

UNIVERSIDADE SÃO PAULO (USP)
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS (IAG)
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

HUGO FERREIRA SAAR

**Métodos geofísicos da Eletrorresistividade (ERI e SEV),
Eletromagnético Indutivo no domínio da frequência (FDEM) e
Polarização Induzida no domínio do tempo (IP), aplicados à
exploração de água subterrânea em basaltos fraturados,
para uso na irrigação agrícola**

São Paulo

2023

HUGO FERREIRA SAAR

Métodos geofísicos da Eletrorresistividade (ERI e SEV), Eletromagnético Indutivo no domínio da frequência (FDEM) e Polarização Induzida no domínio do tempo (IP), aplicados à exploração de água subterrânea em basaltos fraturados, para uso na irrigação agrícola.

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada
Orientador: Prof. Dr. Vagner Roberto Elis

São Paulo
2023

Saar, Hugo Ferreira

Métodos geofísicos da Eletrorresistividade (ERI e SEV), Eletromagnético Indutivo no domínio da frequência (FDEM) e Polarização Induzida no domínio do tempo (IP), aplicados à exploração de água subterrânea em basaltos fraturados, para uso na irrigação agrícola / Hugo Ferreira Saar; orientador: Prof. Dr. Vagner Roberto Elis.

São Paulo, 2023
105 f. ; 71 fig.

Tese (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Geofísica. Área de Concentração: Geofísica Aplicada) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

1. Geofísica. 2. Meio Ambiente. 3. Água Subterrânea

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo para obtenção do título
de Mestre.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus pela oportunidade de experimentar a vida em sua plenitude, força onipresente que me ensinou a caminhar 2000 passos a mais, após os primeiros 1000.

Agradeço aos meus amados pais Klaus e Irene (*in memoriam*) por tudo que me proporcionaram, meus primeiros mestres na vida, e os grandes incentivadores do estudo e do trabalho em minha vida.

Agradeço à minha amada esposa Renata, por todo o carinho, amor e companheirismo dedicado a mim ao longo de todos esses anos, e aos meus amados filhos Yuri e Ian, pelo amor e incentivo para nunca desistir dos meus sonhos, que há anos tornam a minha vida mais feliz e muito mais divertida, e a Julia, que veio trazer mais felicidade a família.

Aos meus amados irmãos Leonardo e Jefferson pelo incentivo e parceria ao longo da vida e aos meus amados irmãos e irmãs adotados pelo meu coração, Adriana, Cláudia, Luizinho, Stefania, Roberta, Renato, Luiz, Cleusa, e aos meus amados sobrinhos, Guilherme, Luiza, Nathan, Isis e Laís, cuja luz me faz acreditar em um futuro melhor.

Ao meu orientador e amigo Vagner Roberto Elis, pela oportunidade proporcionada de voltar a frequentar os bancos escolares do pioneiro IAG, *alma mater* da Geofísica no Brasil, por todo o incentivo e ajuda na aquisição, processamento e interpretação dos dados de campo, bem como na partilha de sua experiência profissional na docência.

Ao técnico de campo do IAG, Marcelo Cesar Stangiari, pela ajuda nas atividades de campo e a secretária Rosangêla, que me acompanhou desde a época da graduação, por toda a sua ajuda no complexo processo de adaptação no período da pandemia.

Aos professores e funcionários do IAG, que contribuíram para a minha formação, e a todos os colegas da graduação e pós-graduação, que de várias formas contribuíram para que eu chegasse até aqui, sem os quais a jornada teria sido menos divertida.

SUMÁRIO

ÍNDICE	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	10
Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	12
Capítulo 2 – METODOLOGIA	13
Capítulo 3 – ÁREA DE ESTUDO	53
Capítulo 4 – GEOLOGIA	54
Capítulo 5 – GEOFÍSICA	59
Capítulo 6 – PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR	91
Capítulo 7 – CONCLUSÕES	95
Capítulo 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

ÍNDICE

1.	INTRODUÇÃO	12
2.	METODOLOGIA	13
2.1.	O Método da Eletrorresistividade	13
2.1.1.	Fundamentos Teóricos	14
2.1.1.1	Geometrias de campo	19
2.1.1.2	Resistividade Aparente	22
2.1.1.3	Arranjos de Quatro Eletrodos	26
2.1.2.	Sondagem Elétrica Vertical (SEV)	28
2.1.3.	Caminhamento Elétrico (CE)	31
2.1.3.1	Efeito de Eletrodo	33
2.1.3.2	Inversão dos Dados de Caminhamento Elétrico	34
2.1.4.	Equipamentos	35
2.2.	Método da Polarização Induzida (IP)	36
2.2.1.	Polarização de Membrana	38
2.2.2.	Polarização de Eletrodo	39
2.2.3.	IP no Domínio do Tempo	40
2.2.4.	Sondagem IP	42
2.3.	O Método Eletromagnético Indutivo	43
2.3.1.	Método EM no Domínio da Frequência (FDEM)	43
2.3.2.	Fundamentos Teóricos	45
2.3.3.	Condutividade Medida pelo EM-34 (Geonics)	47
2.3.4.	Interpretação dos Dados do Método FEM	50
3.	ÁREA DE ESTUDO	53
3.1.	Zona Rural de Cândido Mota – SP	53
4.	GEOLOGIA	54
4.1.	Principais <i>Trends</i> Geológicos	54
4.2.	Sistema Aquífero Serra Geral	55

5.	GEOFÍSICA	59
5.1.	Aquisição Geofísica	60
5.2.	Processamento e Interpretação Geofísica	62
5.2.1	Caminhamentos Elétricos (CE)	62
5.2.2	Sondagens Elétricas Verticais (SEV)	73
5.2.3	Polarização Induzida (IP)	82
5.2.4	Eletromagnético Indutivo (FDEM)	87
6.	PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR	91
7.	CONCLUSÕES	95
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Elementos geométricos utilizados na definição da resistividade	15
Figura 2 - Diagrama ilustrativo de uma fonte pontual de corrente localizada no ponto C, utilizado para determinar o potencial elétrico no ponto P	16
Figura 3 – Arranjo de campo hipotético para determinar a resistividade em subsuperfície	20
Figura 4 - Arranjo de campo hipotético com o uso de dois eletrodos de corrente, onde um é a fonte (C_1) e o outro é o sumidouro de corrente elétrica (C_2), e dois eletrodos de potencial P_1 e P_2	20
Figura 5 - Distribuição qualitativa do fluxo de corrente em subsuperfície na presença de uma interface horizontal que separa duas camadas de resistividades distintas	23
Figura 6 - Efeito da variação do espaçamento entre os eletrodos de corrente sobre o fluxo de corrente sobre duas camadas de resistividades distintas	25
Figura 7 - Gráficos estimados da resistividade aparente (ρ_a) versus espaçamento entre eletrodos de corrente	25
Figura 8 - Configurações de quatro eletrodos mais utilizadas	26
Figura 9 - Arranjo de campo Schlumberger	29
Figura 10 - Manobra de embreagem em um levantamento eletrorresistivo pontual pelo arranjo Schlumberger	30
Figura 11 - Gráfico de resistividade aparente por $AB/2$ em uma aquisição geométrica pelo arranjo Schlumberger.	31
Figura 12 - Geometria da aquisição geométrica pelo arranjo Dipolo-Dipolo	32
Figura 13 - Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente adquirida utilizando-se o arranjo Dipolo-Dipolo	33
Figura 14 - Avaliação quantitativa pela inversão dos dados de resistividade aparente a partir da pseudo-seção 2D	35
Figura 15 - Equipamento de aquisição de eletrorresistividade <i>Syscal R2</i>	36
Figura 16 - Formas de onda observadas nos eletrodos de corrente AB e de potencial MN devidas ao efeito IP	37
Figura 17 - Mecanismos de polarização induzida	39
Figura 18 - Diagrama ilustrativo do método da indução eletromagnética no domínio da frequência	44

Figura 19 - Diagrama de fasores dos campos magnéticos primário H_p e secundário H_s no método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FEM)	46
Figura 20 - Formas de onda observadas no método eletromagnético indutivo no domínio da frequência	47
Figura 21 - Equipamento EM-34 da empresa canadense Geonics	48
Figura 22 - Perfil transmissor x receptor no modo HCP na região de Kankberg, no norte da Suécia	51
Figura 23 - Região rural de Candido Mota, com destaque na área do estudo	53
Figura 24 - Região de ocorrência dos basaltos da Fm. Serra Geral	54
Figura 25 - Principais <i>trends</i> geológicas na área de estudo em Candido Mota – SP	55
Figura 26 - Região de ocorrência dos principais sistemas aquíferos do estado de São Paulo com detalhe para o SASG	56
Figura 27 - Localização dos poços produtores de água subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral na região de Candido Mota	57
Figura 28 - Perfis litológicos dos poços produtores de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Serra Geral na região de Candido Mota	57
Figura 29 - Localização da geometria da aquisição dos 06 caminhamentos elétricos e das 05 Sondagens Elétricas Verticais na imagem de satélite	60
Figura 30 - Localização da geometria da aquisição dos 06 caminhamentos elétricos e das 05 Sondagens Elétricas Verticais no mapa das curvas de nível na região	61
Figura 31 - Pseudo Seções do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01)	62
Figura 32 - Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01) com a topografia	63
Figura 33 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-01	64
Figura 34 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-02	65
Figura 35 - Inversão do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02) com a topografia	65
Figura 36 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-03	67
Figura 37 - Inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03) com a topografia	67
Figura 38 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-04	69
Figura 39 - Inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04) com a topografia	69
Figura 40 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-05	70

Figura 41 - Inversão do Caminhamento Elétrico 05 (CE-05) com a topografia	71
Figura 42 - Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-06	72
Figura 43 - Inversão do Caminhamento Elétrico 06 (CE-06) com a topografia	72
Figura 44 – Ajuste da SEV 01	74
Figura 45 - SEV 01 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 02 sem a topografia	74
Figura 46 – Ajuste da SEV 02	75
Figura 47 - SEV 02 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 05 sem a topografia	76
Figura 48 – Ajuste da SEV 03	77
Figura 49 - SEV 03 - mapa de localização	77
Figura 50 – Ajuste da SEV 04	78
Figura 51 - SEV 04 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 03 sem a topografia	78
Figura 52 – Ajuste da SEV 05	79
Figura 53 - SEV 05 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 04 sem a topografia	80
Figura 54 – Ajuste da SEV 06	81
Figura 55 - SEV 06 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 01 sem a topografia	81
Figura 56 – Ajuste da curva IP-01	82
Figura 57 - Interpretação geofísica dos dados adquiridos no IP-01	83
Figura 58 - Ajuste da curva IP- 02	84
Figura 59 - Interpretação geofísica dos dados adquiridos no IP-02	84
Figura 60 - Ajuste da curva IP-03	85
Figura 61 - Ajuste da curva IP-04	86
Figura 62 - Ajuste da curva IP-05	86
Figura 63 - Mapa de localização da aquisição Eletromagnética pelo método indutivo (EM)	88
Figura 64 - Seção 2D de condutividade elétrica 02 (CEM 02)	88
Figura 65 – Seção 2D de condutividade elétrica 03 (CEM 03)	89
Figura 66 – Seção 2D de condutividade elétrica 04 (CEM 04)	90
Figura 67 - Local da perfuração do poço de produção de água em relação a pseudo seção 2D de resistividade aparente do Caminhamento Elétrico 03	91

Figura 68 - Local da perfuração do poço de produção de água em mapa	91
Figura 69 - CE-03 com perfil litológico do poço em profundidade	93
Figura 70 - Correlação da amostragem litológica realizada com intervalo de 3m em comparação com a condutividade aparente definida pelo CE-03	93
Figura 71 - Sonda de perfuração em operação e amostragem do basalto do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG)	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Cargabilidade dos minerais	41
Tabela 2 - Cargabilidade de vários minerais e rochas	41
Tabela 3 - Cargabilidade dos materiais	42
Tabela 4 - Espaçamento entre bobinas, frequência de operação e profundidade de investigação de acordo com o modo de operação HCP ou VCP	48

RESUMO

O objetivo desta pesquisa geofísica foi o de localizar as melhores zonas produtoras de água subterrânea em basaltos fraturados cobertos por solo, para uso agrícola na área rural do Município de Candido Mota, localizado na região Sudoeste do estado de São Paulo. Essa região faz parte da Bacia do Paraná, onde ocorreram os grandes derrames de rochas basálticas há 135 Ma, que hoje define a Formação Serra Geral.

Levantamentos de Eletrorresistividade (Caminhamento Elétrico e Sondagem Elétrica Vertical), Eletromagnético no Domínio da Frequência (FDEM) e de Polarização Induzida (IP) foram realizados em uma área destinada a plantação de milho, que está situada cerca de 7 quilômetros a sudoeste da zona urbana, sendo área de ocorrência de solos rasos sobrepostos aos basaltos, onde há necessidade de água para irrigação. Os basaltos da região apresentam camadas com zonas de vesículas e amígdalas, zonas alteradas e/ou fraturadas e presença de paleossolos intra-derrames, que normalmente são os melhores aquíferos, bem como zonas compactas com baixa permeabilidade.

O Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) apresenta excelente capacidade de retenção de água, devido ao seu intenso fraturamento, e nessa região, se encontra muito mais raso do que o Sistema Aquífero Guaraní (SAG), cuja profundidade de ocorrência é estimada em 900 metros de profundidade, o que inviabiliza a perfuração de poços para agricultura, principalmente para o pequeno produtor, devido ao alto custo da perfuração.

A aquisição de dados de eletrorresistividade foi realizada em campo utilizando dois tipos de arranjos, sendo realizados 6 caminhamentos elétricos (CE), para a avaliação da variação lateral da resistividade, e 6 Sondagens Elétricas Verticais (SEV), para avaliar a variação da resistividade com a profundidade, que também serviram de ponto de verificação de qualidade para o imageamento elétrico, já que a maioria dos dados de SEV foram adquiridos junto as linhas de aquisição dos CEs.

Os resultados dos levantamentos de eletrorresistividade mostraram excelente correlação entre as zonas de baixa resistividade e a ocorrência de regiões de basalto fraturado, tornando possível diferenciar possíveis zonas ou camadas de basaltos fraturados e/ou alterados de basaltos maciços, que inclusive orientaram com sucesso a perfuração de um poço.

Foram adquiridos também, dados de 03 caminhamentos pelo Método Eletromagnético Indutivo FDEM, denominados de CEM-02, CEM-03 e CEM-04, cujo equipamento utilizado foi o EM-34 da Geonics. Essa aquisição foi realizada sobre as mesmas linhas de 03 caminhamentos elétricos, que assim seguiram a mesma numeração, CE-02, CE-03 e CE-04, tendo a interpretação dos dados de condutividade mostrado uma excelente correlação entre eles.

A aquisição de dados de Polarização Induzida (IP) ocorreu na forma de sondagem pontual, tendo sido adquiridos no mesmo arranjo das SEVs, num total de 06 levantamentos, para que se pudesse avaliar a correlação da resistividade e da cargabilidade em relação à profundidade.

Um poço para produção de água subterrânea foi perfurado na região imageada pelo caminhamento elétrico 03, por sugestão dos resultados da interpretação conjunta dos três métodos geofísicos utilizados nesta pesquisa, com resultados promissores para uso na irrigação agrícola.

ABSTRACT

The objective of this geophysical research was to locate the best groundwater producing zones in fractured basalts covered by soil, for agricultural use in the Candido Mota city rural zone, located in the Southwest of the state of São Paulo, that is placed in the Paraná Basin Environment, where the large spills of basaltic rocks occurred at 135 My ago, which today is known as Serra Geral formation.

Electrical Resistivity, Frequency Domain Electromagnetic and Induced Polarization surveys were carried out in an area intended for corn plantation, which is located about 7 kilometers southwest of the urban area and, in this area, shallow soils overlapping basalts, where there is a need for water for irrigation. These basalts have layers with vesicles and tonsils of altered and/or fractured zones, and the presence of intra-spill paleosoils, which are the best aquifers, as well as zones low permeability zones.

The Serra Geral Aquifer System (SGAS) has an excellent water retention capacity, due to its intense fracturing, and in this region, The SGAS is much shallower than the Guaraní Aquifer System (GAS), whose depth of occurrence is estimated at 900 meters, which makes it impossible to drill wells for agriculture, mainly for small producers, due to the high cost of drilling.

The acquisition of electroresistivity data was carried out in the field using two types of arrangements, with 6 Electrical Resistivity Imaging (ERI) being carried out, to evaluate the lateral resistance variation, and 6 Vertical Electrical Soundings (VES), to evaluate the resistivity variation with depth, which also served as a checkpoint for ERI quality, since most of the VES data were acquired along the ERI acquisition lines.

The results of electrical resistivity methods showed an excellent correlation between the zones of low resistivity and the fractured basalt occurrence, making it possible to differentiate zones or layers of fractured and/or altered basalts from massive basalts, which even successfully guided a drilling water well.

Data from 03 Frequency Domain EM surveys were also acquired by the Electromagnetic Inductive Method, called CEM-02, CEM-03 and CEM-04, by the Geonics EM-34 equipment. This acquisition was carried out on the same lines of 03 electrical ERI, which followed the same numbering, CE-02, CE-03 and CE-04, and the conductivity interpretation data showed an excellent correlation between them.

The acquisition of Induced Polarization (IP) data occurred in a vertical sounding, having been acquired in the same array of the SEVs, in a total of 06 surveys, so that the correlation of resistivity and chargeability in relation to depth could be evaluated.

A groundwater production well was drilled in the ERI 03 (CE-03), low resistivity zone, as suggested by the three geophysical methods joint interpretation, whose were used in this research, with promising results for use in sustainable agriculture irrigation.

1. INTRODUÇÃO

A Formação Serra Geral ocorre em grande parte do interior do Estado de São Paulo, cujo substrato geológico é formado por rochas basálticas fraturadas, que apresentam excelente capacidade de retenção de água e, com a demanda cada vez maior por este bem, principalmente para o agronegócio, a importância dessas rochas como aquífero tem aumentado.

Na fase de prospecção para avaliar o potencial de um local para a perfuração de um poço produtor é importante conhecer as características geológicas dessas rochas, que influenciam no seu potencial reservatório aquífero, como o grau de fraturamento, a presença de vesículas, bem como a ocorrência de paleossolos e arenitos intertrapiados entre os derrames.

A geofísica se apresenta como importante ferramenta para a avaliação de locais ideais para a locação dos poços produtores, pois de acordo com o conhecimento prévio das características geoeletricas dos basaltos da Formação Serra Geral, sabe-se que essas rochas, quando se apresentam com baixo grau de alteração e/ou fraturamento e sem vesículas, são caracterizadas por valores elevados de resistividade. Como a resistividade tem relação inversa com a porosidade, quanto mais compacta a rocha maior o valor de resistividade, sendo comum encontrar basaltos com resistividades acima de 1.000 Ohm.m. Por outro lado, quando existem zonas de basalto fraturado, vesicular e/ou alterado os valores de resistividade tendem a ser bem menores, e tal natureza geoeletrica convida ao uso dos métodos elétricos e eletromagnéticos em geofísica, com destaque para o método da eletrorresistividade.

2. METODOLOGIA

2.1. O Método da Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade, como meio de prospecção geofísica, é usado no estudo de “*descontinuidades horizontais e verticais nas propriedades elétricas do solo e também na detecção de corpos tridimensionais de condutividade elétrica anômala*” (KEAREY, 2009), cujo princípio físico se baseia na determinação da resistividade das rochas, considerando-se também a fração correspondente a resistividade dos fluidos intersticiais, que é definida como uma resposta dos materiais terrestres a passagem de um fluxo de corrente elétrica contínua ou alternada em baixas frequências, “*tipicamente na faixa de 0,03Hz a 3Hz*” (WARD, 1990).

O método se utiliza de uma corrente elétrica que é introduzida no subsolo através de dois eletrodos, denominados *eletrodos de corrente*, que assim geram um campo elétrico em subsuperfície e, medindo-se o potencial elétrico em outros dois eletrodos ditos *de potencial*, nas proximidades desse fluxo de corrente, pode-se determinar a geometria da distribuição da resistividade em subsuperfície, objetivo final do método da eletrorresistividade.

A resistividade elétrica (e seu inverso, a condutividade elétrica) tem relação direta com os mecanismos de propagação de correntes elétricas nos materiais, sendo que a condutividade em solos e rochas se intensifica por dois fatores principais:

(1) na presença de minerais metálicos em sua matriz (entre outros condutores), pelo conhecido fenômeno da *condutividade eletrônica*;

(2) devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras dos solos e rochas, o que é denominado de *condutividade eletrolítica*, ambas obedecendo a lei de Ohm.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (01)$$

Onde J é densidade de corrente elétrica [A/m^2], σ é a condutividade elétrica

[S/m] e E é o campo elétrico [V/m].

A condutividade é eletrolítica na maioria das situações geológicas de subsuperfície, e isto ocorre devido a condutividade eletrônica ocorrer apenas em casos muito específicos, quando as rochas apresentam minerais condutores em teores suficientes para aumentar a condutividade local, como ocorre nas mineralizações concentradas de sulfetos metálicos, um fenômeno de ocorrência rara e anômala.

A resistividade dos solos e rochas, que possuem condutividade eletrolítica, é afetada principalmente por quatro fatores, segundo SOUZA (2007):

- composição mineralógica;
- porosidade;
- saturação de água;
- quantidade e natureza dos sais dissolvidos.

Dentre esses fatores, os dois que mais influenciam a condutividade são a saturação de água nos poros e a salinidade, pois o aumento da saturação desses elementos, leva a uma diminuição dos valores de resistividade e, *“em vista disso, efetivamente as rochas (e o subsolo em geral) assumem um comportamento de condutor eletrolítico”* (GALLAS, 2000).

2.1.1 Fundamentos teóricos

O principal objetivo do método geofísico da eletrorresistividade consiste em se determinar a distribuição da *resistividade elétrica* em subsuperfície, e para isso apresentamos a definição física da resistividade elétrica ρ [$\Omega \cdot m$], pela equação 02, que a define a partir de em um cilindro sólido de comprimento L [m] e seção A [m²], e cujo material cilíndrico possui uma resistência elétrica R [Ω] (fig. 01).

$$\rho = \frac{R \cdot A}{L} \quad (02)$$

A inversa da resistividade, que é a condutividade elétrica σ , também pode ser encontrada na literatura, sendo definida pela equação 03, cuja unidade é Siemens/metro [S/m], podendo ser definida também pela unidade *“mho”* (inverso de Ohm).

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (03)$$

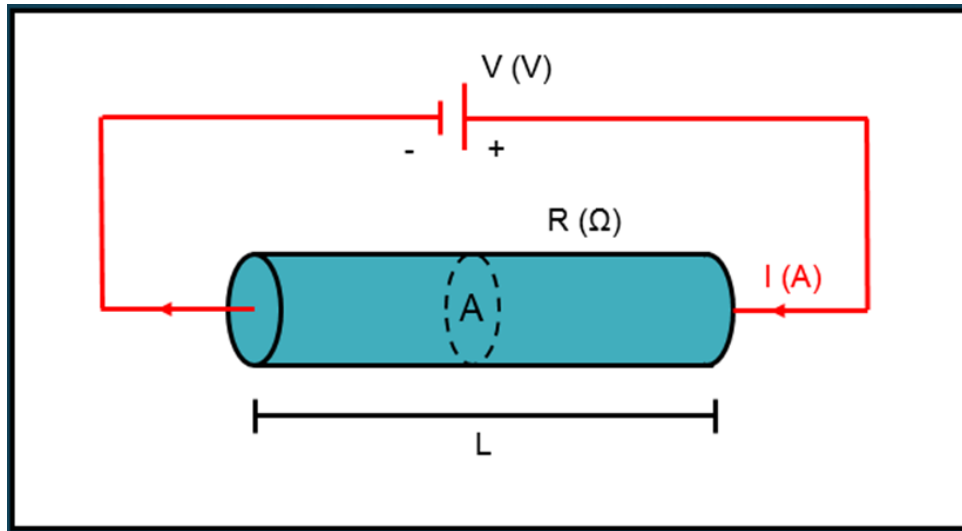


Figura 01 – Elementos físicos e geométricos utilizados na definição da resistividade.

A definição da resistividade elétrica ρ , envolve necessariamente o conhecimento das dimensões de um elemento geométrico (cilindro) por onde flui a corrente elétrica, e de um elemento físico ligado a natureza do material, a resistência elétrica R [Ω], que é calculada a partir da equação 04, sendo definida como uma oposição a passagem da corrente elétrica I [A], originada pela diferença de potencial dV [V] aplicada entre as faces opostas do cilindro.

$$R = \frac{dV}{I} \quad (04)$$

Intuitivamente podemos inferir que, conhecidos o elemento geométrico por onde passa o fluxo de corrente e a diferença de potencial entre dois pontos distintos localizados dentro desse fluxo, podemos utilizar a equação 02 em quaisquer situações para determinar a resistividade de um material, não se restringindo somente a formatos cilíndricos e, sendo assim, se faz necessário demonstrar que se pode adaptar o cálculo da resistividade da equação 02 para uso em quaisquer geometrias de fluxo de corrente no subsolo, tomando-se por premissa a necessidade de haver ao menos um ponto fixo para a fonte de corrente I (ponto de injeção) e ao menos dois eletrodos para medir a diferença de potencial dV , em dois pontos quaisquer.

O método geofísico da eletrorresistividade costuma ser utilizado para a determinação da resistividade em subsuperfície e, sendo assim, superfícies cilíndricas não são ideais para a estimativa desse parâmetro no subsolo, por isso vamos admitir que o fluxo de corrente originado a partir do ponto de injeção tenha uma geometria formada por um semi-espaco esférico, aqui considerado como tendo uma distribuição de resistividade homogênea e isotrópica, no qual será aplicado uma corrente elétrica num determinado ponto C, a partir do qual será medida diferença do potencial elétrico no ponto P, a uma distância r do ponto C, que se encontram dentro do fluxo de corrente (J), conforme o esquema ilustrativo apresentado na figura 02.

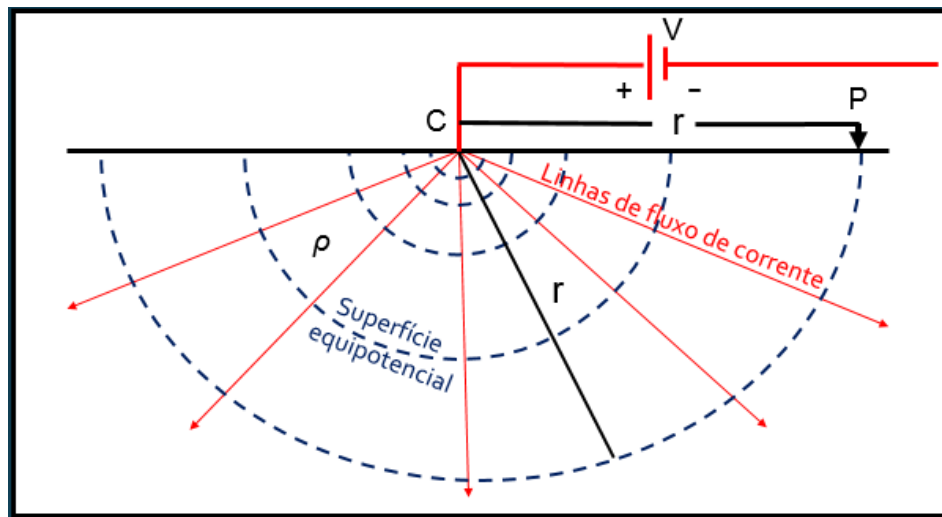


Figura 02 – Diagrama ilustrativo de uma fonte pontual de corrente localizada no ponto C, utilizado para determinar o potencial elétrico no ponto P. Admite-se que o eletrodo negativo da fonte de corrente se encontra em um ponto muito distante.

No exemplo teórico apresentado na figura 02, admite-se que eletrodo de retorno da corrente se encontra no infinito, e que não existem correntes elétricas passando pelo ar acima do subsolo, por causa de grande resistência elétrica deste meio e, sendo assim, a corrente flui radialmente para fora do ponto C em todas as direções no subsolo, definindo assim uma superfície esférica de propagação, que será o elemento geométrico, dentro do qual podemos calcular a resistividade, como definida pela equação 02.

Admitindo que a distribuição das cargas elétricas em movimento nesse meio homogêneo e isotrópico é igual em todos os pontos dessa superfície esférica,

podemos afirmar que, a uma distância r do eletrodo de corrente C , o potencial elétrico também será igual em qualquer ponto dessa superfície esférica, e assim definimos as *superfícies equipotenciais*. Tomando em elemento $\bar{d}r$ como a distância radial entre duas dessas superfícies, e aplicando as equações 02 e 04, podemos obter o gradiente do potencial elétrico (dV) entre duas superfícies equipotenciais, lembrando que agora a área A , da equação 02, será aquela correspondente a área de uma semi-esfera, e o comprimento do cilindro L , se tornará a distância linear entre duas frentes esféricas equipotenciais distintas, o que resulta na relação:

$$\bar{d}V = I R = I \left(\rho \frac{L}{A} \right) = I \left(\rho \frac{\bar{d}r}{2\pi r^2} \right)$$

$$\bar{d}V = I \left(\rho \frac{\bar{d}r}{2\pi r^2} \right) \quad (05)$$

Finalmente, o potencial elétrico no ponto P (V_P), será definido pela integração ao longo de qualquer caminho r da equação 05, admitindo-se que a resistividade ρ e a corrente elétrica I são constantes.

$$V_P = \int_r^\infty \vec{E} \, dr = \int_r^\infty \frac{\rho I}{2\pi r^2} \, dr = \frac{\rho I}{2\pi} \int_r^\infty \frac{1}{r^2} \bar{d}r$$

$$V_P = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (06)$$

Há de se destacar que a voltagem medida no ponto de observação P é definida como o trabalho realizado pelo campo elétrico E ao mover uma carga de teste do infinito ao ponto P , que no nosso caso, é uma integral de linha.

A equação 06 é *relação fundamental da prospecção geofísica pelos métodos elétricos* e pode ser deduzida por outra forma, como a definida por GALLAS (2000), que demonstrou que a corrente total (I) podia ser expressa também como a integral da densidade de corrente (J) sobre a área de superfície semi-esférica (ds) em profundidade.

$$\vec{I} = \int \vec{J} \, ds$$

Novamente, admitindo-se constante a densidade de corrente J sobre uma superfície

esférica em um meio homogêneo e isotrópico, a corrente total será:

$$\vec{I} = \int \vec{J} ds = \vec{J} 2\pi r^2$$

Utilizando a relação da lei de Ohm (equação 01), obtemos:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{\vec{I}}{2\pi r^2}$$

$$\vec{E} = \frac{\vec{I}}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{\vec{I}\rho}{2\pi r^2} \quad (07)$$

A equação 07 nos mostra que o módulo do campo elétrico decai com o quadrado da distância ao ponto de injeção de corrente, no caso de um eletrodo pontual, todavia nos interessa conhecer a relação entre a distância de uma frente esférica de distribuição de corrente (r) em relação a diferença de potencial entre dois pontos, por isso, lembrando que a diferença de potencial (dV) entre dois pontos distintos em um campo elétrico é dada pela integral de linha do campo elétrico (E),

$$dV = - \int \vec{E} dr$$

Chegamos ao valor da diferença de potencial elétrico integrando a equação 07 em relação a raio de propagação r .

$$dV = - \int \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr = - \frac{I\rho}{2\pi} \int \frac{1}{r^2} dr = - \frac{I\rho}{2\pi} \left(-\frac{1}{r}\right)$$

$$dV = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (08)$$

A equação 08 é idêntica a equação 06, e nos mostra que a diferença de potencial elétrico decai com o valor do raio, e não com o valor do raio ao quadrado, como no caso do campo elétrico, o que é uma vantagem para o método da eletroressistividade, que é baseado na medição da diferença de potencial entre dois pontos.

A equação 08 pode ser aplicada ao objetivo da prospecção pelo método da eletrorresistividade, que é determinação da distribuição de resistividade ρ no subsolo, já que é conhecido o valor da corrente injetada (I) e medido o valor da diferença de potencial (dV) em um par de eletrodos, restando como variáveis a serem determinadas o raio r (que tem relação direta com profundidade) e a resistividade, que pode ser

calculada.

Rearranjando os termos da equação 08, podemos melhor visualizar o cálculo da resistividade, onde dV é o potencial medido, I a corrente, ρ a resistividade e r a distância entre o eletrodo de corrente e o ponto de medida de potencial elétrico, cuja distância também define a profundidade máxima de investigação, que no exemplo dado é igual a distância r .

$$\rho = 2\pi r \frac{dV}{I}$$

Essa relação permite afirmar que a *resistividade em subsuperfície*, definida em um semi-espaco esférico, homogêneo e isotrópico pode ser calculada a partir de um fator geométrico ($2\pi r$), multiplicado pela resistência elétrica (dV/I) definida entre o ponto de injeção de corrente e outro ponto qualquer a distância r desse ponto, *cuja medição se faz na superfície*, similar ao que ocorre no cálculo da resistividade em um cilindro, definido pela equação 02.

2.1.1.1 Geometrias de campo

Na dedução da relação fundamental da prospecção geofísica pelos métodos elétricos apresentada anteriormente, podemos imaginar um arranjo de campo hipotético para se determinar a resistividade, no qual se conecta um amperímetro em série no cabo de alimentação do eletrodo de corrente, de maneira a medir a corrente I , e um voltímetro em paralelo a dois eletrodos de potencial, sendo um deles localizado muito próximo ao eletrodo de corrente, e outro mais afastado (a uma distância r), para se medir a diferença de potencial entre esses dois pontos (dV), como mostrado na figura 03.

Esse arranjo proposto para a determinação da resistividade em campo não é o ideal, devido a necessidade de se posicionar a grande distância um dos eletrodos de corrente e, sendo assim, para os ensaios convencionais de estimativa da resistividade o ideal seria diminuir a distância entre os eletrodos de corrente, trazendo-os o mais próximo possível dos eletrodos de potencial, de tal forma que os dois influenciassem as medidas de potencial, já que a diferença de potencial decai proporcionalmente à

distância da fonte (equação 08).

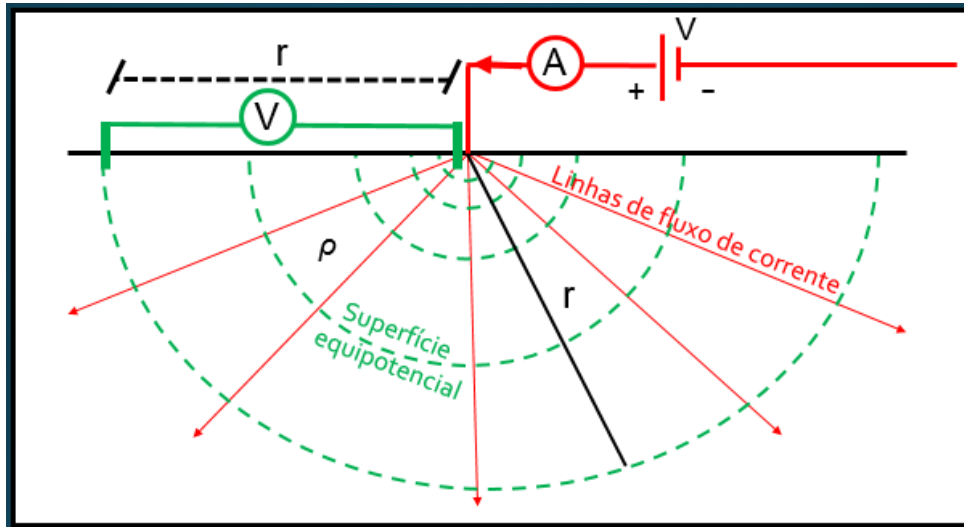


Figura 03 – Arranjo de campo hipotético para determinar a resistividade em subsuperfície a partir da leitura da corrente I em um amperímetro em série com a fonte e da medição da diferença de potencial em um volímetro em paralelo com dois eletrodos de potencial, sendo um deles colocado bem próximo ao ponto de injeção de corrente e outro a uma distância r deste. Notar que as correntes retornam a fonte após percorrer grande distâncias.

Um arranjo de campo disposto em uma forma mais adequada para os fins propostos pelo método da eletroresistividade na prospecção geofísica é aquele em que os eletrodos de potencial seriam colocados o mais próximo possível dos eletrodos de corrente, similar ao arranjo apresentado na figura 04, também conhecido como *Arranjo Schlumberger*, que é a base da Sondagem Elétrica Vertical (SEV), a qual será detalhada em capítulo a parte.

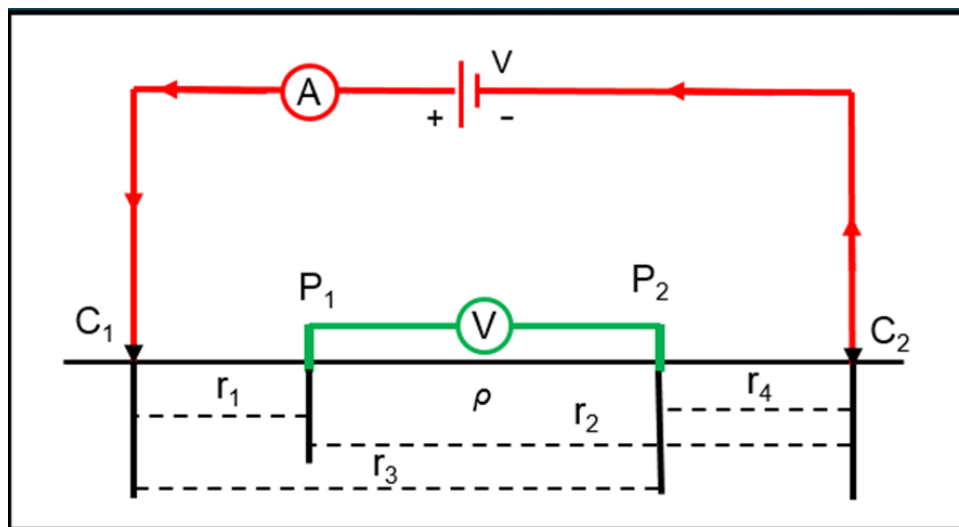


Figura 04 – Arranjo de campo hipotético com o uso de dois eletrodos de corrente, onde um é a fonte (C_1) e o outro é o sumidouro de corrente elétrica (C_2), e dois eletrodos de potencial P_1 e P_2 , dispostos de tal forma que os eletrodos de potencial estejam localizados o mais próximo possível dos eletrodos de corrente. Esse

arranjo é conhecido como do tipo Schlumberger, base do método da Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

Nesta disposição, dois eletrodos de potencial (P_1 e P_2) são dispostos em linha com os dois eletrodos de corrente (C_1 e C_2), sendo estes últimos colocados nas bordas do arranjo, tendo um deles a função de ponto de injeção de corrente elétrica (C_1) e o outro de ponto de retorno da mesma (C_2).

A análise da efetividade do arranjo de dois eletrodos de corrente colocados próximos aos dois eletrodos de potencial passa necessariamente pela aplicação da equação 08 nos pontos de medida dos potenciais elétricos P_1 e P_2 , que são interdependentes da distância de cada um em relação a C_1 e C_2 e do valor do fluxo de corrente (I) injetado pela fonte no subsolo no ponto C_1 e, por isso, vamos admitir que o meio possui resistividade com distribuição homogênea e isotrópica em todas as direções.

A determinação do potencial no eletrodo P_1 (V_{P1}), pela definição da equação 08, passa pela soma das contribuições do eletrodo $C_1(+)$, que se encontra a distância r_1 , e do eletrodo $C_2(-)$, que se encontra a distância r_2 deste, como se fossem fontes pontuais distintas, o que é possível dada a natureza escalar do potencial.

$$V_{P1} = \int_{r_1}^{r_2} \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr$$

$$V_{P1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

O cálculo do potencial elétrico no eletrodo P_2 , por analogia geométrica, será definido pela relação:

$$V_{P2} = \int_{r_3}^{r_4} \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr$$

$$V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)$$

Uma vez definidos o valor do potencial individual nos pontos P_1 e P_2 , temos que determinar a agora a diferença de potencial entre eles (dV), pois é o que efetivamente se mede.

$$dV = V_{P1} - V_{P2}$$

$$dV = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]$$

Rearranjando so termos da equação anterior para isolar a resistividade ρ chegamos à equação 09:

$$\rho = \frac{dV}{I} 2\pi \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]^{-1} \quad (09)$$

A equação 09 nos mostra que, assim como em um cilindro, a *resistividade elétrica em subsuperfície* é determinada pela multiplicação da resistência elétrica medida entre os dois eletrodos de potencial (dV/I), por um fator geométrico definido pela distância entre os quatro eletrodos *em superfície*. Tal fator geométrico costuma ser definido pela letra K, para quaisquer configurações de quatro eletrodos.

$$\rho = \frac{dV}{I} K \quad (10)$$

Analisando a equação 09, podemos afirmar que o valor da resistividade calculada para qualquer variação no espaçamento entre os eletrodos é constante, desde que o subsolo apresente resistividade homogênea e isotrópica em todas as direções, mas se a geologia for complexa e o subsolo heterogêneo, apresentando variações laterais e/ou verticais da resistividade, teremos diferentes valores de resistividade calculados para cada mudança no espaçamento entre os eletrodos, o que é conhecido como *resistividade aparente*.

2.1.1.2 Resistividade Aparente

A geologia não é uma ciência exata e muito melhor se classifica como ciência natural, e por essa característica costuma desafiar os modelos de predição matemáticos, exigindo dados mais robustos e em grande quantidade, para atingir um nível satisfatório de acerto preditivo, desafio que é recorrente a quem aplica os métodos geofísicos, na busca por respostas geológicas por métodos não invasivos.

Cientes de que a geologia de subsuperfície dificilmente apresentará comportamento homogêneo e isotrópico, seja na direção vertical ou horizontal, os geocientistas que se utilizam do método da eletrorresistividade terão invariavelmente

de lidar com a resistividade aparente, que não será a real e nem uma média local, haja vista o arranjo ser influenciado como um todo pela variação tridimensional de resistividade local, bem como apresentar valores diferentes de resistividade a cada mudança na disposição dos eletrodos, o que obriga o interprete a se utilizar de modelos geoeletricos estimados pela geologia regional, bem como de modelos de curvas sintéticas, para ajustar as curvas de campo da resistividade aparente medida.

Para melhor ilustrar o conceito de *resistividade aparente* (ρ_a), vamos imaginar um modelo simples, de duas camadas horizontais, conforme o proposto por BURGER et. al. (1992), cujo fluxo de corrente é apresentado na figura 05, nas três situações possíveis, sendo ρ_1 a resistividade elétrica na primeira camada e ρ_2 a resistividade elétrica da segunda camada a partir da superfície.

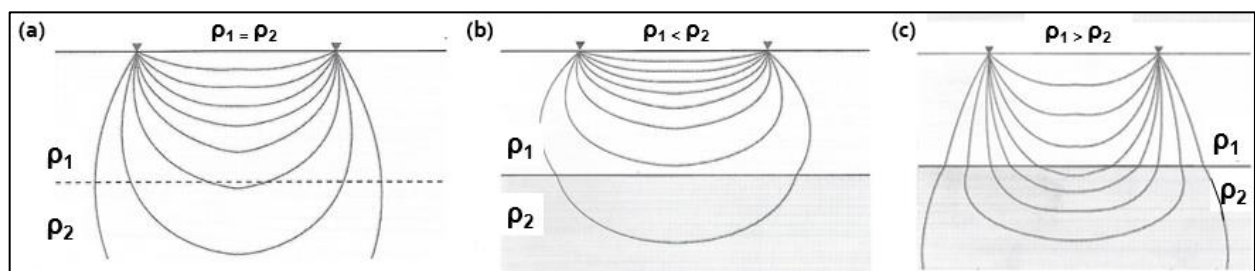


Figura 05 – Distribuição qualitativa do fluxo de corrente em subsuperfície na presença de uma interface horizontal que separa duas camadas de resistividades distintas. (a) Superfície homogênea e isotrópica; (b) Camada mais profunda com resistividade maior que a camada mais rasa; (c) Camada mais profunda com resistividade menor que a camada mais rasa. (Adaptada de BURGER, 1992)

Na primeira situação apresentada na figura 5(a), temos $\rho_1 = \rho_2$ o que torna o meio homogêneo e, desta forma, o fluxo de corrente obedece a equação 08, e a resistividade aparente ρ_a , determinada pelo método da eletrorresistividade, será idêntica a resistividade verdadeira, que no caso do arranjo Schlumberger, será definida pela equação 09. Na segunda situação apresentada na figura 5(b), temos $\rho_1 < \rho_2$, o que define uma primeira camada mais condutiva, pela qual o fluxo de corrente irá se mover preferencialmente, e parte do fluxo irá se mover pela segunda camada menos condutiva, o que fará com a resistividade aparente seja maior do que a da primeira camada ($\rho_a > \rho_1$). Na terceira situação apresentada na figura 5(c), temos $\rho_1 > \rho_2$, o que define uma primeira camada menos condutiva, cujo fluxo de corrente será menor do que na situação anterior,

fazendo com que a resistividade aparente se torne menor do que a da primeira camada ($\rho_a < \rho_1$).

Uma outra característica importante na prospecção geofísica pelo método da eletrorresistividade, que influencia o valor da resistividade aparente, é o espaçamento utilizado entre os eletrodos de corrente, um parâmetro a ser observado para que o fluxo de corrente também consiga energizar as camadas geoelétricas horizontais mais profundas, pois quanto maior a profundidade da interface das camadas, menor será a parcela do fluxo de corrente na camada mais profunda, e o valor da resistividade aparente ρ_a , nestes casos, apresentará um valor muito próximo da resistividade da primeira camada, problema que pode ser contornado pelo aumento do espaçamento dos eletrodos de corrente na superfície.

Um exemplo qualitativo da relação do aumento dos eletrodos com o aumento do alcance do método em profundidade é mostrado na figura 06. Nela são apresentadas três situações com separações distintas entre os eletrodos de corrente, sobre um local onde a primeira camada possui uma resistividade menor que a segunda ($\rho_2 < \rho_1$). Na primeira situação, apresentada na figura 6(a), o pequeno espaçamento entre os eletrodos de corrente não permite que o fluxo de corrente chegue na segunda camada mais resistiva, e neste caso $\rho_a = \rho_1$. Na segunda situação, na figura 6(b), um pequeno aumento na distância entre os eletrodos de corrente permite que uma pequena parte do fluxo comece a atravessar a interface entre as duas camadas, e nesse caso $\rho_a > \rho_1$, eis que influenciado pela camada mais profunda, cuja resistividade é maior do que a da primeira camada ($\rho_2 \gg \rho_1$). Na terceira situação, na figura 6(c), um grande incremento no espaçamento entre os eletrodos de corrente faz com que se aumente consideravelmente o fluxo de corrente pela camada de maior resistividade, e assim a resistividade aparente será muito maior que a anterior ($\rho_a \gg \rho_1$).

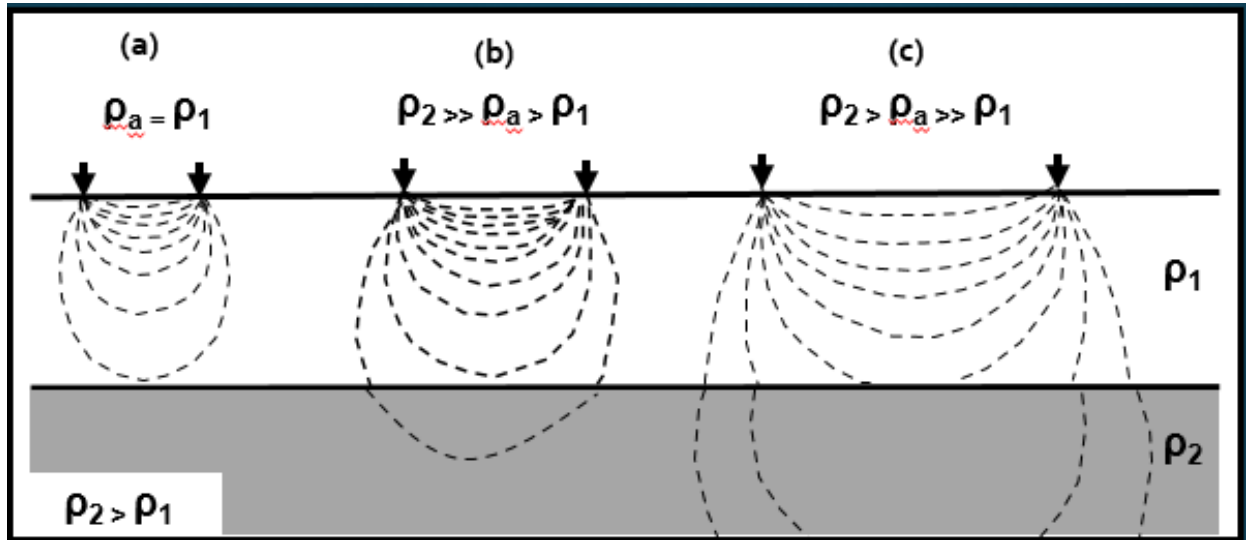


Figura 06 – Efeito da variação do espaçamento entre os eletrodos de corrente sobre o fluxo de corrente sobre duas camadas de resistividades distintas, na qual $\rho_2 > \rho_1$. (a) Pequeno espaçamento entre eletrodos de corrente não permite que o fluxo de corrente chegue na camada mais profunda. (b) Um incremento mediano no espaçamento entre eletrodos permite que parte do fluxo de corrente atravesse a interface e aumente o valor da resistividade aparente ρ_a . (c) Maior incremento no espaçamento entre eletrodos permite que parte considerável do fluxo de corrente atravesse a interface e aumente ainda mais o valor da resistividade aparente ρ_a (Adaptada de BURGER et. al, 1992)

Essa característica peculiar do método da eletrorresistividade é aplicada graficamente aos levantamentos geofísicos, ajudando na interpretação vertical das camadas geolétricas horizontais, onde o espaçamento entre eletrodos é plotado em função dos dados de resistividade aparente ρ_a , e a forma da curva indicará se a próxima camada é mais ou menos resistiva do que a primeira, conforme modelo apresentado na figura 07, formando a base da interpretação qualitativa da Sondagem Elétrica Vertical.

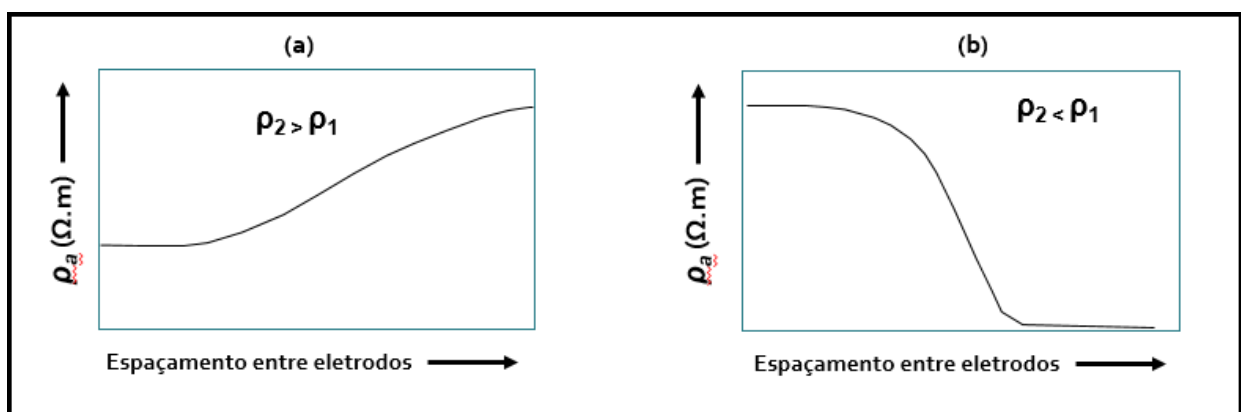


Figura 07 – Gráficos estimados da resistividade aparente (ρ_a) versus espaçamento entre eletrodos de corrente em duas situações geolétricas hipotéticas propostas para um modelo simples de duas camadas, tendo a primeira

resistividade igual a ρ_1 e a segunda, e mais profunda, resistividade ρ_2 . (a) $\rho_2 > \rho_1$; (b) $\rho_2 < \rho_1$ (Adaptado de BURGER et. al, 1992).

2.1.1.3 Arranjos de Quatro Eletrodos

Existem inúmeros arranjos de campo de quatro eletrodos que são utilizados para uma ampla gama de aplicações em geofísica, e a escolha por um deles recai recorrentemente sobre o objetivo da prospecção, como por exemplo, se há necessidade de se conhecer a variação vertical da resistividade elétrica em função da profundidade $\rho(z)$, costuma-se escolher um arranjo de investigação pontual, como o Schlumberger, no entanto, se o objetivo é o de avaliar a variação lateral (horizontal) da resistividade $\rho(x)$, se opta pelo arranjo Dipolo-Dipolo, cujo procedimento de campo se dá pelo deslocamento horizontal ao longo da superfície.

Os arranjos mais utilizados pelos geocientistas na prospecção pelo método da eletrorresistividade na atualidade são o Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo, cuja geometria detalhada é apresentada na figura 08. Ambos apresentam vantagens e desvantagens em termos de penetração em profundidade, resolução lateral, facilidade de implantação e relação sinal-ruído.

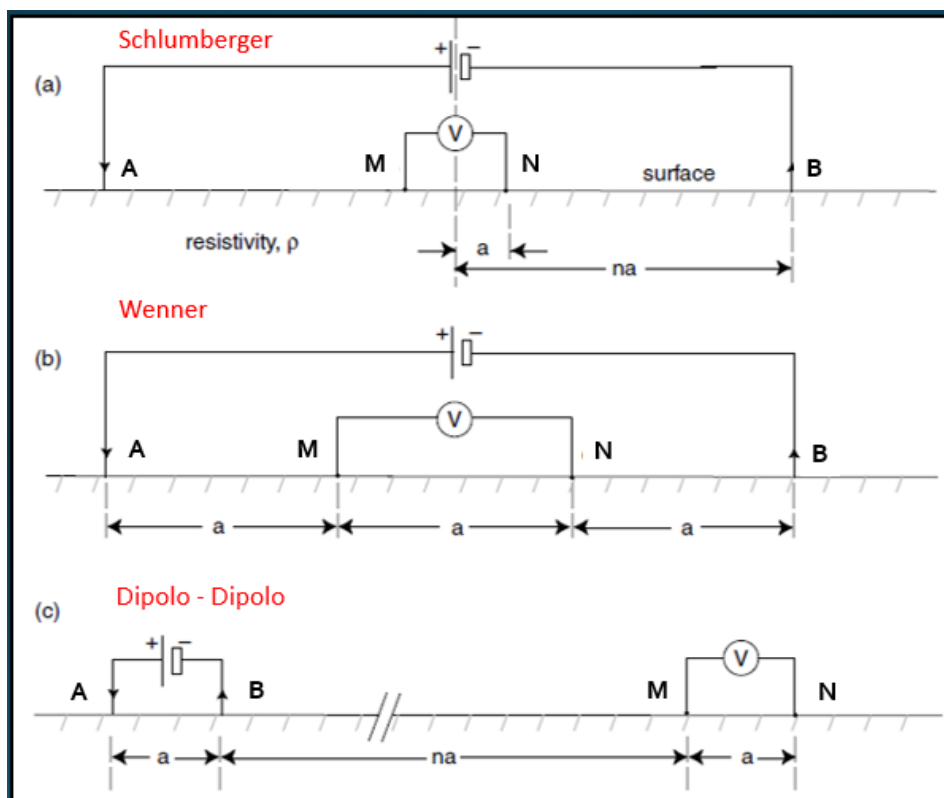


Figura 08 – Configurações de quatro eletrodos mais utilizadas. (a) Schlumberger; (b) Wenner; (c) Dipolo-Dipolo. (Adaptado de EVERETT, 2013).

O arranjo Schlumberger, apresentado na Figura 8(a), foi projetado para investigação pontual e tem como resultado final um perfil de resistividade por profundidade $\rho(z)$. Os eletrodos de potencial MN são mantidos no centro do arranjo, fixo e com uma separação constante de valor $2a$. Os eletrodos de corrente AB são posicionados na mesma linha dos eletrodos de potencial, e as leituras de tensão são realizadas a cada variação de separação entre os eletrodos de corrente e, desta forma, a resistividade aparente ρ_a é determinada em função da distância entre os eletrodos de corrente AB.

Os dados do levantamento pontual do tipo arranjo Schlumberger são ordenados em um gráfico na forma $\rho_a \times \text{distância } (AB/2)$, onde $AB/2$ é a metade da distância de separação entre os eletrodos de corrente (figura 07). O fator geométrico K (equação 10) para a matriz Schlumberger é definido pela relação 11:

$$K = \frac{(n-1)(n+1)\pi a}{2} \quad (11)$$

A sondagem pontual Schlumberger tem como vantagem a grande penetração em profundidade, caso se consiga aumentar suficientemente a distância AB, no entanto, apresenta desvantagens quanto à resolução lateral, que é limitada, e quanto a coleta de dados de campo, exigindo longas conexões de fios que devem ser reposicionadas a cada medição.

O arranjo Wenner, apresentado na figura 8(b), foi projetado para a investigar a variação lateral da resistividade aparente $\rho_a(x)$, a uma profundidade de penetração constante. Este arranjo apresenta uma separação fixa entre todos os eletrodos, no qual $AM=MN=NB=a$, sendo os eletrodos de potencial dispostos no meio do arranjo, da mesma forma como na configuração Schlumberger. A resistividade aparente é determinada em seções 2D de pseudoresistividade, conforme o arranjo é movido horizontalmente na superfície ao longo de uma linha. O fator geométrico K é definido para o arranjo Wenner pela relação 12:

$$K = 2\pi a \quad (12)$$

O espaçamento entre os eletrodos (a) define a profundidade de penetração do arranjo de Wenner, pois quanto maior for o seu valor, mais profunda será a penetração do fluxo de corrente e, sendo assim, o arranjo Wenner é bastante eficaz no mapeamento dos contrastes laterais de resistividade aparente até a profundidade de penetração estimada.

O arranjo Wenner possui a vantagem de apresentar fácil implementação em campo, sendo necessário somente um movimento do eletrodo a cada medição (o eletrodo A é recolocado a uma distância a na frente do eletrodo B, assumindo a função do eletrodo B na aquisição seguinte).

A configuração do arranjo de campo Dipolo-Dipolo é apresentada na figura 8(c), e nela podemos observar que os eletrodos de corrente AB e o eletrodos de potencial MN têm o mesmo espaçamento a entre sí, mas os dois pares são separados por uma distância na , onde $n \gg 1$.

O fator geométrico para o arranjo Dipolo-Dipolo é definido pela relação 13:

$$K = \pi n(n + 1)(n + 2)a \quad (13)$$

O arranjo Dipolo-Dipolo foi criado para agregar as vantagens da sondagem Schlumberger, que possui excelente resolução em profundidade, e as vantagens do perfil lateral Wenner, que possui excelente resolução lateral, e por isso foi o escolhido para ser utilizado no presente trabalho, no entanto, com o aumento do valor de n , “a relação sinal-ruído se deteriora e as medições de tensão nos eletrodos MN ficam suscetíveis a distorção por heterogeneidades de pequena escala e próximas da superfície” (EVERETT, 2013).

2.1.2 Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

A Sondagem Elétrica Vertical – SEV é recomendada para a aplicação em locais onde há preponderância da variação da resistividade com a profundidade, nos quais as camadas apresentam interfaces horizontais ou sub-horizontais, cujo resultado pode ser comparado a uma perfilagem vertical elétrica, devido a sua característica pontual, já

que os eletrodos de medida de potencial elétrico MN permanecem no mesmo ponto central do arranjo, enquanto os eletrodos de corrente AB tem sua distância de separação aumentada a cada aquisição, para que os fluxos de corrente alcancem maior profundidade.

O arranjo de campo utilizado na aquisição dos dados de SEV foi do tipo Schlumberger, apresentado na figura 08, que também se utiliza de quatro eletrodos, sendo dois deles utilizados para manter o fluxo de corrente em subsuperfície (A como injetor e B como retorno) e dois deles utilizados para a medição da diferença de potencial dV em Volts (M e N), sendo os quatro dispostos em linha reta ao longo do ponto central, definido pela metade da distância entre M e N, que define assim ponto de aquisição vertical da resistividade aparente ρ_a , sendo que “a principal característica desse arranjo é que a distância MN deve ser bastante pequena em relação a AB, procurando sempre satisfazer a relação $MN \leq AB/5$ ” (SOUZA, 2007).

A Figura 09 apresenta um esquema do arranjo Schlumberger.

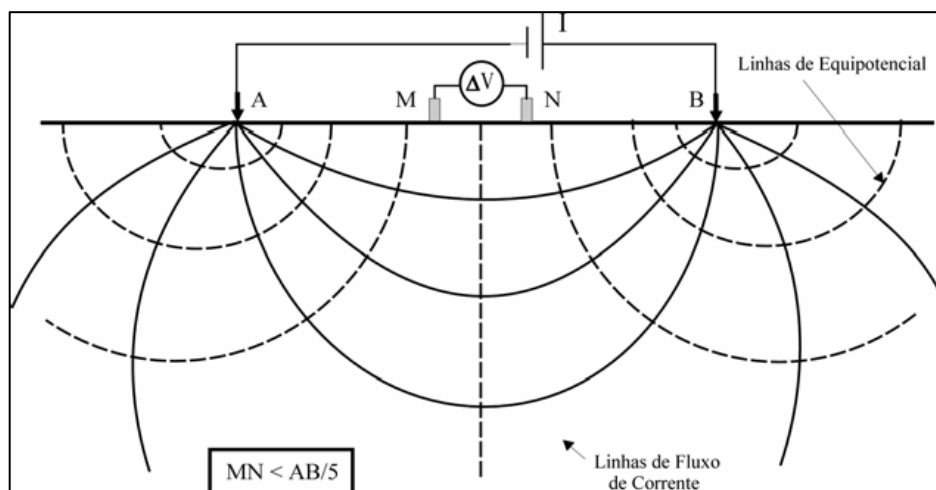


Figura 09 – Arranjo de campo Schlumberger para investigação pontual da resistividade aparente em relação à profundidade. (SOUZA, 2007).

O arranjo Schlumberger costuma ser adquirido com uma distância MN fixa, todavia isso nem sempre é possível de ser mantido, pois em grandes aberturas dos eletrodos de corrente AB a distância entre esses, e os eletrodos de potencial, influencia negativamente a intensidade do sinal de tensão medido entre M e N, o que obriga a também a aumentar a distância MN, e tal ação permite a checagem da qualidade dos dados adquiridos na denominada “manobra de embreagem” (figura 10), que na prática

é uma medida comparativa entre os valores adquiridos no primeiro intervalo MN, no qual se realizou várias medidas de resistividade aparente com diferentes aberturas de AB, com os novos dados adquiridos após o aumento da distância MN, para uma mesma abertura AB, “*que se conserva constante para outra série de deslocamentos de AB e assim por diante, evitando deslocar ao mesmo tempo os eletrodos de corrente e de potencial e mantendo a relação $MN \leq AB/5$* ” (SOUZA,2007).

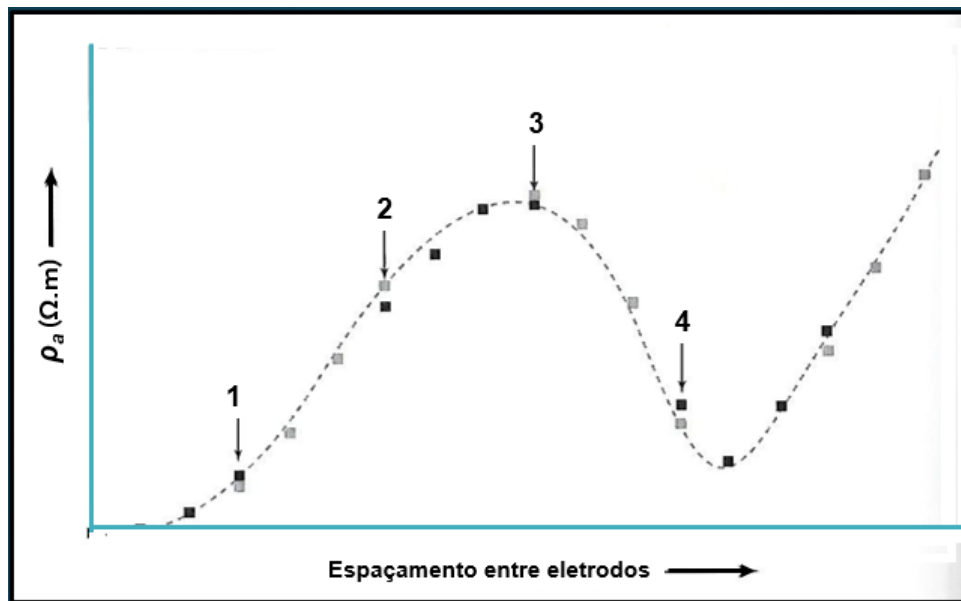


Figura 10 – Manobra de embreagem (aumento da distância entre os eletrodos de potencial MN para uma mesma abertura AB) realizada nos pontos 1, 2, 3 e 4, em um levantamento eletrorresistivo pontual pelo arranjo Schlumberger. (adaptado de BURGER et. al.1992).

A interpretação dos dados adquiridos pelo arranjo Schlumberger é feita de forma gráfica, onde são plotados os valores de resistividade aparente ρ_a , no eixo y, em relação aos valores da distância $AB/2$, no eixo x, cujo resultado final fornece uma curva de resistividade aparente característica de cada local, admitindo-se que a resistividade varia somente com a profundidade, com a qual se pode estimar a resistividade e a profundidade de cada camada geológica pelo método de ajuste direto de uma curva sintética aos dados de campo, método este que foi utilizado nesse trabalho, com o auxílio do software IPIWIN (Moscou University, 2004), sendo ao final interpretada a geologia estimada para as camadas geológicas identificadas.

Um exemplo de uma curva de SEV e sua respectiva interpretação geológica e geológica é apresentada na figura 11, a qual foi adquirida sobre o aterro santário de

Ribeirão Preto por ELIS (2000).

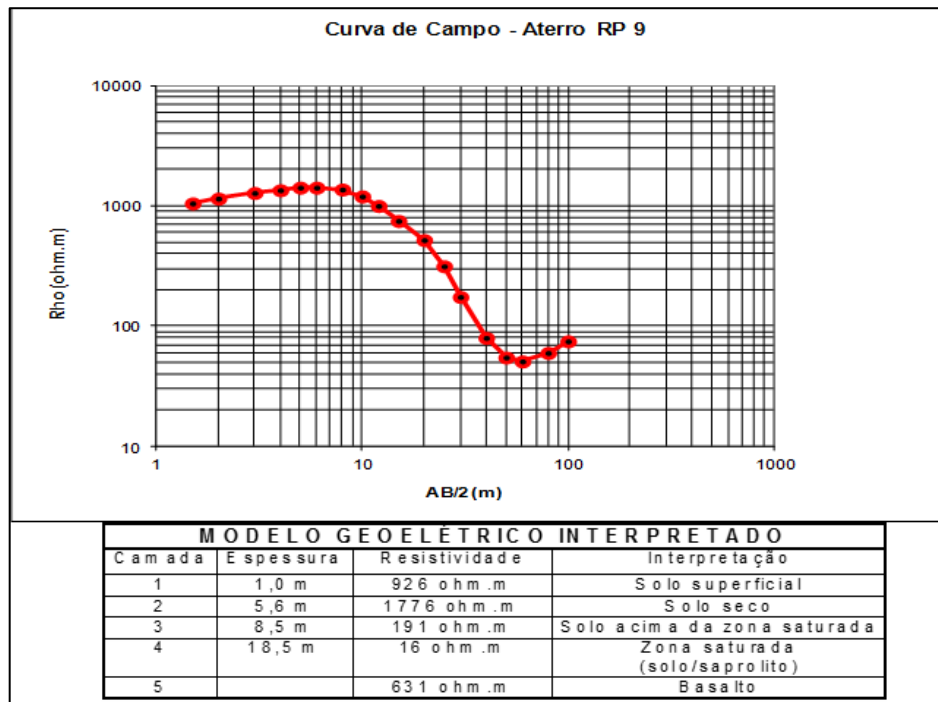


Figura 11 – Gráfico de resistividade aparente ρ_a (Rho) por AB/2 em uma aquisição geoeétrica pelo arranjo Schlumberger. Dados de campo na cor preta (pontuais) e curva sintética ajustada na cor vermelha. Modelo de camadas geoeétricas horizontais resultantes do ajuste e a correspondente geologia interpretada (ELIS, 2000).

2.1.3 Caminhamento Eléctrico (CE)

O arranjo de quatro eletrodos aplicado na aquisição de dados geoeétricos neste trabalho de pesquisa de água subterrânea foi o Dipolo-Dipolo, cuja procediemnto de campo se ocorre pelo caminhamento eléctrico. Neste tipo de aquisição move-se todo o arranjo lateralmente, no intuito de se obter uma seção da variação lateral da resistividade aparente em subsuperfície, até uma profundidade máxima definida pela geometria do arranjo, cuja disposição superficial dos quatro eletrodos foi apresentada na figura 8(c), e que agora se apresenta em detalhes na figura 12.

A característica mais importante da geometria de aquisição pelo método do arranjo Dipolo-Dipolo é que o espaçamento entre os eletrodos com mesma função é sempre igual a distância x , ou seja, $AB=MN=x$, e uma diferença notável em relação aos outros arranjos, é que neste se utiliza um conjunto de dipolos de potencial MN, que medem a diferença de potencial simultaneamente a cada injeção de corrente pelo dipolo fonte AB. Neste arranjo todos os pares de dipolo AB x MN são

mantidos a uma distância fixa, que é sempre um múltiplo da distância x (nx), o que define um ponto de investigação para cada par de eletrodos *corrente x potencial*, cuja localização se dá no ponto médio da distância entre os pontos médios de cada par de eletrodos considerado ($R/2$) e, cada par de dipolos AB x MN representa um nível de investigação em profundidade, que se estima ocorrer também em $R/2$.

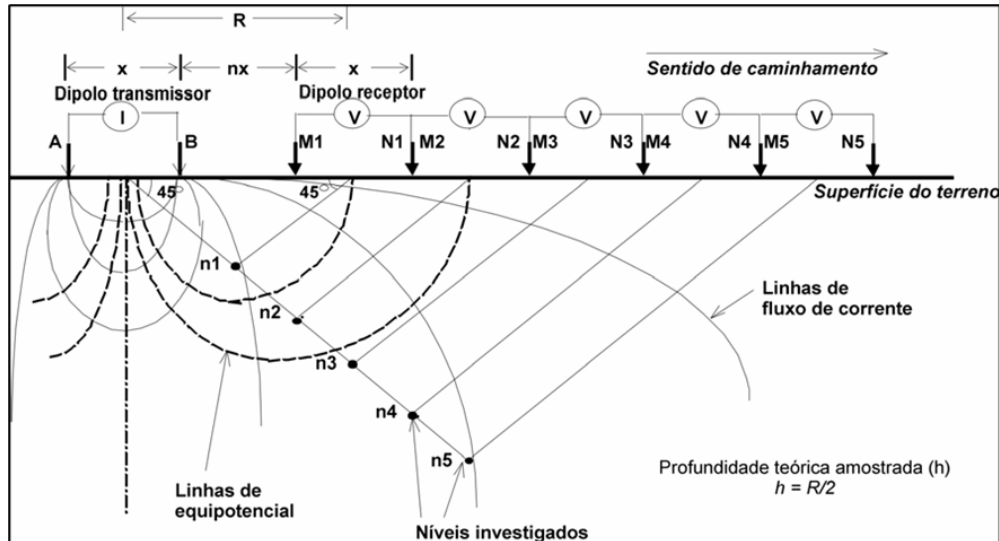


Figura 12 – Geometria da aquisição geolétrica pelo arranjo Dipolo-Dipolo, no qual a profundidade teórica amostrada é definida pela metade da distância entre os pontos médios de cada par de eletrodos corrente x potencial (SOUZA, 2007).

A figura 12 nos apresenta também outra peculiaridade do método em relação a profundidade de investigação, que será tão mais profunda quanto maior a distância entre o dipolo de corrente AB e o último dipolo de potencial, que no caso será o M_5N_5 , cuja distância em relação a AB é igual a R , o que define o ponto máximo de investigação em profundidade de todo o caminhamento elétrico $n_5 = R/2$.

Na teoria, o método do caminhamento elétrico pelo arranjo de campo Dipolo-Dipolo poderia ser utilizado para investigar qualquer profundidade desejada, mas para isso teria que se contornar o problema da acurácia em medir valores de potencial cada vez menores nos eletrodos MN mais distantes.

A interpretação dos dados se dá pela construção de uma seção 2D onde o eixo das abcissas (x) corresponde a direção do caminhamento e o eixo das ordenadas (z) corresponde a profundidade, e os valores das resistividades aparentes determinados nos pontos n_1, n_2, n_3, n_4, n_5 em função de (x, z) , são descritos numericamente a cada passo

do caminhamento, sendo após contornados por isolinhas de resistividade (isovalores), que podem ser coloridas por uma escala de cores escolhida pelo interprete a fim de facilitar a interpretação visual da seção de resistividade aparente. Essa seção de resistividade 2D recebe o nome de *pseudo-seção de resistividade aparente*, pois as profundidades plotadas (níveis) correspondem a profundidades teóricas.

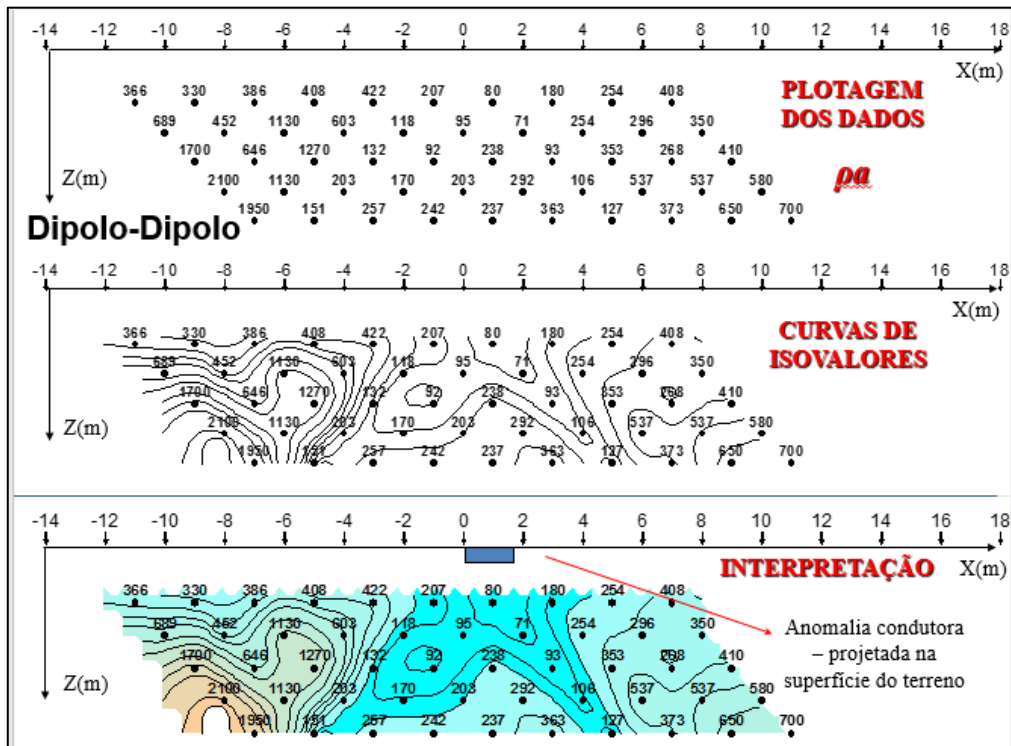


Figura 13 – Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente adquirida utilizando-se o arranjo Dipolo-Dipolo. (ELIS, 2009).

A interpretação das pseudo-seções de resistividade aparente pode ser qualitativa (visual), onde o interprete procura relacionar as variações laterais de resistividade a algum tipo de estrutura geológica (falhas, fraturas, etc), baseado em seu conhecimento sobre a geologia local ou levantamentos geofísicos análogos, lembrando sempre que embora seja uma seção 2D, os dados adquiridos provém de um fluxo de corrente esférico (3D), e eventuais influências de resistividade perpendicular ao caminhamento podem influenciar as medidas de potencial.

2.1.3.1 Efeito de Eletrodo

A figura 13 apresenta um efeito recorrente na aquisição de dados geoeletricos pelo método Dipolo-Dipolo, que é o *efeito de eletrodo*. Esse fenômeno ocorre pela passagem dos eletrodos sobre uma zona de resistividade anômala em relação a média local, e é visível com maior intensidade em estruturas verticais e subverticais (zonas de

falha, fratura, etc), sendo bem definida em corpos geológicos com extensão lateral definida. Sua forma característica nas seções é a de um arco invertido, por isso também chamado de efeito bumerangue.

O fenômeno ocorre pela movimentação dos eletrodos em um sentido e conforme o arranjo começa a se aproximar da anomalia resistiva, o último dipolo de potencial começa a ser influenciado pela zona mais condutora e, sendo assim, o nível de aquisição mais profundo (n_5) começa a apresentar um valor de resistividade aparente mais baixos, e a medida que os outros dipolos passam pela mesma zona anômala os níveis mais rasos referentes a eles também são afetados e os valores de resistividade aparente para esses níveis se tornam menores.

No final, quando o dipolo de corrente AB passa enfim sobre a zona anômala, todos os níveis investigados apresentam valores de resistividade aparente mais baixos, já que agora o fluxo de corrente caminha por região de menor resistividade, gerando na pseudo-seção 2D um efeito visual de subida e descida dos valores, parecido com o desenho de um bumerangue ou arco invertido.

2.1.3.2 Inversão dos Dados de Caminhamento Elétrico

A inversão dos dados de caminhamento elétrico adquiridos pelo arranjo Dipolo-Dipolo foi realizada com o auxílio do software RES2Dinv (LOKE, 1999), cujo modelo das seções de saída é apresentado na figura 14.

O programa de inversão divide a seção 2D de resistividade aparente em uma série de blocos retangulares, estimando as resistividades nos centros de cada bloco (figura 14c), de tal forma que os dados sintéticos reproduzam uma pseudo-seção de resistividade aparente calculada (figura 14 b), que seja a mais concordante possível com os dados adquiridos em campo, sendo a inversão determinada pelo método dos mínimos quadrados.

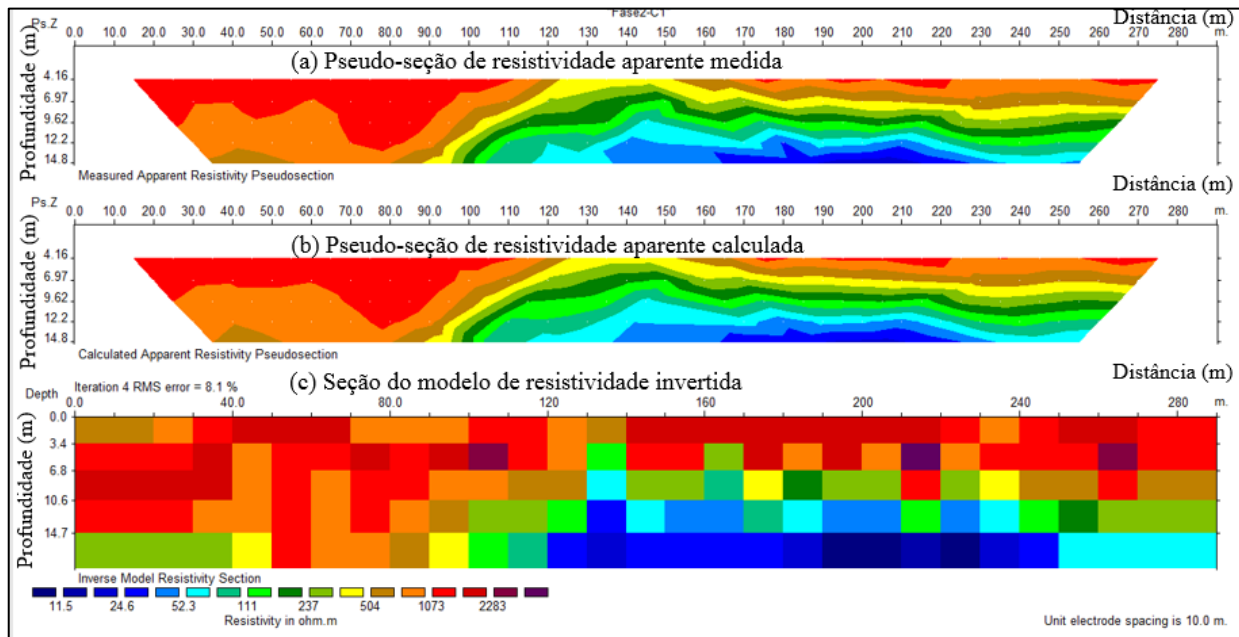


Figura 14 – Avaliação quantitativa pela inversão dos dados de resistividade aparente a partir da pseudo-seção 2D. (a) pseudo-seção de resistividade aparente medida; (b) pseudo-seção de resistividade aparente estimada pela inversão; (c) Modelo de resistividade invertido pelo programa RESD2Dinv. (adaptada de ELIS, 2009).

Na construção do modelo de células retangulares o programa de inversão estima apenas uma única resistividade para cada bloco, a partir das seguintes informações fornecidas pelo intérprete:

- arranjo de campo (Ex: Dipolo-Dipolo);
- abertura entre eletrodos (os valores adotados para a distancia a e n);
- posições dos dados de campo (x, z) e respectivas resistividades aparentes (ρ_a);
- topografia (que pode ser opcional).

A partir da interpolação dos valores das resistividades estimadas no centro de cada bloco, o programa desenha as isolinhas de resistividade, criando então a pseudo-seção de resistividade aparente calculada (figura 14 b). Essa pseudo-seção sintética é então comparada aos dados de campo por várias vezes em uma operação iterativa, até que o modelo seja considerado satisfatório, com erro menor que 10%.

2.1.4 Equipamentos

O equipamento geofísico de eletrorresistividade utilizado neste trabalho, tanto na aquisição dos dados de SEV, quanto na aquisição dos dados do Caminhamento Elétrico - CE, foi o *Syscal R2*, da empresa *Iris*, de origem francesa, que é apresentado na figura 15, em sua configuração operacional, junto a bateria, a fonte de potência

ajustável de corrente e o console de controle manual com memória não volátil para a gravação das medidas de corrente (I) injetada no subsolo e a diferença de potencial (dV) gerada.

A corrente fornecida para o par de eletrodos de corrente AB possui range de operação de 500 mA a 5 A, e range de 10 mV a 20 V, na leitura da diferença de potencial elétrica, medida entre os eletrodos MN. O equipamento Syscal R2 se encontra apto a operar em corrente contínua ou alternada de baixa frequência (< 60 Hz), e também pode ser utilizado para aquisição de dados de IP (Polarização Induzida), sendo um equipamento muito prático e de fácil movimentação no campo.

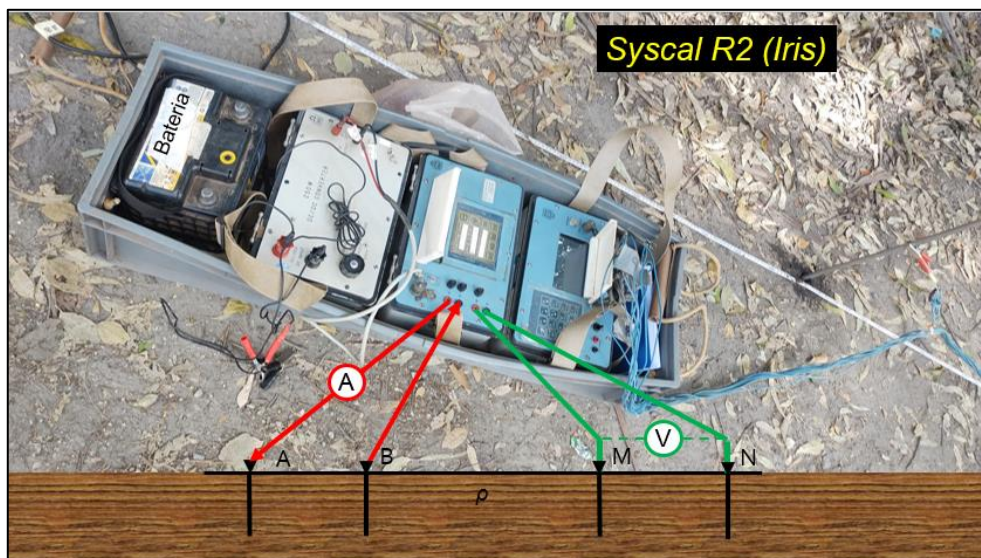


Figura 15 – Equipamento de aquisição de eletrresistividade Syscal R2 em operação no campo, o qual foi utilizado para a aquisição das Sondagens Elétricas Verticais (SEV), Caminhamentos Elétricos (CE) e Polarização Induzida (IP).

2.2 Método da Polarização Induzida

O efeito de Polarização Induzida (IP) é um fenômeno elétrico que ocorre na aplicação do método da eletrresistividade, provocado pela transmissão de corrente no subsolo a partir dos eletrodos AB, cujo fenômeno é observado como um decaimento de tensão ao longo do tempo nos eletrodos de potencial MN, após a interrupção no fornecimento de corrente elétrica, quando o sinal da fonte é contínuo, ou como uma defasagem angular entre a voltagem medida nos eletrodos de potencial e o sinal da fonte de corrente, quando ambos são sinais alternados de baixas frequências (< 10

Hz). As formas de onda observadas no efeito *IP no domínio do tempo (sinal contínuo)* são mostradas na figura 16 (a), e as do *IP no domínio da frequência (também conhecido como IP espectral, sinal alternado)*, são apresentadas na figura 16(b).

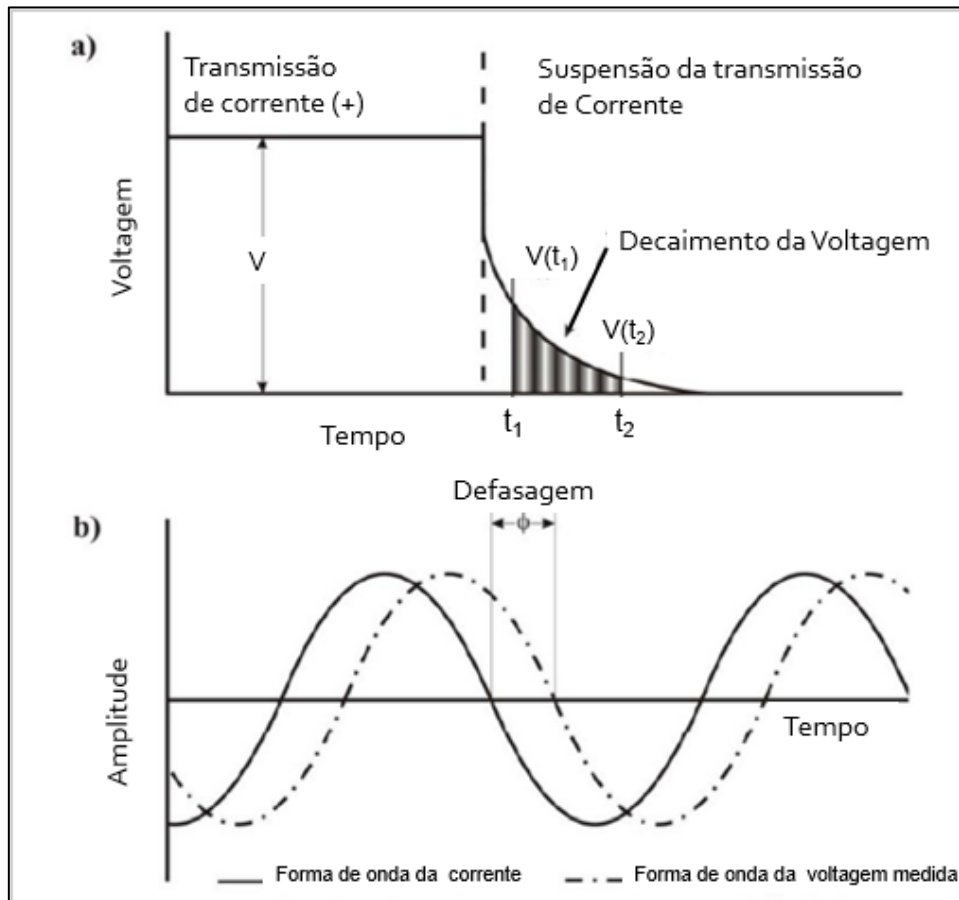


Figura 16 – Formas de onda observadas nos eletrodos de corrente AB e de potencial MN devidas ao efeito IP. (a) Efeito IP no domínio do tempo; (b) Efeito IP no domínio da frequência ou IP espectral (adaptada de GLASER, 2007).

Esse efeito ocorre pela *polarização elétrica* de alguns tipos de rocha, que apresentam boa cargabilidade (M), que na prospecção geofísica é um parâmetro indicativo da capacidade de um material geológico acumular carga elétrica.

A energia elétrica armazenada nas rochas se dá por processos eletroquímicos, e o processo de acumulação e liberação de carga varia conforme a natureza dos minerais constituintes de cada litotipo e, por esta característica, esse é um método muito utilizado para estimar o conteúdo mineral de uma região, com aplicações óbvias na prospecção mineral, já que a resposta IP é promissora em detectar minerais metálicos, *“mesmo para quantidades muito pequenas, em que disseminações de sulfetos da ordem de 0,5% em volume metálico tem sido identificadas pelo método”*

(SUMMER, 1976)

O fluxo de corrente que se propaga no subsolo pode se dar pelo movimento dos íons em solução aquosa e/ou eletronicamente pelos minerais metálicos, quando estes se fazem presentes, que, segundo ORELLANA (1972), ocorre por dois mecanismos eletroquímicos principais:

- 1- Polarização de Membrana;
- 2- Polarização de Eletrodo.

2.2.1 Polarização de Membrana

Um dos processos em que ocorre acumulação de cargas elétricas em subsuperfície é a *Polarização de Membrana*, também conhecida como *polarização não metálica ou eletrolítica*. Este fenômeno é caracterizado por uma concentração anômala de íons positivos na solução eletrolítica, que se encontra no espaço intersticial das rochas ricas em argila. Essa concentração ocorre quando as rochas argilosas são submetidas a uma diferença de potencial elétrico (V) e, possuindo carga elétrica total negativa, acabam por atrair uma nuvem de íons positivos, que se fixam nas paredes de seus pequenos poros, conforme apresentado na figura esquemática 17(A).

O fluxo iônico da solução eletrolítica diminui consideravelmente, quando a concentração dos íons positivos dentro do espaço poroso atinge um valor da mesma ordem da magnitude do tamanho do poro, quando então as cargas acumuladas começam a impedir o fluxo de corrente, ficando ali armazenadas como se fossem uma membrana de íons.

O tamanho dos poros é determinante para que ocorra o efeito de polarização de membrana, por isso, em argilominerais, que por sua natureza apresentam baixa porosidade, o efeito de acumulação de carga é mais intenso do que na maioria das outras rochas, cujo efeito de acumulação de cargas somente é comparável a polarização de eletrodo, que ocorre na presença de sulfetos metálicos e, devido a essa característica, o efeito de polarização de membrana é utilizado para estimar o conteúdo de argila nas rochas.

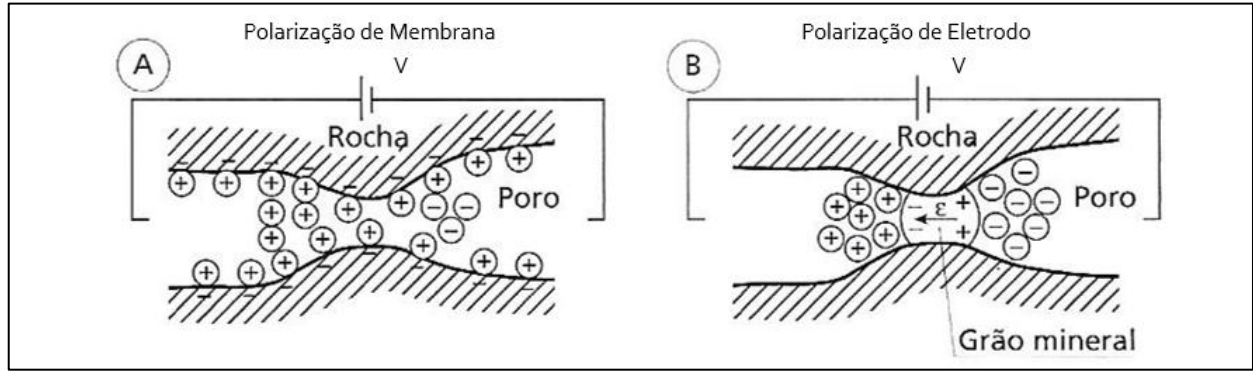


Figura 17 – Mecanismos de polarização induzida. (A) Polarização de Membrana; (B) Polarização de Eletrodo (adaptada de KEAREY et. al, 2009).

A polarização de membrana cessa seu efeito um tempo após ser interrompido o fluxo de corrente no subsolo, “quando então as cargas tendem a restabelecer o equilíbrio inicial, gerando uma sobretensão residual que leva um tempo para desaparecer” (SOUZA, 2007).

2.2.2 Polarização de Eletrodo

A polarização de eletrodo, apresentada na figura 17 (B), é também conhecida como *metálica ou eletrônica*, cujo fenômeno ocorre quando as partículas metálicas de uma rocha se polarizam sob o efeito de um campo elétrico, atraindo para sua vizinhança os íons positivos e negativos da solução eletrolítica do meio poroso circundante, que conforme o sinal da carga elétrica se acumulam em lados opostos da partícula, na interface dos minerais metálicos, acumulando carga elétrica e restringindo o fluxo de corrente no subsolo.

O efeito da polarização de eletrodo pode causar certo espanto, pois a intuição leva a crer que um mineral metálico com elétrons livres imerso em uma solução condutora não deveria bloquear o fluxo de corrente, nem acumular carga como se fosse um capacitor, mas, segundo GALLAS (2000), o efeito de polarização de eletrodo ocorre “porque o fluxo de corrente através dos íons (eletrólito) é mais lento do que aquele que se processa de maneira eletrônica (mineral metálico)” e, sendo assim, “a taxa com que os elétrons são conduzidos é mais lenta do que a taxa de troca dos elétrons com os íons, que assim se acumulam em cada lado do grão e causam um aumento de carga” (KEAREY, 2009).

O fenômeno IP devido a polarização metálica é potencializado pela presença de minerais condutores, como os sulfetos e óxidos metálicos e o grafite, e a intensidade da polarização induzida *“será mais pronunciada quando os minerais estiverem mais disseminados pela rocha hospedeira, pois a área da superfície disponível para a troca iônica-eletrônica atinge, então, seu máximo. O efeito diminui com o aumento da porosidade, já que caminhos alternativos se encontram disponíveis para uma condução iônica mais eficiente”* (KEAREY, 2009).

O efeito de polarização de eletrodo desaparece quando a corrente no subsolo é interrompida, assim como na polarização de membrana, porque os íons da solução eletrolítica tendem a voltar ao seu estado geoeletrico inicial, o que também ocorre após um certo tempo, que será diretamente proporcional a carga acumulada durante a energização do subsolo. Nesse processo de restauração à condição anterior, o meio geológico eletricamente carregado acaba gerando uma diferença de potencial em subsuperfície, que é medida nos eletrodos de potencial, na forma do decaimento apresentado na figura 16(a).

2.2.3 IP no domínio do tempo

O efeito IP no domínio do tempo, apresentado na figura 16(a), envolve necessariamente a medida do decaimento de uma diferença de potencial ao longo do tempo, cujo tempo e intensidade será proporcional a cargabilidade M das rochas.

O parâmetro físico a ser determinado no método IP no domínio do tempo é a cargabilidade (M), que é definida pela equação 14:

$$M = \frac{1}{V_C} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (14)$$

Onde V_C é voltagem da fonte (AB), t_2 e t_1 os limites temporais de integração e $V(t)$ a voltagem nos terminais de potencial (MN) ao longo do tempo de decaimento (figura 16).

A unidade da cargabilidade definida pela equação 14 é o $[V].[s]/[V]$, ou seja, a cargabilidade M é medida em unidade de tempo e, pelo fato da voltagem $V(t)$ medida

durante efeito IP ser da ordem de mV , que é muito menor do que a voltagem da fonte V_C (que é da ordem de V), a cargabilidade costuma apresentar valores em milissegundos (ms).

A tabela 01 apresenta alguns valores de cargabilidade em ms de uma variedade de minerais com volumes de concentração máxima de 1%, obtidos através da aplicação de um sinal de onda quadrada, com duração de 3s, e tempo de integração do decaimento de 1s.

Mineral	Cargabilidade (ms)
Pirita	13.4
Calcocita	13.2
Cobre	12.3
Grafite	11.2
Calcopirita	9.4
Bornita	6.3
Galena	3.7
Magnetita	2.2
Malaquita	0.2
Hematita	0.0

Tabela 01 – Cargabilidade dos minerais (TELFORD, 1990).

A tabela 02 apresenta alguns valores de cargabilidade em ms de um conjunto de rochas mineralizadas e estéreis, obtidos através da aplicação de um sinal de onda quadrada, com duração de 1 minuto, com tempo de integração do decaimento também de 1 minuto.

Material geológico	Cargabilidade (ms)
20 % de sulfetos	2000 - 3000
8 – 20% de sulfetos	1000 - 2000
2 – 8% de sulfetos	500 - 1000
Cinzas Vulcânicas	300 - 800
Siltitos	100 - 500
Rocha vulcânica densa	100 - 500
Folhelho	50 - 100
Granito e Granodiorito	10 - 50
Calcário e Dolomita	10 - 20

Tabela 02 – Cargabilidade de vários minerais e rochas (TELFORD, 1990).

A tabela 03 apresenta alguns valores de cargabilidade em ms de um conjunto de materias, obtidos através da aplicação de um sinal de onda quadrada, com duração de 3s, e tempo de integração do decaimento de 0.02s a 1s.

Material	Cargabilidade (ms)
Água subterrânea	0.0
Aluvião	1 - 4
Cascalho	3 - 9
Vulcânicas pré-cambrianas	8 - 20
Gnaisses pré-cambrianos	6 - 30
Xistos	5 - 20
Arenitos	3 - 12
Argilitos	3 - 10
Quartzitos	5 - 12

Tabela 03 – Cargabilidade dos materiais (TELFORD, 1990).

2.2.4 Sondagem IP

O equipamento de aquisição dos dados de cargabilidade foi o mesmo utilizado na aquisição da SEV, o Syscal R2, o qual foi montado para a aquisição de dados no modo de sondagem pontual, no domínio do tempo, utilizando-se o arranjo Schlumberger, no intuito de se obter a variação da cargabilidade (M) com a profundidade (z). Os pontos de aquisição foram os mesmos das sondagens elétricas verticais, para que os dados resistividade e cargabilidade pudessem ser comparados. A interpretação dos dados de sondagem IP foi realizada pelo modo tradicional gráfico, onde os dados de cargabilidade são analisados em relação a distância de abertura $AB/2$. Nenhum caminhamento IP foi realizado.

A operação do equipamento de aquisição do efeito IP no domínio do tempo é similar a operação da aquisição de uma SEV, pois para cada distância dos eletrodos AB , se aplica um fluxo de corrente no subsolo e se registra uma voltagem nos eletrodos MN , sendo a única diferença é que neste método, a fonte é temporariamente desligada, e somente após, o sinal IP é registrado, sendo possível realizar as aquisições de SEV e IP simultaneamente.

Um inconveniente a ser tratado na aquisição dos dados de IP é a compensação da voltagem devida ao potencial espontâneo do local, pois como se mede tensões residuais, parte delas podem ser devidas ao potencial espontâneo.

Uma vez adquiridos na mesma configuração, os dados de cargabilidade podem ser interpretados de forma conjunta aos dados de resistividade, inclusive utilizando-se dos mesmos programas de interpretação. Em determinadas situações, a

interpretação conjunta do efeito IP com os dados de resistividade acaba diminuindo a ambigüidade na interpretação geofísica, já que oriundas de fenômenos elétricos distintos.

2.3 Método Eletromagnético Indutivo

O método eletromagnético indutivo é um dos métodos de prospecção geofísica que se utiliza de uma fonte eletromagnética para energizar o subsolo, e por este fato, sua operação não requer contato físico com o solo, sendo um dos mais indicados para utilização no modo aerotransportado, seja em aeronaves tripuladas ou autônomas, devido a sua versatilidade instrumental. Os equipamentos são de operação muito simples, rápida e de baixo custo, e medem diretamente a condutividade dos materiais geológicos.

Os métodos de aquisição geofísica pelo princípio da indução magnética costumam ser divididos nos domínios do tempo e da frequência. Os métodos no domínio do tempo costumam ser conhecidos pela sigla TDEM (Time Domain Eletromagnetic) e os do domínio da frequência costumam ser conhecidos pela sigla FEM ou FDEM (Frequency Domain Eletromagnetic). Neste trabalho iremos somente apresentar a teoria dos métodos eletromagnéticos no domínio da frequência (FDEM), já que não foi realizado nenhuma aquisição de dados no domínio do tempo.

2.3.1 Método EM no Domínio da Frequência (FDEM)

O princípio da indução eletromagnética, aplicada à prospecção geofísica rasa é apresentado de forma ilustrativa na figura 18, que apresenta uma imagem de um arranjo de campo similar ao utilizado neste trabalho, com uma bobina transmissora (T_x) na posição horizontal gerando o campo magnético fonte, que se propaga em todas as direções, alinhada a uma bobina receptora (R_x), também na posição horizontal, sobre um meio geológico eletricamente neutro, no qual se encontra enterrada uma placa metálica de excelente condutividade.

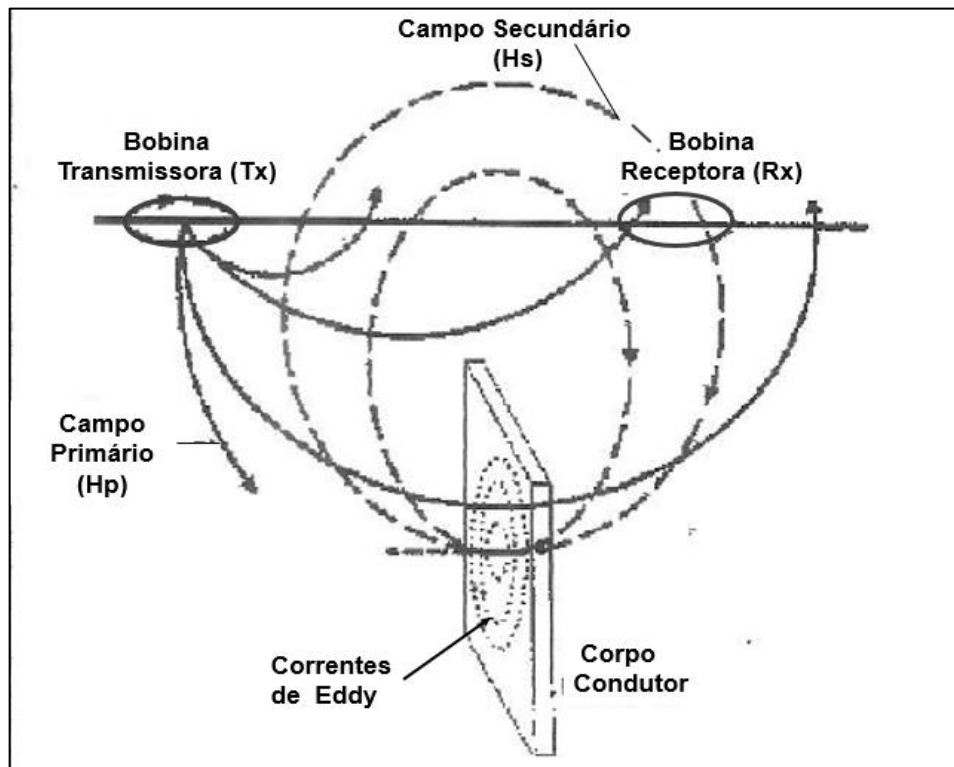


Figura 18 – Diagrama ilustrativo do método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FDEM), com as bobinas transmissora (Tx) e receptora (Rx) no modo coplanar horizontal. (adaptada de MARCOLINO, 2000).

No método eletromagnético no domínio da frequência, uma voltagem alternada de forma senoidal é aplicada na bobina T_x , que assim passa a ser percorrida por uma corrente elétrica, ora no sentido horário, ora no anti-horário, originando um campo magnético primário (H_P) também senoidal e alternado, que se propaga em todas as direções, inclusive no subsolo. A energia do campo primário H_P , obedecendo à lei de Faraday, induz correntes de corpo (correntes de Eddy) no condutor enterrado, na mesma frequência da fonte, que, por sua vez, vão gerar um campo magnético secundário (H_s) em subsuperfície, que também irá se propagar em todas as direções.

A bobina receptora R_x recebe a soma vetorial dos sinais emitidos pelo campo primário H_P , que se propaga pelo ar, e do campo secundário H_s , que se propaga primeiro pelo meio geológico e depois pelo ar até atingir a bobina R_x e, desta forma, um sinal $H_P + H_s$ vai ser registrado na bobina receptora, na mesma frequência de operação do sinal da fonte primária H_P .

2.3.2 Fundamentos Teóricos

O método FDEM segue o princípio físico da lei de Faraday (equação 15), cujo enunciado nos informa que uma f.e.m (força eletro motriz - ξ) induzida em um corpo condutor será igual a taxa de variação do fluxo magnético (Φ_B) com o tempo (dt) através desse condutor. O sinal negativo da lei de Faraday é devido a outro princípio físico (lei de Lenz), que nos informa a f.e.m tende a se opor à variação do fluxo magnético.

$$\xi = \oint \vec{E} ds = - \frac{d\Phi_B}{dt} \quad (15)$$

A equação 15 afirma que um campo elétrico E , em uma trajetória fechada, indicada pela integral de linha sobre um comprimento ds , devido a uma f.e.m, gera um um fluxo magnético variável, o que também implica dizer que, um campo magnético variável induz um campo elétrico.

O método geofísico de prospecção eletromagnética no domínio da frequência se aproveita desse fundamento físico para determinar a condutividade do subsolo, a partir do fluxo magnético do campo primário H_p em forma de uma senóide, cuja derivada será necessariamente um sinal cossenóide e, por isso, o campo elétrico induzido (ou a f.e.m) em subsuperfície, e conseqüentemente o campo secundário H_s induzido, estará necessariamente defasado de 90° em relação ao campo indutor primário, no caso de um condutor perfeito, no qual a sua indutância natural L seria nula.

Condutores perfeitos não existem de forma natural, muito menos no meio geológico, por isso admite-se que as regiões condutivas possuem uma componente de indutância, que sabidamente causam uma defasagem extra entre o sinal indutor e o induzido e, por isso, as propriedades elétricas do meio geológico causam mais um atraso de fase α ao campo secundário.

O diagrama de fasores, apresentado na figura 19, mostra as correlações de fase e amplitude dos campos primário e secundário em relação a referência de fase e quadratura de fase (defasagem de $\pi/2$ em relação à referencia de fase), incluindo a soma vetorial deles (o que de fato se mede em R_x), que também terá uma defasagem

angular ϕ em relação ao campo primário, durante a aquisição de dados pelo método FDEM.

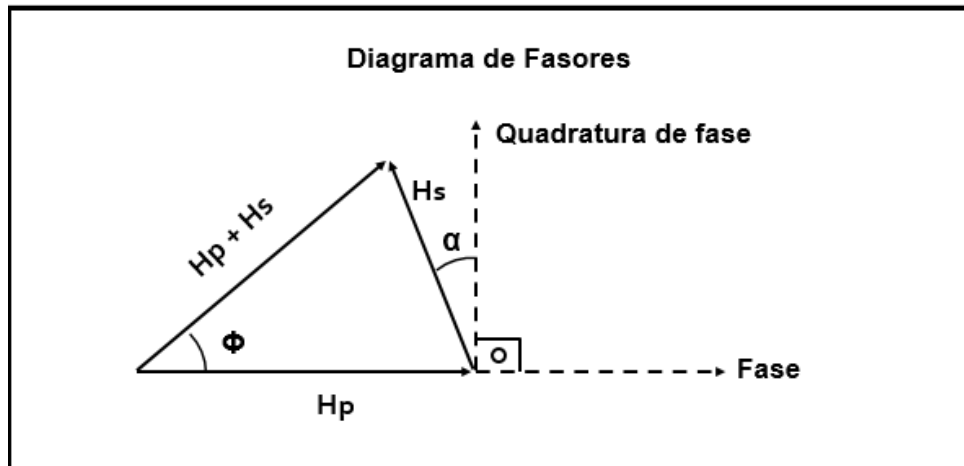


Figura 19 – Diagrama de fasores dos campos magnéticos primário H_p e secundário H_s no método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FDEM), em relação às referências em fase e quadratura de fase (SAAR, et. al. 2005)

A defasagem entre os campos magnéticos secundário e primário será definida por um ângulo de $\pi/2 + \alpha$ e, na presença de bons condutores, o ângulo α se aproximaria do valor $\pi/2$, tendendo a zero em condições de condutividade inferior. Na natureza inexistem condições de ótima condutividade, por isso a defasagem total de H_s em relação H_p ($\pi/2 + \alpha$) deve ficar entre $\pi/2$ e π . As formas de onda geradas pelo método, correspondentes a utilização de um sinal senoidal no campo primário H_p , são apresentadas na figura 20.

A projeção do campo secundário H_s sobre o eixo da referência em quadratura define a *componente em quadratura* do campo H_s , também conhecida como *parte imaginária*, e a projeção de H_s sobre o eixo de referência de fase define a *componente em fase* do campo H_s , também conhecida *componente real*. Tais definições serão importantes na descrição do cálculo da condutividade realizado pelo equipamento EM-34 da empresa canadense Geonics, que foi utilizado neste trabalho e será detalhado mais a frente.

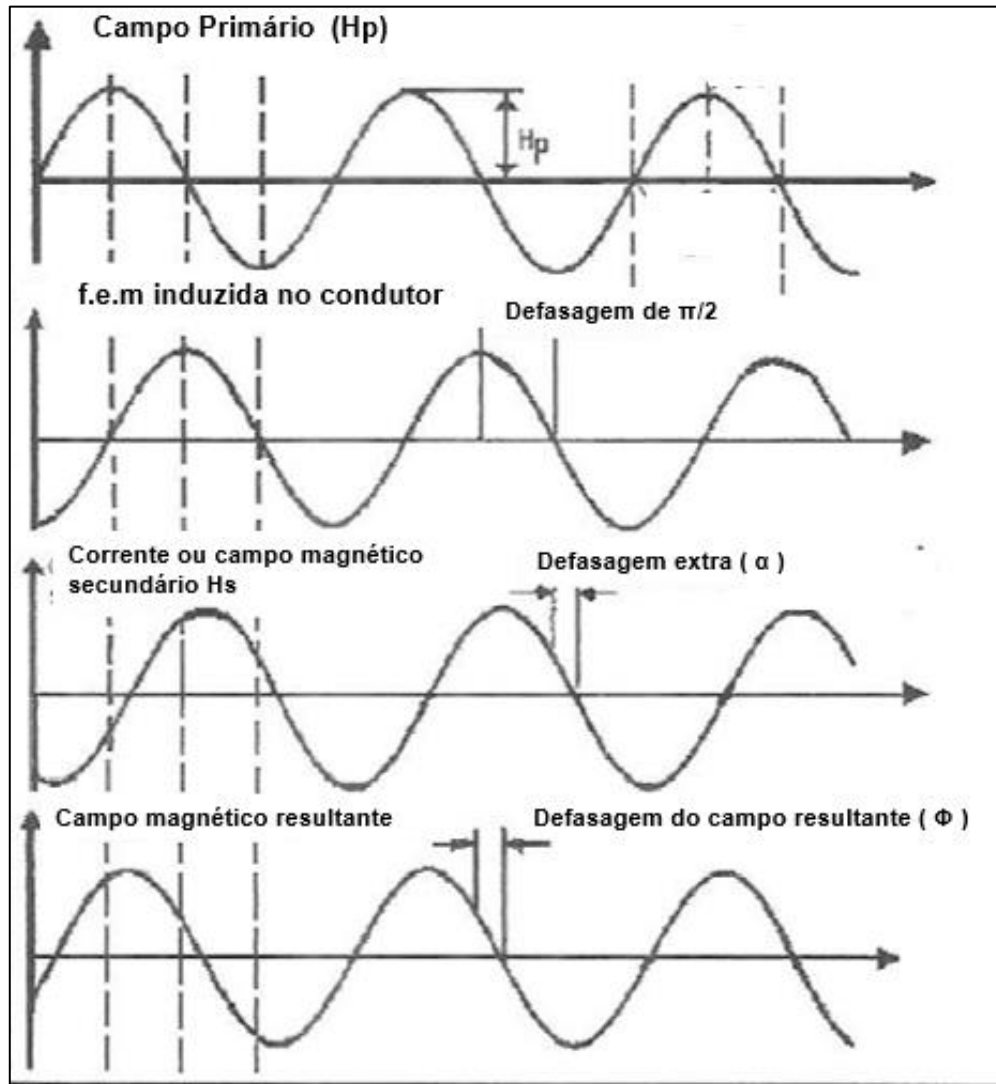


Figura 20 – Formas de onda observadas no método eletromagnético indutivo no domínio da frequência, quando o campo magnético indutor primário é do tipo senoidal (adaptada de SAAR, et. al. 2005)

2.3.3 Condutividade Medida pelo EM-34 (Geonics)

O equipamento utilizado neste trabalho foi o *EM-34*, da Geonics, que é apresentado na figura 21, o qual é composto por duas bobinas, uma transmissora T_x e outra receptora R_x , que são ligadas uma a outra por um cabo de referência, o qual fornece o sinal em fase para servir de referência analógica na bobina receptora R_x .



Figura 21 – Equipamento EM-34 da empresa canadense Geonics. Bobina transmissora T_x à esquerda e bobina receptora R_x à direita (SOUZA, 2007).

A aquisição dos dados de condutividade em campo é realizada mantendo-se uma distância fixa entre as duas bobinas, o que fixará uma profundidade máxima de investigação, que é determinada pela frequência de operação e pelo modo como se utilizam as bobinas, que podem ser dispostas no modo HCP (Horizontal coplanar), quando o dipolo magnético é vertical (conforme apresentado na figura 18) ou VCP (Vertical coplanar), quando se gira o eixo das bobinas em 90° em relação ao modo VCP, e o dipolo magnético se torna horizontal.

A tabela 04 apresenta os modos de operação do EM-34, para cada configuração de frequência, distância entre bobinas e profundidade máxima de investigação, nos modos de operação HCP e VCP, sendo notável que no modo de dipolo vertical (HCP) a profundidade de investigação dobra em relação ao modo VCP.

Espaçamento entre as bobinas	Frequências de Operação	Profundidade de exploração para Dipolo Horizontal (VCP)	Profundidade de exploração para Dipolo Vertical (HCP)
10 m	6,4 kHz	7,5 m	15 m
20 m	1,6 kHz	15 m	30 m
40 m	0,4 kHz	30 m	60 m

Tabela 04 – Espaçamento entre bobinas, frequência de operação e profundidade de investigação de acordo com o modo de operação HCP ou VCP (SOUZA, 2007).

A condutividade (σ) do meio geológico medida pelo EM-34 é diretamente proporcional a razão entre as amplitudes da *componente em quadratura do campo*

secundário e do campo primário (H_S/H_P), cuja intensidade é medida diretamente pela lógica eletrônica do aparelho, que assim pode ser calculada para cada profundidade específica pela equação 16:

$$\sigma = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_S \text{ (quadratura)}}{H_P} \right) \quad (16)$$

sendo:

σ = a condutividade em mSm/m.

$\omega = 2\pi f$, sendo f a frequência de operação em Hz.

μ_0 = permeabilidade magnética no vácuo.

s = espaçamento entre as bobinas em metros.

A equação 16 é válida quando em condições de baixo *Número de Indução (B)* (McNEILL,1980), que ocorre nas situações em que $B \ll 1$. O número de indução é definido pela razão do espaçamento entre as bobinas (s) em relação ao Skin Depth (δ) (equação 17), sendo o Skin Depth a profundidade máxima de penetração do sinal eletromagnético, cujo alcance depende da frequência do sinal e da condutividade do meio através do qual o campo magnético se propaga, já que os campos eletromagnéticos sofrem atenuação durante a sua passagem pelo meio geológico.

$$B = \frac{s}{\delta} \quad (17)$$

Analisando a equação 17 podemos concluir que um número de indução baixo ($B \ll 1$), faz com a distância entre as bobinas transmissora e receptora seja muito menor do que a profundidade máxima investigada, o que implica em uma sondagem de condutividade aparente pontual, cujo valor se mede no ponto médio da distância s.

A relação do Skin Depth com os parâmetros do meio e da aquisição é apresentada na equação 18, que foi definida sob a condição de que a profundidade máxima de penetração de um sinal eletromagnético ocorre até o ponto em que a amplitude do campo magnético gerado na bobina transmissora é reduzida por um fator e^{-1} , em comparação com seu valor de superfície.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \omega \sigma}} = \frac{503,8}{\sqrt{\sigma f}} \quad (18)$$

sendo:

σ = a condutividade do meio em mSm/m.

$\omega = 2\pi f$, sendo f a frequência de operação em Hz.

μ_0 = permeabilidade magnética no vácuo.

s = espaçamento entre as bobinas em metros.

A equação 18 nos informa que a profundidade máxima de penetração de um campo magnético em subsuperfície é inversamente proporcional a frequência utilizada e a condutividade do meio, ou seja, *quanto maior a frequência utilizada, menor a profundidade investigada*, e também, *quanto maior a condutividade do meio, menor a profundidade investigada*.

2.3.4 Interpretação dos Dados do Método FDEM

Os dados de campo do método eletromagnético no domínio da frequência são geralmente adquiridos em perfis de caminhamento eletromagnético (CEM), devido a facilidade da operação e do transporte dos equipamentos. As profundidades de investigação são pré-determinadas pelo distanciamento entre as bobinas, o modo de operação (HCP ou VCP) e pela frequência utilizada (vide tabela 04). Os dados podem ser organizados tanto na componente em fase, quanto na componente em quadratura, em função da profundidade para cada ponto medido na direção do caminhamento, cujo resultado final é similar a uma pseudo-seção de resistividade aparente oriunda do processamento dos dados de imageamento elétrico (ERI), conforme apresentado na figura 13, todavia, a condutividade medida é real e não aparente.

Um outro modo de se interpretar uma aquisição pelo método FDEM é apresentado na figura 22, no qual se plota os perfis das componentes em fase e quadratura do campo secundário H_s ao longo da topografia da região de estudo, expressando as duas componentes de H_s (real e imaginária) em %, em relação ao campo primário H_p . Esse método de visualização mostra que a amplitude da componente em quadratura supera

a da componente em fase, e esse comportamento se deve ao fato do ângulo de defasagem do campo secundário α ser muito pequeno (vide figura 19), o que faz com que a componente em quadratura seja sempre maior do que a componente em fase e, por este motivo, é a mais utilizada na interpretação geofísica, sendo incorporada no cálculo da condutividade σ , no equipamento EM-34.

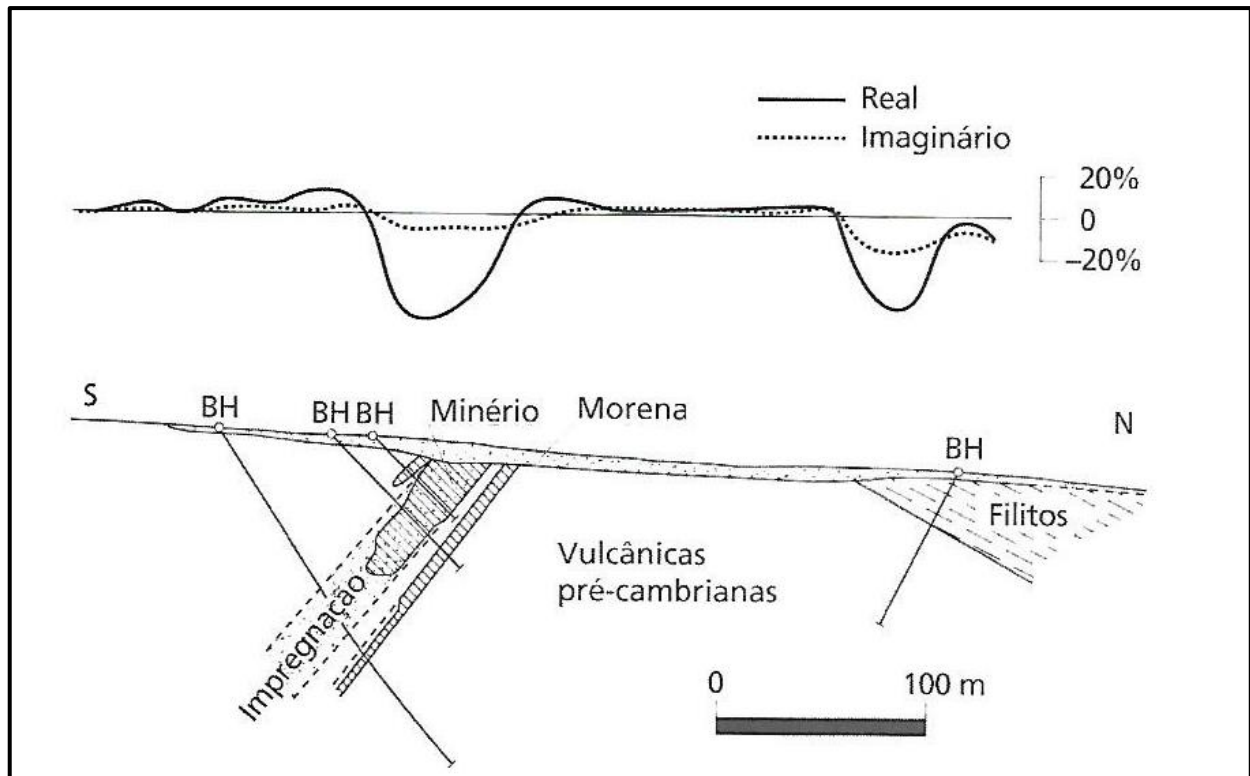


Figura 22 – Perfil transmissor x receptor no modo HCP com separação de 60m e frequência de operação de 3,6 KHz na região de Kankberg, no norte da Suécia. As componentes em fase e quadratura do campo secundário são expressas em porcentagem em relação ao campo primário. (KEAREY et. al, 2009)

Atualmente existem métodos de inversão para dados FDEM, que foram utilizados na interpretação dos perfis adquiridos com o EM-34, no programa de inversão denominado EM34-2D (MONTEIRO SANTOS, 2004). Este programa usa o algoritmo de inversão não linear apresentado em SASAKI (1989), o qual usa uma técnica de inversão regularizada de suavidade para dados eletromagnéticos adquiridos ao longo de perfis. O algoritmo corresponde a uma inversão 1D modificada com vínculo de suavidade 2D entre modelos 1D adjacentes. Assim, é possível obter a resposta em termos de variação de condutividade elétrica por profundidade real, para os pontos de medição que, interpolados, permitem a criação de uma imagem 2D.

Nesse caso, os valores de condutividade e profundidade interpretados não são mais aparentes, fornecendo uma seção real 2D de variação da condutividade local. Esse foi o método utilizado nesse trabalho.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Zona Rural de Cândido Mota – SP

Os levantamentos geofísicos foram realizados na área rural do Município de Cândido Mota SP, em uma área destinada a plantação de milho, que está situada cerca de 7 quilômetros a sudoeste da zona urbana. É uma área de ocorrência de basaltos, onde a necessidade de água para irrigação requer a instalação de um ou mais poços tubulares. Os basaltos da região, além de camadas de basalto maciço, apresentam camadas com zonas de vesículas e amígdalas, zonas alteradas e/ou fraturadas e presença de paleossolos intra-derrames, que normalmente são os melhores aquíferos.

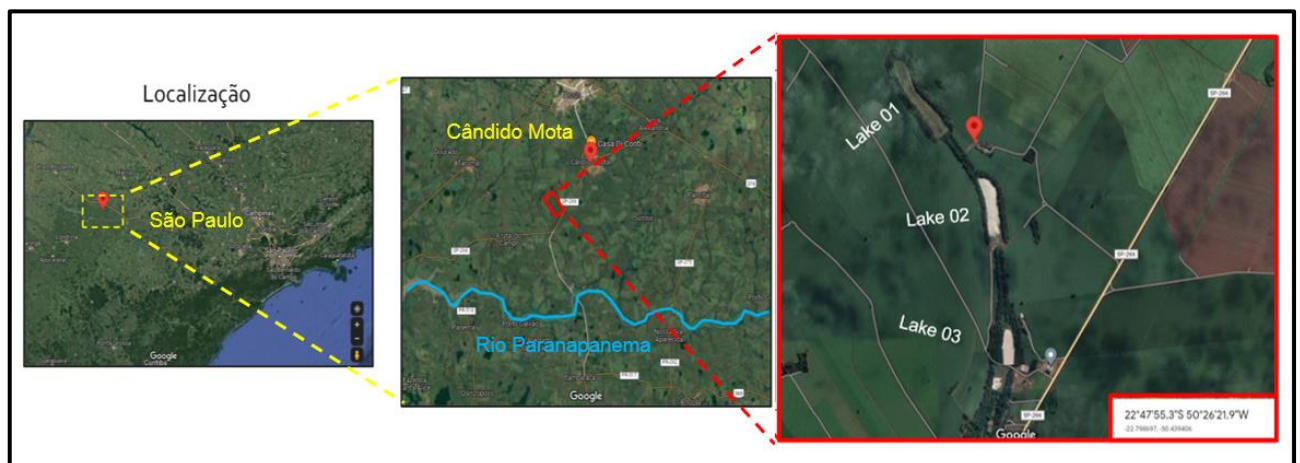


Figura 23 – Região rural de Cândido Mota – SP, com a área de estudo destacada pelo retângulo vermelho.

Na fase de prospecção para avaliar o potencial de um local para construção de poço tubular, é importante conhecer as características dos reservatórios basálticos dessa região, que influenciam seu potencial como aquífero, como grau de fraturamento, presença de vesículas, bem como a existência de paleossolos e arenitos intertrapiados entre os derrames, para que se possa orientar a aquisição geofísica baseada nas características geolétricas dessas rochas.

4 GEOLOGIA

Com a demanda cada vez maior por água, a importância das rochas basálticas como aquífero tem aumentado, principalmente na região Oeste do estado de São Paulo, que possui boa parte de sua área territorial inserida na Bacia do Paraná, onde as ocorrências de enxames de diques e basaltos extrusivos foram abundantes (figura 24).

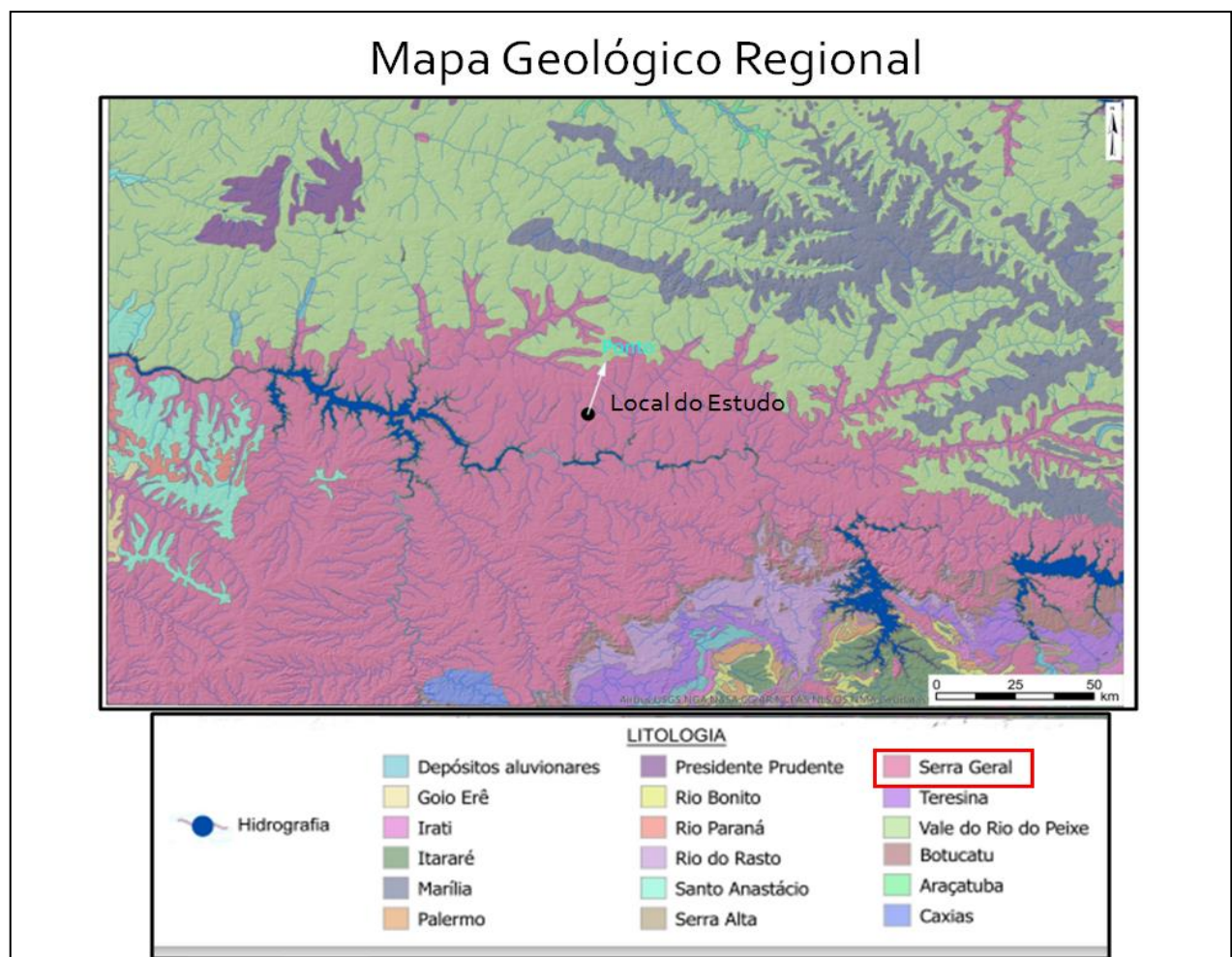
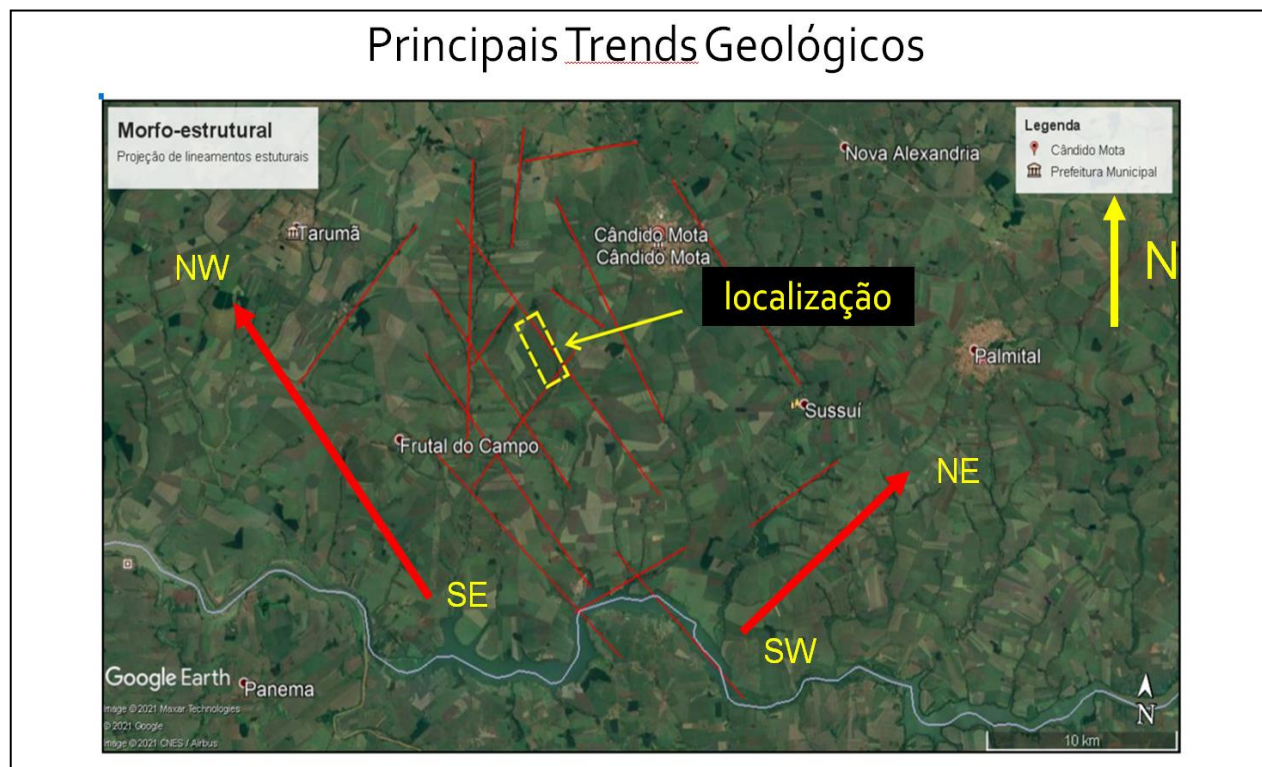


Figura 24 – Região de ocorrência dos basaltos da Fm. Serra Geral, com a indicação da área de estudo em Candido Mota – SP (Bacia do Paraná).

4.1 Principais *Trends* Geológicas

A interpretação morfo-estrutural realizada a partir da imagem de satélite nos arredores da região do levantamento geofísico, destacada na figura 25 por um retângulo amarelo, indica que os principais *trends* geológicos na região rural de Candido Mota tem duas direções de alinhamentos predominantes, uma NW-SE e outra NE-SW, indicando que as falhas e fraturas nos basaltos devem também apresentar tal padrão de alinhamento. Particularmente, a região de

estudo parece estar intrinsecamente ligada a um *trend* NW-SE, que por sua vez está interligando as várias falhas e fraturas de direção preferencial NE-SW em subsuperfície, o que é um bom indício de que esse local pode vir a ser um bom produtor de água subterrânea, pois estaria conectado ao sistema de recarga do Sistema Aquífero Serra Geral - SASG.



Figuras 25 – Principais trends geológicos na área de estudo em Cândido Mota – SP, na borda Leste da Bacia do Paraná. Notar o padrão geral NW-SE, interconectado por possíveis falhas de transferência ao alinhamento de direção NE-SW.

4.2 Sistema Aquífero Serra Geral (SASG)

O Sistema Aquífero Serra Geral - SASG, cuja área de ocorrência é apresentada na figura 26, é formado pelos basaltos da Formação Serra Geral. O SASG se sobrepõe ao Sistema Aquífero Guarani (SAG), sendo recoberto pelo Sistema Aquífero Bauru - SAB.

A Formação Serra Geral apresenta rochas de idade mais jovem que as do Sistema Aquífero Guarani - SAG, embora sobreposto a este, as quais foram originadas durante intensa atividade vulcânica em regime extensional, durante o Cretáceo Inferior (há 135 Ma), e que afloram em faixa irregular na porção central do estado.

O SASG apresenta temperatura da ordem de 18.2 °C a 27.50 °C, com pH variando de ácido (5.38) a básico (9.89) e concentração salina abaixo de 250 mg/L. As águas do SASG são ricas em bicarbonato de cálcio e secundariamente em bicarbonato de cálcio-magnésio e bicarbonato de sódio (BODELÃO, 2011) e, portanto, de excelente qualidade para a agricultura.

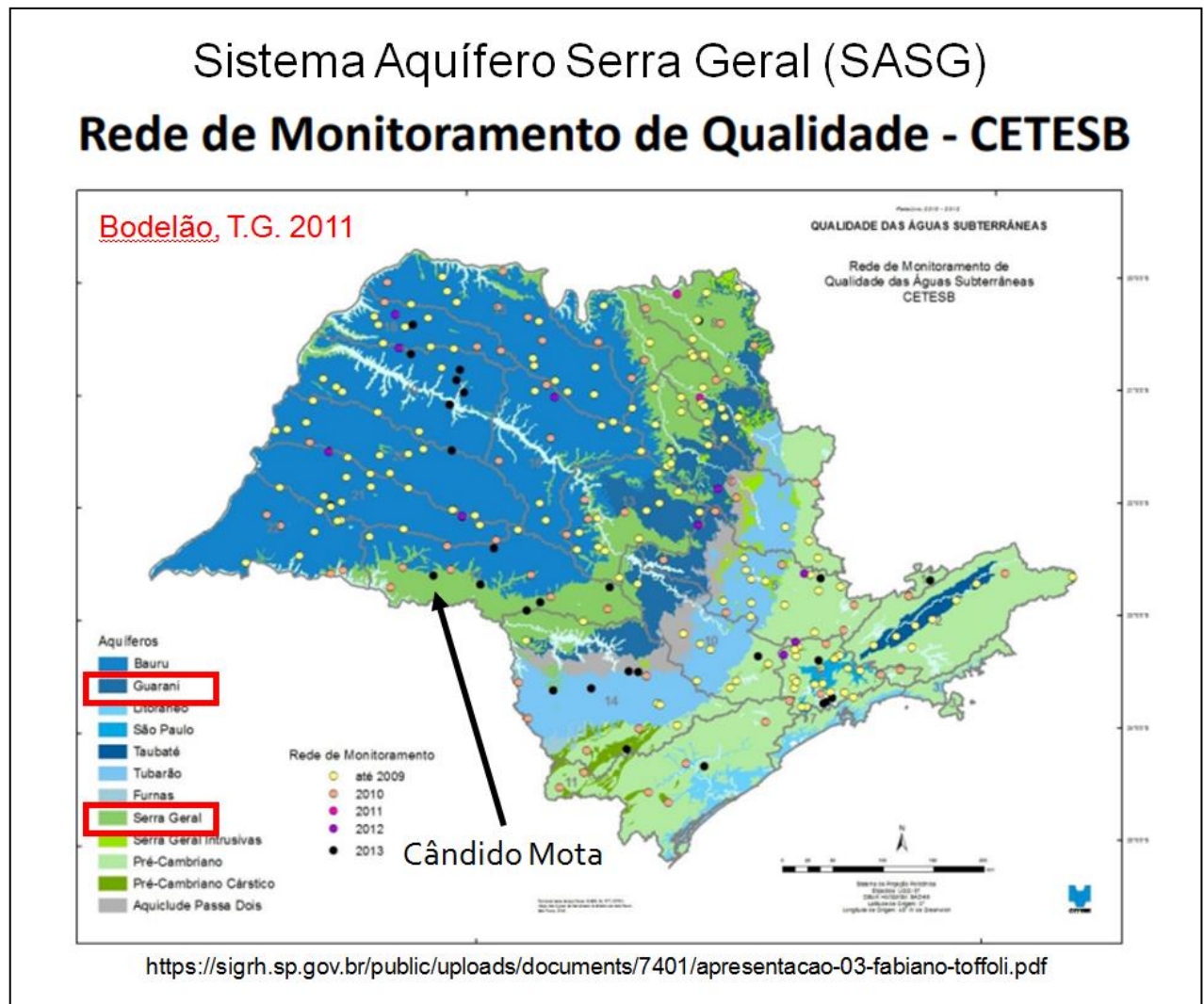


Figura 26 - Região de ocorrência dos principais sistemas aquíferos do estado de São Paulo, cuja qualidade da água é monitorada pela CETESB, com destaque para o SASG, na cor verde, na região central do Estado, onde o basalto é aflorante, ou muito próximo à superfície (TOFFOLI, 2013).

A figura 26 apresenta também a área de ocorrência do famoso Sistema Aquífero Guarani (SAG), constituído basicamente por arenitos saturados e com altas taxas de produtividade, sendo um dos maiores aquíferos de água doce do mundo, responsável pelo abastecimento público de água de boa parte dos municípios do interior do Estado de São Paulo, localizados na região Noroeste. Infelizmente na região de Cândido Mota, o SAG se encontra a aproximadamente 900 metros de profundidade, o que inviabiliza a perfuração de poços para agricultura para o pequeno produtor, devido ao alto custo de perfuração, tornando a geofísica, e em especial os métodos geolétricos, como ferramentas essenciais na descoberta de potenciais regiões produtoras de água subterrânea nos reservatórios fraturados dos basaltos da Formação Serra Geral.

As figuras 27 e 28, apresentadas a seguir, mostram a localização e o respectivo perfil de 3 poços produtores de água subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral. Os poços foram

escolhidos tanto pelo critério de proximidade da área da aquisição geofísica, quanto pela existência de dados litológicos e de produção, sendo dois deles localizados na zona urbana de Cândido Mota, a Norte, e um próximo ao Rio Paranapanema, na zona rural, ao Sul da área de estudo. As informações dos poços destacadas nas figuras 27 e 28 foram obtidas a partir do cadastro na plataforma SIAGAS/CPRM (2009).

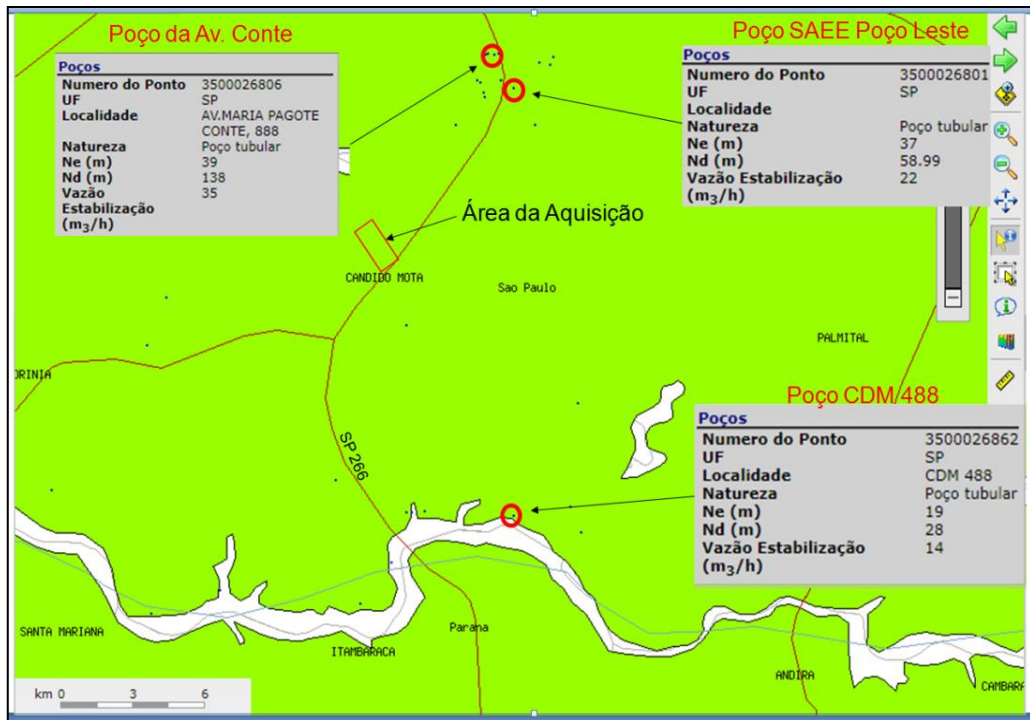


Figura 27 – Localização dos poços produtores de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Serra Geral. A Norte, os poços da Avenida Conte (poço da cervejaria) e da SAAE, na região urbana de Cândido Mota, e ao Sul o poço CDM 488, próximo ao rio Paranapanema, na região rural (SIAGAS/CPRM, 2021).

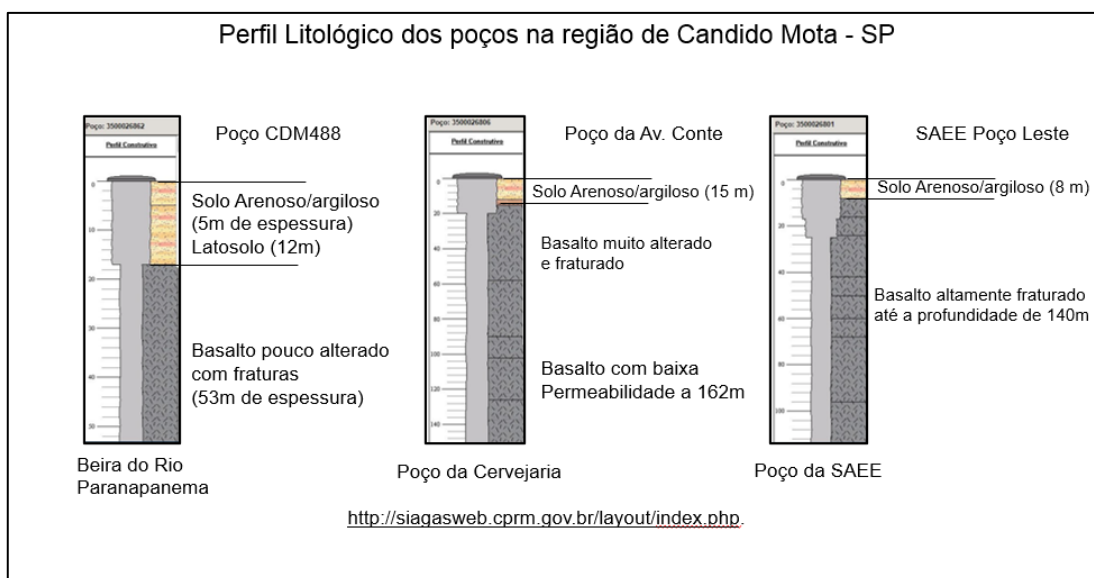


Figura 28 – Perfis litológicos dos poços produtores de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Serra Geral. A Norte, os poços da Avenida Conte e da SAAE, na região urbana de Cândido Mota, e a Sul o poço CDM 488, próximo ao rio Paranapanema, na região rural. Em ambos há ocorrência de solo arenoso/argiloso na primeira camada, variando de 5 a 12 m de espessura, e basalto fraturado ou alterado logo abaixo (SIAGAS/CPRM, 2021).

Esses poços mostram que existem dois tipos principais de basalto na região: uma camada de basalto mais alterado e muito fraturado, que ocorre comumente com vesículas, sobreposto a uma camada de basalto mais homogêneo e pouco fraturado. Delimitar o topo, e se possível a base dos basaltos fraturados, é o objetivo dessa pesquisa.

5 GEOFÍSICA

Nesta pesquisa foram aplicados 03 métodos geofísicos distintos:

- Eletrorresistividade (Imageamento por caminhamentos elétricos do tipo Dipolo-Dipolo - ERI e Sondagens Elétricas Verticais - SEVs);
- Sondagens Verticais de Polarização Induzida no domínio do tempo (IP);
- FDEM – Eletromagnético no Domínio da Frequência – Baixo Número de Indução (EM-34)

O principal objetivo foi o de diferenciar possíveis zonas ou camadas de basaltos fraturados e/ou alterados de basaltos maciços, com vista à produção de água subterrânea. Esses métodos foram escolhidos devido às informações contidas nos perfis de poços apresentados na figura 28, que mostram a ocorrência de basaltos fraturados logo após a camada de solo, variando de uma profundidade de 5 a 15 metros e, portanto, acessíveis a profundidade de investigação pelo método da eletrorresistividade, cuja aquisição foi realizada com a abertura de eletrodos de até 300 metros, a qual oferece confiabilidade e acurácia nos dados em até 60 metros de profundidade, conforme será mostrado no capítulo destinado à interpretação geofísica.

Os outros dois métodos de aquisição (IP e EM) foram aplicados não somente para diminuir a ambiguidade na interpretação dos dados de eletrorresistividade, mas também para enriquecer a discussão da ciência envolvida na aplicação desses métodos, já que ambos podem trazer informações diferentes daquelas obtidas pelo método da eletrorresistividade, com destaque para o IP, que nos fornece dados sobre a cargabilidade encontrada nas camadas investigadas. A interpretação conjunta desses dois dados pode vir a ser interessante em trabalhos de hidrogeologia, cuja abordagem se dá, na maioria dos casos, somente em relação à condutividade, sendo esta influenciada predominantemente pelo líquido intersticial das rochas, que embora seja de grande importância para a determinação do fluido e sua salinidade, acaba mascarando a informação sobre a rocha reservatório em si, inclusive em relação ao seu conteúdo de argila, o que pode ser obtido pela cargabilidade medida pelo método IP.

Foram realizados 03 levantamentos pelo Método Eletromagnético Indutivo de baixo número de indução ($B \ll 1$), denominados de CEM-02, CEM-03 e CEM-04, cujos dados foram adquiridos pelo equipamento EM-34 (figura 21) da empresa canadense Geonics. Tais aquisições acompanharam a mesma geometria e numeração dos caminhamentos elétricos CE-02, CE-03 e CE-04, cuja localização é indicada nas figuras 29 e 30.

5.1 Aquisição Geofísica

As figuras 29 e 30 apresentam a localização dos 6 Caminhamentos Elétricos (configuração Dipolo-Dipolo), indicados pela sigla CE, e das 05 Sondagens Elétricas Verticais, indicadas pela sigla SEV, sendo que na figura 29, as geometrias da aquisição foram sobrepostas à imagem obtida por sensoriamento remoto, e na figura 30 sobrepostas às curvas de nível, para que se pudesse correlacionar a aquisição com a topografia em mapa.



Figura 29 – Localização da geometria da aquisição dos 06 caminhamentos elétricos (CE), indicados pelas linhas vermelha e das 06 Sondagens Elétricas Verticais (SEV) indicadas pelas estrelas azuis, sobrepostas a imagem obtida por sensoriamento remoto na região. Em azul mais claro, a indicação da área de ocorrência dos 03 lagos, sendo neste trabalho numerados de 01 a 03, de Norte a Sul.

A aquisição dos dados de Polarização Induzida (IP) foi realizada junto às 05 Sondagens Elétricas Verticais, cuja localização também foi indicada nas figuras 29 e 30, e seguem a mesma numeração. A interpretação conjunta desses dados com os dados obtidos pelo método da eletrorresistividade será apresentada no capítulo destinado à interpretação geofísica.

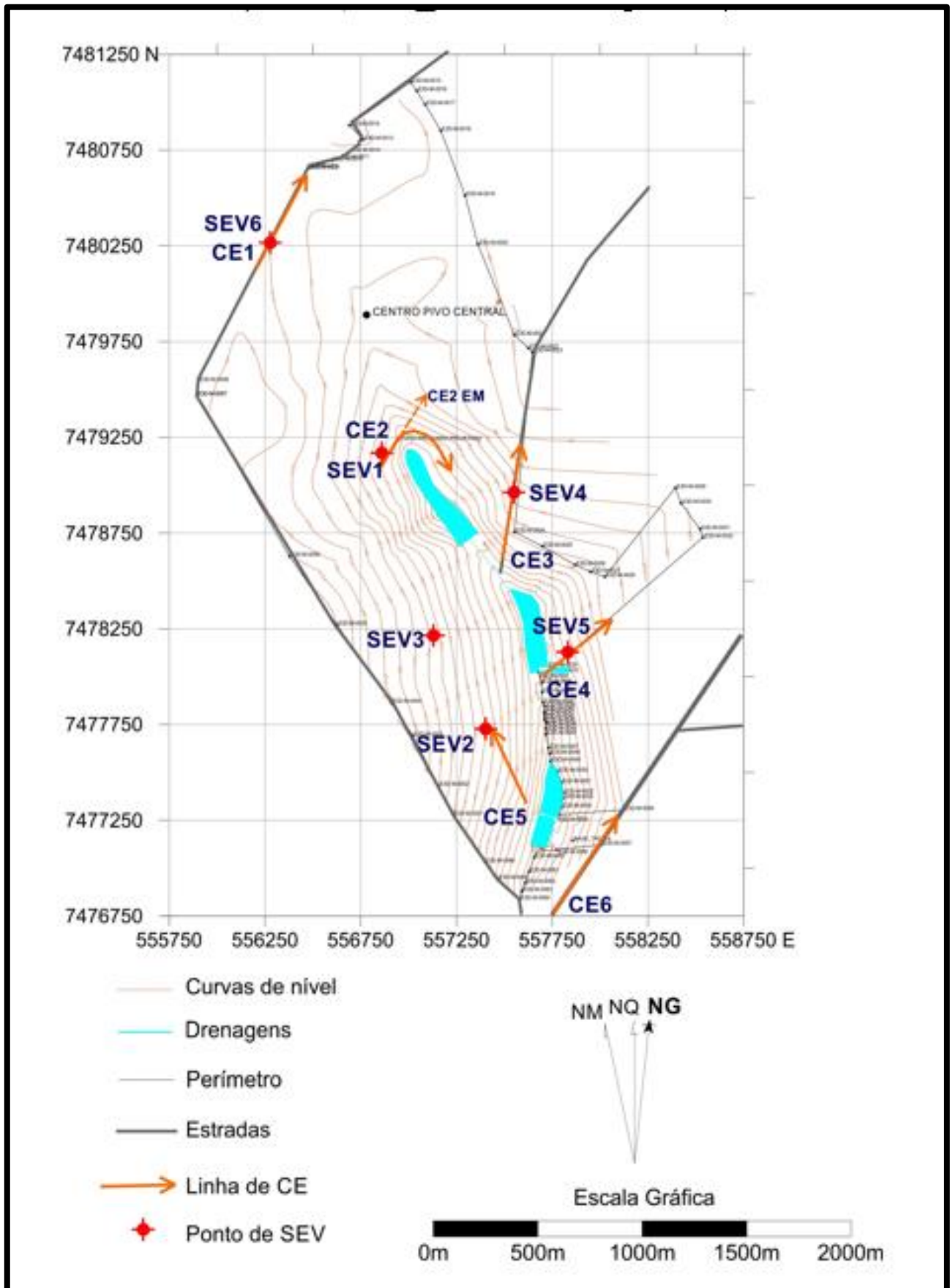


Figura 30 – Localização da geometria da aquisição dos 06 caminhamentos elétricos (CE), indicados pelas linhas vermelha e das 06 Sondagens Elétricas Verticais (SEVs), cuja numeração não é coincidente, sobrepostas ao mapa das curvas de nível na região.

5.2 Processamento e Interpretação Geofísica

De acordo com o conhecimento prévio das características geolétricas dos basaltos da Formação Serra Geral, sabe-se que essas rochas, quando se apresentam com baixo grau de alteração e/ou fraturamento e sem vesículas, são caracterizadas por valores mais elevados de resistividade, acima de 300 ohm.m. Como a resistividade tem relação inversa com a porosidade/permeabilidade nessas rochas, quanto mais compacta a rocha maior o valor de resistividade, sendo comum encontrar basaltos compactos com resistividades acima de 1.000 ohm.m. Por outro lado, o inverso mostra que nos casos de ocorrência de zonas com vesículas e amígdalas, zonas alteradas e/ou fraturadas, ou na presença de paleossolo inter-derrames, os valores de resistividade são baixos, normalmente inferiores a 100 ohm.m.

5.2.1 Caminhamentos Elétricos

Tomando por base as informações sobre as características geolétricas das rochas da região, anteriormente apresentadas, foi realizada a inversão dos dados de Eletrorresistividade (CE e SEV). A inversão dos 06 perfis dos Caminhamentos Elétricos (CEs) foi realizada com o auxílio do Software RES2DINV, o qual realiza a inversão pelo método dos elementos finitos. Os resultados das inversões, com a conseqüente interpretação geofísica dos perfis 2D de caminhamento elétrico pelo arranjo Dipolo-Dipolo, são apresentados e discutidos de forma pormenorizada a seguir, nas figuras de 31 a 43.

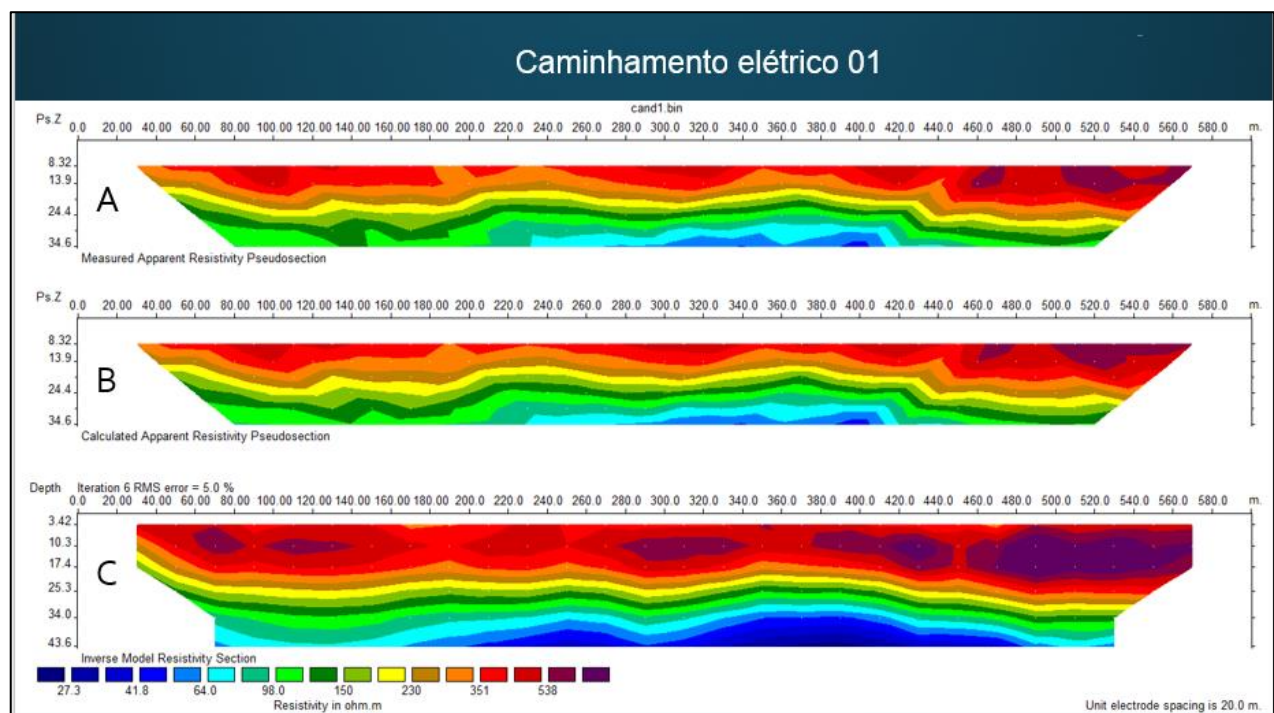


Figura 31 – Pseudo Seções do imageamento por Caminhamento Elétrico 01 (CE-01), com a localização indicada na figura 08. **A-**) Pseudo Seção de resistividade aparente medida; **B-**) Pseudo Seção de resistividade aparente calculada; **C-**) Resultado do modelo de Inversão (pseudo seção de resistividade aparente).

O caminhamento elétrico 01 (CE-01) foi adquirido com arranjo de 31 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento, com deslocamento linear total de 600 metros. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

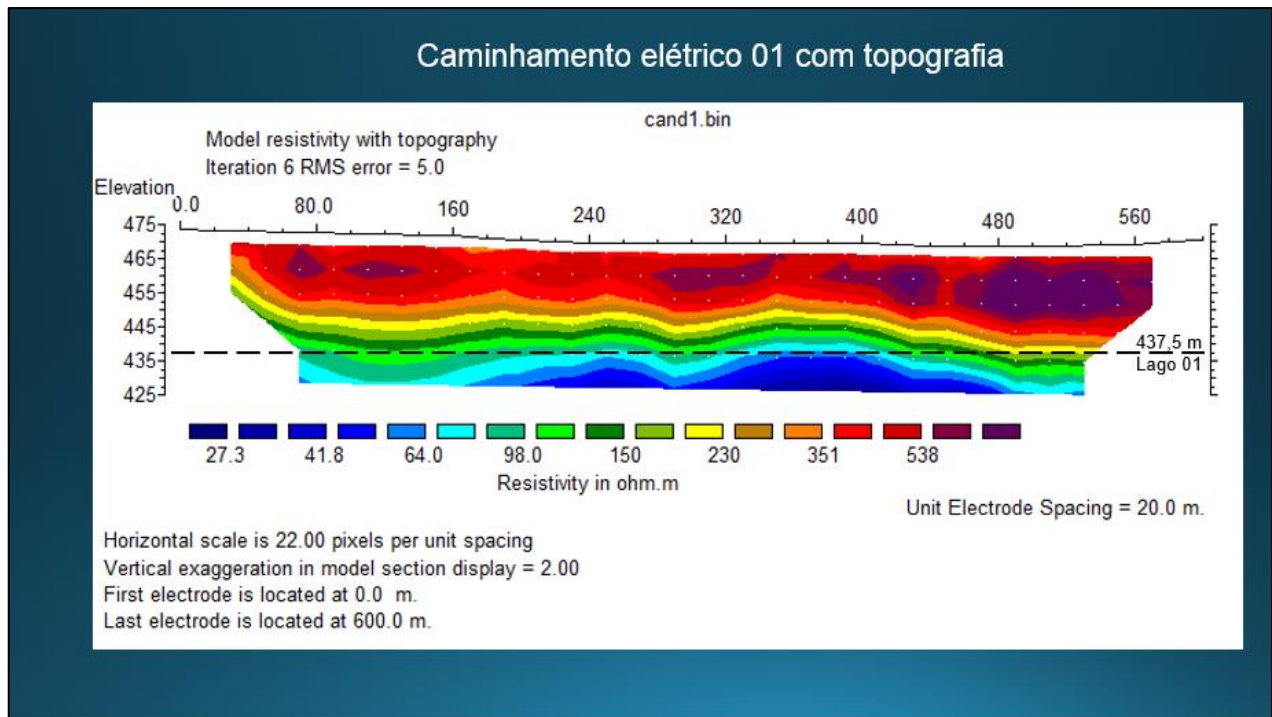


Figura 32 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 01 (lago mais a Norte) sobreposta na figura, e a excelente correlação da cota do lago com o início da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 5,03 %, após a sexta iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia apresentado na figura 32, a baixa resistividade (< 40 Ohm.m) encontrada a partir da cota batimétrica de 437 metros, onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral e onde se espera encontrar os basaltos fraturados, coincide com a cota batimétrica do Lago 01, mais ao Norte (vide figura 33), o qual se encontra a aproximadamente 800 metros de distância do CE-01. A espessura da primeira camada geoeletrica, caracterizada por uma seção mais resistiva é de aproximadamente 30 metros.

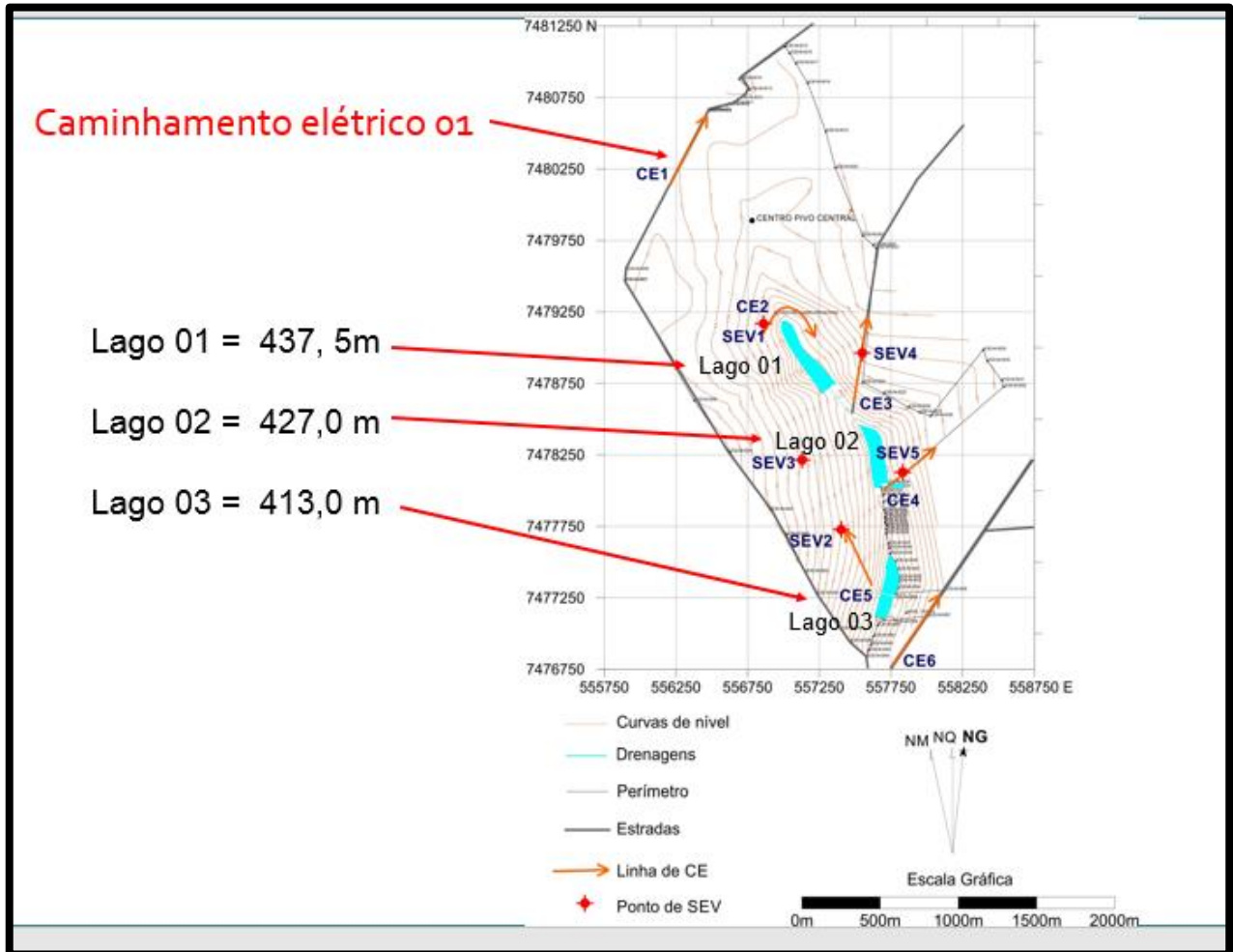


Figura 33 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-01 a Norte, e a informação das cotas batimétricas dos lagos 01, 02 e 03.

O caminhamento elétrico 02 (CE-02), cuja geometria de aquisição é apresentada na figura 34, foi adquirido com arranjo de 21 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-02 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento curvilíneo total de 400 metros, localizado ao longo da borda Norte do lago 01, sobre a cota de 445 metros. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

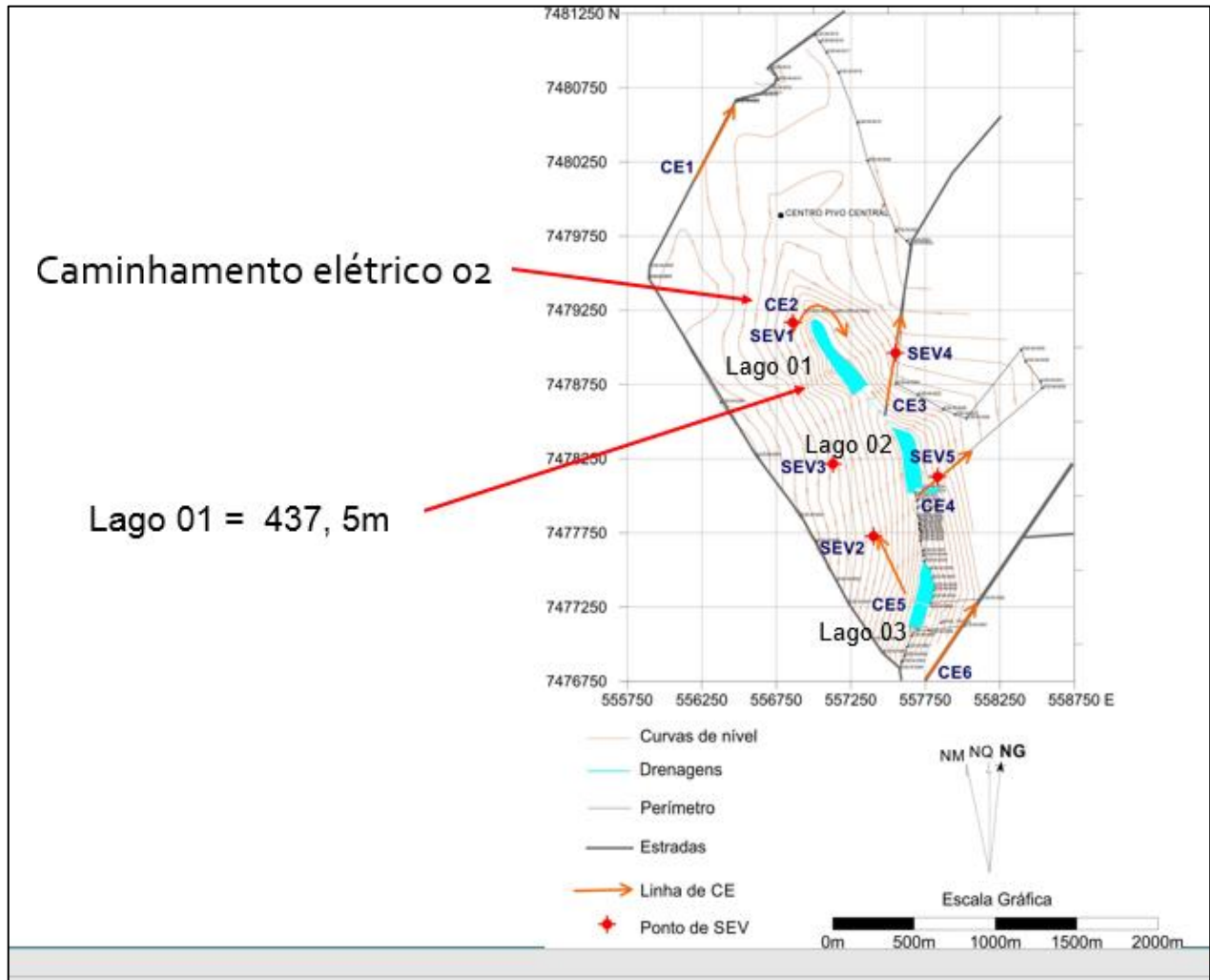


Figura 34 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-02 na borda Norte do lago 01, e a informação da cota batimétrica do lago 01.

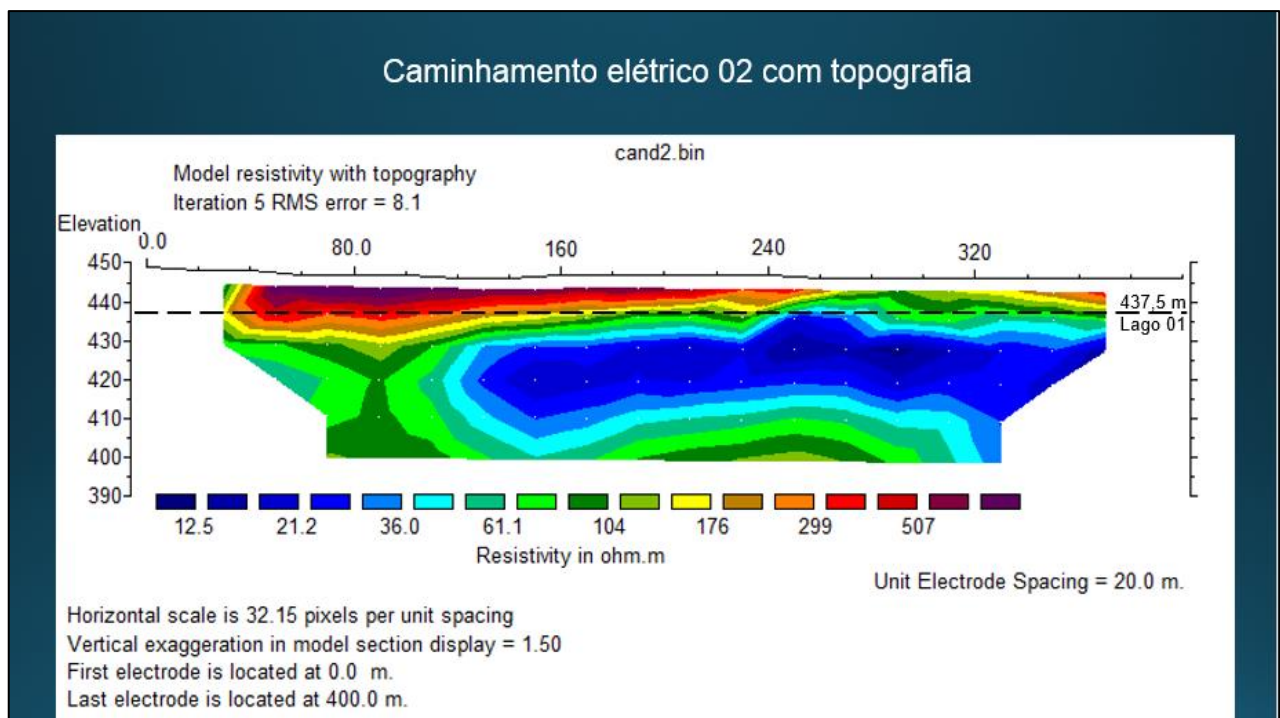


Figura 35 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 01, sobreposta na figura, e a excelente correlação da cota do lago com o topo da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 8,08 %, após a sexta iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia, apresentado na figura 35, a baixa resistividade (< 20 Ohm.m) encontrada a partir da cota batimétrica de 437 metros, onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral e onde se espera encontrar os basaltos fraturados, coincide com a cota batimétrica do Lago 01 (figura 33), um resultado similar ao encontrado no CE-01, sendo digno de nota a pouca espessura da primeira camada mais resistiva e a variação lateral de resistividade a partir da cota de 430 metros, que mostra uma possível variação na permeabilidade no aquífero SASG, podendo apresentar um basalto pouco fraturado a esquerda, ou algum tipo de estruturação geológica, como uma falha, que teria colocado duas rochas distintas lado a lado, o que é esperado em linhas adquiridas ao longo da direção NE-SW, já que o *trend* geral é NW-SE, conforme apresentado na figura 25.

O caminhamento elétrico 03 (CE-03), cuja geometria de aquisição é apresentada na figura 36, foi adquirido com arranjo de 21 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-03 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento linear total de 400 metros, localizado ao longo da borda Leste do lago 01. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

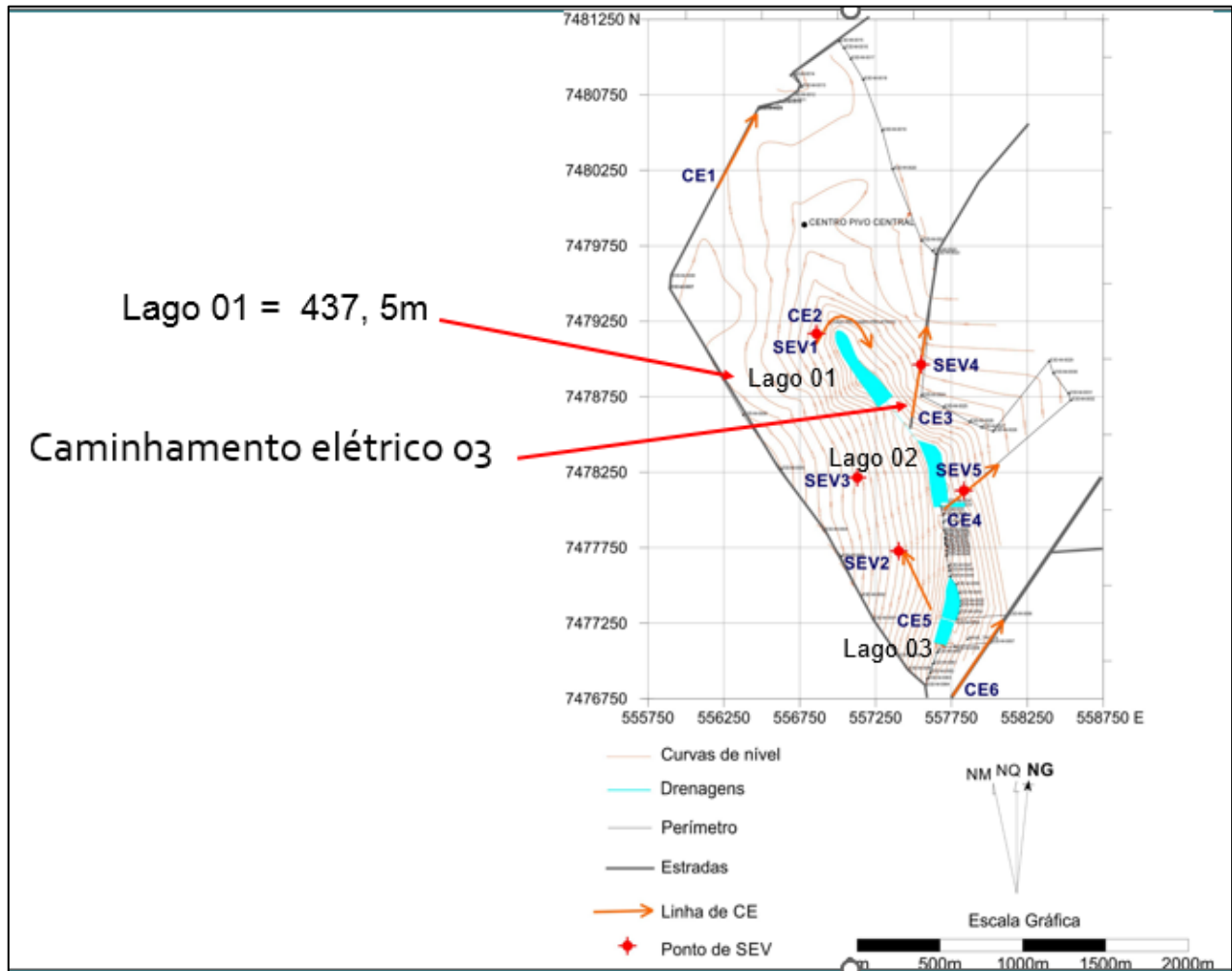


Figura 36 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-03 na borda Leste do lago 01, e a informação da cota batimétrica do lago 01.

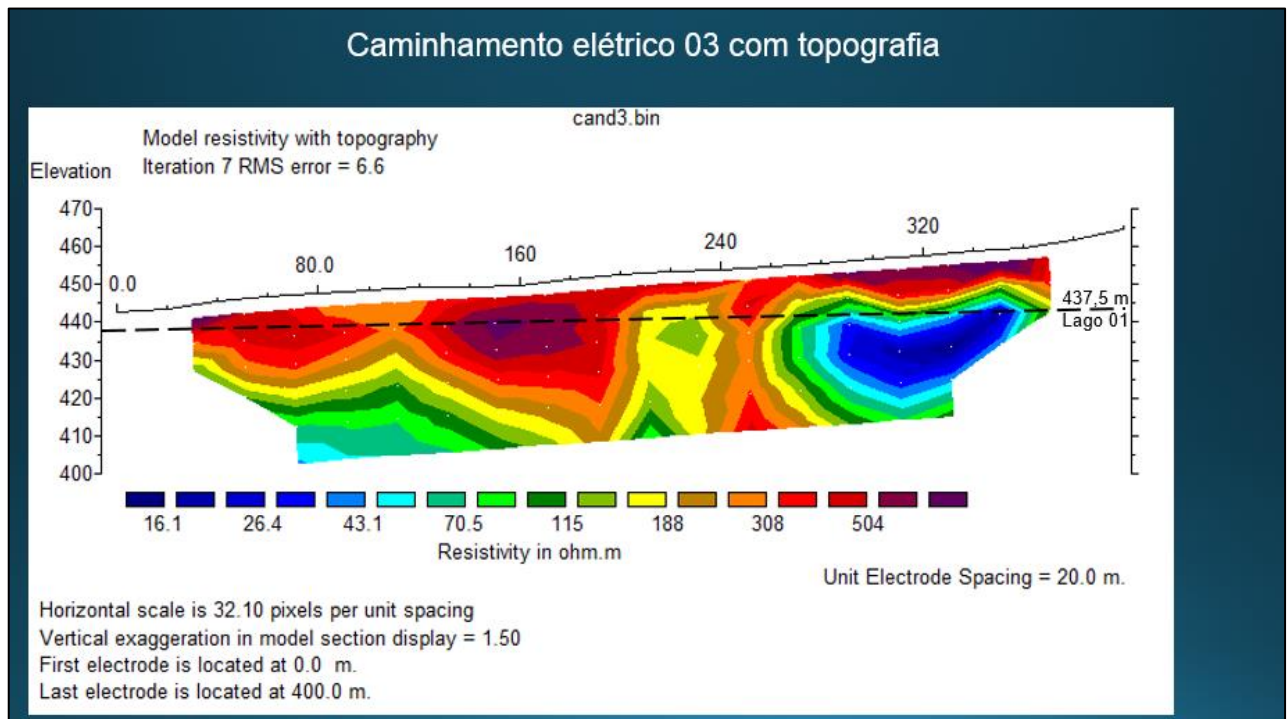


Figura 37 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 01, sobreposta na figura, e a excelente correlação da cota do lago com o topo da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 6,62 %, após a sétima iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia, apresentado na figura 37, a baixa resistividade ($< 26 \text{ Ohm.m}$) foi encontrada a partir da cota batimétrica de 437 metros, onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral e onde se espera encontrar os basaltos fraturados, novamente coincide com a cota batimétrica do Lago 01 (figura 36), um resultado similar ao encontrado no CE-01 e no CE-02, sendo digno de nota a pouca espessura da primeira camada mais resistiva e a variação lateral de resistividade de NE a SW, que mostra uma possível variação na permeabilidade do aquífero SASG, ou algum tipo de estruturação geológica, como uma falha, que teria colocado duas rochas distintas lado a lado, o que também é esperado em linhas adquiridas ao longo da direção NE-SW, já que o *trend* geral é NW-SE, conforme apresentado na figura 25. É notável a maior espessura da camada geoeétrica de alta resistividade na parte SW (a esquerda) na figura 37, sugerindo a existência de estrutura ou presença de basalto com menor grau de fraturamento.

O caminhamento elétrico 04 (CE-04), cuja geometria de aquisição é apresentada na figura 38, foi adquirido com arranjo de 19 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-04 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento linear total de 360 metros, localizado ao longo da borda Sul do lago 02. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

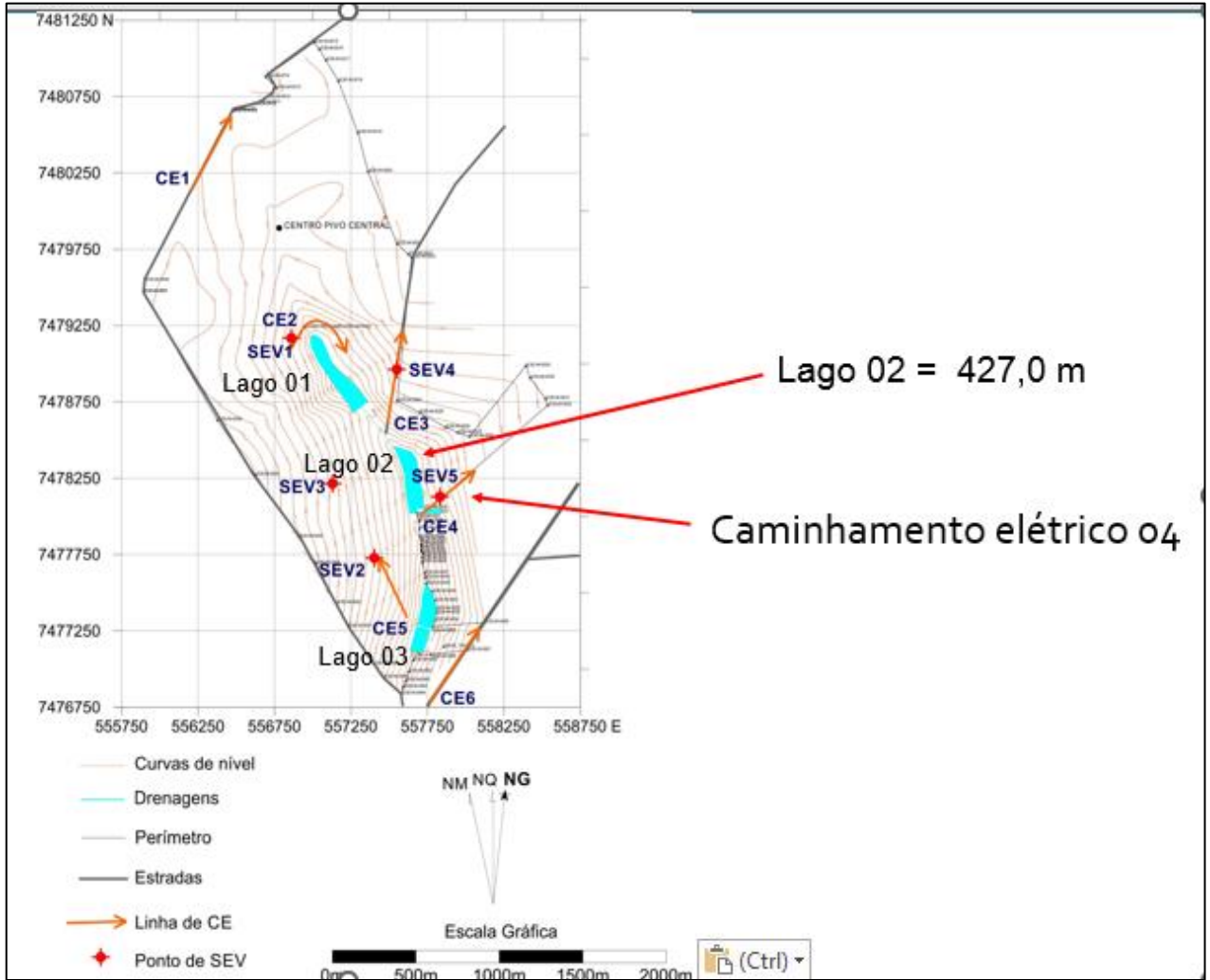


Figura 38 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-04 na borda Sul do lago 02, e a informação da cota batimétrica do lago 02.

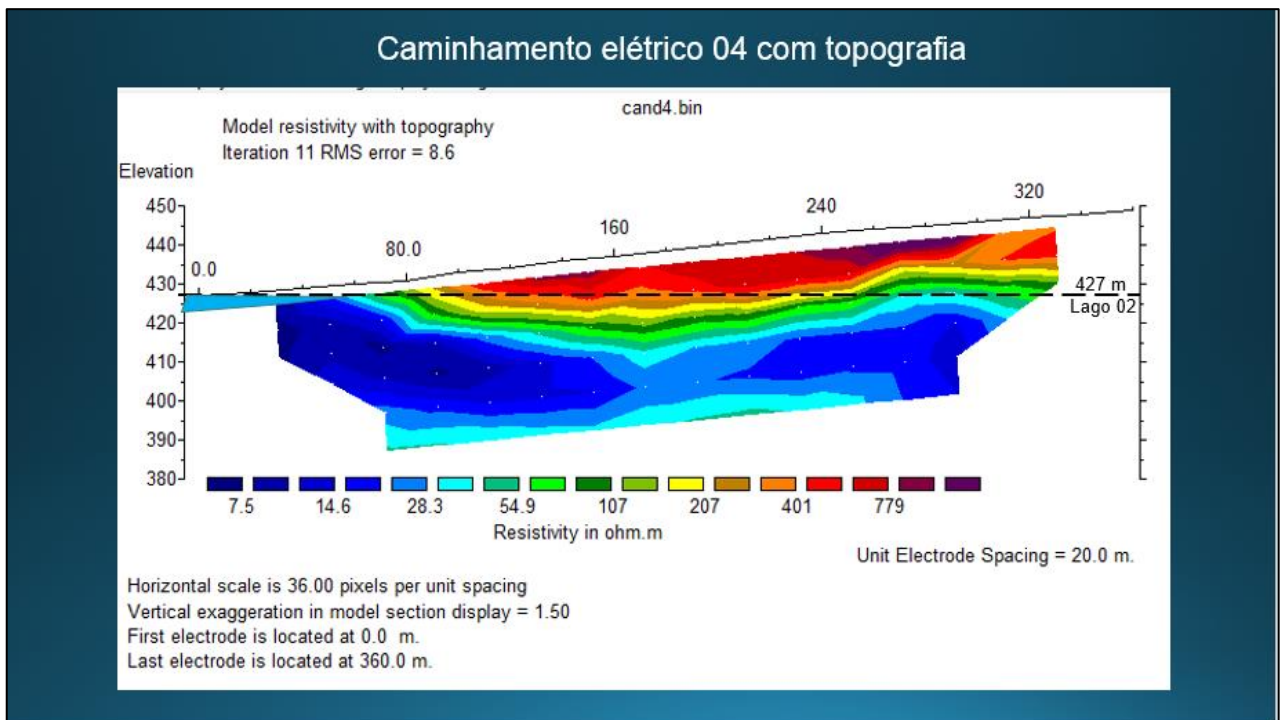


Figura 39 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 02, sobreposta na figura, e a excelente correlação com o topo da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 8,61 %, após a 11ª iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia, apresentado na figura 39, a baixa resistividade ($< 14 \text{ Ohm.m}$), que foi encontrada a partir da cota batimétrica de 427 metros, foi interpretada como o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral, onde se espera encontrar os basaltos fraturados, o que coincide com a cota batimétrica do Lago 02 (figura 38), sendo digno de nota a pouca variação lateral de resistividade da camada menos resistiva, que indica pouca ou nenhuma estruturação geológica nessa região, e um local no qual se espera boa continuidade lateral do SASG.

O caminhamento elétrico 05 (CE-05), cuja geometria de aquisição é apresentada na figura 40, foi adquirido com arranjo de 19 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-05 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento linear total de 360 metros, localizado a NW do lago 02, em um alinhamento NW-SE, sendo o único adquirido com essa direção. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

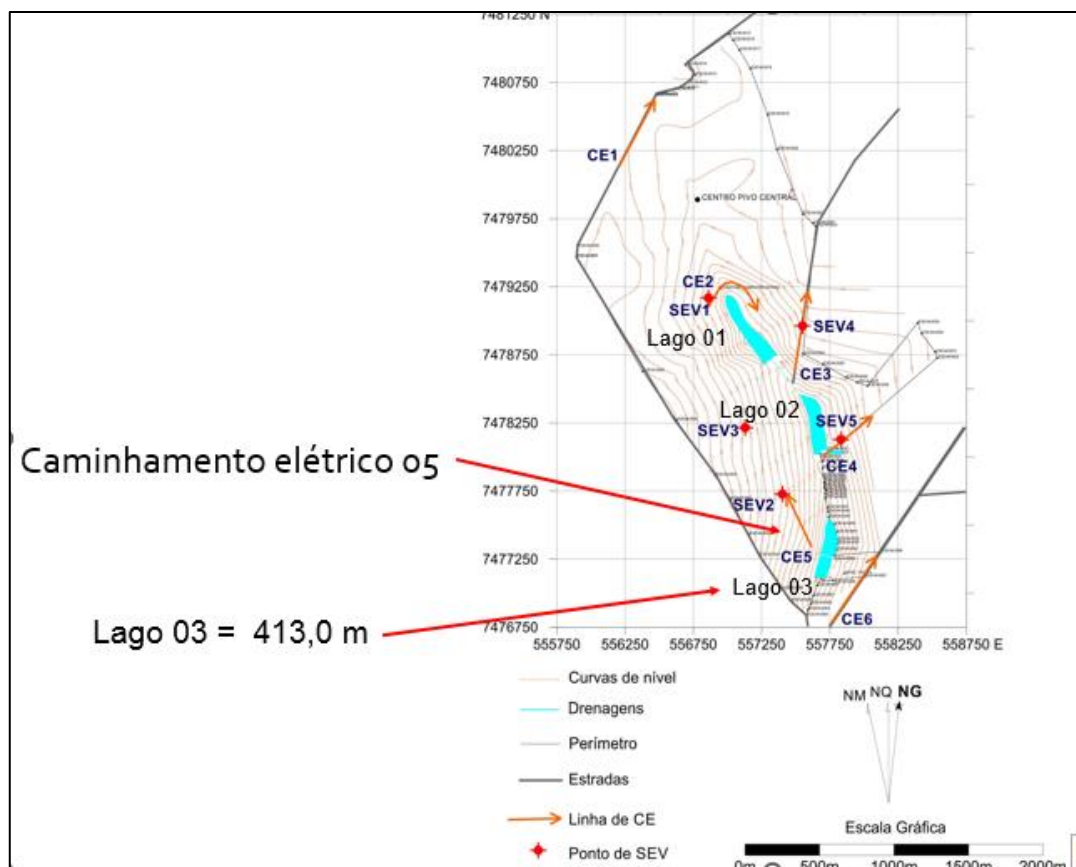


Figura 40 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-05 localizada a NW do lago 03, e a informação da cota batimétrica do lago 03.

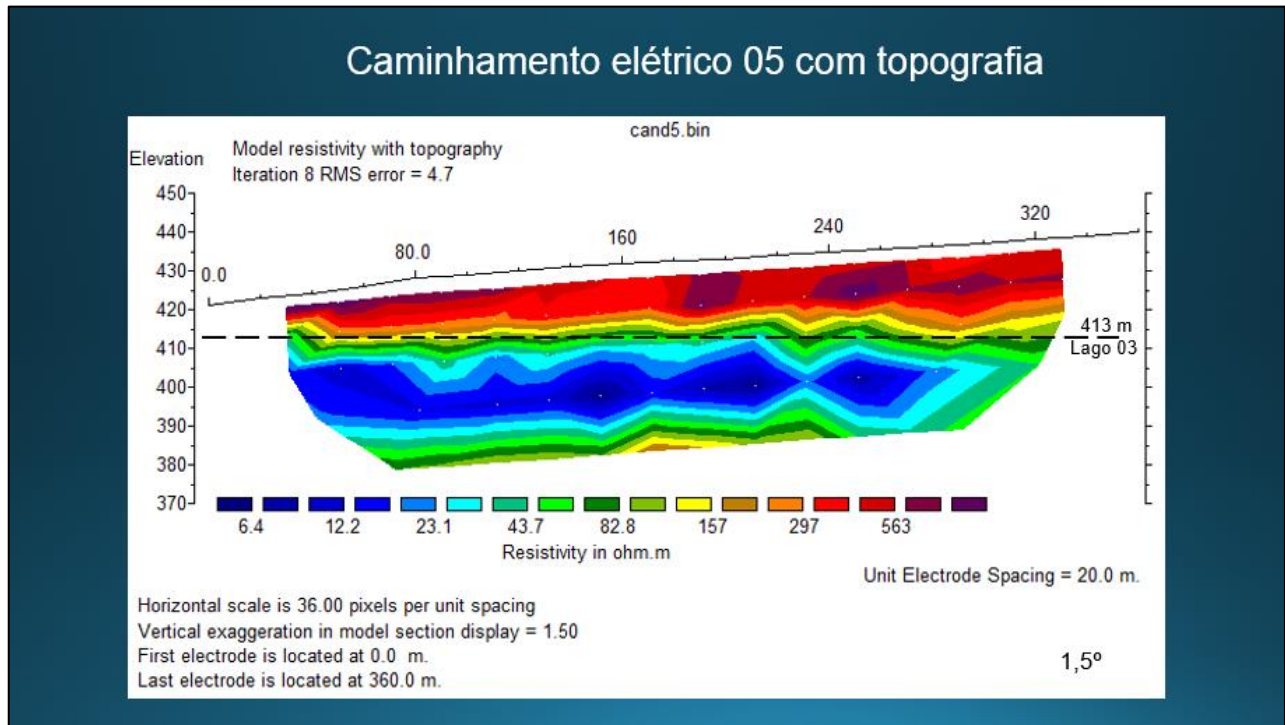


Figura 41 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 05 (CE-05) com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 03, sobreposta na figura, e a excelente correlação com o topo da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 4,7 %, após a 8ª iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia, apresentado na figura 41, a baixa resistividade (< 12 Ohm.m) que foi encontrada a partir da cota batimétrica de 413 metros, foi interpretada como o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral, onde se espera encontrar os basaltos fraturados, eis que coincide com a cota batimétrica do Lago 03 (figura 40), sendo digno de nota a pouca variação lateral de resistividade da camada menos resistiva, o que indica pouca ou nenhuma estruturação geológica nessa região, local no qual também se espera boa continuidade lateral do SASG, assim como no CE-04.

O caminhamento elétrico 06 (CE-06), cuja geometria de aquisição é apresentada na figura 42, foi adquirido com arranjo de 21 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-06 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento linear total de 400 metros, localizado a SE do lago 03, em um alinhamento NE-SW. A profundidade de investigação máxima admitida para esse arranjo foi de 60 metros.

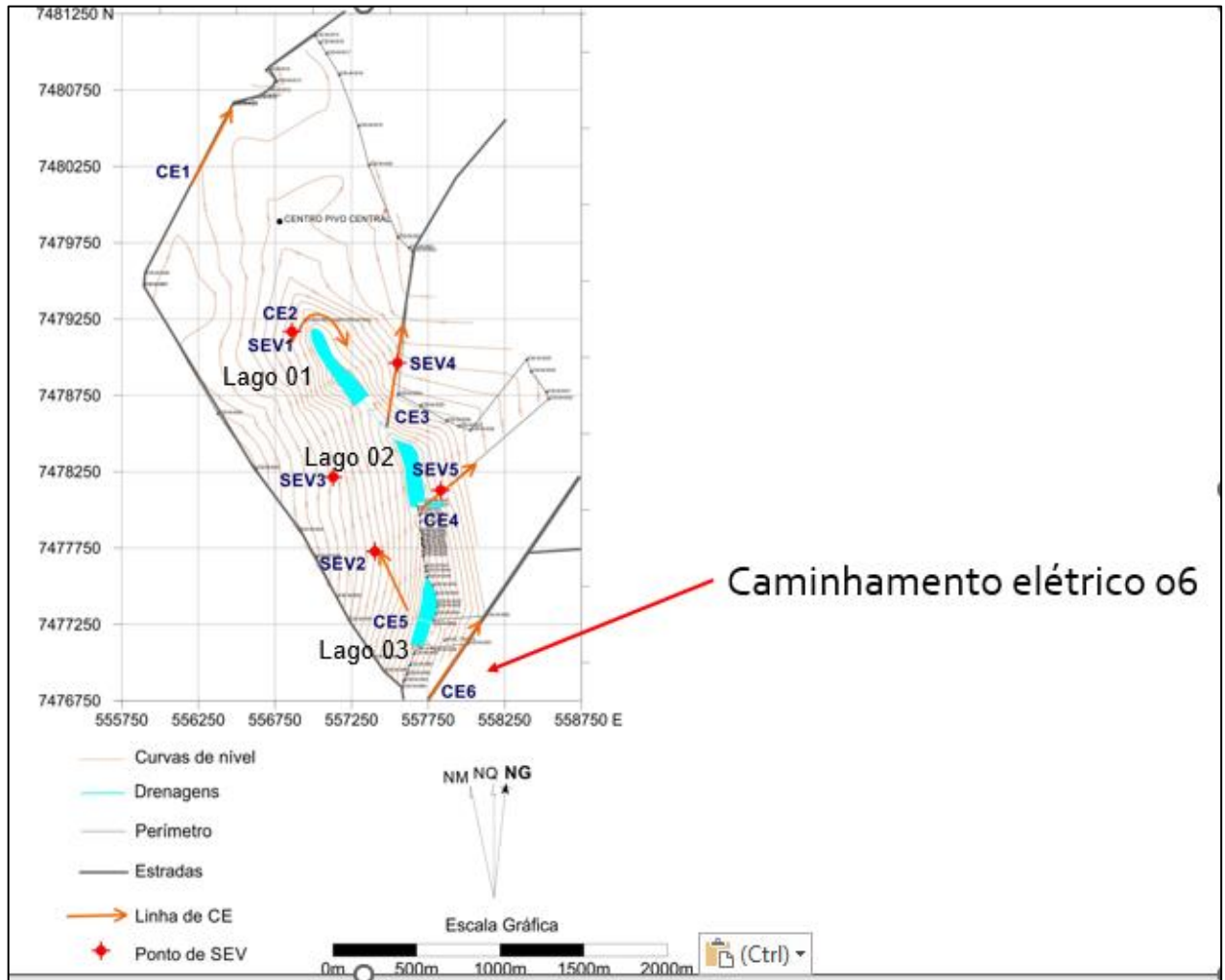


Figura 42 – Mapa das curvas de nível com a indicação da localização do CE-06, localizado a SE do lago 03, sendo esta aquisição a única em que não se realizou uma SEV em conjunto.

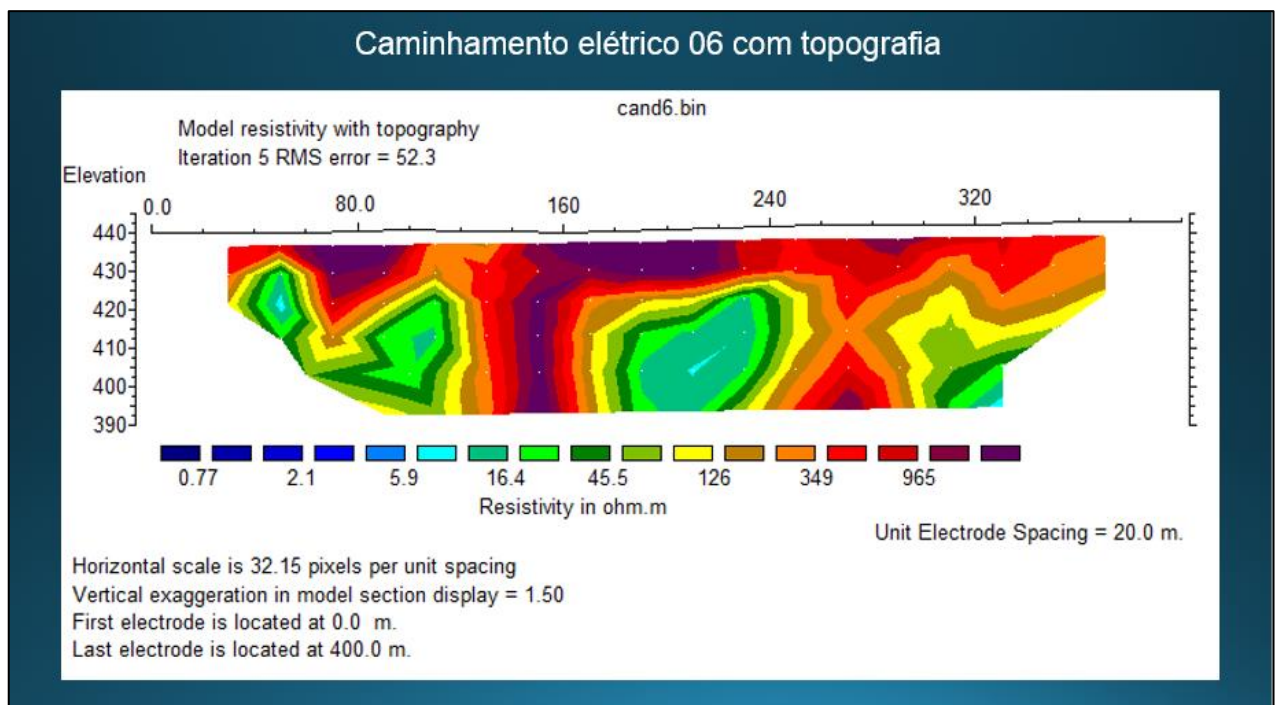


Figura 43 – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 06 (CE-06) com a topografia. Nota-se que a inversão chegou a um erro mínimo de 52,3 %, não sendo capaz de converter os dados em um erro menor do que 10%, não convergindo para uma seção que se pudesse interpretar.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, que utiliza o método das diferenças finitas, minimizou o erro em 52,3 %, após a 5ª iteração, permanecendo com esse valor mesmo após inúmeras tentativas de diminuir o erro, o que indicou um resultado não confiável para essa inversão, motivo pelo qual foi descartada na interpretação geelétrica. Admite-se que houve interferência de alguma fonte eletromagnética durante a aquisição, já que esta linha estava localizada próxima às construções e maquinário da fazenda, o que pode ter tornado o dado excessivamente ruidoso, e sobre o qual nada se pode afirmar.

5.2.2 Sondagens Elétricas Verticais

Os dados pontuais das Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) foram interpretados em sua forma tradicional, através das curvas de parametrização, com o auxílio do Software IP2WIN, no qual se ajusta manualmente os pares de valores de resistividade por profundidade em cada camada, tendo como resultado final uma tabela de espessura de camadas com sua respectiva estimativa de resistividade aparente.

A maioria das Sondagens Elétricas Verticais (04 num total de 05) foi disposta junto a determinados caminhamentos elétricos, para que se pudesse criar um ponto de amarração vertical entre esses dois métodos de aquisição distintos, com a finalidade de diminuir a ambiguidade, sendo a única exceção a SEV 03, localizada a Oeste do lago 02 (vide figura 42), localizada em posição mais distante das linhas de aquisição dos caminhamentos elétricos.

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 01 (SEV-01) é apresentado na figura 44, e sua interpretação conjunta ao caminhamento elétrico correspondente (CE-02) na figura 45, cuja localização pode ser vista na figura 30.

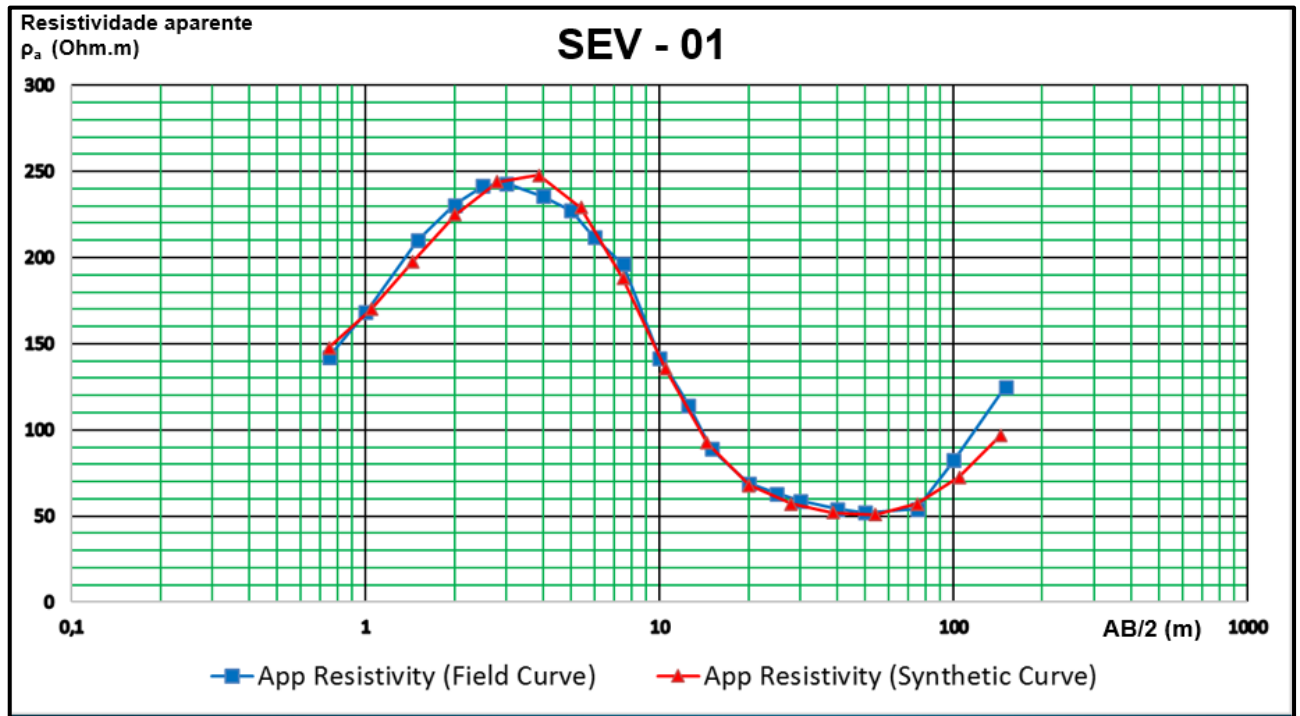


Figura 44 – Ajuste da SEV 01, adquirida na cota de 452m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade Curva sintética ajustada em vermelho.

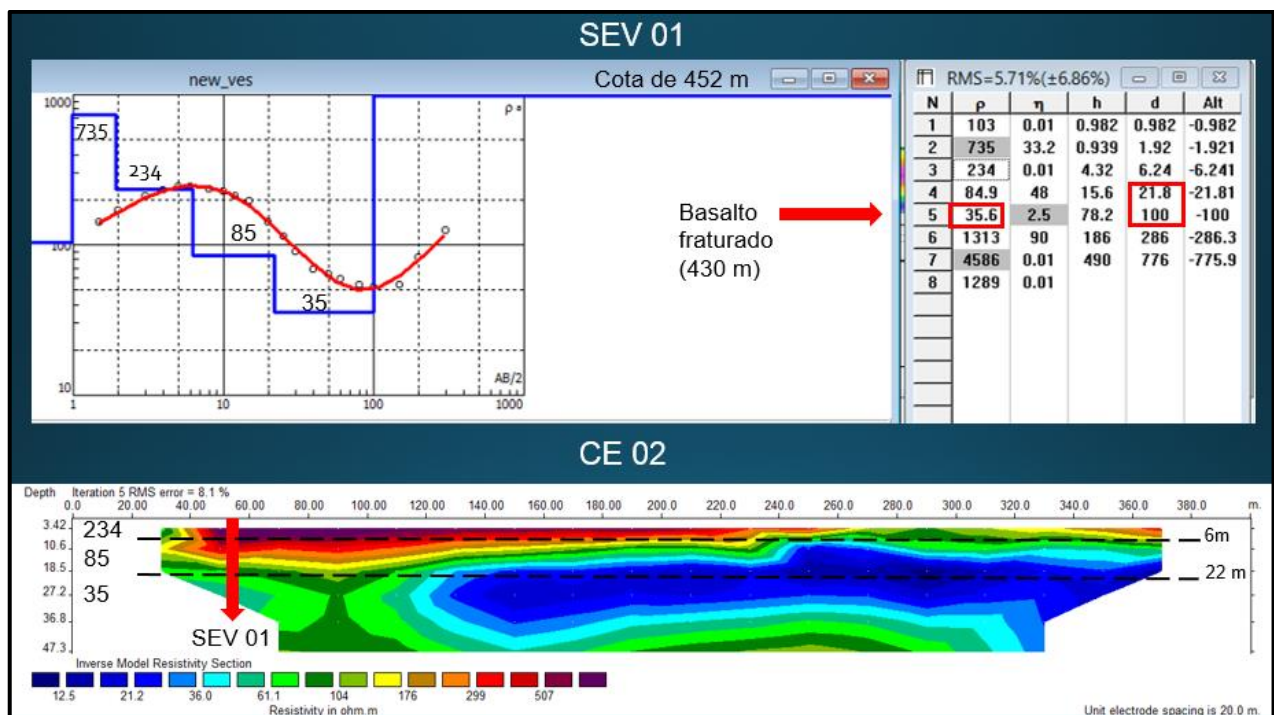


Figura 45 – Ajuste da SEV 01, adquirida na cota de 452m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-01 ao longo do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-01 ao longo do CE-02 (seta Vermelha) e a excelente correlação da estimativa do topo da camada menos resistiva a partir da profundidade de ~22m em ambos, na cota de 430 m. Curva ajustada em vermelho e modelo de camadas geoeletricas na cor azul.

A Sondagem Elétrica Vertical 01 (SEV-01) foi adquirida sobre a linha do Caminhamento Elétrico 02, com abertura máxima de 300m (AB=300m), cuja localização se pode ver na figura 42.

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade definiu 3 camadas iniciais e pouco espessas com alta resistividade de até 735 ohm.m em 6,24 m de profundidade, onde se estima ocorrer um solo seco, diminuindo para 84,9 ohm.m na profundidade de 22 m, na qual se interpreta uma zona mais saturada (uma possível zona de transição entre o solo saturado e basalto fraturado com preenchimento intersticial de água) e, logo após, ocorre uma zona saturada de água a partir da profundidade de 22 metros, que foi estimada até os 100 metros de profundidade, onde se espera encontrar o basalto compacto, sendo o restante da tabela mera abstração matemática. Esse resultado da SEV 01 apresenta interpretação semelhante à dos poços da região, apresentado nas figuras 27 e 28.

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 02 (SEV-02) é apresentado na figura 46, e sua interpretação conjunta ao caminhamento elétrico correspondente (CE-05) na figura 47, cuja localização pode ser vista na figura 30. A SEV-02 foi adquirida com abertura máxima de 300m ($AB_{max} = 300m$).

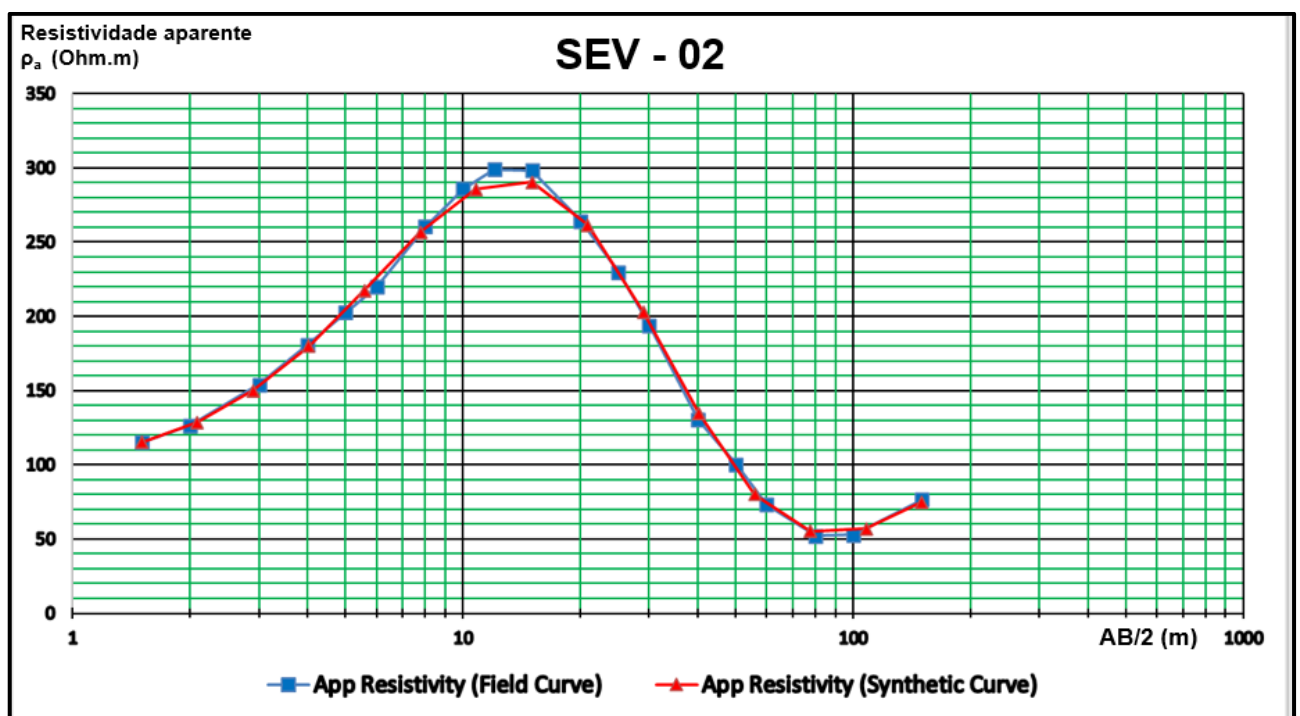


Figura 46 – Ajuste da SEV 01, adquirida na cota de 452m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade Curva sintética ajustada em vermelho.

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade definiu 4 camadas iniciais e pouco espessas com alta resistividade, de até 580 ohm.m em 8,8 m de profundidade, onde se estima ocorrer um solo seco, diminuindo para 77,6 ohm.m até a profundidade de 20,3 m, onde pode ocorrer uma zona mais saturada (uma possível zona de transição entre o solo saturado e basalto fraturado com preenchimento intersticial de água) e,

logo após, ocorre uma zona saturada de água a partir da profundidade de 20,3 metros, que foi estimada ocorrer até os 89 metros de profundidade, onde se espera encontrar o basalto compacto, com indicativo de resistividades maiores que 1000 ohm.m, sendo o restante da tabela mera abstração matemática. Esse resultado coincide com o resultado encontrado na inversão do CE-05, onde a camada de menor resistividade foi estimada ocorrer abaixo dos 20 metros, local onde se espera encontrar o topo do basalto fraturado do SASG.

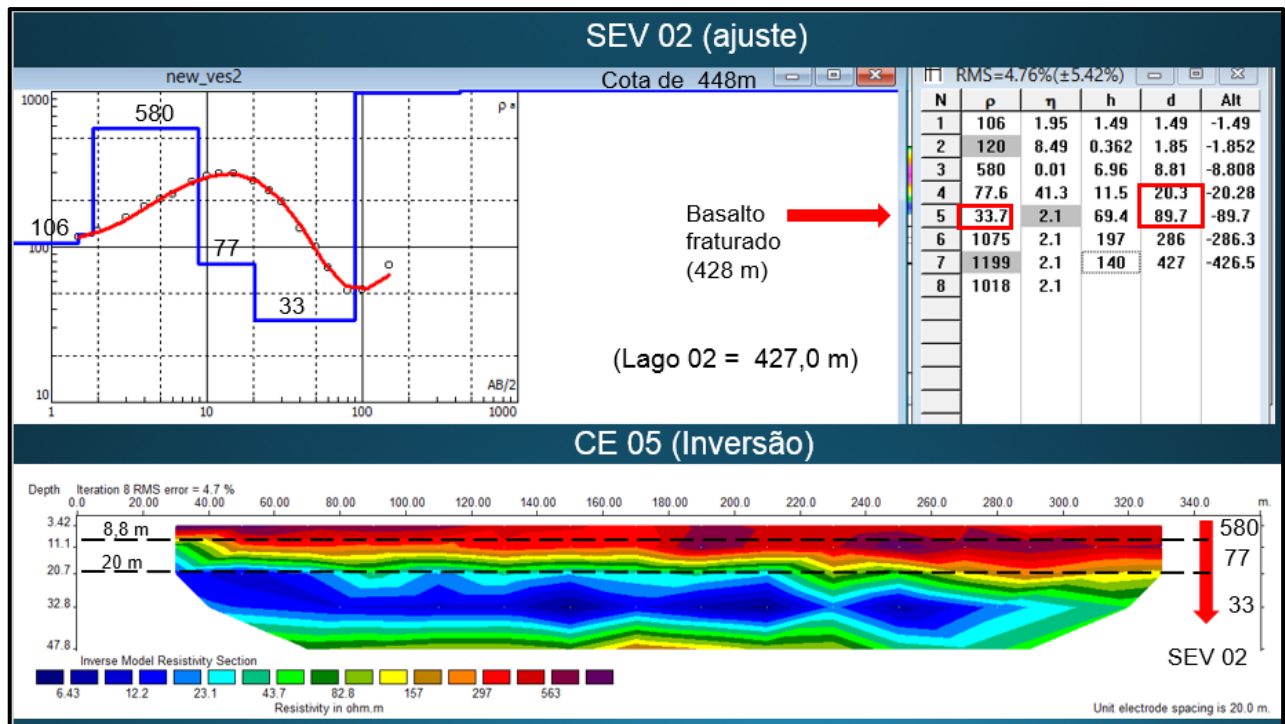


Figura 47 – Ajuste da SEV 02, adquirida na cota de 448 m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade, em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 05 (CE-05) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-02, que, embora se encontre fora da seção de resistividade do CE-02 (seta Vermelha), mostra excelente correlação da estimativa do topo da camada menos resistiva a partir da profundidade de 20 m em ambos, na cota de 428 m. Curva ajustada em vermelho e modelo de camadas geoeletricas na cor azul.

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 03 (SEV-03) é apresentado na figura 48 e sua respectiva localização em mapa e tabela de valores ajustado são mostrados na figura 49, todavia não há comparação com nenhuma seção de imageamento elétrico, devido a esta SEV não ter sido adquirida em um local onde houvesse um caminhamento elétrico, todavia, observou-se nesse caso a abertura máxima de 300m ($AB_{\max} = 300m$).

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade definiu 4 camadas iniciais e pouco espessas com alta resistividade de até 1280 ohm.m, em 15,2 m de profundidade, onde se estima ocorrer um solo seco, diminuindo para 438 ohm.m até a profundidade de 30,9 m, onde se estima haver uma camada com baixa porosidade, talvez de

matriz argilosa, seguida de uma zona saturada de água (~47 ohm.m) a partir da profundidade de 30,9 metros, que foi estimada ocorrer até os 96 metros de profundidade, onde se espera encontrar o basalto com baixa porosidade com indicativo de resistividades maiores que 1000 ohm.m, sendo o restante da tabela mera abstração matemática. . A estimativa do topo da camada menos resistiva (~47 Ohm.m), a partir da profundidade de 31 m, na cota de 429 m, se encontra muito próxima da cota correspondente da superfície do lago 03 (~427m).

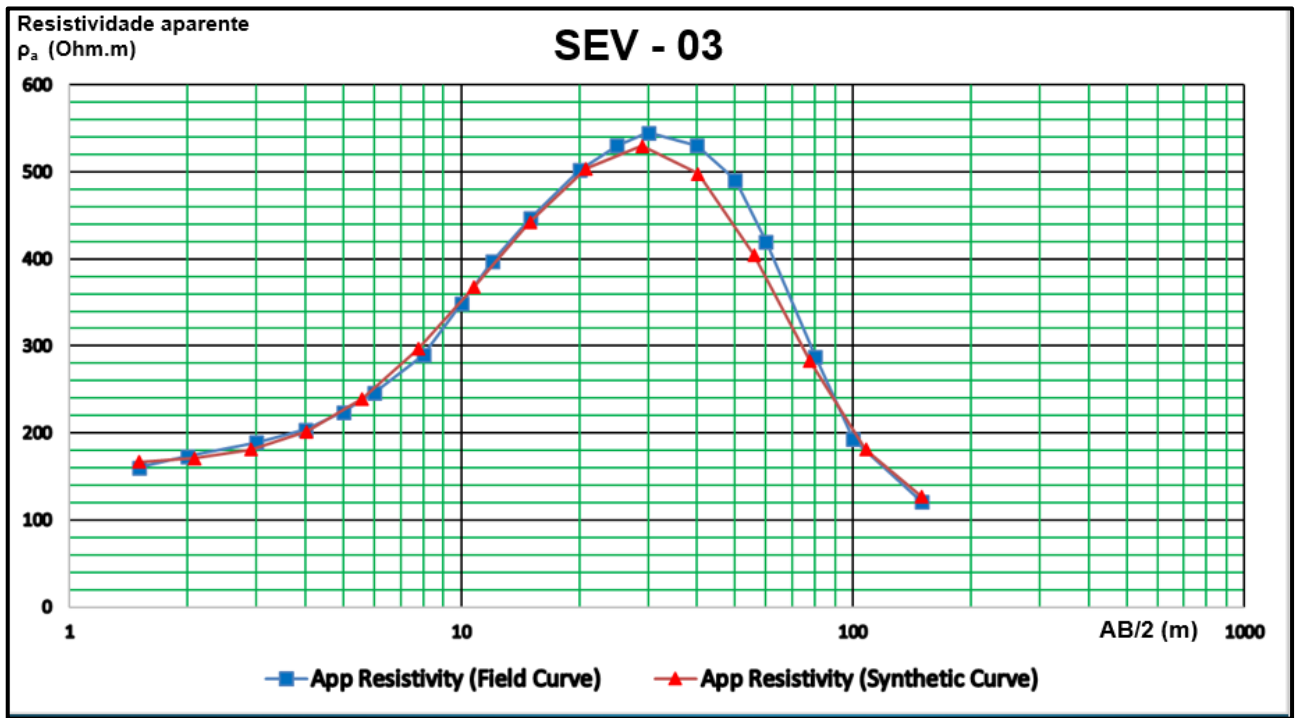


Figura 48 – Ajuste da SEV 03, adquirida na cota de 460 m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

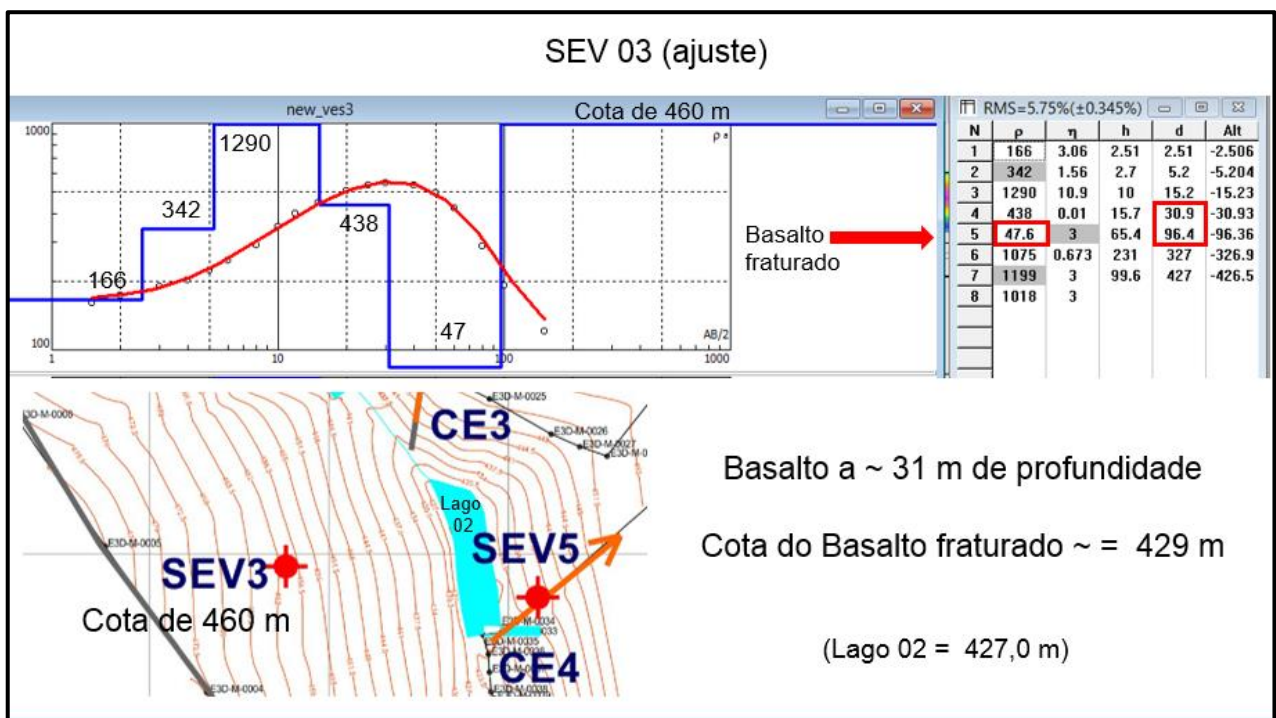


Figura 49 – Ajuste da SEV 03, adquirida na cota de 460 m, pelo programa IP2WIN. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-03, a Oeste do lago 02. A estimativa do topo da camada menos resistiva (~47 Ohm.m), a partir da

profundidade de 31 m, na cota de 429 m, se encontra muito próxima da cota correspondente da superfície do lago 02 (~427m).

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 04 (SEV-04), adquirida com abertura máxima de 300m ($AB_{max} = 300m$), é apresentado na figura 50, e sua interpretação conjunta ao caminhamento elétrico correspondente (CE-03) é mostrada na figura 51, cuja localização em mapa pode ser vista na figura 30.

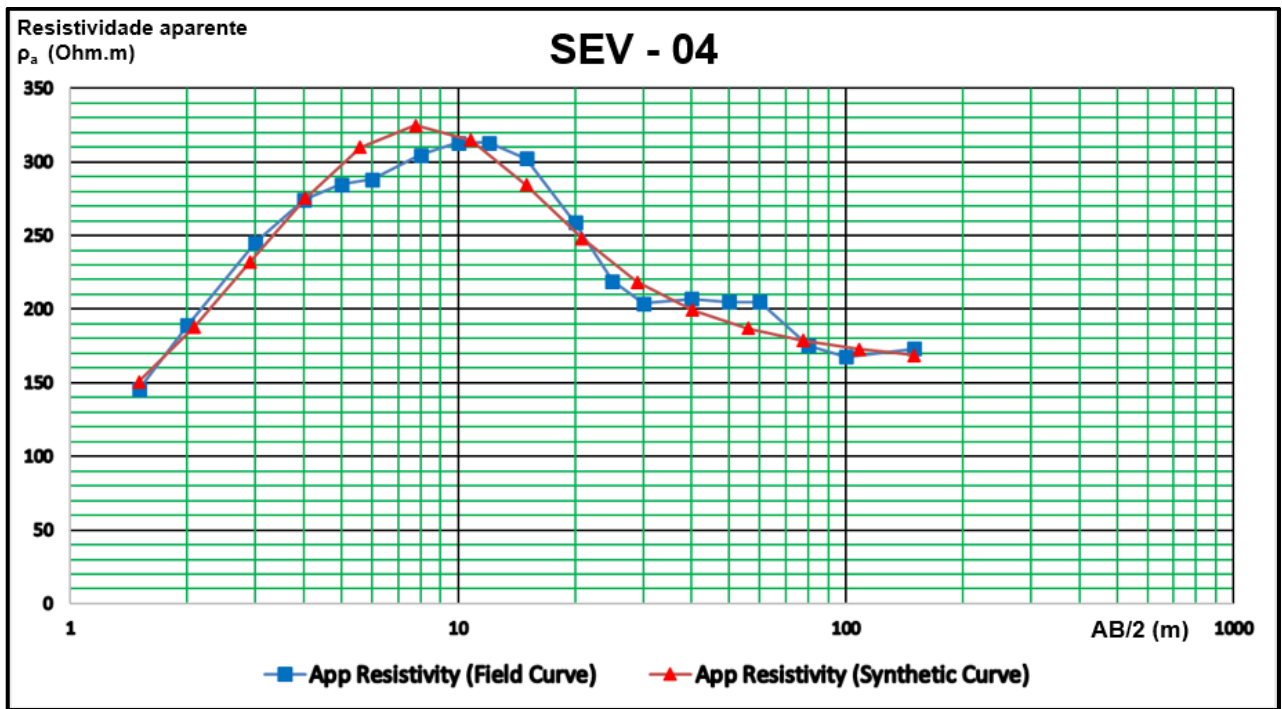


Figura 50 – Ajuste da SEV 04, adquirida na cota de 458 m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

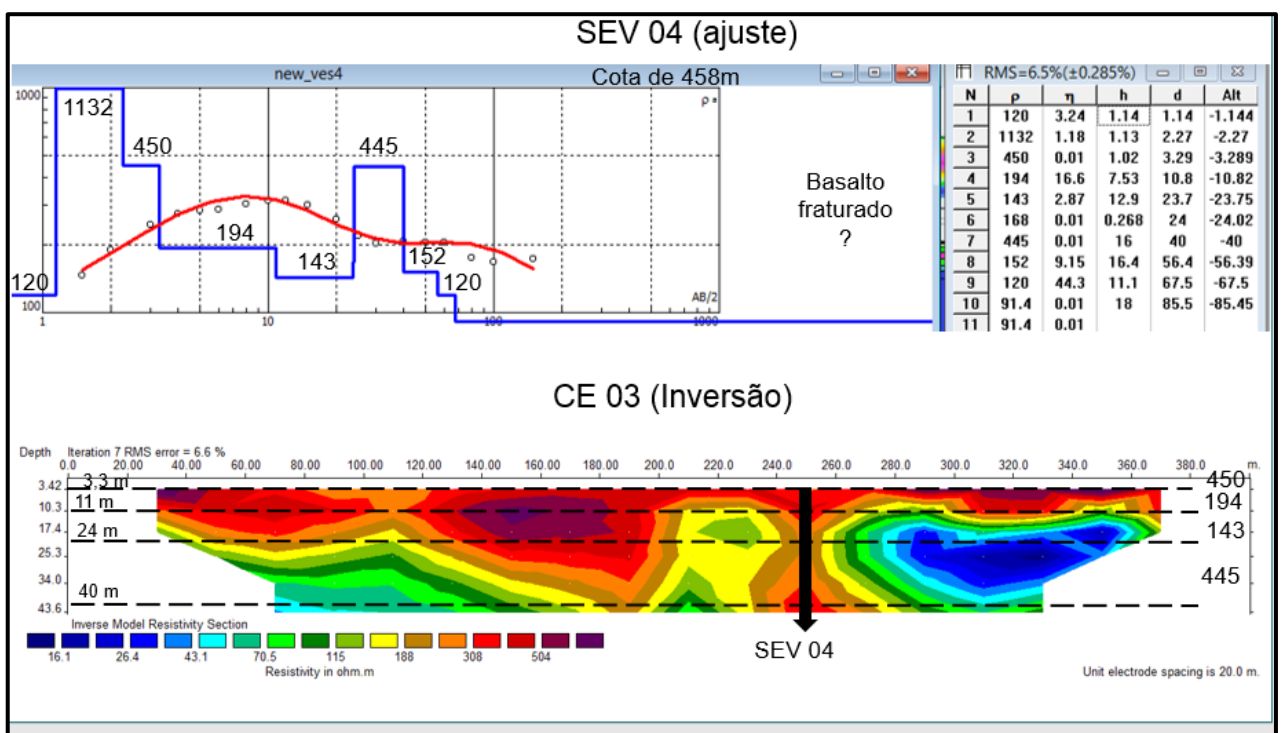


Figura 51 – Ajuste da SEV 04, adquirida na cota de 458 m, pelo programa IP2WIN, em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-04 (seta preta), que foi realizada em local com indicação de alta resistividade.

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade foi o mais trabalhoso de todas as SEVs, já que inúmeras camadas de pequena espessura tiveram de ser definidas para que se conseguisse um ajuste razoável dos dados adquiridos, e o resultado da estimativa mostra uma distribuição de valores de altas a médias resistividades, e nenhuma correlação com as zonas de baixa resistividade definidas pelas SEVs 01, 02 e 03, destacadas anteriormente. Esse é o típico caso em que é preciso olhar para o resultado da inversão do imageamento elétrico 03, e notar que o local da aquisição da SEV-04 se encontra sobre uma zona de alta resistividade e, portanto, não se espera que ocorra o basalto fraturado e saturado de água do SASG, que deve estar bem mais profundo, possivelmente no bloco baixo de uma falha de direção NW-SE, perpendicular ao strike da aquisição do CE, e tampouco se pode definir o nível freático, que parece estar mascarado pela zona de capilaridade.

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 05 (SEV-05) é apresentado na figura 52, e sua interpretação em conjunto ao caminhamento elétrico correspondente (CE-04) é mostrado na figura 53, cuja localização pode ser vista na figura 30, sendo que a SEV-05 também foi adquirida com abertura máxima de 300m ($AB_{max} = 300m$).

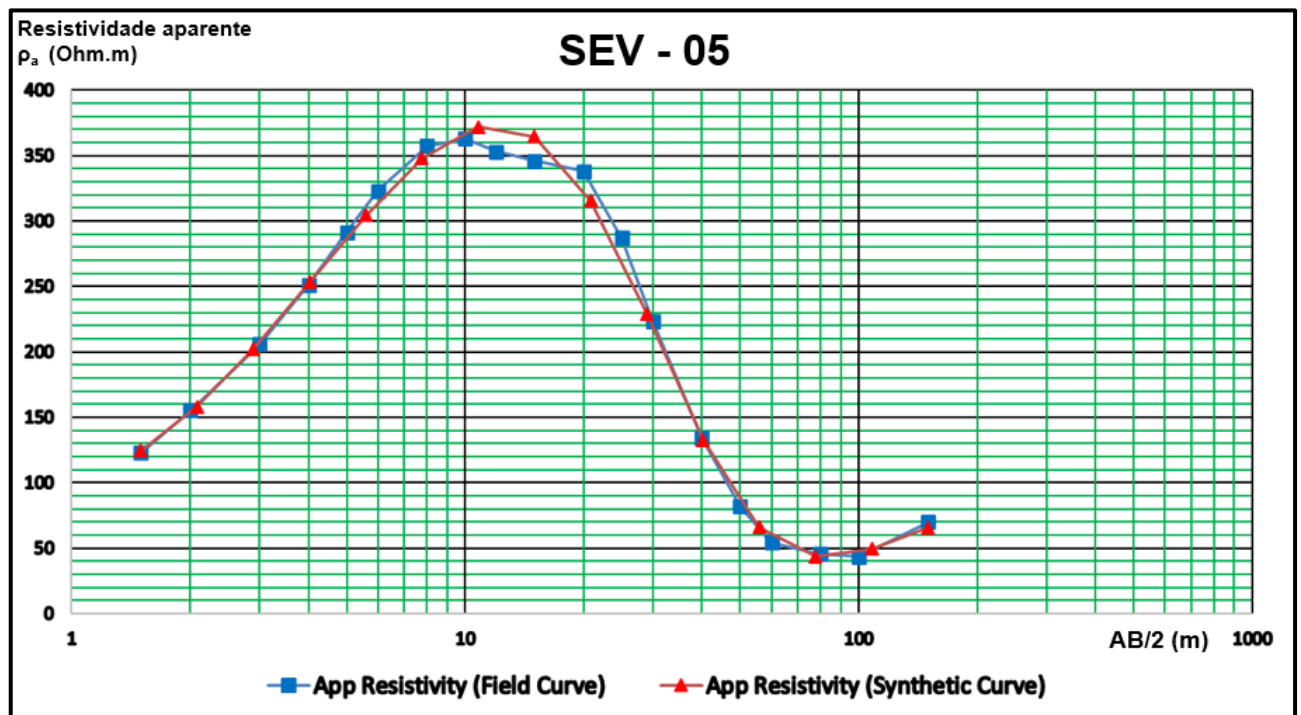


Figura 52 – Ajuste da SEV 05, adquirida na cota de 434 m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

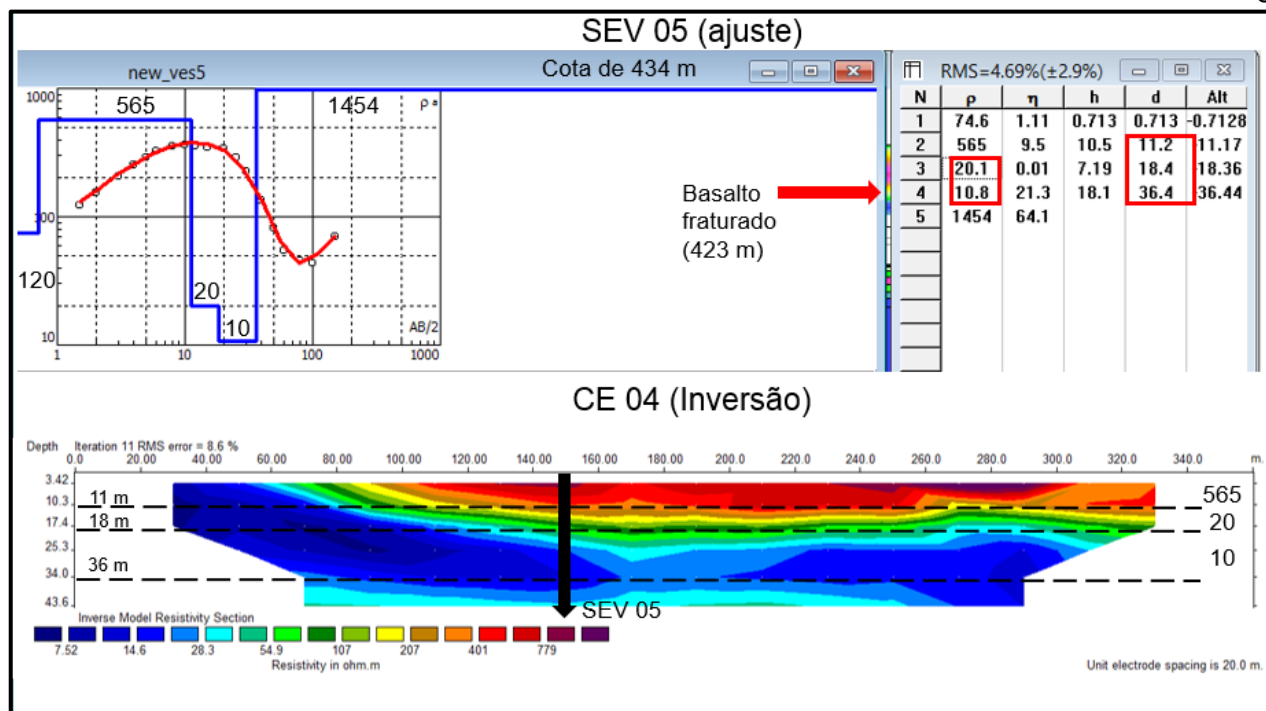


Figura 53 – Ajuste da SEV 05, adquirida na cota de 434 m, pelo programa IP2WIN, em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-05 (seta preta) e a excelente correlação entre a inversão do CE e o ajuste da SEV.

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade definiu 2 camadas iniciais e pouco espessas, tendo a segunda uma alta resistividade, estimada em 565 ohm.m até a profundidade de 11,2 m, onde se interpreta ocorrer um solo seco, diminuindo para 20,1 ohm.m até a profundidade de 18,4 m, onde se apresenta uma zona mais saturada de água, talvez ainda dentro de uma matriz arenosa e, logo após, aos 18,4 metros de profundidade, o ajuste mostra outra diminuição na resistividade, em torno de 10,8 ohm.m, que deve corresponder ao topo do basalto fraturado e saturado de água.

A interpretação conjunta da SEV-05 com o CE-04 é um dos exemplos mais interessantes do ponto de vista geofísico, já que o ajuste da SEV conseguiu definir também a interface da base do basalto fraturado do SASG com o basalto não fraturado (compacto) a partir da profundidade de 36 metros, onde ocorre o aumento significativo de resistividades, maiores que 1000 ohm.m, da mesma forma como se percebe no CE-04 um aumento da resistividade com a profundidade, a partir de 36 metros.

O ajuste da Sondagem Elétrica Vertical 06 (SEV-06) é apresentado na figura 54, e sua interpretação em conjunto ao caminhamento elétrico correspondente 01 (CE-01) é mostrado na figura 55, cuja localização pode ser vista na figura 30, sendo que a SEV-05 também foi adquirida com abertura máxima de 300m ($AB_{max} = 300m$).

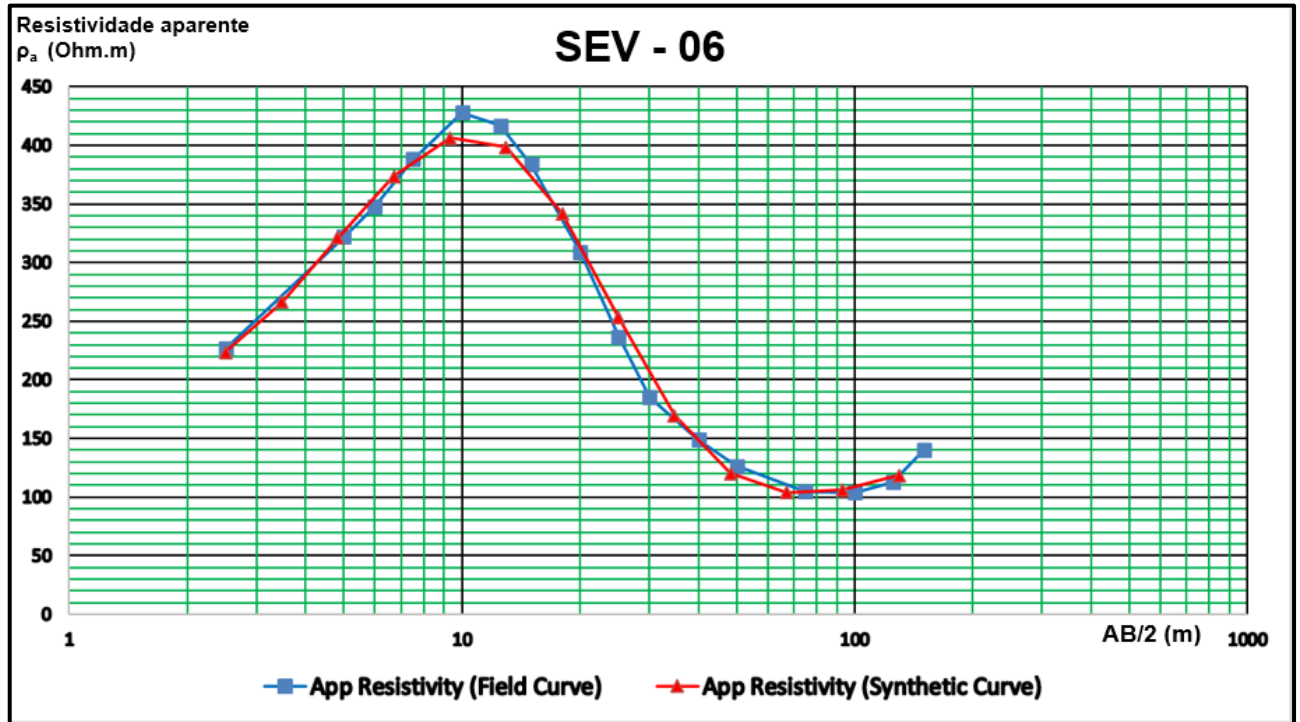


Figura 54 – Ajuste da SEV 06, adquirida na cota de 465 m, pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

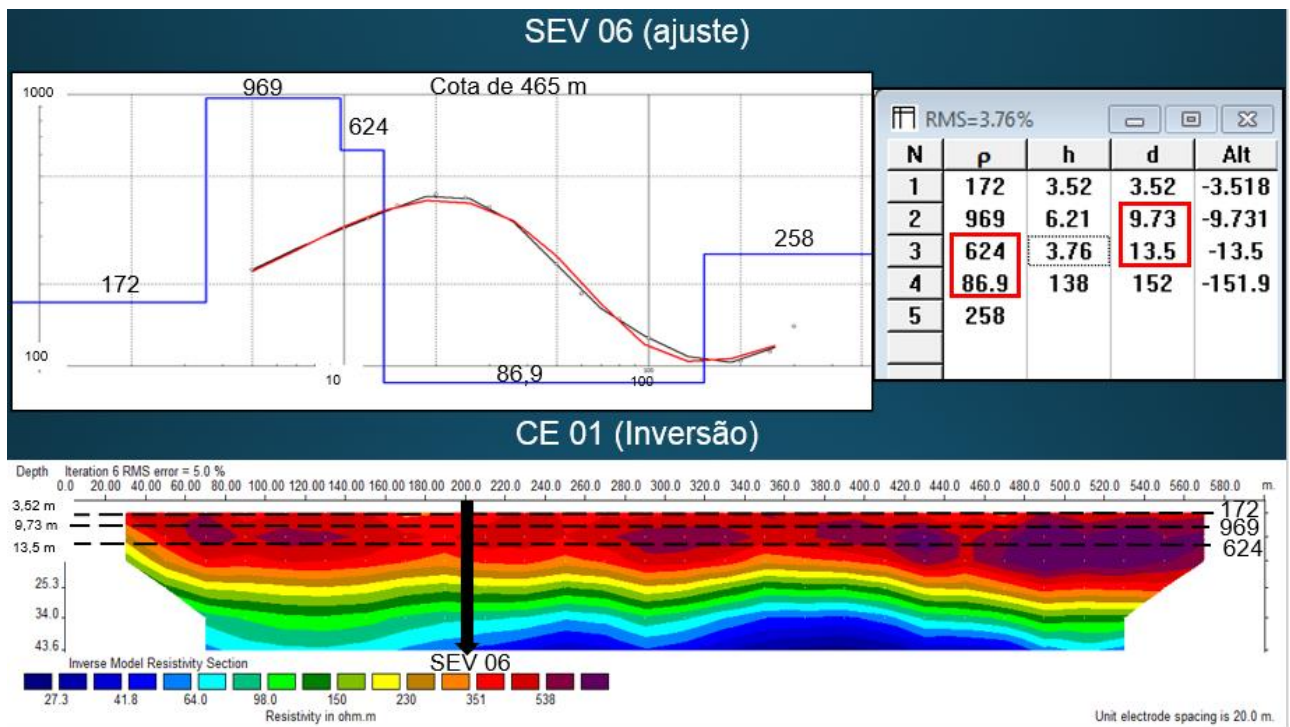


Figura 55 – Ajuste da SEV 06, adquirida na cota de 465 m, pelo programa IP2WIN, em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-06.

O resultado do ajuste da curva de AB/2 por resistividade de camada em profundidade definiu 3 camadas iniciais e pouco espessas, de alta resistividade, variando de 172 a 969 Ohm.m, até a profundidade de 9,73m, diminuído para 624 Ohm.m, até a profundidade de 13,5m quando então o ajuste mostra uma diminuição na resistividade para 86,9 Ohm.m, onde se interpreta ocorrer um solo seco até a profundidade de 13,5m.

5.2.3 Polarização Induzida (IP)

Os dados de Polarização Induzida foram adquiridos na forma de 05 sondagens pontuais, seguindo a mesma numeração da aquisição das Sondagens Elétricas Verticais e, da mesma forma que nas SEVs, foram interpretados pelo ajuste de curvas sintéticas aos dados de cargabilidade de campo, em relação à abertura da aquisição (AB/2). Os resultados são mostrados a seguir nas figuras 56 a 55.

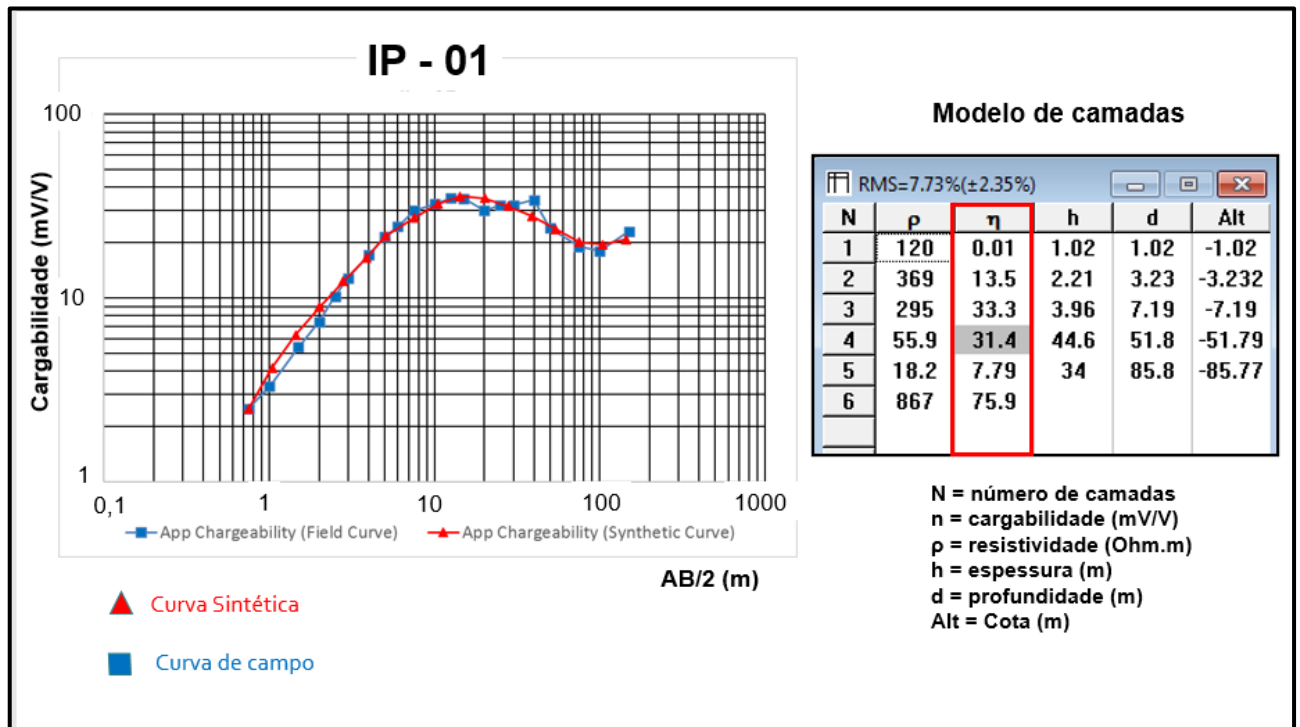


Figura 56 – Ajuste da aquisição IP 01, adquirida no mesmo local da SEV 01 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m (AB=300m). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 6 camadas mostra baixos valores de cargabilidade.

A tabela apresentada na figura 56, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados reais do IP, nos apresenta uma sequência de valores de cargabilidade que varia de 13,5 a 75,9 mV/V (ou ms), desconsiderando-se a primeira camada mais superficial, sendo notável que, após a profundidade de 7,19 m, temos valores da ordem de 33 mV/V, o que pode estar indicando algumas regiões com teor significativo de argilosidade nas camadas mais superficiais, e somente a partir da zona saturada, a 51,8 m de profundidade é que o valor de cargabilidade diminui significativamente para 7,79 mV/V, indicando ausência de argilosidade exatamente na zona menos resistiva (18,2 Ohm.m), o que pode indicar a região do basalto fraturado, saturado de água e com baixo teor de argilosidade.

Um fato relevante em relação aos dados do IP- 01, é que o ajuste das curvas não foi sensível à camada do nível freático, cuja ocorrência foi estimada pela SEV 01 e CE-02 (vide

figura 45) em aproximadamente 22 metros de profundidade. Esse comportamento é esperado para reservatórios de água de baixa salinidade (vide tabela 03), como os do SASG, pois a magnitude do efeito de polarização induzida nas rochas depende da saturação de água, do tipo de argila presente e também da salinidade do fluido intersticial.

A figura 57 apresenta um quadro resumo de camadas interpretadas em profundidade, pelo par cargabilidade-resistividade, com uma possível interpretação geofísica, que melhor exemplifica a interpretação dos dados da aquisição IP-01, em relação ao nível freático.

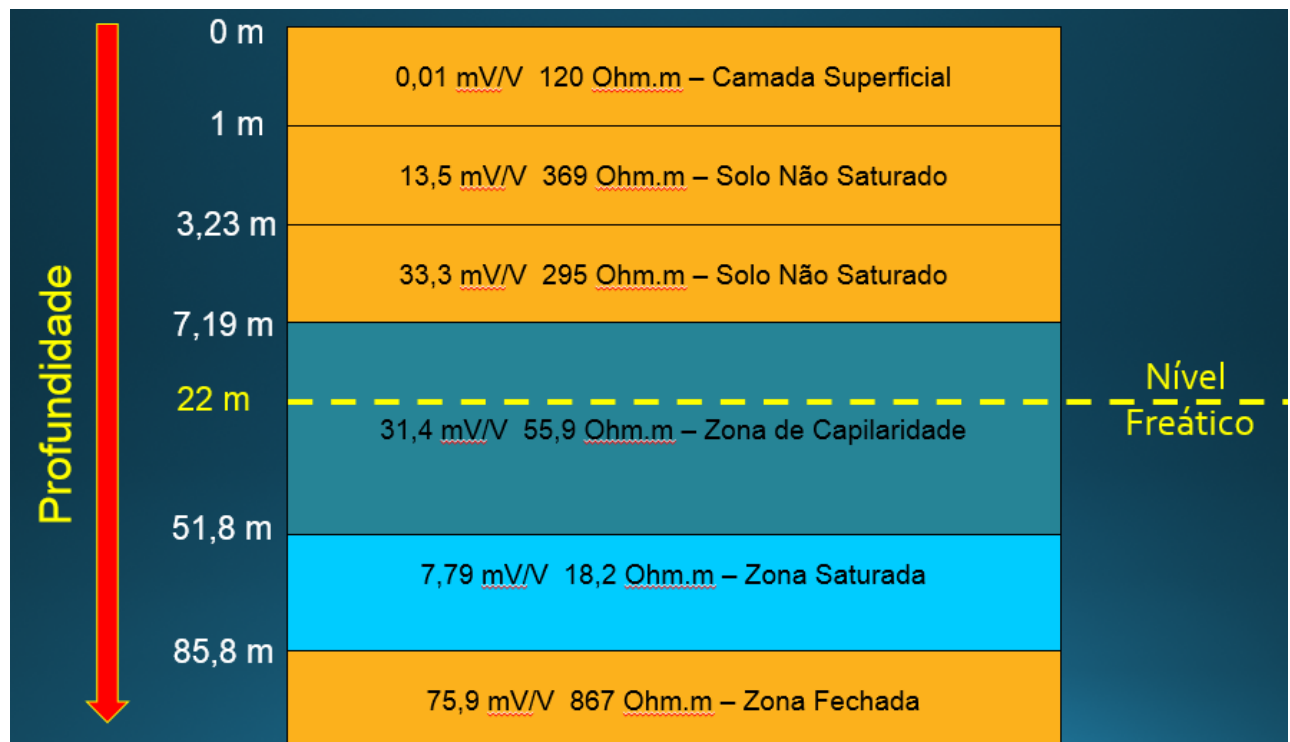


Figura 57 – Interpretação geofísica dos dados adquiridos no IP-01. Notar que o nível freático estimado pela SEV-01 e CE-02 (figura 45) não é sensível ao método IP.

A tabela apresentada na figura 58, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-02, nos apresenta uma sequência de valores com baixa cargabilidade no geral, com pequena variação crescente com a profundidade, e diferentemente do IP-01, não se espera nesse local grande teor de argilosidade nas rochas.

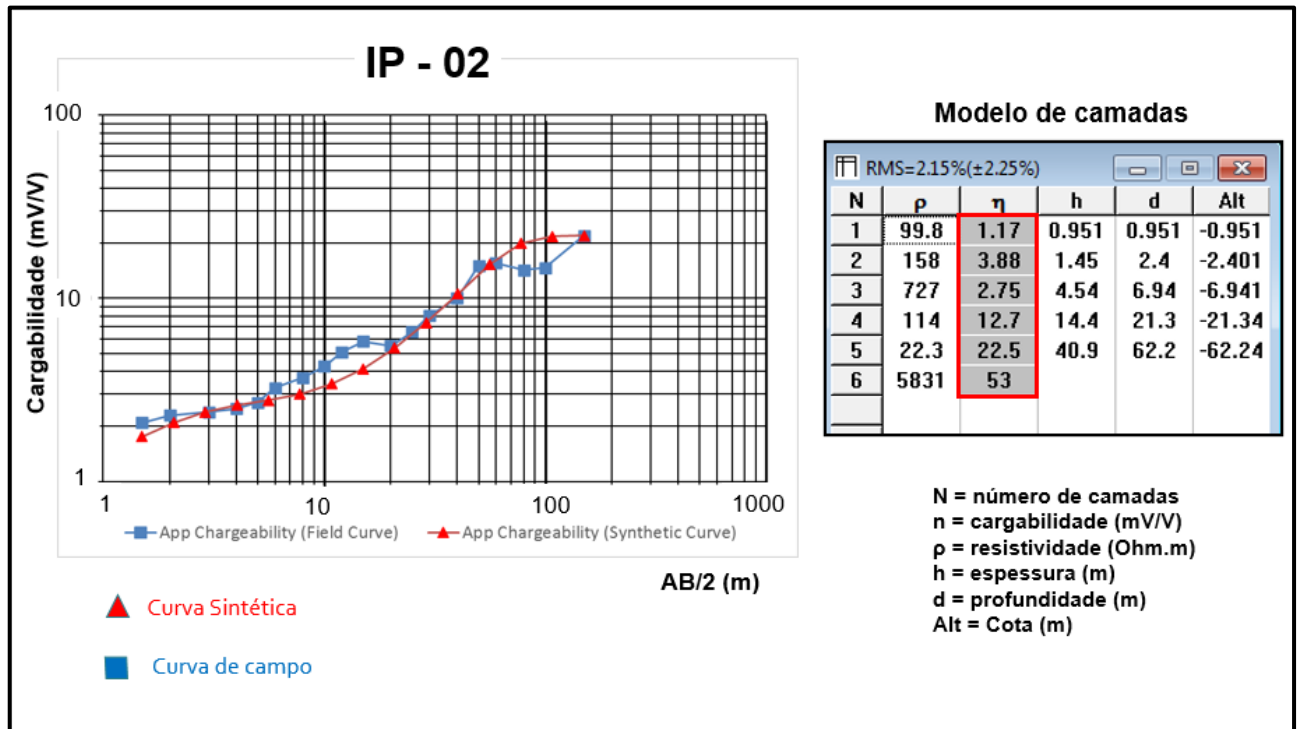


Figura 58 – Ajuste da aquisição IP 02, adquirida no mesmo local da SEV 02 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ($AB=300m$). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelhol. Modelo de 6 camadas mostra baixos valores de cargabilidade.



Figura 59 – Interpretação geofísica dos dados adquiridos no IP-02. Notar que neste caso o nível freático estimado pela SEV-02 e CE-05 (figura 45) foi detectado pela aquisição dos dados de cargabilidade.

A figura 59 apresenta um quadro resumo de camadas em profundidade pelo par cargabilidade-resistividade, com uma possível interpretação geofísica, que melhor exemplifica a interpretação dos dados da aquisição IP-02, que nesse caso foi sensível ao nível freático estimado pela SEV-02 e CE-05 (vide figura 47) na profundidade de 20,3 m, muito próximo dos

21,3 m estimado pelo ajuste da curva de IP, onde o valor aumenta de 12,7 para 22,5 mV/V, curiosamente apresentado um valor máximo exatamente a partir do início da zona mais saturada, o que talvez indique maior teor de argilosidade ou um arenito intertrapiado saturado de água.

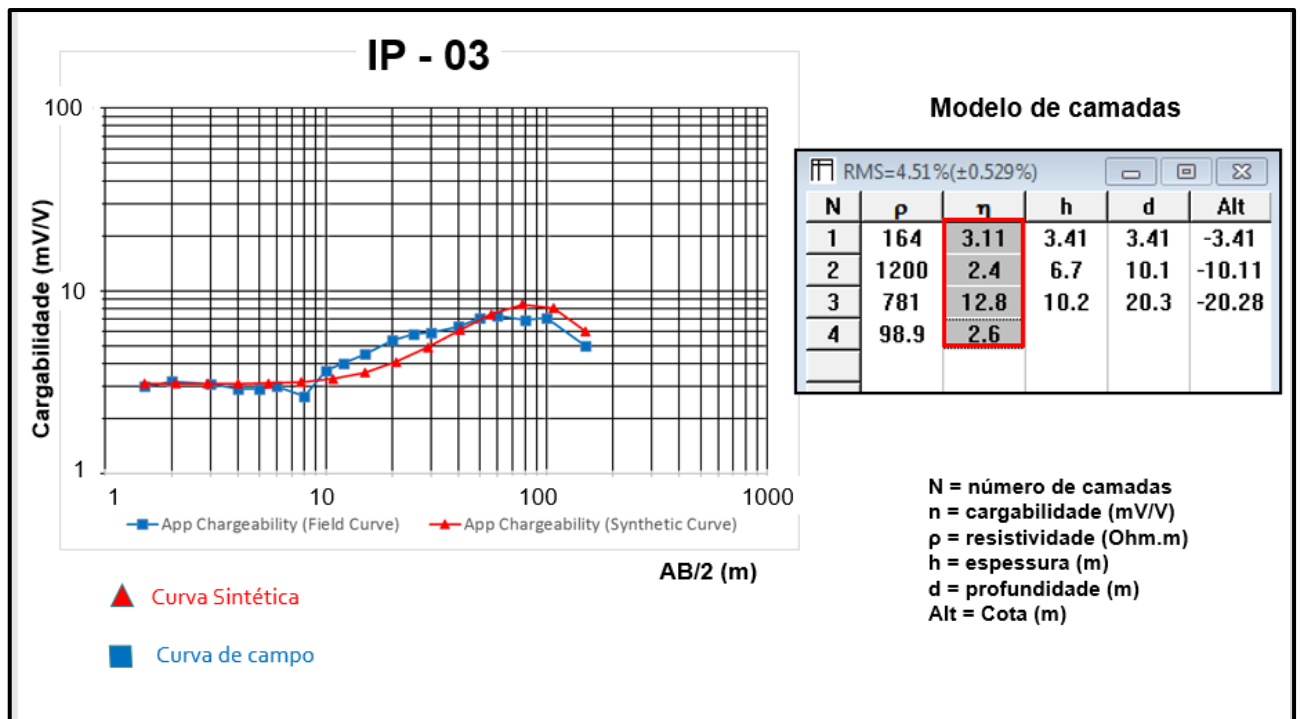


Figura 60 – Ajuste da aquisição IP 03, adquirida no mesmo local da SEV 03 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ($AB=300m$). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 4 camadas mostra baixos valores de cargabilidade.

A tabela apresentada da figura 60, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-03, nos apresenta uma sequência de valores com baixa cargabilidade, assim como no caso anterior do IP-02, ocorre uma pequena variação crescente com a profundidade, até a profundidade de 20,3m, quando decai para um valor muito baixo (2,6 mV/V), que não inspirou confiança, já que o nível freático estimado nesse local pela SEV-03 ocorre a partir da profundidade de 30,9 m, cuja região não foi sensível ao IP. A curva do IP-03 não deve ser utilizada na interpretação conjunta dos dados.

A tabela apresentada na figura 61, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-04, nos apresenta uma sequência de valores com baixa cargabilidade e alta resistividade em geral, e da mesma forma que o IP-02 e IP-03, não se espera nessa local grande teor de argilosidade nas rochas.

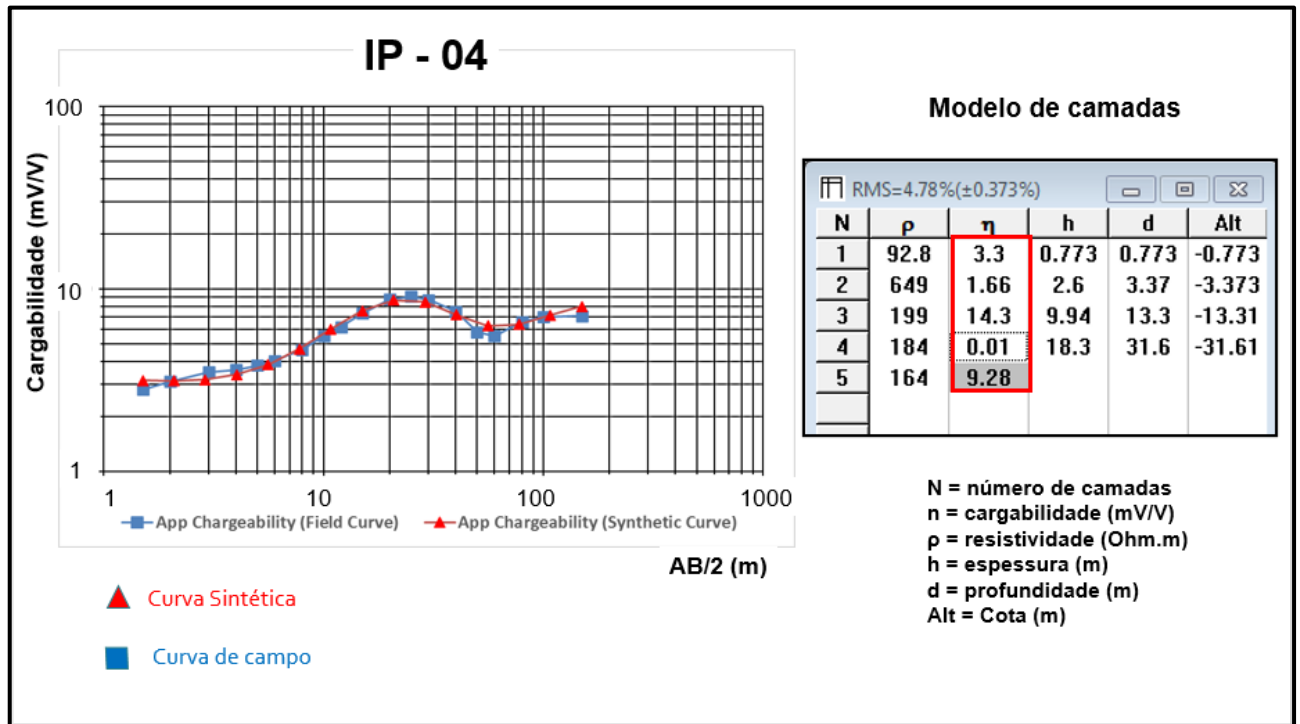


Figura 61 – Ajuste da aquisição IP 04, adquirida no mesmo local da SEV 04 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ($AB=300m$). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 5 camadas mostra baixos valores de cargabilidade.

A aquisição IP-04 foi realizada sobre uma região de alta resistividade, onde a SEV-04 e o CE-03 (vide figura 49), parece ter sido adquirida sobre uma região abatida, ou mesmo uma zona de falha, onde não foi possível estimar o nível freático.

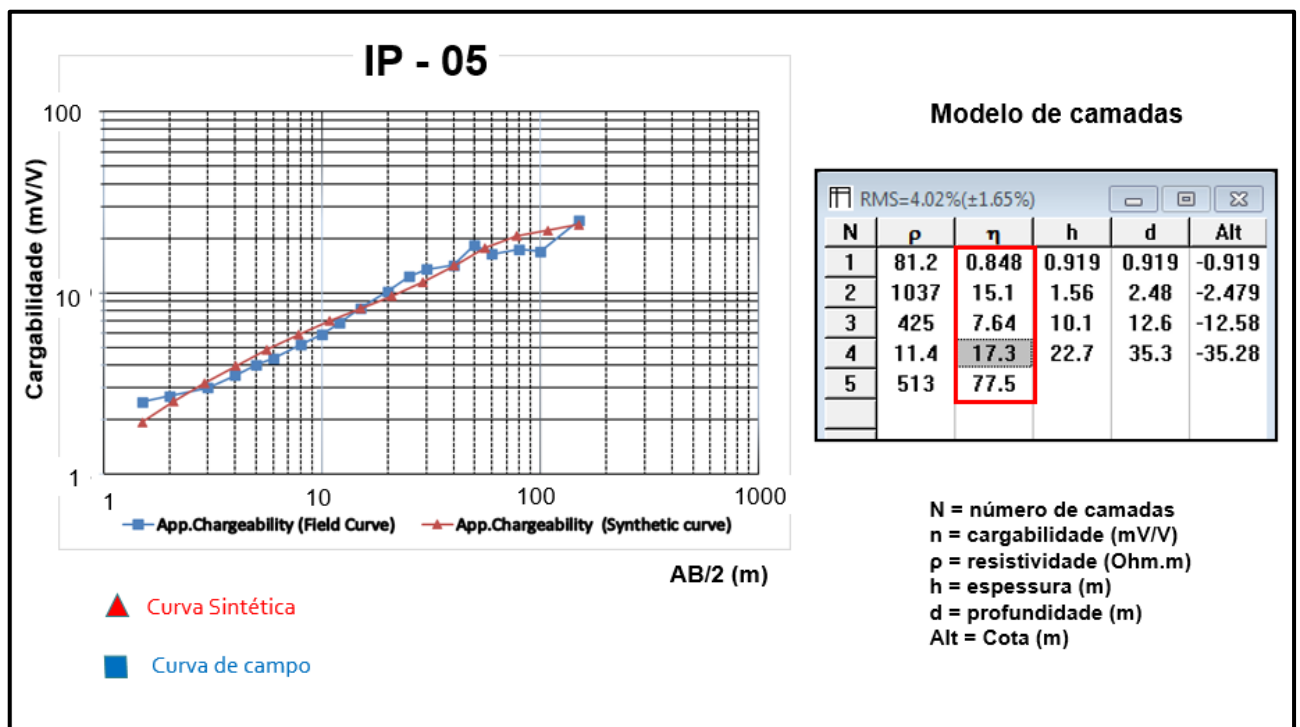


Figura 62 – Ajuste da aquisição IP 05, adquirida no mesmo local da SEV 05 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ($AB=300m$). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 5 camadas mostra baixos valores de cargabilidade.

A tabela apresentada na figura 62, foi determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-05, e nos apresenta uma sequência de valores com baixa cargabilidade, até a profundidade de 35,3m, quando muda de 17,3 mV/V para 77,5 mV/V e, assim como os levantamentos IP anteriores, não se espera até a profundidade de 35,5m um grande teor de argilosidade nas rochas.

O nível freático estimado para esse local pela SEV-05 e CE-04 (vide figura 53) foi de 11,2 m, condizente com a variação do IP-05 de 7,64 mV/V para 17,3 mV/V a partir da profundidade de 12,6m, novamente indicando um pequeno aumento do IP dentro da zona saturada.

O IP-05 nos dá também um indicativo de que existe uma zona mais fechada a partir de 35,3 m de profundidade, caracterizada por um alto valor de IP (77,5 mV/V) e alta resistividade (513 Ohm.m), o que pode ser interpretado como o topo de um basalto com baixa permeabilidade (compacto). Esse aumento na resistividade também se observa a partir dessa profundidade na inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04), na figura 53.

Finalizando, o fato da maioria dos dados ajustados do IP indicar baixos valores, a exceção do IP-01, pode ser considerado positivo, principalmente quando se trata de busca por água subterrânea, já que, quanto maior o teor de argilosidade em um reservatório, menor será a sua porosidade/permeabilidade, haja vista a argila ser caracterizada por apresentar uma granulometria fina a muito fina, o que acaba por diminuir o espaço intersticial nas rochas e, desta forma, como as anomalias do IP são diretamente proporcionais a argilosidade das rochas, encontrar baixos valores de IP é um bom indicativo de que a porosidade/permeabilidade do reservatório não está sendo prejudicada por este fator.

5.2.4 Eletromagnético Indutivo (FDEM)

O equipamento utilizado nesse tipo de aquisição geofísica é denominado genericamente de condutímetro, sendo construído de forma a permitir a leitura direta da condutividade em miliSiemens por metro (mS/m), tendo sido utilizado neste trabalho o EM-34 da Geonics, para investigar as profundidades pré-determinadas de 7,5, 15 e 30 metros, a partir das aberturas entre bobinas de 10 e 20 metros com arranjo coplanar vertical e coplanar horizontal.

Os ensaios de campo foram realizados na forma de caminhamentos, em um total de 03, que foram adquiridos sobre a mesma linha de alguns caminhamentos elétricos, para que se pudesse diminuir a ambiguidade na interpretação geoeletrica, por outro método geofísico de

aquisição, baseado em princípio físico distinto, e assim, determinar as condutividades nas profundidades de investigação pré-determinadas.

Os dados de condutividade aparente passaram também por processo de inversão, em software específico, sendo apresentado aqui em pseudo seções 2D em profundidade, geradas a partir software SURFER. A localização dos levantamentos EM está indicada na figura 63, e a interpretação desses dados é apresentada nas figuras 64 a 66, as quais apresentam também o caminhamento elétrico correspondente, num total de 03 aquisições numeradas de 02 a 04.

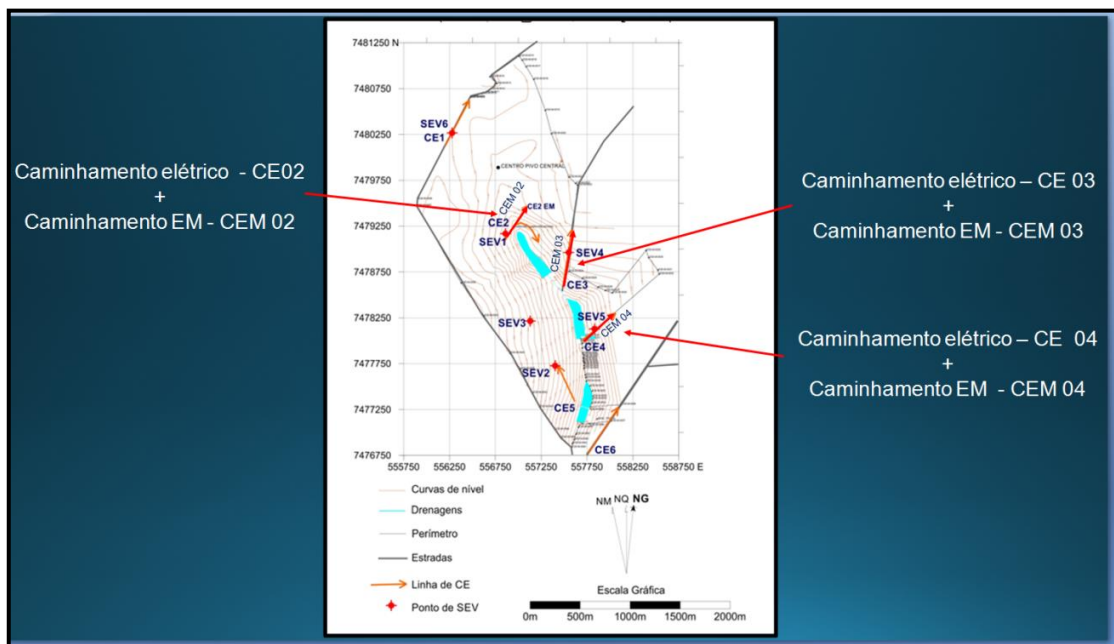


Figura 63 – Mapa de localização da aquisição Eletromagnética pelo método indutivo (EM) e da aquisição do caminhamento elétrico correspondente.

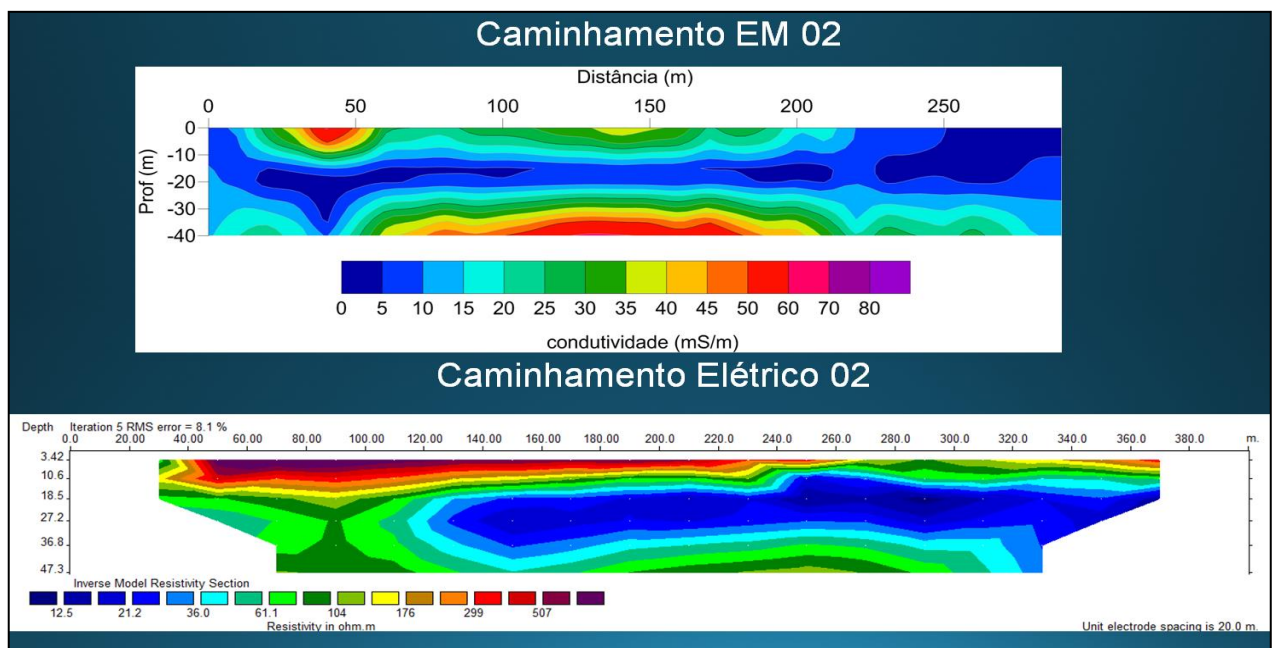


Figura 64 – Seção 2D de condutividade elétrica 02 (CEM 02), coincidente com a geometria de aquisição da resistividade elétrica do Caminhamento Elétrico CE 02.

A inversão dos dados do caminhamento eletromagnético (EM), apresenta os dados em valores de condutividade elétrica (mS/m) sendo assim, ao contrário dos valores apresentados na inversão do Caminhamento Elétrico (CE), que são apresentados pela sua resistividade (Ohm.m), sendo que a relação entre eles é inversa e, por isso, as cores quentes representam as condutividades na seção 2D EM, o que implica menores resistividades, exatamente ao contrário do que se constata na pseudo seção de CE. Tomando-se o cuidado com as diferentes unidades envolvidas, podemos verificar a excelente correlação entre uma primeira camada mais resistiva no CE 02 (ou menos condutiva no CEM 02), seguida de uma camada menos resistiva no CE 02 (ou mais condutiva no CEM 02), a partir da profundidade de 20 m.

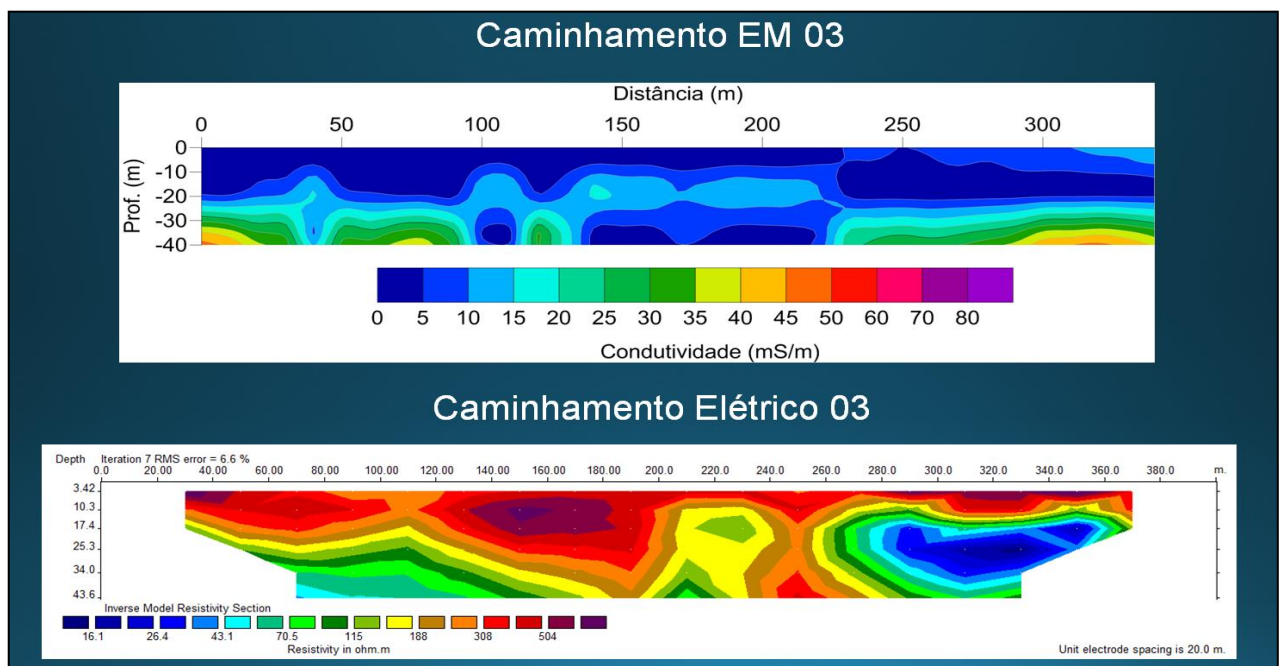


Figura 65 – Seção 2D de Condutividade elétrica 03 (CEM 03), coincidente com a geometria de aquisição da resistividade elétrica do Caminhamento Elétrico CE 03.

Novamente podemos verificar a excelente correlação entre o CEM 03 e o CE 03, cuja inversão em ambos mostra um significativo aumento da condutividade (ou diminuição da resistividade), em uma segunda camada geolétrica no lado direito da pseudo seção a partir da profundidade de 20 metros, bem como a estrutura geolétrica de maior resistividade na parte central da aquisição, detectada nas duas aquisições.

Na seção 2D EM não foi possível fazer a inversão da parte mais profunda (até 60m) por limitação natural da abertura utilizada na aquisição, que foi de 20 metros, tanto no modo HCP, quanto no modo VCP, o que nos dá uma profundidade máxima de investigação de 30 m (HCP).

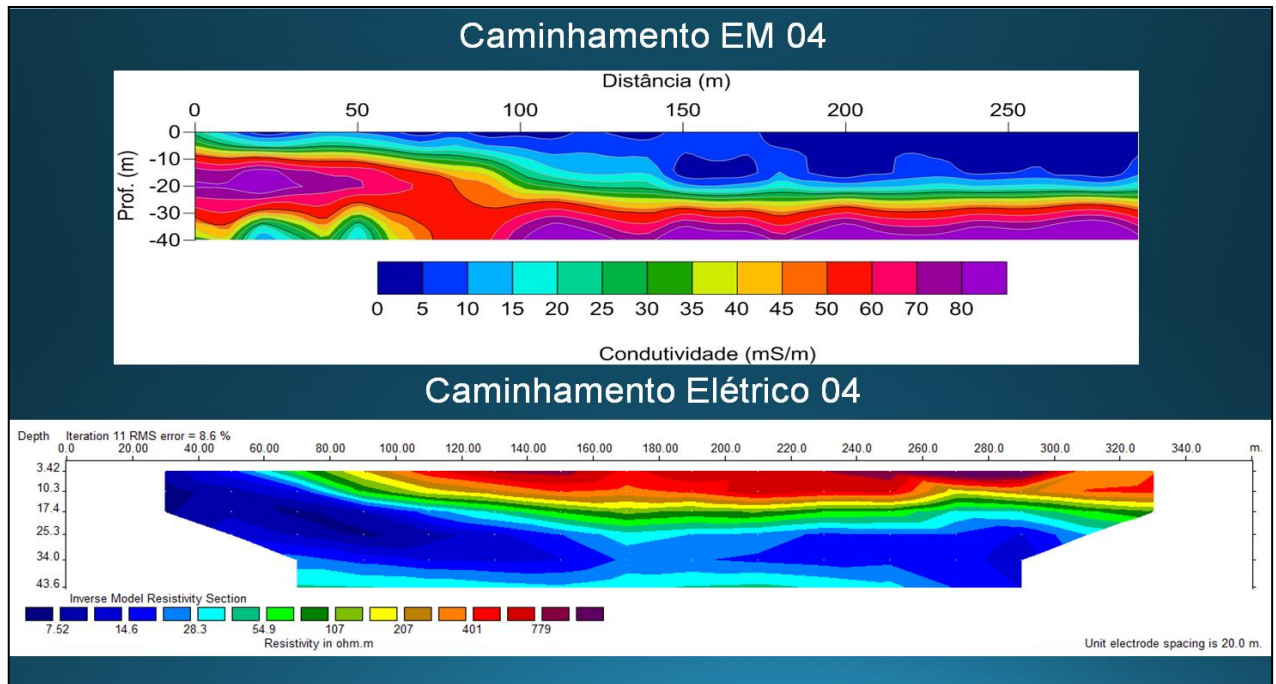


Figura 66 – Seção 2D de condutividade elétrica 04 (CEM 04), coincidente com a geometria de aquisição da resistividade do Caminhamento Elétrico CE 04.

Por fim, podemos verificar na figura 66, a excelente correlação entre o CEM 04 e o CE 04, cuja inversão em ambos mostra um significativo aumento da condutividade (ou diminuição da resistividade) em uma segunda camada geoeétrica, que é mais rasa no lado esquerdo em ambas seções 2D, que se aprofunda para o lado direito. Notável é que o Caminhamento Elétrico 04 mostra esse mergulho à direita de forma mais suave, o que pode ser devido ao maior número de pontos amostrados por este método.

Podemos concluir que, para essas três regiões, os dois métodos baseados em princípios físicos distintos, adquiridos por equipamentos distintos, chegaram a resultados coincidentes, o que diminuiu a ambiguidade e corroborou a interpretação geofísica, o que ajudou a definir o ponto para a perfuração do poço produtor para exploração do SASG.

6 PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR

Um poço para produção de água subterrânea foi perfurado na região da aquisição realizada para essa pesquisa, tendo por base a interpretação geofísica. Esse poço foi locado sobre a linha do caminhamento elétrico 03 (CE-03), cuja projeção da perfuração é apresentada na figura 67 e sua localização em mapa na figura 68.

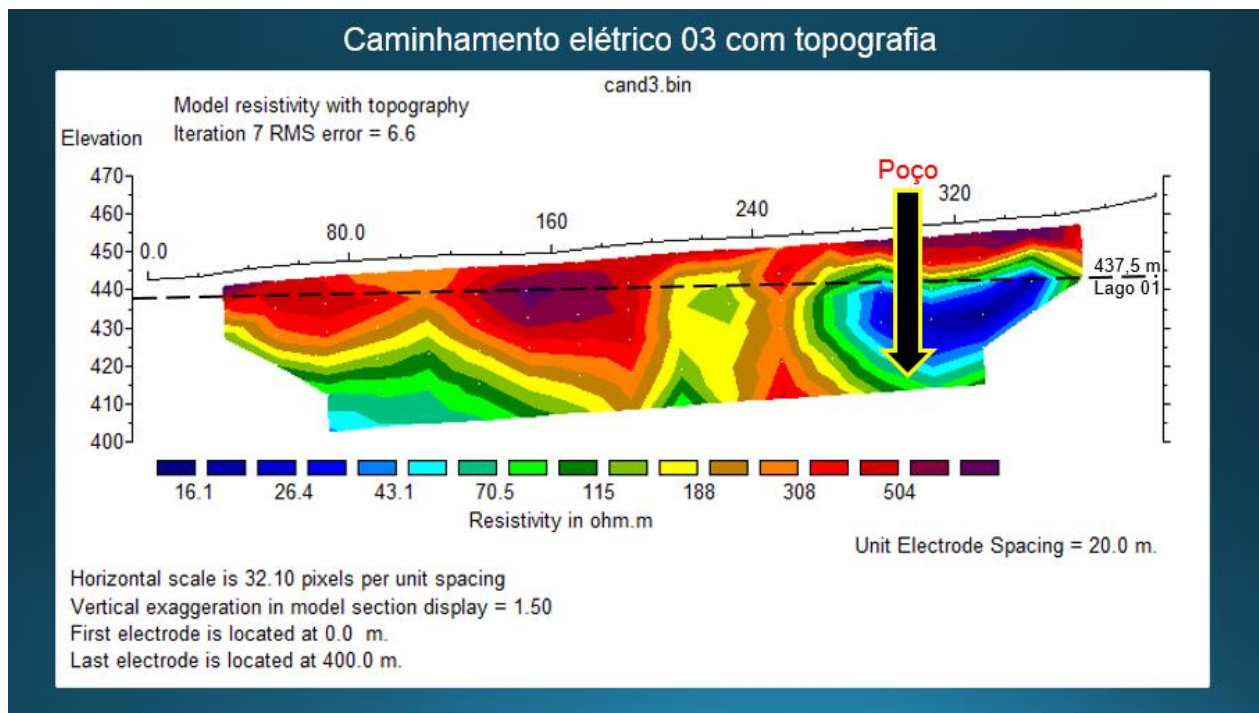


Figura 67 – Local da perfuração do poço de produção de água em relação ao Caminhamento Elétrico 03 com a topografia.

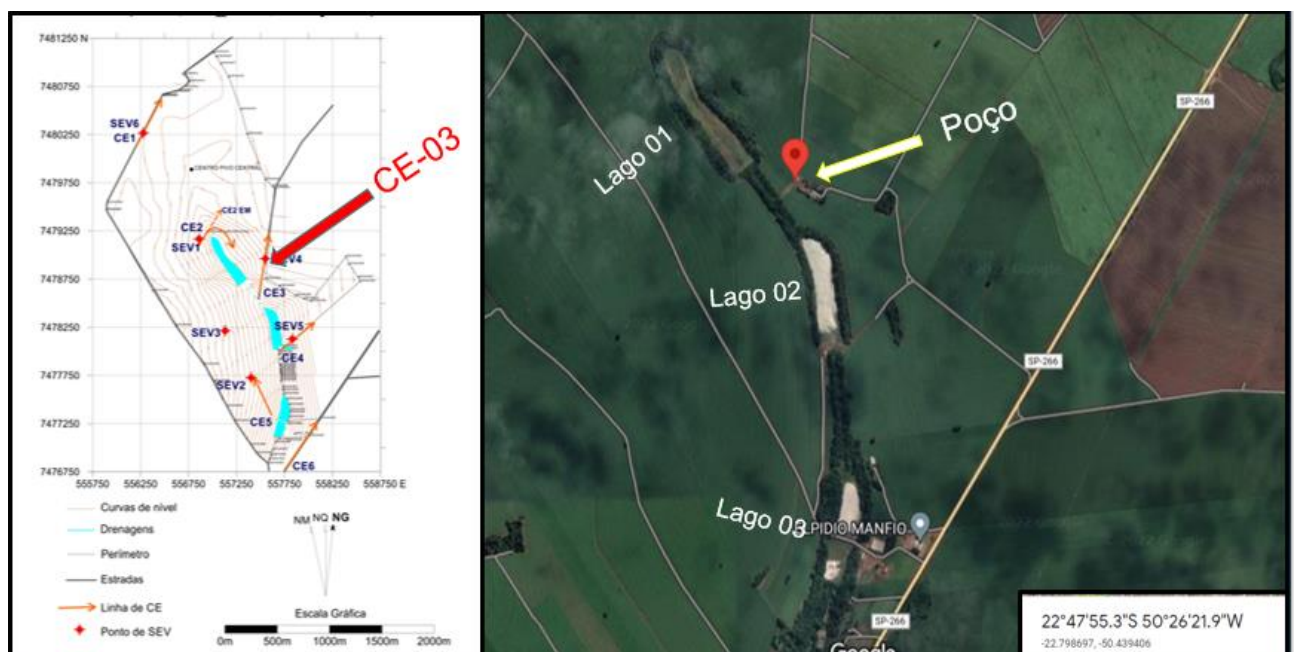


Figura 68 — Local da perfuração do poço de produção de água para uso agrícola em mapa.

A perfuração do poço teve início em 29/10/2021, tendo sido finalizado 25 dias depois, na data de 24/11/2021. A perfuração encontrou solo nos primeiros 5 metros, seguidos de rocha alterada até os 13m, quando atingiu o topo do basalto da Formação Serra Geral, determinando assim o topo do SASG, permanecendo na Formação Serra Geral (rocha basáltica) até a profundidade final de 120 metros.

Ocorreram entradas de água em 4 profundidades distintas, aos 26 m, 53 m, 79 m e 112 m, por sistemas de fraturas do próprio basalto, sendo relatado durante a perfuração as seguintes ocorrências:

- 18 a 24 metros - Zona de intenso fraturamento em basalto compacto;
- 24 a 39 metros – Basalto amigdaloidal vesiculado com muita quantidade de água;
- 30 a 36 metros – Basalto compacto não fraturado;
- Nível estático (NE) a 18 metros de profundidade;
- Última fratura da sondagem foi encontrada a 114 metros;
- Profundidade final do poço em 120 metros.

O teste de vazão mostrou que o poço atingiu a estabilidade de produção de água em 49.600 litros/hora, após 30 horas de teste, com um intervalo de 3 horas para o poço recuperar o nível estático, sendo o nível dinâmico definido na profundidade de 82,44 m.

A justificativa para parar o poço em 120 metros de profundidade se deu por causa de se encontrar neste nível um basalto compacto, o qual funciona como uma espécie de base selante para a retenção de água, que assim não consegue escapar para reservatórios mais profundos, o que poderia prejudicar a ótima vazão do poço.

A figura 69 apresenta os resultados do poço projetados sobre o imageamento geoeletrico da pseudo seção 2D de resistividade do caminhamento elétrico 03, e nela podemos observar que o nível estático encontrado junto ao topo do basalto fraturado coincide com a região de menor resistividade do CE-03.

Uma outra informação importante que pode ser extraída da observação da figura 69, é que o topo do basalto não fraturado, atingido pela perfuração em 30 metros de profundidade, também coincide com a região em que a resistividade volta a subir na inversão da CE-03, onde se constatou o basalto compacto e, não por acaso, a primeira entrada de água ocorreu aos 26

metros de profundidade, exatamente dentro dessa zona de baixa resistividade, um pouco acima dessa zona de basalto mais fechado.

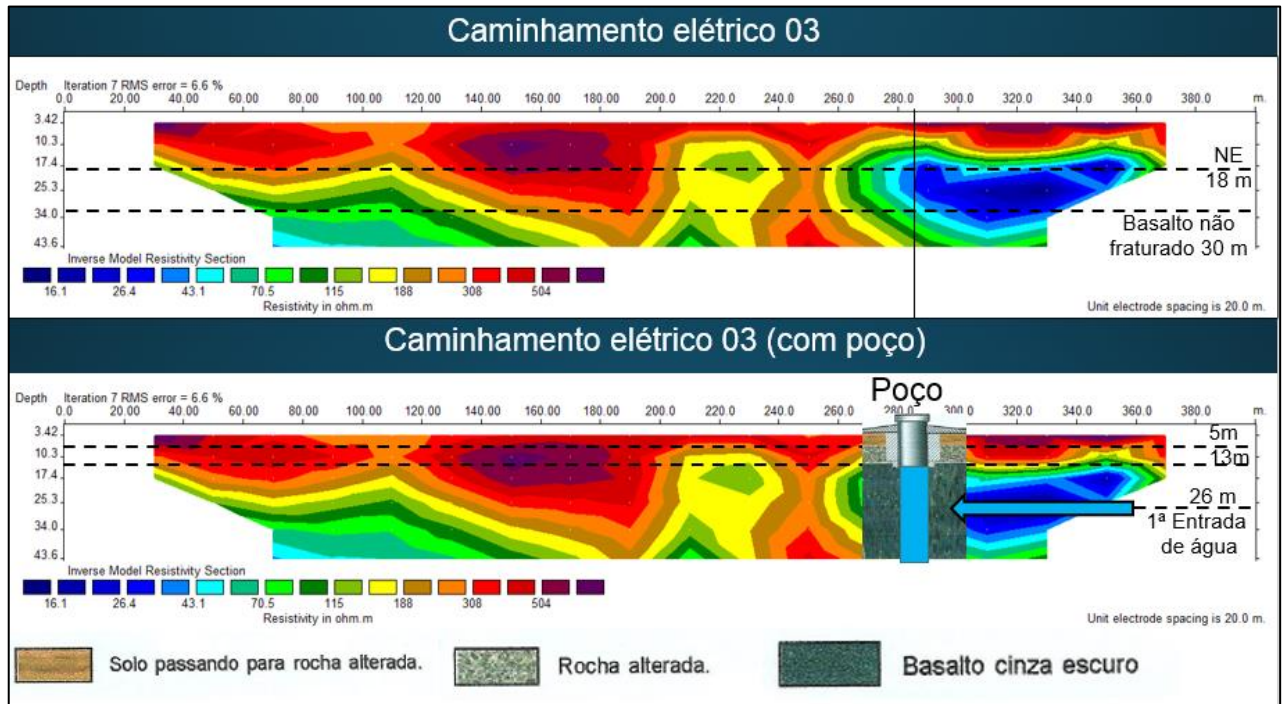


Figura 69 – CE-03 com perfil litológico do poço em profundidade. Indicação do Nível Estático (18m), determinado pela perfuração do poço produtor de água no SASG e o topo do basalto não fraturado ao longo do CE-03 (30m); Projeção da litologia do poço e a indicação da primeira entrada de água por fraturas no basalto na profundidade de 26 m.

A descrição litológica realizada durante a perfuração do poço produtor foi realizada com controle de amostragem de rocha a cada 3 m, até a profundidade de 18m, e uma comparação dessas rochas com o perfil de resistividade aparente do caminhamento elétrico 03 é apresentado na figura 70.

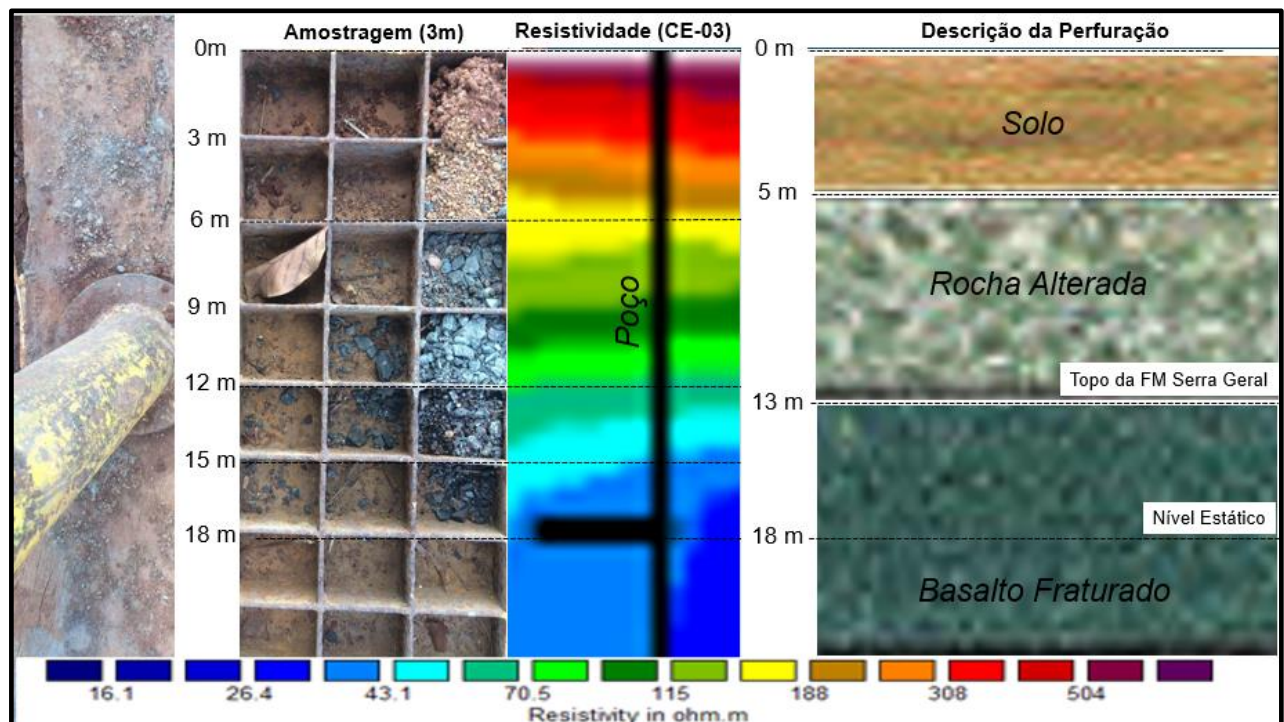


Figura 70 – Correlação da amostragem litológica realizada com intervalo de 3m em comparação com a estimativa da condutividade aparente definida pelo caminhamento elétrico 03 nos arredores do poço. Notar como o nível estático coincide com a zona do basalto fraturado e com zona de baixa resistividade do CE-03.



Figura 71 – Sonda da perfuração em operação e amostragem do basalto do Sistema Aquífero Serra Geral.

Por fim, analisando a vazão estabelecida no teste de produção desse poço, cujo valor atingiu a marca de 49.600 litros/hora, podemos afirmar que esse é um poço de excelente produção, se comparado aos poços apresentados na figura 26, já que aqueles também produzem água a partir do SASG, porém em vazões inferiores, estimadas em 35.000 litros/hora, 22.000 litros/hora e 14.000 litros/hora e, por isso, a utilização do método da eletrorresistividade na locação de poços produtores de água subterrânea deve ser incentivada nessa região .

7 CONCLUSÕES

Todos os métodos geofísicos aplicados nessa pesquisa contribuíram, para o excelente resultado atingido pela produção do poço locado ao longo do CE-03, mas sem dúvida, para o objetivo hidrogeológico, se destacaram os métodos eletrorresistivos (CE e SEV), indicando várias regiões promissoras em locais de baixa resistividade, ou mesmo excluindo outras, bem como o EM no Domínio da Frequência, que ajudou a diminuir a ambiguidade da interpretação eletrorresistiva.

A batimetria da superfície aquosa dos 03 lagos alinhados de Norte a Sul na área de estudo, sobreposta às pseudo-seções de resistividade aparente dos CEs revelou que a rocha basáltica fraturada parece controlar o nível freático, haja vista o CE-01 (fig. 32) identificar a zona saturada de baixa resistividade (41 Ohm.m) na mesma batimetria do lago 01 (437,5m), mesmo estando a 800 m de distância desse, tendo o mesmo ocorrido com a CE-02 e CE-03 em relação ao lago 01.

O CE-03, que foi a linha de caminhamento elétrico escolhida para a locação do poço produtor, não contribuiu somente para identificar a zona saturada, mas também para mostrar que há estruturas na área, apresentando comportamento geoeletrico distinto ao longo da seção (fig. 37), que pode ser interpretada como uma região de rochas mais resistivas à esquerda e mais condutivas à direita (onde foi perfurado o poço), como se houvesse um bloco descendente à esquerda, em que o espaço foi preenchido por materiais geológicos mais resistivos.

O CE-04 e o CE-05 (figs. 39 e 41), diferentemente dos anteriores, não apresentam estruturação, o que nos leva a interpretar a região do centro ao sul menos estruturada, e possivelmente com menos falhas e fraturas, o que valoriza a região mais a norte, próxima do lago 01 para futuras perfurações de mais poços. O CE-06 foi a única seção de caminhamento elétrico que não convergiu na inversão, o que provavelmente se deu em conta da proximidade das instalações elétricas da fazenda, tendo sido o único dado desconsiderado nesse trabalho.

As 06 aquisições pontuais de SEV feitas em pontos alinhados aos CEs mostraram excelente correlação com os dados de caminhamento elétrico Dipolo-Dipolo, se destacando entre elas o par SEV-01 e CE-02 (fig.45) , cuja SEV foi adquirida na zona mais resistiva do CE-02, mas mesmo assim, foi capaz de identificar o topo do basalto mais resistivo a 100 m de profundidade, e o par SEV-04 e CE-03 (fig.51), cuja SEV foi adquirida na parte mais resistiva da linha e não conseguiu identificar nenhuma zona de baixa resistividade, que se fosse adquirida

por si só, teria excluído essa região como promissora para a locação de poços, lembrando que o poço foi locado sobre a linha do CE-03, em anomalia de baixa resistividade próxima a SEV-04.

O par SEV-05 e CE-04 (fig. 53), também mostrou a importância de se utilizar a SEV como ponto de verificação de um CE, já que a SEV-05 identificou a interface de uma zona menos resistiva (10,8 Ohm.m) para uma bem mais resistiva na profundidade aproximada de 36 m (> 1000 Ohm.m), onde se interpretou o a mudança de basalto fraturado para um basalto compacto, o que de forma isolada, pela interpretação da CE-04, jamais poderia ser afirmado, embora se perceba que a inversão identifica o crescimento da menor resistividade (~8 Ohm.m) para uma de maior resistividade (~30 Ohm.m) a partir dessa profundidade. Lembrando que os dados de SEV são melhor dimensionados do que os de CE na investigação da variação da resistividade com a profundidade, sendo os de CE mais recomendados estudos da variação lateral de resistividade.

As sondagens pontuais de cargabilidade trouxeram resultados que foram interpretados como mais argilosos ou menos argilosos, tendo a grande maioria dos dados de IP apresentado valores baixos de cargabilidade (< 50 mV/V), não ser sensível a zona saturada (conforme o esperado) e apresentado um pequeno crescimento com o aumento da profundidade.

O IP-05 foi a única exceção, pois na profundidade de 35,5 m apresentou um salto de cargabilidade de 17,3 mV/V para 77,5 mV/V, em uma zona alta resistividade, onde se espera ocorrer um basalto compacto, não havendo explicação para esse salto por excesso de argilidade, sendo estimado que ocorra algum tipo diferente de mineralização, podendo ter gerado o efeito de eletrodo.

Os 03 caminhamentos EM foram adquiridos nos modos VCP e HCP (bobinas na horizontal e vertical), com distanciamento de 10 e 20 m, o que permitiu uma profundidade de investigação de até 30 m (modo HCP), o suficiente para que se pudesse identificar em ambas a zona saturada de maior condutividade, que correlacionaram muito bem com os caminhamentos elétricos, sendo de boa prática incluir esse tipo de aquisição de dados junto aos levantamentos eletrorresistivos. Se dois métodos de aquisição por princípios físicos distintos levam a interpretações coerentes, a ambiguidade comum a maioria dos métodos geofísicos será diminuída.

Os dados de perfuração do poço produtor provaram que a zona mais condutiva da CE-03, a partir da profundidade de 18 m, era de fato formada pela rocha basáltica fraturada, e que o aumento de resistividade a partir de 36 m foi devido ao basalto compacto, corroborando a interpretação geofísica.

8 REFERÊNCIAS

BURGER R. H., SHEEHAN F. A., JONES H. C., 1992. *Introduction to Applied Geophysics exploring the shallow subsurface*. New York: Editora W. W. Norton & company.

BODELÃO, T. G., 2011. *Caracterização hidroquímica dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani da sub-bacia do Rio Pardo e municípios adjacentes, no sudoeste do estado de São Paulo*. 43 f. Trabalho de conclusão de curso (Geologia). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

ELIS, V.R., 1999. *Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro-SP, 264 p.

ELIS, V. R., 2000. *Modelagem 2D de seções de caminhamento elétrico dipolo-dipolo em estudos ambientais*. Geociências. São Paulo: v.19, p.96 – 105.

EVERETT, M., 2013 *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge - UK.

GALLAS, J. D. F., 2000. *Principais Métodos Geométricos e suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro-SP, 174 p.

GLASER, D. R., 2007. *Estimation of alluvium properties from spectral induced polarization measurements*. Diss. Department of Geosciences. University of Missouri-Kansas City, 2007.

GOLDEN SOFTWARE, 1996 *Inc. Surfer^(tm) for Windows V6*. Reference Manual. Golden, Colorado – USA.

KEAREY, P., MICHAEL, B., IAN, H., 2009. *Geofísica de exploração*. Oficina de Textos. São Paulo - SP.

LOKE, M. H., 1999. *Software User's Manual. Res2dInv version 3.3. for Windows 3.1 and 95 – Rapid 2D resistivity and IP inversion using the least-squares method*. Penang, Malaysia, 35p.

MARCOLINO, C. S., 2000. *Desenvolvimento de um Sistema HLEM de campo magnético induzido no domínio da frequência para prospecção mineral*. Trabalho de Graduação: IAG/USP, São Paulo.

McNEILL, J. D., 1980. *Eletromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Nota técnica nº 6, Geonics, 15p.

MONTEIRO SANTOS, F.A., 2004. 1D laterally constrained inversion of EM34 profiling data. *Journal of Applied Geophysics* 56: 123-134. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2004.04.005.

MOSCOW STATE UNIVERSITY., 2004. *IPI 2WIN v. 2.1. user's guide*. Moscow, Russia, 25p.

ORELLANA, E., 1972. *Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua*. ed. Paraninfo. Madrid. 523 p.

SAAR, H. F., HIODO, F. Y., SILVA, N., BLAINE, K., BRONIZESKI, E. D., RUGENSKI, A., PORSANI, J. L. & BORGES, W. R., 2005. *Sistema de prospecção geofísica pelo método eletromagnético indutivo (EM) com aplicações no sítio controlado do IAG/USP*. 9th International Congress, SBGf: Expanded Abstracts.

SASAKI Y., 1989. Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. *Geophysics* 54: 254-262. DOI: 10.1190/1.1442649.

SIAGAS/CPRM. 2009. Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 04 abril. 2022.

SOUZA, G. C., 2007. *Aplicação dos métodos eletromagnético indutivo, eletrorresistividade e IP domínio do tempo em caracterização Geoambiental*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo - SP, 103 p.

SUMNER, J.S., 1976. *Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, 227p.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., KEYS, D. A., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge – UK.

TOFFOLI, F., 2013. *Rede de Monitoramento de Qualidade e Quantidade CETESB – DAEE, CTAS – CRH Mesa Redonda – CETESB/SMA*. Disponível em: <<https://sigrh.sp.gov.br/public/uploads/documents/7401/apresentacao-03-fabiano-toffoli.pdf>>. Acesso em: 04 abril. 2022.

WARD, S. H., 1990. *Resistivity and Induced Polarization Methods*. *Geotechnical and Environmental Geophysics. Investigations in Geophysics*, SEG, v. 5, p. 147-189.