

Ícaro Augusto Pachêco

**Aplicação de Métodos Geelétricos na
Identificação de Zonas Mineralizadas no
Depósito Aurífero de Príncipe-TO**

Brasília

08/12/2017

Ícaro Augusto Pachêco

**Aplicação de Métodos Geométricos na Identificação de
Zonas Mineralizadas no Depósito Aurífero de
Príncipe-TO**

Trabalho final de conclusão de curso submetido à Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Universidade de Brasília

Campus Darcy Ribeiro

Instituto de Geociências

Brasília

08/12/2017

Ícaro Augusto Pachêco

Aplicação de Métodos Geométricos na Identificação de Zonas Mineralizadas no Depósito Aurífero de Príncipe-TO

Trabalho final de conclusão de curso submetido à Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Aprovado em: 08/12/2017

Banca examinadora:

Dr. Welitom Rodrigues Borges
UnB- IG

Dr. José Eduardo Pereira Soares
UnB- IG

Dra. Manuelle Santos Góis
UnB- IG

Brasília

08/12/2017

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a geófica por me proporcionar uma visão diferente do mundo, mesmo que árdua. Agradeço aos meus pais Ailton e Valdete por serem exemplos de luta e vitória. Às minhas irmãs Érica e Maria Eduarda. Um agradecimento em especial à minha avó que teve uma vida difícil, mas sempre alegre, saudável e sem nunca abaixar a cabeça e hoje descansa em paz.

Agradeço ao professor e líder Welitom pela oportunidade incrível e também ao grande João da JPmineradora. Não poderia esquecer de todos os professores aos quais tive grande honra de ter aula e é claro ao Péricles por estar disposto a nos ajudar no campo.

Todos os amigos que fiz durante essa graduação sempre serão lembrados: Joninhas, Robin, parrudo, André, gaby, aninha, silas, nath, pellicas, tabosa, th, deusavan, giovanni, bruno, as gabis ,jacksons 5, lucatelli, luis flavio,carol, bibi e a minha inválida tentativa em lhe descrever ou agradecer mas gratidão pelo carinho, vicentchy pelo suporte que pôde dar e maria clara minha grande amiga.

Aos meus amigos que vieram de antes: Balbás my friend, toda a galera da Jointeam, Marianin, chico, ely, kosha, bocão, harold, pagode, titi, vinicin adrenalina, arcela, passarin, raão, e a todos os outros que não me veio em mente neste momento.

"Só lhe peço verdade e respeito
Esse é um sábio procedimento
Para poder aumentar o seu valor
O resto é só lembrar de agradecer
Para ter sempre paz no coração
E Aproveitar tudo o que merecer
Eu agradeço."

*"Que a força do medo que tenho
Não me impeça de ver o que anseio
Que a morte de tudo em que acredito
Não me tape os ouvidos e a boca
Porque metade de mim é o que eu grito
A outra metade é silêncio"*

Resumo

O Depósito Aurífero de Príncipe-TO desperta interesse econômico desde o ciclo do ouro em 1724. A geofísica vêm sendo recorrida devido a intensa exploração local, logo trabalhos de reconhecimento em profundidades rasas auxiliam no planejamento de mineradoras. Não há relatos de publicações a respeito de estudos geoeletricos na região, portanto este trabalho busca contribuir com dados de Polarização Induzida no domínio do tempo e de Resistividade. Cinco perfis foram conduzidos perpendicularmente ao *trend* do lineamento NS. A primeira e a segunda linha foram realizadas com espaçamento entre eletrodos de 10 e 5 metros, sendo que este último visa um maior detalhamento em menores profundidades e a terceira linha foi feita apenas com espaçamento de 10 metros. Três tipos de produtos foram criados para cada perfil: modelo inverso, modelo inverso normalizado e modelo a partir da análise de histogramas. A partir da integração dos resultados, a criação dos modelos geológicos foram possíveis. O granito deformado foi interpretado como as zonas mais resistivas (1000-4000 ohm.m). Na primeira linha foi observado uma possível zona de cisalhamento com aproximadamente 670 ohm.m. As anomalias de cargabilidade relacionadas a possíveis zonas mineralizadas foram interpretadas como maiores que 14 mV/V, as linhas L2' e L3 apresentaram os maiores valores. Ao todo foram encontradas oito possíveis zonas mineralizadas, todas com profundidades maiores que 6 metros. A presença de baixas concentrações de ouro próximas a superfície sugere uma fraca mineralização de natureza eluvial ou aluvial, enquanto as maiores concentrações se encontram em grandes profundidades, nas mineralizações primárias, disseminados em veios de quartzo e no próprio granito.

Palavras-chave: Resistividade, Polarização Induzida, Depósito Aurífero de Príncipe, Granito Príncipe, Geofísica Aplicada.

Abstract

The Príncipe Gold Deposit arouses economic interest since the gold cycle in 1724. Geophysics has been used due to the intense local exploration; therefore acquisitions to shallow depths aid miner's management. There are no reports of publications regarding geophysical studies in the study area; hence, this paper seeks to contribute with Induced Polarization in the time domain and Resistivity data. Five profiles were conducted perpendicularly to the main trend NS, the first and second line were managed with 10 and 5 meters spacing between electrodes, this last spacing aims the detailing in shallower depths; the third line was made only with spacing of 10 meters. Three types of products were created for each profile: inverse model, normalization and model from the analysis of histograms. The creations of geological models were possible from the integration of the results. Granite with intense deformation was interpreted as more resistive zones (1000-4000 ohm.m). There is a possible shear zone below the first line with, approximately, 670 ohm.m. The chargeability anomalies related to possible mineralized zones were interpreted as greater than 14 mV/V values, the L2' and L3 lines presented the highest numbers. It was found eight possible mineralized zones, all these with depths greater than 6 meters. The presence of low concentration for gold, near the surface suggests a weak mineralization of eluvial or alluvial nature, while the highest amounts are found in great depths, in the primary mineralization, disseminated in quartz and in the granite.

Keywords: Resistivity, Induced Polarization, Príncipe Gold Deposit, Príncipe Granite, Applied Geophysics.

Lista de ilustrações

Figura 2.1	–Mapa de localização da área de estudo.	18
Figura 2.2	–Mapa geológico da Província do Tocantins. CA= Cráton São Francisco, LTB= Lineamento Transbrasiliano, NC= Bloco Natividade Cavalcante, LP= Lineamento Pirineus. (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2013; Fuck <i>et al.</i> , 2014).	21
Figura 2.3	–Mapa geológico da Faixa Brasília. A área de estudo está exagerada na região nordeste do mapa. A região está próxima do Depósito Aurífero de Príncipe (PGD), estudada por Corrêa (2014), esta região caracteriza-se pelo embasamento paleoproterozoico composto por complexos granito-gnaissicos associado a rocha metavulcânicas e metassedimentares (Cordeiro 2014).	22
Figura 2.4	–Mapa geológico da subárea IX do projeto Natividade desenvolvido em 2012 para o trabalho final de graduação (Fonte: modificado de Corrêa & Silva, 2012).	24
Figura 2.5	–Comparação entre colunas litoestratigráficas do Grupo Natividade modificadas por Saboia (2009). A) modificado de Costa <i>et al.</i> (1976); B) modificado de Correa Filho & Sá (1980); C) modificado de Costa <i>et al.</i> (1984) ; D) modificado de Gorayeb <i>et al</i> (1988).	27
Figura 3.1	–Variação nos valores de resistividade das rochas, solos e minerais (Fonte: Loke, 1999).	30
Figura 3.2	–Exemplo de arranjo com quarto eletrodos (Fonte: Braga, 2006).	38
Figura 3.3	–Técnica de aquisição SEV (Fonte: Braga, 2006).	39
Figura 3.4	–Técnica de aquisição CE (Fonte: Braga, 2006).	40
Figura 3.5	–Primeira coluna: arranjos comumente usados na aquisição de dados de eletrorresistividade e seus respectivos fatores geométricos (k), sendo que os eletrodos de corrente são representados por A e B e os de potencial por M e N. Segunda coluna: sensibilidade para cada arranjo. Arranjos: a) Wenner, b) Dipolo-Dipolo, c) Schlumberger, d) Polo-Polo, e) Polo-Dipolo (Fonte: adaptado de Loke, 2004 e Dahlin & Zhou, 2004).	42
Figura 3.6	–Representação do circuito da polarização de eletrodo (Fonte: modificado de Summer, 1979).	44
Figura 3.7	–Corrente emitida na forma quadrada com sistema on/off (parte superior) e resposta da carga e descarga do meio geológico medido em volts (parte inferior), sendo V_0 a voltagem total medida, V_p , a voltagem referente a polarização do meio e V a voltagem real.	45

Figura 3.8 –Integração de curva de decaimento de potencial após período de relaxamento de corrente em um intervalo de tempo entre t_1 e t_2	45
Figura 3.9 –Circuito representando o fenômeno IP (Summer, 1976)	46
Figura 4.1 –Posição das linhas de aquisição, unidades e lineamentos definidos por Oliveira (2012).	50
Figura 4.2 –Eletrodo poroso (Fonte: França, 2015)	51
Figura 4.3 –Configuração dos materiais utilizados em campo.	53
Figura 4.4 –a) Trincheira próxima a linha 1. b) rocha deformada do embasamento presente em 5 metros profundidade c) Rochas com indícios de sulfetação e alteração hidrotermal encontradas na trincheira.	55
Figura 4.5 –Afloramento indicando lineação na direção N-S.	55
Figura 4.6 –Configuração da linha L1 (10 metros) e posição dos pontos de medidas.	56
Figura 4.7 –Configuração da linha L1' (5 metros) e posição dos pontos de medidas.	56
Figura 4.8 –A) Direção da linha 2. B) Lateral do veio de quartzo observado na trincheira próxima a linha 2.	57
Figura 4.9 –Configuração da linha L2 e posição dos pontos de medidas.	58
Figura 4.10 –Configuração da linha L2' e posição dos pontos de medidas.	58
Figura 4.11 –Configuração da linha L3 e posição dos pontos de medidas.	58
Figura 5.1 –Fluxograma das etapas de processamento e modelagem dos dados.	59
Figura 5.2 –Curva de resistividade de contato da linha L2 e o nível de corte que indica os dados que foram removidos.	61
Figura 5.3 –Curvas de decaimentos IP. A) Curva com decaimento satisfatório. B) Curva com baixo sinal/ruído. C) Curva para cargabilidade negativa.	62
Figura 5.4 –Arco característico de corpos verticalizados demonstrada no programa Prosys- Linha L1.	63
Figura 5.5 –Exemplo de aplicação da opção <i>Exterminate bad datum points</i> . Os dois dados dentro do círculo foram removidos.	65
Figura 5.6 –Remoção de dados com erro maior que 100% utilizando a opção <i>RMS error statistics</i>	66
Figura 6.1 –Primeira inversão dos valores de cargabilidade para a linha L1.	69
Figura 6.2 –Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L1. A posição da linha L1' está representada no trapézio localizado no canto superior esquerdo.	70
Figura 6.3 –Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L1'.	71
Figura 6.4 –Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L2.	72

Figura 6.5 –Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L2'.	72
Figura 6.6 –Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L3.	73
Figura 6.7 –Histograma com a porcentagem para cada classe de resistividade.	75
Figura 6.8 –Histograma com a porcentagem para cada classe de cargabilidade.	75
Figura 6.9 –Pré-modelo 1 de cargabilidade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.	76
Figura 6.10 –Pré-modelo de resistividade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.	76
Figura 6.11 –Pré-modelo 2 de cargabilidade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.	76
Figura 6.12 –Pré-modelo de resistividade para a linha L1', criado a partir da análise histogrâmica.	77
Figura 6.13 –Pré-modelo de cargabilidade para a linha L1', criado a partir da análise histogrâmica.	77
Figura 6.14 –Pré-modelo 1 de resistividade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.	77
Figura 6.15 –Pré-modelo 2 de resistividade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.	78
Figura 6.16 –Pré-modelo de cargabilidade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.	78
Figura 6.17 –Pré-modelo de resistividade para a linha L2', criado a partir da análise histogrâmica.	78
Figura 6.18 –Pré-modelo de cargabilidade para a linha L2', criado a partir da análise histogrâmica.	79
Figura 6.19 –Pré-modelo de resistividade para a linha L3, criado a partir da análise histogrâmica.	79
Figura 6.20 –Pré-modelo de cargabilidade para a linha L3, criado a partir da análise histogrâmica.	79
Figura 6.21 –Resultado da normalização para a resistividade na linha L1. A posição dos resultados para a linha L1' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.	82
Figura 6.22 –Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L1. A posição dos resultados para a linha L1' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.	82
Figura 6.23 –Resultado da normalização para a resistividade na linha L1'.	83
Figura 6.24 –Resultado da normalização para a resistividade na linha L1'.	83

Figura 6.25	Resultado da normalização para a resistividade na linha L2. A posição dos resultados para a linha L2' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.	84
Figura 6.26	Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L2. A posição dos resultados para a linha L2' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.	84
Figura 6.27	Resultado da normalização para a resistividade na linha L2'.	84
Figura 6.28	Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L2'.	85
Figura 6.29	Resultado da normalização para a resistividade na linha L3.	86
Figura 6.30	Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L3.	86
Figura 6.31	Modelo geológico final para as linhas L1 e L1'.	87
Figura 6.32	Modelo geológico final para as linhas L2 e L2'.	88
Figura 6.33	Modelo geológico final para as linhas L3.	88

Lista de tabelas

Tabela 4.1 –Nota sobre a localização e comprimento de cada linha. Lembrando que para todas as linhas foi adotado o <i>Datum WGS 1984</i> , zona 23S.	49
Tabela 4.2 –Ficha técnica do equipamento Syscal Pro.	52
Tabela 6.1 –Parâmetros para a resistividade normalizada.	81
Tabela 6.2 –Parâmetros para a cargabilidade normalizada.	81

Lista de abreviaturas e siglas

IP	Induced Polarization (Polarização Induzida)
SEV	Sondagem Elétrica Vertical
CE	Caminhamento Elétrico
TE	Tomografia Elétrica

Lista de símbolos

ρ	Resistividade da rocha
ρ_w	Resistividade da água
μ_w	Permeabilidade magnética
Φ	Fração da rocha preenchida por fluido
Φ_e	Fluxo elétrico
∂	Derivada parcial
ϵ	Permissividade elétrica
$\hat{\mathbf{r}}$	Vetor unitário do vetor \mathbf{r}
$\rho(x, y, z)$	Densidade de carga
$\vec{\mathbf{D}}$	Densidade de fluxo magnético
$\vec{\mathbf{E}}$	Campo elétrico
$\vec{\mathbf{B}}$	Campo de densidade de fluxo magnético
$\vec{\mathbf{H}}$	Campo magnético
$\vec{\mathbf{J}}$	Densidade de corrente elétrica

Sumário

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	16
1.1	INTRODUÇÃO	16
1.2	OBJETIVOS	16
2	GEOLOGIA	18
2.1	ÁREA DE ESTUDO	18
2.2	GEOLOGIA REGIONAL	19
2.3	GEOLOGIA LOCAL	23
2.3.1	Litologia	23
2.3.1.1	Unidade Granito Príncipe	25
2.3.1.2	Grupo Riachão do Ouro	25
2.3.1.3	Unidade Hidrotermalitos	25
2.3.1.4	Sequência Sedimentar	26
2.3.2	Processos Hidrotermais	26
2.3.3	Controle Estrutural	28
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
3.1	PROPRIEDADE ELÉTRICA DAS ROCHAS	29
3.2	EQUAÇÕES DE MAXWELL	30
3.2.1	Teorema de Stokes e Teorema de Gauss	31
3.2.2	Lei de Coulomb	31
3.2.3	Lei de Ampère	33
3.2.4	Lei de Gauss	34
3.2.5	Lei de Faraday	34
3.2.6	Relações Constitutivas	35
3.3	ELETORRESISTIVIDADE	36
3.3.1	Fator Geométrico	36
3.3.2	Técnicas de aquisição de dados	39
3.3.3	Arranjos de eletrodos	39
3.4	POLARIZAÇÃO INDUZIDA (IP)	42
3.4.1	Fontes de efeito IP	43
3.4.2	Domínio do tempo (TD)	44
3.4.3	Domínio da frequência (FD)	46
3.4.4	Revisão bibliográfica- IP	47
4	AQUISIÇÃO DE DADOS	49

4.1	METODOLOGIA	49
4.1.1	Materiais	50
4.1.2	Procedimento de Campo	53
5	FILTRAGEM E MODELAGEM	59
5.1	Filtragem Prosys	60
5.2	Inversão	63
5.2.1	Teoria	63
5.2.2	Filtragem- Res2Dinv	64
5.2.3	Parâmetros para inversão	66
6	Resultados e Discussão	68
6.1	Resultado- Inversão	68
6.1.1	Linha L1 e L1'	68
6.1.2	Linha L2 e L2'	71
6.1.3	Linha L3	72
6.2	Escala de cor (histograma)	74
6.2.1	Linhas L1 e L1'	76
6.2.2	Linhas L2 e L2'	77
6.2.3	Linha L3	79
6.3	Normalização	79
6.3.1	Linhas L1 e L1'	81
6.3.2	Linhas L2 e L2'	83
6.3.3	Linha L3	85
6.4	Modelo geológico	87
6.4.1	Linhas L1 e L1'	87
6.4.2	Linhas L2 e L2'	87
6.4.3	Linha L3	87
6.5	Discussão	88
7	CONCLUSÃO	89
	Referências	91

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1 INTRODUÇÃO

O histórico de exploração aurífera na cidade de Natividade-TO teve início entre 1724 e 1734 pelos bandeirantes, durante o ciclo do ouro. Com a intensa lavragem dos depósitos auríferos, as regiões ao sul de Natividade também foram ocupadas, como é o caso do povoado Príncipe-TO. A mineração continua sendo uma importante atividade econômica no município, logo, ainda desperta interesse de pesquisadores.

A região de estudo está localizada na província do Tocantins, em uma parte do Depósito Aurífero de Príncipe com intensa alteração hidrotermal, chamada de hidrotermalitos (Oliveira, 2012). Devido ao intenso metamorfismo de fluxo hidrotermal e metasomatismo, as rochas do local de estudo apresentam intensa sulfetação e cloritização, aos quais o ouro está associado. A gênese aurífera local está relacionada ao movimento transcorrente (strike-slip) e transporte/deposição causados por uma zona de alívio. (Corrêa e Sousa, 2012).

A intensa exploração do ouro na região e a falta de afloramentos como consequência do intemperismo e alteração acarretam problemas na identificação precisa de zonas com potencial econômico promissor. Consequentemente, mineradores vêm recorrendo aos métodos indiretos, como os geofísicos de escala local, que aumentam o sucesso em se encontrar maiores concentrações do metal. Devido ao fato do ouro estar disseminado na rocha e em veios de quartzo sulfetado, o método da Polarização Induzida (IP) é uma alternativa na identificação de zonas com alto teor metálico e a Tomografia Elétrica (TEM) como alternativa na separação de camadas. O primeiro método pode ser conduzido no domínio do tempo e no domínio da frequência.

Sendo assim, aquisições geofísicas foram realizados para a JP Mineradora. Os métodos de Tomografia Elétrica e Polarização Induzida no domínio do tempo foram utilizados ao longo de cinco perfis. Os resultados foram comparados com dados geológicos de litologia e lineamento. As linhas com espaçamento de 10 metros entre eletrodos foram executadas com o intuito de identificar as anomalias e as de 5 metros para aumentar o detalhe nas áreas de interesse.

1.2 OBJETIVOS

O trabalho aqui descrito tem como finalidade a aplicação de conhecimentos adquiridos durante a graduação em uma aquisição geofísica, como pré-requisito para a conclusão

de graduação em geofísica pela Universidade de Brasília.

O planejamento, aquisição, processamento e interpretação dos dados para a JP Mineradora teve como objetivo geral auxiliar o planejamento de prospecção, por meio da localização de alvos com provável presença de ouro associado ao sulfeto disseminado e veios de quartzo. Portanto os dados de IP têm a pretensão de reduzir custos e danos ambientais com a diminuição do número de perfurações.

Estudos prévios da geologia local indicam que a área é promissora em termos auríferos. Logo a geofísica rasa no Depósito Aurífero Príncipe é utilizada com o objetivo de localizar as maiores concentrações do metal, a partir dos seguintes objetivos específicos:

- Revisão bibliográfica do Depósito Aurífero de Príncipe e de métodos elétricos aplicados à prospecção aurífera com o objetivo de reduzir problemas mal-postos na inversão e, por conseguinte diminuir ambiguidades na interpretação;
- Realização de aquisições em três linhas elétricas, subperpendiculares ao *trend* do lineamento N-S, em áreas pré-avaliadas como suscetíveis à formação de zonas sulfetadas com presença de ouro.
- Criação de modelos de inversão para cargabilidade, resistividade e FM no domínio do tempo, a fim de visualizar a distribuição de materiais geológicos distribuídos em subsuperfície;
- Interpretação e correlação com dados geológicos;
- Criação de modelo geológico por meio de dados geofísicos;
- Identificação de áreas interpretadas como suscetíveis a terem quantidades de ouro satisfatórias;

2 GELOGIA

2.1 ÁREA DE ESTUDO

A área onde foram realizados os levantamentos geofísicos se encontra no povoado de Príncipe (TO), próximo à Natividade (TO). A principal rota para chegar à Príncipe, a partir de Brasília, é pela rodovia DF-110, rumo norte, sentido Sobradinho (DF), São João da Aliança (GO) e Alto Paraíso de Goiás (GO). Em Goiás, deve-se seguir a estrada GO-118/BR-010. Após o município de Arraias (TO), deve-se prosseguir na estrada TO-50 até chegar em Príncipe (TO) (Figura 2.1).

O povoado de Príncipe (TO) fica à aproximadamente 40 km do centro da cidade de Natividade (TO) e 590 km de Brasília (DF), quando percorrida pela BR-010. Para chegar a esse município deve-se permanecer na rodovia TO-50 sentido norte de Príncipe (TO).

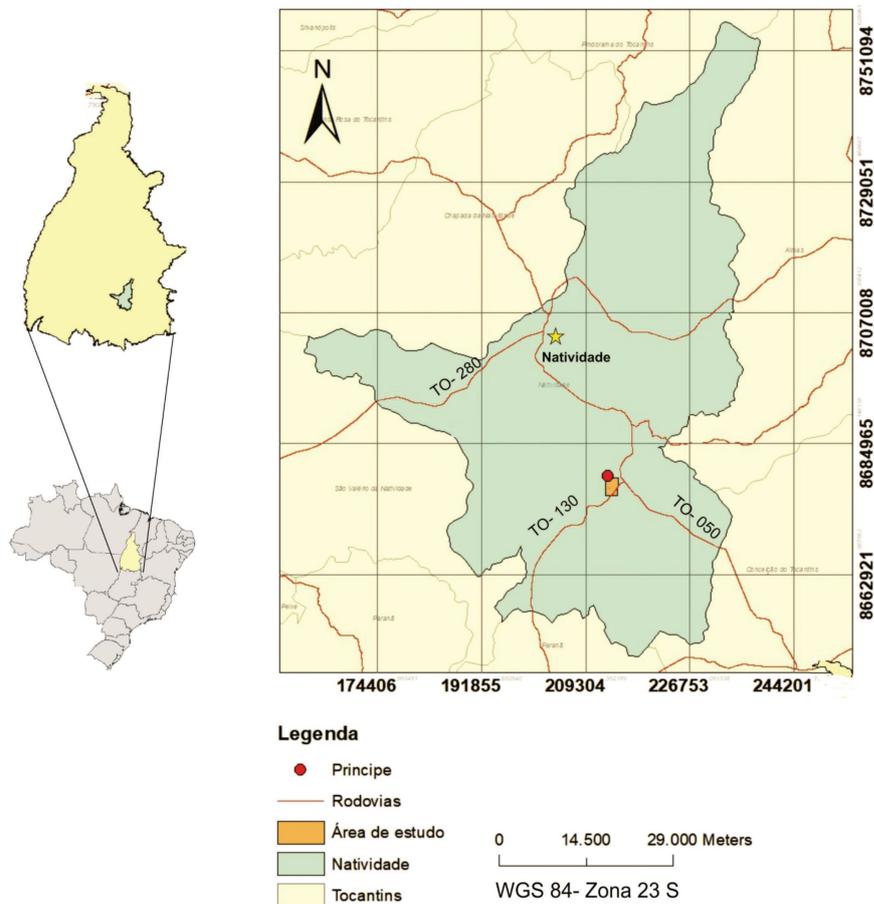


Figura 2.1 – Mapa de localização da área de estudo.

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

A região de estudo está inserida na Província Estrutural do Tocantins, parte central do Brasil (Almeida *et al.*, 1981). Essa província está posicionada entre os crátons Amazônico e o São Francisco, que sofreu colisão entre ambos os crátons durante o Neoproterozóico.

Ao norte da província do Tocantins (figura 2.2), se encontra a bacia sedimentar do Parnaíba e ao sul a bacia do Paraná. A origem e evolução desta província estão associadas à orogenia neoproterozóica do Ciclo Brasileiro. De acordo com dados geológicos e geofísicos foi concluído que a parte norte da Faixa Brasília foi originada pela colisão entre o Cráton São Francisco e o arco de ilhas do Arco Magmático de Goiás, a convergência entre o cráton São Francisco e Paranapanema formou a parte sul da Faixa Brasília e por último, a colisão entre o cráton Amazônico e os terrenos lestes gerou a Faixa Araguaia (Soares, 2005).

A faixa de dobramento Brasília, local da área de estudo, está posicionada ao oeste do Cráton São Francisco e representa uma das feições mais preservadas da orogênia brasileira. Feições como espessas sequências sedimentares de margem continental, fragmentos de ofiolito e um grande arco magmático demonstra que a diferenciação estrutural final da Faixa Brasília é um resultado do fechamento de uma ampla bacia oceânica durante o Neoproterozóico (Pimentel; Fuck, 1992). Dois segmentos principais foram divididos em: Meridional com orientação NW e Setentrional com orientação NE. Além disso, a faixa Brasília se divide em quatro unidades tectônicas de leste para oeste: i) Arco Magmático de Goiás; ii) Maciço de Goiás; iii) Núcleo metamórfico de alto grau e iv) cinturão de dobras e empurrão (Fuck *et. al.* 1994, 2005).

A primeira unidade, Arco Magmático de Goiás, é um terreno juvenil (neoproterozóico) representado por um mosaico de rochas metaplutônicas, com composição variando de tonalito para granodiorito, com menor representação de diorito e granito. O maciço de Goiás possui complexos granito-gnaissicos, cinturões *greenstone* paleoproterozoicos, sequências meta-vulcanossedimentares mesoproterozoicas e por fim, complexos acamadados máfico-ultramáfico meso e neoproterozoico (Cordeiro, 2014).

O Núcleo Metamórfico é formado pelos complexos Anápolis-Itauçu e Uruaçu, ambos são terrenos granulíticos, além do complexo Canabrava, Niquelândia e Barro Alto, que são intrusões máfico-ultramáficas acamadadas granulitizadas. Por fim, os grupos sedimentares: Paranoá, Bambuí, Araxá, Canastra, Ibiá, vazante, mais os grupos do tipo rifte: Araí, Serra da Mesa e Natividade formam o cinturão de dobras e empurrões (Correa, 2014).

A região de estudo está inserida na região denominada por Fuck (2014) de Bloco Crustal Natividade-Cavalcante (figura 2.2). Este bloco é definido pelo autor como o em-

basamento síalico paleoproterozoico das sequências sedimentares da Faixa Brasília Setentrional, como por exemplo, os grupos Serra da Mesa, Araí e Natividade. Fuck (2014), por meio de estudos de isótopos de Nd, dividiu este bloco de embasamento paleoproterozóico da Faixa Brasília em dois domínios crustais: Cavalcante-Arrais, com granitos aflorantes da suíte Aurmina intrusivos da Formação Ticunzal, e Alma Conceição do Tocantins, composto por tonalitos e granodioritos intrusivos do Grupo Riachão do Ouro (Sousa, 2015). Sendo que esses dois domínios foram submetidos a diferentes eventos tectônicos e são separados por grandes zonas de cisalhamento como a Cruz das Almas (ZC-CA). (figura 2.3).

O embasamento Natividade está posicionado a oeste do domínio Alma-Conceição do Tocantins. Este embasamento apresenta características geológicas semelhantes à dos domínios do bloco Natividade-Cavalcante. Porém, Oliveira (2012) detalhou mais e dividiu as rochas graníticas do embasamento Natividade em suítes explicadas na próxima seção.

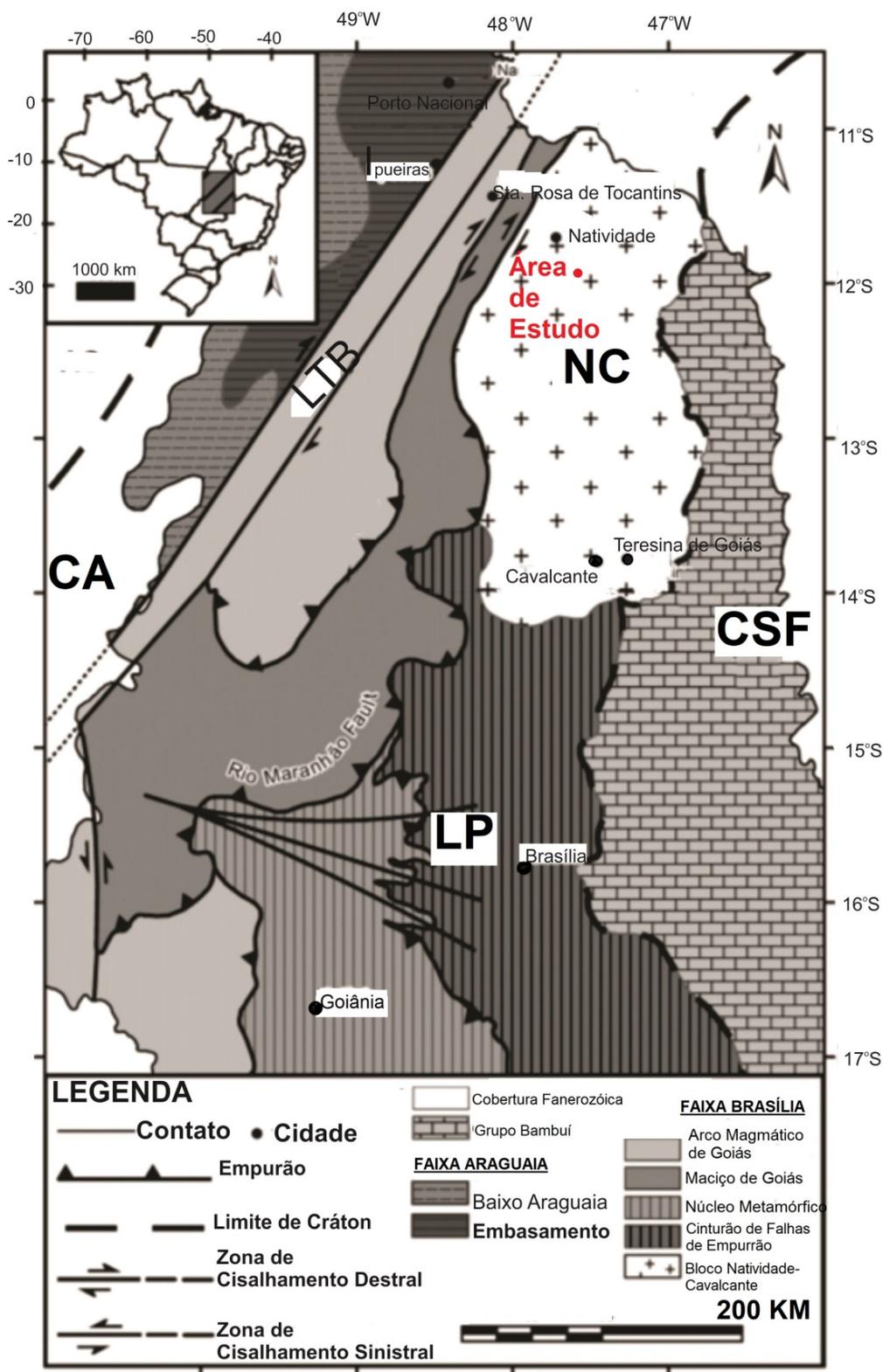


Figura 2.2 – Mapa geológico da Província do Tocantins. CA= Cráton São Francisco, LTB= Lineamento Transbrasiliano, NC= Bloco Natividade Cavalcante, LP= Lineamento Pirineus. (modificado de Bizzi *et al.*, 2013; Fuck *et al.*, 2014).

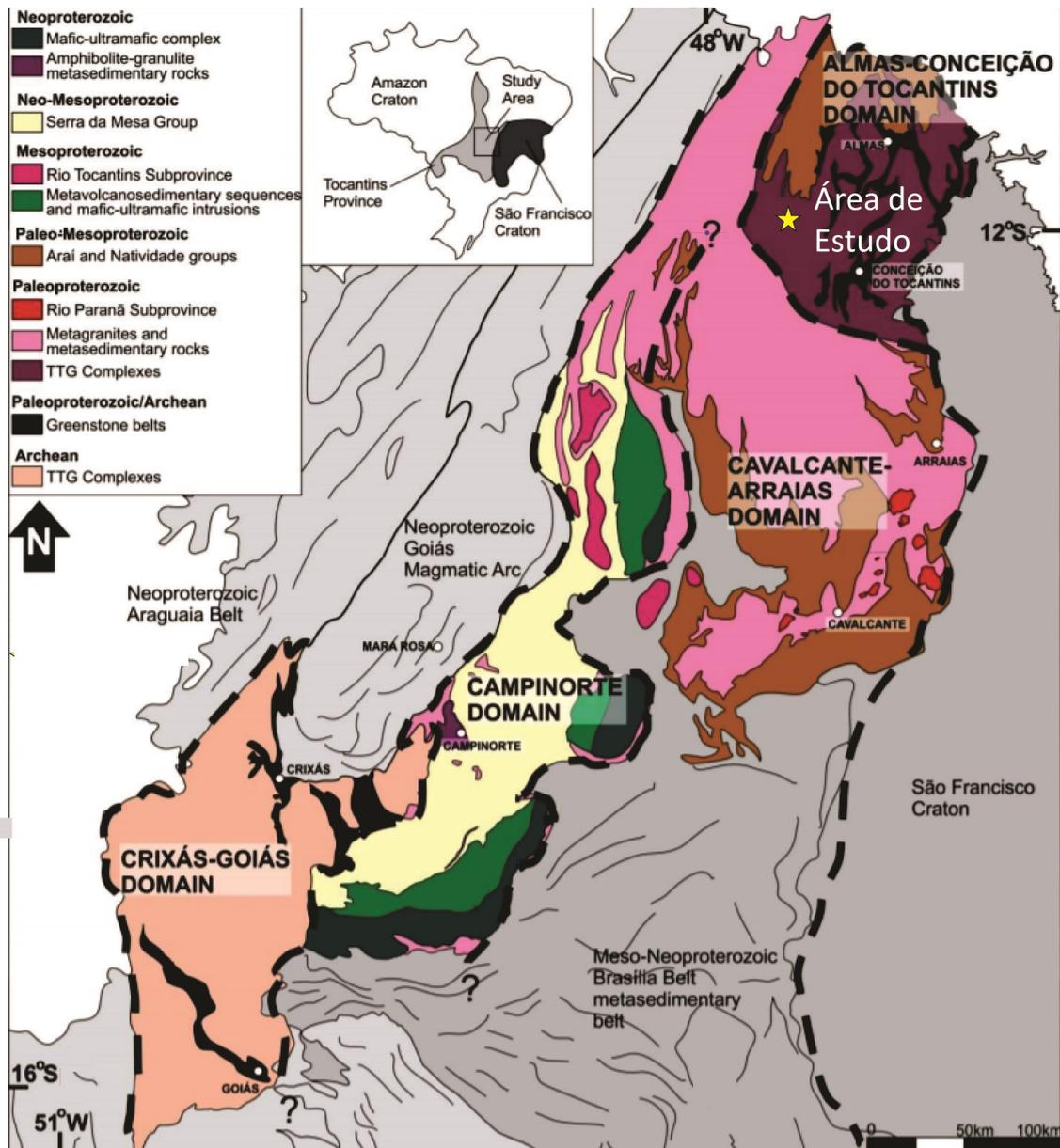


Figura 2.3 – Mapa geológico da Faixa Brasília. A área de estudo está exagerada na região nordeste do mapa. A região está próxima do Depósito Aurífero de Príncipe (PGD), estudada por Corrêa (2014), esta região caracteriza-se pelo embasamento paleoproterozoico composto por complexos granito-gnaissicos associado a rocha metavulcânicas e metassedimentares (Cordeiro 2014).

2.3 GEOLOGIA LOCAL

2.3.1 Litologia

O local de aquisição geofísica está inserido no domínio Almas-Conceição do Tocantins. Essa região é caracterizada pelo embasamento associado a terrenos tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) e sequências metavulcanossedimentares cobertas por rochas metasedimentares do grupo Natividade. Além disso, este depósito está inserido no Maciço de Goiás e está caracterizado pela ocorrência de *greenstone belts* envolvido por intrusões dômicas de complexo granito-gnaissicos tipo TTG. (Corrêa, 2014).

Durante o Projeto Natividade-2012, Corrêa e Sousa (2012) mapearam uma área na qual a região de estudo está inserida e individualizaram unidades litológicas do embasamento granito-gnaissico paleoproterozóico divididas em sequência metavulcanossedimentar Água Suja, suítes granodioríticas-tonalíticas Manuel Alves e Rio do Moleque, suíte granítica-pegmatítica Xobó e o Granito Príncipe. Além dessas unidades paleoproterozóicas, também foram mapeadas as seguintes unidades neoproterozóicas do embasamento: Tectonitos, Hidrotermalitos e Cianititos (figura 2.4). O domínio Almas-Conceição, local de estudo, apresenta semelhança tectônica com as suítes Rio do Moleque e Manuel Alves por apresentarem características do magmatismo de arco, e, portanto, evoluíram com tendência calcialcalino (Sousa, 2015).

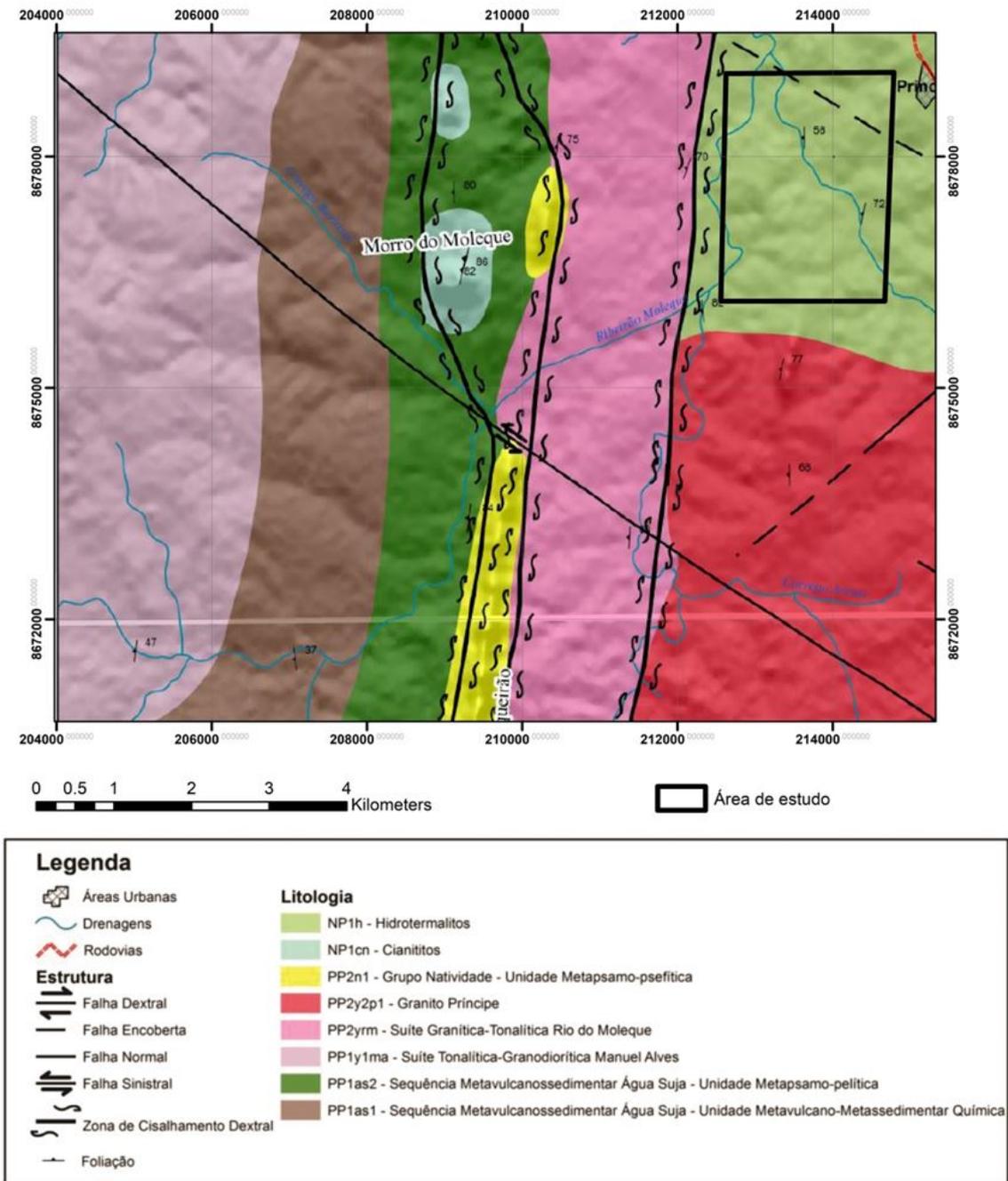


Figura 2.4 – Mapa geológico da subárea IX do projeto Natividade desenvolvido em 2012 para o trabalho final de graduação (Fonte: modificado de Corrêa & Silva, 2012).

2.3.1.1 Unidade Granito Príncipe

O Granito Príncipe (figura 2.4) é um corpo intrudido no embasamento composto pela Suíte tonalítica-granodiorítica Rio do Moleque. Ambos apresentam deformação e padrão estrutural similar. O Granito Príncipe apresenta forma sigmoidal que pode ser observada por imagens de gamaespectometria. Os minerais (zircão, apatita e alanita) acessórios típicos desta unidade aparecem como produto de alteração da ilmenita, enquanto que na Suíte Rio do Moleque os minerais biotita, clorita, carbonato e epidoto aparecem como produtos de alteração provindos de eventos hidrotermal pós-ciclo Brasileiro (Correa, 2014).

Esta unidade é um granito sincolisional que após eventos tectônicos sofreu metamorfismo regional na fácies xisto verde. Além disso, ocorreram processos de deformação e hidrotermalismo, gerando tectonitos no interior e hidrotermalitos no extremo norte do Granito (*Eg.* Correa, 2014; Sousa, 2015).

Correa (2015) explica que devido à maior resistência ao cisalhamento, o Granito Príncipe se comporta como um porfiroclasto, em escala regional, para a migração das soluções hidrotermais e para deformação. Conseqüentemente, duas sombras de pressão nos extremos NS do Granito agem como *traps* estruturais para o minério. Nas zonas de alívio de pressão, a interação entre fluido-rocha aumenta e é formado um sistema descontínuo de quartzo-carbonato-sulfeto-ouro-veios, interconectado com zonas de cisalhamento orientadas na direção N-N20°E.

2.3.1.2 Grupo Riachão do Ouro

O grupo Riachão do Ouro apresenta corpos intrusivos do domínio Alma-Conceição. Nesse Grupo há presença de rochas vulcanossedimentares, sequência de *greenstone belts* (metabasaltos e metaultrabásicas) e corpos com metamorfismo xisto verdes nas bordas e no centro com presença de anfíbolito (Corrêa & Sousa, 2012).

2.3.1.3 Unidade Hidrotermalitos

A região em destaque na figura 2.4 está inserida no Depósito Aurífero de Príncipe, na Unidade Hidrotermalitos (Oliveira, 2012) e é uma das sombras de pressão explicadas no tópico anterior. Essa unidade é limitada pela Suíte Rio do Moleque (oeste) e pelo Granito Príncipe (sul) e é caracterizada por rochas extremamente alteradas, que apresentam protólitos ígneos com sua paragênese reequilibrada por uma associação de quartzo-sericita-epidoto-titanita (Sousa, 2015). Os principais processos de alteração observados são a silificação, seritização, epidotização, carbonatação, biotitização, sulfetação e cloritização (Corrêa & Sousa, 2012). Além disso, Sousa (2015), ao descrever a suíte Rio do Moleque, infere que a área com tonalito alterado é mapeada como hidrotermalitos.

Característica das rochas desta unidade são as feições hidrotermais, com variação gradual na proporção de minerais metassomáticos entre contato com as rochas adjacentes, indicando variação na taxa de hidrotermalização. Consequência desses processos hidrotermais é a ocorrência aurífera e de garimpos na região (Corrêa e Sousa, 2012).

2.3.1.4 Sequência Sedimentar

O bloco crustal Cavalcante-Natividade é coberto por sedimentos do tipo Rifte. O terreno gneiss da parte Norte do bloco é coberta principalmente por conglomerado, arenito, siltito e carbonatos do Grupo Natividade, considerado equivalente ao grupo Araí devido à proximidade dos grupos (Fuck et.al., 2014; Saboia, 2009).

O Grupo Natividade foi descrito e sua estratigrafia foi comparada com o grupo Araí em diversos trabalhos tais como Correia Filho & Sá (1980), Gorayeb et. al (1988) & Saboia (2009). Este último autor revisa e compara as principais colunas litoestratigráficas do Grupo nas regiões de Porto Nacional-Monte do Carmo e Natividade-Almas proposta por Costa (1976), Correa Filho & Sá (1980, Costa (1984) e Gorayeb (1988) (figura 2.5).

Saboia (2009) reconheceu oito unidades litoestratigráficas que recobrem os gnaisses tonalíticos e granitos paleoproterozóicos. Além disso, o autor infere que em determinados locais a deposição de plataforma marinha é indicada como o ambiente de sedimentação, mostrando que o início da formação do Grupo não está relacionado com uma fase de rifte, mas com uma fase pós-rifte de subsidência térmica desenvolvido na parte superior do Grupo Araí. As unidades da base ao topo são: i) metadolomitos; ii) quartzitos e metaconglomerados; iii) metadolomitos e metacalcários; iv) metassiltitos com lentes de metadolomitos e níveis de quartzitos; v) quartzitos; vi) metassiltitos com lentes de metadolomito; vii) quartzitos intercalados com metassiltitos e viii) metassiltitos.

A sequência Metavulcanossedimentar Água Suja apresenta intrusões das suítes Manuel Alves e Rio do Moleque, que posteriormente ocorreu a ascensão Granito Príncipe e Suíte Xobó em um ambiente de colisão. Posteriormente, os sedimentos do grupo Natividade foram depositados no Estateriano durante eventos de rifteamento (Oliveira *et al.*, 2012; Corrêa, 2014).

2.3.2 Processos Hidrotermais

O Depósito Aurífero de Príncipe tem sua gênese associada a movimentos transcorrentes do tipo *strike-slip* que ocorreu durante o Ciclo Brasileiro . O transporte/deposição ocorreu em uma zona de alívio e as rochas próximas ao local de estudo foram deformadas durante os eventos estruturais Dn+1 e Dn+2 (Corrêa & Sousa, 2012), conseqüentemente, as rochas sofreram intenso metamorfismo e hidrotermalismo. A partir de trabalhos com isótopos estáveis, Corrêa (2014) concluiu que possivelmente a devolatilização metamórfica

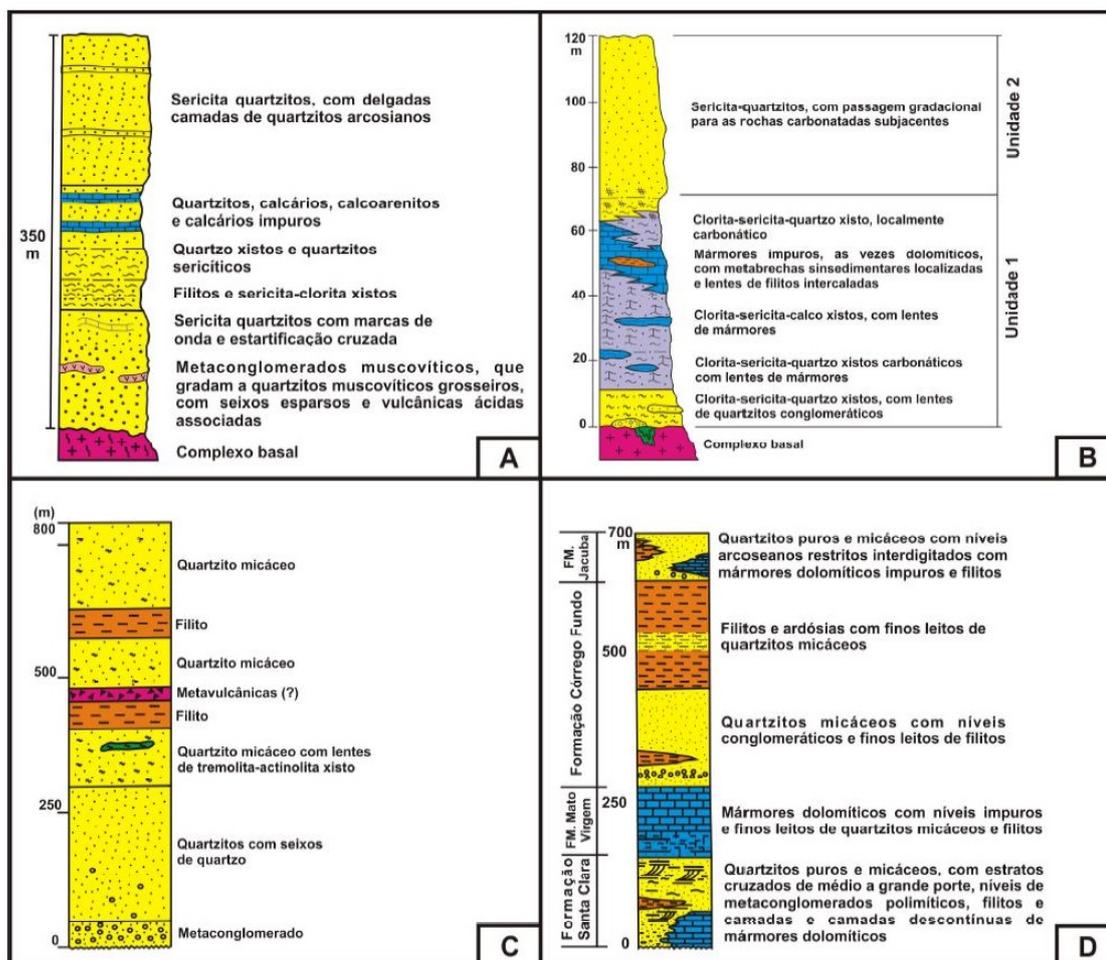


Figura 2.5 – Comparação entre colunas litoestratigráficas do Grupo Natividade modificadas por Saboia (2009). A) modificado de Costa *et al.*(1976); B) modificado de Correa Filho & Sá (1980); C) modificado de Costa *et al.* (1984) ; D) modificado de Gorayeb *et al* (1988).

de rochas de diferentes formações gerou o fluido hidrotermal, que carregou *Au* e metais complexados através de falhas, fraturas e zonas de cisalhamento. Sendo que os processos de transporte do ouro como lixiviação são mais comuns em estruturas de primeira ordem tais como a zona de cisalhamento de Cruz das Almas. Em estruturas de segunda ordem ocorre devido à precipitação de metais com o minério hospedado em veios de quartzo.

Os processos químicos entre elementos transportados em soluções fluidas e rocha (metassomatismo) podem acarretar reações hidrotermais de hidrólise, sulfetação, cloritização entre outras reações; que estão associadas ao ouro e podem ser identificadas pelo método de Polarização Induzida (IP). Na fase mais avançada da alteração hidrotermal a paragênese é composta de sulfetos, principalmente pirita, associados ao ouro.

A sombra de pressão explicada no tópico 2.3.1.1 (Granito Príncipe) é considerada como uma zona de alívio na qual o ouro se deposita com a diminuição da pressão. Visto que o Granito age como um obstáculo (*trap*), o fluido concentra-se na zona de alívio

devido a maior resistência ao fluxo. Os sulfetos, que fornecem boa resposta ao método IP, se precipitam por meio da reação com as rochas tonalíticas-granodioríticas da Suíte Rio do Moleque e está associado à percolação do Au em veios mineralizados (Corrêa, 2014).

2.3.3 Controle Estrutural

O Depósito de Príncipe está inserido em um sistema transcorrente dúctil-rúptil. A região de interesse (hidrotermalitos) é bastante afetada pelo intemperismo e é pouco resistente a esta atividade. Corrêa & Sousa (2012) identificou estruturas nas rochas da Suíte Rio do Moleque, que apresentam fases deformacionais iguais.

Nas rochas da região de aquisição, assim como nas do Granito Príncipe e da Suíte Rio do Moleque, as falhas e veios descontínuos estão preferencialmente direcionados na direção N-S, acompanhados de veios menores na direção E-W.

Corrêa & Sousa (2012) definiram os eventos de fases de deformação de uma área na qual a região de estudo aqui descrita está inserida. Os eventos foram definidos como D_n , D_{n+1} e D_{n+2} . Sendo o segundo evento dividido em duas fases de deformação, F_1 e F_2 .

D_n é o evento mais antigo e contém lineamento com atitude para norte e foliação de baixo ângulo, esse evento não foi encontrado pelos autores na área de estudo deste trabalho. Após D_n ocorreu o evento D_{n+1} e foi observada foliações miloníticas com grandes ângulos e metamorfismo regional em fácies xisto verde, na zona da biotita. Este evento atingiu o embasamento, a Suíte Rio do Moleque e o Granito Príncipe, além das rochas supracrustais do Grupo Natividade.

As duas fases de deformação do evento D_{n+1} foram chamadas de F_1 e F_2 . A primeira é caracterizada por metamorfismo em fácies Xisto Verde, foliação milonítica de médio e alto ângulo com direção NS, lineação de estiramento com alto ângulo de mergulho no domínio Rúptil-dúctil, esta fase não é identificada próxima à região deste trabalho. A fase F_2 , por sua vez, é encontrada próxima a leste da Zona de Cisalhamento Cruz das Almas. A fase F_2 possui zonas de deformação mais suaves (*Low Strain*) e zonas mais intensas (*High Strain*). A primeira apresenta foliações do tipo clivagem espaçada e plano axial, dobramento assimétrico com vergência para leste e crenulação da foliação D_n . A segunda fase, por sua vez, contém foliação milonítica de alto ângulo, lineação de estiramento sub-horizontal direcionado para NNE e metamorfismo fácies Xisto Verde. As regiões próximas à Príncipe apresentam zonas de *high strain* e no Granito Príncipe ocorre uma mudança gradual na deformação, no sentido E-W. Logo, ocorrem regiões com foliações e outras com granito milonitizado com xistosidade.

O último evento, D_{n+2} é rúptil-dúctil e pode ocorrer devido reativação de estruturas mais antigas. Em algumas localidades, D_{n+2} está caracterizado por formação de cataclasitos por meio de brechação e *tension gashes*.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 PROPRIEDADE ELÉTRICA DAS ROCHAS

A prospecção geolétrica é composta pelos seguintes métodos: potencial espontâneo (SP), resistividade, polarização induzida (IP), correntes telúricas/magnetotelúricas (MT), e eletromagnético, sendo os três primeiros conhecidos como métodos elétricos de prospecção (Gandolfo, 2007). Todos os três têm como finalidade estudar efeitos produzidos em decorrência do fluxo de corrente no subsolo, que pode ser tanto fluxo espontâneo quanto induzido.

Os métodos elétricos, portanto, são possíveis devido à variação de condutividade elétrica das rochas e minerais. Sendo que a corrente é conduzida no meio principalmente pela forma iônica (eletrolítica) e eletrônica. Na primeira forma de condução elétrica (iônica), o fluxo de corrente aplicado no meio ocorre através do movimento de íons livres presentes nos fluidos que preenchem os vazios do material geológico, como por exemplo, poros, fraturas e falhas. A condutividade eletrônica dá-se pela passagem de corrente em materiais com alta densidade de elétrons livres e ocorre na matriz da rocha tais como os metais maciços.

A condutividade eletrolítica é a mais comum nos materiais. Embora, a condutividade eletrônica apresente sua importância em meios com presença de minerais condutivos tais como sulfetos e grafite, situação comum na mineração.

A variação nos valores de resistividade para um mesmo material geológico (Figura 3.1) aumenta a necessidade de um estudo apurado da mineralogia da região de interesse assim como o material presente no solo e da presença de fluidos nos poros.

Rochas ígneas e metamórficas se comportam como materiais mais resistivos quando comparados com as rochas sedimentares. A resistividade dessas rochas irá depender da percentagem de fraturas preenchidas por fluido. Sendo assim, em um mesmo material deste tipo, a variação nos valores de resistividade podem variar entre 1000 ohm.m e 10 milhões ohm.m, característica importante na detecção de zonas fraturadas (Loke, 1999).

Por outro lado, as rochas sedimentares apresentam valores variando de algumas dezenas a aproximadamente 10000 ohm.m (Loke, 1999). Esses valores irão variar com a presença de fluido nos poros e salinidade. A lei de Archie (eq. 3.1) relaciona a resistividade de uma rocha porosa como as sedimentares e o fator de saturação de fluido, a lei é aplicada principalmente para rochas sedimentares com pouco conteúdo de argila, devido a maior

complexidade da equação aplicada para material argiloso.

$$\rho = a\rho_w\Phi^{-1} \tag{3.1}$$

sendo, ρ a resistividade da rocha, ρ_w a resistividade da água, Φ a fração da rocha preenchida com fluido, m e a parâmetros empíricos (Keller & Frischknecht, 1966).

Para a mineração é importante observar a variação nos valores de resistividade para diferentes minérios. Sulfetos metálicos tais como pirrotita, galena e pirita apresentam valores menores que 1 ohm.m. Outro fator importante para o estudo em questão é o fato do minério ser disseminado ou maciço, visto que os valores de resistividade e cargabilidade são diferentes em ambas as situações. Por fim, a maioria dos óxidos, tais como hematita, são condutores, exceto a magnetita.

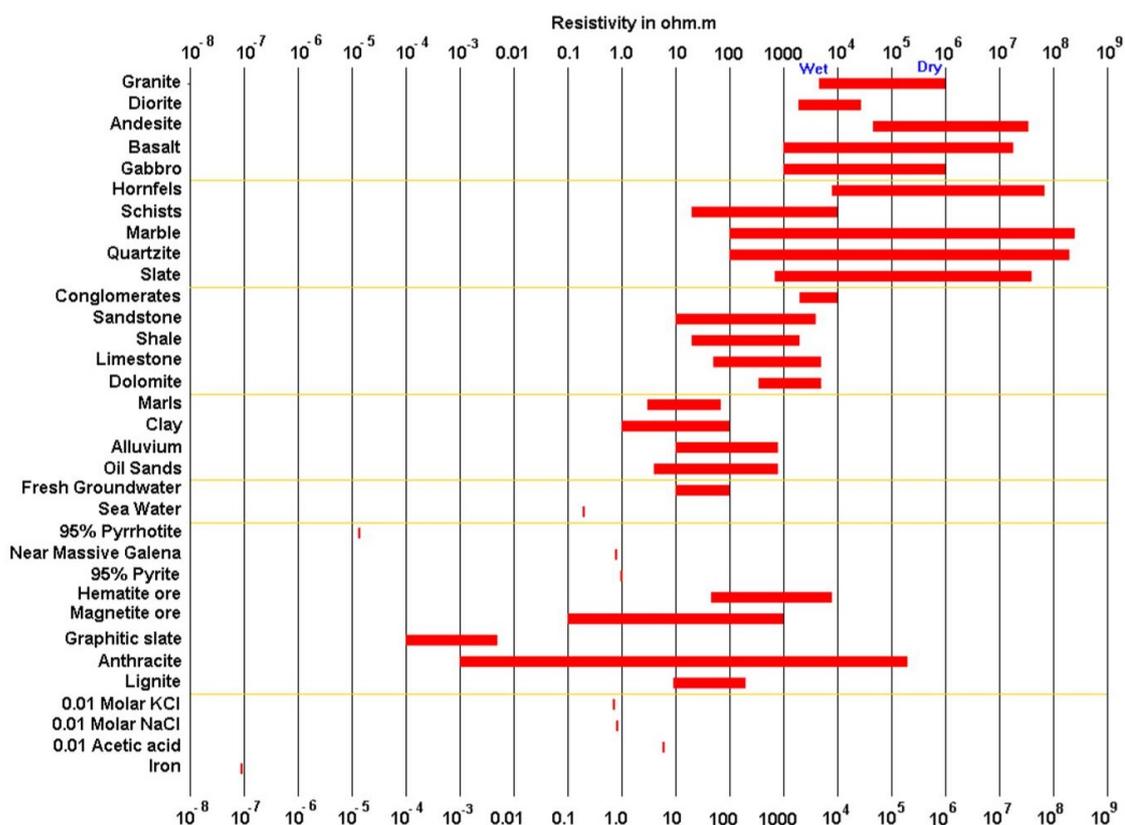


Figura 3.1 – Variação nos valores de resistividade das rochas, solos e minerais (Fonte: Loke, 1999).

3.2 EQUAÇÕES DE MAXWELL

A teoria física conhecida como eletromagnetismo foi concretizada por meio da unificação dos fenômenos elétrico, magnético e ótico. James Clerk Maxwell, matematicamente, descreveu a teoria a partir das leis de Coulomb, Gauss, Ampère e Faraday.

As equações de Maxwell podem ser representadas tanto pela forma integral quanto pela diferencial. Essa última é utilizada para simplificar a resolução de problemas geofísicos. As próximas seções irão abordar o processo utilizado por Rijo (2001) para explicar as equações de Maxwell utilizando os operadores rotacional e divergência.

3.2.1 Teorema de Stokes e Teorema de Gauss

A transição das equações de Maxwell da forma integral para a diferencial é feita por intermédio dos Teoremas de Stokes e de Gauss, explicados a seguir.

O teorema de Stokes é uma generalização do teorema de Green para três dimensões. Ou seja, o primeiro relaciona a integral de superfície S (aberta e orientada) com a circulação de um campo vetorial ao redor da borda ∂S . Sendo assim, a integral de superfície da componente normal do rotacional de um campo vetorial \mathbf{f} é igual a integral de linha da componente tangencial de \mathbf{f} ao longo da fronteira ∂S . A equação, portanto pode ser definida por:

$$\int_S (\nabla \times \mathbf{f}) \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = \int_{\partial S} \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{t}} dl \quad (3.2)$$

Sendo $\hat{\mathbf{n}}$ o vetor unitário normal à S e $\hat{\mathbf{t}}$ o vetor tangencial a borda ∂S . O teorema de Stokes é utilizado na relação entre integral de superfície e rotacional para as leis Faraday e Ampère.

O teorema de Gauss enuncia que o fluxo total de algum fluido através de uma superfície fechada é a soma de todas as fontes referentes a essa superfície. Ou seja, em termos matemáticos podemos descrever o fluxo pela equação 3.3, onde V é uma região fechada, na qual a fronteira é ∂V e $f(x,y,z)$ o campo vetorial contínuo com derivadas diferenciais de primeira ordem contínuas que contém V inserido no espaço.

$$\int_V (\nabla \cdot \mathbf{f}) dV = \int_{\partial V} \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} ds \quad (3.3)$$

O teorema de Gauss é utilizado na relação entre integral de linha e divergência para as leis de Gauss e Coulomb.

3.2.2 Lei de Coulomb

Em 1784 Charles Augustin de Coulomb estuda a interação entre partículas carregadas, concluindo que, assim como na lei da atração gravitacional, duas cargas elétricas pontuais exercem forças entre si quando submetidas ao vácuo. Porém, diferente da força gravitacional, a força elétrica pode ser atrativa ou repulsiva e a sua intensidade é inver-

samente proporcional ao quadrado da distância e proporcional ao produto da intensidade das cargas. Sendo assim, a força de Coulomb é expressa vetorialmente pela forma:

$$\vec{F}(\mathbf{r}) = \frac{(q_1q)}{4\pi\epsilon r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (3.4)$$

sendo ϵ a permissividade elétrica do vácuo, q e q_1 as cargas puntiformes e $\hat{\mathbf{r}}$ o vetor unitário na direção do vetor \mathbf{r} .

Visto que o campo eletrostático gerado por uma carga pontual de prova q_1 , em um sistema inercial e em repouso, é igual à força dividido pela carga. Obtemos, portanto a equação:

$$\vec{E}(\mathbf{r}) = \frac{(q_1)}{4\pi\epsilon r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (3.5)$$

Multiplicando a equação por $4\pi\epsilon r^2 \hat{\mathbf{r}}$ em ambos os lados, obteremos:

$$4\pi\epsilon r^2 \vec{E} \cdot \hat{\mathbf{r}} = q_1 \quad (3.6)$$

Como $4\pi r^2$ é a área de uma esfera de raio r . A equação pode ser reescrita em termos de uma integral de superfície ∂V da esfera de raio R . Sendo que o fator $\epsilon \vec{E}$ é interpretado como o fluxo do campo, normal a superfície da esfera.

$$\int_{\partial V} (\epsilon \vec{E}) \cdot \hat{\mathbf{r}} \cdot ds = q_1 \quad (3.7)$$

A equação 3.7 é rebuscada levando em consideração as observações de Gauss. A mesma é válida para qualquer superfície fechada com uma distribuição de densidade de carga igual a $\rho(x,y,z)$. Logo obtemos a equação:

$$\int_{\partial V} (\epsilon \vec{E}) \cdot \hat{\mathbf{r}} \cdot ds = \int_V \rho dv \quad (3.8)$$

Sendo que V é uma região hipotética, limitada por uma superfície fechada ∂v . Aplicando o teorema de Gauss (eq. 3.3) na lei de Coulomb (eq. 3.8) e supondo que $\epsilon \mathbf{E}$ e ρ sejam funções contínuas, finalmente obtemos a Lei de Coulomb em sua forma diferencial:

$$\nabla \cdot \epsilon \vec{E} = \rho_f \quad (3.9)$$

Visto que a equação 3.9 se trata de um divergente, esta fornece o fluxo do campo numa superfície fechada (Stratton, 1941).

3.2.3 Lei de Ampère

As observações de Hans C. Oesterd foram de extrema importância para a explicação do eletromagnetismo. A primeira ressalva foi o fato de haver uma força azimutal sobre a agulha de uma bússola, quando posicionada próxima a um fio retilíneo com corrente estacionária. A segunda observação foi a mudança na polaridade da bússola quando trocado o sentido da corrente elétrica.

Ampère propôs a existência de uma força gerada quando dois fios são alocados paralelamente. Sendo que ambos se atraem quando a corrente elétrica estacionária é submetida no mesmo sentido e se repelem quando submetidas em sentidos opostos. Ampère, portanto, quantifica a relação de força entre o elemento com corrente $I_1 \Delta l_1 \hat{t}_1$ de um circuito C_1 e um outro elemento com corrente $I_2 \Delta l_2 \hat{t}_2$ de um circuito C_2 , pela equação 3.10. Sendo \mathbf{I} a corrente estacionária e dl o incremento elementar do comprimento do fio.

$$F_{12} = I_2 \int_2 dl_2 \hat{t} \times \vec{B} \quad (3.10)$$

Visto que

$$\vec{B} = \frac{\mu_0 I_1}{4\pi} \int_{C_1} \frac{dl_1 \hat{t}_1 \times (r_2 - r_1)}{|r_2 - r_1|^3} \quad (3.11)$$

Essas duas equações relacionam uma força devido à ação de um campo vetorial \vec{B} , chamado de densidade de fluxo magnético

Visto que a simetria da linha de corrente da equação 3.11 é radial e que há infinitas linhas de corrente com densidade igual a \vec{J} , na seção S (borda ∂s), com direção z, temos a equação 3.12 por superposição. Essa forma da lei de Ampère foi feita levando em conta que a densidade de corrente \vec{J} varia com o tempo, ou seja, não é estacionária.

$$\int_{\partial s} \frac{\vec{B}}{\mu_0} \cdot \hat{t} dl - \int_S \frac{\partial}{\partial t} \epsilon \vec{E} \cdot \hat{n} ds = \int_S \vec{J} \cdot \hat{n} ds \quad (3.12)$$

Aplicando o teorema de Stokes na integral do lado esquerdo da equação 3.12 obtemos a forma diferencial:

$$\nabla \times \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \frac{\partial \epsilon \vec{E}}{\partial t} = \vec{J}_f \quad (3.13)$$

Essa última equação é importante para o entendimento do método Indução Polarizada. O fluxo de corrente elétrica gera o campo magnético por dois tipos de fluxo. O primeiro fluxo é conhecido como ôhmico e é representado na equação por \vec{J}_f ; neste caso não há obstáculo para as cargas e os elétrons fluem livremente. O segundo fluxo é chamado de corrente de deslocamento e é representado por $\frac{\partial \epsilon \vec{E}}{\partial t}$, neste caso um campo elétrico é gerado e impede o fluxo de corrente livre.

3.2.4 Lei de Gauss

A lei de Coulomb se utiliza do fato que o fluxo elétrico é gerado por cargas isoladas. A lei de Gauss, por sua vez, considera que não há fontes de cargas elétricas isoladas. Logo, a integral que representa o fluxo através de uma superfície fechada é representada por:

$$\Phi = \oint \vec{E} \cdot d\vec{s} = \frac{q}{\epsilon} \quad (3.14)$$

Sendo Φ o fluxo elétrico de uma superfície fechada de área \mathbf{S} . Lembrando que os elementos de área $d\vec{s}$ e os vetores unitários estão direcionados para fora da superfície. Portanto, o fluxo elétrico é positivo para áreas nas quais o campo elétrico está direcionado para fora da superfície.

Para a utilização do campo magnético, Gauss parte do preceito que não existe fonte magnéticas isoladas. Sendo assim, o fluxo magnético através de uma superfície fechada é igual a zero e representado matematicamente por:

$$\int_{\partial V} (\mu \vec{H}) \cdot \hat{r} \cdot ds = 0 \quad (3.15)$$

Sendo μ a permeabilidade magnética do meio e \vec{H} o campo magnético. Para a representação diferencial, utiliza o teorema de Gauss e obtemos:

$$\nabla \cdot \mu \vec{H} = 0 \quad (3.16)$$

Essa lei mostra que o fluxo do campo magnético é igual a zero para qualquer superfície fechada. Isso ocorre, pois o fluxo magnético total em uma superfície fechada é proporcional ao dipolo magnético presente no interior da superfície, sendo a carga total igual a zero. Esse fenômeno pode ser observado pelo fato da não existência de polos magnéticos separados na natureza, ou seja, existem apenas dipolos magnéticos.

3.2.5 Lei de Faraday

A lei de Faraday foi fundamentada com a observação de que a variação no campo magnético gera corrente elétrica. Após a descoberta da origem de um campo magnético a partir de corrente elétrica, Faraday provou que o processo inverso também ocorre. Experimentos com bobina receptora e dois imãs mostrou que há presença de corrente elétrica quando a bobina é inclinada entre os dois imãs.

Estudando a relação entre a variação temporal de linhas de fluxo de campo magnético e voltagem gerada na bobina receptora, Faraday conclui que o sinal da voltagem é

oposto ao fluxo e é traduzida matematicamente por:

$$\Delta V = -\frac{\partial}{\partial t} \int_S \vec{B} \cdot \hat{n} ds \quad (3.17)$$

sendo S a área contornada pela bobina. Visto que na eletrodinâmica o potencial eletrostático ΔV pode ser definido como:

$$\Delta V = \int_C \vec{E} \cdot \hat{t} dl \quad (3.18)$$

A proposta de Faraday foi generalizada por Maxwell para uma superfície aberta orientada qualquer. Sendo assim, Maxwell não se limita a bobinas e a circuitos reais e apresenta a equação 3.19 para um espaço preenchido pelos campos elétrico (\vec{E}) e a densidade de fluxo (\vec{B}) em que ∂s é a fronteira da superfície S.

$$\int_{\partial s} \vec{E} \cdot \hat{t} dl + \frac{\partial}{\partial t} \int_S \vec{B} \cdot \hat{n} ds = 0 \quad (3.19)$$

Aplicando o teorema de Stokes para a ultima equação obteremos a lei de Faraday na forma diferencial:

$$\nabla \times \vec{E} - \frac{\partial \mu \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (3.20)$$

3.2.6 Relações Constitutivas

A relação dos campos \vec{E} , \vec{B} , \vec{D} , e \vec{H} com o meio físico é de extrema importância para o estudo geofísico. Considerando que as rochas se comportam como meio simples podemos definir as seguintes relações:

1. A relação entre a densidade de corrente elétrica (\vec{J}) e o campo elétrico (\vec{E}) é chamada de lei de ohm. Essa lei descreve a condutividade (σ) do material, que é a capacidade de uma corrente elétrica fluir em um material. O inverso da condutividade é chamado de resistividade (ρ)

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.21)$$

2. A relação entre a o campo elétrico (\vec{E}) e o campo macroscópico chamado de densidade de fluxo magnético (\vec{D}) é diretamente proporcional a uma constante chamada permissividade dielétrica (ϵ). Essa propriedade está relacionada com a possibilidade de ocorrência de polarização dielétrica.

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (3.22)$$

3. A última relação é entre o campo magnético \vec{H} e o campo de densidade de fluxo magnético \vec{B} . A equação 3.23 propõe uma constante chamada de permeabilidade magnética μ

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.23)$$

Por fim, Maxwell juntou as leis de Coulomb, Ampère, Gauss e Faraday. Sendo a formulação diferencial com seus parâmetros físicos expostos pelas equações:

$$\nabla \cdot \epsilon \vec{E} = \rho_f \quad (3.24)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \vec{J}_f \quad (3.25)$$

$$\nabla \cdot \mu \vec{H} = 0 \quad (3.26)$$

$$\nabla \times \vec{E} - \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (3.27)$$

3.3 ELETORRESISTIVIDADE

O método da eletrorresistividade se baseia na medição de um potencial elétrico em um material geológico. A partir deste potencial, a resistividade do material, submetido a um campo elétrico, pode ser calculada. Conseqüentemente, a separação de pacotes geológicos, delimitação de zona de saturação e zonas de metais disseminados ou maciços podem ser distinguidos, devido a diferença de resistividade dos materiais.

3.3.1 Fator Geométrico

A lei de Ohm ($U = iR$) é um dos pilares da eletrorresistividade. A mesma foi desenvolvida a partir da observação de que a corrente é proporcional a força eletroscópica de um circuito, que era gerada por pilhas voltaicas. Essa força foi posteriormente chamada de voltagem (Rijo, 2001).

A equação (3.28) descreve o fluxo de corrente continua em uma subsuperfície segundo a lei de Ohm, sendo que \vec{J} é o vetor representado pelo fluxo de corrente, \vec{E} o campo magnético e σ a condutividade do meio.

$$\vec{J} = \vec{E} \cdot \sigma \quad (3.28)$$

A condutividade σ é a facilidade com a qual a carga elétrica flui através do meio. A resistividade (ρ) é o inverso da condutividade e o campo elétrico é o gradiente do potencial, logo, a equação 3.28 é reescrita como:

$$\vec{J} = \frac{\nabla V}{\rho} \quad (3.29)$$

Por definição, a intensidade de corrente que atravessa um tubo com área S e comprimento l é igual a:

$$i = \int_S \vec{J} \cdot \hat{n} \cdot dS \quad (3.30)$$

logo,

$$dV = \frac{i}{\sigma S} \cdot dl \quad (3.31)$$

dV é uma pequena diferença entre dois pontos de modo que

$$V_a - V_b = R \cdot I \quad (3.32)$$

Substituindo 3.31 em 3.32 obtemos:

$$R = \frac{l}{\sigma S} = \rho \left(\frac{l}{S} \right) \quad (3.33)$$

Na aquisição são utilizados dois eletrodos de corrente (A e B) para introduzir corrente no subsolo e outros dois potenciais (M e N) para medir a diferença de potencial em um ponto, como pode ser observado na figura 3.2. A corrente flui como se fosse na metade de uma esfera, portanto, a área S é calculada como $A = 2\pi r^2$. Como o objetivo do método é adquirir valores para a resistividade aparente entre os eletrodos, então a condutividade é trocada pela resistividade e obtemos a equação a seguir:

$$\rho = \frac{R \cdot S}{l} \quad (3.34)$$

Considerando que o meio é homogêneo e isotrópico, a disposição de eletrodos representada pela figura 3.2, apresentará uma superfície equipotencial em forma de semi-esfera e a equação 3.34 ficará igual a:

$$R = \frac{\rho}{2\pi r} \quad (3.35)$$

Consequentemente, teremos uma diferença de potencial (ddp) no eletrodo M e outra no N:

$$V_M = (I \cdot \frac{\rho}{2\pi}) \cdot (\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}) \quad (3.36)$$

$$V_N = (I \cdot \frac{\rho}{2\pi}) \cdot (\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}) \quad (3.37)$$

Sendo a letra do eletrodo de corrente (A ou B) seguida da letra do eletrodo de potencial (M ou N) referente a distância entre os mesmos. Logo, teremos a equação da ddp entre os dois eletrodos de potencial:

$$\Delta V_{MN} = (I \cdot \frac{\rho}{2\pi}) (\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}) \quad (3.38)$$

A resistividade do meio será igual à:

$$\rho = K \cdot \Delta \frac{V}{I} \quad (3.39)$$

Sendo o fator geométrico (K) igual à

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (3.40)$$

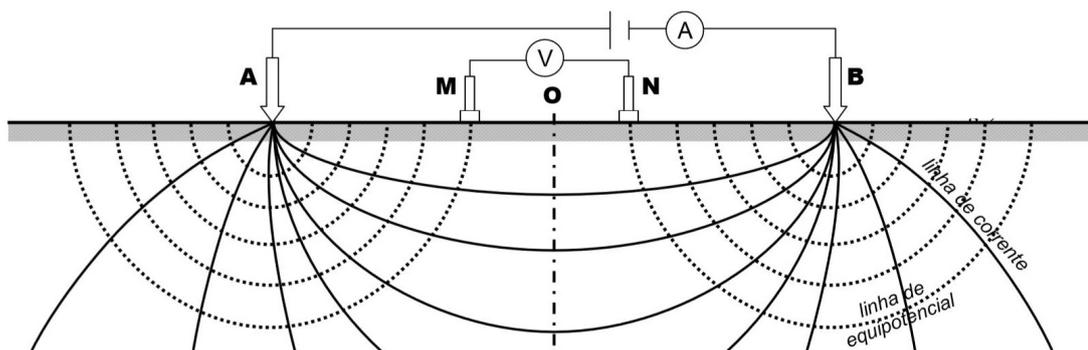


Figura 3.2 – Exemplo de arranjo com quarto eletrodos (Fonte: Braga, 2006).

Portanto, o método mede a resistividade do material geológico a partir de uma corrente introduzida no meio. Porém, este material não é homogêneo e por isso lidamos com resistividade aparente (ρ_a), que é uma média ponderada das resistividades reais de um pacote com diferentes materiais.

3.3.2 Técnicas de aquisição de dados

As técnicas de aquisição dos métodos geoeletricos de prospecção diz respeito à maneira na qual os eletrodos irão ser movimentados ao longo da superfície. As principais técnicas são Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Tomografia Elétrica ou Caminhamento Elétrico (CE).

A sondagem elétrica vertical (fig. 3.3) é utilizada principalmente em estudos que objetiva investigar variação de resistividade em profundidade. O estudo da SEV é feito a partir de anotações dos valores de resistividade em uma curva log. A mudança dessa curva indicará diferentes camadas, sendo possível obter análise em uma dimensão (1D). A investigação geológica utilizando a técnica SEV é em profundidade e a medida que os eletrodos de corrente A e B são afastados um do outro, a profundidade aumenta em relação a um ponto lateralmente fixo.

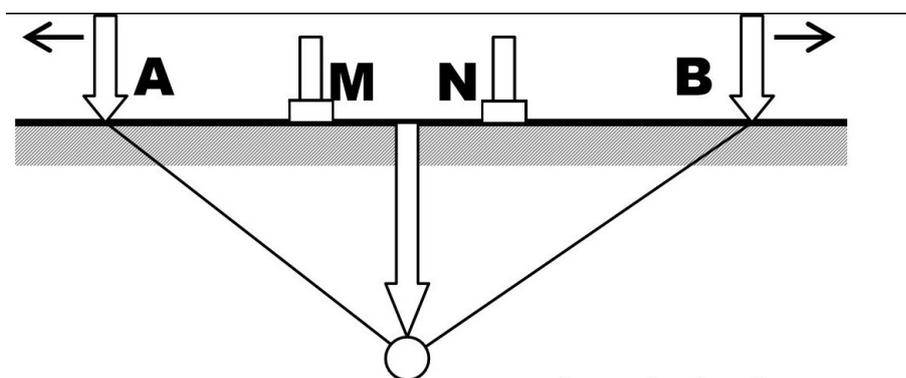


Figura 3.3 – Técnica de aquisição SEV (Fonte: Braga, 2006).

Diferente da SEV, a técnica do caminhamento elétrico (CE) é utilizada para determinar discontinuidades laterais, como por exemplo: zonas mineralizadas, fraturas, e diques. O CE é conduzido em contextos mais complexos, pois a mesma é bidimensional e mais confiável que a SEV. A figura 3.4 demonstra como que os eletrodos são deslocados em uma determinada direção, ao passo que quando aumentada a distância entre os mesmos, dados em maiores níveis de investigação são obtidos. A maneira como os eletrodos são espaçados para se obter maiores níveis é realizada a partir dos diferentes tipos de arranjos, explicados na próxima seção.

3.3.3 Arranjos de eletrodos

A escolha do arranjo é de extrema importância na identificação do alvo de interesse. Sendo que os mais utilizados são: Wenner, dipolo-dipolo, Wenner-Schlumberger, polo-polo e polo-dipolo (figura 3.5). O fator geométrico, explicado na seção (3.3.1), irá influenciar diretamente nos resultados. Logo, as considerações mais importantes a serem observadas na escolha são: profundidade de investigação, sensibilidade à variações de resistividade lateral/vertical e razão sinal/ruído.

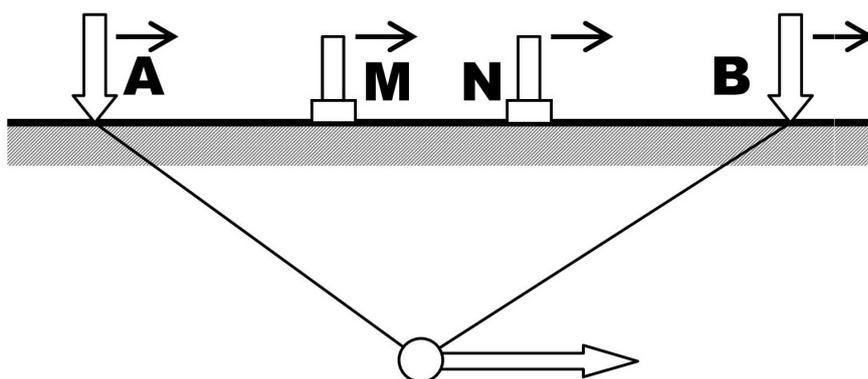


Figura 3.4 – Técnica de aquisição CE (Fonte: Braga, 2006).

O arranjo Wenner (figura 3.5-a) é bastante utilizado na técnica do caminhamento elétrico e possui três variantes: Wenner alpha, beta e gama. O primeiro está demonstrado na figura, sendo que os outros dois são apenas diferentes combinações entre eletrodos. A maneira de separar os eletrodos continua a mesma para os três tipos, sendo que a distância “a” permanece fixa durante o caminhamento e posteriormente aumenta. A partir do perfil de sensibilidade é possível observar que o arranjo apresenta contornos horizontais abaixo do centro do arranjo. Conseqüentemente, o arranjo é sensível a mudanças verticais como a determinação de zonas de contato. A profundidade atingida é moderada e apresenta sinal forte, fato que pode prevalecer o arranjo em uma área ruidosa.

No arranjo Dipolo-dipolo, o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB) é igual a uma distância “a”, o par de eletrodos de potencial (MN) apresentam a mesma distância, inicialmente fixa (figura 3.5-b). Os dois pares são separados entre si por uma constante “n”, que é aumentada com a necessidade em se obter maiores profundidades. Este é um arranjo com sensibilidade satisfatória para mudanças horizontais. Além do mais, apresenta baixo ruído relacionado ao acoplamento eletromagnético e, portanto, é amplamente utilizado em aquisições de IP (Loke, 2004).

O arranjo Schlumberger (figura 3.5-c) apresenta o par de eletrodos de potencial fixo no centro do arranjo e com uma distância fixa entre ambos. Nos extremos, há um eletrodo de corrente em cada extremidade, que são separados a cada medida. Este arranjo é muito utilizado para a realização da técnica da SEV, visto que cada medida é realizada abaixo da anterior.

O intuito inicial do arranjo polo-polo seria utilizar apenas um eletrodo de corrente e um de potencial. Porém, essa configuração não existe e uma maneira de se aproximar deste caso é posicionando outros eletrodos de corrente e de potencial a uma grande distância do centro. Essa distância é considerada satisfatória como 20 vezes a distância “a” entre o par de eletrodos posicionado no centro do arranjo (figura 3.5-d). Assim como o dipolo-dipolo, esse arranjo supre o problema de erro relacionado ao acoplamento eletromagnético, porém exige uma grande quantidade de corrente elétrica para suprir o espaçamento. Outro

problema do arranjo são os ruídos telúricos provocados devido a grande distância entre os eletrodos de potencial.

O arranjo polo-dipolo (figura 3.5-e) apresenta um par de eletrodos de potencial separados por uma distância “a”. Um dos eletrodos de corrente (A) é posicionado no infinito e um outro (B) é deslocado por uma distância “na”. Este arranjo apresenta resolução lateral satisfatória, com sinal melhor que o do dipolo-dipolo. Porém, devido a sua natureza assimétrica, a interpretação dos dados torna-se mais complexa. Loke (2004) sugere repetir as medidas de maneira reversa ao arranjo para remover a natureza assimétrica dos resultados, porém esse procedimento levaria um tempo maior que o normal.

Dahlin & Zhou (2004) comparam a resolução e eficiência dos resultados de resistividade 2D utilizando oito arranjos. Os autores aferem que para regiões onde o alvo geológico é verticalizado, como é o caso das zonas mineralizadas em veios de quartzo ou disseminados na rocha, o melhor arranjo é Dipolo-dipolo.

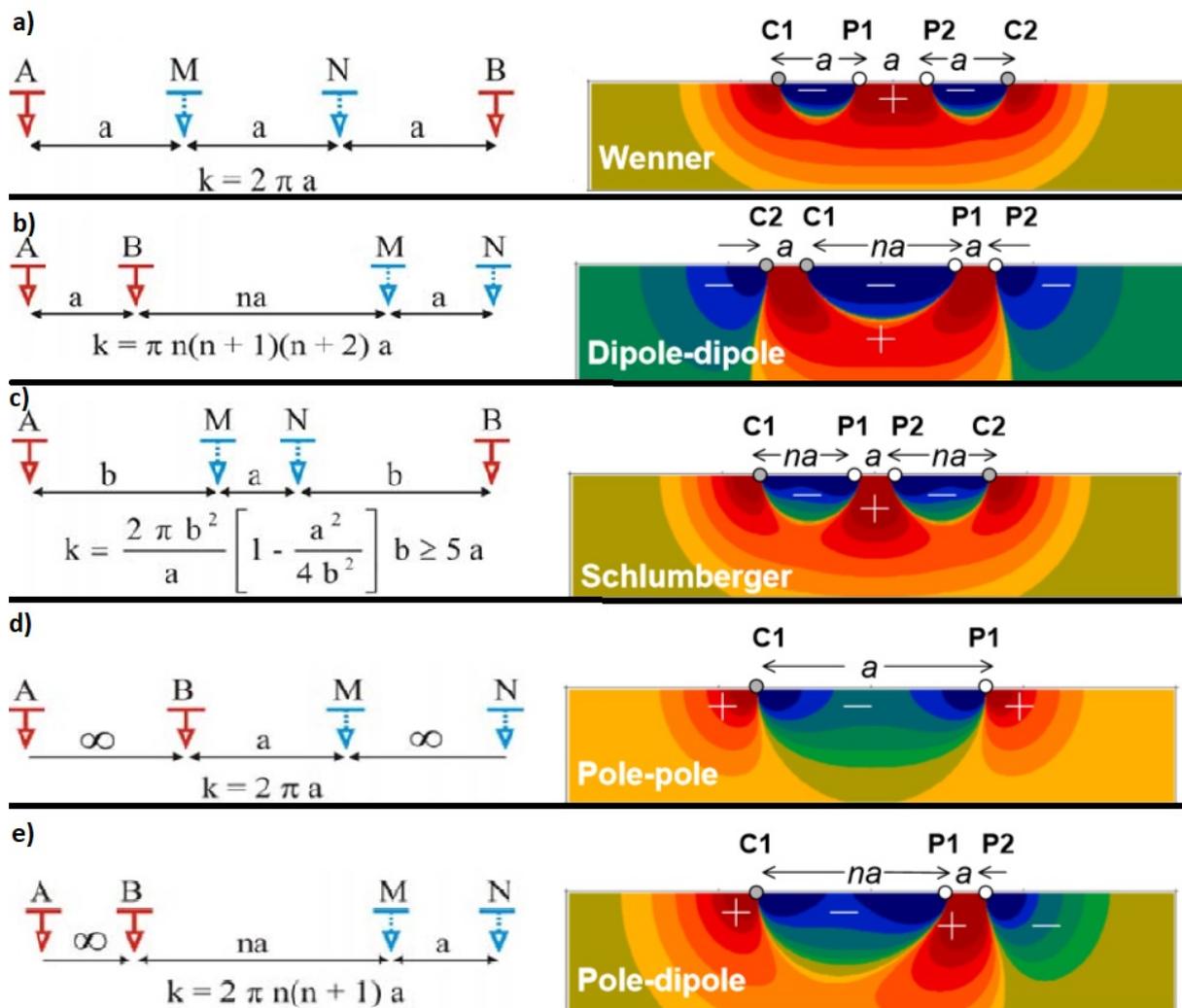


Figura 3.5 – Primeira coluna: arranjos comumente usados na aquisição de dados de eletrorresistividade e seus respectivos fatores geométricos (k), sendo que os eletrodos de corrente são representados por A e B e os de potencial por M e N. Segunda coluna: sensibilidade para cada arranjo. Arranjos: a) Wenner, b) Dipolo-Dipolo, c) Schlumberger, d) Polo-Polo, e) Polo-Dipolo (Fonte: adaptado de Loke, 2004 e Dahlin & Zhou, 2004).

3.4 POLARIZAÇÃO INDUZIDA (IP)

A Polarização Induzida é um fenômeno físico causado pela resposta da corrente elétrica no material geológico após ser desligada. Em outras palavras, o método refere-se a capacidade do material em armazenar carga elétrica. Este fenômeno pode ser estudado através da curva de decaimento do potencial após atingir a sobretensão (domínio do tempo) ou pela resposta que o material apresenta quando submetido à diferentes frequências, sendo que a impedância elétrica diminui com o aumento da frequência (domínio da frequência).

O método IP é bem difundido na exploração mineral, principalmente por se tratar de um método sensível à certos minerais metálicos em baixas concentrações. De acordo

com Summer (1976), corpos de sulfeto disseminado com concentrações de minerais metálicos iguais a 0,5% podem ser o suficiente para apresentar anomalia, sendo que a resposta aumenta com a mineralização. Por outro lado, as aquisições de resistividade poderiam esconder o sinal de interesse quando o objeto principal está relacionado a minerais disseminados.

3.4.1 Fontes de efeito IP

Quando a corrente elétrica é aplicada na subsuperfície, parte da energia elétrica é estocada na rocha. O armazenamento dessa energia pode ocorrer por dois efeitos: polarização de membrana e polarização de eletrodo.

A polarização de membrana (eletrolítica) é mais utilizada em estudos hidrogeológicos, devido à presença de íons em argilo-minerais de uma rocha porosa com poucos minerais metálicos. Este tipo de polarização ocorre devido à uma nuvem de cargas negativas na interface entre a rocha e o poro contendo fluido. Consequentemente, os íons positivos são atraídos e os negativos repelidos da interface. Quando uma corrente é aplicada sobre o sistema, os íons positivos fluem mais facilmente através da nuvem eletrolítica e os negativos são retidos (Telford, et. al., 1990). Quando a corrente é cessada, os íons retornam ao seu estado inicial por meio da difusão dos íons, esse caminho elétrico é conhecido como Faradaico por envolver oxidação e redução, sendo este o fator gerador do efeito IP.

A polarização de eletrodo ocorre na presença de minerais metálicos, sendo este o alvo de estudo principal na geofísica aplicada à prospecção mineral. Os minerais presentes (maciços ou disseminados) são causadores de carga e descarga da camada dupla, assim como nos capacitores, gerando um caminho de natureza eletrocinética, do tipo não-faradáico. (Summer, 1976).

Na polarização de eletrodo, portanto, parte da corrente flui de maneira eletrolítica e outra de maneira eletrônica. Na primeira, a impedância associada com a transferência de elétron pode ser representada pela reação de resistência e a segunda pode ser representada como a variação da impedância de um simples capacitor (figura 3.6). Sendo que a sobrevoltagem (overvoltage) é a energia potencial extra e necessária para quebrar a barreira eletroquímica criada na polarização de membrana.

A impedância interfacial metal-eletrólito pode ser descrita da seguinte forma: Quando submetida a frequências maiores que 1000 Hz, a maior parte da corrente elétrica flui através da interface por meio não-faradáico, enquanto que o fluxo de corrente via caminho faradáico aumenta com a redução da frequência (Ward, 1990).

O ouro é comumente concentrado em veios de quartzo e, consequentemente, está associado a minerais sulfetados como a pirita. Anderson & Keller (1964) explicam que o

efeito IP em arenito rico em pirita cresce em parte a partir do efeito de polarização de eletrodo (sobrevoltagem) e outra a partir de polarização eletrolítica. Porém, no estudo aqui presente, apenas o primeiro efeito interessa e a identificação da pirita é possível apenas quando a polarização de sobrevoltagem exceder a eletrolítica. Esta condição é satisfeita quando houver mais que 10% de pirita na rocha. Portanto, os autores propõem o uso de baixa densidade de corrente para aumentar o efeito da polarização de interesse.

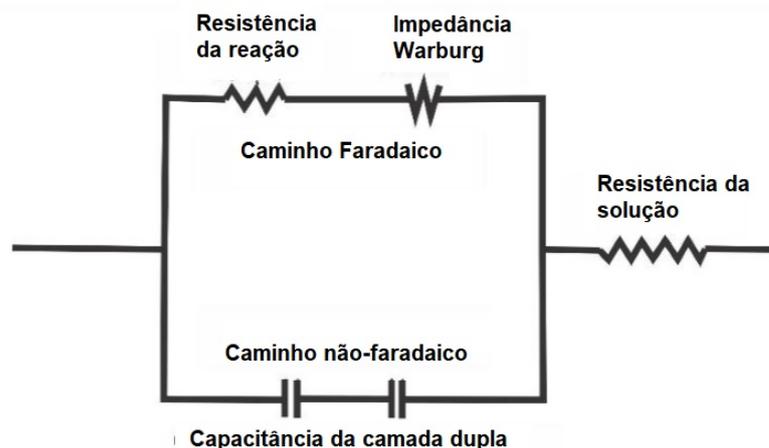


Figura 3.6 – Representação do circuito da polarização de eletrodo (Fonte: modificado de Summer, 1979).

3.4.2 Domínio do tempo (TD)

O método IP envolve medidas de impedância, com interpretação voltada às propriedades elétricas da geologia local. No domínio do tempo esta propriedade pode ser medida periodicamente com o sistema liga/desliga da corrente (*Eg.* Hohmann & Ward, 1981; Ward 1990).

Como pode ser observado na figura 3.7, a voltagem da polarização (V_p) decai até zero em um intervalo de tempo característico, sendo possível ser medida após a interrupção da corrente no subsolo. Quando a corrente é ligada novamente, a mesma leva o mesmo intervalo de tempo V_p para atingir o seu pico de voltagem.

A variável V_p é a sobrevoltagem (*overvoltage*), que nos instrumentos atuais não é registrada continuamente devido à inviabilidade instrumental. Como alternativa a essa limitação, o equipamento registra V_p em vários intervalos de tempo curtos. Posteriormente, a integral da curva V_t (figura 3.8) num intervalo de tempo, dividida por V_p fornece a cargabilidade (M) do meio polarizável (equação 3.41).

$$M = \frac{1}{V_p} \int_{t_1}^{t_2} V_t dt \quad (3.41)$$

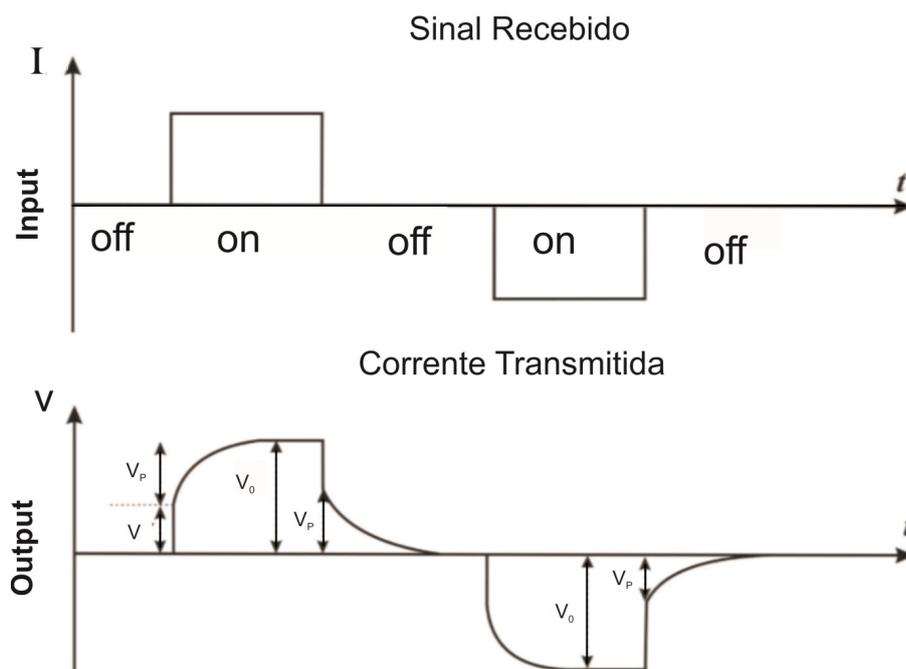


Figura 3.7 – Corrente emitida na forma quadrada com sistema on/off (parte superior) e resposta da carga e descarga do meio geológico medido em volts (parte inferior), sendo V_0 a voltagem total medida, V_p , a voltagem referente a polarização do meio e V a voltagem real.

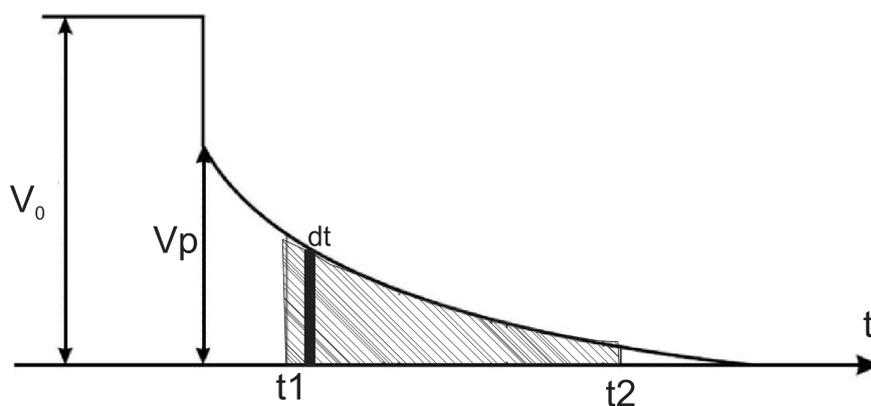


Figura 3.8 – Integração de curva de decaimento de potencial após período de relaxamento de corrente em um intervalo de tempo entre t_1 e t_2 .

O fator metal (FM) é mais comum de ser usado no domínio da frequência, porém é possível ser utilizado no domínio do tempo por meio da seguinte equação:

$$FM = \frac{1000M}{\rho_{DC}} \tag{3.42}$$

onde a cargabilidade M é dada em termos de milisegundos (Whitherly and Vyselaar, 1990)

3.4.3 Domínio da frequência (FD)

As aquisições no domínio da frequência podem ser realizadas por meio de medidas de fase ou amplitude. Em muitos casos, o comportamento IP para rochas mineralizadas pode ser aproximado pelo circuito mostrado na figura 3.9. A componente R_{dc} do circuito representa o comportamento da condução iônica resistiva em caminhos de corrente em uma parte não mineralizada próxima a minerais metálicos. O resistor R_b , por sua vez, pode ser comparado à resistência devido aos caminhos de condução bloqueados dentro da parte mineralizada da rocha, e o capacitor C pode ser associado com a capacitância da dupla camada e a impedância *Warburg* (Summer, 1976).

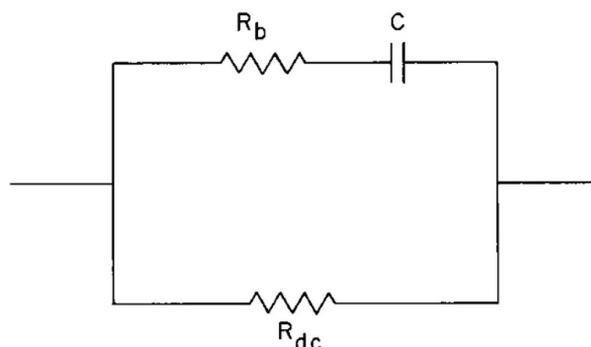


Figura 3.9 – Circuito representando o fenômeno IP (Summer, 1976)

Em baixas frequências, o capacitor é um circuito aberto e a resistência medida refere-se apenas ao R_{dc} . Por outro lado, em altas frequências, a resistência depende tanto de R_b quanto R_{dc} . Sendo assim, a mudança na resistência do circuito (impedância) é uma medida que leva em consideração o bloqueio de corrente com a mudança da frequência (f) de corrente. A impedância de um circuito em paralelo é definida por:

$$\frac{1}{Z_f} = \frac{1}{Z_{dc}} + \frac{1}{Z_b} \rightarrow Z_f = \frac{Z_b Z_{dc}}{Z_b + Z_{dc}} \quad (3.43)$$

Sendo, Z_{dc} e Z_b a impedância da componente dc e b respectivamente.

Visto que Z_b e Z_{dc} podem ser escritos em função de R_b e R_{dc} , como mostra as equações 3.44 e 3.45, então a equação 3.43 é substituída pela 3.46. Onde a frequência angular (ω) é igual a $2\pi f$, I é a intensidade de corrente e C a capacitância do circuito.

$$Z_b = R_b + \frac{1}{I\omega C} \quad (3.44)$$

$$Z_{dc} = R_{dc} \quad (3.45)$$

$$Z_f = \frac{R_{dc}(R_b + \frac{1}{I\omega C})}{R_{dc} + R_b + \frac{1}{I\omega C}} \quad (3.46)$$

Logo, o efeito da frequência (equação 3.47) é adotado como forma de estudar a variação de impedância em um meio geológico a partir de duas ou mais frequências de corrente e posteriormente correlacionar os dados com um meio que apresente zona mineralizada.

$$FE = \frac{Z_{f(min)} - Z_{f(max)}}{Z_{f(max)}} \quad (3.47)$$

Na equação anterior temos duas frequências, uma menor que tende a zero e outra maior que tende ao infinito, portanto, $Z_{f(min)}$ e $Z_{f(max)}$ é igual a Z_{dc} e Z_f , respectivamente. Portanto, se os termos das equações 3.45 e 3.46 forem substituídos na 3.47, a razão da equação 3.48 é obtida.

$$FE = \frac{R_{dc}}{R_b} \quad (3.48)$$

O método IP por meio de medições de amplitude se utiliza de duas frequências. A primeira e mais baixa (dc) apresenta maior período e conseqüentemente mais tempo para a voltagem transiente aumentar. A segunda frequência é mais alta (ac) e apresenta menor voltagem. Por fim, o PFE (*Percentual Frequency Effect*) ou percentual de frequência efetiva relaciona o aumento percentual entre ambas frequências (Equação 3.49).

$$PFE = \frac{\rho_{dc} - \rho_{ac}}{\rho_{ac}} \times 100 \quad (3.49)$$

Em termos práticos, o PFE é utilizado com ρ_{dc} no dominador, invés de ρ_{ac} , devido a sua maior correlação com a cargabilidade (M). O fator metal por sua vez diminui algumas ambigüidades tais como o fato de uma rocha muito metamórfica poder apresentar valores altos para o PFE, mesmo que não haja conteúdo metálico satisfatório. Portanto, o FE é dividido por ρ_{dc} e multiplicado por $2\pi \cdot 10^5$, logo o fator metal (M) (Eq. 3.50) apresenta uma boa escala e uma maior correlação com as zonas mineralizadas e sulfetadas.

$$MF = \frac{FE}{\rho_{dc}} \cdot 2\pi \cdot 10^5 \quad (3.50)$$

3.4.4 Revisão bibliográfica- IP

Valores negativos para IP são abordados de diferentes maneiras por diversos autores. Ward (1990) atribui os valores aos ruídos gerados por acoplamento eletromagnético, que são mais atribuídos à certos arranjos. Tais efeitos também são comuns em áreas com grandes variações laterais. Nabighian & Elliot (1976), por sua vez, utilizam modelos sintéticos para várias camadas e modelos reais para ilustrar os efeitos negativos. O primeiro caso utilizado pelos autores é relacionado à exploração de cobre porfírico no sudoeste

dos Estados Unidos para arranjo Wenner. O segundo caso envolve a exploração em áreas de cinturão canadense. Sendo assim os autores concluem que os efeitos negativos podem ser proeminentes em áreas em seções geoeletricas tais como as de tipo K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) e as de tipo Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).

Pittard & Bourne (2007) utilizou gravimetria e IP para estudar o depósito aurífero Centenary, em Leonora, no oeste da Austrália. O depósito está associado a sulfetos e é localizado em uma região magnética e dolerítica. Sendo assim, A gravimetria foi utilizada para delinear estruturas e o dolerito magnético. Arranjo dipolo-dipolo para IP e resistividade foram utilizados para detectar anomalias de cargaabilidade, sendo que modelos mostraram uma anomalia maior e mais deslocada da mineralização. Foi concluído que rochas contendo tanto magnetita quanto pirita pode gerar maiores anomalias IP que rochas contendo apenas pirita ou magnetita.

Legault (2016) utilizou EM aérea e resistividade/IP sobre depósitos de ouro epitermal e sulfetados na parte intermediária de Romero, República Dominicana. Os dados geoeletricos e magnéticos terrestres identificou zonas alvos de exploração, junto com mapeamento geológico e geoquímico. Dados eletromagnéticos de eixo-z (ZTEM) foram aplicados para reconhecimento e mapeamento de alteração em profundidade, além de estruturas de falhas regionais.

Ware (1979) fez pesquisa na mina Yerington do tipo cobre porfiritico. A mineralização principal da região (veios de quartzo, sulfetos Cu-Fe, magnetita e alteração de silicatos) está associada com sequencias complexas de intrusões pórfirica de quartzo monazito. Essa mineralização primária é interrompida por alteração e falhas subsequentes. Logo, a aquisições IP in-situ e de suscetibilidade magnética foram utilizadas para delimitar o padrão de mineralização em detalhe e foram bem correlacionadas com mapas geológicos.

Pinto (2017) e Ramos (2017) utilizaram, em diferentes trabalhos, métodos de Indução Polarizada para identificar zonas de mineralizações primárias em veios de quartzo sulfetados e disseminados em granitos, que ocorrem em sistemas de stockworks, disseminados em rochas alteradas, na cidade de Poconé- MT.

4 AQUISIÇÃO DE DADOS

Este capítulo é referente à etapa ocorrida durante o campo, entre os dias 19/08 e 22/08 de 2017. Três linhas para aquisição de dados de resistividade e IP foram conduzidas com o intuito de identificar as áreas mais suscetíveis as maiores concentrações de ouro. A posição e direção das aquisições foram estabelecidas pelo geólogo contratado pela mineradora (tabela 4.1). As linhas escolhidas para compor esse trabalho foram realizadas perpendicularmente ao lineamento regional (norte-sul). A estratégia de adquirir os dados perpendicularmente ao lineamento regional deve-se ao fato que dessa maneira é possível obter a maior heterogeneidade nos dados e, portanto uma maior probabilidade em identificar anomalias relacionadas a metais presentes nas estruturas secundárias.

Tabela 4.1 – Nota sobre a localização e comprimento de cada linha. Lembrando que para todas as linhas foi adotado o *Datum WGS 1984*, zona 23S.

Linha	Espaçamento (m)	Coord. Inicial (UTM)	Coord. Final (UTM)	Comp. Total (m)
L1	10	213675,01 mE 8678322,65 mS	213239,37 mE 8678551,76 mS	490
L1'	5	213667,00 m E 8678325,00 m S	213554,54 mE 8678391,28 mS	140
L2	10	214325,67 mE 8678617,87 mS	214114,39 mE 8678682 mS	220
L2'	5	214315,50 m E 8678620,89 m S	214194,67 mE 8678661,04 mS	140
L3	10	214020,71 mE 8678663,18 mS	213595,13 mE 8678759,88 mS	440

4.1 METODOLOGIA

As linhas foram dispostas de acordo com a figura 4.1, além disso, a mesma ilustra os lineamentos e geologia local desenvolvidos durante o Trabalho Final de Graduação em geologia pela UnB no ano de 2012. Para cada linha foram gerados perfis de resistividade, cargabilidade e FM.

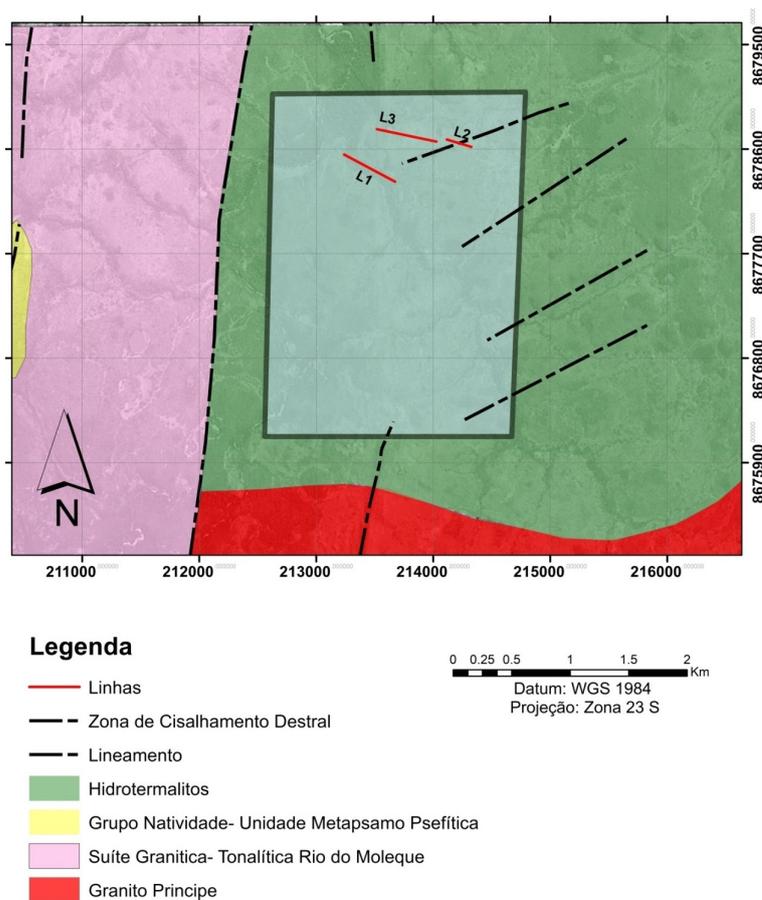


Figura 4.1 – Posição das linhas de aquisição, unidades e lineamentos definidos por Oliveira (2012).

4.1.1 Materiais

Para a aquisição nas quatro linhas foram utilizados os seguintes materiais:

- 11 eletrodos porosos para medição de potencial (figura 4.2). Obs: Como o instrumento apresenta apenas 10 canais, a aquisição foi realizada com 10 níveis de investigação, porém 21 eletrodos porosos foram utilizados para acelerar a aquisição no momento do caminhamento;
- Syscal Pro da Iris Instruments (figura 4.3), a ficha técnica pode ser conferida na tabela 4.2;
- GPS: GPSMAP 60CSx Garmin;
- 2 eletrodos metálicos para aplicar corrente na subsuperfície;
- 2 cabos multieletródos feito por alunos do Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA), um de 140 metros e outro de 70 metros. Esses cabos possuem saídas para serem conectadas a cada eletrodo de potencial (figura 4.3);

- 2 cabos de corrente enrolados em carretel retrátil (figura 4.3);
- Cloreto de Sódio dissolvido em água, utilizado próximo aos eletrodos para diminuir a resistência de contato;
- Sulfeto de Cobre: Utilizado dentro dos eletrodos porosos para diminuir a polarização entre eletrodo e solo;
- 2 baterias de 12 V;

Na aquisição IP no domínio do tempo é necessária maior precisão, logo é importante reduzir os ruídos relacionados ao efeito de polarização entre eletrodo e solo. Portanto, eletrodos porosos são utilizados como alternativa de reduzir a variação temporal da polarização, pois são não-polarizáveis. Cada eletrodo poroso é constituído por um cilindro de PVC, sendo que a base é feita de cerâmica porosa, no qual a solução de sulfato de cobre infiltra lentamente e atinge o solo. Uma haste de cobre é conectada na parte interna da tampa para que possa entrar em contato com a solução de CuSO_4 e um terminal de conexão na parte externa, que é conectado a cada saída do cabo de potencial (4.2).

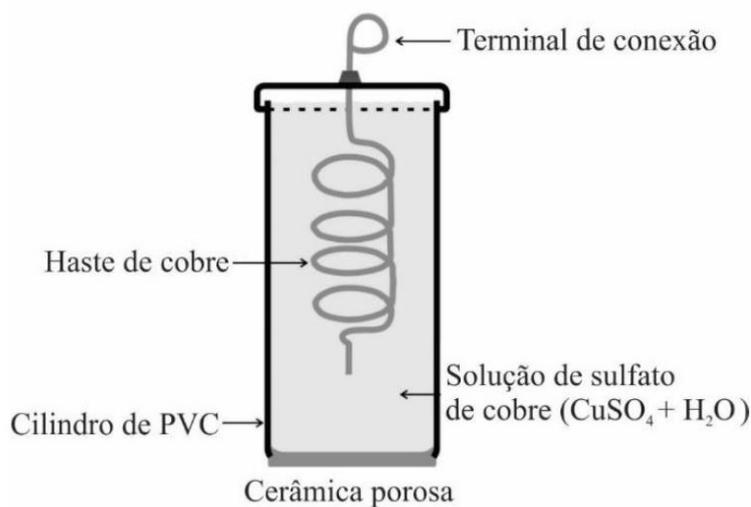


Figura 4.2 – Eletrodo poroso (Fonte: França, 2015)

Tabela 4.2 – Ficha técnica do equipamento Syscal Pro.

Transmissor		Receptor		Geral	
Voltagem Máxima	800V no modo automático	Canais	10 canais de entrada	Memória	4000 leituras
Voltagem Máxima	1000V no modo manual	Impedância de entrada	100 Mohm	Faixa de temperatura	-20° até 70°
Corrente Máxima	2.5 A	Voltagem máxima por canal	15V	Dimensões	31x23x36 cm
Potência Máxima	250W com bateria (12V) e 1200W com fonte AC/DC	Acurácia	0.2%	Peso	13 Kg
Duração dos pulsos	0.2s, 0.5s, 1s 2s, 4s, 8s	Resolução	1 microV	Entrada para GPS	Sim

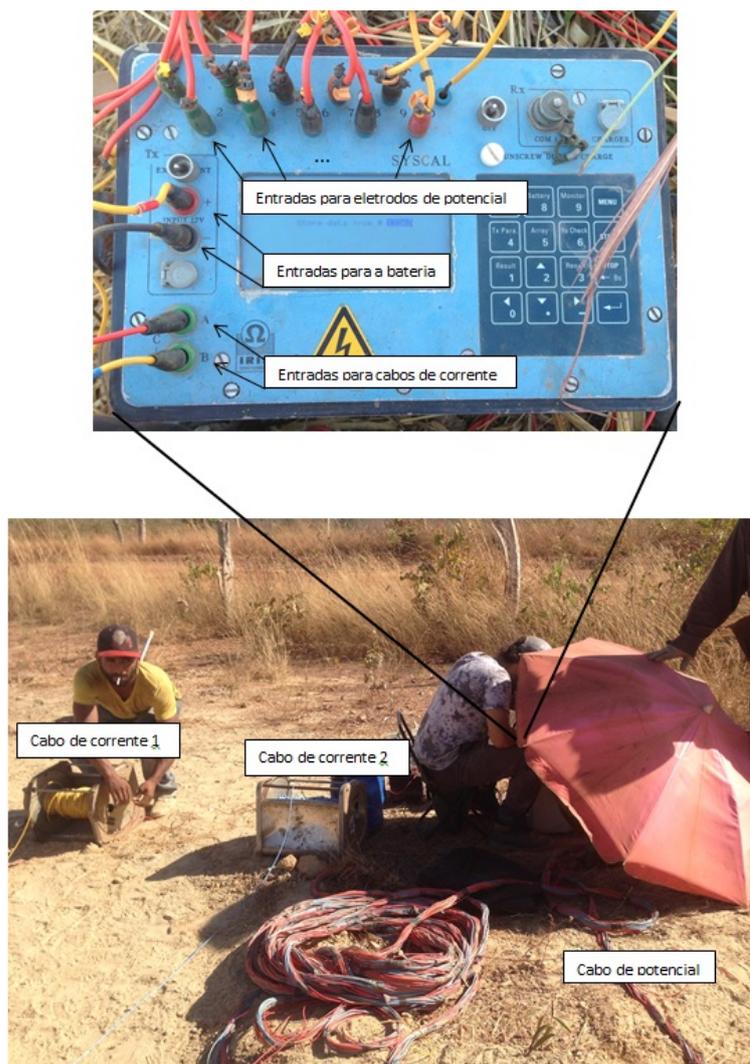


Figura 4.3 – Configuração dos materiais utilizados em campo.

4.1.2 Procedimento de Campo

Primeiramente foi decidido o melhor local e comprimento para as linhas de aquisição, como pode ser observado na tabela 4.1. O programa da *Iris Instrument, Eletre II*, foi utilizado para visualizar a cobertura de dados na subsuperfície para cada linha. Esse *software* pode ser usado para configurar a aquisição no modo *Automatic Sequence*, que permite que o operador não faça as configurações diretamente no instrumento no momento da aquisição. Os parâmetros *stack min*, *stack max* e Q_{max} podem ser inseridos no programa, o primeiro e o segundo referem-se ao número mínimo e máximo de medidas em um mesmo ponto e o Q_{max} é o desvio padrão máximo, sendo assim se após o número de medidas mínimas o desvio padrão for maior que o Q_{max} , o equipamento continua a fazer leituras até o valor do desvio padrão ser menor que Q_{max} ou até o número de leituras for igual ao *stack max*.

Feito o planejamento de campo, os eletrodos porosos são preenchidos com a solução

de sulfato de cobre e pequenos buracos são feitos para coloca-los, no caso do campo aqui descrito foram separados a cada 10 metros e em algumas linhas também foram feitas medidas a cada 5 metros para obter melhor resolução. Dois eletrodos metálicos para a injeção de corrente foram posicionados no início da linha e solução de água com **NaCl** dissolvido foi colocada na base dos eletrodos. Posteriormente, os eletrodos foram conectados a seus respectivos cabos e o equipamento (Syscal) posicionado no final da linha com a bateria e cabos conectados como mostra a figura 4.3.

Após o posicionamento da linha, as configurações foram feitas no modo *Standard*. A voltagem aplicada entre os eletrodos de corrente foi de 400 V e tempo de estabilização de corrente de 4 segundos para todas as linhas, exceto para linha 4 que será discutido adiante. O arranjo utilizado foi dipolo-dipolo e como o equipamento não discretiza a função do decaimento IP, o mesmo calcula a cargabilidade global a partir do somatório de medidas de voltagem (M_t e TM_t) em intervalos de tempos que depende do modo de aquisição (Equação 4.1). O equipamento realiza essas medidas com vinte janelas de medição em quatro maneiras diferentes: aritmética, logarítmica, semi-logarítmica e Cole-Cole (Manual Syscal Pro 72). A aquisição foi realizada no modo Cole-Cole.

$$M_g = \frac{\sum_{t=1}^n M_t T M_t}{\sum_{t=1}^n T M_t} \quad (4.1)$$

• Linhas L1 e L1'

A linha 1 foi conduzida ao lado da trincheira demonstrada na figura 4.4-a. A mesma apresenta perfil pedológico de aproximadamente 5m, que indica contato com o *bedrock*. No perfil foi encontrado rochas com deformação milonítica em granitos no contato da rocha com o regolito, que sugere relação com o evento D_{n+1} (Figura 4.4-b). Essa feição apresenta lineamento na direção aproximada NS (figura 4.5). Foram observadas ocorrência local de sulfetos em veios de quartzo seguindo a foliação milonítica (Figura 4.4-c). A topografia da linha de aquisição é suave com presença de vegetação rasteira e com mata de galeria ciliar no final da linha, próxima a drenagem.

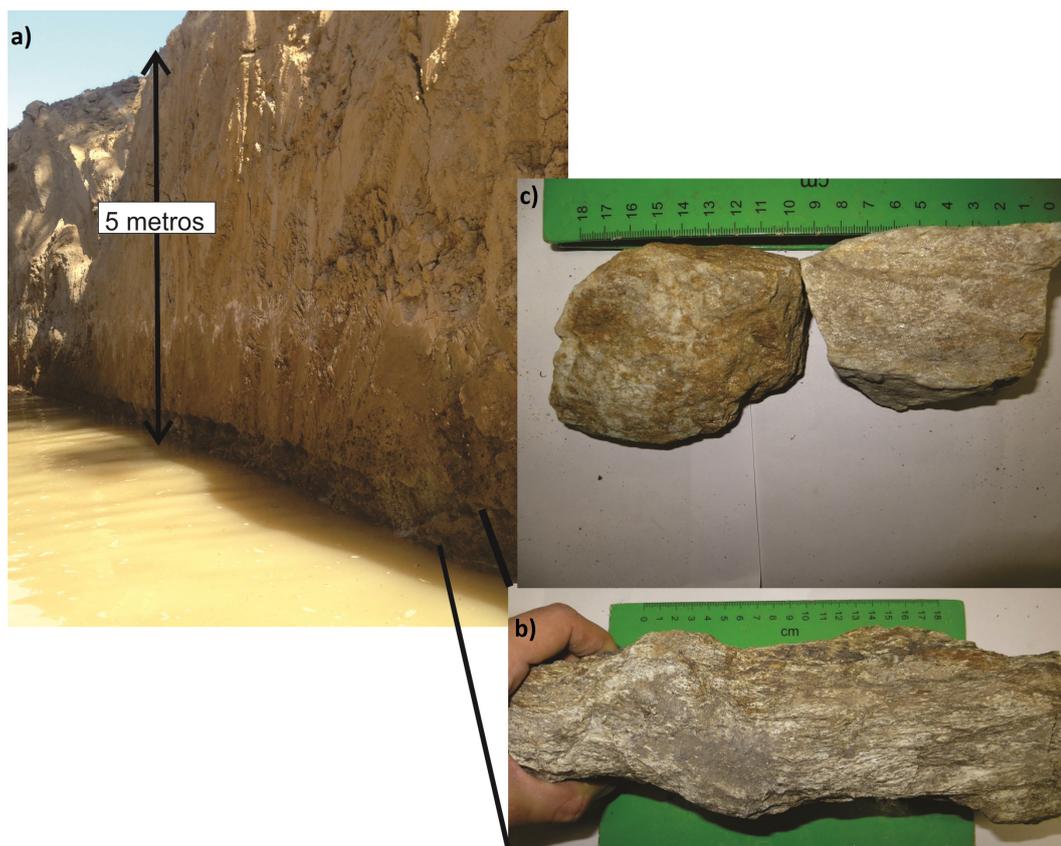


Figura 4.4 – a) Trincheira próxima a linha 1. b) rocha deformada do embasamento presente em 5 metros profundidade c) Rochas com indícios de sulfetação e alteração hidrotermal encontradas na trincheira.



Figura 4.5 – Afloramento indicando lineação na direção N-S.

A linha 1 foi configurada com 50 eletrodos espaçados em 10 metros. A profundidade de investigação foi de aproximadamente 27 metros e foram obtidas 425 medidas, a distribuição dos dados brutos está representada na figura 4.6. A topografia da área é suave e portanto não foi inserida no modelo de inversão, visto que variação na altitude foi baixa.

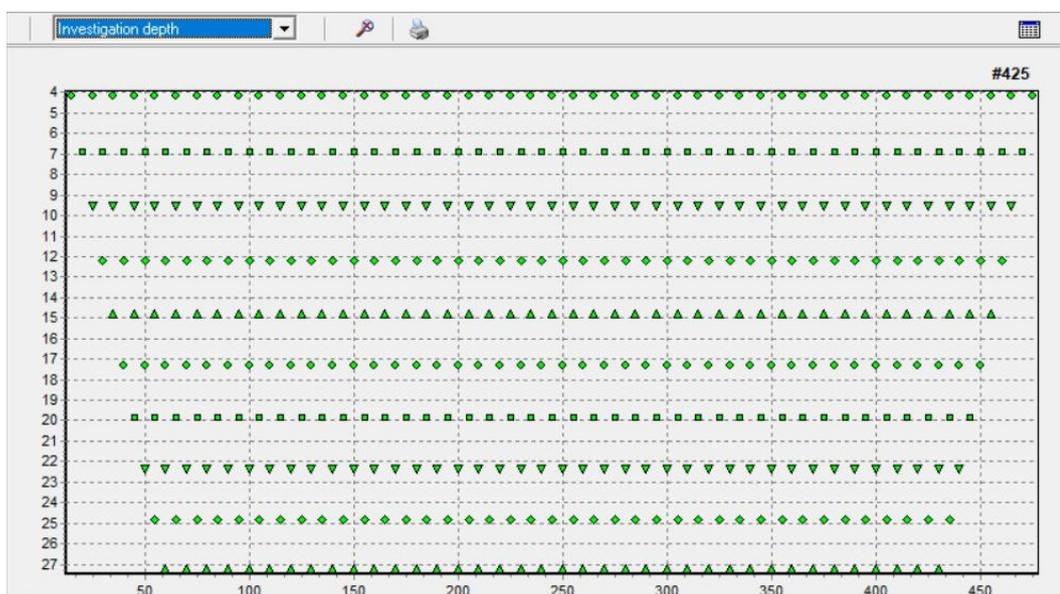


Figura 4.6 – Configuração da linha L1 (10 metros) e posição dos pontos de medidas.

A linha L1' foi conduzida com 29 eletrodos, espaçamento de 5 metros e 10 níveis com um total de 225 dados. A mesma foi realizada para obter melhor resolução do início da linha L1. Sendo assim, essa linha teve início no mesmo local da L1 e atingiu profundidade aproximada de 13,5 metros (Figura 4.7).



Figura 4.7 – Configuração da linha L1' (5 metros) e posição dos pontos de medidas.

- **Linhas L2, L2' e L3**

A linha 2 foi realizada próxima a uma trincheira onde há a existência de um veio de quartzo visto lateralmente (Figura 4.8-b). Também foi observado veio de quartzo ao sul da linha 2, que pode ser continuação do identificado na figura ???. A aquisição da linha 3 foi feita ao oeste da linha 2 e a topografia de ambas é suave com vegetação rasteira.

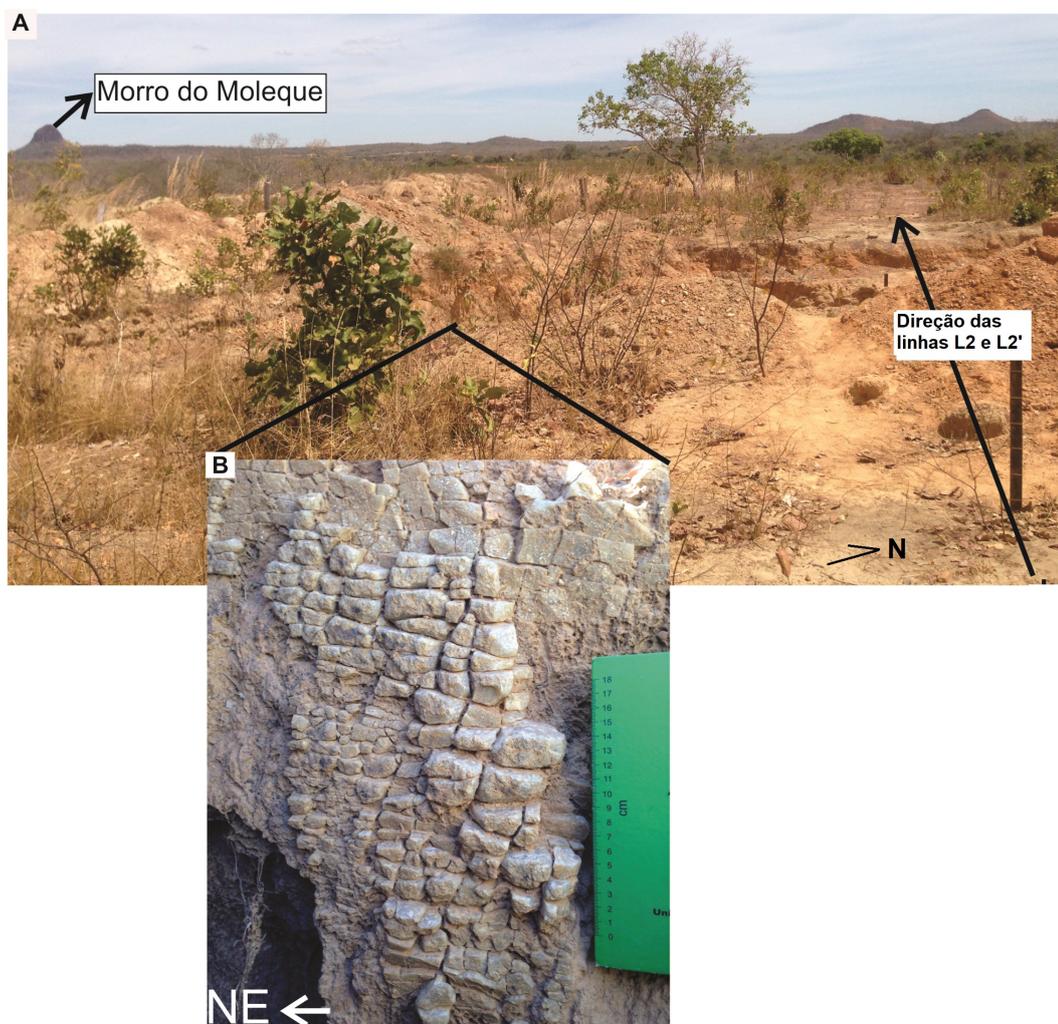


Figura 4.8 – A) Direção da linha 2. B) Lateral do veio de quartzo observado na trincheira próxima a linha 2.

A linha L2 têm 220 metros de comprimento total e espaçamento entre eletrodos de 10 metros. Foram adquiridas 155 medidas e a profundidade de investigação foi de 27 metros (figura 4.9). A linha L2' tem 140 metros de comprimento e espaçamento entre eletrodos de 5 metros. Para essa última foram adquiridas 215 medidas e aproximadamente 13,5 metros de profundidade (figura 4.10). A linha L3 foi feita com 440 metros e distância entre eletrodos de 10 metros, a profundidade alcançada para essa configuração foi de 27 metros (figura 4.11).

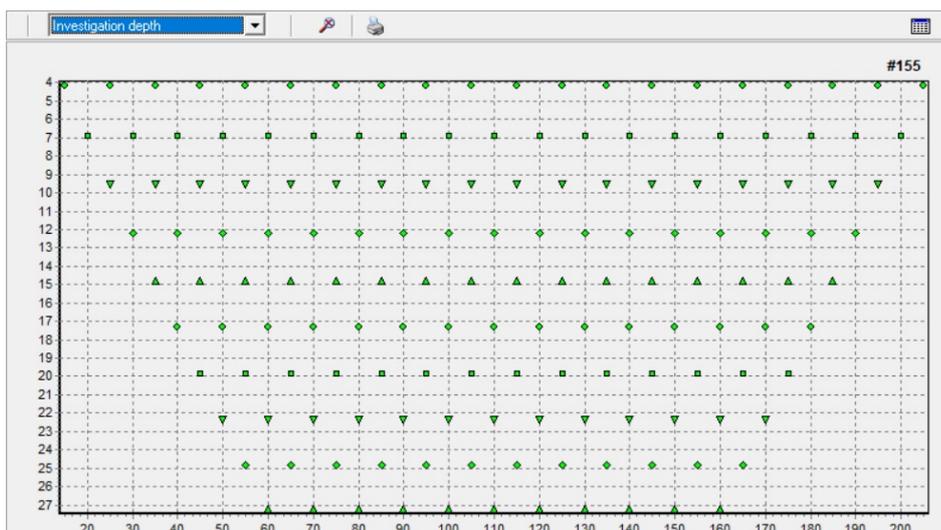


Figura 4.9 – Configuração da linha L2 e posição dos pontos de medidas.

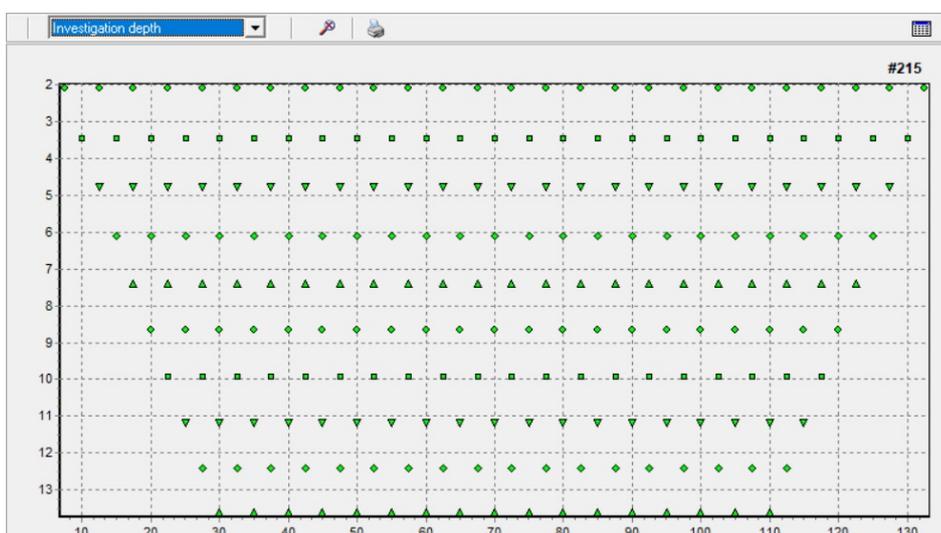


Figura 4.10 – Configuração da linha L2' e posição dos pontos de medidas.

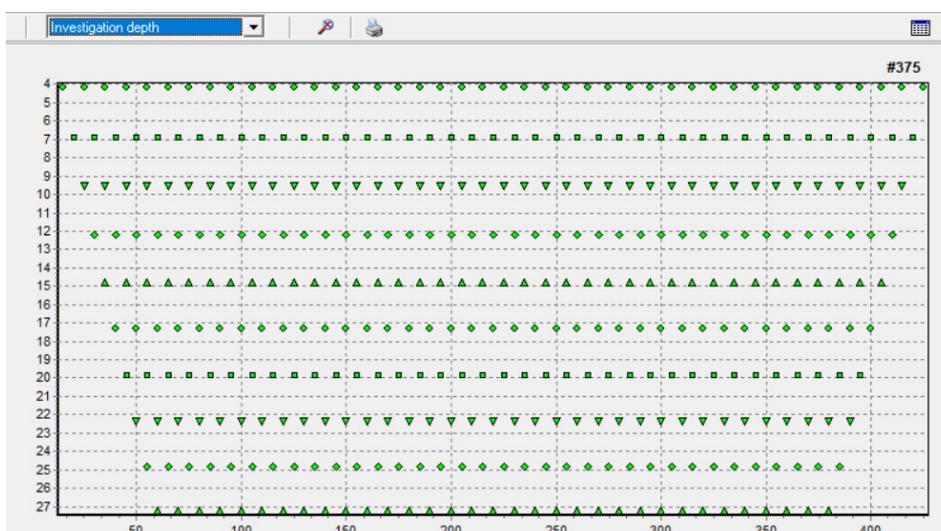


Figura 4.11 – Configuração da linha L3 e posição dos pontos de medidas.

5 FILTRAGEM E MODELAGEM

Os dados foram importados e filtrados por meio do software *Prosys II* da *Iris Instrument*. Posteriormente, os mesmos foram exportados para formato *.dat* e os modelos de inversão foram gerados no *software Res2Dinv ver. 3.53*, da *GEOTOMO*, como demonstrado no fluxograma da figura 5.1. Após a inversão, um arquivo *textit.inv* foi criado e exportado para o formato *.xyz*, com a finalidade em analisar a estatística dos dados no programa *Oasis Montaj da Geosoftware*. Foram gerados produtos de resistividade, cargabilidade e fator metal no domínio do tempo. Por último, os dados foram normalizados para uma mesma escala.

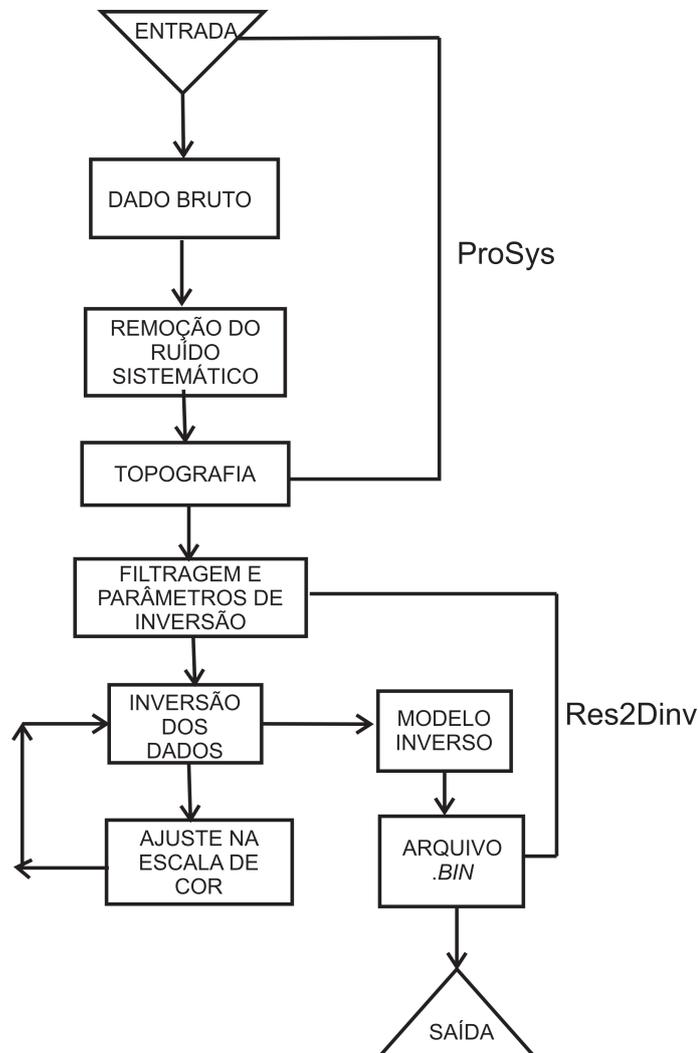


Figura 5.1 – Fluxograma das etapas de processamento e modelagem dos dados.

5.1 Filtragem Prosys

Para obter bons resultados, e conseqüentemente uma boa interpretação é importante atentar-se aos erros nos dados. Os dois tipos de erros comuns em dados elétricos são os erros sistemáticos e os aleatórios. O primeiro tipo é causado por erros durante a aquisição tais como eletrodos desconectados, alta resistividade de contato, cabos rompidos e eletrodos oxidados. Os erros aleatórios, por sua vez, são mais difíceis de serem identificados, pois representam os erros causados por fontes externas tais como corrente telúrica e acoplamento eletromagnético.

Os erros sistemáticos são corrigidos por meio do programa Prosys. O primeiro parâmetro observado é a resistividade de contato (figura 5.2). Valores maiores que $40 \text{ k}\Omega$ devem ser desconsiderados por serem causadores de ruído, valores iguais a $999,99 \text{ k}\Omega$ significam que o circuito estava aberto. Alguns autores recomendam a remoção de dados com resistividade de contato (*Rscheck*) maior que $30 \text{ k}\Omega$, embora a linha de corte utilizada tenha sido $40 \text{ k}\Omega$. As curvas de resistividade foram analisadas de forma semelhante com a da resistividade de contato, sendo que os valores que se comportaram como *spikes* foram analisados e em alguns casos considerados como ruído. Os valores de corrente (I_n), potencial (V_{ab}) e de resistividade iguais a zero foram removidos por não apresentarem significado físico e foram utilizados apenas os valores de resistividade absoluta (*Absolute Rho Value*).

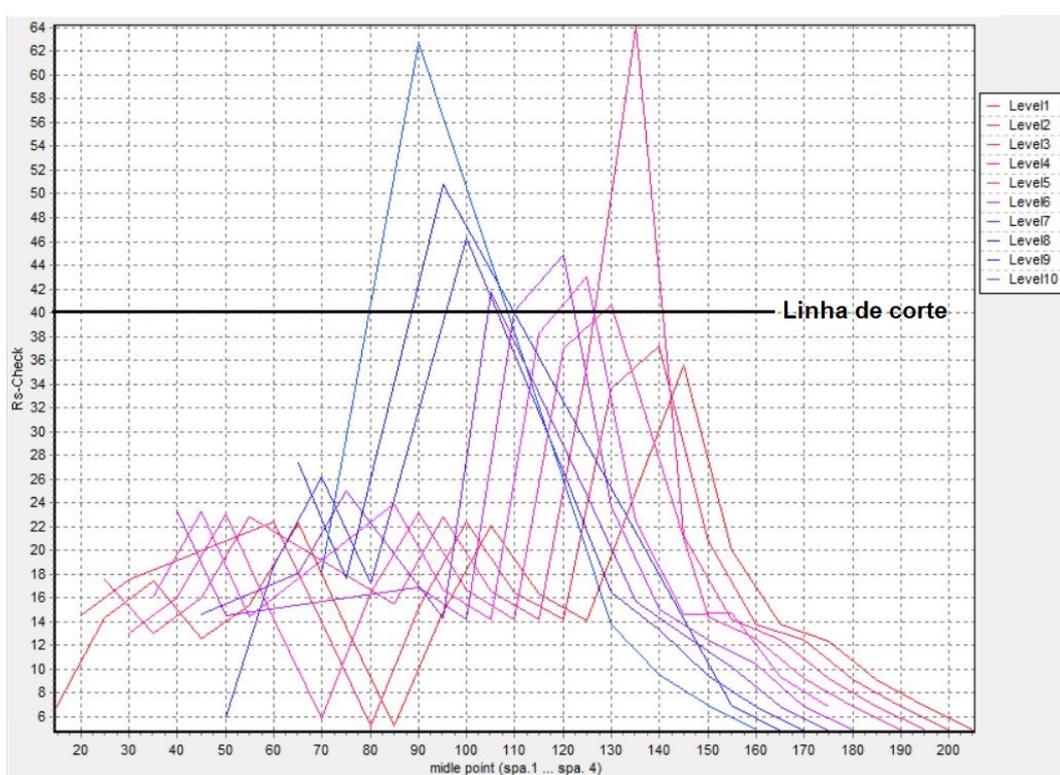


Figura 5.2 – Curva de resistividade de contato da linha L2 e o nível de corte que indica os dados que foram removidos.

Por último, as curvas de decaimento IP foram observadas, assim como o desvio padrão (dev) para cada ponto. A figura 5.3a-c demonstra os tipos de curva de decaimento IP comuns de serem encontrados no banco de dado. Os dados com alto sinal/ruído foram mantidos (figura 5.3-a), os com baixo sinal/ruído e com alto desvio padrão foram removidos (figura 5.3-b) e os sinais negativos também foram excluídos por causa da dificuldade em discriminar os que representam ruído dos que apresentam significado físico (explicado na seção 3.4.4).

Dois banco de dados foram filtrados de maneiras diferente para cada linha, um apenas para a resistividade e outro para cargabilidade e fator metal. Para não ocorrer remoção excessiva dos dados de cargabilidade, a tentativa de remoção máxima foi de 10%, porém em dados mais ruidosos isso não foi possível. Outro parâmetro foi a exclusão de cargabilidade maiores que 50 mV/V

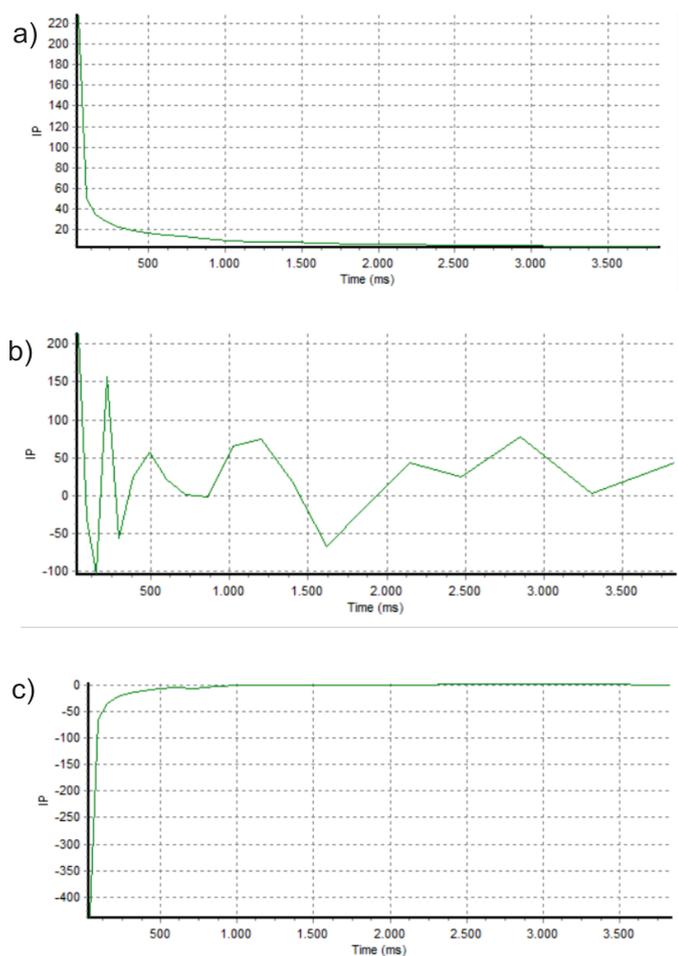


Figura 5.3 – Curvas de decaimentos IP. A) Curva com decaimento satisfatório. B) Curva com baixo sinal/ruído. C) Curva para cargabilidade negativa.

Após os processos de filtragem, por meio do Prosys, já é possível identificar algumas feições características de corpos verticalizados (5.4). A inversão, próxima seção, é um modelo que permite visualizar a distribuição de propriedades físicas em subsuperfície.

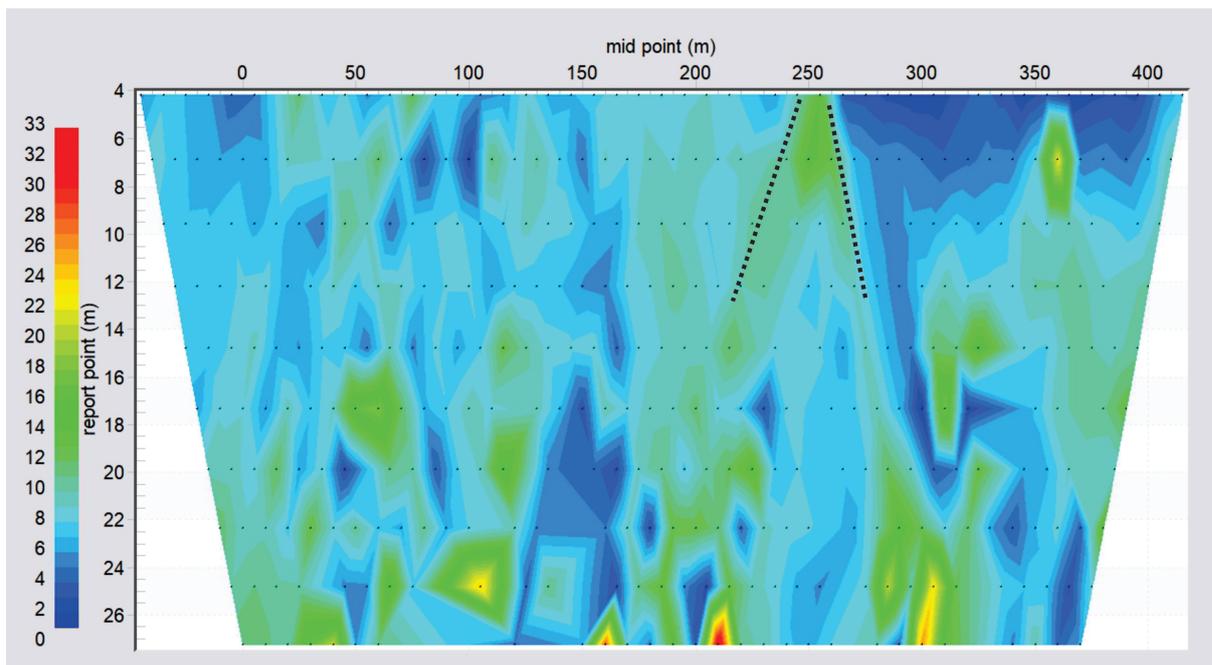


Figura 5.4 – Arco característico de corpos verticalizados demonstrada no programa Prosys- Linha L1.

5.2 Inversão

5.2.1 Teoria

A inversão é um método matemático que busca criar um modelo da terra com respostas físicas similares com os valores medidos em campo. Parâmetros físicos são estimados a partir dos dados observados e um modelo de subsuperfície é gerado, que proporciona uma melhor interpretação e criação de modelos geológicos mais confiáveis. O programa RES2DINV é utilizado para correlacionar as resposta do modelo com os valores de resistividade em diversos pontos, separados por células, esse processo é feito por meio da diferenças finitas ou elementos finitos. (Loke, 2004).

Os métodos de otimização é executado de forma que a diferença entre o modelo de resposta e o dado observado seja o menor possível. Um exemplo comum é o método dos mínimos quadrados (Loke & Barker, 1996), no qual um modelo inicial é modificado até que a soma do quadrado dos erros da diferença entre o modelo de resposta e os dados observados seja o menor possível. Esse erro é reduzido com a equação Gauss-Newton, que determina a mudança nos parâmetros do modelo. Sendo assim, o método dos mínimos quadrados *smoothness constrained* apresenta modificação Marquardt-Levenberg (Lines & Treitel, 1984) na equação Gauss-Newton, e é definida como:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{F}) \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{g} - \lambda \mathbf{F} \mathbf{q}_k \quad (5.1)$$

$$\text{onde } \mathbf{F} = \alpha_x \mathbf{F}_x \mathbf{F}_x^T + \alpha_y \mathbf{F}_y \mathbf{F}_y^T + \alpha_z \mathbf{F}_z \mathbf{F}_z^T$$

- $\mathbf{F}_x, \mathbf{F}_y, \mathbf{F}_z$ = Matrizes relacionadas ao filtro de achatamento nas direções x, y e z, respectivamente.
- α = Pesos relativos para a suavização para direção indicada.
- \mathbf{q} = Vetor com resistividades.
- \mathbf{J} = Matriz Jacobiana de derivadas parciais.
- λ = Fator amortecimento (*damping factor*).
- \mathbf{g} = Vetor de discrepância.

Esse método de inversão é usado quando a resistividade dos materiais em subsuperfície varia de maneira gradativa. Porém, quando a geologia apresenta mudanças bruscas como corpos verticais, a inversão robusta (*blocky inversion*) é indicada para realçar as bordas (eq. 5.2). Logo, a inversão permite a criação de uma seção de resistividade e cargabilidades mais verdadeiras.

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{F}_R) \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{R}_d \mathbf{g} - \lambda \mathbf{F}_R \mathbf{q}_k \quad (5.2)$$

Sendo $\mathbf{F}_R = \alpha_x \mathbf{C}_x^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_x + \alpha_y \mathbf{C}_y^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_y + \alpha_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_z$; \mathbf{R}_d e \mathbf{R}_m são matrizes de ponderação que são introduzidas de forma que diferentes elementos dos dados e do vetor de rugosidade do modelo se ajustem até apresentarem pesos iguais no processo de inversão (Loke, 2004).

5.2.2 Filtragem- Res2Dinv

A filtragem de erros sistemáticos também pode ser feita utilizando o programa RES2DINV. A opção *exterminate bad datum* dispõem os valores de resistividade aparente em forma de perfis para cada nível de profundidade. Os dados ruidosos aparecem como forma de pico devido a mudança brusca no valor de resistividade aparente. A figura 5.5 ilustra um exemplo de dados removidos para a linha L2, que apesar de não aparecerem como um erro acentuado foram excluídos para posteriormente ser executada a inversão. Sendo assim, a remoção desses pontos deve ser feita principalmente para mudanças intensas, caso contrário a mesma deve ser estudada para não ocorrer a remoção excessiva.

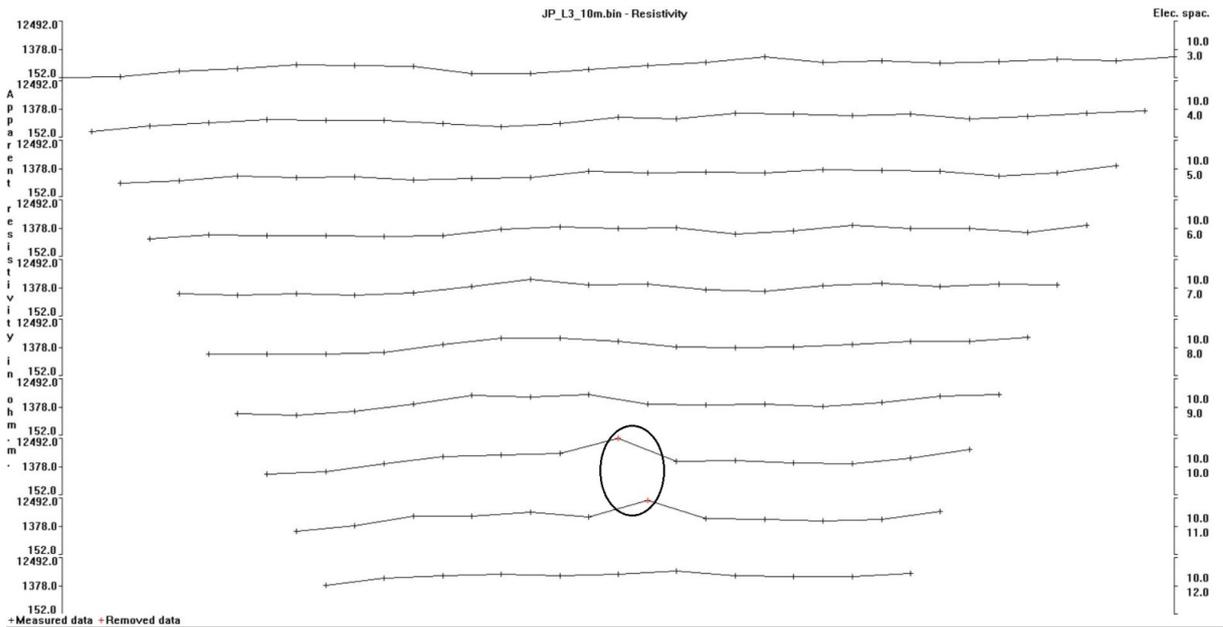


Figura 5.5 – Exemplo de aplicação da opção *Exterminate bad datum points*. Os dois dados dentro do círculo foram removidos.

Outra forma de remover os dados ruins é utilizando a opção *RMS error statistics*. Essa opção é executada após a inversão e é utilizada para dados onde os valores de resistividade aparente não podem ser facilmente visualizados em forma de pseudoseção ou perfis. A figura 5.6 é um exemplo desse filtro para a linha L2, onde os valores a direita da barra verde foram removidos. Essa opção exibe a distribuição da diferença de porcentagem entre os valores de resistividade aparente observado e calculado em logaritmo. Logo, os valores ruins são apresentados com grandes erros. Para este tipo de filtragem foram removidos os dados com erro maior que 100%.

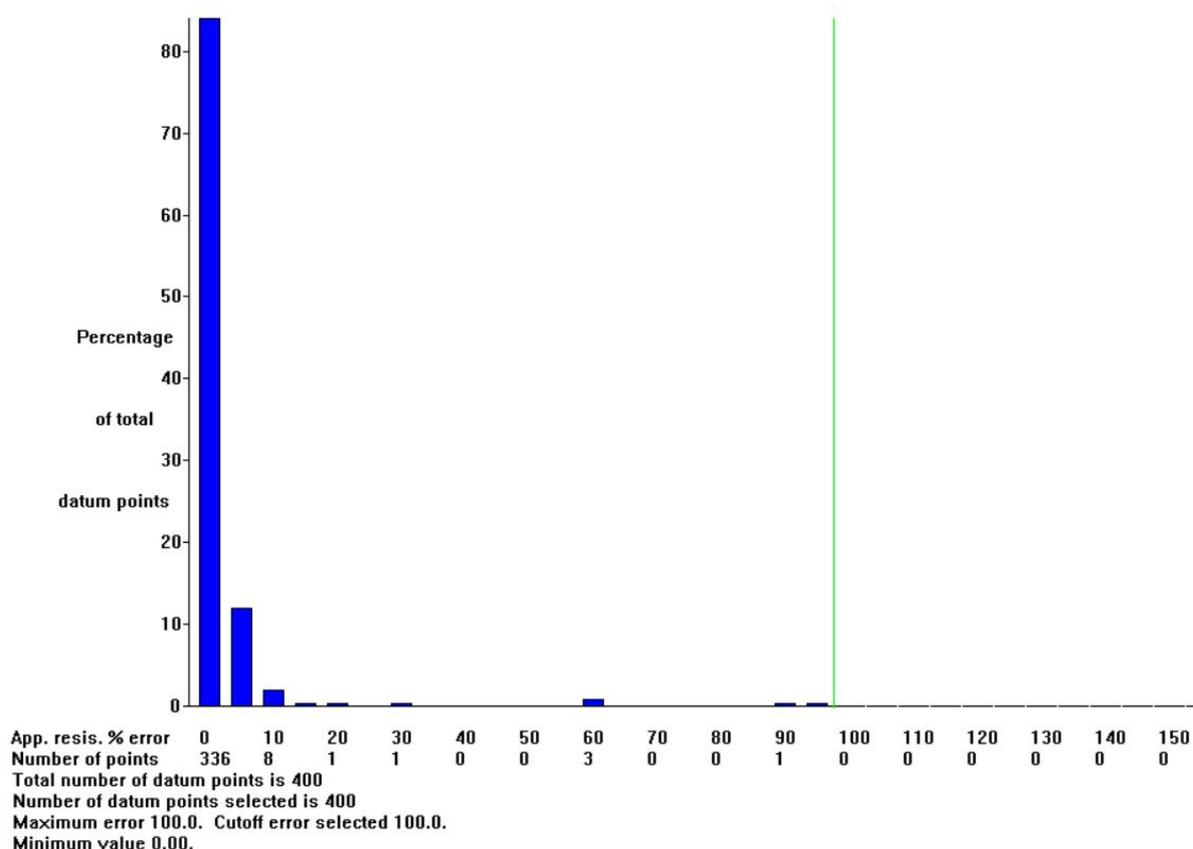


Figura 5.6 – Remoção de dados com erro maior que 100% utilizando a opção *RMS error statistics*.

5.2.3 Parâmetros para inversão

A escolha do método de inversão e os parâmetros vão depender de fatores como: geologia local, quantidade de dados, tempo de inversão desejado, contraste de resistividade e intensidade de ruído nos dados. Sendo assim, alguns testes com diferentes parâmetros de inversão foram testados com o intuito de analisar a influência nos resultados.

- **Tipo de inversão:** Os dois tipos de inversão principais, explicados na seção 5.2.1, foram testados. A inversão robusta proporcionou modelos com contatos abruptos entre as anomalias, porém os resultados se mostraram constantes dentro da anomalia. Além disso, a inversão suavizada (*smoothness-constrained least-squares*) resultou em anomalias mais sinuosas e robusta em dados com contatos entre anomalias mais retilíneos e verticais.

- **Mesh Refinement:** Esse parâmetro define se será utilizada uma malha normal (*normal mesh*), fina (*finer mesh*) ou muito fina (*finest mesh*). A primeira é recomendada para dados que o contraste de resistividade é menor que 50 para 1. A malha fina é utilizada para contrastes de até 500 para 1 e a ultima para dados com contrastes maiores que 500 para 1. A malha fina e a muito fina não apresentaram muitas diferenças nos resultados,

logo, a primeira foi utilizada na maioria dos dados devido o contraste de resistividade.

- **Vertical to horizontal flatness filter ratio:** Essa opção pode ser utilizada com o intuito de verticalizar ou horizontalizar as anomalias. Os maiores valores para razão entre o filtro de achatamento vertical horizontal produzem feições mais verticais, para modelos mais horizontais é utilizado valores baixos como 0,5. Como o objetivo de estudo aqui descrito é localizar as zonas mineralizadas, que apresentam feições mais verticais, foi utilizado valor igual a 2.

- **Reduce effect of side blocks:** Os blocos que estão posicionados nas laterais e na base do modelo de diferenças finitas e elementos finitos apresentam grande efeito no processo da inversão. Portanto, a opção *Reduce effects of side blocks* modifica tais blocos para mesmo tamanho dos centrais. Para dados muito ruidosos essa opção pode acarretar em valores incomuns de resistividade alta ou baixa nas extremidades da seção.

- **Model refinement:** Normalmente o modelo de blocos é gerado com tamanho de célula igual ao espaçamento entre os eletrodos. Porém, em alguns casos como os de locais com grande variação de resistividade próxima a superfície, o mais recomendado é utilizar o tamanho de célula igual a metade do espaçamento.

- **Thickness of the first layer:** É recomendado que a espessura para a primeira camada de blocos para os arranjos polo-polo, dipolo-dipolo e polo-dipolo seja igual a 0,9; 0,3 e 0,6 vezes o espaçamento dos eletrodos respectivamente.

- **Jacobian Matrix calculation:** Essa opção permite escolher o tipo de cálculo da matriz jacobiana. O método quase-Newton é o mais rápido e simples. Como o computador utilizado não apresentou limitações relacionadas com memória, a matriz Jacobiana foi recalculada para todas as interações.

- **Type of optimization method:** Essa opção está relacionada com a solução de equações do mínimo quadrado para gerar um modelo. Como não foram modelados muitos dados e não havia limitação referente ao computador, o método Gauss-Newton ou método completo foi executado.

- **Logarithm of apparent resistivity:** O cálculo da inversão pode ser apresentado em valores do logaritmo da resistividade ou o valor de resistividade direto. Porém, muitas vezes o modelo fica muito ruidoso quando os valores de resistividade direto é utilizado, sendo assim, o logaritmo da resistividade foi utilizado em todas as linhas.

6 Resultados e Discussão

Após a aplicação dos filtros e a escolha dos parâmetros de inversão, diversos resultados foram obtidos. Os dados, cuja pseudoseções foram julgadas como a melhor representação do meio, foram normalizados. Posteriormente, uma análise estatística foi realizada por meio de histogramas com a finalidade de separar classes de intervalos de resistividade e cargabilidade. Por último, esses valores discretizados foram interpretados e um modelo geológico final criado. Lembrando que o tamanho de célula utilizado na inversão foi metade do espaçamento entre eletrodos, portanto, a unidade do espaçamento de eletrodo para cada seção é igual a metade do espaçamento entre eletrodos.

6.1 Resultado- Inversão

6.1.1 Linha L1 e L1'

A linha L1, a principio, foi filtrada apenas com a remoção dos dados negativos e maiores que 50 mV/V, sendo assim, foram aproveitados 386 dados. Após a inversão, o maior valor de cargabilidade foi de 44.65 mV/V (figura 6.1). Porém, a anomalia 1 foi julgada como fora da realidade por ter uma grande extensão lateral e valores altos. Conseqüentemente, uma nova filtragem foi realizada com o intuito de obter valores mais baixos e estruturas verticalizadas mais centralizadas. O segundo resultado de cargabilidade para essa linha foi obtida a partir da remoção de curvas de decaimento não características, o resultado consistiu de anomalias com valores mais baixos. Além da cargabilidade e fator metal, também foi gerado modelo para a resistividade, com 400 valores após a filtragem (figura 6.2).

Com o intuito de detalhar a primeira anomalia presente em L1, a linha L1' foi executada com espaçamento entre eletrodos de 5 metros. Dois fios que conectam os eletrodos de potencial ao equipamento estavam danificados, conseqüentemente, 11 dados se apresentaram como se o circuito estivesse aberto (Rs-check=999,99). Para a cargabilidade, foram utilizados 177 dados. A anomalia A1 presente em L1 foi centralizada e pode ser observada na figura 6.3

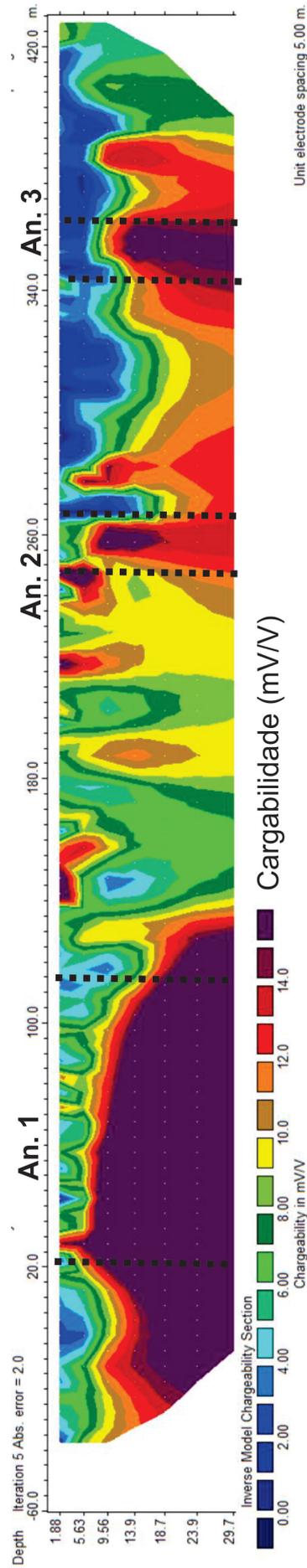


Figura 6.1 – Primeira inversão dos valores de cargabilidade para a linha L1.

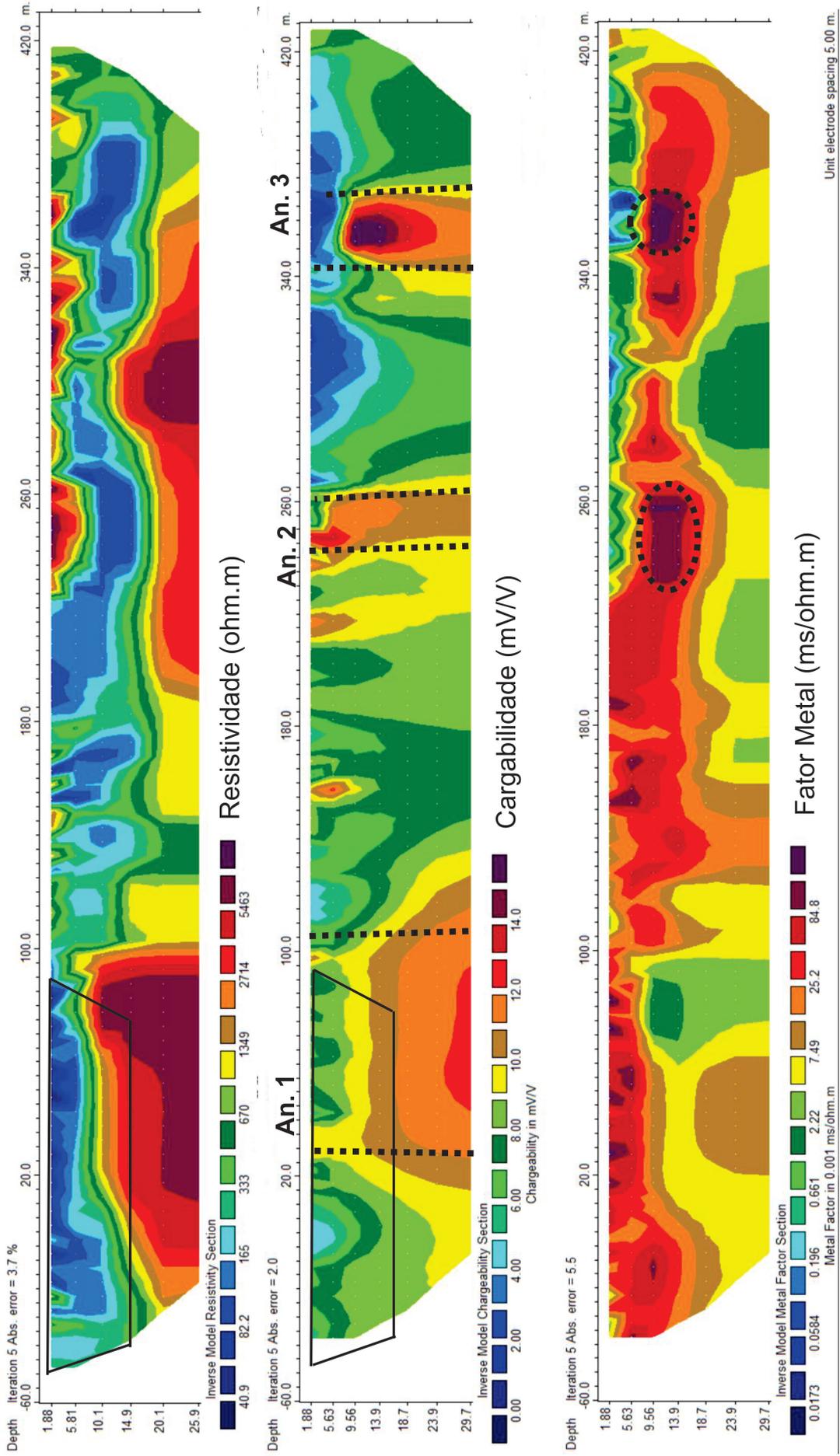


Figura 6.2 – Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L1. A posição da linha L1' está representada no trapézio localizado no canto superior esquerdo.

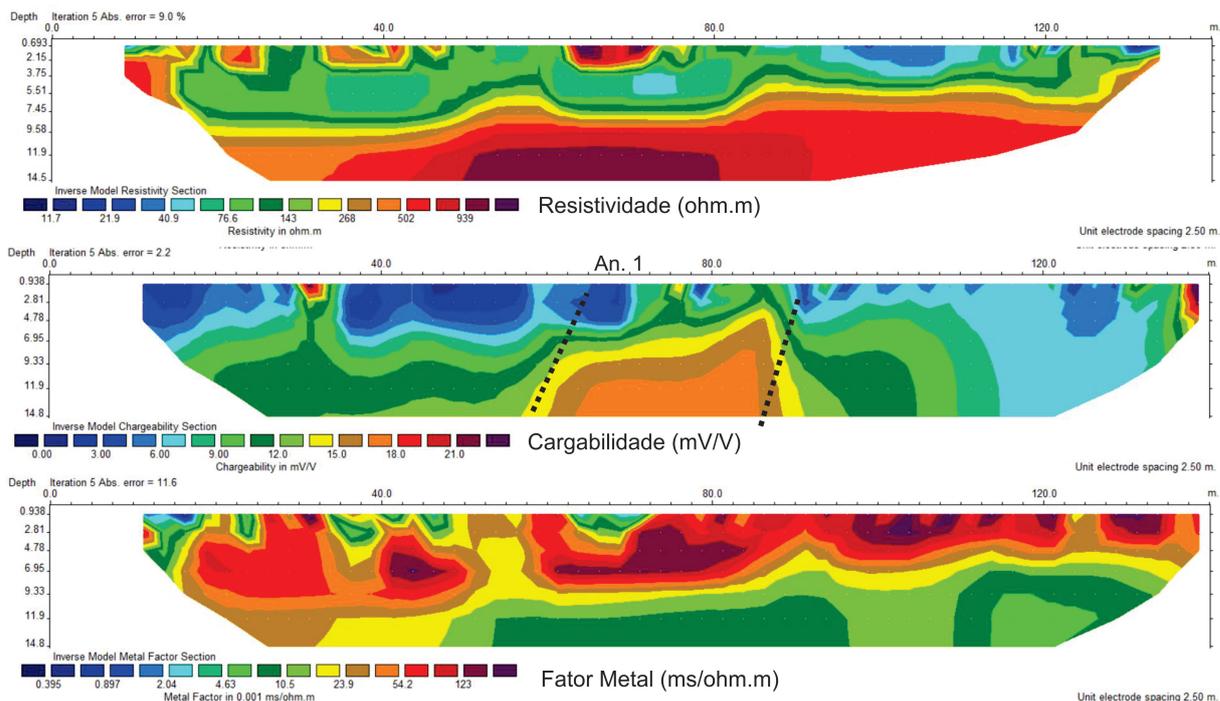


Figura 6.3 – Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L1'.

6.1.2 Linha L2 e L2'

A inversão para a linha L2 foi feita com 136 dados para o modelo de resistividade e 127 para o de cargabilidade. A anomalia 1 dessa linha apareceu bem próxima a superfície que pode ter sido causada por minerais mais comuns em baixas profundidades como é o caso da hematita. A posição da linha L2' está representada no trapézio posicionado no canto inferior esquerdo da pseudoseção apresentada na figura 6.4, esta linha tem começo dez metros do início da L2 e foi executada com o interesse de detalhar a anomalia An. 1.

Para a linha L2' foram utilizados 206 dados para a resistividade e 168 para a cargabilidade (Figura 6.5). A anomalia que apareceu na linha L2 tem seus valores de cargabilidade inferiores aos encontrados na linha L2', que supostamente é a mesma zona de anomalia. Esse comportamento é mais fácil de ser visualizado no dado normalizado, explicado na próxima seção.

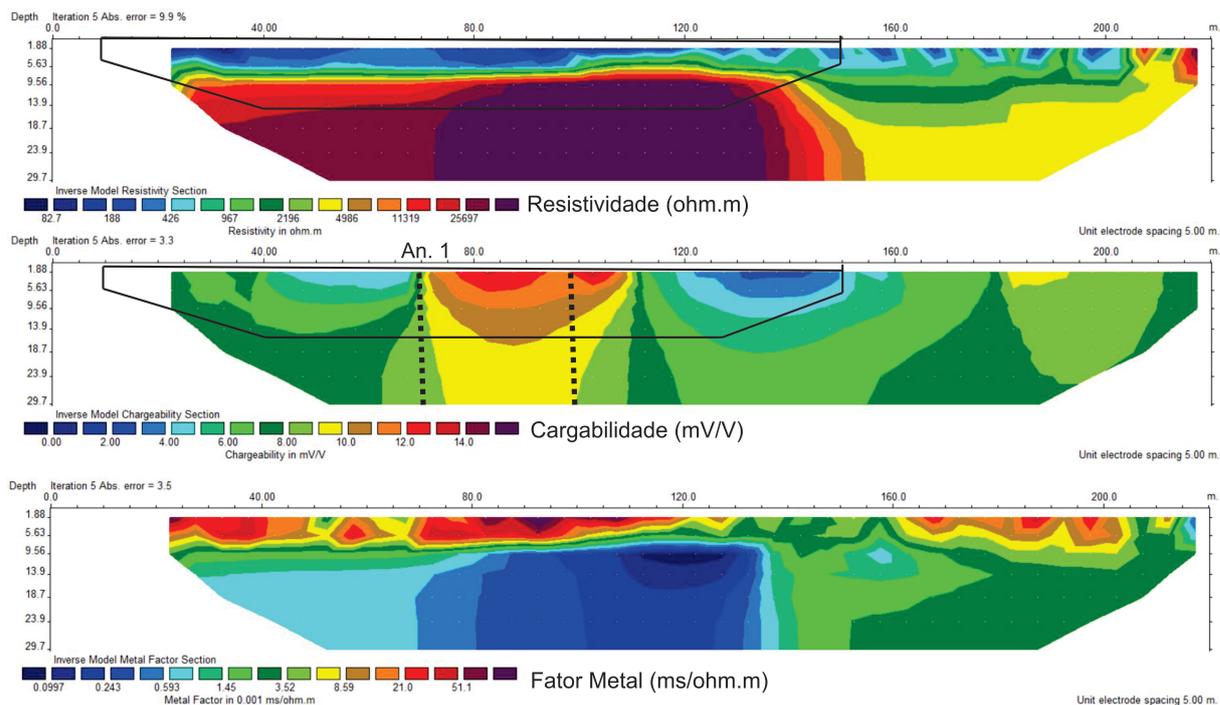


Figura 6.4 – Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L2.

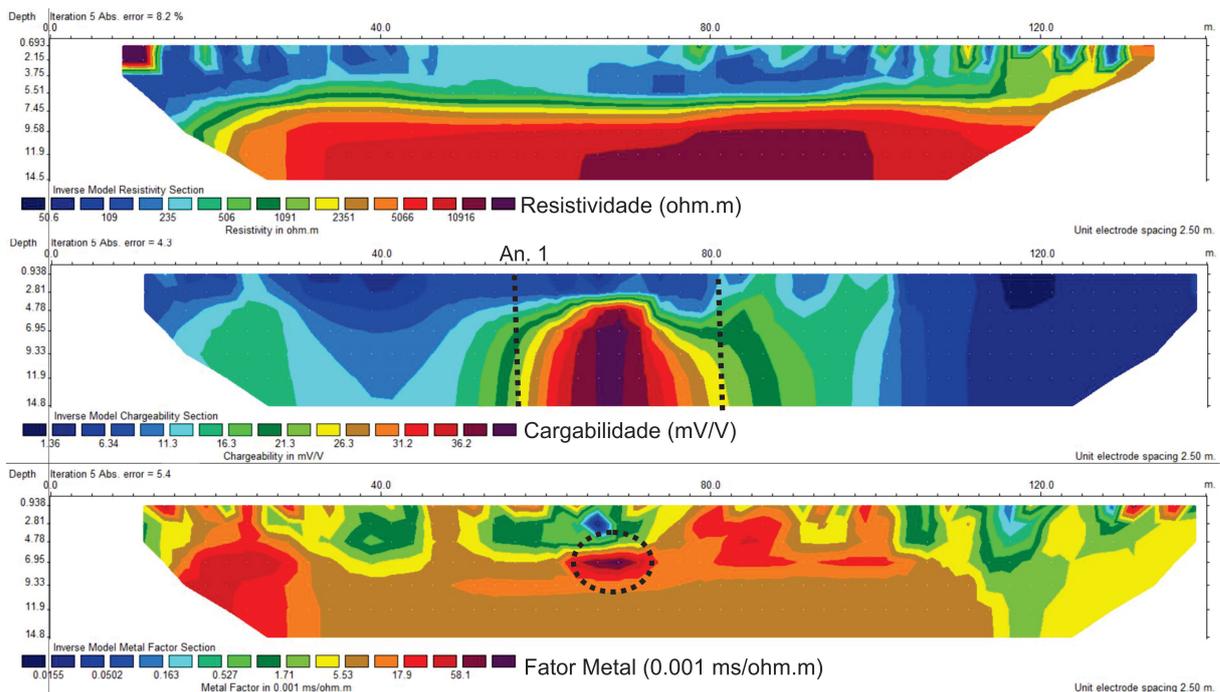


Figura 6.5 – Modelo inverso de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha L2'.

6.1.3 Linha L3

A inversão para a linha L3 foi concluída com 350 dados de resistividade e 296 de cargabilidade. Esta linha apresentou os maiores valores de cargabilidade e quatro anomalias que podem estar associadas à mineralização. (figura 6.6).

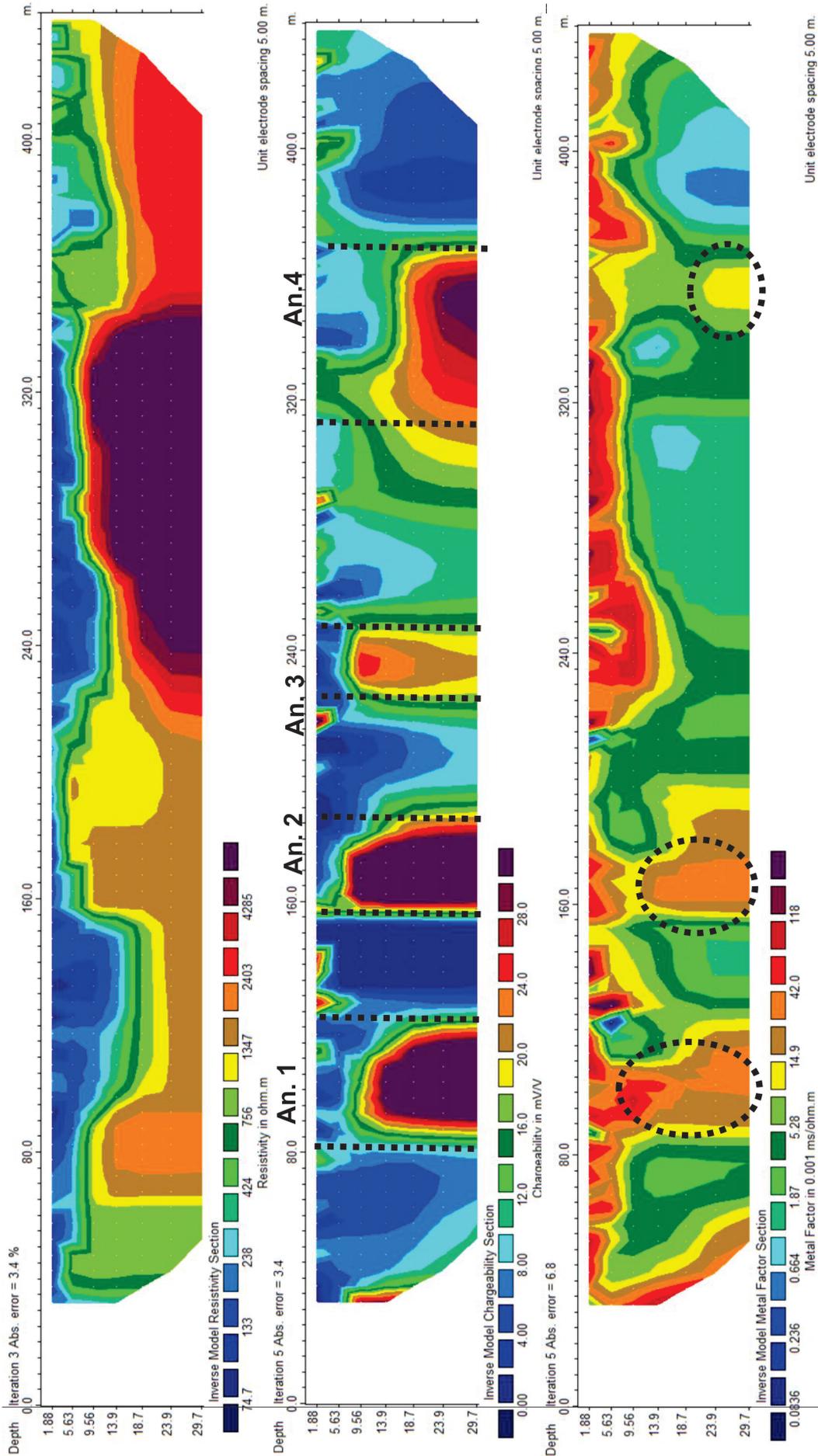


Figura 6.6 – Modelo inverso de resistividade, cargaabilidade e fator metal para a linha L3.

6.2 Escala de cor (histograma)

A análise do histograma das classes de resistividade e cargabilidade é importantes para separar os diferentes materiais geológicos. Sendo assim, os valores de resistividade para todas as linhas foram inseridas em um único banco de dados e histogramas de porcentagem por classes em ohm.m foram analisados, o mesmo foi feito para os de cargabilidade. Os grupos foram divididos de acordo com a mudança no gradiente da probabilidade acumulada.

Logo, para a resistividade foram definidos três grupos: O primeiro definido entre 0-330,7 ohm.m, o segundo entre 330,7-1200 ohm.m e o último a partir de 1200 ohm.m (figura 6.21). O terceiro e último grupo poderia ter sido subdividido, porém, pela falta de dados geológicos foi preferível manter a mesma em apenas um único grupo, em algumas seções o contato entre dois grupos de resistividade dentro deste mais resistivo é nítida e será discutida nos resultados dos modelos geológicos.

A falta de trabalhos de geofísica rasa na região dificulta a definição de valores razoáveis para definir uma zona mineralizada. O valor médio da cargabilidade em uma zona com ocorrência aurífera vai depender muito da geologia local e pode variar muito. Gouet, D. H (2016) define uma zona de alta mineralização em uma formação granítica com valores iguais a 14,3 mV/V nas bordas e aproximadamente 20 mV/V no centro, sendo que a resistividade nesses locais são condutivas. Trabalhos desenvolvidos no Mato Grosso do Sul apresentam anomalias maiores que 20 mV/V para o ouro (e.g. Ramos, R. P. A, 2017; Pinto V. P, 2017). De acordo com a interpretação da distribuição de dados de cargabilidade foi definido como zonas de com potencial de mineralização as que apresentaram valores maiores que 14 mV/V (figura 6.22).

A partir da separação dos grupos de classes de resistividade e cargabilidade, modelos prévios foram criados apenas com a definição de diferentes cores para cada grupo. A cor vermelha foi definida para os maiores valores, amarelo para os intermediários e em azul os valores mais baixos. Cada grupo deste foi interpretado na seção “Modelo geológico”.

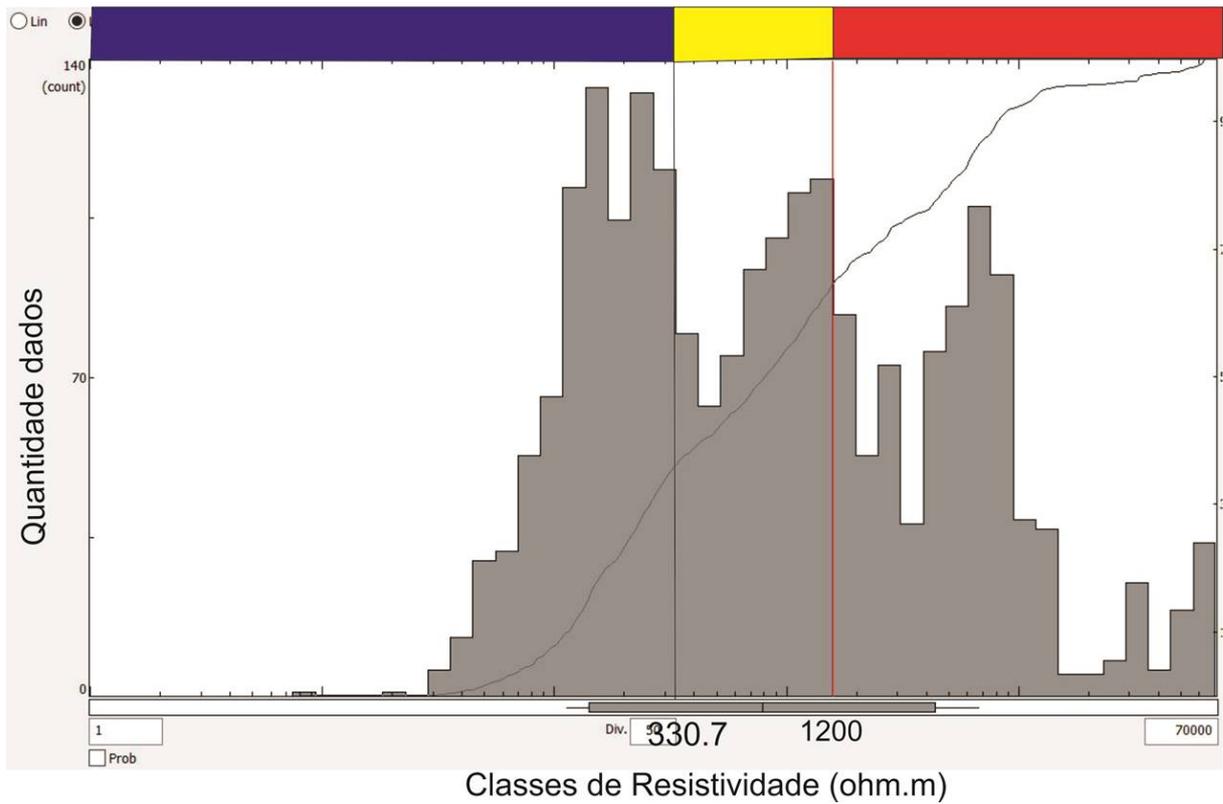


Figura 6.7 – Histograma com a porcentagem para cada classe de resistividade.

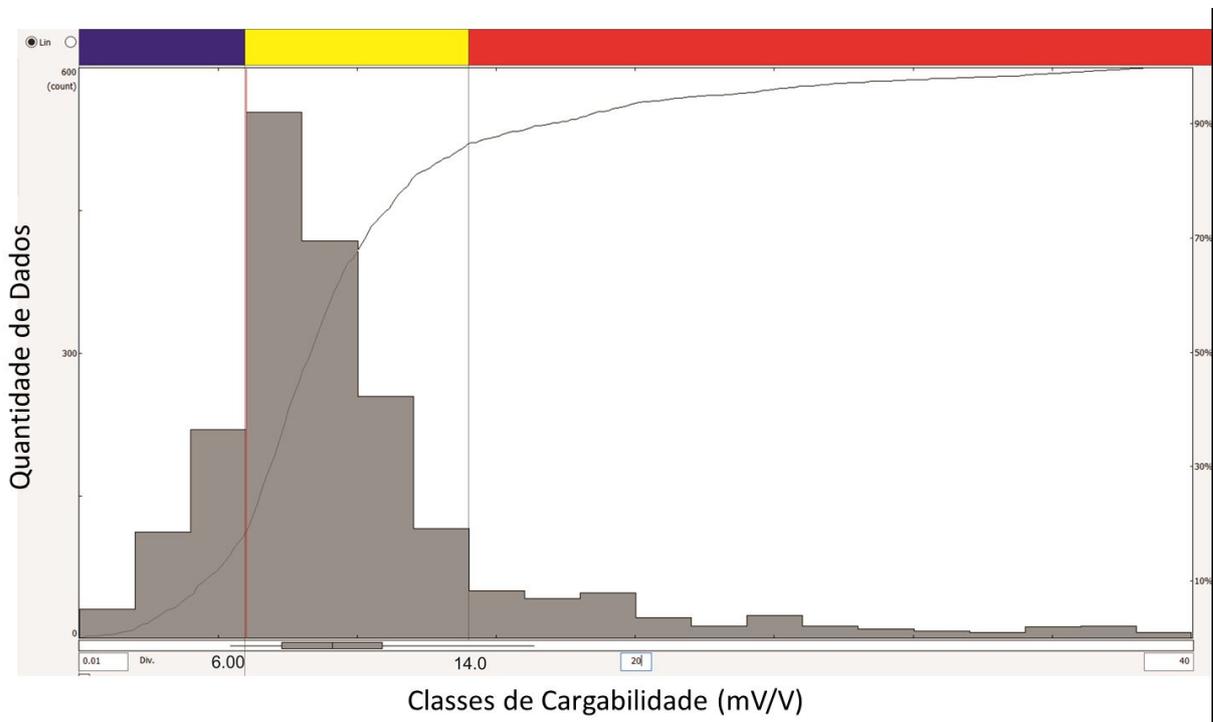


Figura 6.8 – Histograma com a porcentagem para cada classe de cargabilidade.

6.2.1 Linhas L1 e L1'

O primeiro pré-modelo para cargabilidade da linha L1 pode ser observado na figura 6.23 e a partir deste já é possível determinar zonas com mineralizações em estruturas verticais

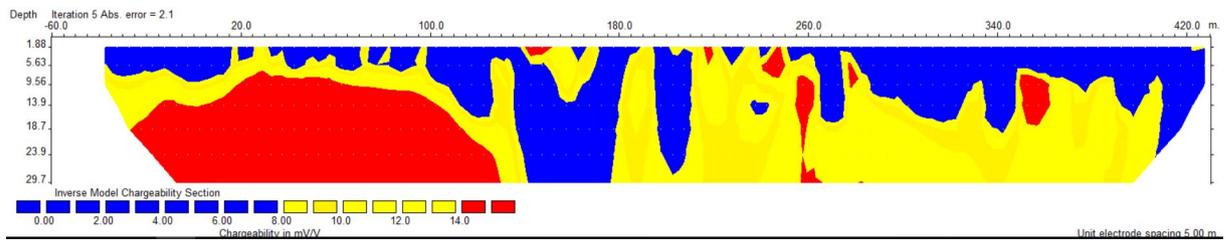


Figura 6.9 – Pré-modelo 1 de cargabilidade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.

No pré-modelo de resistividade para a linha L1 é possível identificar uma zona de transição entre um material mais condutivo e um mais resistivo, além disso é claro uma discontinuidade lateral em aproximadamente 115 metros (figura 6.10).

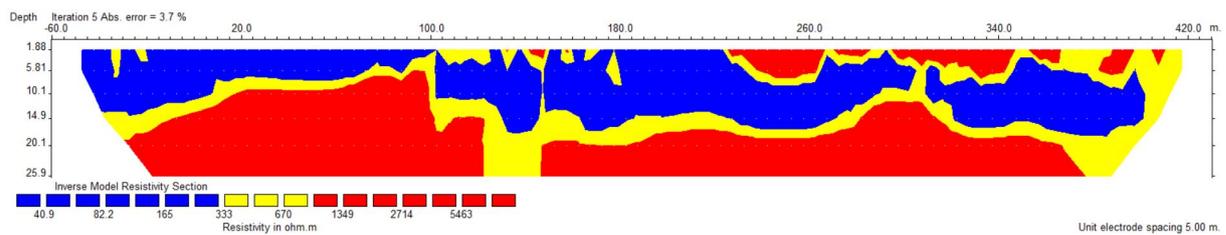


Figura 6.10 – Pré-modelo de resistividade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.

O pré-modelo 2 para essa mesma linha apresentou valores mais baixos para a cargabilidade, porém as mesmas estruturas mineralizadas identificadas no pré-modelo 1 podem ser vistas neste último (figura 6.21).

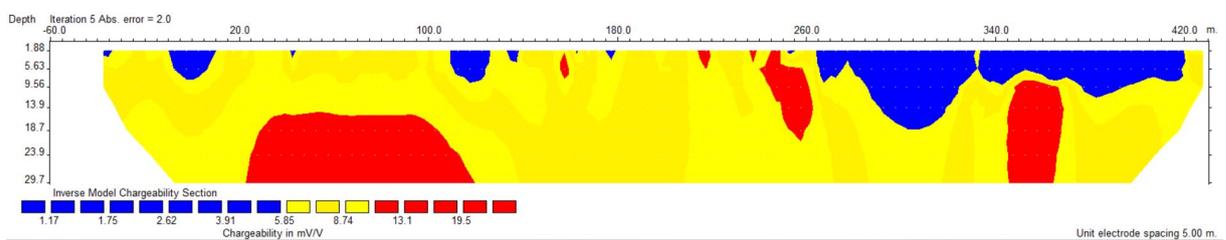


Figura 6.11 – Pré-modelo 2 de cargabilidade para a linha L1, criado a partir da análise histogrâmica.

O topo do material mais resistivo posicionado no início da linha L1 foi imageado na linha L1' (figura 6.12)

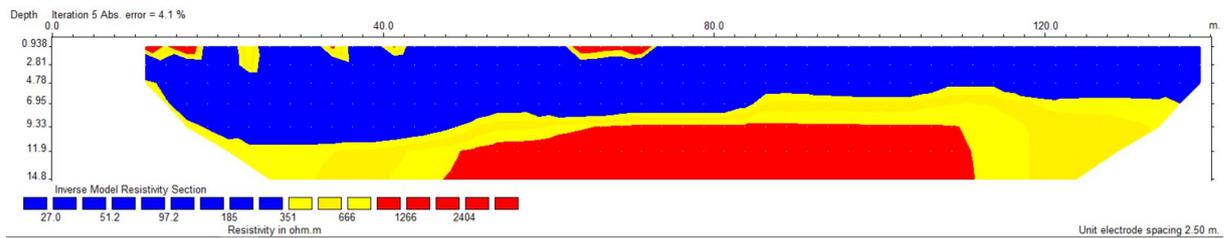


Figura 6.12 – Pré-modelo de resistividade para a linha L1', criado a partir da análise histogrâmica.

A primeira anomalia de L1 foi detalhada em L1' e o seu centro está entre 80 e 87,50 metros (figura 6.13).

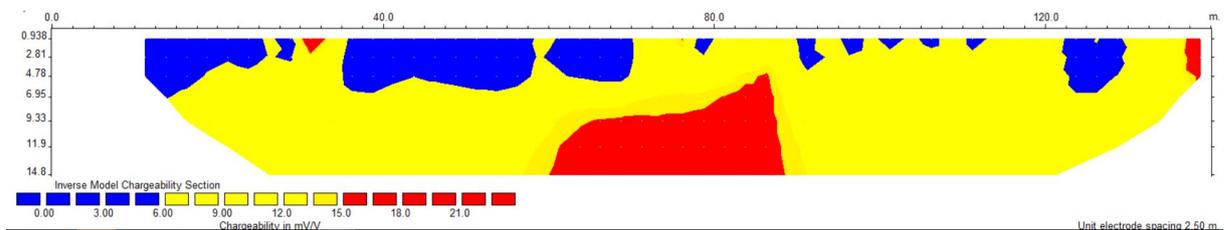


Figura 6.13 – Pré-modelo de cargabilidade para a linha L1', criado a partir da análise histogrâmica.

6.2.2 Linhas L2 e L2'

O primeiro modelo de resistividade criado para linha L2 foi feito a partir da separação das classes de resistividade (figura 6.14). Porém, na figura 6.4 é possível observar um contato de resistividade no final da linha, logo, foi criado um segundo modelo que demonstra essa mudança de resistividade (figura 6.15).

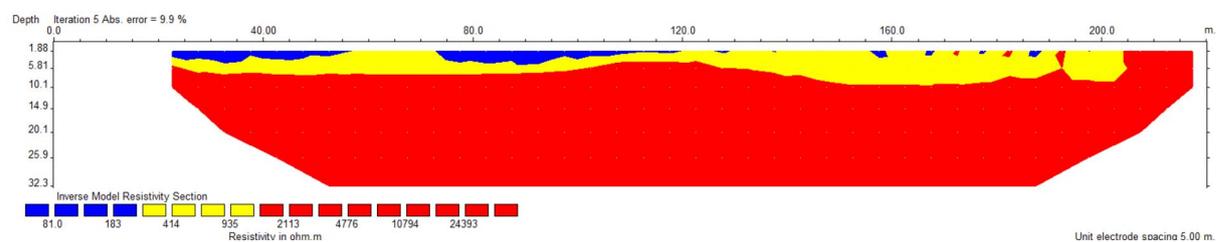


Figura 6.14 – Pré-modelo 1 de resistividade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.

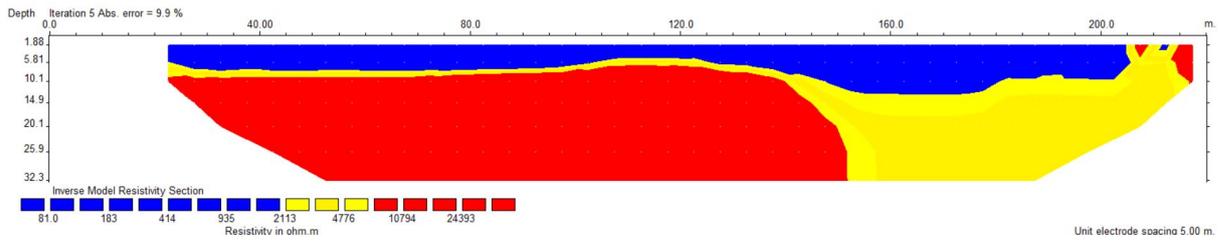


Figura 6.15 – Pré-modelo 2 de resistividade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.

Os valores de cargabilidade para essa linha foram baixos, logo, o valor para identificar possíveis zonas mineralizadas foi reduzido para 11 mV/V, além disso a anomalia relacionada a mineralização apareceu próxima a superfície e se estendeu até aproximadamente 12 metros.

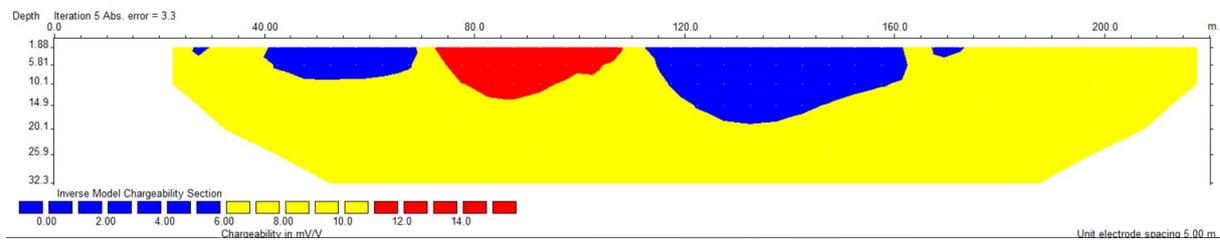


Figura 6.16 – Pré-modelo de cargabilidade para a linha L2, criado a partir da análise histogrâmica.

A linha L2' foi criada para detalhar a anomalia de cargabilidade observada em L2. A profundidade do topo rochoso foi confirmado no modelo de resistividade com resistividade maior que 1000 ohm.m e profundidade de aproximadamente 7,5 metros (figura 6.17).

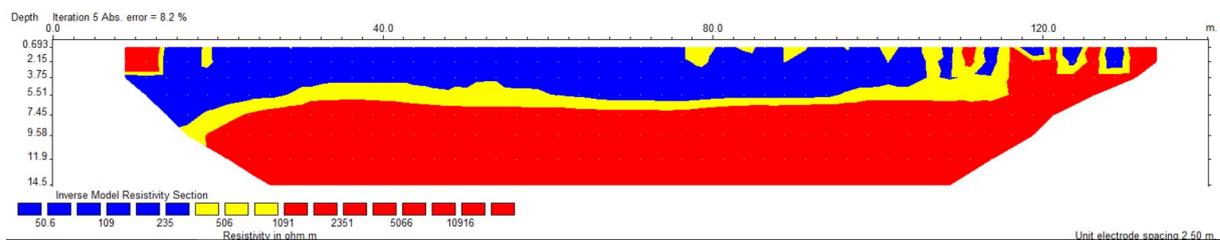


Figura 6.17 – Pré-modelo de resistividade para a linha L2', criado a partir da análise histogrâmica.

A cargabilidade para a anomalia observada em L2 foi superior em L2', porém a posição de ambas coincide (figura 6.18).

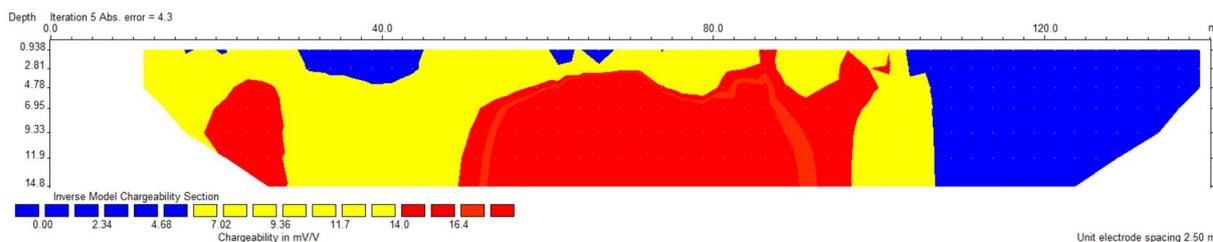


Figura 6.18 – Pré-modelo de cargabilidade para a linha L2', criado a partir da análise histogrâmica.

6.2.3 Linha L3

A resistividade para a linha L3 também apresentou variação dentro do grupo com as maiores resistividades, porém o modelo descrito na figura 6.19 desconsiderou essa variação. Além disso, foi possível observar estruturas verticalizadas.

Por meio do modelo criado a partir de análise de histogramas foi possível concluir que essa linha foi a que apresentou maior número de anomalias de cargabilidade em estruturas verticais. Essas zonas foram identificadas em materiais cuja resistividade é alta. (figura 6.20).

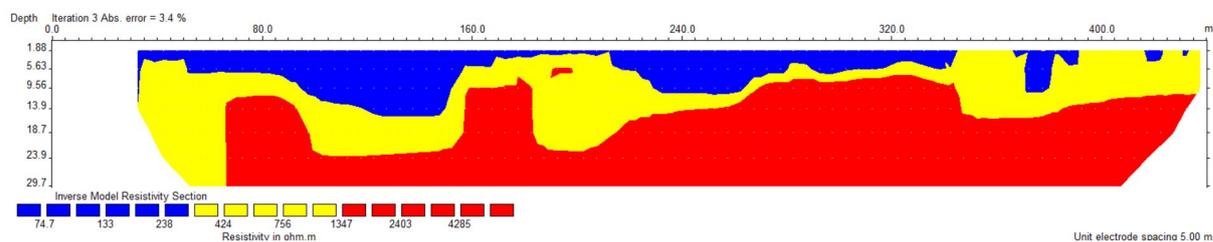


Figura 6.19 – Pré-modelo de resistividade para a linha L3, criado a partir da análise histogrâmica.

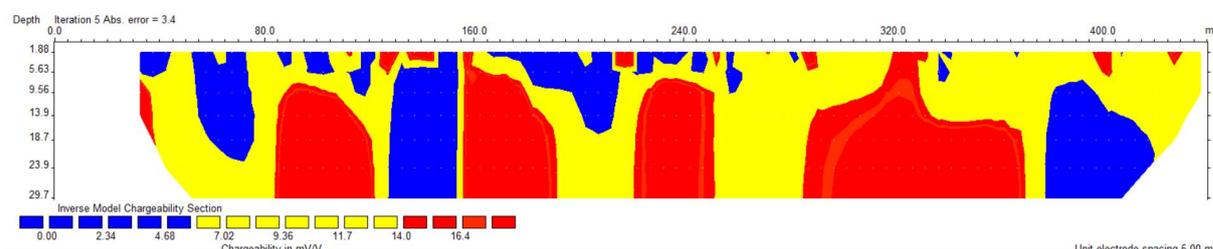


Figura 6.20 – Pré-modelo de cargabilidade para a linha L3, criado a partir da análise histogrâmica.

6.3 Normalização

Diversas áreas das ciências utilizam a normalização para a análise de dados, como por exemplo Pfeiffer (1996) e Loke (2004). Esta é uma técnica estatística que busca inte-

grar os dados de diferentes áreas por meio da representação em uma mesma distribuição. Existem vários métodos para normalizar os dados, como por exemplo a equação a seguir:

$$Z = \frac{x - \sigma}{\bar{x}} \quad (6.1)$$

Onde x é o valor da resistividade ou cargabilidade em log na base 10, σ é o desvio padrão e \bar{x} é a média de todos os valores em log.

Embora essa equação seja utilizada em várias circunstâncias, a mesma não é recomendada para contextos de geoquímica e geofísica de exploração, pois ambos têm como interesse a análise de anomalias. Os parâmetros estatísticos utilizados na equação 6.1 são muito influenciados pela presença de *outliers*. Os dados de IP apresentam valores altos (*outliers*), que aumenta o desvio padrão significativamente, logo, os métodos baseado na *Exploratory data analysis* (EDA) são mais indicados. Neste artigo, a proposta é utilizar a equivalência robusta para o método clássico proposto por Yusta I. (1998):

$$Z = \frac{x_i - Q_2}{spread} \quad (6.2)$$

onde Q_2 representa a mediana e *Spread* é a medida de variabilidade e neste contexto é considerado como IQR:

$$IQR = Q_3 - Q_1 \quad (6.3)$$

Sendo que $Q_3 = \bar{x} + 2\sigma$ e $Q_1 = \bar{x} - 2\sigma$

Logo, o valor normalizado é igual a Z^{10} e a média e desvio padrão são calculados para esses novos valores e portanto o limites inferior e superior podem ser calculados por:

$$lim.inferior = \bar{x} - \sigma \quad (6.4)$$

$$lim.superior = \bar{x} + \sigma \quad (6.5)$$

Os seguintes parâmetros foram calculados para a resistividade e cargabilidade:

Tabela 6.1 – Parâmetros para a resistividade normalizada.

Q_1	Q_3
5,19	0,71
IQR	Mediana
4,48	2,91
Lim. Inferior	Lim. Superior
0,647	1,56

Tabela 6.2 – Parâmetros para a cargabilidade normalizada.

Q_1	Q_3
1,439	0,405
IQR	Mediana
1,034	0,921
Lim. Inferior	Lim. Superior
0,5	1,9

Os resultados da normalização para este trabalho se encontram nas próximas subseções.

6.3.1 Linhas L1 e L1'

Para a linha L1 é possível observar grandes valores para a resistividade (figura 6.21). Na pseudoseção da linha L1' é possível observar uma transição do saprolito para o embasamento (figura 6.23). O topo da primeira anomalia para a cargabilidade também é disposto na linha L1' (figura 6.24), porém, os valores encontrados para a linha L1 são menores devido a remoção de grandes valores e a menor resolução para esse espaçamento entre eletrodos (figura 6.23).

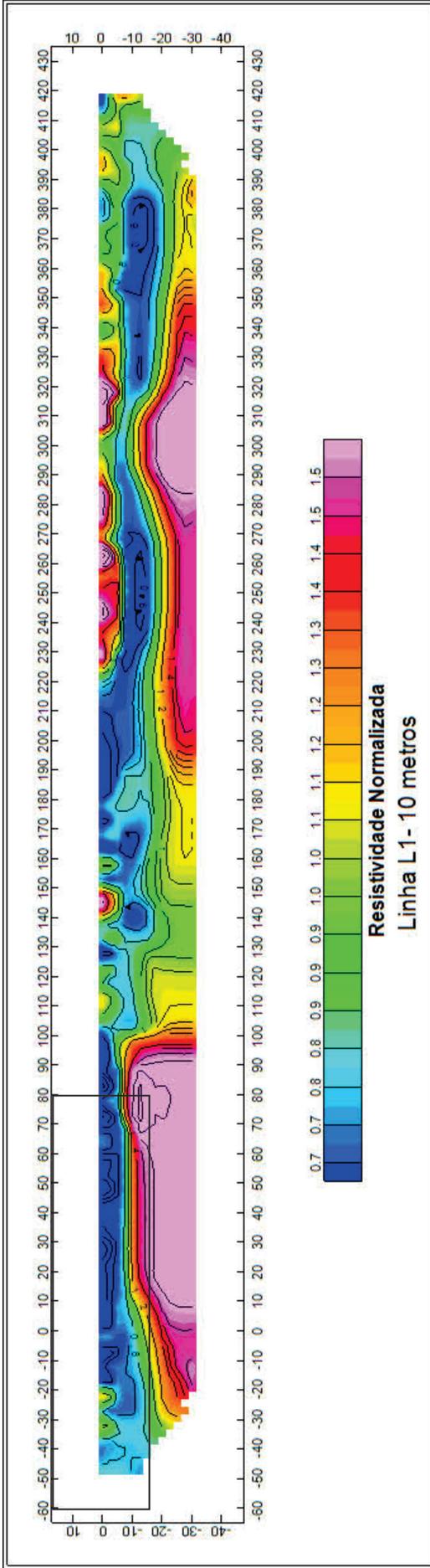


Figura 6.21 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L1. A posição dos resultados para a linha L1’ está representada no retângulo posicionado no canto superior da figura.

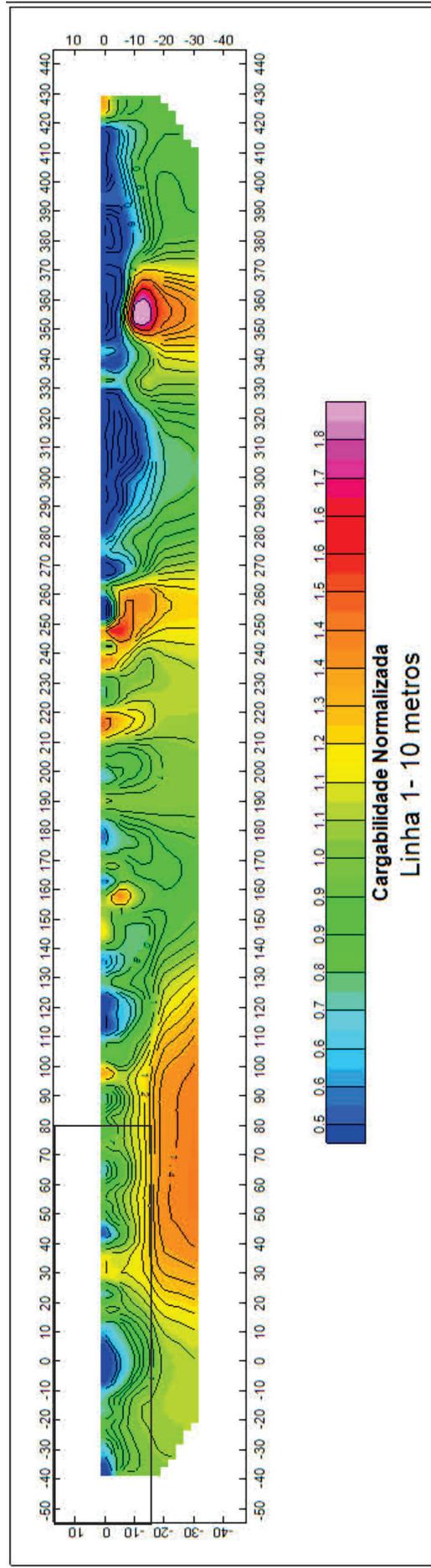


Figura 6.22 – Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L1. A posição dos resultados para a linha L1’ está representada no retângulo posicionado no canto superior da figura.

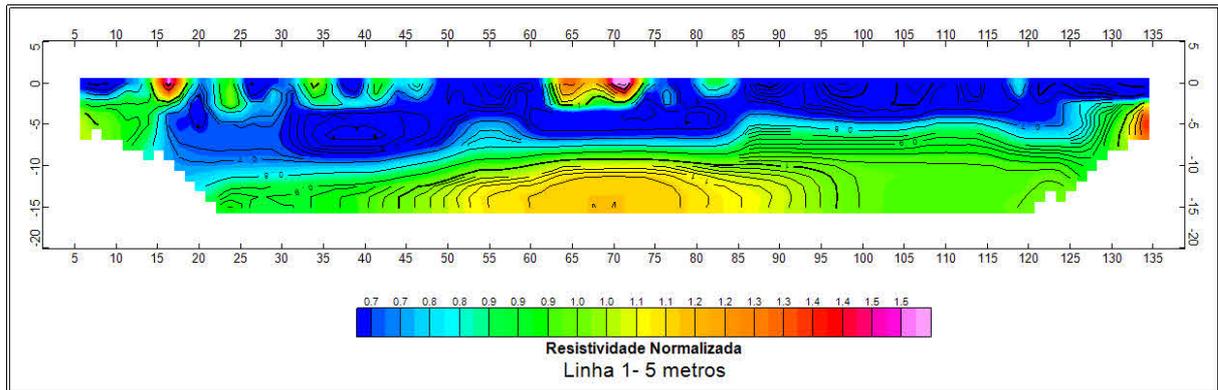


Figura 6.23 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L1’.

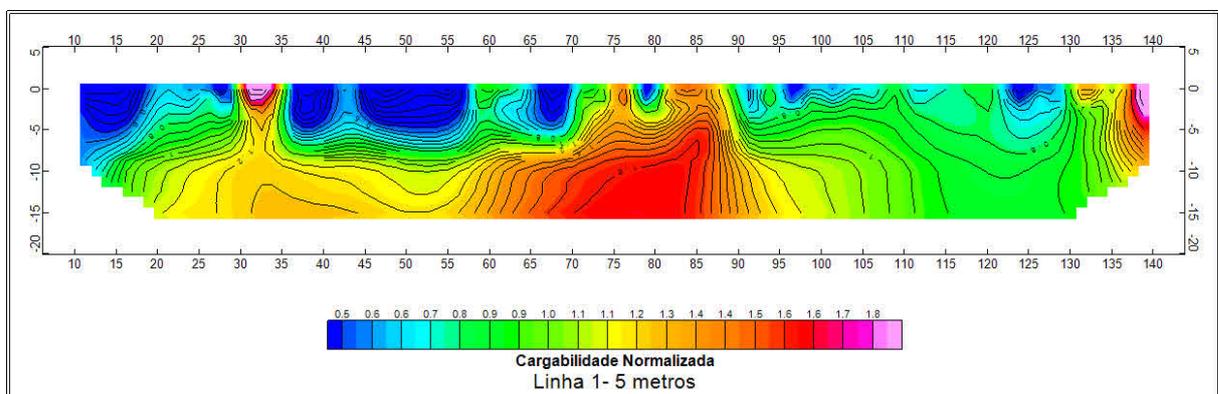


Figura 6.24 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L1’.

6.3.2 Linhas L2 e L2’

Após a normalização dos dados da linha 2 é mais nítido a diferença entre os resultados da cargabilidade para a anomalia 1. Na linha com espaçamento entre eletrodos de 10 metros (figuras 6.25 e 6.26) os valores de cargabilidade são menores quando comparado com os da linha L2’ (figuras 6.27 e 6.28). Essa diferença pode ser devido a resolução espacial, que é maior para a linha com menor espaçamento entre eletrodos.

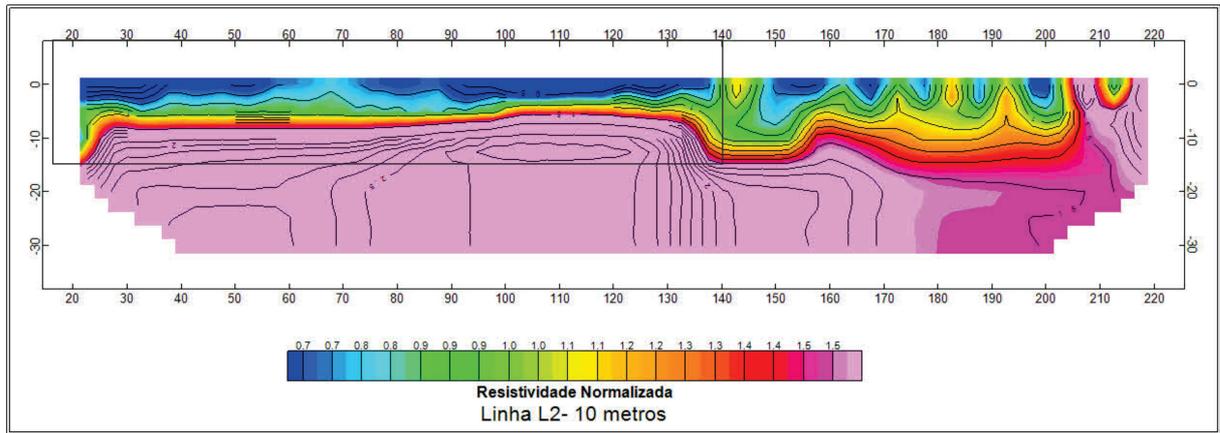


Figura 6.25 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L2. A posição dos resultados para a linha L2' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.

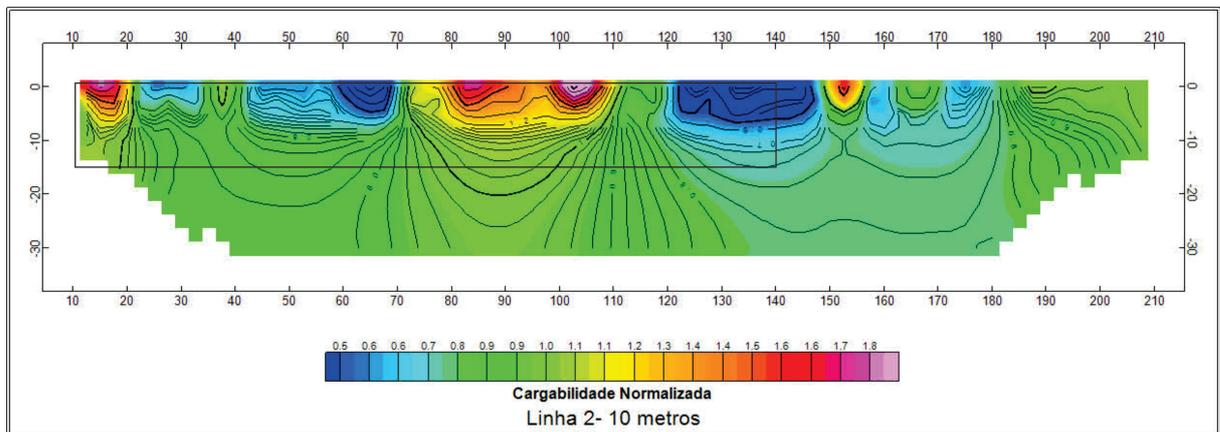


Figura 6.26 – Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L2. A posição dos resultados para a linha L2' está representada no retângulo posicionado no canto esquerdo superior da figura.

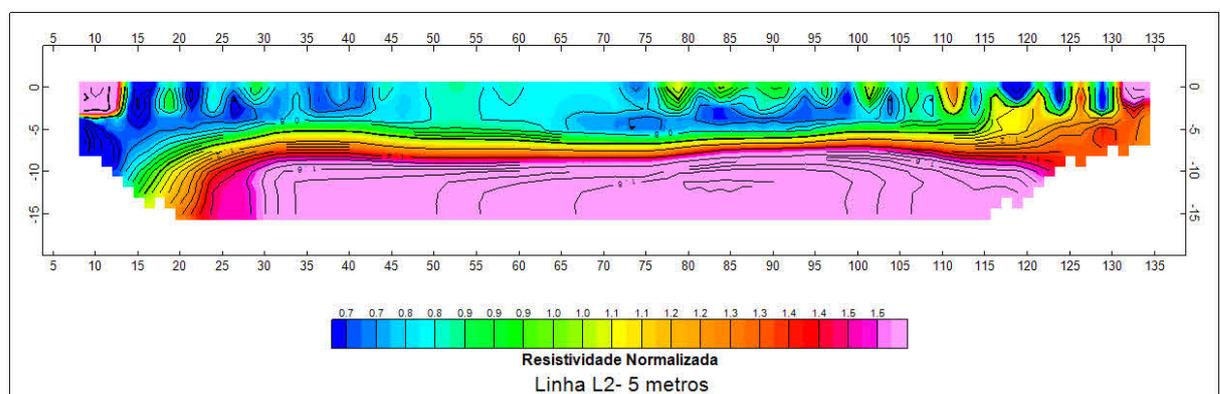


Figura 6.27 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L2'.

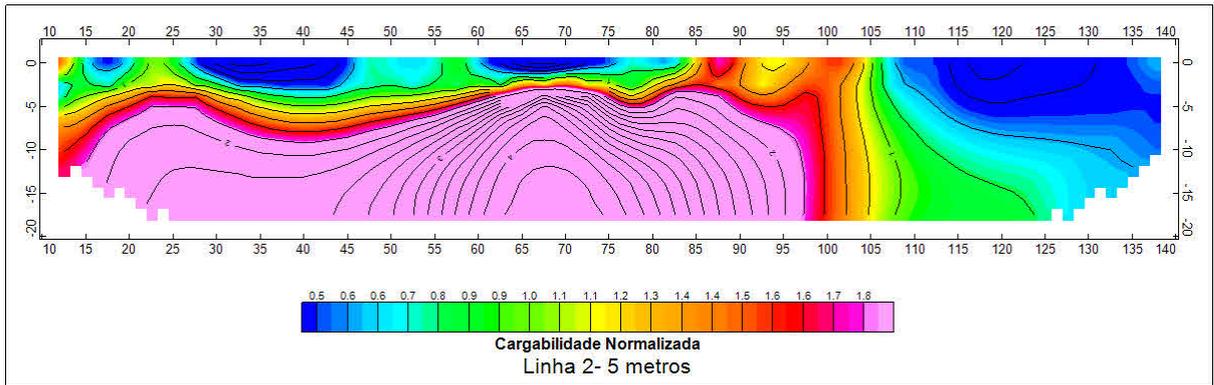


Figura 6.28 – Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L2’.

6.3.3 Linha L3

A linha L3 apresentou os maiores valores para a cargabilidade, sendo possível observar a posição das anomalias em estruturas verticais (figuras 6.29 e 6.30).

Feito a normalização, a observação das zonas de contato, estruturas de cisalhamento, zona de mineralização e contato é mais nítida, sendo complementada pela análise de histogramas explicada a seguir.

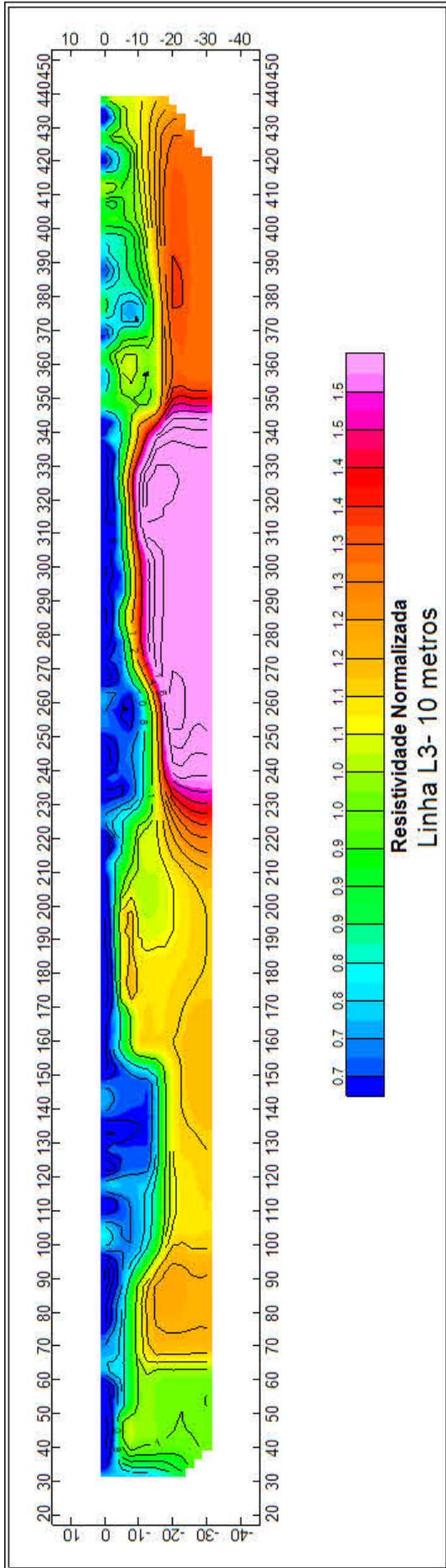


Figura 6.29 – Resultado da normalização para a resistividade na linha L3.

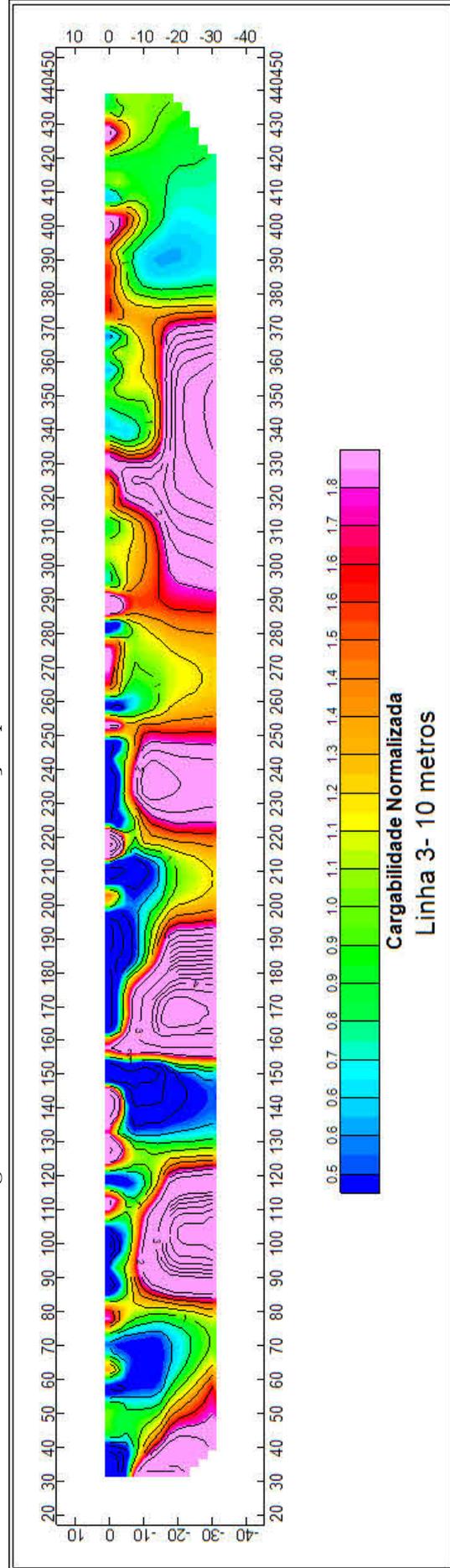


Figura 6.30 – Resultado da normalização para a cargabilidade na linha L3.

6.4 Modelo geológico

Por meio de todos os resultados gerados e conhecimentos prévios da geologia foram criados modelos geológicos para cada linha, como pode ser analisado nas próximas seções. Por falta de mais informações geológicas, alguns materiais foram nomeados somente com seu respectivo intervalo de resistividade.

6.4.1 Linhas L1 e L1'

As camadas mais superficiais com resistividade alta foram interpretadas como solo. Essa camada atingiu média de 5 metros de espessura e de todas as linhas foi a mais espessa. A camada seguinte foi o saprólito, que apresenta baixa resistividade devido a presença de água argilominerais tais como caulinita. O material com a maior resistividade foi interpretado como o granito deformado.

Por último foi identificada uma zona com resistividade entre 331- 1200 ohm.m, que pode ser uma segregação quartzosa ou uma brecha; essa região foi observada entre a zona de mineralização e de contato. Três zonas mineralizadas com possível presença aurífera foi localizada em aproximadamente 80-90, 250 e 330 metros, todas com profundidade maior que 5 metros (figura 6.31).

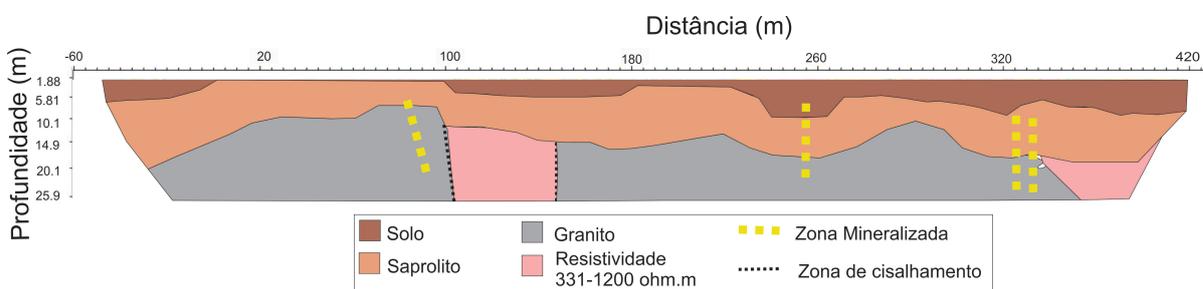


Figura 6.31 – Modelo geológico final para as linhas L1 e L1'.

6.4.2 Linhas L2 e L2'

A linha L2 apresentou apenas uma anomalia para a zona mineralizada, entre 75 e 80 metros, também foi identificada abaixo de 5 metros. O solo foi interpretado sendo muito fino que não foi visualizado nas pseudoseções de resistividade. Uma transição entre o granito e uma rocha com resistividade menor e entre 2113-4076 ohm.m foi definida, visto que esse material também pode ser um granito, porém mais fraturado (figura 6.32).

6.4.3 Linha L3

Por último, a linha L3 foi similar à linha L2 e L2', visto que não foi possível delimitar o solo e uma camada menos resistiva que o granito também foi visualizada,

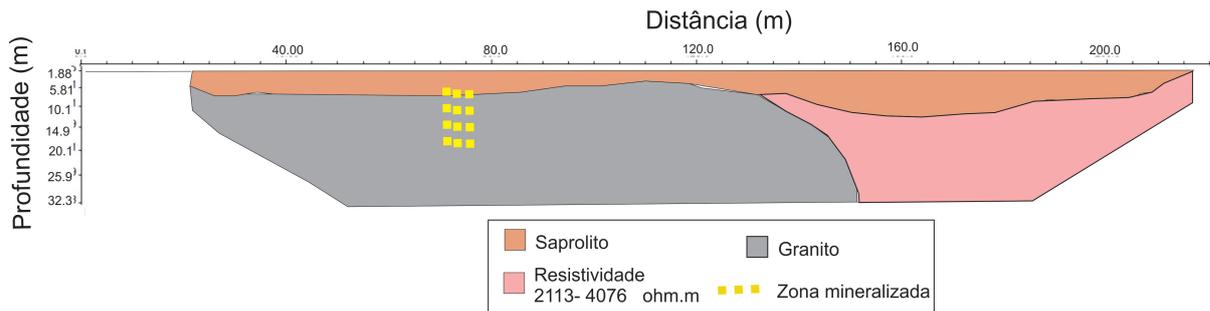


Figura 6.32 – Modelo geológico final para as linhas L2 e L2'.

podendo ser o mesmo caso da linha anterior. Quatro regiões mineralizadas e com maior probabilidade de obter ouro foi definida entre 95-100 metros, 160-170 metros, 235- 240 metros e 345 metros. Todas com o topo mais profundo que 6 metros (figura 6.33).

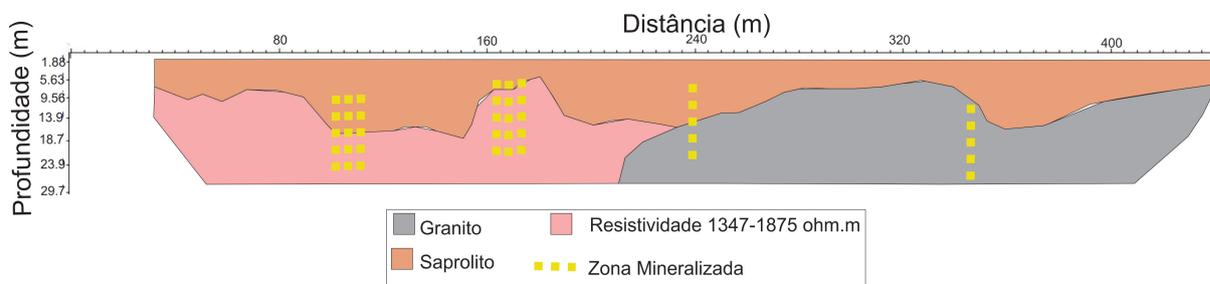


Figura 6.33 – Modelo geológico final para as linhas L3.

6.5 Discussão

Na linha L1, foi feita uma trincheira de 5 metros de profundidade entre mais ou menos 75-85 metros do início da mesma, na primeira anomalia. Foi encontrado material oxidado, óxido de ferro, veio de quartzo e pouco ouro. A sugestão de zona mineralizada, neste trabalho, para a primeira anomalia de L1 foi à aproximadamente 140-150 metros do início da linha, lembrando que a mesma começa em -60 metros.

Na linha L2 foi feita uma trincheira entre 70 e 80 metros do início da mesma com aproximadamente 5 metros de profundidade. Nesta foi encontrado veio de quartzo, material com presença de ferro e foi a que teve maior presença de ouro em baixas profundidades.

Na linha L3, apesar de ter sido a linha com as maiores anomalias, foi a que menos teve presença de ouro, provavelmente porque foi feita uma trincheira em 160 metros e com uma profundidade de aproximadamente 5 metros. A sugestão para o posicionamento da zona mineralizada presente na anomalia 2 foi de 160 e 175 metros à uma profundidade de aproximadamente 6 metros.

7 CONCLUSÃO

A análise geofísica para a JP mineradora permitiu auxiliar no planejamento da exploração aurífera. O estudo foi feito por meio de três linhas nas quais foram realizados os seguintes procedimentos: aquisição, inversão dos dados de resistividade, cargabilidade e fator metal no domínio do tempo, além da normalização, análise de histogramas e construção do modelo geológico.

A partir da integração dos dados foi possível inferir que as zonas de mineralização se encontram em profundidades maiores que 6 metros. Para a primeira linha foram identificadas três zonas anômalas, para a segunda linha apenas uma e para a linha 3 quatro zonas. Os locais que foram feitas trincheiras para a exploração foram encontradas concentrações não satisfatórias para o ouro, sendo sugerida que profundidades maiores sejam alcançadas.

O fator metal variou muito para cada zona mineralizada sendo que para a linha L1 foi de 84,8, para a linha 2 foi correlacionada um valor de FM apenas para L2', com valor igual a 58,1 e para a linha L3 o valor foi de 45. Visto que FM não apresenta um significado físico linear, o mesmo poderia ser comparado com valores petrofísicos. Além disto, não foi possível ter acesso ao banco de dados químico das trincheiras, sendo sugerido que uma análise química seja feita para se obter uma melhor interpretação.

Os valores de cargabilidade anômala foram jugados baixos, maiores que 14 mV/V, com exceção da linha 3 que os valores foram maiores que 20 mV/V, o que sugere que as concentrações do minério não são muito altas. A resistividade para essas zonas anômalas foram maiores que 1200 ohm.m, indicando que a mineralização ocorre no granito ou em zonas fraturadas.

Portanto, a criação de um banco de dado petrofísico correlacionado com as propriedades físicas medidas em campo (resistividade e cargabilidade) e FM poderia fornecer uma interpretação geológica de subsuperfície mais refinada evitando ambiguidades geradas por problema mal posto. Um dos problemas mal posto é que as anomalias de cargabilidade podem está associadas à minerais de ferro e chumbo como a hematita e galena.

Outra forma de melhorar a identificação de locais com a maior probabilidade em se obter ouro é a utilização de outros métodos geofísicos assim como a utilização de equipamentos para métodos elétricos mais potentes, que operam em maiores voltagens, o que permite a redução de valores negativos para a cargabilidade, instrumentos como Elrec da Iris Instrument possibilita a medição de IP no domínio da frequência mais confiáveis.

Por último, a aquisição de mais linhas pouco espaçadas entre si e perpendiculares

ao lineamento permitiria a criação de produtos em 3D, logo, o mapeamento do lineamento e zonas de cisalhamento seria possível.

Referências

- Braga, A. C de O. (2006). *Métodos da Resistividade e Polarização Induzida aplicados no estudo da captação e contaminação de águas subterrâneas: Uma abordagem metodológica e prática*. Trabalho de Livre Docência. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., VIDOTTI, R. M., e GONÇALVES, J. H. (2003). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM. 674p
- Cordeiro, P. F. O. (2014). *Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília*. Tese de Doutorado da Universidade de Brasília, 156 p.
- Corrêa, R. S. (2014). *Deformação, alteração hidrotermal e mineralização aurífera associados ao Granito Príncipe, Distrito Aurífero de Natividade*. Tese de Mestrado. Universidade de Brasília.
- Corrêa, R.S., Sousa, L.A. (2012). *Projeto Natividade: Subárea IX*. In: Oliveira, C.G., Vidotti, R.M., Dantas, E.L., Souza, V.S., Chemale, F.J. Projeto Natividade: Relatório de Graduação do Curso de Geologia da Universidade de Brasília, Brasil.
- Costa, R.T. (2007). *Análise de dados de cargabilidade, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética na mina do Brucutu, MG*. Dissertação de mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências.
- Dahlin, T. e Zhou, B. (2004). *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays*. Geophysical Prospecting, v.52, p.379-398.
- De Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., e Fuck, R. A. (1981). *Brazilian structural provinces: an introduction*. Earth-Science Reviews, 17(1-2), 1-29.
- França (2015). *Caracterização Geométrica de Zonas Mineralizadas Próximo ao Município de Poconé-MT*. Trabalho de Conclusão de Curso em Geofísica Aplicada, Instituto de Geociências, IG/UnB, 71p.
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Junges, S.L., Soares, J.E. e Praxedes, I. F. (2014). *Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction*. Precambrian Research, 244, 53-74.
- Gandolfo, O. C. B. (2007). *Um estudo do imageamento geométrico na investiga-*

ção rasa. Dissertação de Doutorado, Universidade de São Paulo.

Gouet, D. H., Assembe, S. P., Meying, A., Bialou, M. B., Haskandi, J. K., & Ndougsa-Mbarga, T. (2016). *Combined Geoelectrical Approach DC and IP Methods in the Identification of the Mineralized Bodies Parallel to the NE-SW Tectonic Line of Kadei River: Case of Quartz or Pegmatite Gold Bearing Veins of Ngoura Subdivision (East Cameroon)*. International Journal of Geosciences, 7(07), 891.

Keller, G.V.; Frischknecht, F.C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, NY, 517 p.

Legault, J. M., Niemi, J., Brett, J. S., Zhao, S., Han, Z., e Plastow, G. C. (2016). *Passive airborne EM and ground IP resistivity results over the Romero intermediate sulphidation epithermal gold deposits, Dominican Republic*. Exploration Geophysics, 47(3), 191-200.

Loke, M. H. (1999). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to v.2*.

Loke, M. H. (2004). *A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. 136p.

Loke, M. H. & Barker, R.D. (1996). *Rapid least-inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method*. Geophysical Prospecting, 44: 131-152.

Nabighian, M. N., e Elliot, C. L. (1976). *Negative induced-polarization effects from layered media*. Geophysics, 41(6), p. 1236-1255.

Oliveira, C.G. 2012. *Projeto Natividade*. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília.

Pfeiffer D.U. (1996). *Issues related to handling of spatial data*. Australian Veterinary Association Second Pan Pacific Veterinary Conference, Christchurch, p. 83-105.

Pinto, V. P. (2017). *Técnicas de polarização induzida aplicadas à prospecção aurífera no setor leste da província aurífera Alta Floresta (MT)*. Trabalho de conclusão de curso em geofísica aplicada, Instituto de Geociências, IG/UnB, 122p.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A. (1992). *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. Geology 20 (4), 375-379.

Pittard, K., e Bourne, B. (2007). *The contribution of magnetite to the induced polarization response of the Centenary orebody*. Exploration Geophysics, 38(3), 200-207.

Ramos, R. P. A. (2017). *Prospecção Elétrica de Veios Auríferos na Região de*

- Poconé, MT.** Trabalho de conclusão de curso em geofísica aplicada, Instituto de Geociências, IG/UnB, 121p.
- Rijo, L. (2001). *Eletromagnetismo com Matemática* vol.1, 671p. Disponível em Centro de Memória do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Acervo Luiz Rijo.
- Saboia, A.M. (2009). *O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 96 pp.
- Sousa, I. M. C. (2015). *Geologia, geocronologia e geoquímica do embasamento granítico paleoproterozóico em natalidade, Faixa Brasília Norte*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de mestrado
- Soares, J. E. P. (2005). *Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado.
- Stratton, J. A. (1941). *Electromagnetic Theory*. McGraw Hill Book Co.
- Summer, J. S. (1976). *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific Pub. Co
- Sumner, J. S. (2012). *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. (Vol. 5). Elsevier.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., e Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Second Edition. Cambridge university press, 770p.
- Ward , S. H. (1990). *Resistivity and polarization methods. Geotechnical and environmental geophysics*. Tulsa: SEg, V.3, p. 147-189.
- Ware, G. H. (1979). *In-situ induced-polarization and magnetic susceptibility measurements—Yerington mine*. Geophysics, 44(8), 1417-1428.
- Witherly, K.E. & Vyselaar, J. (1990). *A geophysical case history of the Poplar Lake Copper-Molybdenum deposit, Houston Area, British Columbia* in Fink J.B., McAlister, E.O., Sternberg, B.K., Wieduwilt, W.G. e Ward, S.H. (Eds), 1990, Induced Polarization: Applications and case histories: Investigations in Geophysics No. 4, Soc. Expl. Geophys.
- Yusta, I., Velasco, F., & Herrero, J. M. (1998). *Anomaly threshold estimation and data normalization using EDA statistics: application to lithochemical exploration in Lower Cretaceous Zn–Pb carbonate-hosted deposits, northern Spain*. Applied geochemistry, 13(4), 421-439.