIPP, R.P.; MACHADO R. 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal South America Earth Science** 19: 461-478.

PHILIPP R.P., LUSA M., NARDI L.V.S. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil, a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 80:1-14, 2008.

PHILIPP, R.P.; BITENCOURT, M.F.; JUNGES, S. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Cambai and Cambaizinho Complexes, São Gabriel Terrane, south Brazil: implications for the evolution of the Vila Nova Arch in Dom Feliciano Belt. **Journal of South American Earth Sciences**. 2012.

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

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

REMUS, M.D.V; et al. **Sedimentary-hosted base-metal deposits in the Camaquã Basin, Southern Brazil: a review**. 2008. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/evento_toniolo.pdf> Acesso em 5 de agosto 2016

REMUS, M. V. D. et al. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 3, n. 2, p. 155-174, 2000a.

REMUS, M. V. D. et al. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 191-216, 2000b.

REMUS, M. D. V. et al. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. **In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados**, 1. Boletim de Resumos, p. 83. 1999a.

REMUS, M. V. D. et al. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 4, p. 349-366, 1999b.

Reynolds, J.M., 1997. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. Wiley, Chichester.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO, F.P.M.; TESSARI, R.I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim do DNPM/DFPM**, 127, 23.

RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M.A. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. I - Tabulação e distribuição das associações petroectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. **Série Geológica**, v. 5, p. 19-54, 1978.

ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics**. [S.l.]: John Wiley & Sons Inc., 1988. 562 p

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

ROY A. & APPARAO A. Depth of investigation in direct current methods. **Geophysics**, v.36, n.5, p. 943-959, 1971.

Saalmann K., Gerdes A., Lahaye Y., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Laufer A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de La Plata craton, the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal Earth Sciences**, 100:355-378.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D. & HARTMANN, L.A. Structural evolution and tectonic setting of Porongos belt, southern Brazil. **Geological Magazine** 143(1):59–88, 2006.

SANTOS, S. F et al. Geoelectric Prospection of Copper Occurrence in Folded Structures in the Sul-Riograndense Shield (Brazil). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 36, n. 3, p. 1-10, 2018.

SARTORI, P.L.P., KAWASHITA, K., 1985. Petrologia e geocronologia do batólito granítico de Caçapava do Sul - RS. **In: Atas do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia** (Florianópolis, Brasil), pp.102±115.

SARTORI, P.L.P., KAWASHITA, K., 1989. Petrologia e geocronologia do stock granítico Santos Ferreira e sua correlação com o batólito de Caçapava do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia* XII (29), 131±142 (IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Brasil).

SASAKI, Y. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, **Geophysical Prospecting**, 40: 453-464, 1992.

SILVA, M. A. et al. Geophysical prospection in tin mineral occurrence associated to greisen in granite São Sepé (RS). **REM-International Engineering Journal**, v. 71, n. 2, p. 183-189, 2018.

SOLIANI, E. JR., 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul- Riograndense e Suas Implicações de Ordem Geotectônica. Unpublished Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 239 p.

SOMMER, C. A. et al. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. **I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias**, p. 105-110, 2003.

STUMMER, P.; MAURER, H.; GREEN, A. G. Experimental design: electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. **Geophysics**, 69, 120–139, 2004.

SZALAI, S.; SZARKA, László. On the classification of surface geoelectric arrays. **Geophysical Prospecting**, v. 56, n. 2, p. 159-175, 2008.

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

TEIXEIRA, G.; GONZALES, A. P.; GONZALES, M. A.; LICHT, O. A. B. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito minas do Camaquã. **In: Cong. bras. geol.**, 30. Recife, Anais., SBG., v. 4, p. 1644-1654, 1978.

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

TICKYJ, H. et al. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. **Journal of South American Earth Sciences** 16, 699–713, 2004.

TONIOLO, J. A. **Metalogênese do Depósito de Cu Cerro dos Martins, RS.** 2004. 1 v. Dissertação (Mestrado), Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. **Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil.** Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2007.

TONIOLO, J. A.; REMUS., M.V.D.; REISCHL, J. L. Depósito de cobre das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. IN: **Modelos de depósitos de cobre do Brasil, e sua resposta ao intemperismo.** CPRM, P.165-188, 2010.

TSOURLOS, P. I.; SZYMANSKI, J. E.; TSOKAS, G. N. A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data. **Journal of the Balkan Geophysical Society**, v. 1, n. 1, p. 3-13, 1998

ZHANG, G. et al. Joint Interpretation of Geological, Magnetic, AMT, and ERT Data for Mineral Exploration in the Northeast of Inner Mongolia, China. **Pure and Applied Geophysics**, v. 175, n. 3, p. 989-1002, 2018.

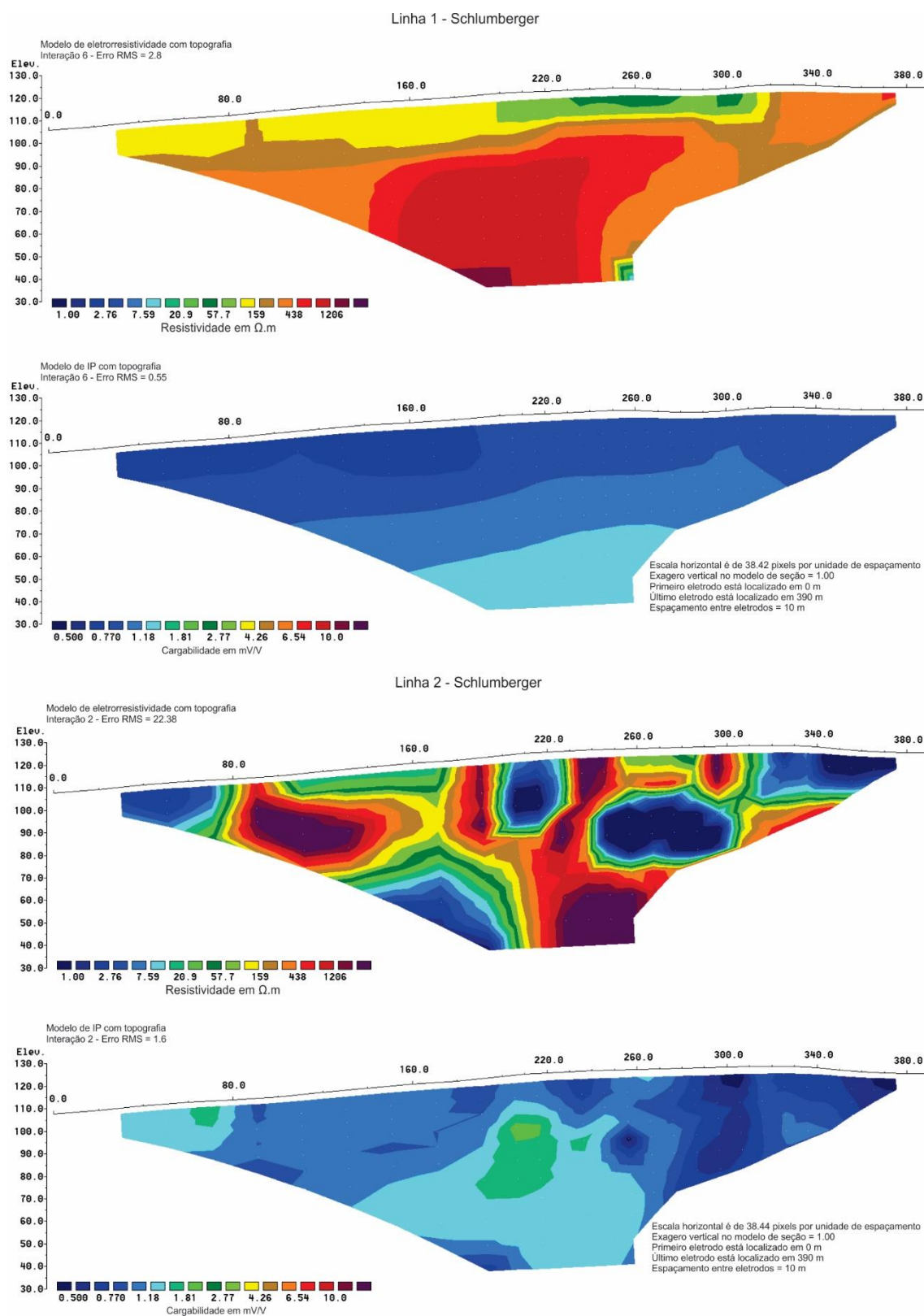
ZHOU, B.; DAHLIN, T. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. **Near Surface Geophysics**, v. 1, n. 3, p. 105-117, 2003.

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

WILDNER, W. et al. Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. **Revista Terra**, v.3, p.19 – 27, 1997.

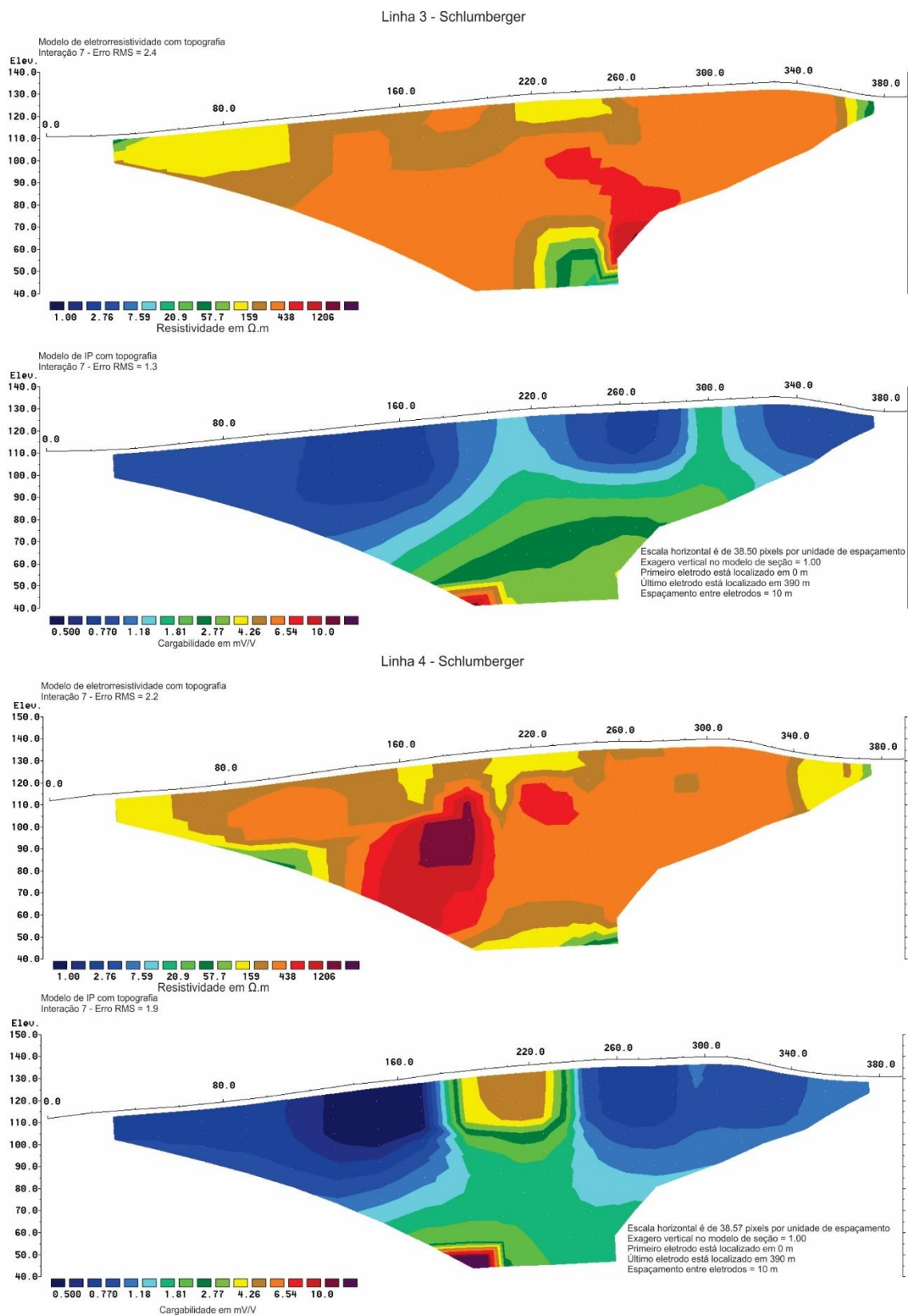
ANEXO I - MODELOS DE INVERSÃO 2D

Figura I.1 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 1 e 2.



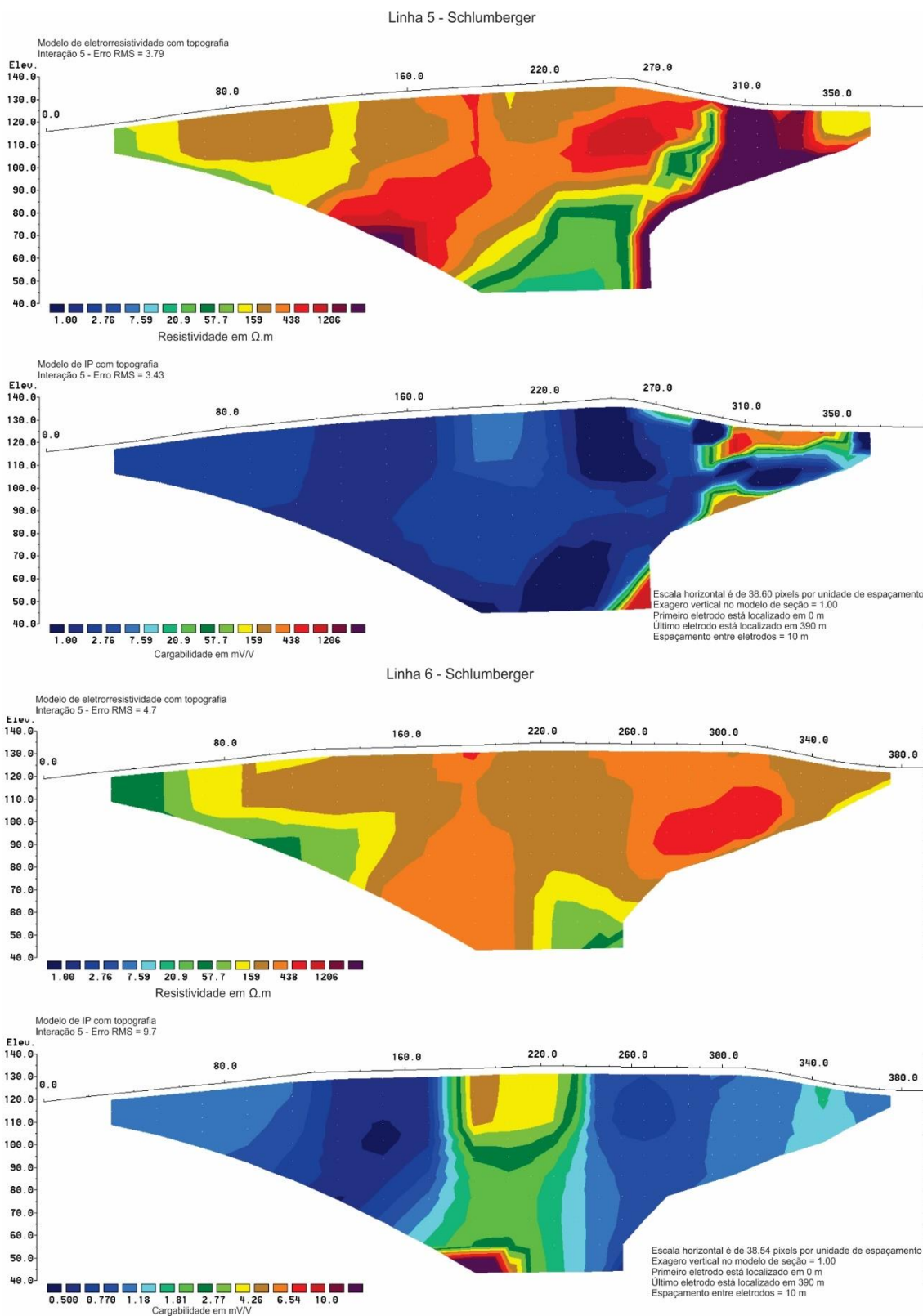
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I. 2 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 3 e 4.



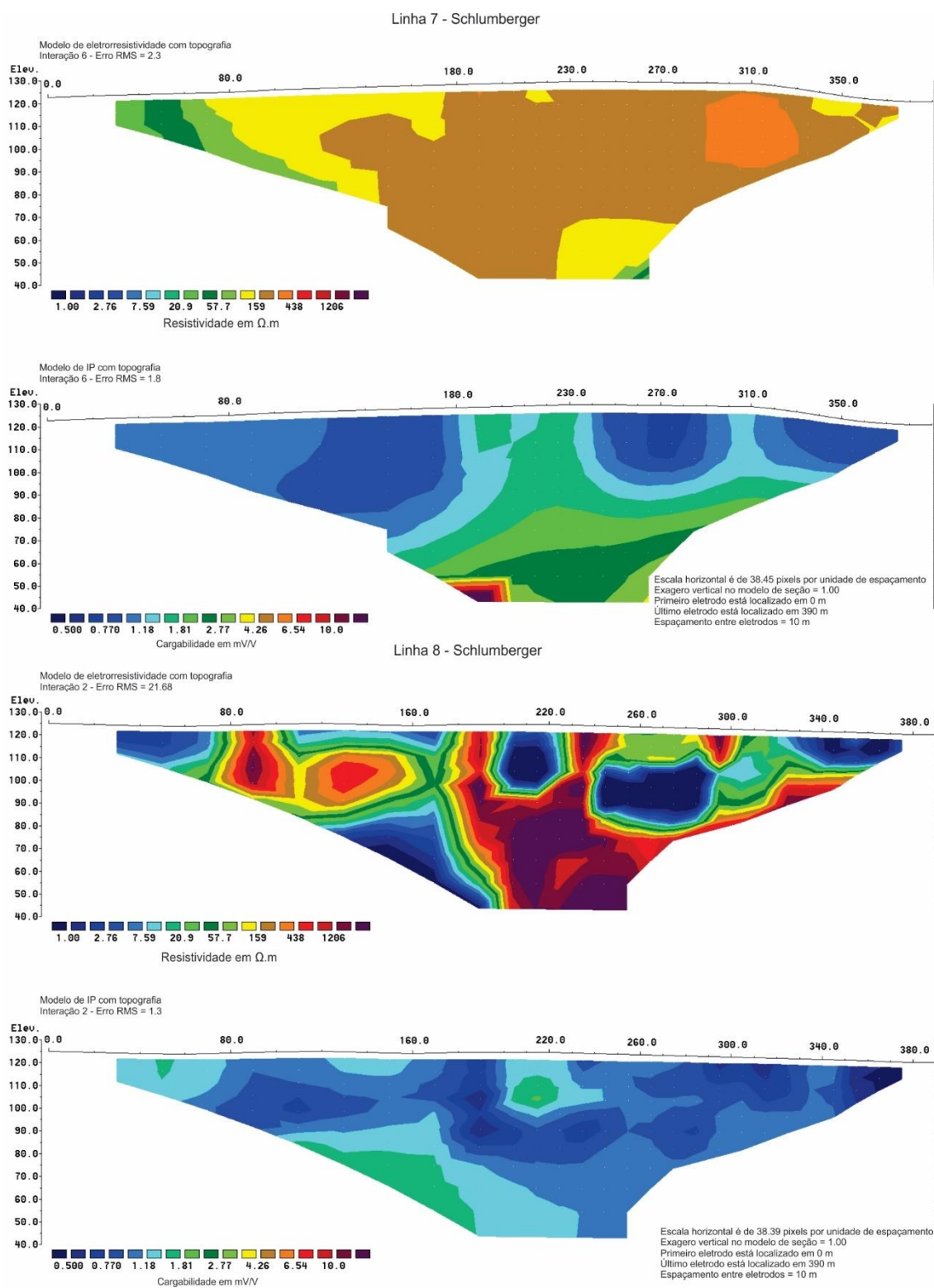
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I. 3 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger. Linhas 5 e 6.



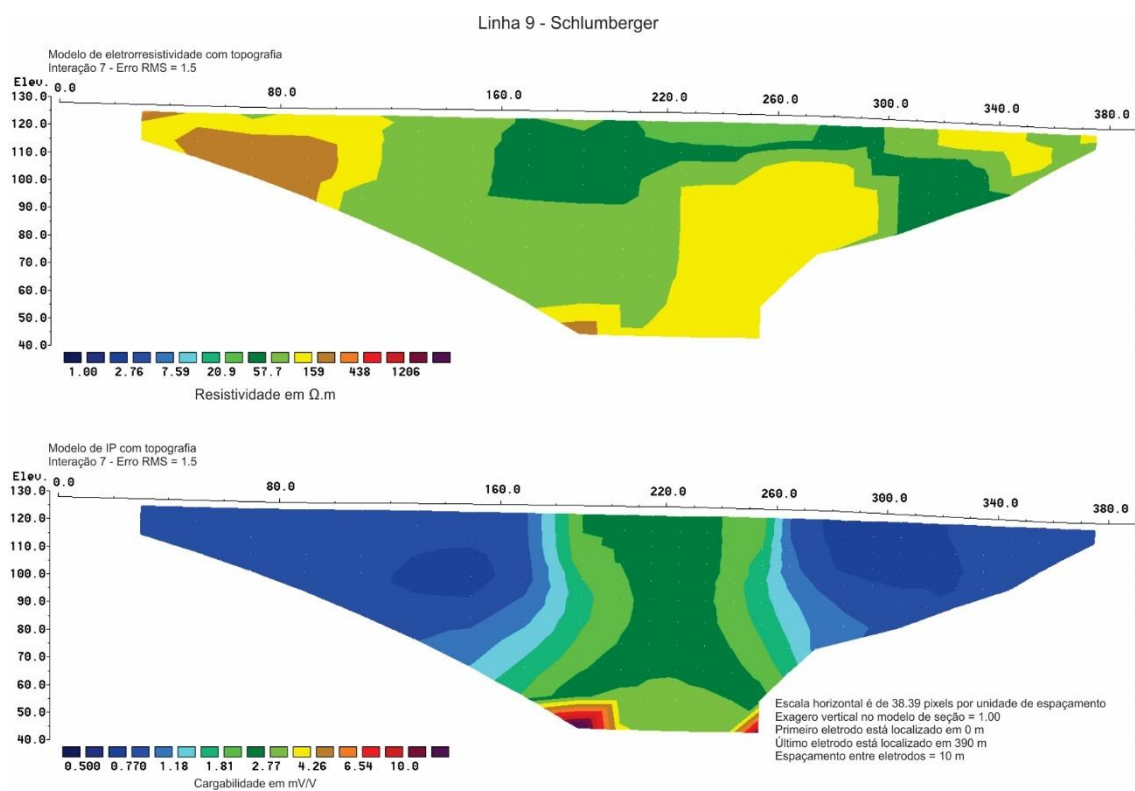
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.4 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger.
Linhas 7 e 8



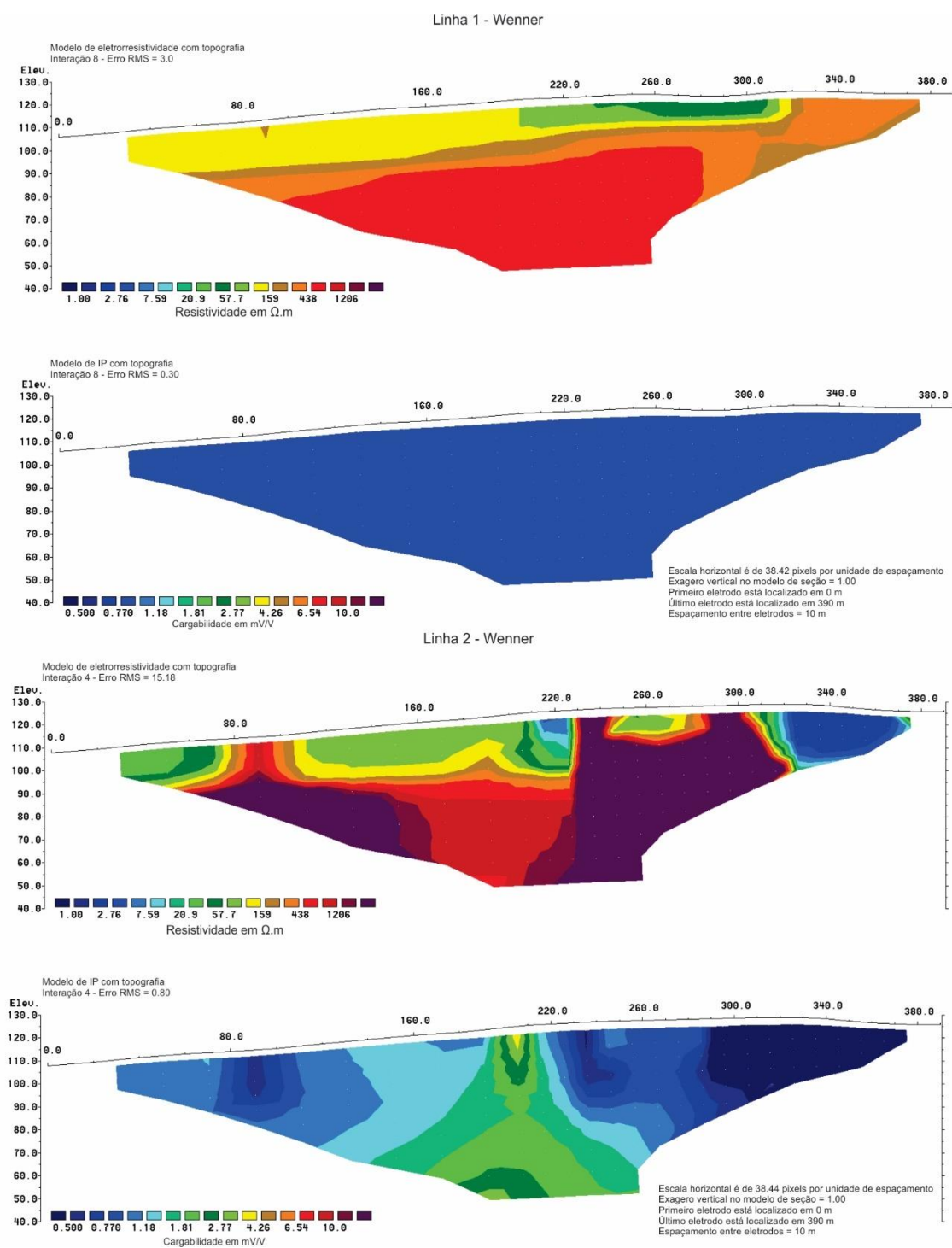
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.5 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Schlumberger.
Linha 9



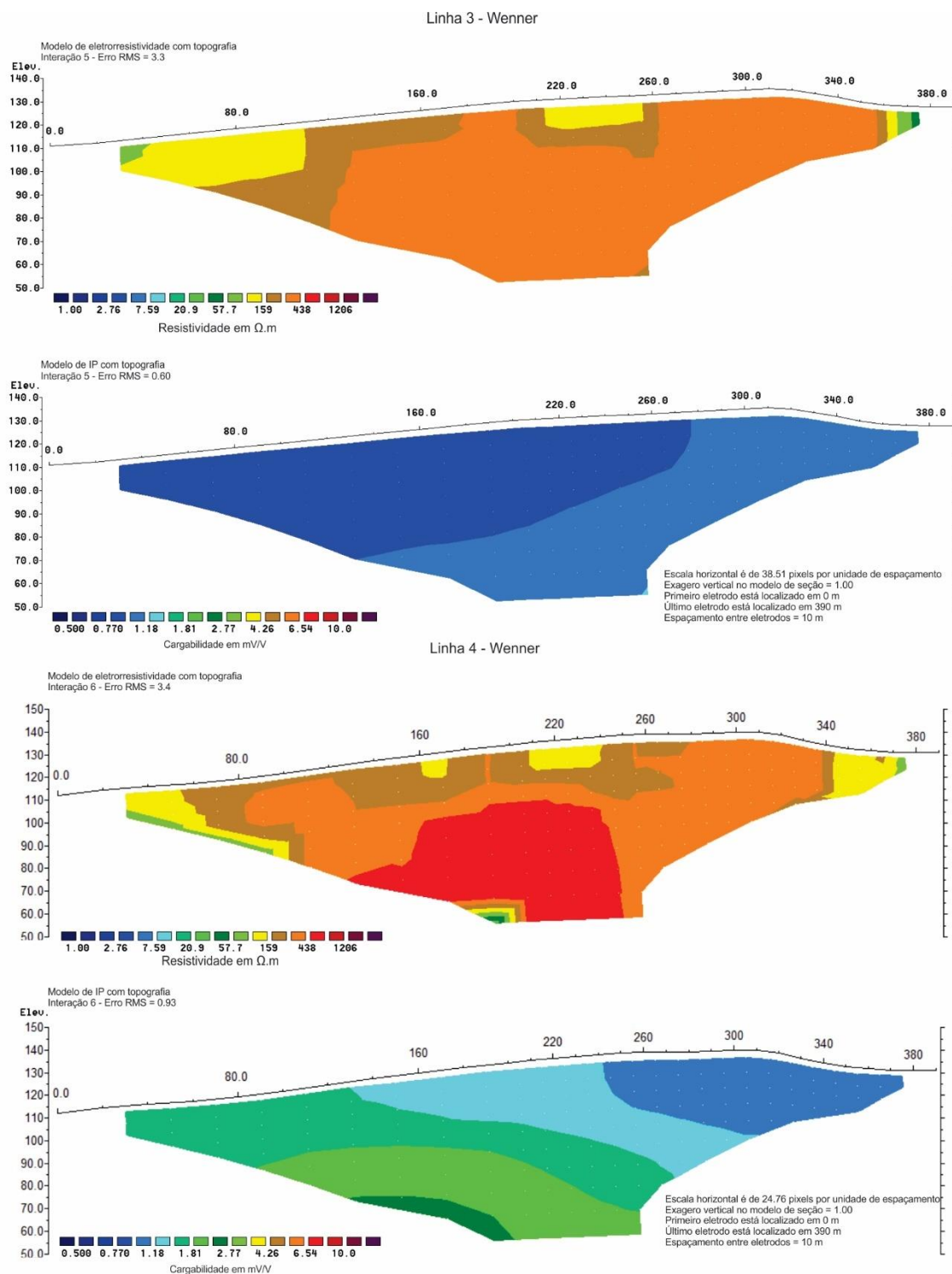
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.6 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 1 e 2



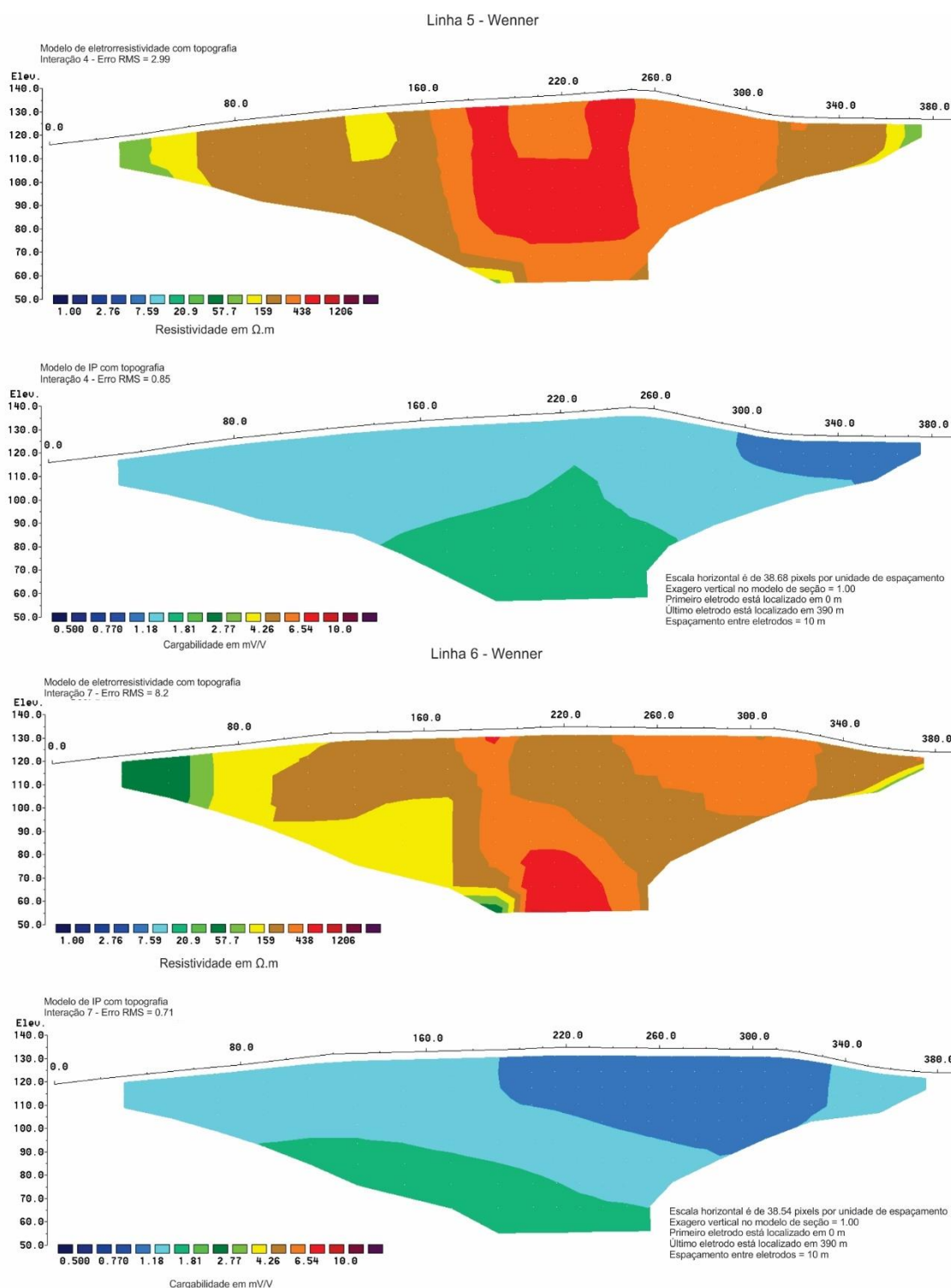
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.7 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 3 E 4



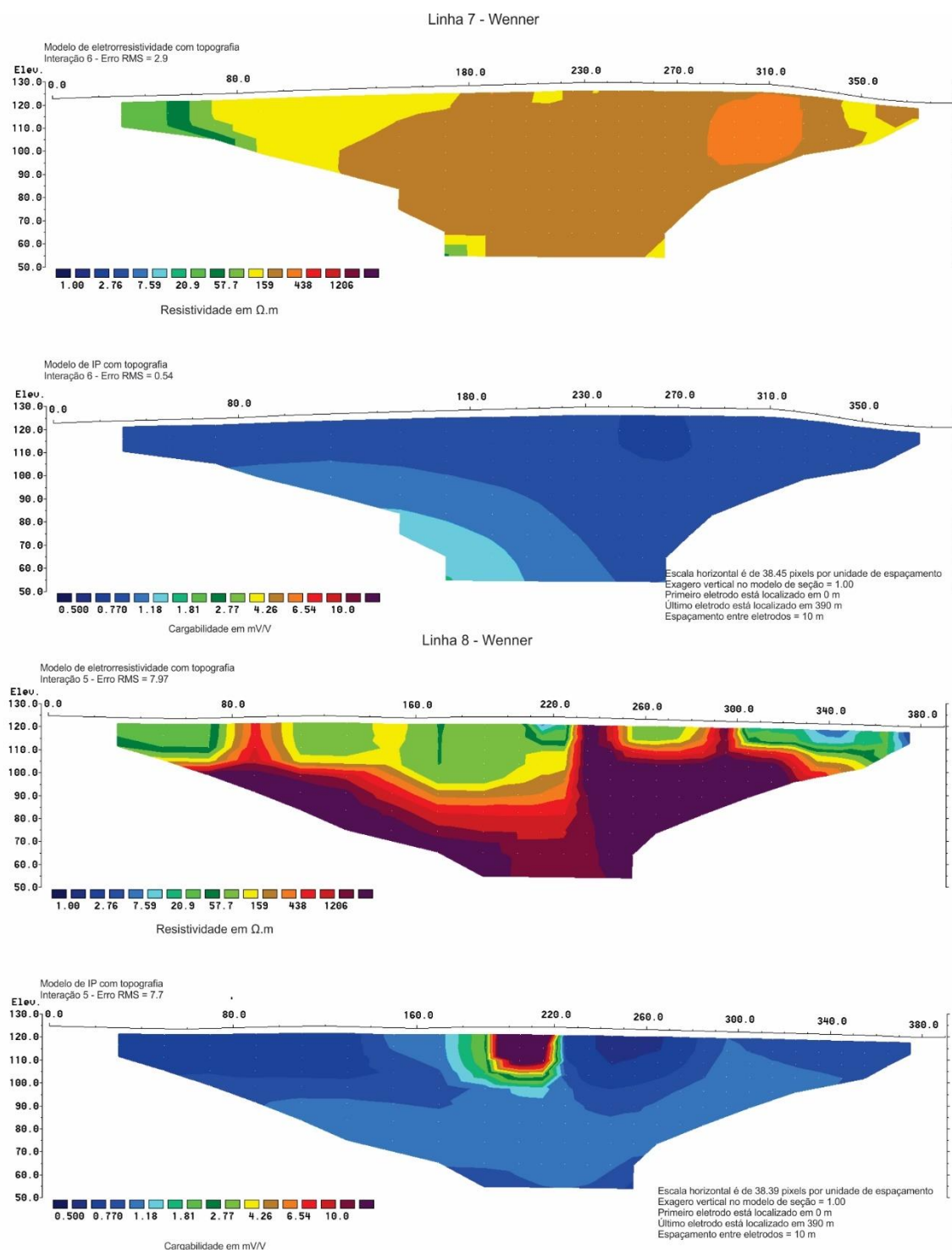
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.8 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 5 e 6.



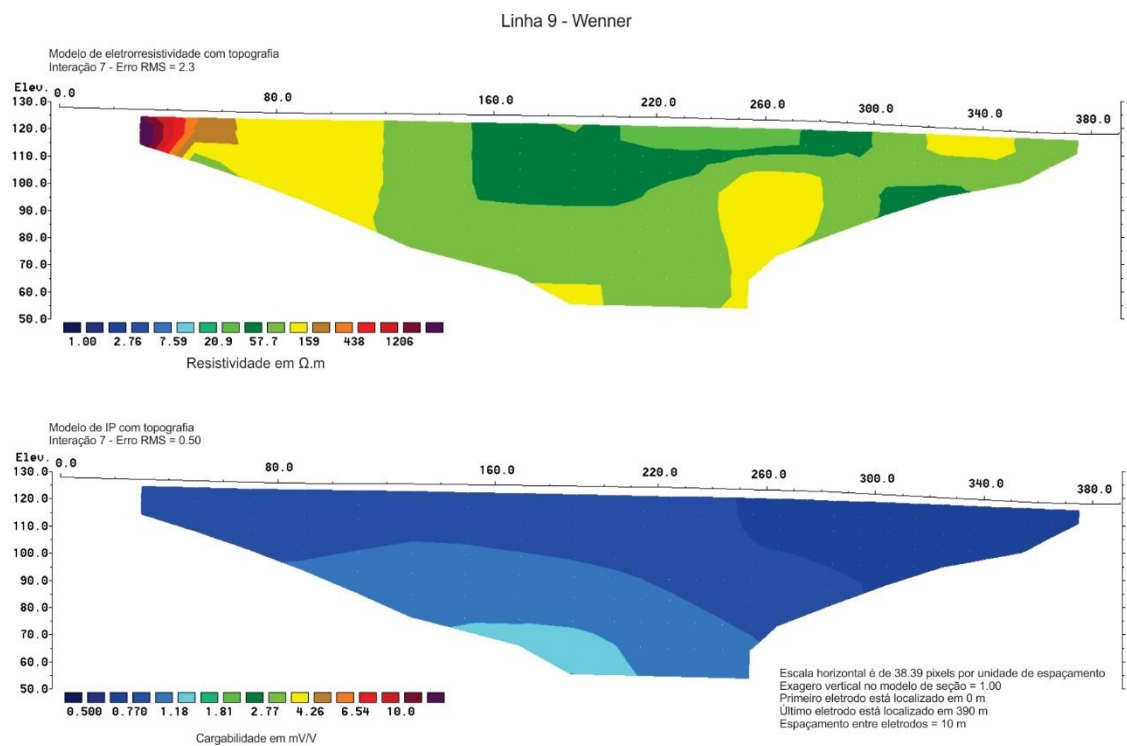
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.9 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linhas 7 e 8.



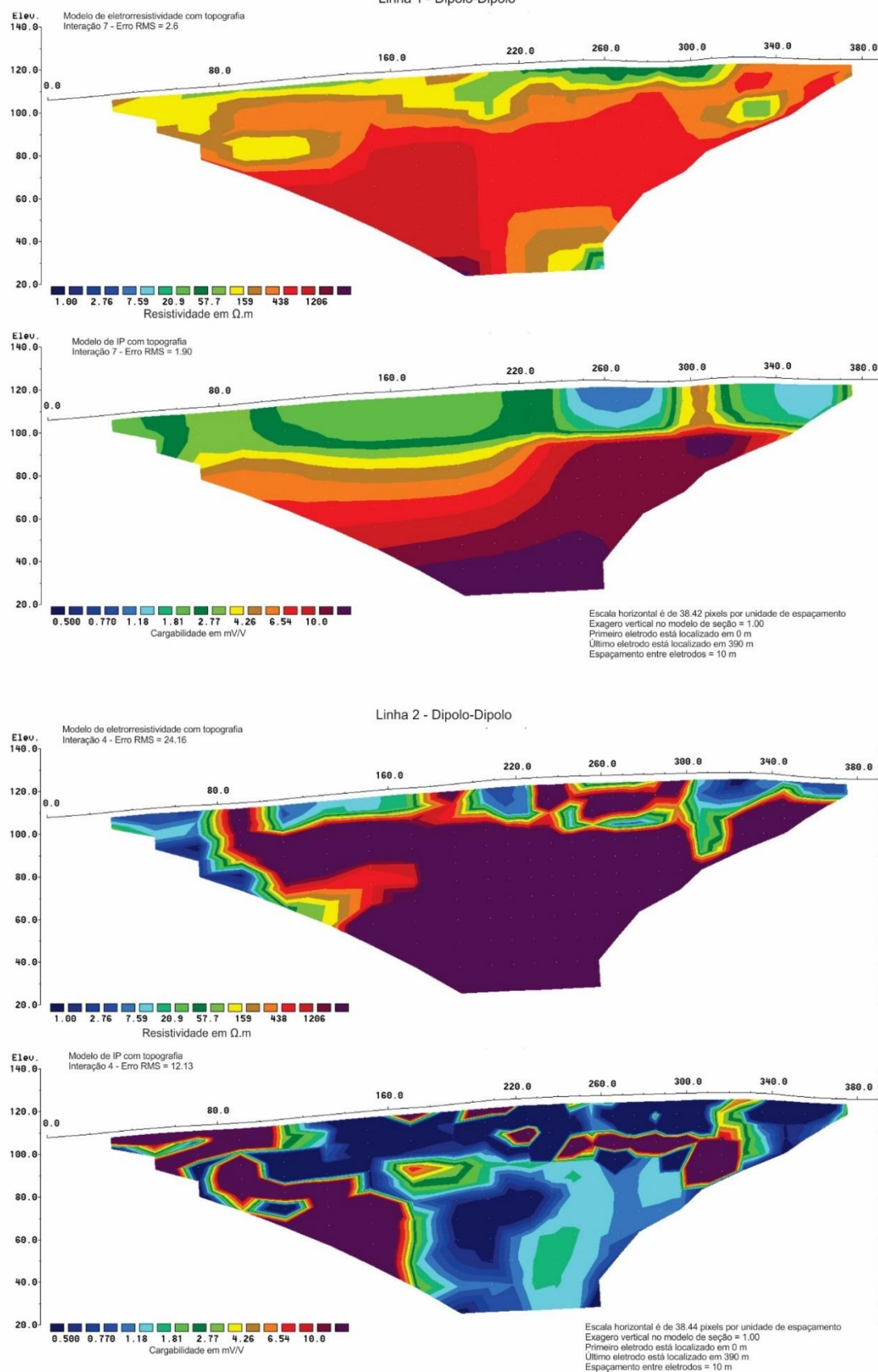
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.10 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Wenner. Linha 9.



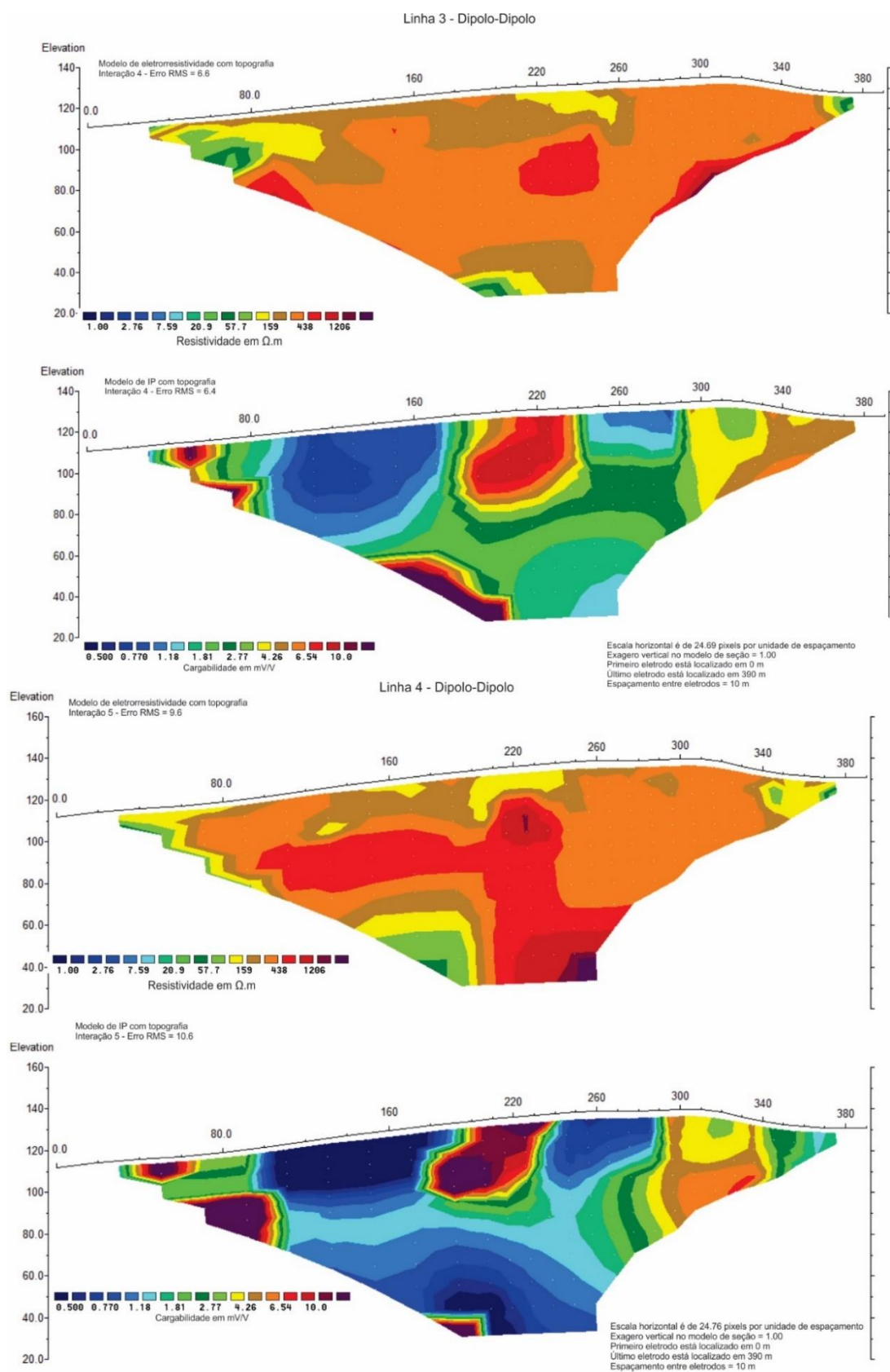
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.11 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 1 e 2



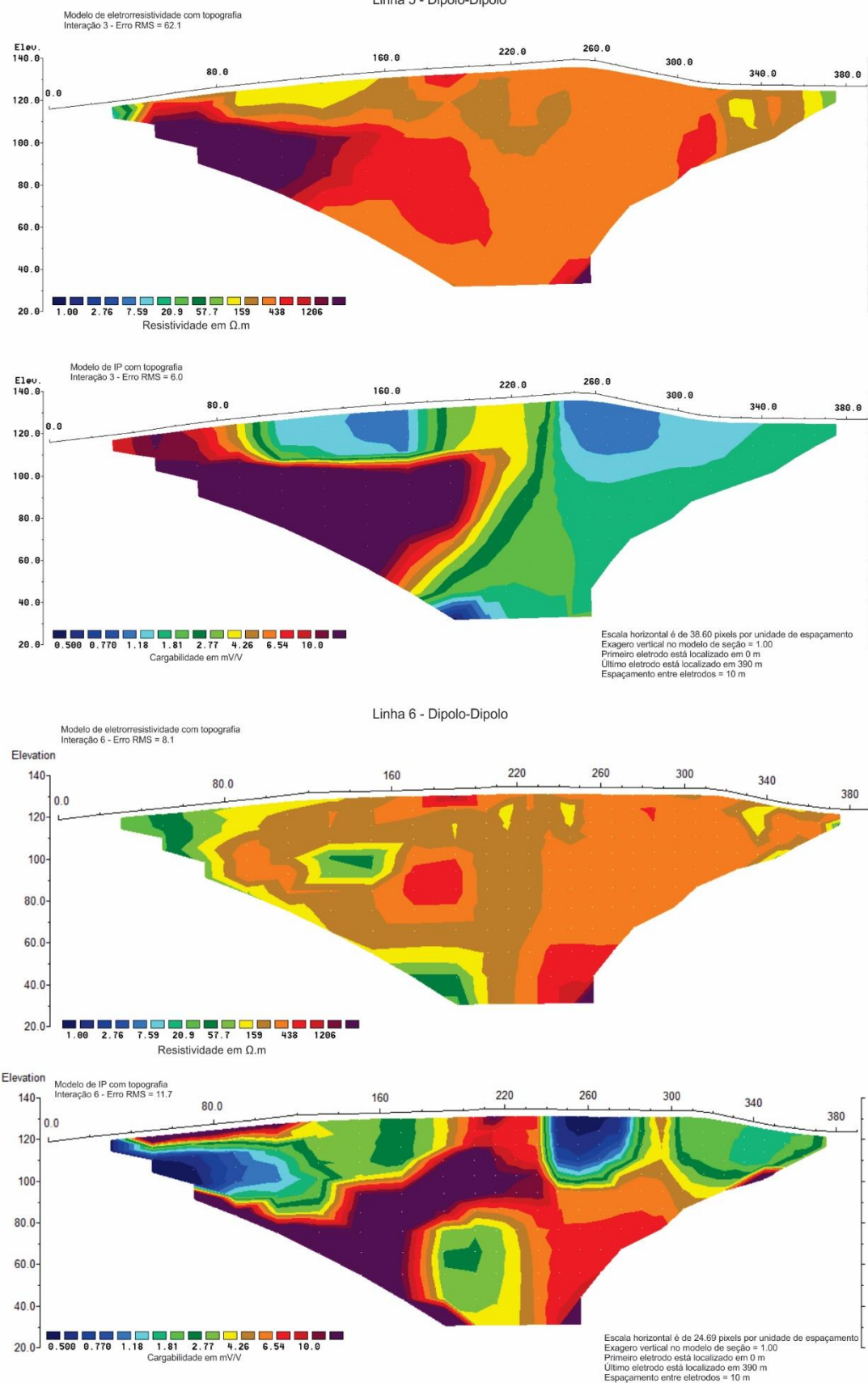
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.12 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 3 e 4



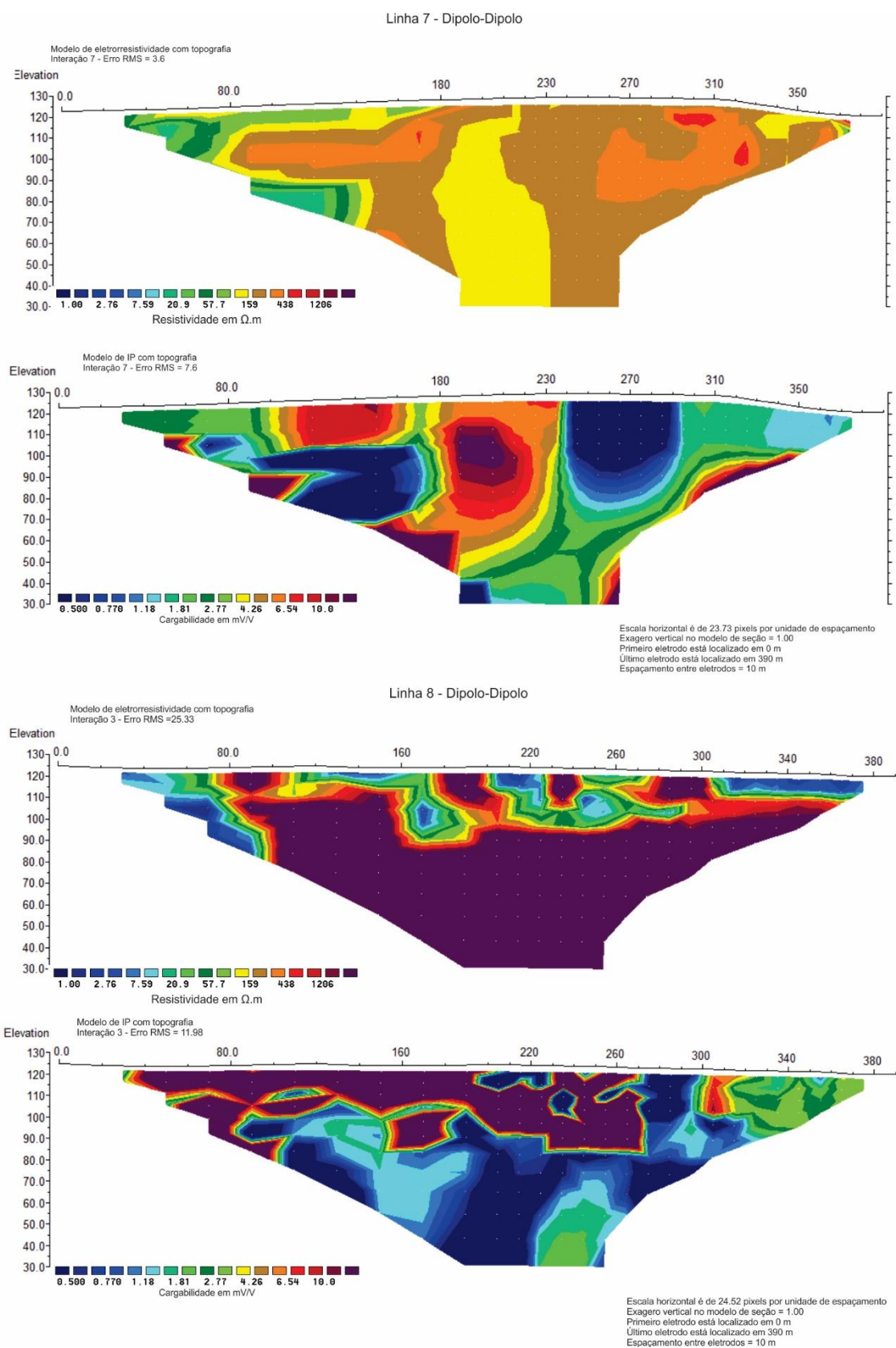
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I. 13 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 5 e 6.



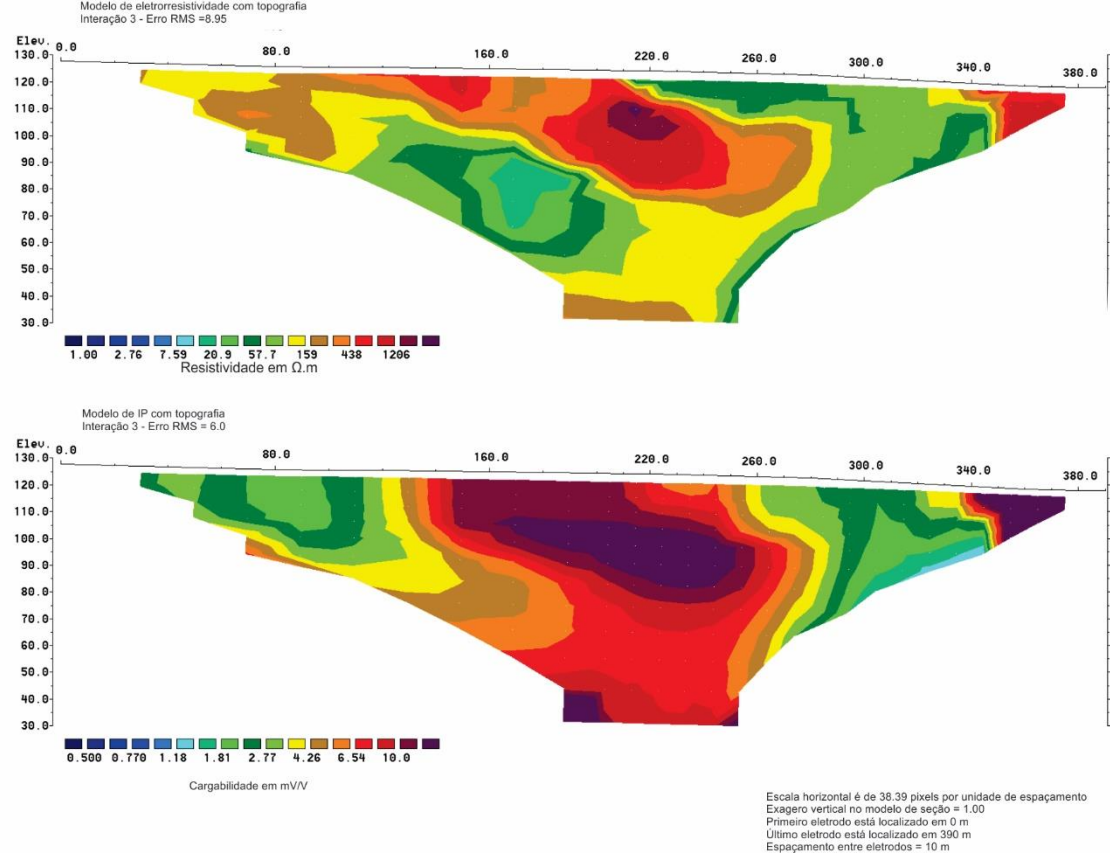
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura I.14 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linhas 7 e 8.



Fonte: Dados da pesquisa.

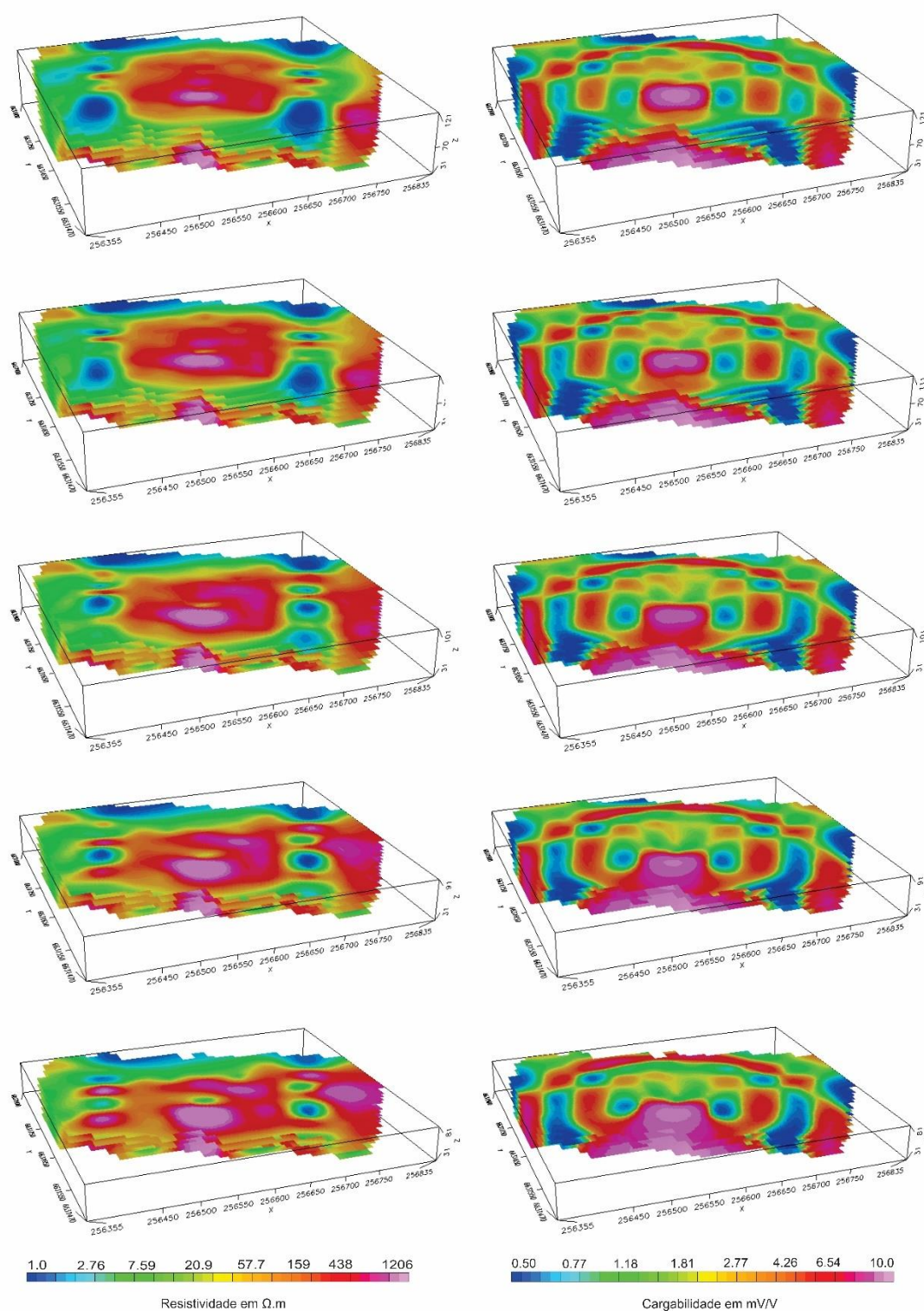
Figura I.15 Modelos de inversão 2D para os parâmetros Resistividade e Cargabilidade em arranjo Dipolo-Dipolo. Linha 9



Fonte: Dados da pesquisa.

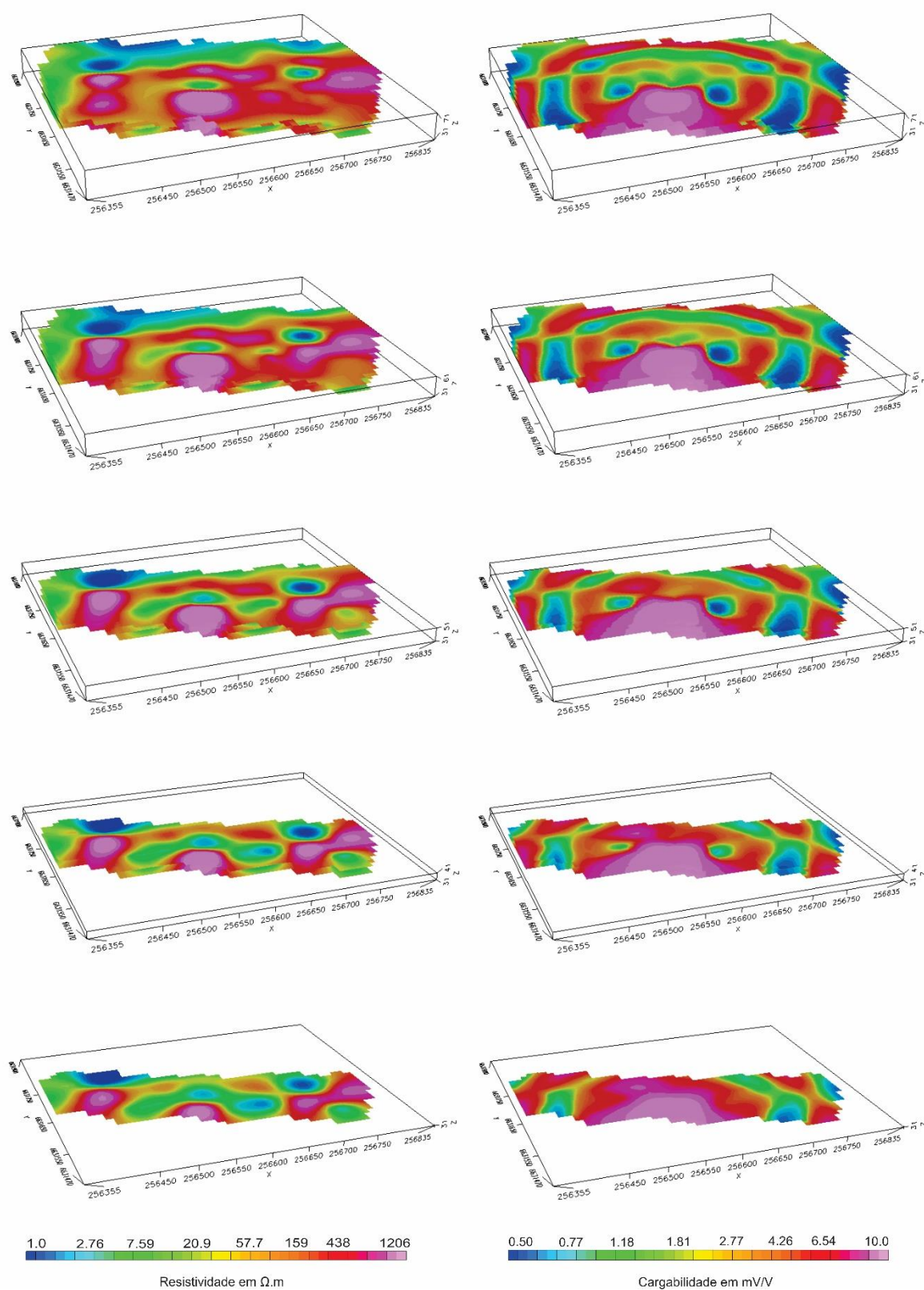
ANEXO II – MAPAS DE PROFUNDIDADE

Figura II.1 Mapas de profundidade para o arranjo Schlumberger 121m -81m



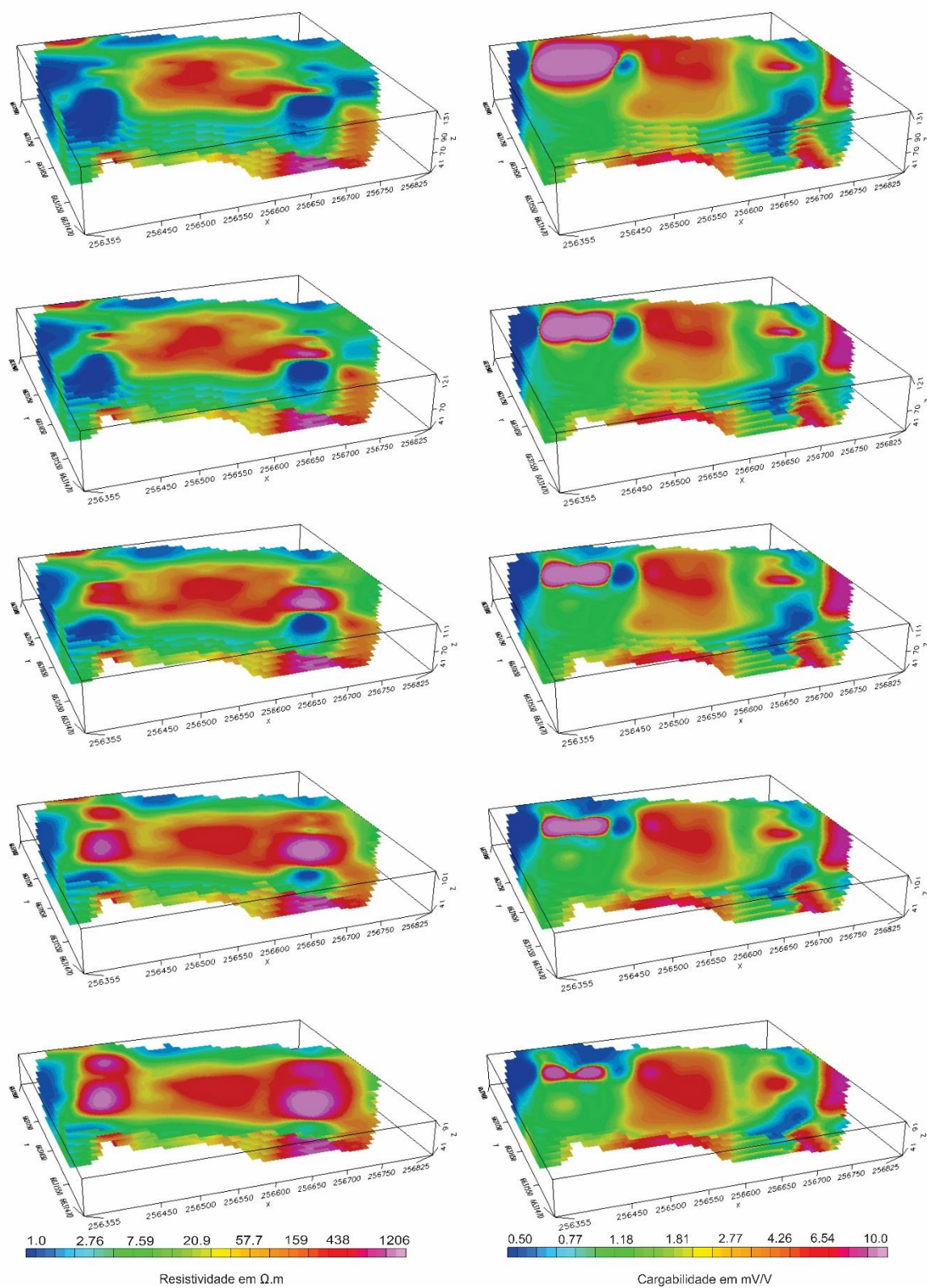
Fonte: Dados da pesquisa

Figura II.2 Mapas de profundidade para o arranjo Schlumberger 71m – 31m



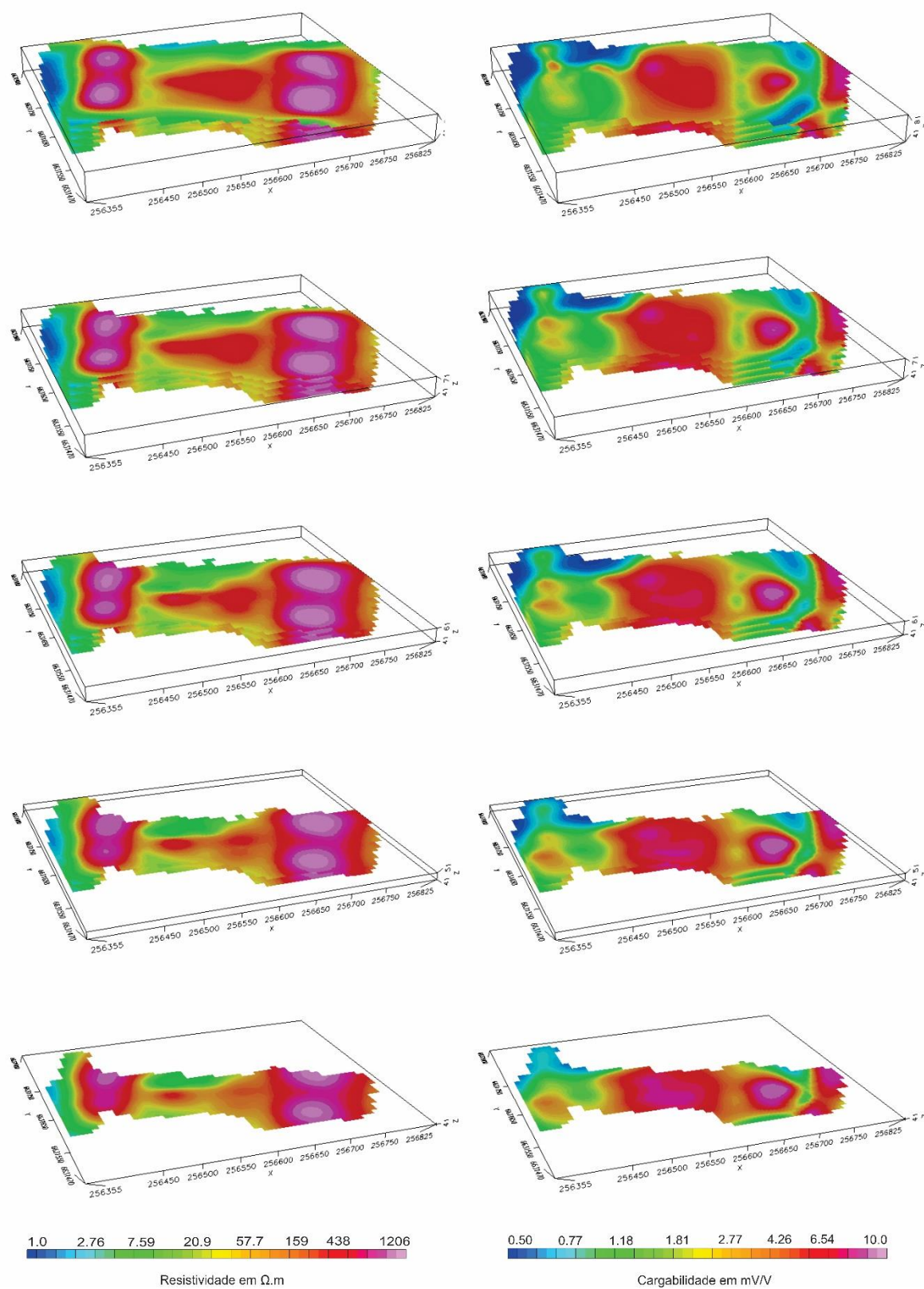
Fonte: Dados da pesquisa

Figura II.3 Mapas de profundidade para o arranjo Wenner 131m-91m



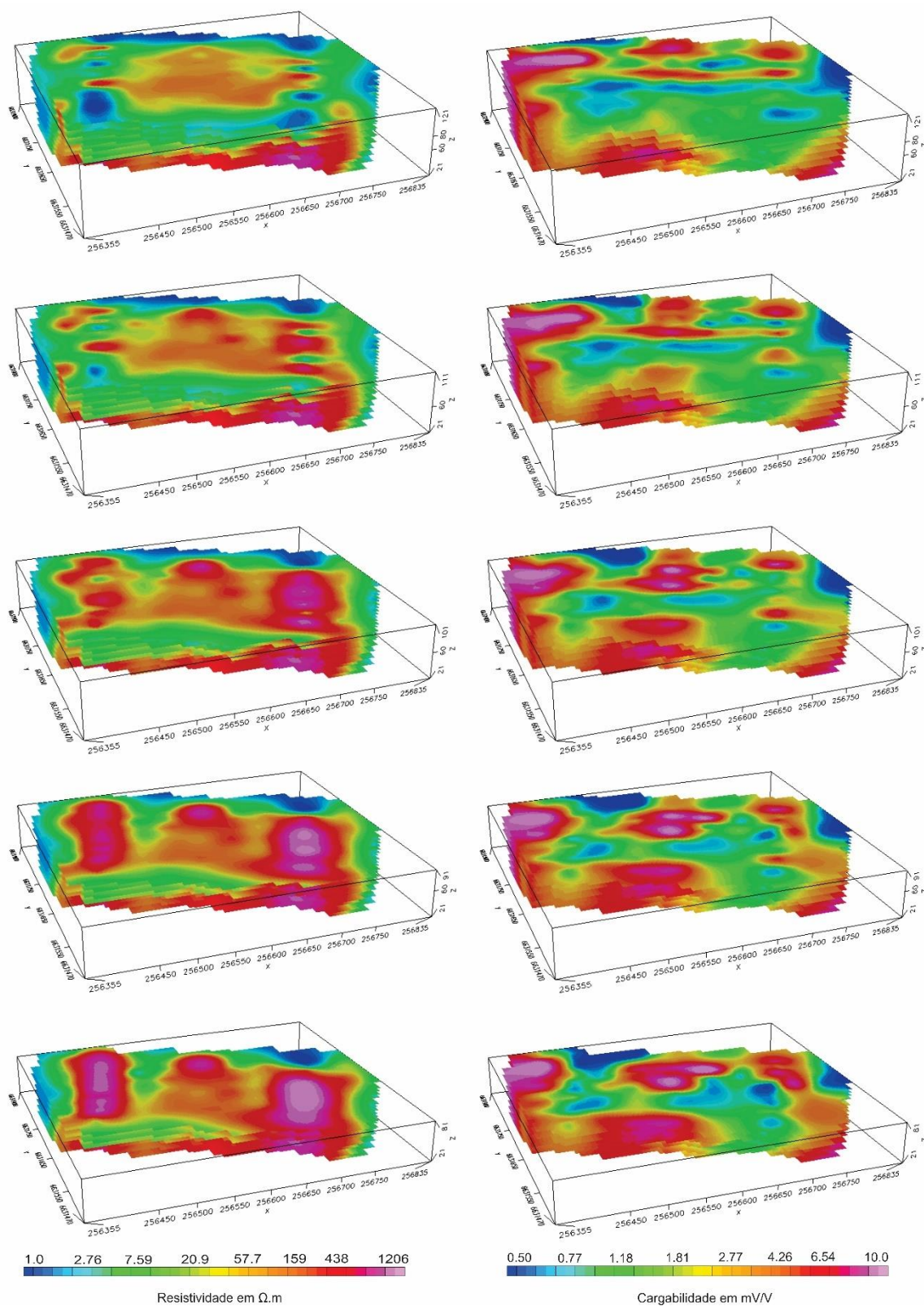
Fonte: Dados da pesquisa

Figura II.4 Mapas de profundidade para o arranjo Wenner 81m-41m



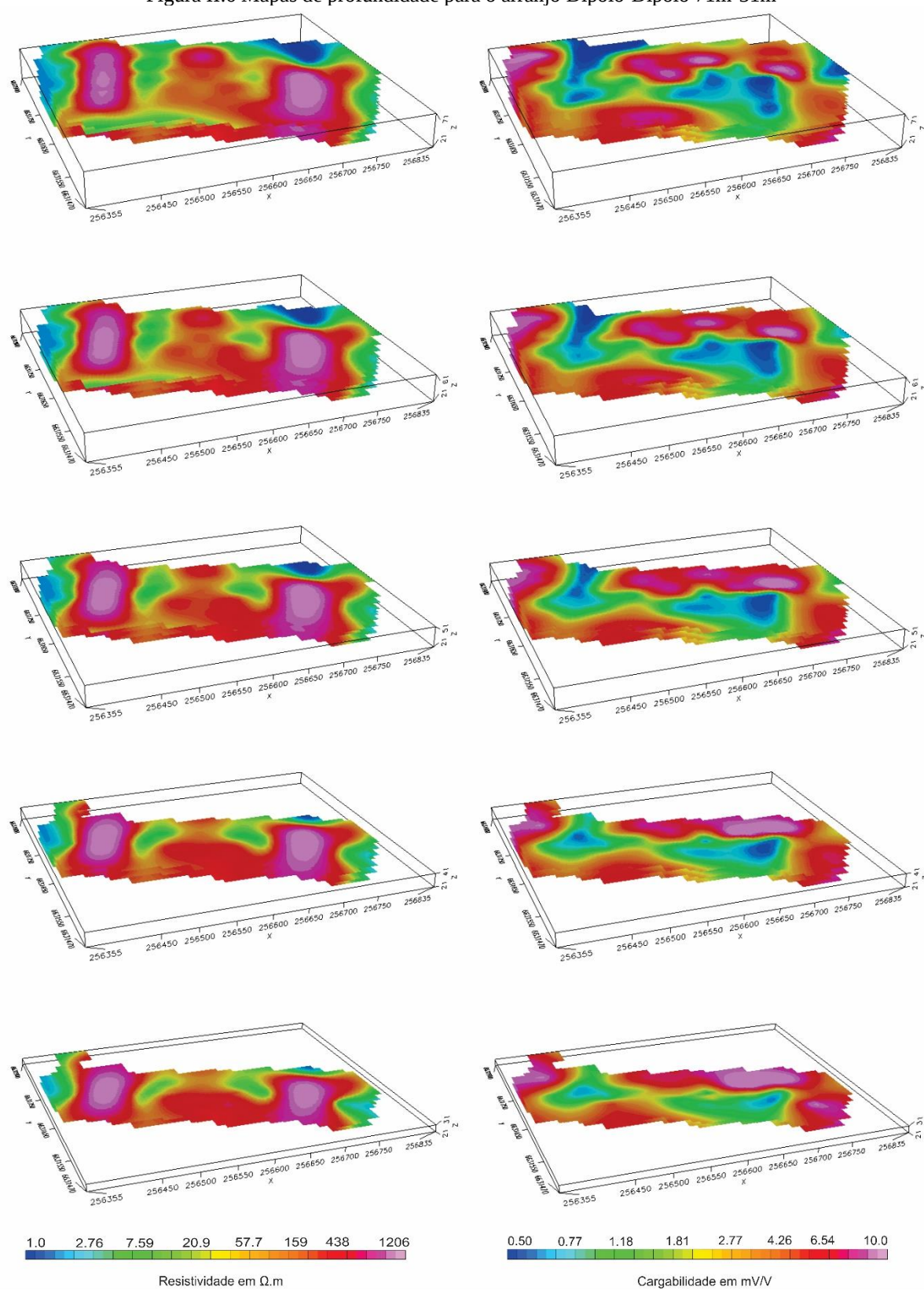
Fonte: Dados da pesquisa

Figura II.5 Mapas de profundidade para o arranjo Dipolo-Dipolo 121m -81m



Fonte: Dados da pesquisa

Figura II.6 Mapas de profundidade para o arranjo Dipolo-Dipolo 71m-31m



Fonte: Dados da pesquisa