

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

*(Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade)*

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  
102 f.; 65 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 dois mil passos a mais, após os primeiros mil.

Agradeço aos meus amados pais, Klaus e Irene (*in memoriam*), por tudo que me proporcionaram, meus primeiros mestres e 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 Rosângela, 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

<b>ÍNDICE</b>	<b>i</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b>	<b>iii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>vii</b>
<b>RESUMO</b>	<b>viii</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>10</b>
<b>Capítulo 1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>12</b>
<b>Capítulo 2 – METODOLOGIA</b>	<b>13</b>
<b>Capítulo 3 – ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>54</b>
<b>Capítulo 4 – GEOLOGIA</b>	<b>55</b>
<b>Capítulo 5 – GEOFÍSICA</b>	<b>61</b>
<b>Capítulo 6 – PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR</b>	<b>92</b>
<b>Capítulo 7 – CONCLUSÕES</b>	<b>96</b>
<b>Capítulo 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>99</b>

## ÍNDICE

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>12</b>
<b>2.</b>	<b>METODOLOGIA</b>	<b>13</b>
<b>2.1.</b>	<b>O Método da Eletrorresistividade</b>	<b>13</b>
<b>2.1.1.</b>	<b>Fundamentos Teóricos</b>	<b>14</b>
<b>2.1.1.1</b>	<b>Geometrias de campo</b>	<b>19</b>
<b>2.1.1.2</b>	<b>Resistividade Aparente</b>	<b>22</b>
<b>2.1.1.3</b>	<b>Arranjos de Quatro Eletrodos</b>	<b>26</b>
<b>2.1.2.</b>	<b>Sondagem Elétrica Vertical (SEV)</b>	<b>29</b>
<b>2.1.3.</b>	<b>Caminhamento Elétrico (CE)</b>	<b>32</b>
<b>2.1.3.1</b>	<b>Efeito de Eletrodo</b>	<b>34</b>
<b>2.1.3.2</b>	<b>Inversão dos Dados de Caminhamento Elétrico</b>	<b>36</b>
<b>2.1.4.</b>	<b>Equipamentos</b>	<b>37</b>
<b>2.2.</b>	<b>Método da Polarização Induzida (IP)</b>	<b>38</b>
<b>2.2.1.</b>	<b>Polarização de Membrana</b>	<b>39</b>
<b>2.2.2.</b>	<b>Polarização de Eletrodo</b>	<b>40</b>
<b>2.2.3.</b>	<b>IP no Domínio do Tempo</b>	<b>41</b>
<b>2.2.4.</b>	<b>Sondagem IP</b>	<b>43</b>
<b>2.3.</b>	<b>O Método Eletromagnético Indutivo</b>	<b>44</b>
<b>2.3.1.</b>	<b>Método EM no Domínio da Frequência (FDEM)</b>	<b>45</b>
<b>2.3.2.</b>	<b>Fundamentos Teóricos</b>	<b>46</b>
<b>2.3.3.</b>	<b>Condutividade Medida pelo EM-34 (Geonics)</b>	<b>49</b>
<b>2.3.4.</b>	<b>Interpretação dos Dados do Método FDEM</b>	<b>52</b>
<b>3.</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>54</b>
<b>3.1.</b>	<b>Zona Rural de Cândido Mota – SP</b>	<b>54</b>
<b>4.</b>	<b>GEOLOGIA</b>	<b>55</b>
<b>4.1.</b>	<b>Principais <i>Trends</i> Geológicos</b>	<b>55</b>
<b>4.2.</b>	<b>Sistema Aquífero Serra Geral</b>	<b>56</b>

<b>5.</b>	<b>GEOFÍSICA</b>	<b>61</b>
<b>5.1.</b>	<b>Aquisição Geofísica</b>	<b>62</b>
<b>5.2.</b>	<b>Processamento e Interpretação Geofísica</b>	<b>64</b>
<b>5.2.1</b>	<b>Caminhamento Elétrico (CE)</b>	<b>64</b>
<b>5.2.2</b>	<b>Sondagem Elétrica Vertical (SEV)</b>	<b>71</b>
<b>5.2.3</b>	<b>Polarização Induzida (IP)</b>	<b>82</b>
<b>5.2.4</b>	<b>Eletromagnético Indutivo (FDEM)</b>	<b>87</b>
<b>6.</b>	<b>PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR</b>	<b>92</b>
<b>7.</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>96</b>
<b>8.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>99</b>



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1</b> – Elementos geométricos utilizados na definição da resistividade	15
<b>Figura 2</b> - Diagrama ilustrativo de uma fonte pontual de corrente localizada no ponto C, utilizado para determinar o potencial elétrico no ponto P	16
<b>Figura 3</b> – Arranjo de campo hipotético para determinar a resistividade em subsuperfície	20
<b>Figura 4</b> - 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
<b>Figura 5</b> - Distribuição qualitativa do fluxo de corrente em subsuperfície na presença de uma interface horizontal que separa duas camadas de resistividades distintas	23
<b>Figura 6</b> - Efeito da variação do espaçamento entre os eletrodos de corrente sobre o fluxo de corrente sobre duas camadas de resistividades distintas	25
<b>Figura 7</b> - Gráficos estimados da resistividade aparente ( $\rho_a$ ) versus espaçamento entre eletrodos de corrente	25
<b>Figura 8</b> - Configurações dos arranjos de quatro eletrodos mais utilizadas	26
<b>Figura 9</b> - Arranjo de campo Schlumberger	30
<b>Figura 10</b> - Manobra de embreagem em um levantamento eletrorresistivo pontual pelo arranjo Schlumberger	31
<b>Figura 11</b> - Gráfico de resistividade aparente por $AB/2$ em uma aquisição geométrica pelo arranjo Schlumberger.	32
<b>Figura 12</b> - Geometria da aquisição geométrica pelo arranjo Dipolo-Dipolo	33
<b>Figura 13</b> - Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente adquirida utilizando-se o arranjo Dipolo-Dipolo	34
<b>Figura 14</b> - Exemplo do efeito Bumerangue em uma pseudo-seção de resistividade aparente	35
<b>Figura 15</b> - Avaliação quantitativa pela inversão dos dados de resistividade aparente a partir da pseudo-seção 2D	36
<b>Figura 16</b> - Equipamento de aquisição de eletrorresistividade <i>Syscal R2</i>	37
<b>Figura 17</b> - Formas de onda observadas nos eletrodos de corrente AB e de potencial MN devidas ao efeito IP	38
<b>Figura 18</b> - Mecanismos de polarização induzida	40

<b>Figura 19</b> - Diagrama ilustrativo do método da indução eletromagnética no domínio da frequência	45
<b>Figura 20</b> - Diagrama de fasores dos campos magnéticos primário $H_p$ e secundário $H_s$ no método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FDEM)	47
<b>Figura 21</b> - Formas de onda observadas no método eletromagnético no domínio da frequência	48
<b>Figura 22</b> - Equipamento EM-34 da empresa canadense Geonics	49
<b>Figura 23</b> - Perfil transmissor x receptor no modo HCP na região de Kankberg, no norte da Suécia	53
<b>Figura 24</b> - Região rural de Candido Mota com destaque na área do estudo	54
<b>Figura 25</b> - Região de ocorrência dos basaltos da Fm. Serra Geral	55
<b>Figura 26</b> - Principais <i>trends</i> geológicas na área de estudo em Cândido Mota – SP	56
<b>Figura 27</b> - Região de ocorrência dos principais sistemas aquíferos do estado de São Paulo com detalhe para o SASG	57
<b>Figura 28</b> - Perfil esquemático da perfuração do poço estratigráfico Amadeu Amaral - 01 (2-AA-1-SP) em correlação estratigráfica com os poços Paraguaçu Paulista (2-PP-1-SP) e Lins (2-LI-1-SP)	58
<b>Figura 29</b> - Localização dos poços produtores de água subterrânea do Sistema Aquífero Serra Geral na região de Cândido Mota	59
<b>Figura 30</b> - Perfis litológicos dos poços produtores de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Serra Geral na região de Cândido Mota	60
<b>Figura 31</b> - Localização da aquisição dos seis caminhamentos elétricos e das seis sondagens elétricas verticais na imagem de satélite	62
<b>Figura 32</b> - Localização da aquisição dos seis caminhamentos elétricos e das seis sondagens elétricas verticais no mapa das curvas de nível na região	63
<b>Figura 33</b> - Pseudo Seções do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01)	65
<b>Figura 34</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01) com a topografia	65
<b>Figura 35</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02) com a topografia	66
<b>Figura 36</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03) com a topografia	67
<b>Figura 37</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04) com a topografia	69

<b>Figura 38</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 05 (CE-05) com a topografia	70
<b>Figura 39</b> - Inversão do Caminhamento Elétrico 06 (CE-06) com a topografia	70
<b>Figura 40</b> – Ajuste da SEV 01	72
<b>Figura 41</b> - SEV 01 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 02 sem a topografia	72
<b>Figura 42</b> – Ajuste da SEV 02	74
<b>Figura 43</b> - SEV 02 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 05 sem a topografia	74
<b>Figura 44</b> – Ajuste da SEV 03	76
<b>Figura 45</b> - SEV 03 - mapa de localização e tabela de ajuste	76
<b>Figura 46</b> – Ajuste da SEV 04	77
<b>Figura 47</b> - SEV 04 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 03 sem a topografia	78
<b>Figura 48</b> – Ajuste da SEV 05	79
<b>Figura 49</b> - SEV 05 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 04 sem a topografia	79
<b>Figura 50</b> – Ajuste da SEV 06	81
<b>Figura 51</b> - SEV 06 em comparação com a inversão do Caminhamento Elétrico 01 sem a topografia	81
<b>Figura 52</b> – Ajuste da curva IP-01	83
<b>Figura 53</b> - Ajuste da curva IP- 02	84
<b>Figura 54</b> - Ajuste da curva IP-03	85
<b>Figura 55</b> - Ajuste da curva IP-04	85
<b>Figura 56</b> - Ajuste da curva IP-05	86
<b>Figura 57</b> - Mapa de localização da aquisição eletromagnética pelo método FDEM	88
<b>Figura 58</b> - Seção 2D de condutividade elétrica 02 (CEM 02)	89
<b>Figura 59</b> – Seção 2D de condutividade elétrica 03 (CEM 03)	90
<b>Figura 60</b> – Seção 2D de condutividade elétrica 04 (CEM 04)	91
<b>Figura 61</b> - Local da perfuração do poço de produção de água em relação a seção 2D de resistividade do Caminhamento Elétrico 03 com a topografia	92
<b>Figura 62</b> - Local da perfuração do poço de produção de água em mapa	92
<b>Figura 63</b> - CE-03 com perfil litológico do poço em profundidade	94

- Figura 64** - Correlação da amostragem litológica realizada com intervalo de 3m em comparação com a condutividade definida pelo CE-03 95
- Figura 65** - Sonda de perfuração em operação e amostragem do basalto do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) 95

**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1</b> - Cargabilidade dos minerais	41
<b>Tabela 2</b> - Cargabilidade de vários minerais e rochas	41
<b>Tabela 3</b> - Cargabilidade dos materiais	42
<b>Tabela 4</b> - Espaçamento entre bobinas, frequência de operação e profundidade de investigação de acordo com o modo de operação HCP ou VCP	50
<b>Tabela 5</b> - Parâmetros da aquisição dos dados de caminhamento elétrico e erro máximo após a inversão pelo programa RES2DINV	64
<b>Tabela 6</b> - Parâmetros da aquisição dos dados de SEV	71
<b>Tabela 7</b> - Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-01	73
<b>Tabela 8</b> - Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-02	75
<b>Tabela 9</b> - Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-03	77
<b>Tabela 10</b> - Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-05	80
<b>Tabela 11</b> - Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-06	82
<b>Tabela 12</b> - Interpretação qualitativa dos reservatórios da zona saturada em relação a cargabilidade	87

## 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 Cândido 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 no domínio do tempo (IP) foram realizados em uma área destinada a plantação de milho, que está situada cerca de sete quilômetros a sudoeste da zona urbana, sendo essa região uma 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 Guarani (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 seis caminhamentos elétricos (CE), para a avaliação da variação lateral da resistividade, e seis sondagens elétricas verticais (SEV), para avaliar a variação da resistividade com a profundidade, que também serviram como pontos de verificação de qualidade e correlação 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 três caminhamentos pelo método eletromagnético 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 três caminhamentos elétricos, que assim seguiram a mesma numeração, CE-02, CE-03 e CE-04, tendo a interpretação dos dados de condutividade e resistividade mostrado uma excelente correlação.

A aquisição de dados de Polarização Induzida (IP) ocorreu na forma de sondagem vertical (pontual), tendo sido adquiridos no mesmo arranjo das SEVs, num total de seis levantamentos, para que se pudesse avaliar a correlação da resistividade e da cargabilidade em relação às camadas geoeletricas em 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 quatro métodos geofísicos utilizados nesta pesquisa (CE, SEV, FDEM e IP), com resultados promissores para uso na irrigação agrícola.

## ABSTRACT

Geophysics was applied in this research as a tool to identify the most favorable points for drilling a producing groundwater well, whose main objective was to define the best groundwater producing zones in fractured basalts, covered by soil, for sustainable maize agriculture in the rural zone of Cândido Mota city, located in southwest of São Paulo state. The region of the geophysical surveys is located in the northwest edge of the Paleozoic Paraná Basin, whose geology is dominated by outcrops of ancient basaltic flows (135 My), which are currently part of the Serra Geral formation.

Electrical Resistivity geophysical methods (ER and VES mode), Electromagnetic in the Frequency Domain (FDEM) and Time Domain Induced Polarization (TDIP) surveys were carried out over an area located about seven kilometers southwest of the urban area of Cândido Mota, where shallow soils (<15m) overlap basalts and there is a real need for access to groundwater for sustainable maize agriculture. These basalts have layers with vesicles and tonsils of altered and/or fractured zones, and the presence of intra-spills paleosols, which are known as the best aquifers, as well as high permeability basalts fractured zones.

The Serra Geral Aquifer System (SGAS) has an excellent water retention capacity, due to its intense basalt 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 unfeasible drill wells for agriculture, due to the high cost of drilling, mainly for small producers.

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



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

Data from three Slingram EM Array were also acquired by Frequency Domain Electromagnetic Method (FDEM), named as FDEM-02 (CEM02), FDEM-03 (CEM-03) and FDEM-04 (CEM-03), using the Geonics EM-34 equipment. This acquisition was carried out on the same lines of 03 Electrical Resistivity Imaging (ERI) surveys, which followed the same numbering, ERI-02 (CE-02), ERI-03 (CE-03) and ERI-04 (CE-04). The conductivity/resistivity interpretation data showed an excellent correlation between them.

The acquisition of Time Domain Induced Polarization (TDIP) data was carried out in vertical sounding mode, having been acquired in the same VES Schlumberger array, in a total of six surveys so, the correlation of resistivity and chargeability, in relation to depth, could be evaluated.

A groundwater production well was drilled in a low resistivity zone along the ERI-03 (CE-03) line, as suggested by four geophysical methods joint interpretation (ERI, VES, FDEM and IP), with promising production for use in agricultural 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, as quais encontram-se fraturadas em diversos locais e, por esta característica, possuem excelente capacidade de armazenamento de água, podendo suprir a demanda cada vez maior por este bem e, principalmente devido a expansão do agronegócio no Brasil nos últimos anos, a importância dos basaltos fraturados 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 na qualidade do reservatório, como o grau de fraturamento, a presença de vesículas, e a ocorrência de paleossolos e arenitos intertrapiados entre os derrames.

A geofísica se apresenta como importante ferramenta para a avaliação dos 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 não fraturados com resistividades acima de 1.000 Ohm.m nesta região (BRAGA,2006). Por outro lado, quando existem zonas de basalto fraturado, vesicular e/ou alterado os valores de resistividade tendem a ser bem menores (< 100 Ohm.m), 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 0,03 Hz a 3 Hz*” (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 (equação 01).

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

Sendo  $J$  é densidade de corrente elétrica [A/m<sup>2</sup>],  $\sigma$  a condutividade elétrica [S/m] e  $E$  é o campo elétrico [V/m].

A condutividade é eletrolítica na maioria das situações geológicas em subsuperfície, e isto se processa devido a condutividade eletrônica ocorrer apenas em casos muito específicos, quando as rochas apresentam minerais condutores em teores suficientes para aumentar a condutividade eletrônica 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):

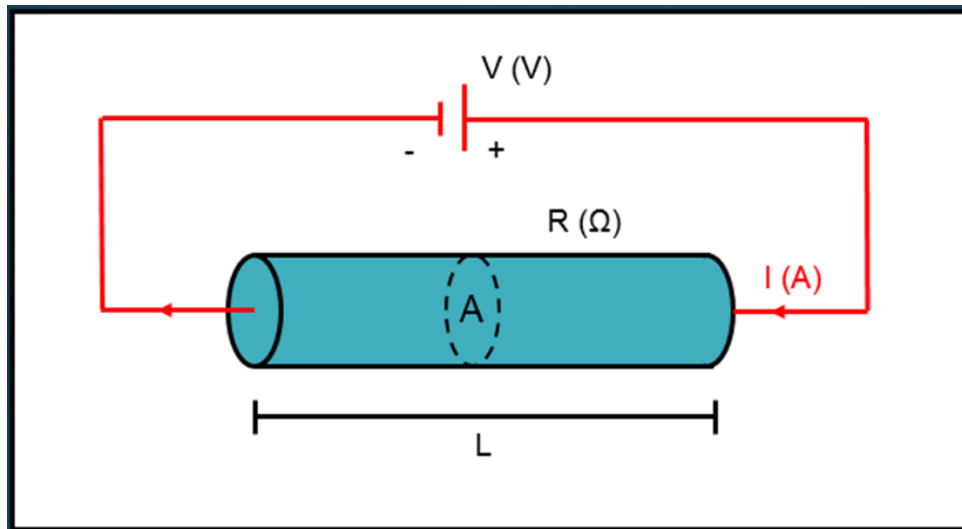
- (1) composição mineralógica;
- (2) porosidade;
- (3) saturação de água;
- (4) quantidade e natureza dos sais dissolvidos.

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 determinar a distribuição da *resistividade elétrica* em subsuperfície, e para isso apresentamos a definição física da resistividade elétrica  $\rho$  [ $\Omega \cdot m$ ], pela equação 02, que a determina a partir de um cilindro sólido de comprimento  $L$  [m] e seção  $A$  [m<sup>2</sup>], e cujo material cilíndrico possui uma resistência elétrica  $R$  [ $\Omega$ ], definida pela natureza de sua composição (figura 01).

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



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

A condutividade elétrica  $\sigma$  é definida pelo inverso da resistividade (equação 03), cuja unidade é o Siemens/metro [S/m], podendo ser utilizada também a unidade *mho* (inverso de Ohm).

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

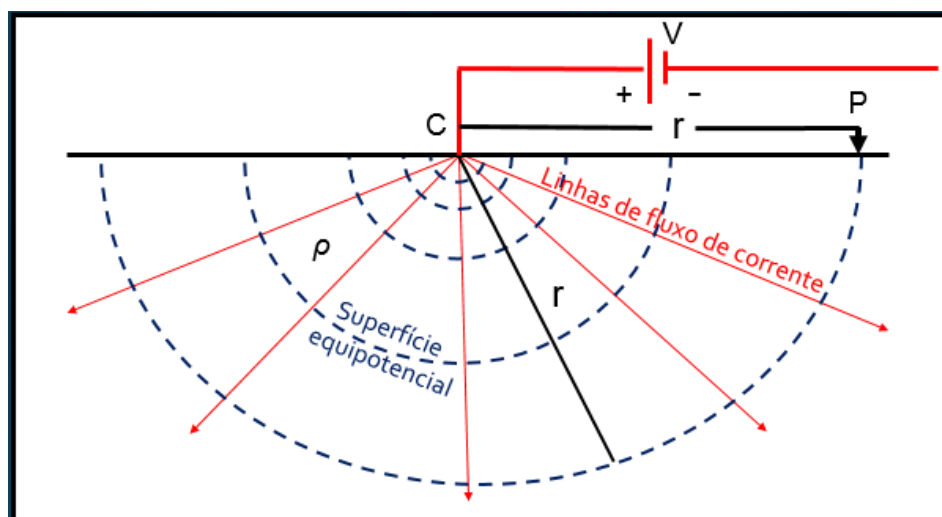
A definição da resistividade elétrica  $\rho$ , envolve necessariamente o conhecimento das dimensões de um elemento geométrico (neste caso um cilindro), por onde flui a corrente elétrica, e de um elemento físico ligado a natureza do material, a resistência elétrica  $R$  [ $\Omega$ ], que é determinada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

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

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 definida pela equação 02, para uso em quaisquer geometrias de fluxo de corrente no subsolo, tendo 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  $\Delta V$ , em quaisquer dois outros pontos.

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 e, por isso, admitindo-se que a distribuição de resistividade é homogênea e isotrópica em todas as direções, podemos concluir que o fluxo de corrente originado a partir do ponto de injeção (C), no qual será aplicado uma corrente elétrica ( $I$ ), tenha uma geometria formada por um semi-espaço esférico, a partir do qual será medida diferença do potencial elétrico em outro ponto (P), a uma distância  $r$  do ponto de injeção de corrente (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 da grande resistência elétrica deste meio e, sendo assim, a corrente flui radialmente para fora do ponto C em todas as direções, definindo uma superfície esférica de propagação, que será o elemento geométrico, dentro do qual podemos calcular a resistividade.

Admitindo que a distribuição das cargas elétricas em movimento nesse meio homogêneo e isotrópico seja idêntica 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, e assim definimos as *superfícies equipotenciais*. Tomando em elemento  $\bar{dr}$  como a distância radial entre duas dessas superfícies, e aplicando as equações 02 e 04, podemos obter o gradiente do potencial elétrico ( $dV$ ) entre essas duas superfícies equipotenciais, lembrando que a área  $A$ , definida na equação 02, será àquela correspondente a área de uma semiesfera ( $2\pi r^2$ ), e o comprimento do cilindro  $L$  se tornará a distância linear entre duas frentes esféricas equipotenciais distintas ( $dr$ ), o que resultará nas equações 05 e 06:

$$dV = I R = I \left( \rho \frac{L}{A} \right) \quad (05)$$

$$dV = I \left( \rho \frac{\bar{dr}}{2\pi r^2} \right) \quad (06)$$

Lembrando que o campo elétrico  $\mathbf{E}$  pode ser determinado a partir do gradiente do potencial elétrico  $V$  (escalar) pela equação 07 (GANDOLFO, 2007),

$$\vec{E} = - \nabla V \quad (07)$$

e que o gradiente do potencial elétrico em função do raio da semiesfera  $r$  é definido pela equação 8,

$$\vec{E} = - \frac{dV}{dr} = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (08)$$

observamos 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 ( $dr$ ) em relação a diferença de potencial entre dois pontos ( $\Delta V$ ) e, por isso, utilizando-se da diferença de potencial entre dois pontos distintos em um campo elétrico, que é definida pela integral de linha do campo elétrico ( $E$ ) ao longo do caminho  $dr$ ,

$$V_p = - \int_r^\infty \vec{E} dr \quad (09)$$

e, combinando as equações 08 e 09, admitindo que a resistividade  $\rho$  e a corrente elétrica  $I$  são constantes, podemos calcular o potencial elétrico no ponto P ( $V_P$ ) pela integração ao longo de qualquer caminho  $r$  dessa superfície semiesférica em profundidade.

$$-\int_r^\infty \frac{\rho I}{2\pi r^2} dr = -\frac{\rho I}{2\pi} \int_r^\infty \frac{1}{r^2} dr \quad (10)$$

$$V_P = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (11)$$

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 até o ponto P.

A equação 11 é a conhecida *relação fundamental da prospecção geofísica para os métodos elétricos*, 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 eletrorresistividade, que é baseado na medição da diferença de potencial entre dois pontos, e não do campo elétrico.

A equação 11 pode ser utilizada para se chegar ao objetivo da prospecção pelo método da eletrorresistividade, que é o da determinação da distribuição de resistividade  $\rho$  no subsolo, já que é conhecido o valor da corrente injetada ( $I$ ) e medido o valor da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) 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 11 chegamos à equação 12, na qual podemos melhor visualizar o cálculo da resistividade, onde  $\Delta V$  é diferença de potencial medida,  $I$  a corrente elétrica,  $\rho$  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, a qual, em um meio homogêneo e isotrópico, será igual a distância  $r$ .

$$\rho = 2\pi r \frac{dV}{I} \quad (12)$$

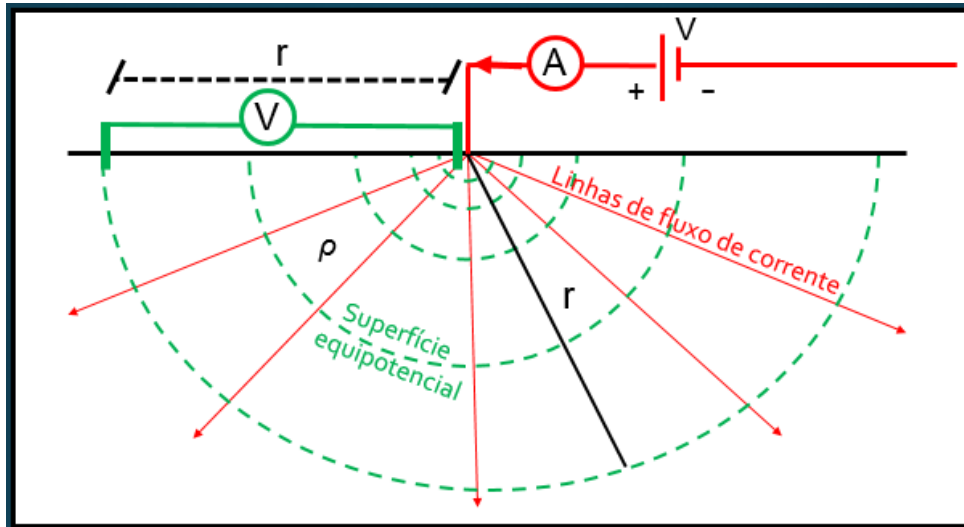


Essa relação permite afirmar que a *resistividade em subsuperfície*, definida em um semiespaço esférico, homogêneo e isotrópico em todas as direções, pode ser calculada a partir de um fator geométrico ( $2\pi r$ ), multiplicado pela resistência elétrica ( $\Delta V/I$ ) definida entre o ponto de injeção de corrente e outro ponto qualquer à distância  $r$  desse, e 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

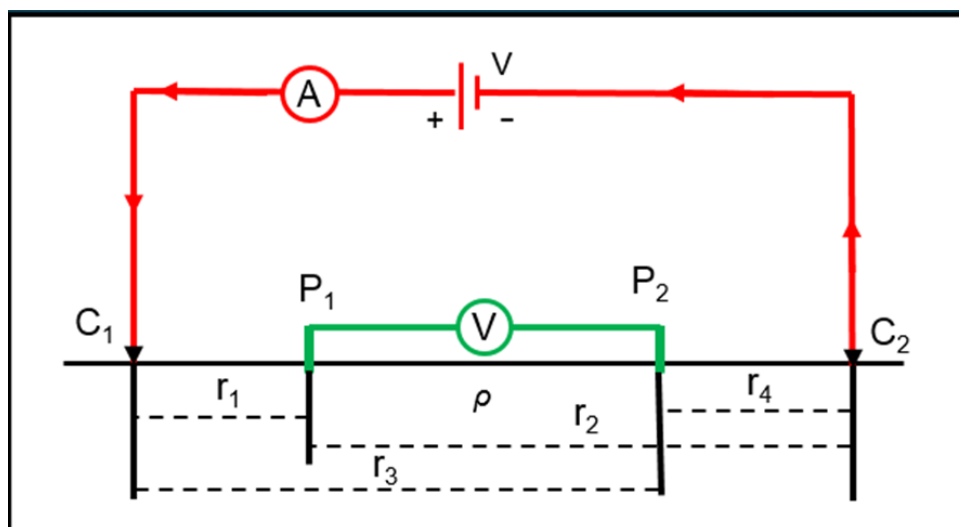
Na Figura 02, apresentada na dedução da *relação fundamental da prospecção geofísica pelos métodos elétricos* apresentada anteriormente, podemos imaginar um arranjo de campo hipotético para se determinar a resistividade, no qual se conecta um amperímetro em série ao cabo de alimentação do eletrodo de 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 que se possa medir a diferença de potencial ( $\Delta V$ ) entre esses dois pontos, 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 uma 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 11).



**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 voltímetro 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 grandes distâncias.

Um arranjo de campo disposto em uma forma mais adequada para os fins propostos pelo método da eletrorresistividade na prospecção geofísica é aquele em que os eletrodos de potencial seriam fixados o mais próximo possível dos eletrodos de corrente, similar ao arranjo apresentado na figura 04, também conhecido como *Arranjo Schlumberger*, que é muito utilizado na Sondagem Elétrica Vertical (SEV), a qual será detalhada em capítulo à 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  $P_2$ , são 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, muito utilizado no método da Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

Neste arranjo, dois eletrodos de potencial ( $P_1$  e  $P_2$ ) são dispostos em alinhamento 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 11 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 11, 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.

$$V_{P1} = \int_{r_1}^{r_2} \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr \quad (13)$$

$$V_{P1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (14)$$

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

$$V_{P2} = \int_{r_3}^{r_4} \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr \quad (15)$$

$$V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (16)$$

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

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} \quad (17)$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (18)$$

Rearranjando os termos da equação anterior para isolar a resistividade  $\rho$  chegamos à equação 19:

$$\rho = \frac{dV}{I} 2\pi \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]^{-1} \quad (19)$$

A equação 19 nos mostra que, assim como em um cilindro, a *resistividade elétrica em subsuperfície* pode ser 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.

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (20)$$

Analisando a equação 19, 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*.

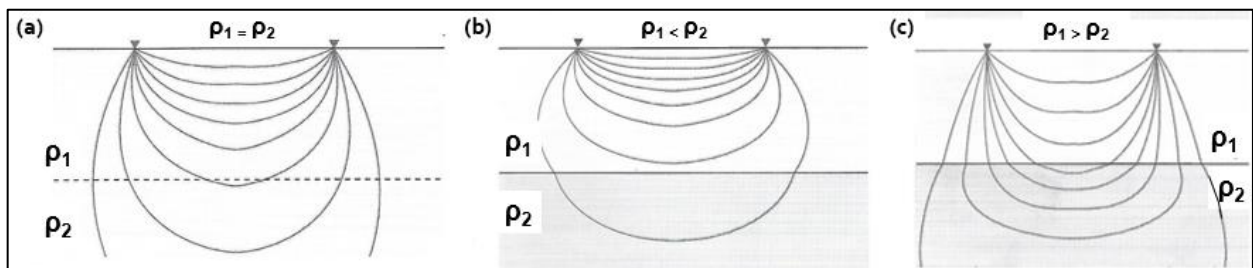
#### 2.1.1.2 Resistividade Aparente

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 um 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 (GALLAS,2000), haja vista o arranjo ser influenciado como um todo pela variação

tridimensional da resistividade local, bem como apresentar valores diferentes de resistividade a cada mudança na disposição dos eletrodos, o que obriga o interprete a utilizar-se 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* ( $\rho_a$ ), 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  $\rho_1$  a resistividade elétrica na primeira camada e  $\rho_2$  a resistividade elétrica da segunda camada a partir da superfície.

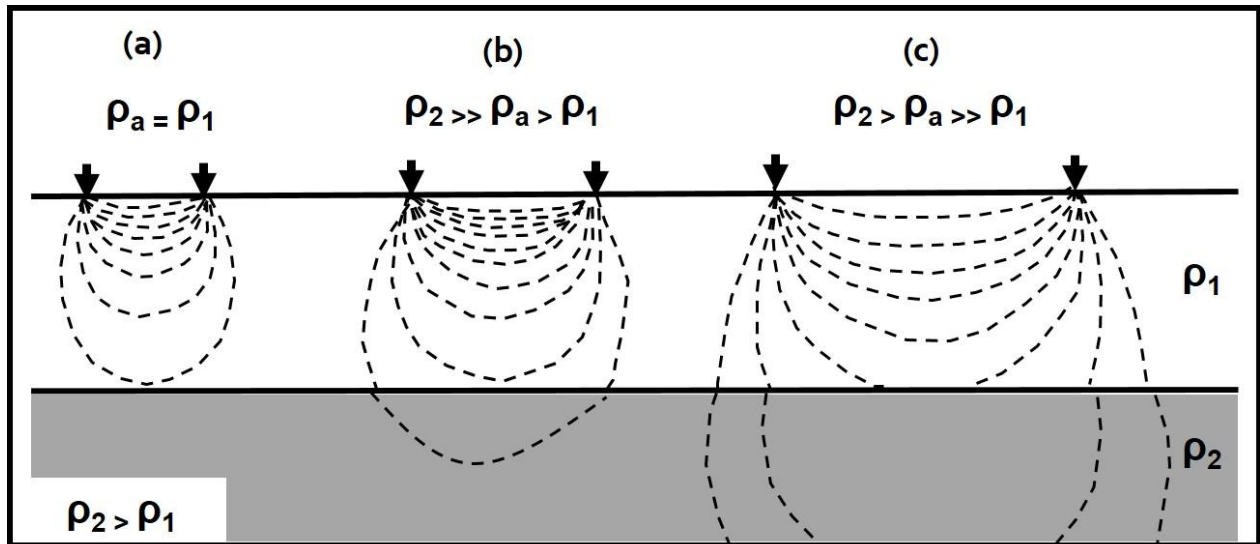


**Figura 05** – Distribuição qualitativa do fluxo de corrente em subsuperfície na presença de uma interface horizontal que separa duas camadas de resistividades distintas. (a) Superfície homogênea e isotrópica; (b) Camada mais profunda com resistividade maior que a camada mais rasa; (c) Camada mais profunda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

No primeiro modelo, apresentado na figura 5(a), temos  $\rho_1 = \rho_2$  o que torna o meio homogêneo e, desta forma, o fluxo de corrente obedece a relação fundamental da equação 11, e a resistividade aparente  $\rho_a$ , determinada pelo método da eletrorresistividade, será idêntica a resistividade verdadeira. No segundo modelo de camadas, apresentado 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 uma parte menor 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 ( $\rho_a > \rho_1$ ). No terceiro modelo, apresentado 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 ( $\rho_a < \rho_1$ ).

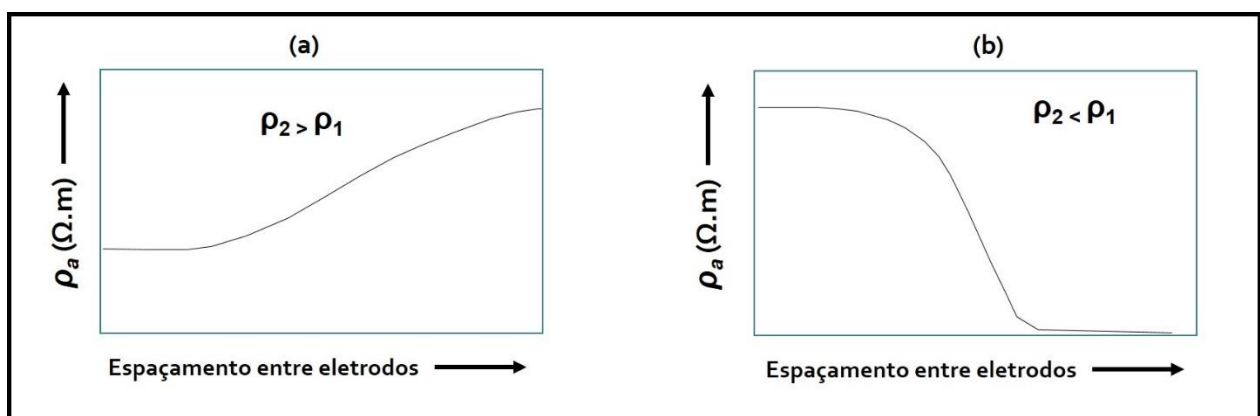
Uma outra característica importante na prospecção geofísica pelo método da eletrorresistividade, que também influencia no valor da resistividade aparente, é o espaçamento utilizado entre os eletrodos de corrente, um parâmetro a ser observado para que o fluxo de corrente também consiga energizar as camadas geoeletricas mais profundas, pois quanto maior a profundidade da interface das camadas, menor será a parcela do fluxo de corrente nas camadas mais profundas, e o valor da resistividade aparente  $\rho_a$ , 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 ( $\rho_1 < \rho_2$ ). 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 influenciada pela camada mais profunda, cuja resistividade é maior do que a da primeira camada ( $\rho_2 > \rho_1$ ). 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 profunda 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 os eletrodos permite que parte do fluxo de corrente atravesse a interface e aumente o valor da resistividade aparente  $\rho_a$ . (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  $\rho_a$  (Adaptada de BURGER et. al, 1992).

Essa característica peculiar do método da eletrorresistividade permite interpretar graficamente a sucessão de camadas geoeletricas horizontais, utilizando-se a técnica de plotar os dados de resistividade aparente  $\rho_a$ , em função do espaçamento entre os eletrodos de corrente. Essa técnica de interpretação permite avaliar, pela tendência da curva, se a camada inferior será mais ou menos resistiva do que a superior, conforme modelo apresentado na figura 07, sendo essa a base da interpretação da SEV.

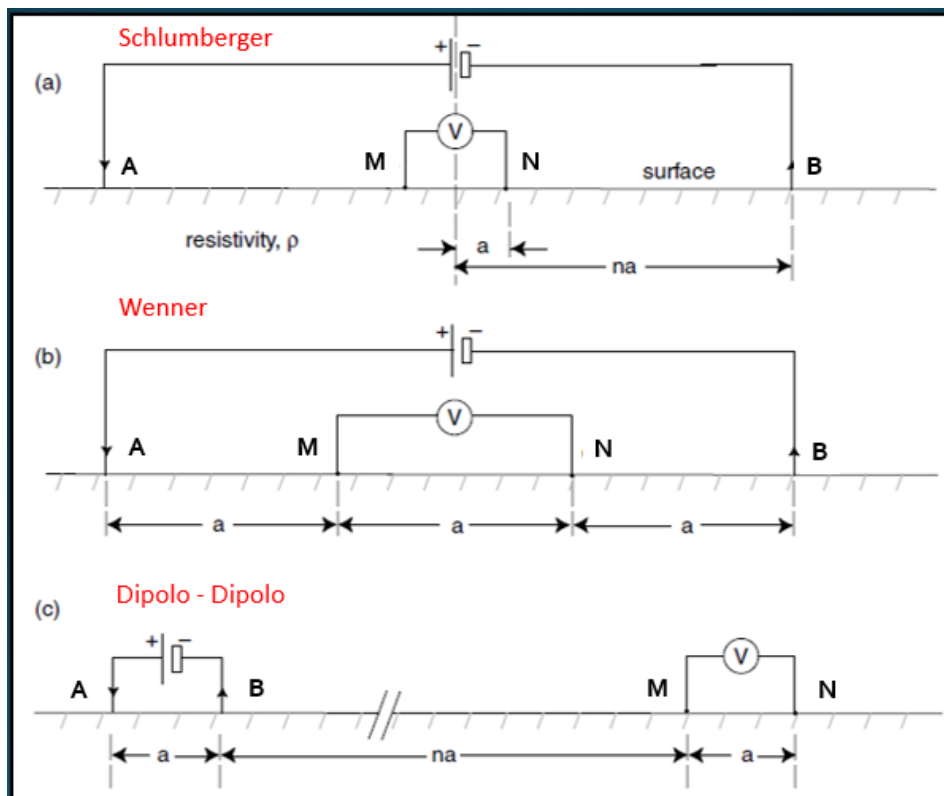


**Figura 07** – Gráficos estimados da resistividade aparente ( $\rho_a$ ) pelo espaçamento entre eletrodos de corrente em duas situações geoeletricas hipotéticas, propostas para um modelo simples de duas camadas, tendo a primeira resistividade igual a  $\rho_1$  e a segunda resistividade  $\rho_2$ . (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 uma técnica de investigação pontual, como a Sondagem Elétrica Vertical (SEV), no entanto, se o objetivo é o de avaliar a variação lateral (horizontal) da resistividade  $\rho(x)$ , se opta pela técnica do Caminhamento Elétrico (CE), cujo procedimento de campo se dá pelo deslocamento horizontal do arranjo ao longo da superfície.

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



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



O arranjo Schlumberger, apresentado na Figura 8(a), fornece uma boa resolução vertical e, por isso, é muito utilizado na técnica da SEV, tendo sido concebido para investigação pontual, apresentando como resultado final um perfil de resistividade por profundidade  $\rho(z)$ . Os *eletrodos de potencial MN* são mantidos fixos no centro do arranjo, 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  $\rho_a$  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  $K$  (vide equação 20), para a matriz Schlumberger, é definido pela equação 21:

$$K = \frac{(n-1)(n+1)\pi a}{2} \quad (21)$$

A Sondagem Elétrica Vertical (SEV) tem como vantagem a grande penetração em profundidade, mas para isso é necessário que se tenha um aumento suficientemente grande na distância AB, já que o arranjo exige longas conexões de fios que devem ser reposicionadas a cada medição, no entanto, apresenta desvantagens quanto à resolução horizontal, que é limitada pela variação lateral de resistividade, sendo uma excelente técnica para áreas com camadas geoeletricas plano paralelas.

Na condição da distância entre os eletrodos de corrente AB ser muito maior do que a distância entre os eletrodos de potencial, ou seja,  $AB \gg MN$  (situação recorrente no arranjo Schlumberger), o fator geométrico  $K$  pode ser determinado, a partir da equação 19, em função da metade da abertura entre os eletrodos de corrente AB ( $AB/2$ ), o que resulta na equação 22 (KIRSH, 2009).

$$K = \frac{\pi}{MN} \left( \frac{AB}{2} \right)^2 \quad (22)$$

A técnica do Caminhamento Elétrico (CE) pelo arranjo Wenner, apresentado na figura 8(b), foi concebida para 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 pseudo-resistividade, conforme o arranjo é movido horizontalmente na superfície ao longo de uma linha. O fator geométrico  $K$  é definido para o arranjo Wenner pela equação 22:

$$K = 2\pi a \quad (22)$$

O espaçamento entre os eletrodos ( $a$ ) define a profundidade de investigação no 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 então a função do eletrodo B na aquisição seguinte).

A configuração da técnica de Caminhamento Elétrico (CE), pelo 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 si, entretanto agora os dois pares de eletrodos estão separados por uma distância  $na$ , onde  $n \gg 1$ .

O fator geométrico para o arranjo Dipolo-Dipolo é definido pela relação 23:

$$K = \pi n(n + 1)(n + 2)a \quad (23)$$

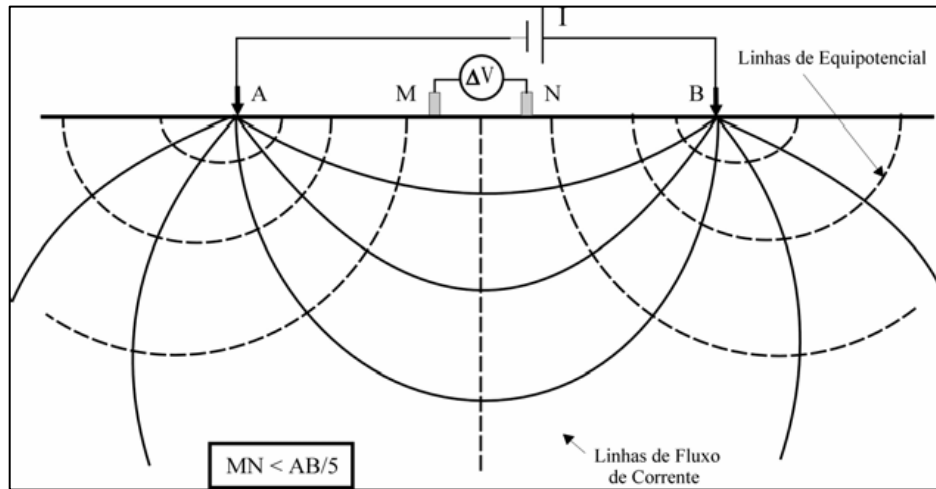
O arranjo Dipolo-Dipolo foi criado para agregar as vantagens da sondagem do tipo Schlumberger, que possui excelente resolução em profundidade, e as vantagens do perfil lateral Wenner, que possui excelente resolução lateral e, por isso, foi o escolhido para

ser utilizado no presente trabalho, no entanto, há problemas na aquisição, pois 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 geoeletricas apresentam interfaces horizontais ou sub-horizontais, e cujo resultado pode ser comparado a uma perfilagem elétrica vertical, 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  $\Delta V$  em milivolts (M e N), sendo os quatro dispostos em linha reta ao longo do ponto central, definido pela metade da distância entre M e N, tornando-se este o ponto de aquisição vertical da resistividade aparente  $\rho_a$ , 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 vertical da resistividade aparente em relação à profundidade. (SOUZA, 2007).

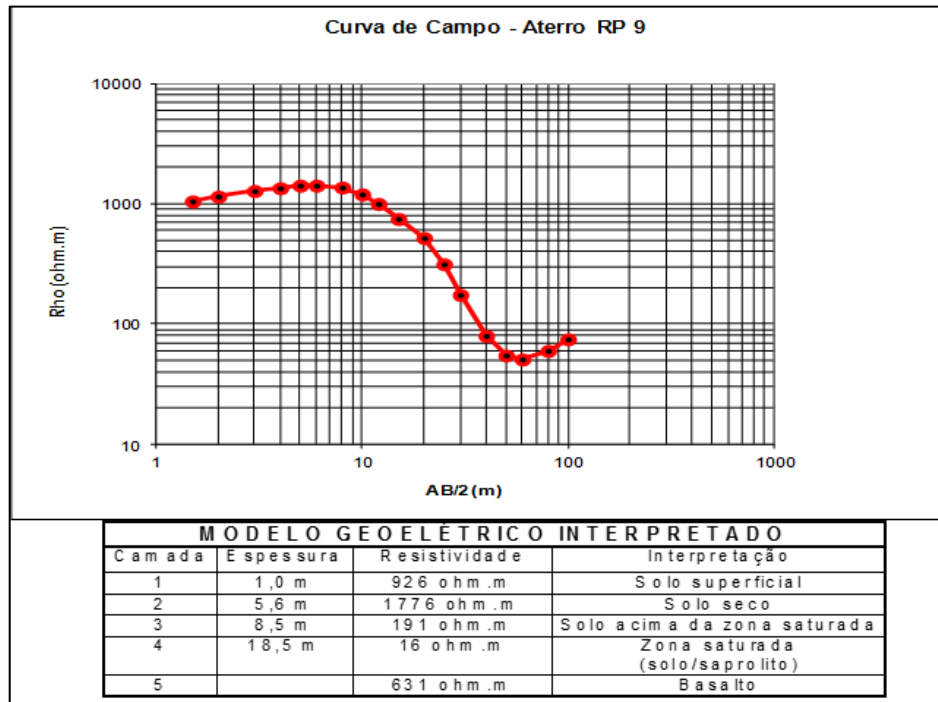
O arranjo Schlumberger costuma ser adquirido com uma distância MN fixa, todavia isso nem sempre é possível de ser mantido, pois para grandes aberturas dos eletrodos de corrente AB, a distância entre esses e os eletrodos de potencial, influencia negativamente na intensidade do sinal de tensão medido entre M e N, o que é contornado pelo aumento da distância entre os eletrodos MN. Esse ajuste durante a aquisição 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 inicia-se de forma gráfica, onde são plotados os valores de resistividade aparente  $\rho_a$ , 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 e, desta forma, admitindo-se que a resistividade varia somente com a profundidade, se pode estimar a resistividade e a profundidade de cada camada geológica pelo ajuste de uma curva sintética aos dados de campo, método este que foi utilizado nesse trabalho, com o auxílio do software IPIWIN (MOSCOW 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 sanitário de Ribeirão Preto por ELIS (2000).



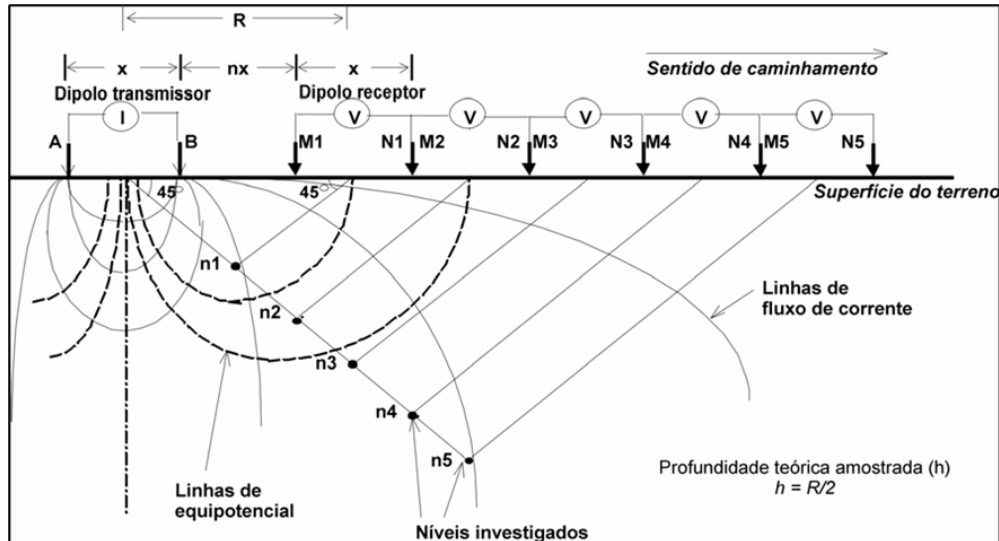
**Figura 11** – Gráfico de resistividade aparente  $\rho_a$  (Rho) por  $AB/2$  em uma aquisição geoeletrica de SEV pelo arranjo Schlumberger. Dados de campo na cor preta (pontuais) e curva sintética ajustada na cor vermelha. Modelo de camadas geoeletricas horizontais resultantes do ajuste e a correspondente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

### 2.1.3 Caminhamento Elétrico (CE)

O arranjo de quatro eletrodos utilizado na aquisição de dados geoeletricos na pesquisa por água subterrânea foi o Dipolo-Dipolo, cujo procedimento de campo se deu pela técnica do caminhamento elétrico. Neste tipo de aquisição move-se todo o arranjo lateralmente, no intuito de se obter uma seção da variação lateral da resistividade em subsuperfície, até uma profundidade máxima definida pela geometria do arranjo, cuja disposição superficial dos quatro eletrodos, apresentada na figura 8(c), é detalhada na figura 12.

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

assim 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, desta forma, cada par de dipolos AB x MN representa um nível de investigação em profundidade, que se estima ocorrer também na profundidade de  $R/2$ .



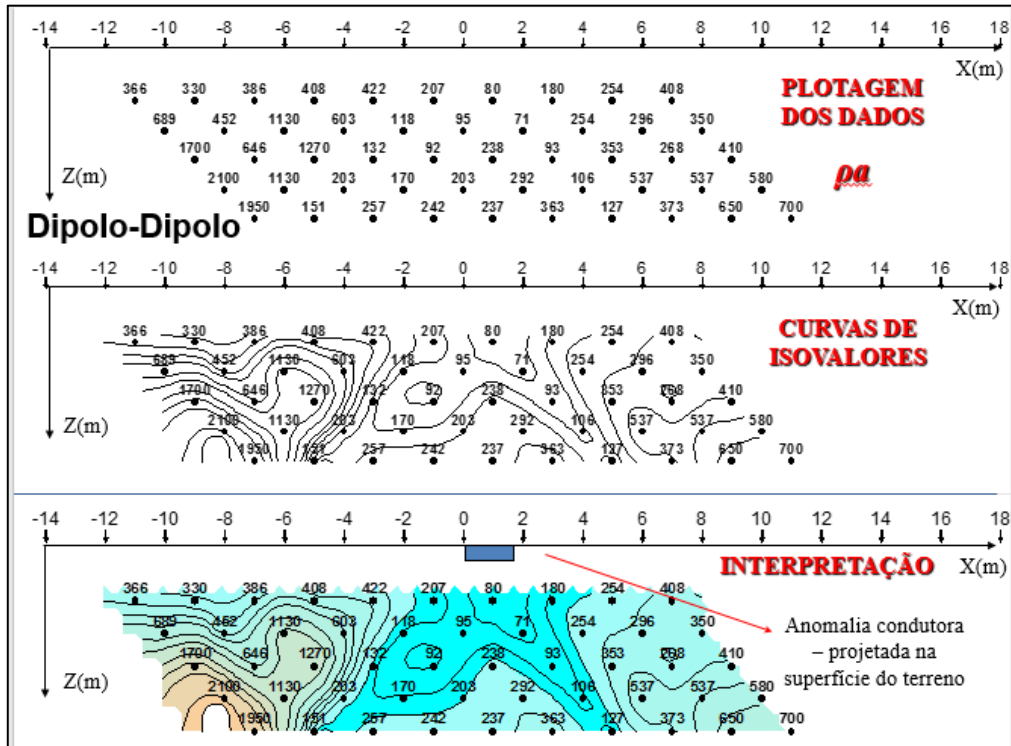
**Figura 12** – Geometria da aquisição geoeletrica pelo arranjo Dipolo-Dipolo, no qual a profundidade teórica amostrada é definida pela metade da distância entre os pontos médios de cada par de eletrodos *corrente x potencial* (SOUZA, 2007).

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, teoricamente, o ponto máximo de investigação em profundidade de todo o caminhamento elétrico  $n_5 = R/2$ .

Na teoria, a técnica do caminhamento elétrico pelo arranjo de campo Dipolo-Dipolo poderia ser utilizada 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 plotados numericamente a cada passo do

caminhamento, sendo após isso 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 (níveis) correspondem a profundidades teóricas.



**Figura 13** – Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente adquirida utilizando-se o arranjo Dipolo-Dipolo. (ELIS, 2000).

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 em 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 perpendiculares ao caminhamento podem influenciar as medidas de potencial.

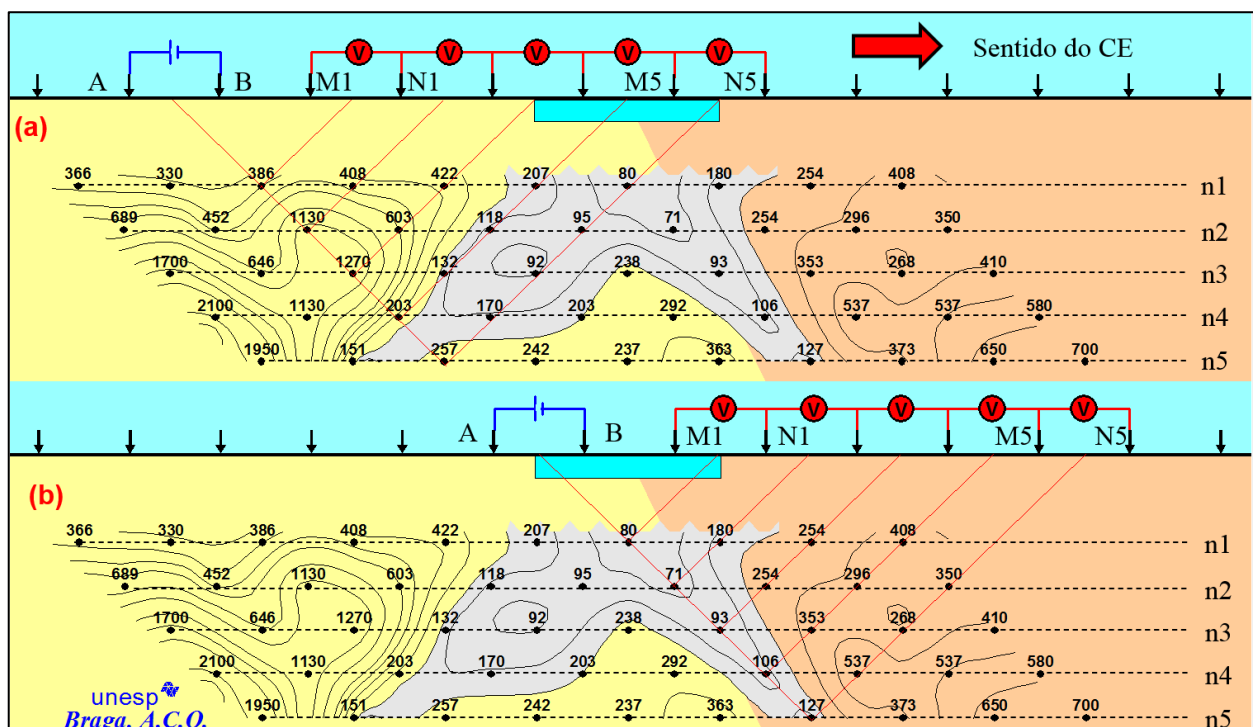
### 2.1.3.1 Efeito de Eletrodo

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



de falha, fratura, etc), e 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*.

Um exemplo deste efeito pode ser visto na figura 14, a qual simula uma região de anomalia condutiva próxima à superfície, e nela se pode verificar que o fenômeno ocorre pelo deslocamento dos eletrodos em um certo sentido, de tal forma que, conforme o arranjo se aproxima da anomalia mais condutiva, o último dipolo de potencial passa a adquirir dados sob a influência da zona de resistividade anômala e, sendo assim, o nível de aquisição mais profundo ( $n_5$ ) começa a apresentar valores de resistividade aparente mais baixos e, à medida que os outros dipolos passam pela mesma zona anômala, os níveis mais rasos de aquisição começam também a apresentar menores valores de resistividade aparente.



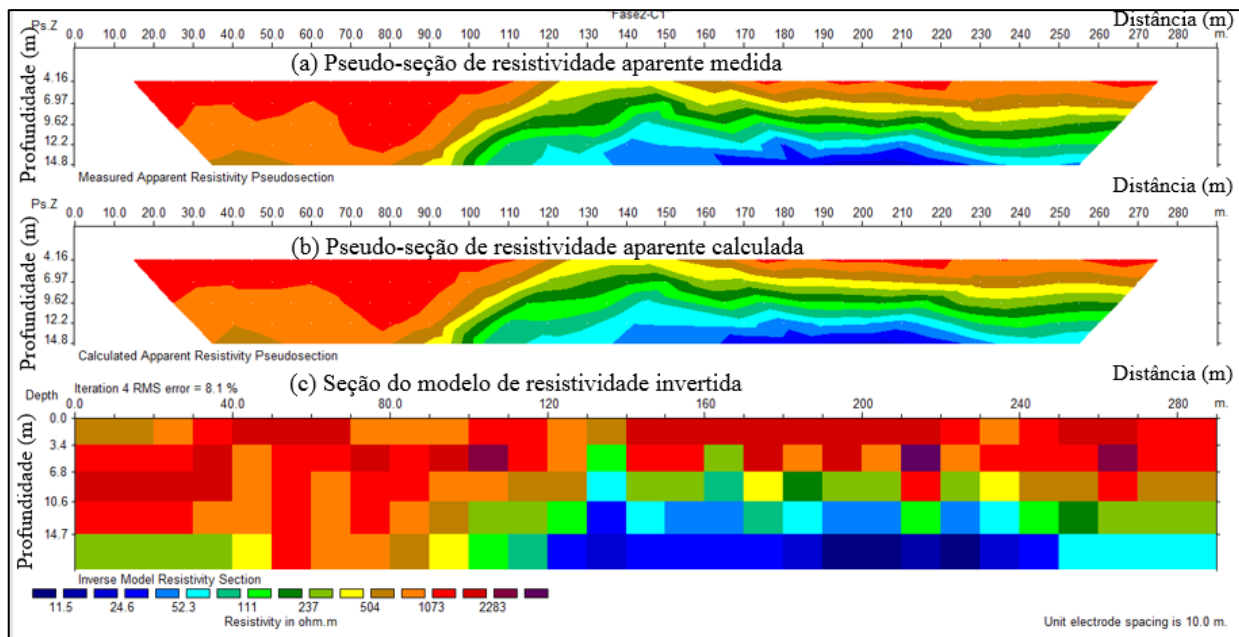
**Figura 14** – Exemplo do efeito Bumerangue em uma pseudo-seção de resistividade aparente. Técnica do Caminhamento Elétrico utilizando-se o arranjo Dipolo-Dipolo. (Adaptada de BRAGA, 1999).

No final, quando o dipolo de corrente AB passa enfim sobre a zona anômala, todos os níveis investigados passam a apresentar valores de resistividade aparente mais baixos, gerando na pseudo-seção 2D um efeito visual de subida e descida de baixos valores, similar ao formato de um bumerangue ou um 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 15.

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 15 c), de tal forma que os dados sintéticos reproduzam uma pseudo-seção de resistividade aparente calculada (figura 15 b), que seja a mais concordante possível com os dados adquiridos em campo, sendo a inversão determinada pelo método dos mínimos quadrados.



**Figura 15** – 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 RES2Dinv. (adaptada de ELIS, 2000).

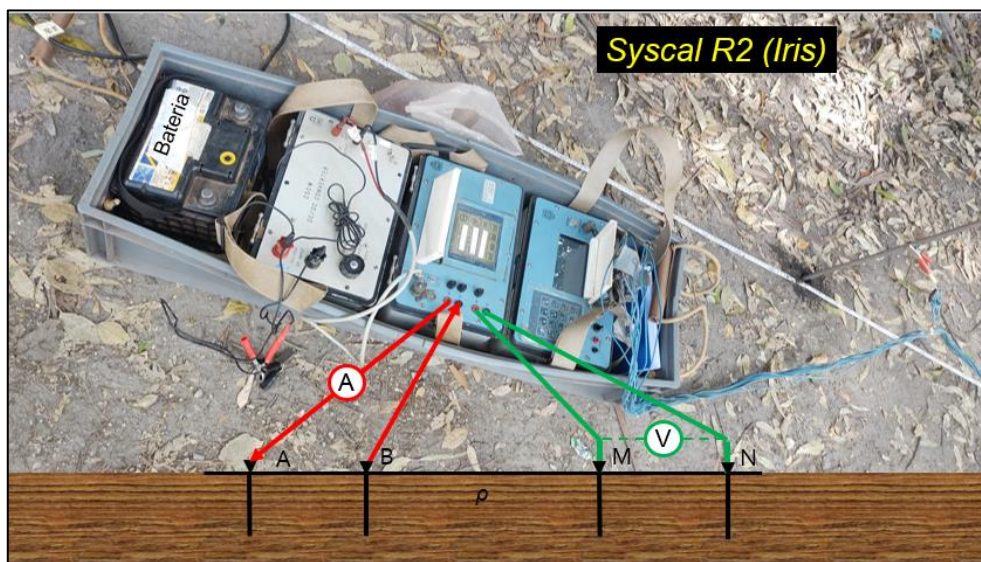
Na construção do modelo de células retangulares o programa de inversão estima apenas uma única resistividade para cada bloco, a partir das seguintes informações fornecidas pelo intérprete:

- Arranjo de campo (Ex: Dipolo-Dipolo);
- Abertura entre eletrodos (os valores adotados para a distância  $a$  e o valor  $n$ );
- Posição dos dados de campo ( $x, z$ ) e respectivas resistividades aparentes ( $\rho_a$ );
- 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 15 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 para a aquisição de dados de eletrorresistividade utilizado neste trabalho, tanto na aquisição dos dados de SEV, quanto na aquisição dos dados do caminhamento elétrico, foi o *Syscal R2*, da empresa *Iris*, de origem francesa, que é apresentado na figura 16, 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 as gravações das medidas da corrente ( $I$ ) injetada no subsolo e da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) medida entre o par de eletrodos MN.



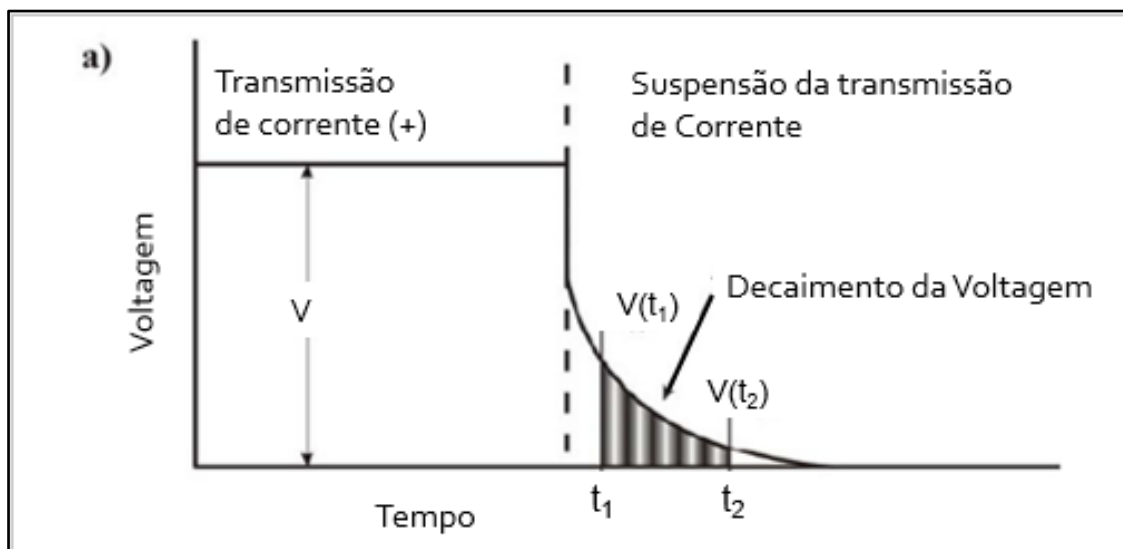
**Figura 16** – Equipamento de aquisição de eletrorresistividade *Syscal R2* em operação no campo, que foi utilizado para a aquisição de dados das Sondagens Elétricas Verticais (SEV), dos Caminhamentos Elétricos (CE) e de Polarização Induzida (IP).

A corrente fornecida para o par de eletrodos de corrente AB possui um range de operação de 500 mA a 5 A, e para a leitura da diferença de potencial elétrica, medida entre os eletrodos MN, apresenta um range de 10 mV a 20 V.

O equipamento Syscal R2 se encontra apto a operar em corrente contínua ou alternada de baixa frequência, e também pode ser utilizado para aquisição de dados de IP (Polarização Induzida), sendo um equipamento muito prático e de fácil movimentação no campo.

## 2.2 Método da Polarização Induzida

O efeito de Polarização Induzida (IP) é um fenômeno elétrico provocado pela transmissão de corrente no subsolo a partir dos eletrodos AB, cujo efeito é observado como um decaimento de tensão ao longo do tempo nos eletrodos de potencial MN, logo 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). A forma de onda observada no efeito *IP no domínio do tempo (sinal contínuo)* é mostrada na figura 17.



**Figura 17** – Forma de onda observada nos eletrodos de corrente AB e de potencial MN devida ao efeito IP. (a) Efeito IP no domínio do tempo. (adaptada de GLASER, 2007).

Esse fenômeno se dá pela *polarização elétrica*, que ocorre quando certos minerais de alguns tipos de rocha são colocados sob o efeito de um campo elétrico, cuja intensidade é proporcional a uma característica física conhecida como *cargabilidade (M)*, que na prospecção geofísica é um parâmetro indicativo da capacidade de um material geológico acumular carga elétrica.

Essa energia elétrica armazenada nas rochas ocorre por processos eletroquímicos, sendo que 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)

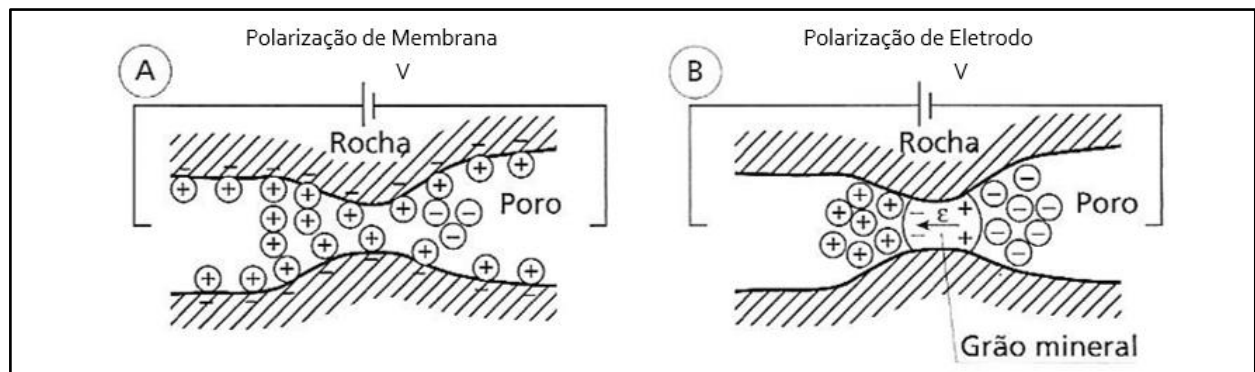
O fluxo de corrente que se propaga no subsolo pode se dar pelo movimento dos íons em solução aquosa e/ou eletronicamente pelos minerais metálicos, quando estes se fazem presentes, que, segundo ORELLANA (1972), ocorre por dois mecanismos eletroquímicos principais: 1- Polarização de Membrana; 2- Polarização de Eletrodo.

### **2.2.1 Polarização de Membrana**

Um dos processos em que ocorre acumulação de cargas elétricas em subsuperfície é o de *polarização de membrana*, também conhecido como *polarização não metálica ou eletrolítica*. Esse fenômeno é caracterizado por uma concentração anômala de íons positivos na solução eletrolítica, que se encontra no espaço intersticial das rochas ricas em argila, e tal concentração ocorre quando as rochas argilosas, que possuem carga elétrica total negativa, são submetidas a uma diferença de potencial elétrico (V), atraindo assim uma nuvem de íons positivos, que se fixam nas paredes de seus pequenos poros, conforme apresentado na figura esquemática 18(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*, o qual 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 18** – 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 18 (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 apresenta uma natureza controversa, pois o conhecimento físico nos 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, os 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, o qual 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 17.

### **2.2.3 IP no domínio do tempo**

O efeito IP no domínio do tempo, apresentado na figura 17, 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 24:

$$M = \frac{1}{V_C} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (24)$$

Onde  $V_C$  é a tensão da fonte (AB),  $t_1$  e  $t_2$  os limites temporais de integração e  $V(t)$  a tensão nos terminais de potencial (MN), medida ao longo do tempo de decaimento (figura 17).

A unidade da cargabilidade definida pela equação 24 é o  $[V] \cdot [s] / [V]$ , ou seja, a cargabilidade  $M$  é medida em unidades de tempo e, pelo fato da tensão  $V(t)$ , medida durante o efeito IP, ser da ordem de  $mV$  e, por isso, muito menor do que a tensão 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 materiais, obtidos através da aplicação de um sinal de onda quadrada, com duração de 3 s, e tempo de integração do decaimento de 0,02 s a 1 s.

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*, que foi utilizado no modo de sondagem vertical (pontual), no domínio do tempo, utilizando-se a mesma configuração do arranjo Schlumberger na aquisição dos dados de SEV, 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 tradicional método gráfico, onde os dados de cargabilidade são analisados em relação a distância da 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 variação na distância dos eletrodos AB, se aplica um fluxo de corrente no subsolo, registrando-se uma voltagem nos eletrodos MN, logo após a fonte de corrente ser temporariamente desligada, quando então 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 ambiguidade na interpretação geofísica, já que são oriundas de fenômenos elétricos distintos.

### **2.3 Método Eletromagnético Indutivo**

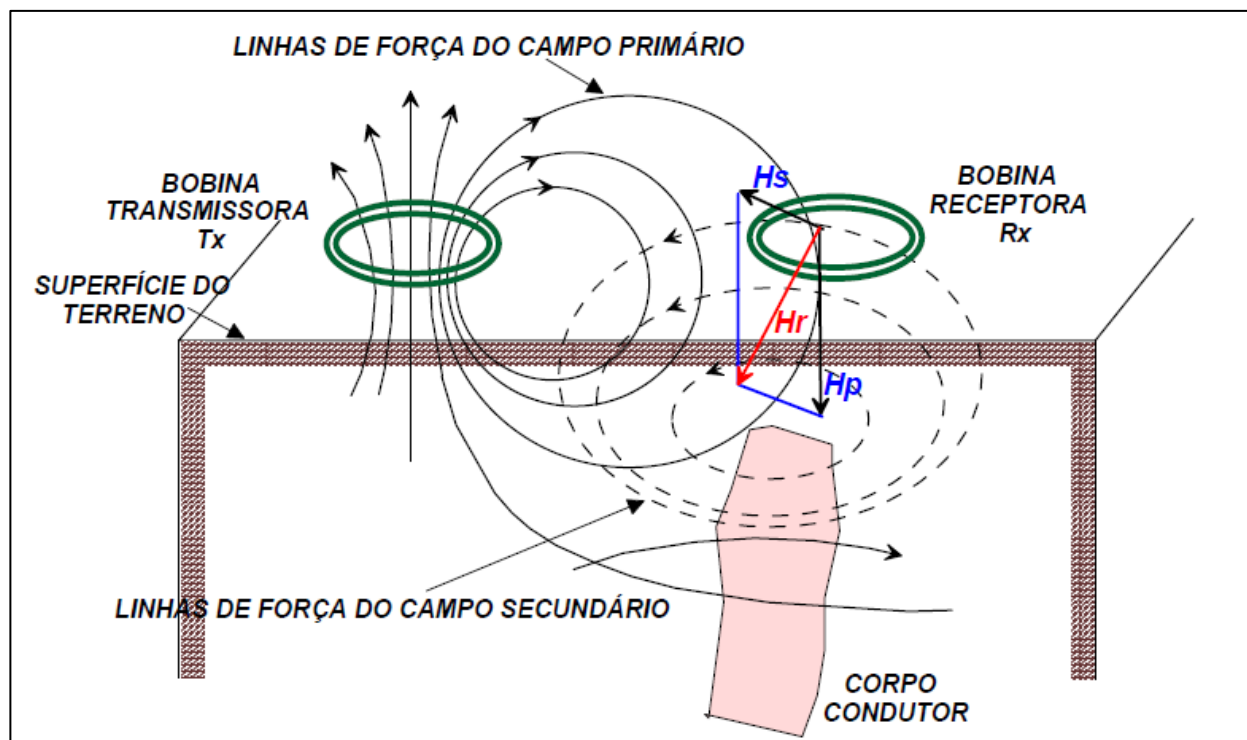
O método eletromagnético indutivo é um dos métodos de prospecção geofísica nos quais se utiliza uma fonte eletromagnética para induzir correntes elétricas no subsolo e, por este fato, sua operação não requer contato físico com o solo, sendo um dos mais indicados para utilização no modo aerotransportado, 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.

O primeiro sistema de prospecção eletromagnética utilizado em geofísica foi o *Método de Sundberg*, o qual media diretamente as componentes real (fase) e imaginária (quadratura) de um campo magnético detectado em uma bobina, em relação a uma voltagem de referência (PARANIS, 1991), sendo publicado em 1936 sob o título de *“Princípios dos Métodos Geométricos Suecos”* (SUNDBERG, 1966).

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 são conhecidos pela sigla TDEM (Time Domain Eletromagnetic) e os do domínio da frequência 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 realizada 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 19, 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, no qual se encontra enterrada uma placa metálica de excelente condutividade.



**Figura 19** – Diagrama ilustrativo do método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FDEM), com as bobinas transmissora ( $T_x$ ) e receptora ( $R_x$ ) no modo coplanar horizontal. (GANDOLFO, 2007).

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 ( $H_r$ ), 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 25), cujo enunciado nos informa que uma f.e.m (força eletro motriz -  $\xi$ ) induzida em um corpo condutor será igual a taxa de variação do fluxo magnético ( $\Phi_B$ ) 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.

$$\xi = \oint \vec{E} ds = - \frac{d\Phi_B}{dt} \quad (25)$$

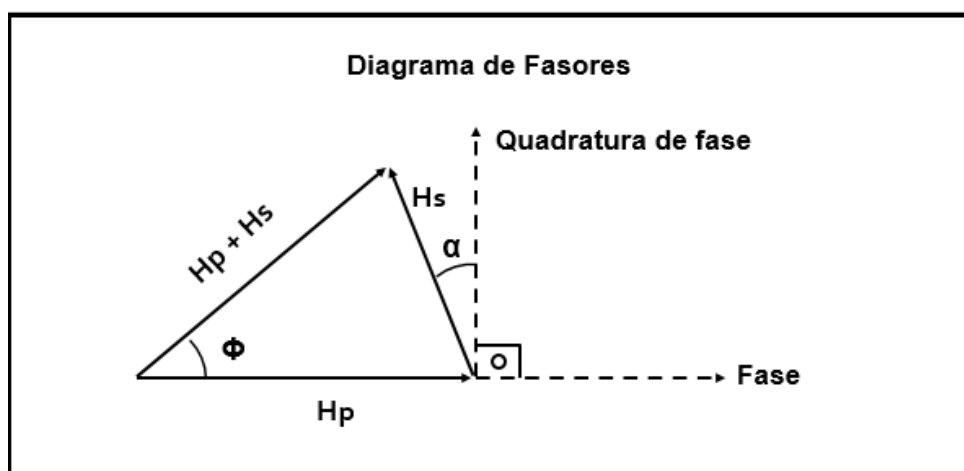
A equação 25 afirma que um campo elétrico  $E$ , em uma trajetória fechada, indicada pela integral de linha sobre um comprimento  $ds$ , devido a uma f.e.m, gera um fluxo magnético variável, o que também implica dizer que, um campo magnético variável induz um campo elétrico.

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  $H_P$ , gerado em forma de uma senoide, cuja

derivada no tempo será necessariamente um sinal cossenóide e, por isso, o campo elétrico induzido (ou a f.e.m) em subsuperfície e, conseqüentemente, o campo secundário  $H_s$ , estará necessariamente defasado de  $90^\circ$  em relação ao campo indutor primário, considerando-se o caso de um condutor perfeito, no qual a sua indutância natural ( $L$ ) seja desprezível.

Condutores perfeitos não existem de forma natural, muito menos no meio geológico, por isso admite-se que, mesmo as regiões mais condutivas possuem também 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  $\alpha$ , em relação ao campo secundário.

O diagrama de fasores, apresentado na figura 20, mostra as correlações de fase e amplitude dos campos primário ( $H_p$ ) e secundário ( $H_s$ ) em relação a referência de fase e quadratura de fase (defasagem de  $\pi/2$  em relação à referência de fase), incluindo a soma vetorial deles,  $H_r = H_p + H_s$  (o que de fato se mede na bobina  $R_x$ ), que também terá uma defasagem angular  $\phi$  em relação ao campo primário, durante a aquisição de dados pelo método FDEM.

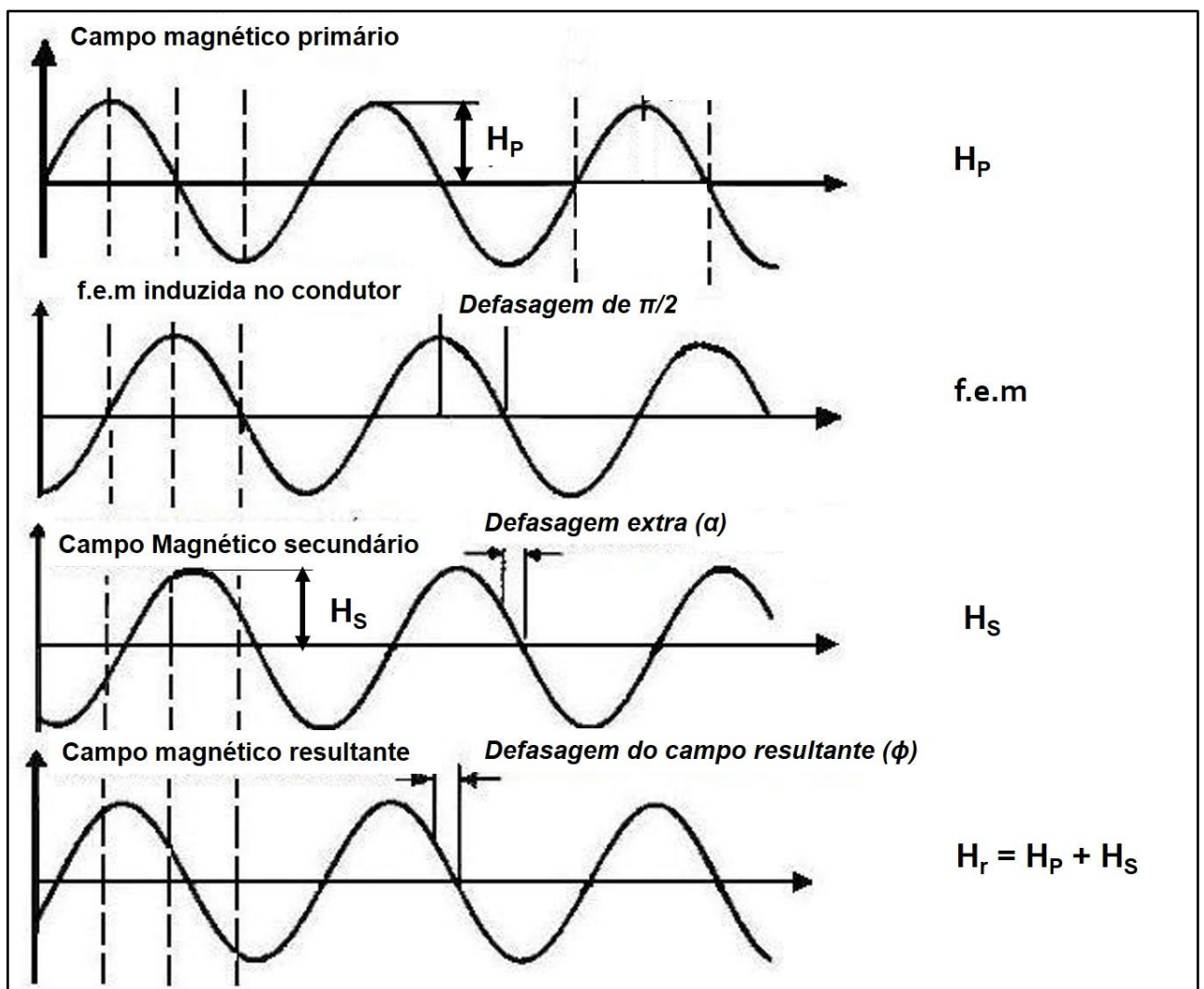


**Figura 20** – Diagrama de fasores dos campos magnéticos primário  $H_p$  e secundário  $H_s$  no método da indução eletromagnética no domínio da frequência (FDEM), em relação às referências em fase e quadratura de fase (SAAR, et. al. 2005).

A defasagem entre os campos magnéticos secundário e primário será definida por um ângulo de  $\pi/2 + \alpha$ . Na presença de bons condutores, o ângulo  $\alpha$  se aproxima 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 apresentar um valor entre  $\pi/2$  e  $\pi$ . As formas de onda geradas pelo método, correspondentes a utilização de um sinal senoidal como fonte do campo primário  $H_p$ , são apresentadas na figura 21.

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 em 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, assunto que será detalhado mais à frente.



**Figura 21** – Formas de onda observadas no método eletromagnético no domínio da frequência (FDEM), 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, apresentado na figura 22, o qual é composto por duas bobinas, uma transmissora  $T_x$  e outra receptora  $R_x$ , que são ligadas uma à outra por um cabo de referência, que fornece o sinal em fase para servir de referência analógica na bobina receptora  $R_x$ .



**Figura 22** – 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 determinará a profundidade máxima de investigação, que é definida 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 19) ou no modo VCP (Vertical Coplanar), quando se gira o eixo das bobinas de  $90^\circ$  em relação ao modo VCP, tornando o dipolo magnético horizontal.

A tabela 04 apresenta as características 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 HCP.

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 do EM-34 (SOUZA, 2007).

A condutividade ( $\sigma$ ) do meio geológico medida pelo EM-34 é diretamente proporcional a razão entre as amplitudes da *componente em quadratura do campo secundário* em relação ao *campo primário* ( $H_S/H_P$ ) na bobina receptora, cuja intensidade é medida diretamente pela lógica eletrônica do aparelho, que assim pode ser calculada para cada profundidade específica pela frequência de operação, utilizando-se a equação 26:

$$\sigma = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left( \frac{H_S \text{ (quadratura)}}{H_P} \right) \quad (26)$$

sendo:

$\sigma$  = a condutividade em mSm/m.

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

$\mu_0$  = permeabilidade magnética no vácuo.

s = espaçamento entre as bobinas em metros.

A equação 26 é válida sob as 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* ( **$\delta$** ) (equação 27), 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.

$$B = \frac{s}{\delta} \quad (27)$$



Analisando a equação 27 podemos concluir que, um número de indução baixo ( $B \ll 1$ ), impõe que 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 pontual, cujo valor se mede no ponto médio da distância  $s$ .

A relação do *Skin Depth* com os parâmetros do meio e da geometria da aquisição é apresentada na equação 28, 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.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \omega \sigma}} = \frac{503,8}{\sqrt{\sigma f}} \quad (28)$$

sendo:

$\sigma$  = a condutividade do meio em mSm/m.

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

$\mu_0$  = permeabilidade magnética no vácuo.

A equação 28 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*.

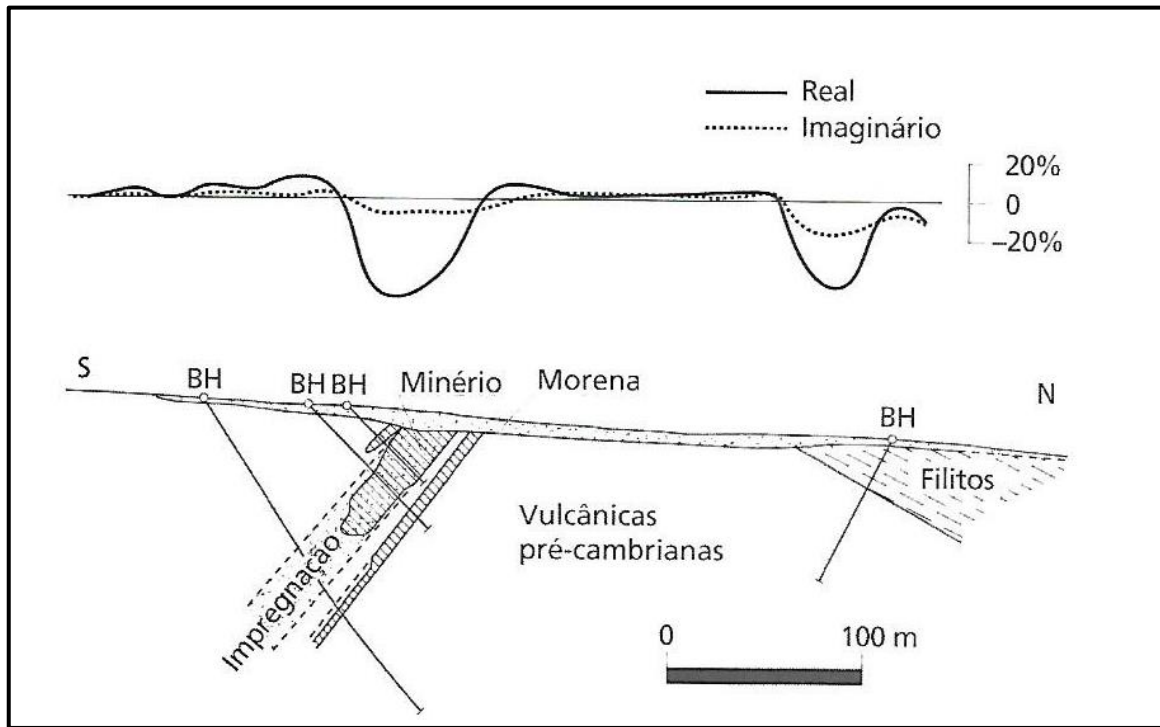
Operando-se em baixas frequências, da ordem de Hz a KHz, o *Skin Depth* se torna maior do que a separação entre as bobinas transmissora e receptora (na ordem de m), “*tornando inútil alterar a frequência em busca de informação adicional, devendo-se, para isso, variar a distância fonte-receptor*” (SPIES & FRISCHKNECHT, 1991).

### 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 de 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 (CE), conforme apresentado na figura 13.

Um outro modo de se interpretar uma aquisição pelo método FDEM é apresentado na figura 23, no qual se plota os perfis das componentes em fase (real) e quadratura (imaginária) do campo secundário  $H_s$  ao longo da topografia da região de estudo, expressando-se as duas componentes de  $H_s$  (real e imaginária) em porcentagem (%), 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  $\alpha$  ser muito pequeno (vide figura 20), 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  $\sigma$ , no equipamento EM-34.



**Figura 23** – 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 vários métodos de inversão para os dados FDEM, sendo um deles o programa de inversão denominado *EM34-2D* (MONTEIRO SANTOS, 2004), o qual foi utilizado na interpretação dos perfis de CEM adquiridos com o EM-34.

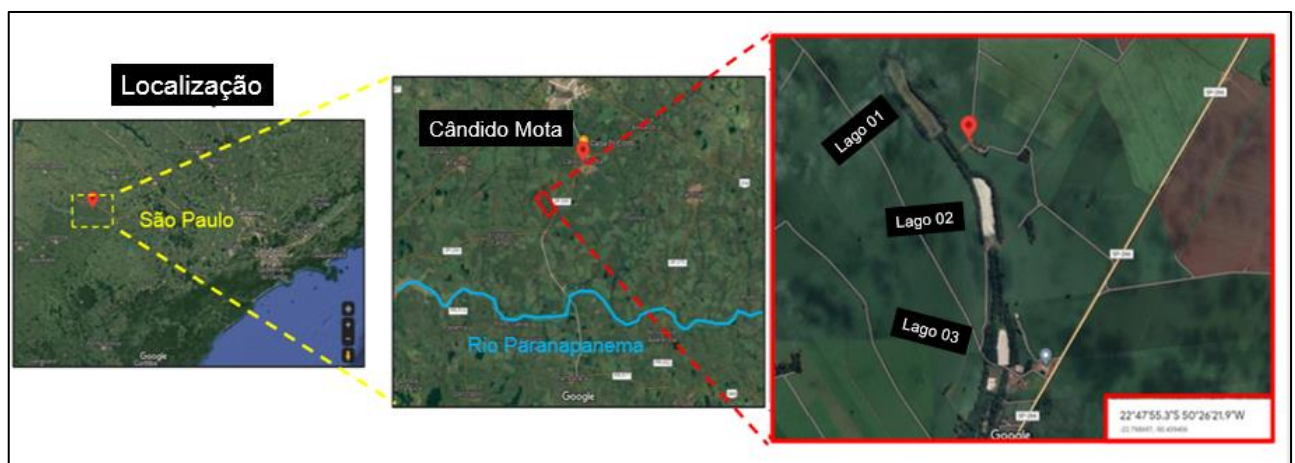
Este programa usa o algoritmo de inversão não linear apresentado em (SASAKI,1989), que se baseia em uma técnica de inversão regularizada de suavidade para dados eletromagnéticos adquiridos ao longo de perfis. O algoritmo corresponde a uma inversão 1D modificada com vínculo de suavidade 2D entre os modelos unidimensionais adjacentes. Assim, é possível obter a resposta em termos de variação da condutividade elétrica por profundidade real, para todos os pontos medidos que, uma vez interpolados, permitem a criação de uma imagem 2D da condutividade em subsuperfície.

Nesse caso, os valores de condutividade e profundidade interpretados não são mais aparentes, fornecendo uma seção real 2D da 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 (figura 24), que está situada a cerca de sete 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. As rochas vulcânicas da região, além de camadas de basalto maciço, se apresentam também em camadas estratificadas em zonas de vesículas e amígdalas, zonas alteradas e/ou fraturadas e com a presença de paleossolos intraderrames, que normalmente são os melhores aquíferos.

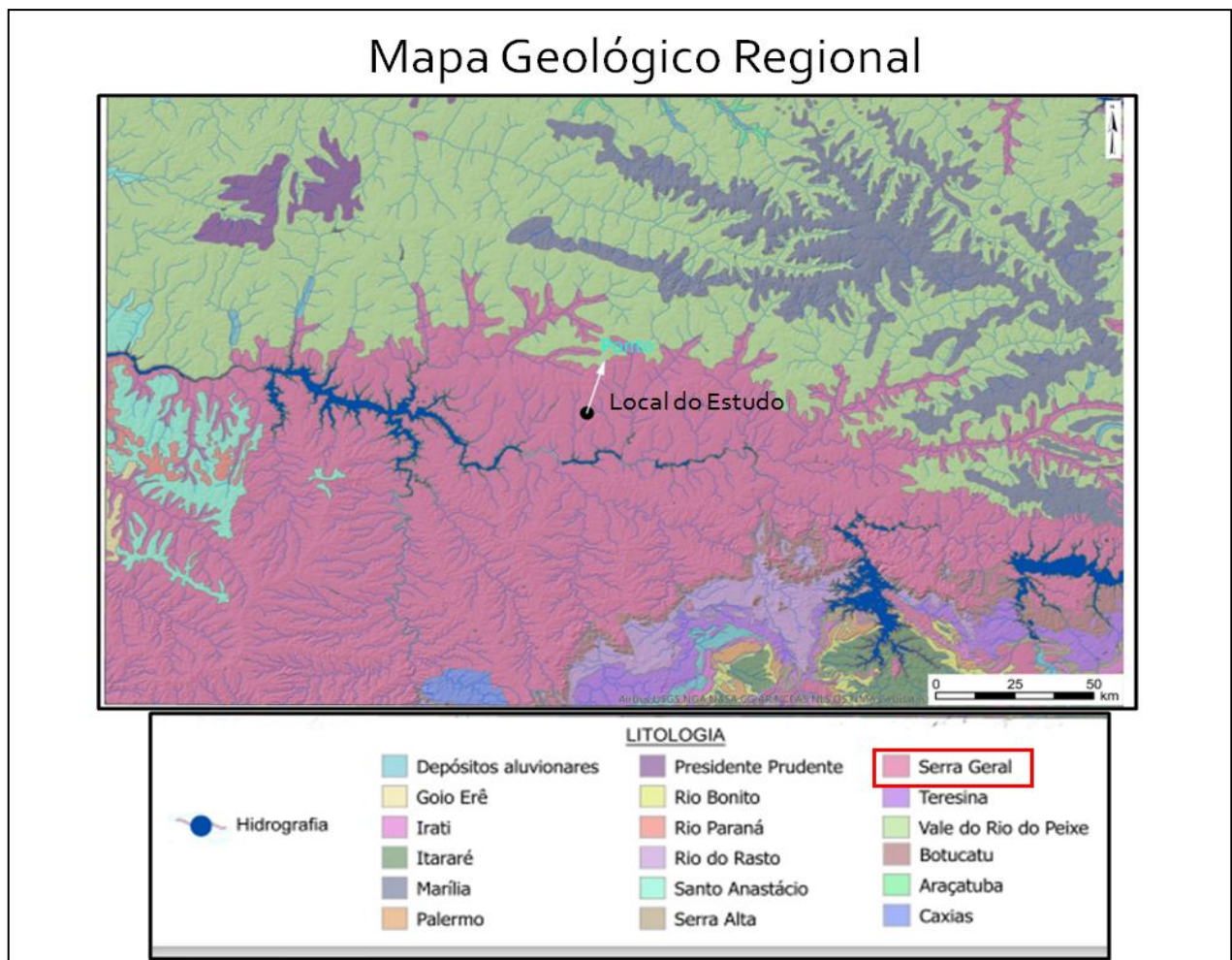


**Figura 24** – Região rural de Cândido Mota – SP com a área de estudo destacada pelo retângulo vermelho.

Na fase de prospecção, para avaliar o potencial de um local para construção de um 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, porosidade, permeabilidade, 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 25).

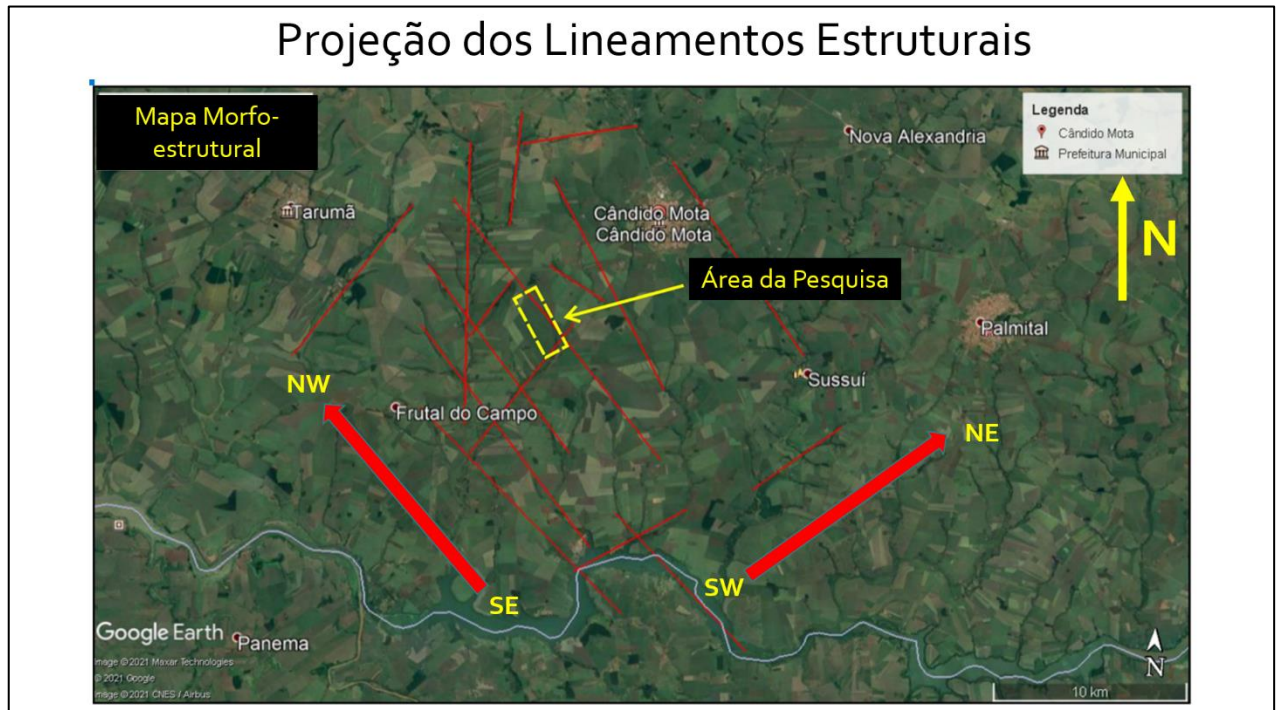


**Figura 25** – Região de ocorrência dos basaltos da Fm. Serra Geral, com a indicação da área de estudo em Cândia Mota – SP (Bacia do Paraná).

### 4.1 Principais *Trends* Geológicas

A interpretação morfoestrutural realizada a partir da imagem de satélite nos arredores da região do levantamento geofísico, destacada na figura 26 por um retângulo amarelo, indica que os principais *trends* geológicos na região rural de Cândia 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 interligado 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 por fraturas do Sistema Aquífero Serra Geral - SASG.



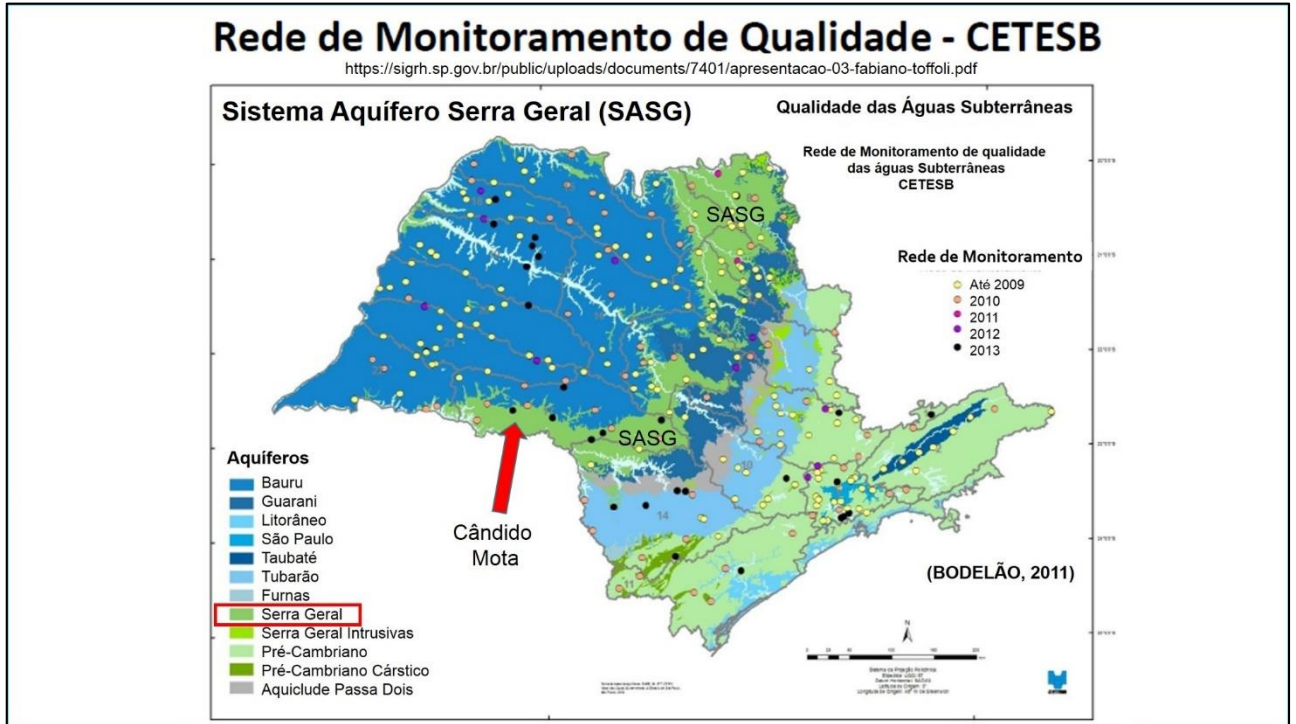
**Figuras 26** – Principais trends geológicos na área de estudo em Cândido Mota – SP, na borda Leste da Bacia do Paraná. Notar o padrão geral NW-SE, interconectado por possíveis falhas de transferência ao alinhamento, de direção NE-SW.

#### 4.2 Sistema Aquífero Serra Geral (SASG)

O Sistema Aquífero Serra Geral - SASG, cuja área de ocorrência é apresentada na figura 27, 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 vulcânicas de idade mais recente que as do Sistema Aquífero Guarani - SAG, embora sobrepostas a este, tendo sido originadas durante a intensa atividade vulcânica em regime extensional, que ocorreu na bacia do Paraná durante o Cretáceo inferior (há 135 Ma), cujas rochas afloram em faixa irregular na porção central do estado.

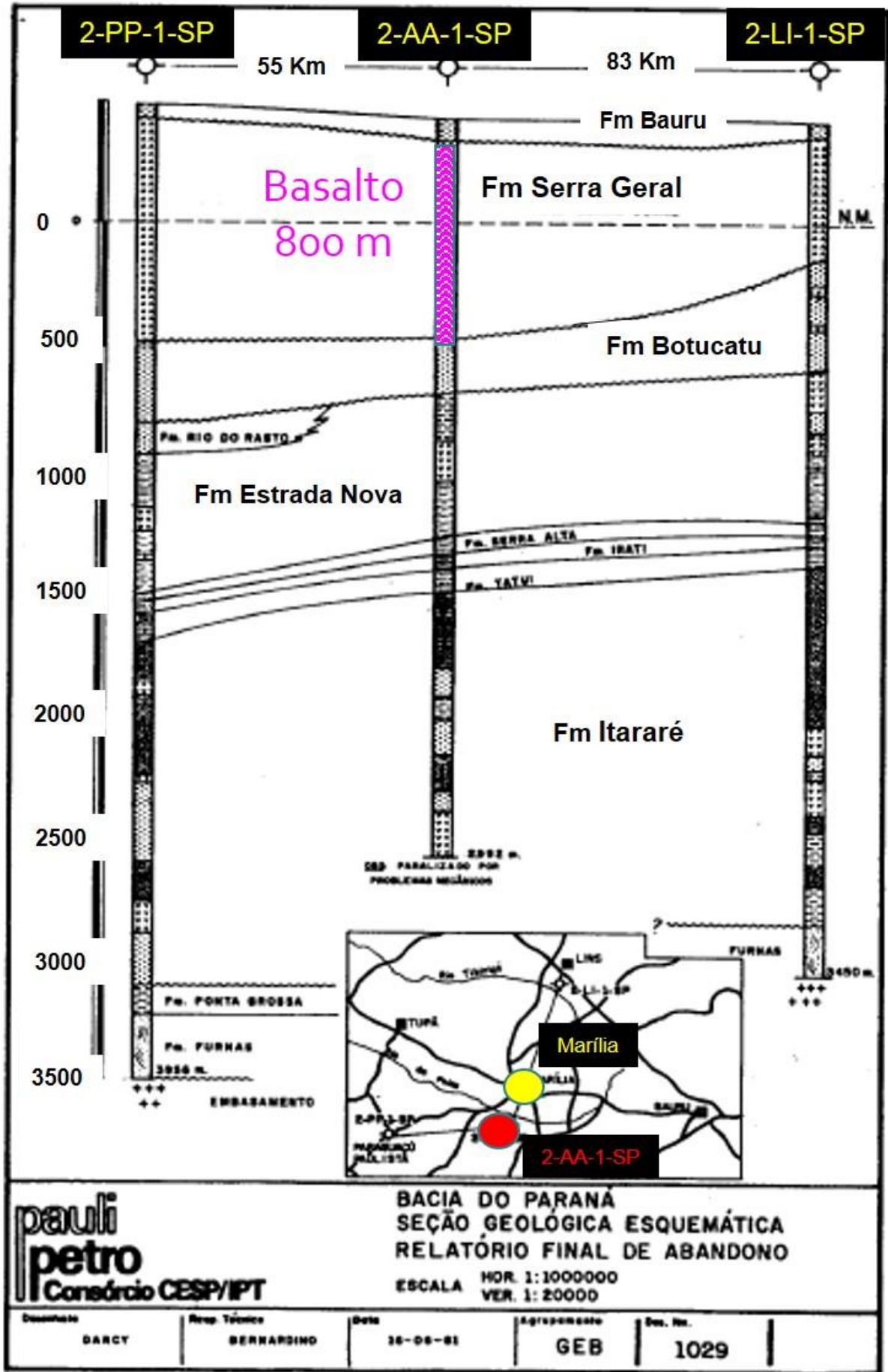
O SASG apresenta temperatura da ordem de 18,2 °C a 27,50 °C, com pH variando de ácido (5,38) a básico (9,89) e concentração salina abaixo de 250 mg/L. As águas do SASG são ricas em bicarbonato de cálcio e secundariamente em bicarbonato de cálcio-magnésio e bicarbonato de sódio (BODELÃO, 2011) e, portanto, de excelente qualidade para a agricultura.



**Figura 27** - 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 se encontra muito próximo à superfície (modificada de TOFFOLI, 2013).

A figura 27 apresenta também a área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani (SAG), constituído basicamente por arenitos saturados, que apresenta altas taxas de produtividade e cuja dimensão o torna um dos maiores aquíferos de água doce do mundo, sendo responsável pelo abastecimento público de água de boa parte dos municípios do interior do Estado de São Paulo e, segundo a CETESB (1998), 47% dos municípios paulistas são abastecidos por suas águas subterrâneas,

A figura 28 apresenta um perfil esquemático do poço Amadeu Amaral - 01 (2-AA-1-SP), em correlação estratigráfica com os poços Paraguaçu Paulista (2-PP-1-SP) e Lins-01 (2-LI-1-SP), que foi perfurado em 1981 próximo ao município de Marília – SP, o qual se localiza a aproximadamente 75 Km do local da área dessa pesquisa, e nela podemos verificar que, a perfuração do poço 2-AA-1-SP encontrou uma espessura correspondente a 800 m de basaltos na Fm. Serra Geral, que por sua vez estão sobrepostos aos arenitos do Sistema Aquífero Guarani, da Fm. Botucatu, que ocorrem a partir da profundidade de 893 m (PAULIPETRO, 1982).

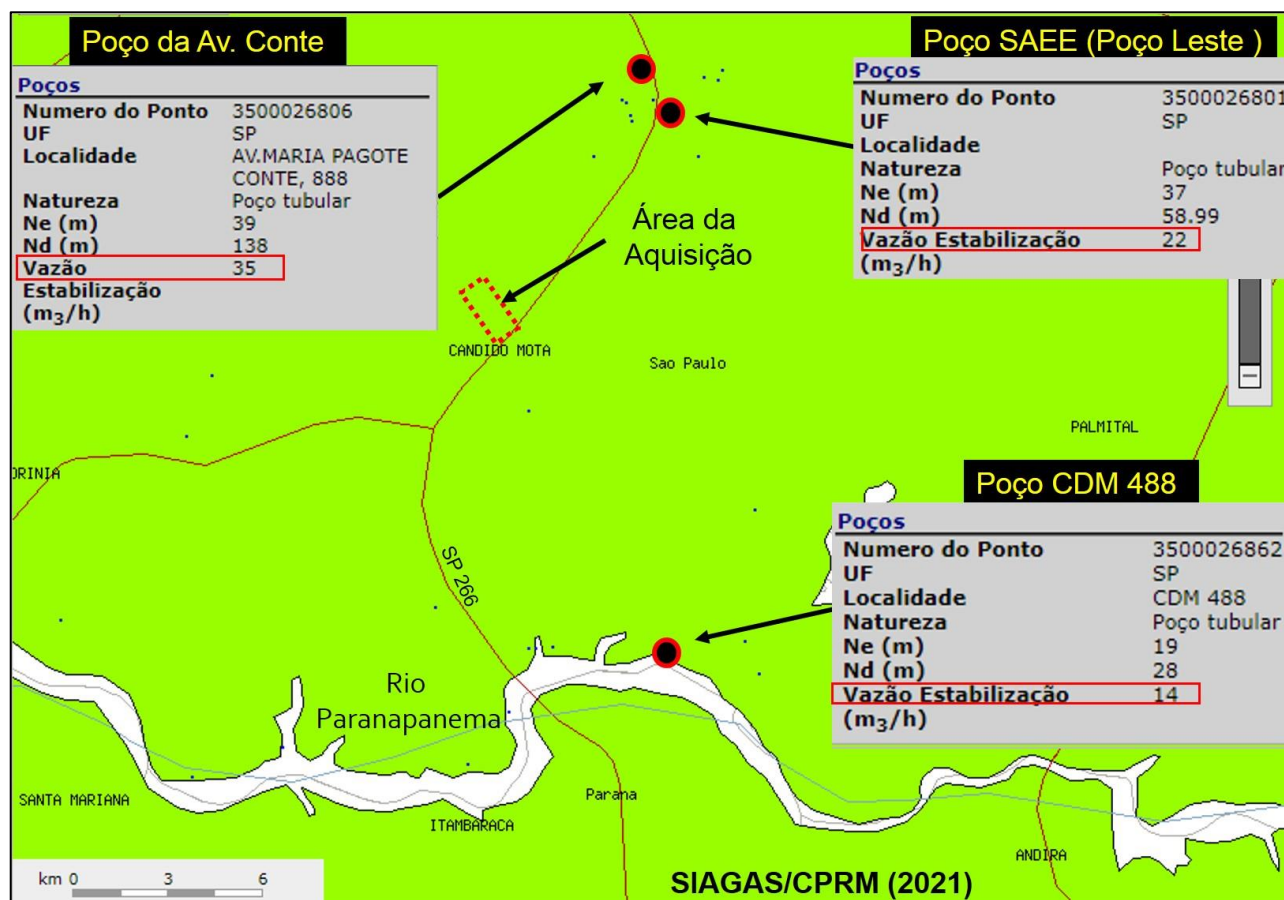


**Figura 28** – Perfil esquemático do resultado da perfuração do poço estratigráfico Amadeu Amaral - 01 (2-AA-1-SP) em correlação estratigráfica com os poços Paraguaçu Paulista (2-PP-1-SP) e Lins (2-LI-1-SP), que perfuraram a camada basáltica da Fm. Serra Geral na bacia do Paraná. Notar a espessura de 800m perfurada pelo poço 2-AA-1-SP, localizado próximo ao município de Marília-SP (modificada de PAULIPETRO, 1982).

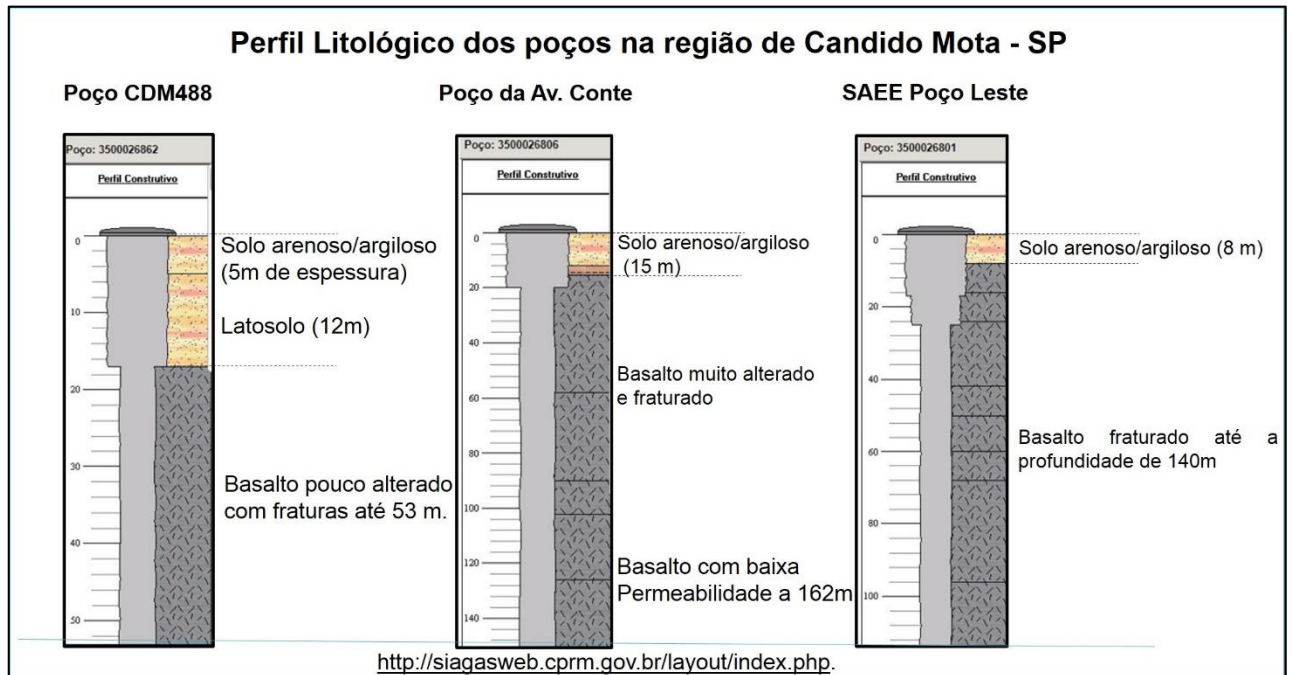


Na região de Cândido Mota, o SAG se encontra a aproximadamente 900 metros de profundidade, o que inviabiliza a perfuração de poços para agricultura pelo pequeno produtor, devido ao alto custo de perfuração, não havendo outra alternativa a não ser a busca por água subterrânea em aquíferos mais rasos, como os do SASG, o que torna a geofísica, e em especial os métodos geolétricos, ferramentas essenciais para a descoberta de regiões produtoras de água nos reservatórios fraturados dos basaltos da formação Serra Geral, que neste local da bacia do Paraná, se encontram próximos à superfície.

As figuras 29 e 30, apresentadas a seguir, mostram a localização e o respectivo perfil litológico de três 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 da área de aquisição, e um próximo ao Rio Paranapanema, localizado na zona rural, a sul da área de estudo. As informações dos poços destacados nas figuras 29 e 30 foram obtidas a partir do cadastro na plataforma SIAGAS/CPRM (2021).



**Figura 29** – 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 a sul o poço CDM 488, próximo ao rio Paranapanema, na região rural de Cândido Mota (SIAGAS/CPRM, 2021).



**Figura 30** – Perfis litológicos dos poços produtores de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Serra Geral. A norte, os poços da Avenida Conte e da SAE, 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 15 m de espessura, seguido de 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 (maciço). Delimitar o topo, e se possível a base dos basaltos fraturados, é o objetivo dessa pesquisa.

## 5 GEOFÍSICA

Nesta pesquisa foram aplicados três métodos geofísicos distintos:

- Eletrorresistividade (**CE** – Caminhamento Elétrico, utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo e **SEV** - Sondagem Elétrica Vertical, utilizando o arranjo Schlumberger);
- Sondagens Verticais de Cargabilidade (**IP** no domínio do tempo);
- Eletromagnético no domínio da frequência – **FDEM** (baixo número de indução).

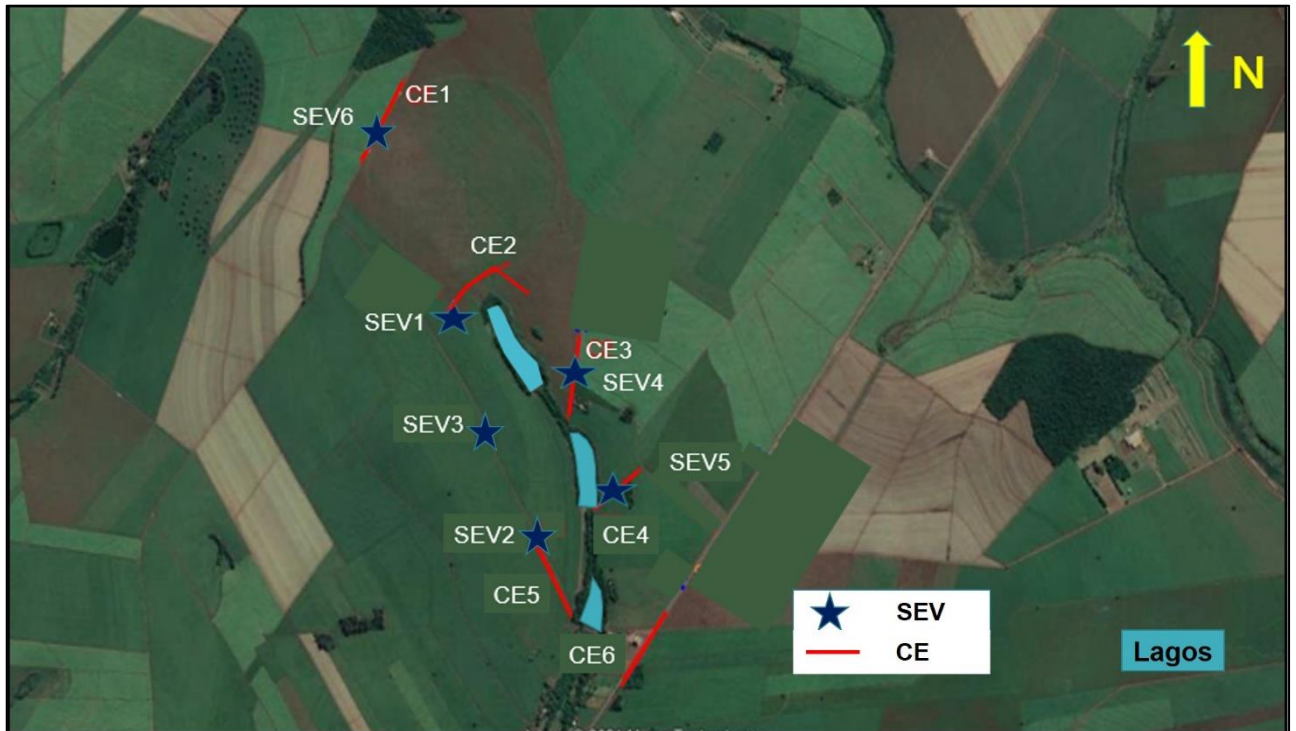
O principal objetivo do trabalho é o de diferenciar possíveis zonas ou camadas de basaltos fraturados e/ou alterados de basaltos maciços, com vista à produção de água subterrânea. Esses métodos foram escolhidos devido às informações contidas nos perfis de poços apresentados na figura 30, que mostram a ocorrência de basaltos fraturados logo após a camada de solo, variando de uma profundidade de 5 a 15 m e, portanto, acessíveis a profundidade de investigação pelo método da eletrorresistividade, cuja aquisição foi realizada com a abertura de eletrodos de corrente de até 300 m, o que teoricamente permite investigar o comportamento geoeletrico do subsolo até a profundidade de 60 m, conforme será mostrado no capítulo destinado à interpretação geofísica.

Os outros dois métodos de aquisição (IP e FDEM) 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 tipos de dados é interessante em trabalhos de hidrogeologia, cuja abordagem se dá, na maioria dos casos, somente em relação à resistividade, sendo que esta é influenciada predominantemente pelo líquido intersticial das rochas, que embora seja de grande importância para a determinação do tipo de fluido e sua salinidade, não fornece informações precisas sobre a rocha reservatório em si, inclusive em relação ao seu conteúdo de argila, o que pode ser obtido pela cargabilidade, determinada pelo método IP.

Foram realizados três caminhamentos pelo método eletromagnético 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 22) 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 31 e 32.

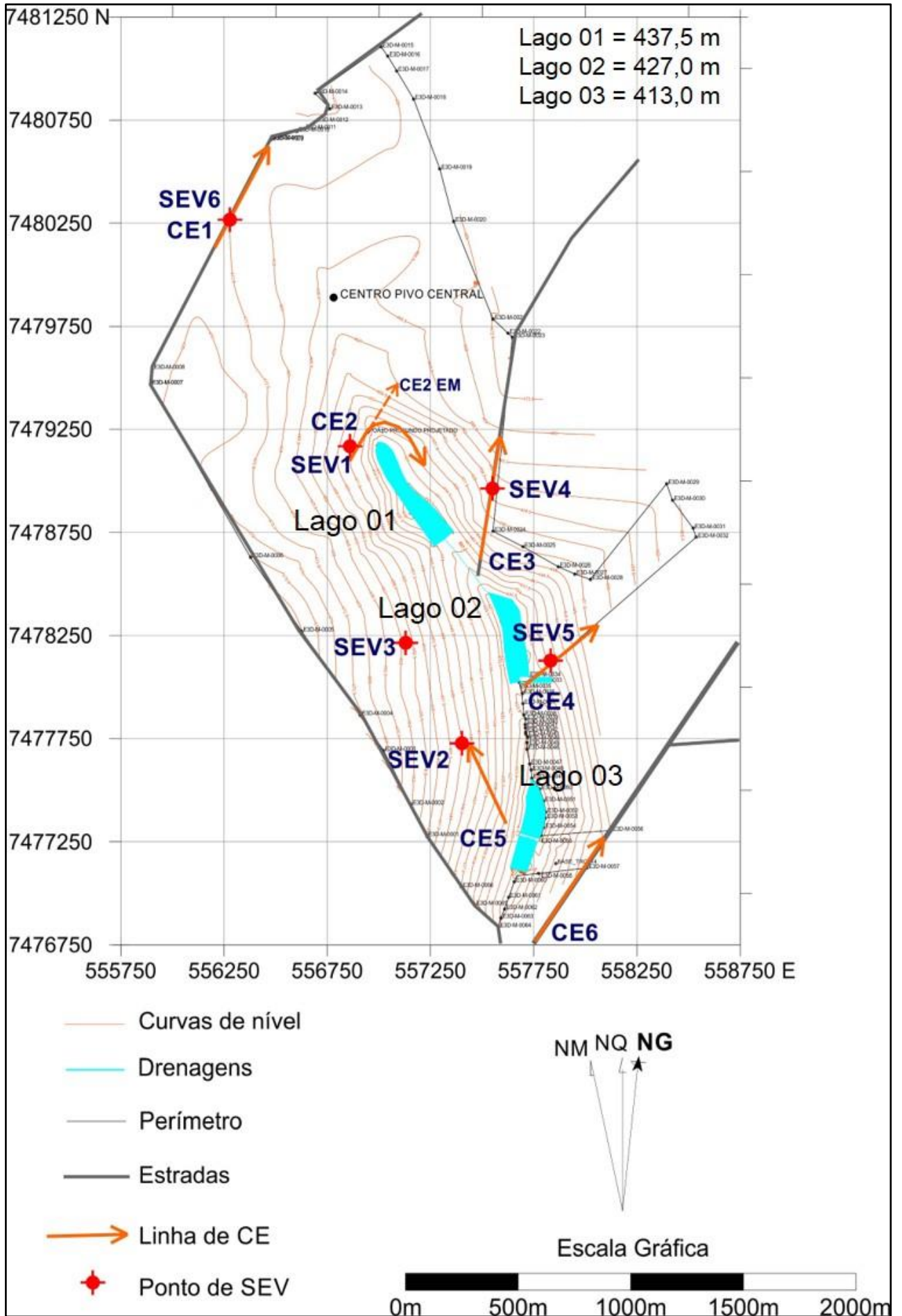
## 5.1 Aquisição Geofísica

As figuras 31 e 32 apresentam a localização dos seis caminhamentos elétricos (arranjo Dipolo-Dipolo), indicados pela sigla CE, e das seis sondagens elétricas verticais, indicadas pela sigla SEV, sendo que na figura 31, as linhas da aquisição foram sobrepostas à imagem obtida por sensoriamento remoto, e na figura 32, as mesmas foram sobrepostas às curvas de nível, para que se pudesse correlacionar a aquisição com a topografia em mapa.



**Figura 31** – Localização das linhas de aquisição dos seis caminhamentos elétricos (CE), indicados pelas linhas vermelha e das seis 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 respectivamente.

A aquisição dos dados de Polarização Induzida (IP), cujas sondagens verticais de cargabilidade foram numeradas de 01 a 05, foram adquiridas nos mesmos pontos das cinco sondagens elétricas verticais, seguindo a mesma numeração das SEVs. A interpretação conjunta desses dados com os dados obtidos pelo método da eletrorresistividade será apresentada no capítulo destinado à interpretação geofísica.



**Figura 32** – Localização das linhas de aquisição dos seis caminhamentos elétricos (CE), indicados pelas linhas marrons, e das seis Sondagens Elétricas Verticais (SEVs), cuja numeração não é coincidente, sobrepostas ao mapa das curvas de nível na região.

## 5.2 Processamento e Interpretação Geofísica

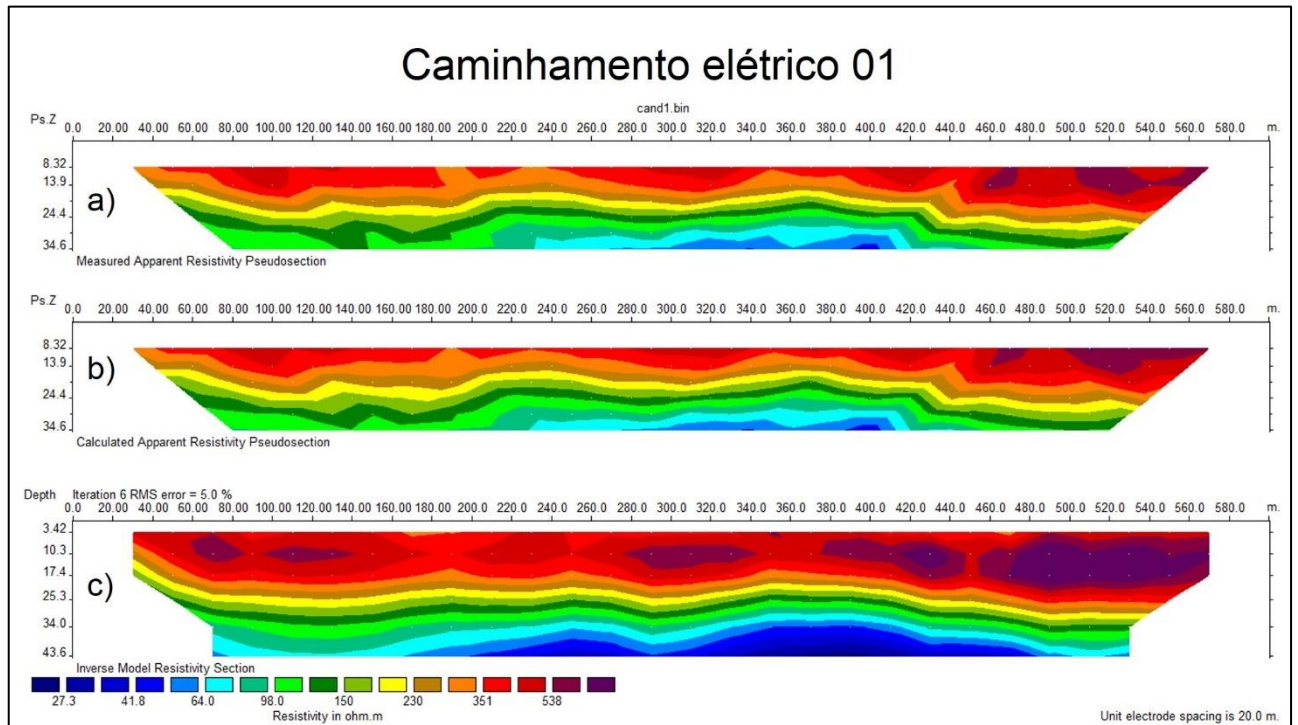
De acordo com o conhecimento prévio das características geoeletricas dos basaltos da Formação Serra Geral, sabe-se que essas rochas, quando se apresentam com baixo grau de alteração e/ou fraturamento e sem vesículas, são caracterizadas por valores mais elevados de resistividade, acima de 300 Ohm.m. Como a resistividade tem relação inversa com a porosidade e/ou permeabilidade nesse tipo de rocha, quanto mais maciça 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 paleossolos intraderrames, os valores de resistividade são baixos, normalmente inferiores a 100 ohm.m (BRAGA,2006).

### 5.2.1 Caminhamento Elétrico

Tomando por base as informações sobre as características geoeletricas das rochas nessa região, foi realizada a inversão dos dados de eletrorresistividade (CE e SEV). A inversão dos seis perfis dos caminhamentos elétricos (CEs) foi processada com o auxílio do Software RES2DINV. Os parâmetros da aquisição e o erro máximo após a inversão dos dados são apresentados na tabela 05, sendo a distância entre AB e  $M_5N_5$  igual a 120 m ( $R = 120$  m). Os resultados das inversões, com a consequente interpretação geofísica dos perfis 2D de resistividade elétrica são apresentados e discutidos de forma pormenorizada nas figuras 33 a 39.

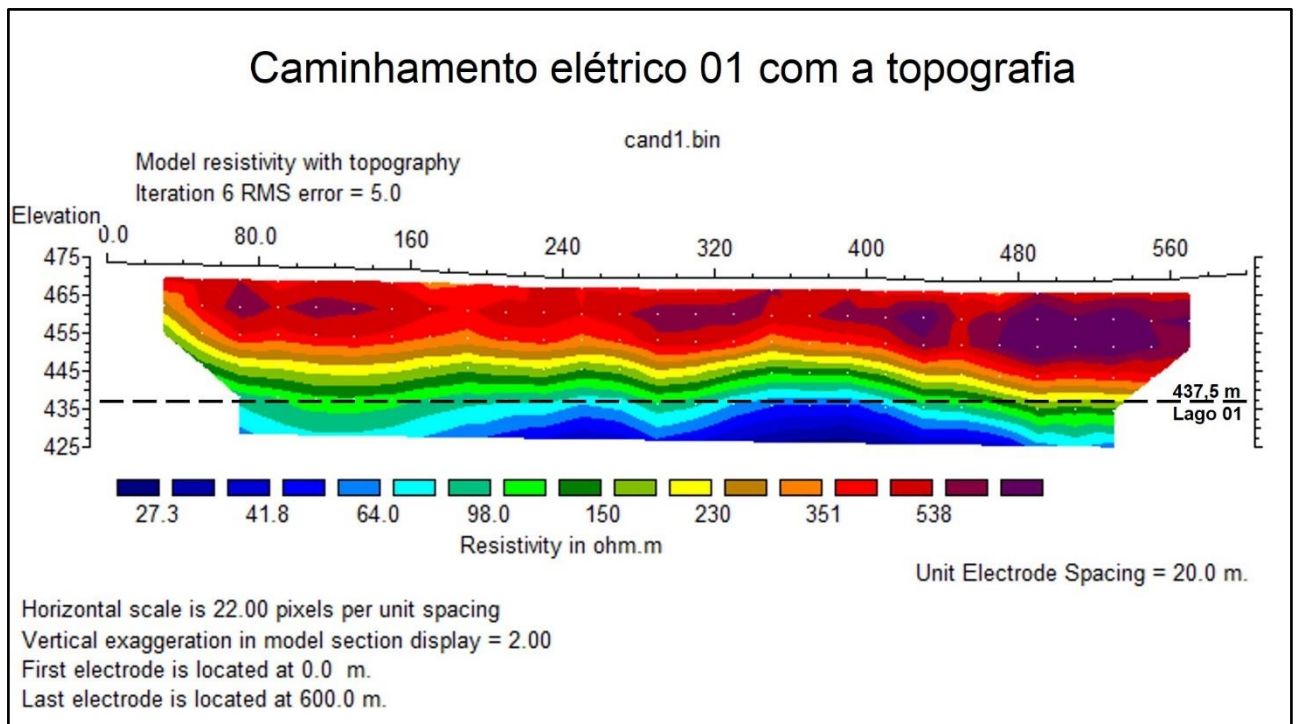
Caminhamento Elétrico (CE)	Quantidade de Eletrodos	Espaçamento entre Eletrodos (m)	Deslocamento Horizontal (m)	Profundidade teórica de Investigação R/2 (m)	Erro máximo na inversão (%)
01	31	20	600	60	5,03
02	21	20	400	60	8,08
03	21	20	400	60	6,62
04	19	20	360	60	8,61
05	19	20	360	60	4,70
06	21	20	400	60	52,3

**Tabela 05** – Parâmetros da aquisição dos dados de Caminhamento Elétrico e erro máximo após a inversão pelo programa RES2DINV.



**Figura 33** – Pseudo Seções do imageamento por Caminhamento Elétrico 01 (CE-01), com a localização indicada na figura 32. **a)** Pseudo Seção de resistividade aparente medida; **b)** Pseudo Seção de resistividade aparente calculada; **c)** Resultado do modelo de Inversão.

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.

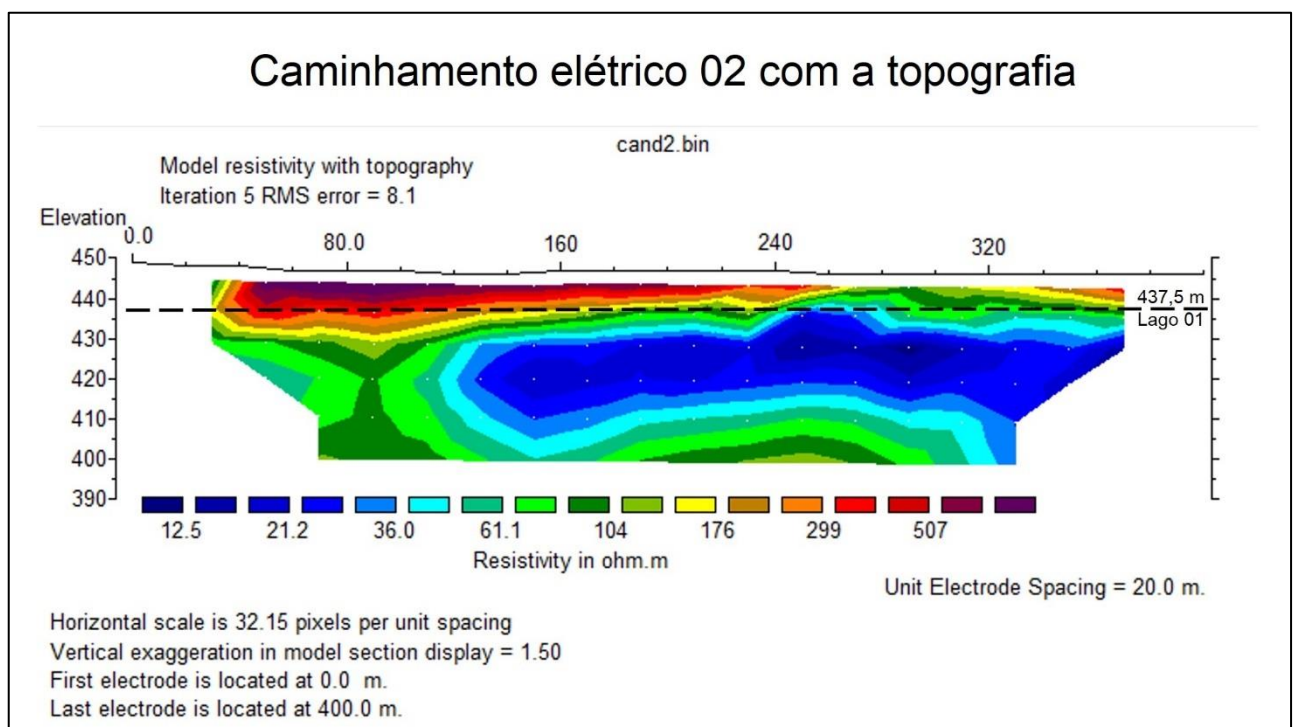


**Figura 34** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota batimétrica do lago 01 (lago mais a norte) sobreposta na figura, e a excelente correlação da cota do lago com o início da camada de menor resistividade elétrica.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV minimizou o erro em 5,03 %, após a sexta iteração, indicando um resultado robusto e, conforme a seção de resistividade com topografia apresentada na figura 34, as menores resistividades (< 50 Ohm.m) foram encontradas em cota idêntica à cota topográfica da superfície do lago 01 (437,5 m), onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral com a ocorrência de basaltos fraturados, o que não implica afirmar que o nível d'água se encontra nessa mesma profundidade.

O CE-01 foi adquirido na região norte da área de pesquisa (vide figura 32), aproximadamente a 1.000 metros de distância do Lago 01, apresentando uma primeira camada geoeletrica caracterizada por uma seção mais resistiva de solo, cuja espessura foi estimada em aproximadamente 30 metros.

O caminhamento elétrico 02 (CE-02), cuja localização é apresentada na figura 32, foi adquirido com geometria distinta dos demais, sendo inicialmente mantida a direção NE-SW, até a distância de 200 m, quando então foi adquirida em forma curvilínea sobre a cota de 445 metros, aproveitando-se de picada aberta no meio da plantação. O arranjo utilizado foi de 21 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-02 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento total de 400 metros, localizado ao longo da borda norte do lago 01.

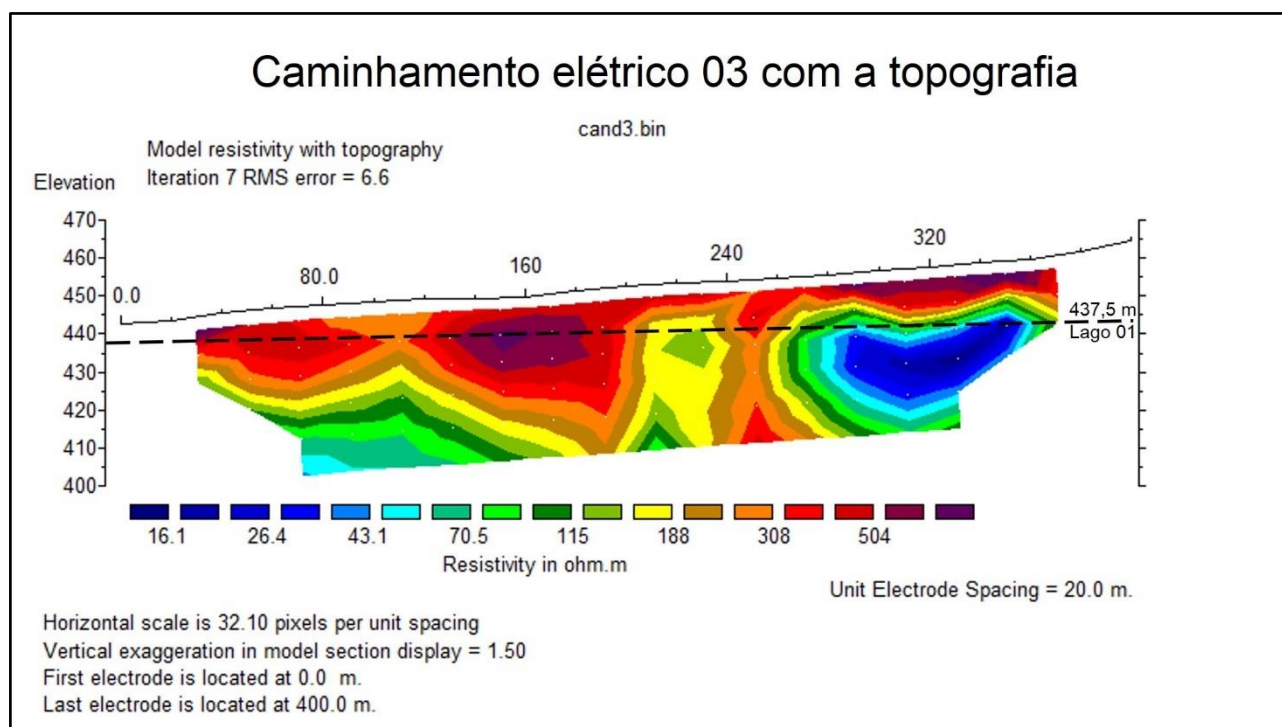


**Figura 35** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 02 (CE-02), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota topográfica do lago 01 e a excelente correlação desta com o topo da camada de menor resistividade elétrica.



A inversão realizada pelo programa RES2DINV minimizou o erro em 8,08 %, após a sexta iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme a seção de resistividade com a topografia, apresentada na figura 35, a baixa resistividade ( $< 36 \text{ Ohm.m}$ ), encontrada a partir da cota de 437,5 m, coincide com a cota topográfica do Lago 01 (figura 32), onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral, e onde se interpreta a ocorrência dos basaltos fraturados, 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 da permeabilidade do aquífero SASG, podendo apresentar um basalto menos fraturado a esquerda, ou algum tipo de estruturação geológica, como uma falha, 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 26.

O caminhamento elétrico 03 (CE-03), cuja seção de resistividade 2D 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.



**Figura 36** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03), com a topografia. Notar a indicação da cota topográfica da superfície do lago 01 e a excelente correlação desta com o topo da camada de menor resistividade elétrica.

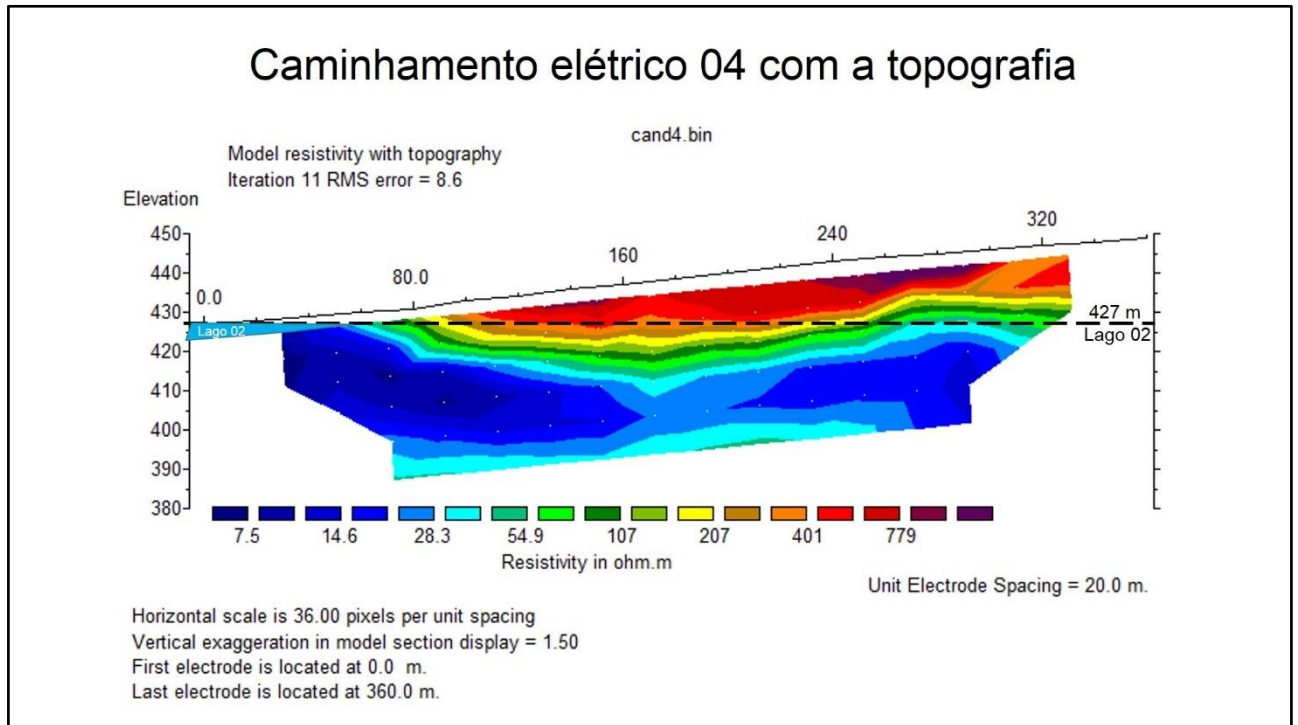
A inversão realizada pelo programa RES2DINV minimizou o erro em 6,62 % após a sétima iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com topografia, apresentado na figura 36, a baixa resistividade ( $< 43,1 \text{ Ohm.m}$ ) foi encontrada a partir

da cota topográfica de 437,5 m, onde se assume estar o topo do aquífero do Sistema Aquífero Serra Geral, e onde se interpreta a ocorrência dos basaltos fraturados, que novamente coincidem com a cota topográfica da superfície do lago 01 (vide figura 32), um resultado similar ao encontrado no CE-01 e no CE-02.

O resultado da inversão do CE-03 apresenta dois ambientes geoeletricos distintos da esquerda (SW) para a direita (NE), com grande variação lateral de resistividade. Na direção sudoeste, encontramos a maior espessura da primeira camada mais resistiva, chegando a aproximadamente 40 m, já a nordeste, a primeira camada geoeletrica mais resistiva se apresenta bem menos espessa. Tal comportamento mostra que há variação na permeabilidade lateral no aquífero SASG, que pode ser devida a presença de basaltos com menor grau de fraturamento a sudoeste, ou algum tipo de estruturação geológica, como uma falha, que teria colocado rochas distintas lado a lado, o que é esperado em linhas adquiridas ao longo da direção NE-SW, já que o *trend* geral de falhas é NW-SE, conforme apresentado na figura 26.

O caminhamento elétrico 04 (CE-04, figura 37), cuja localização é apresentada na figura 32, foi adquirido com arranjo de 19 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 m durante o deslocamento lateral do arranjo. 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.

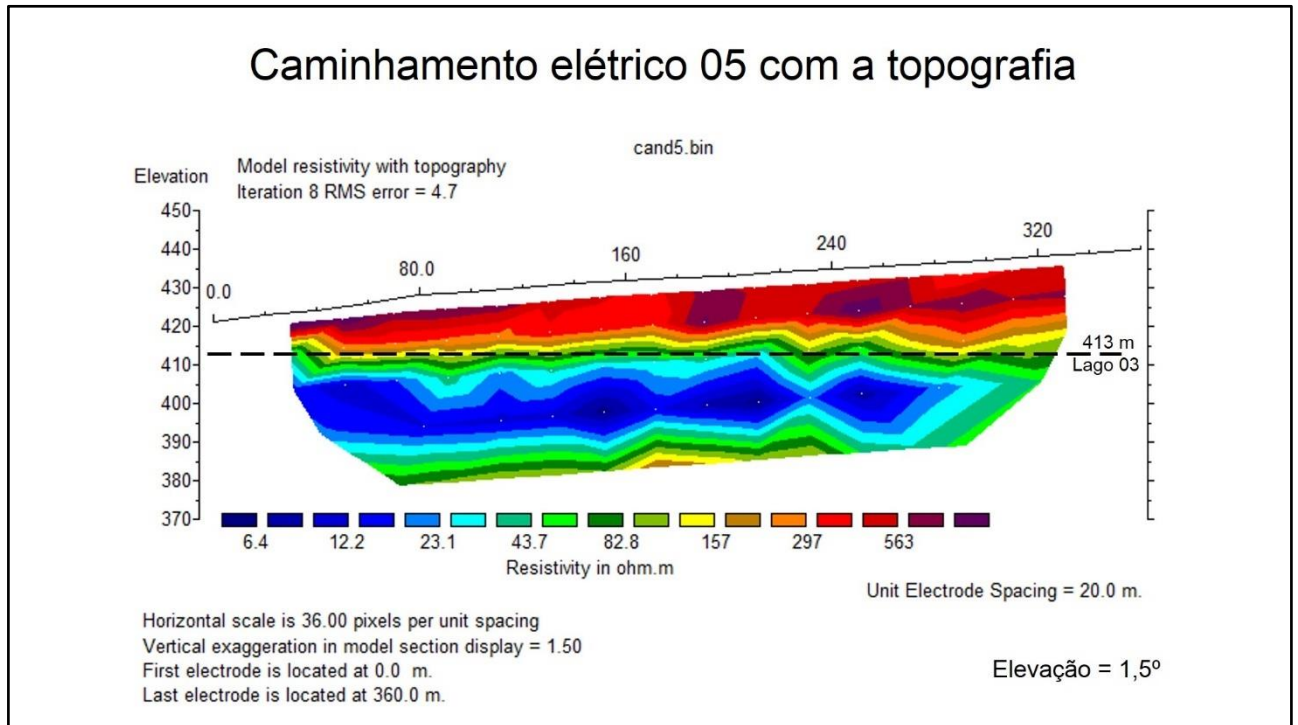
A inversão realizada pelo programa RES2DINV, minimizou o erro em 8,61 %, após a 11ª iteração, o que indicou um resultado robusto e, conforme o resultado da seção de resistividade com a topografia, apresentado na figura 37, a baixa resistividade (< 28,3 Ohm.m), que foi encontrada a partir da cota topográfica de 427 metros, foi interpretada como o topo do aquífero do sistema Serra Geral, onde se interpreta a ocorrência dos basaltos fraturados e saturados de água, o que coincide com a cota topográfica da superfície do lago 02 (figura 32), sendo digno de nota a pequena variação lateral de resistividade na camada menos resistiva, que indica ser esta uma região de pouca estruturação geológica, local no qual se espera boa continuidade lateral do SASG.



**Figura 37** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 04 (CE-04), com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota topográfica da superfície do lago 02, e a excelente correlação com o topo da camada de menor resistividade elétrica. Região de excelente continuidade lateral de resistividade e pouca estruturação geológica.

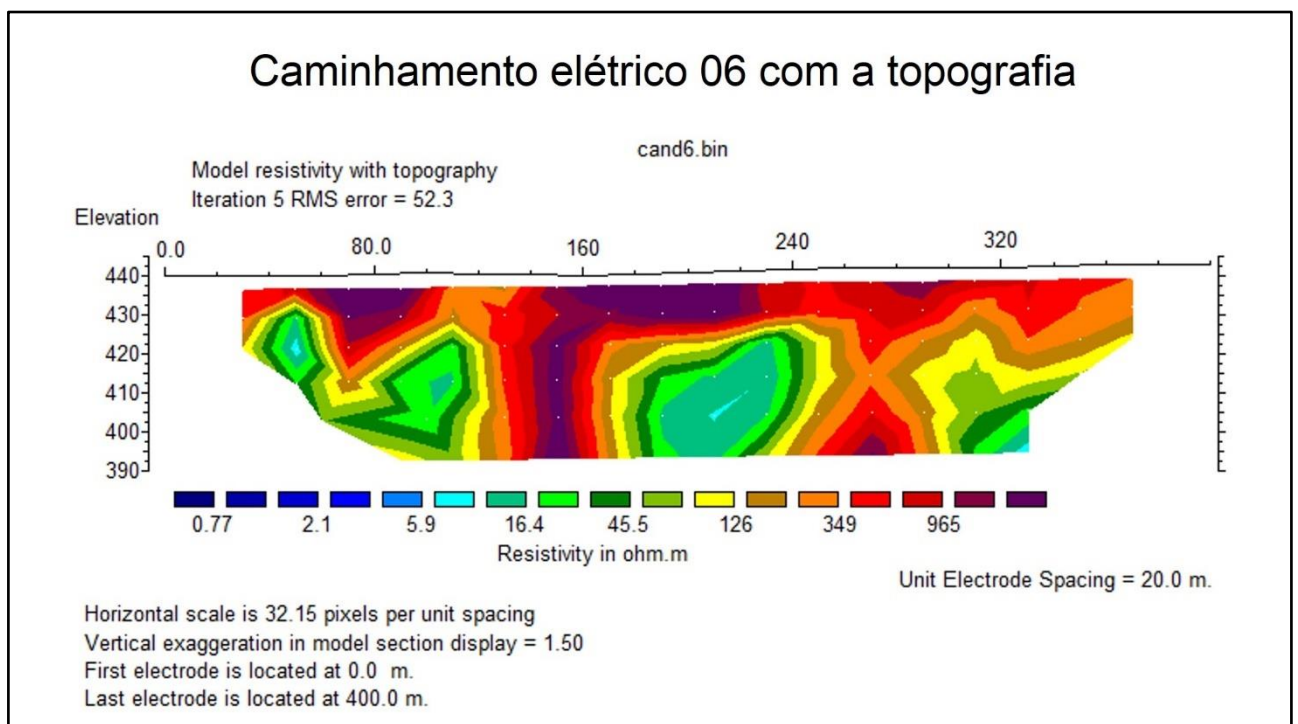
O caminhamento elétrico 05 (CE-05, figura 38), cuja localização é apresentada na figura 32, foi adquirido com arranjo de 19 eletrodos, mantidos com espaçamento de 20 metros durante o caminhamento. O CE-05 investigou a resistividade em subsuperfície em um deslocamento linear total de 360 metros, localizado a NW do lago 02, com alinhamento NW-SE, sendo o único adquirido com essa direção.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV, 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 38, a baixa resistividade (< 23,1 Ohm.m) que foi encontrada a partir da cota topográfica de 413 metros, foi interpretada como o topo do Sistema Aquífero Serra Geral, onde se interpreta a ocorrência dos basaltos fraturados e saturados, coincide com a cota topográfica da superfície do lago 03 (figura 32), 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.



**Figura 38** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 05 (CE-05) com a topografia. Notar a indicação da superfície da cota topográfica da superfície do lago 03 e a excelente correlação desta com o topo da camada de menor resistividade elétrica. Região de excelente continuidade lateral de resistividade e pouca estruturação geológica

O caminhamento elétrico 06 (CE-06, figura 39), cuja localização é apresentada na figura 32, 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 sudeste do lago 03, em um alinhamento NE-SW.



**Figura 39** – Resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 06 (CE-06) com a topografia. Notar que a inversão chegou a um erro mínimo de 52,3 %, não sendo capaz de converter os dados a um erro menor do que 10%, não convergindo para uma seção que se pudesse interpretar.

A inversão realizada pelo programa RES2DINV 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 da interpretação geoeletrica. Admite-se que houve interferência de alguma fonte eletromagnética durante a aquisição ou fuga de corrente, já que esta linha estava localizada próxima a algumas construções e maquinários da fazenda, o que pode ter tornado o dado excessivamente ruidoso, e sobre o qual nada se pode afirmar.

### 5.2.2 Sondagem Elétrica Vertical

Os dados pontuais das Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) foram interpretados com o auxílio do Software *IP2WIN* (MOSCOW STATE UNIVERSITY, 2004), 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 a respectiva estimativa de resistividade.

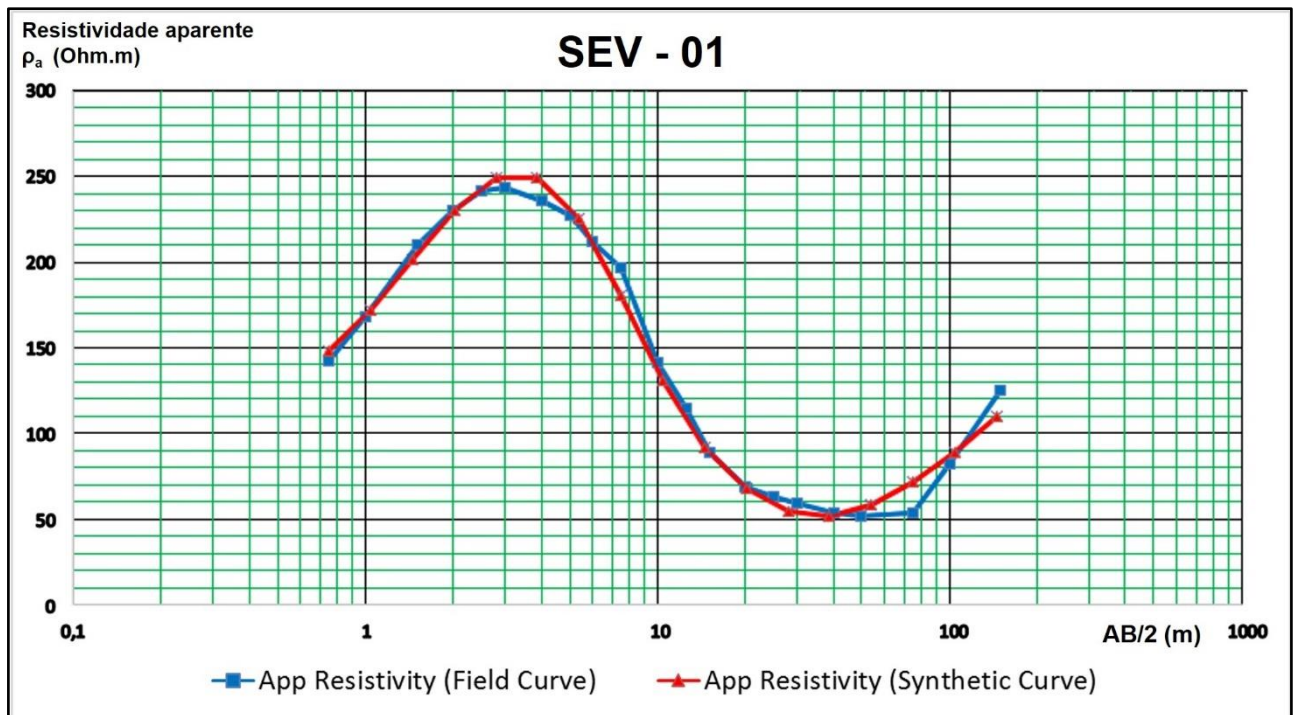
A maioria das sondagens elétricas verticais (05 num total de 06) foi disposta junto a determinados caminhamentos elétricos (vide figura 32), para que se pudesse criar um ponto de correlação vertical entre esses dois métodos de aquisição eletrorresistivos, com a finalidade de diminuir possíveis ambiguidades na interpretação, sendo a única exceção a SEV-03, que foi adquirida a oeste do lago 02, sem nenhuma correlação a qualquer CE.

A tabela 06 apresenta os parâmetros de aquisição das sondagens elétricas verticais, que também foram utilizados para a aquisição dos dados de cargabilidade, e nela podemos verificar que todas utilizaram a abertura máxima entre os eletrodos de corrente AB de 300 m. A distância AB, relativa a cada abertura, pode ser lida nos gráficos das figuras 40 a 51.

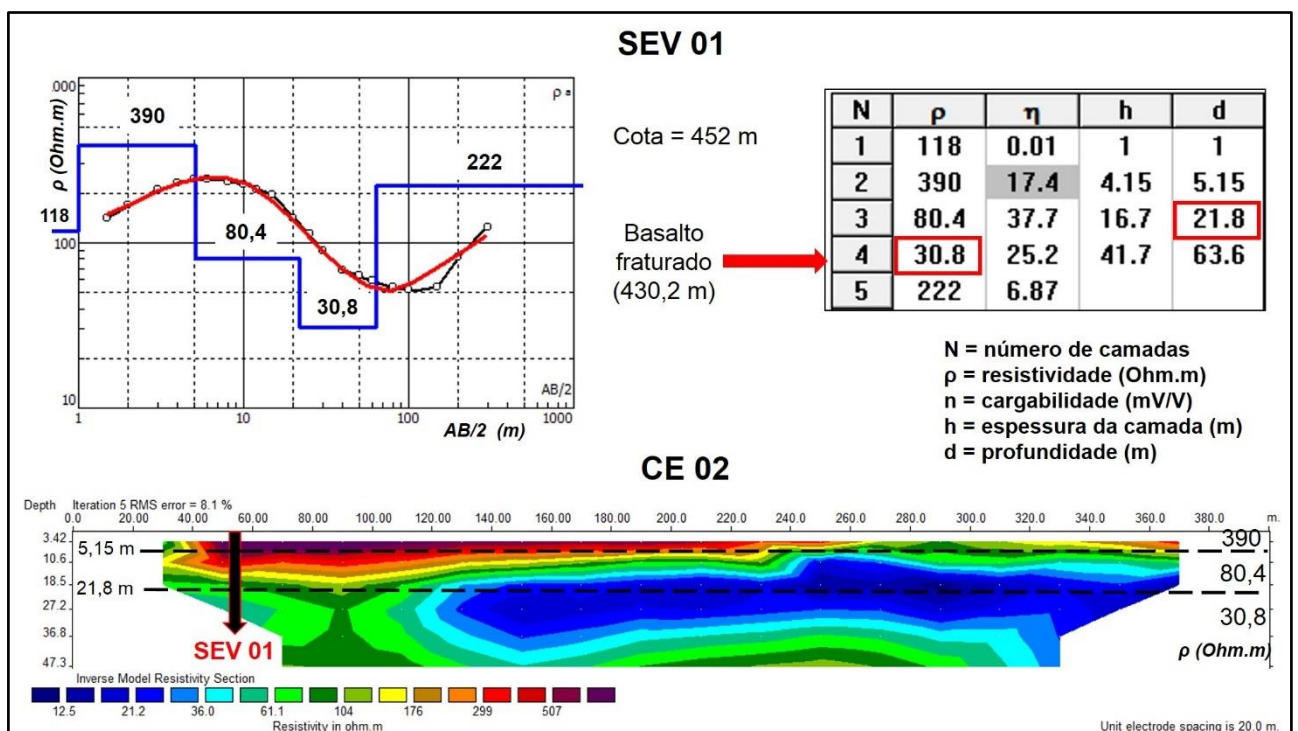
SEV e IP	Número de Aberturas AB	Abertura Máxima AB <sub>max</sub> (m)
01	21	300
02	19	300
03	19	300
04	19	300
05	19	300
06	19	300

**Tabela 06** – Parâmetros da aquisição dos dados de SEV e IP.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 01 (SEV-01) é apresentado na figura 40, e sua interpretação em comparação ao caminhamento elétrico correspondente (CE-02) na figura 41, cuja localização pode ser vista na figura 32.



**Figura 40** – 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 41** – 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 ao 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 CE-02 e a excelente correlação da estimativa do topo da camada menos resistiva a partir da profundidade de 21,8 m em ambos, na cota de 430,2 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 ( $AB_{max} = 300m$ ), cuja localização pode ser vista na figura 32. O resultado do ajuste da curva de resistividade das camadas em profundidade pela distância  $AB/2$  definiu uma segunda camada pouco espessa de alta resistividade (390 Ohm.m) até a profundidade de 5,15 m, onde se interpreta a ocorrência de solo não saturado, e logo após essa camada o ajuste indica uma diminuição na resistividade para 80,4 ohm.m, até a profundidade de 21,8 m, na qual se interpreta a ocorrência de solo saturado (ou uma possível zona de transição entre o solo saturado e basalto fraturado com preenchimento intersticial de água) e, a partir de 21,8 m de profundidade, ocorre uma zona saturada de água de baixa resistividade (30,8 Ohm.m), que foi interpretada como o basalto fraturado até 63,6 m de profundidade, a partir da qual se espera encontrar o basalto maciço (não fraturado). O resultado da interpretação da SEV 01 é semelhante ao encontrado nos poços da região, apresentados nas figuras 29 e 30, e a interpretação geológica é apresentada na tabela 07.

Camadas geoeletricas	Resistividade $\rho$ (Ohm.m)	Profundidade (m)	Interpretação Geológica
1	118	0 – 1	Solo superficial
2	390	1 – 5,15	Solo não saturado
3	80,4	5,15 – 21,80	Solo saturado (NA)
4	30,8	21,80 – 63,60	Basalto fraturado e saturado
5	222	63,60	Topo do basalto não fraturado

**Tabela 07** – Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-01. A profundidade estimada para o nível d' água local (NA) é de 5,15 m.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 02 (SEV-02) é apresentado na figura 42, e sua interpretação em comparação ao caminhamento elétrico correspondente (CE-05) na figura 43, cuja localização pode ser vista na figura 32. A SEV-02 foi adquirida com abertura máxima de 300m ( $AB_{max} = 300m$ ).

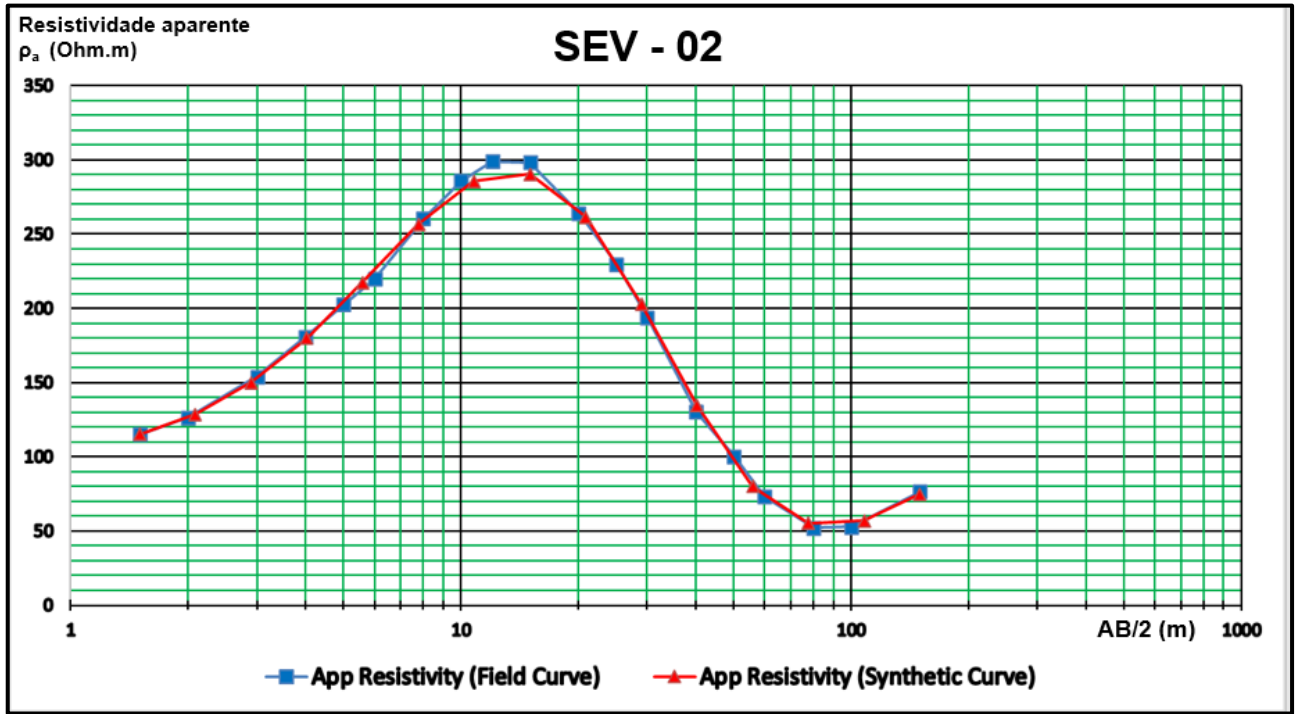


Figura 42 – Ajuste da SEV 02 adquirida na cota de 448 m pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

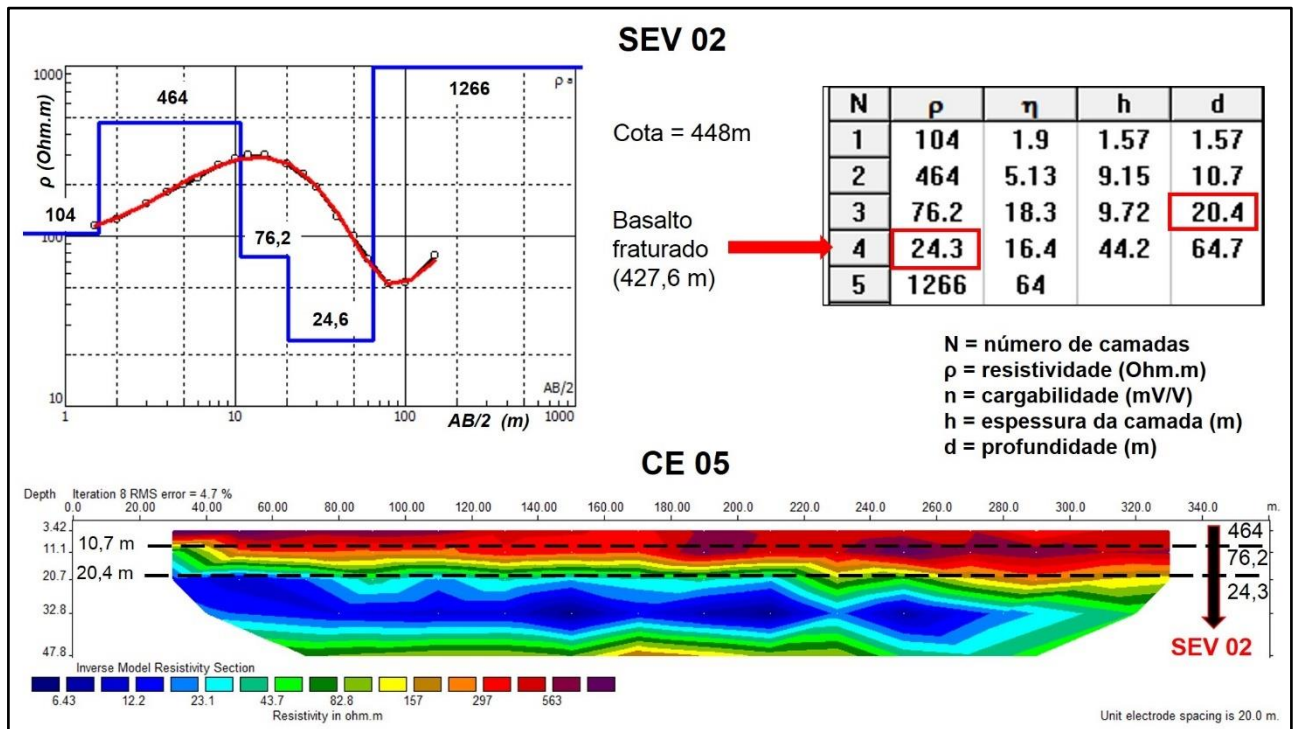


Figura 43 – Ajuste da SEV 02 adquirida na cota de 448 m pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade, em comparação ao resultado da inversão do caminhamento elétrico 05 (CE-05) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-02, que, embora se encontre fora da seção de resistividade do CE-02, mostra excelente correlação com a estimativa do topo da camada menos resistiva (24,3 Ohm.m) a partir da profundidade de 20,4 m. Curva ajustada em vermelho e modelo de camadas geológicas na cor azul.

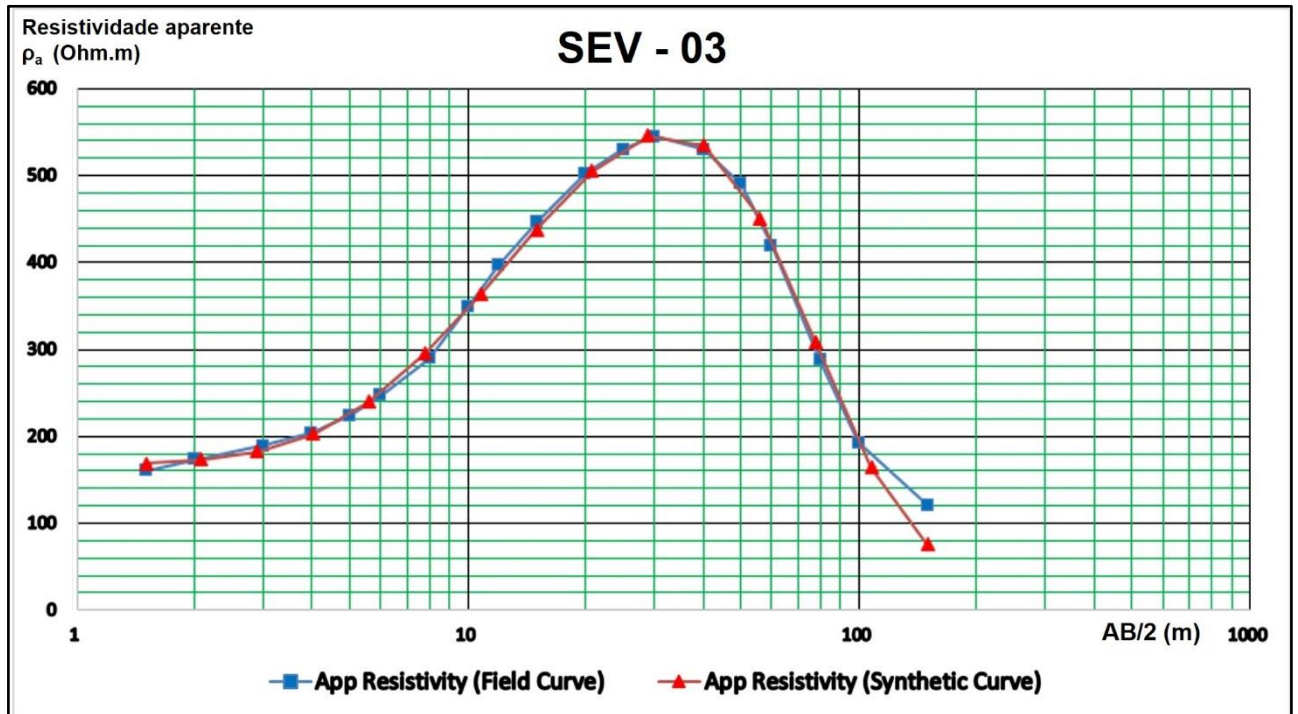


O resultado do ajuste da curva de resistividade da camada em profundidade pela distância AB/2 definiu uma segunda camada de relativa espessura de alta resistividade, no valor de 464 Ohm.m até a profundidade de 10,7 m, onde se interpreta a ocorrência de solo não saturado, seguida de uma terceira camada com resistividade menor, no valor de 77,6 Ohm.m, até a profundidade de 20,4 m, onde se interpretou a ocorrência de uma zona mais saturada (uma possível zona de transição entre o solo saturado e basalto fraturado com preenchimento intersticial de água) e, logo após, uma quarta camada, a partir da profundidade de 20,4 m, na qual ocorre uma zona saturada de água de baixíssima resistividade até a profundidade de 64,7 m, a qual foi interpretada como a camada de basalto fraturado. Após a quarta camada há indicação de uma camada de alta resistividade ( $> 1000$  Ohm.m), onde se assume estar o topo do basalto não fraturado. Esse resultado coincide com o resultado encontrado na inversão do CE-05, onde a camada de menor resistividade foi estimada ocorrer abaixo dos 20,7 m de profundidade, com uma tendência de aumento da resistividade com a profundidade a partir da profundidade de 45 m, onde se espera encontrar uma zona de transição entre o basalto fraturado e não fraturado no SASG. A interpretação geológica da SEV-02 é apresentada na tabela 08.

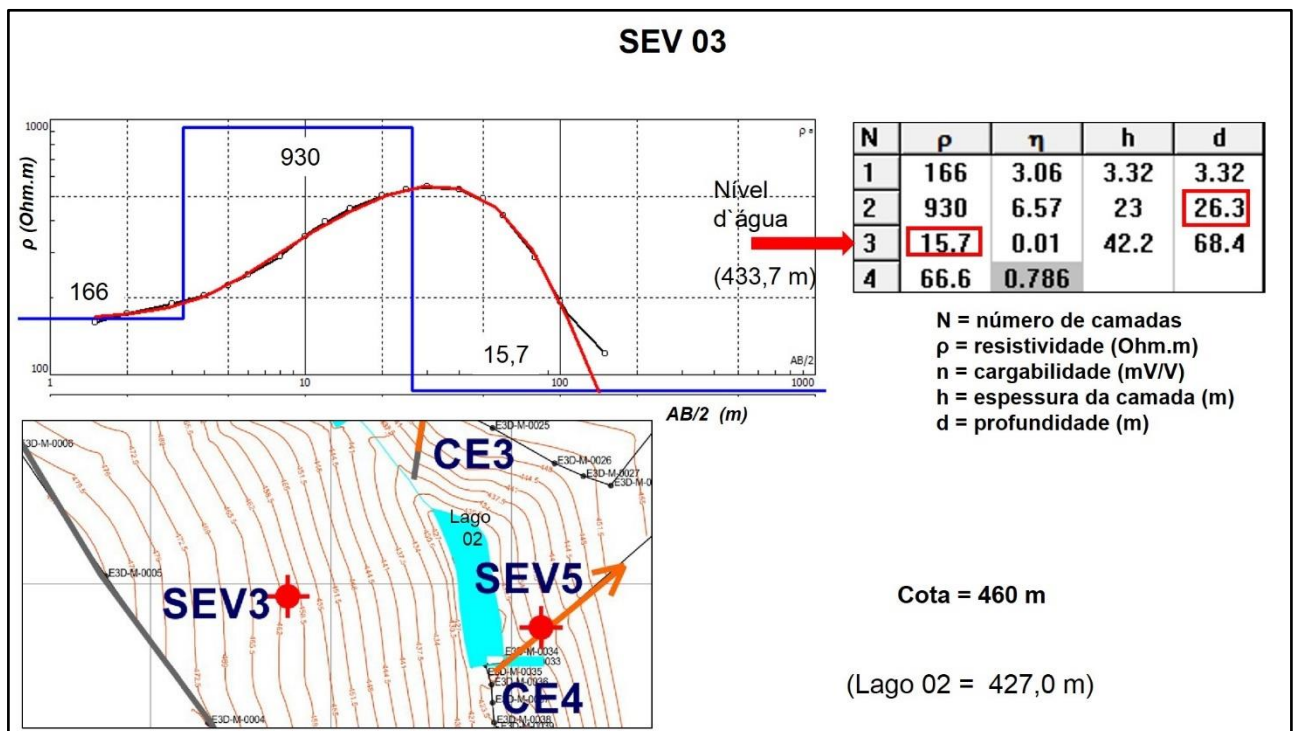
Camadas geelétricas	Resistividade $\rho$ (Ohm.m)	Profundidade (m)	Interpretação Geológica
1	104	0 – 1,57	Solo superficial
2	464	1,57 – 10,70	Solo não saturado
3	76,2	10,70 – 20,40	Solo saturado (NA)
4	24,3	20,40 – 64,70	Basalto fraturado e saturado
5	1266	64,70	Topo do basalto não fraturado

**Tabela 08** – Interpretação geológica das camadas geelétricas da SEV-02. A profundidade estimada para o nível d' água local (NA) é de 10,70 m.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 03 (SEV-03) é apresentado na figura 44, e sua respectiva localização em mapa e tabela de valores ajustados são mostrados na figura 45. Não há comparação com nenhuma seção de imageamento, devido a esta SEV não ter sido adquirida em um local onde houvesse um caminhamento elétrico.



**Figura 44** – 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 45** – 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.

O resultado do ajuste da curva de resistividade de camada em profundidade pela distância  $AB/2$  definiu uma segunda camada de alta resistividade, com valor de 930 Ohm.m, com 23 m de espessura, onde se interpretou a ocorrência de solo não saturado até a profundidade de 26,3 m, após a qual ocorre uma mudança no padrão geoeétrico, de alta para baixíssima resistividade na terceira camada, onde se estima ocorrer o nível d' água local a partir de 26,3 m de profundidade,

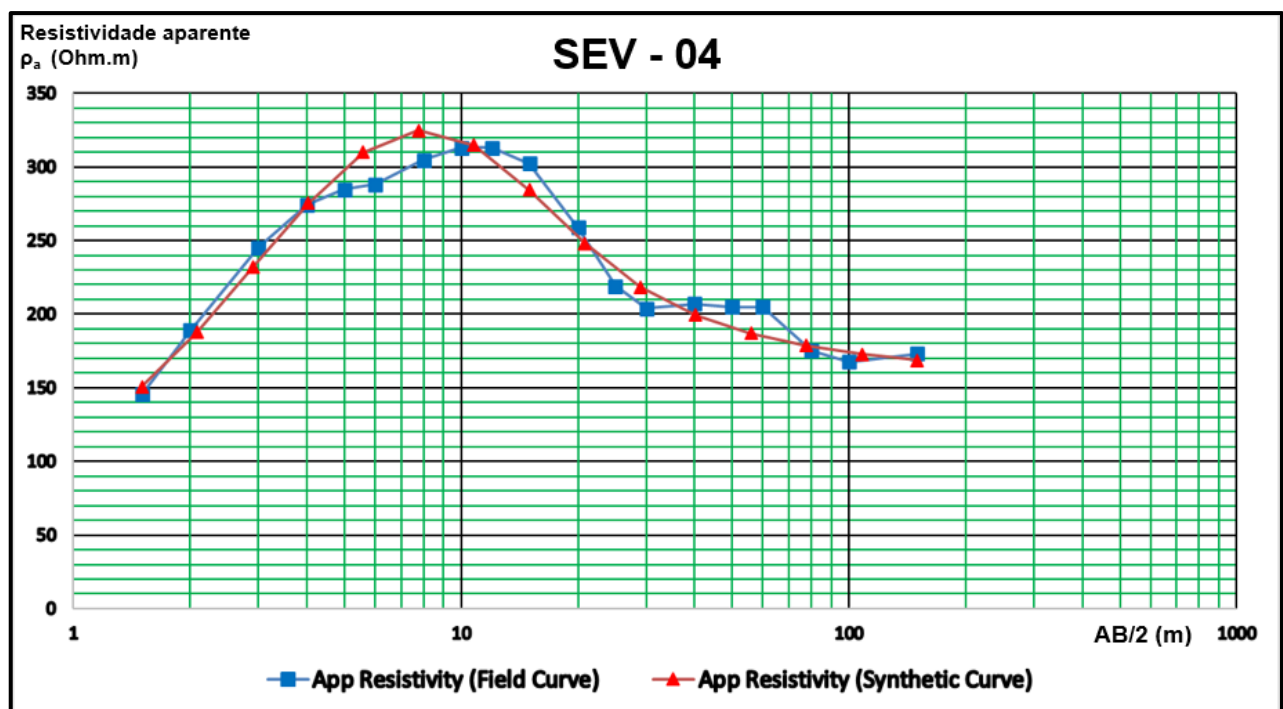
permanecendo com esta característica geoeletrica até a profundidade de 68,4 m, quando então a resistividade aumenta para 66,6 Ohm.m.

Neste caso, a SEV-03, diferentemente da SEV-01 e da SEV-02, não identificou duas camadas de menor resistividade e, por este fato, interpretou-se essa terceira camada como basalto fraturado e saturado, a partir da profundidade de 26,3 m, devido ao baixíssimo valor de sua resistividade (15,7 Ohm.m), que é mais coerente com as interpretações anteriores, seguido de um basalto menos fraturado a partir da profundidade de 68,4 m. A tabela 09 apresenta a interpretação geológica correspondente a cada camada geoeletrica interpretada na SEV-03.

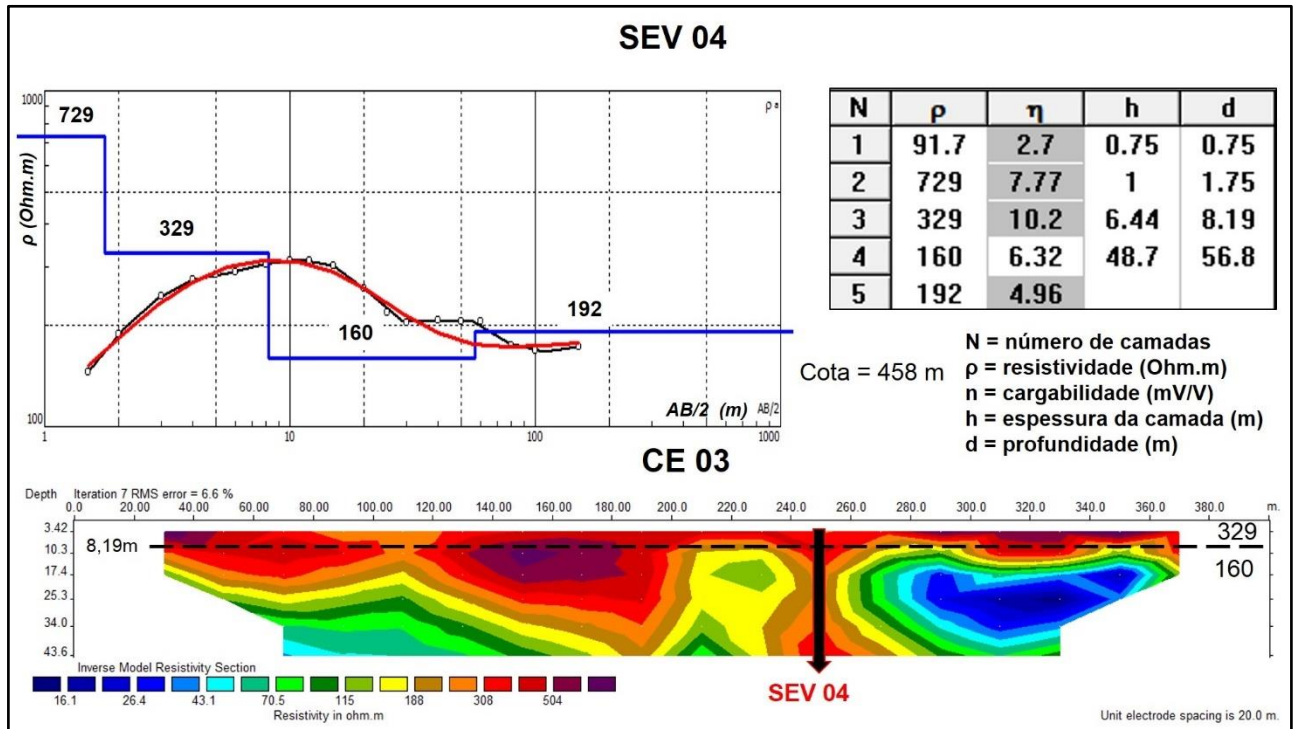
Camadas geoeletricas	Resistividade $\rho$ (Ohm.m)	Profundidade (m)	Interpretação Geológica
1	166	0 – 3,32	Solo superficial
2	930	3,32 – 26,30	Solo não saturado
3	15,7	26,30 – 68,40	Basalto fraturado e saturado (NA)
4	66,6	68,40	Basalto fraturado

**Tabela 09** – Interpretação geológica das camadas geoeletricas da SEV-03. A profundidade estimada para o nível d' água local (NA) é de 26,30 m.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 04 (SEV-04), adquirida com abertura máxima de 300m ( $AB_{max} = 300m$ ), é apresentado na figura 46, e sua interpretação em comparação ao caminhamento elétrico correspondente (CE-03) é mostrada na figura 47.



**Figura 46** – 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.



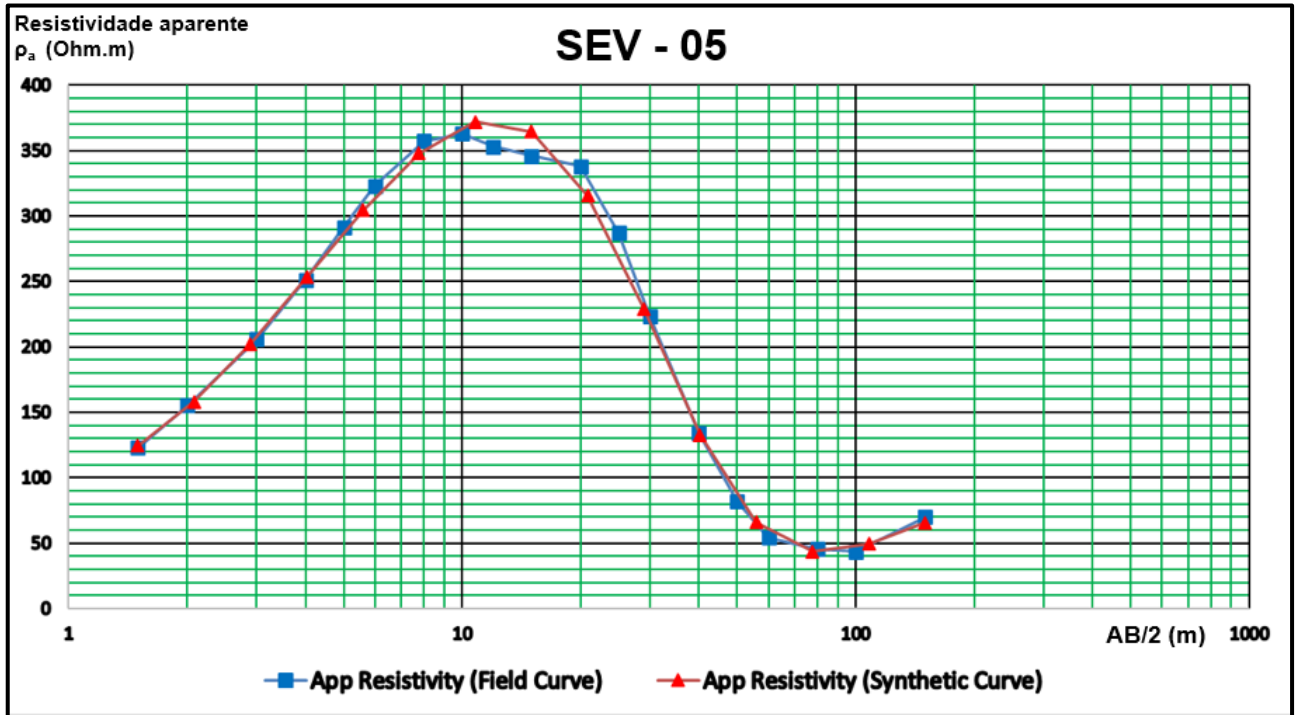
**Figura 47** – Ajuste da SEV 04 adquirida na cota de 458 m pelo programa IP2WIN, em comparação ao resultado da inversão do Caminhamento Elétrico 03 (CE-03) sem a topografia. Notar que a aquisição da SEV-04 foi realizada em local com indicação de alta resistividade.

O resultado do ajuste da curva de resistividade aparente de camada em profundidade pela distância AB/2 da SEV-04 foi o que apresentou o resultado mais diverso de todas as outras SEVs, já que nenhuma camada apresentou baixa resistividade, embora tenha ocorrido o padrão de uma segunda camada mais resistiva que as demais, embora de pequena espessura (1m).

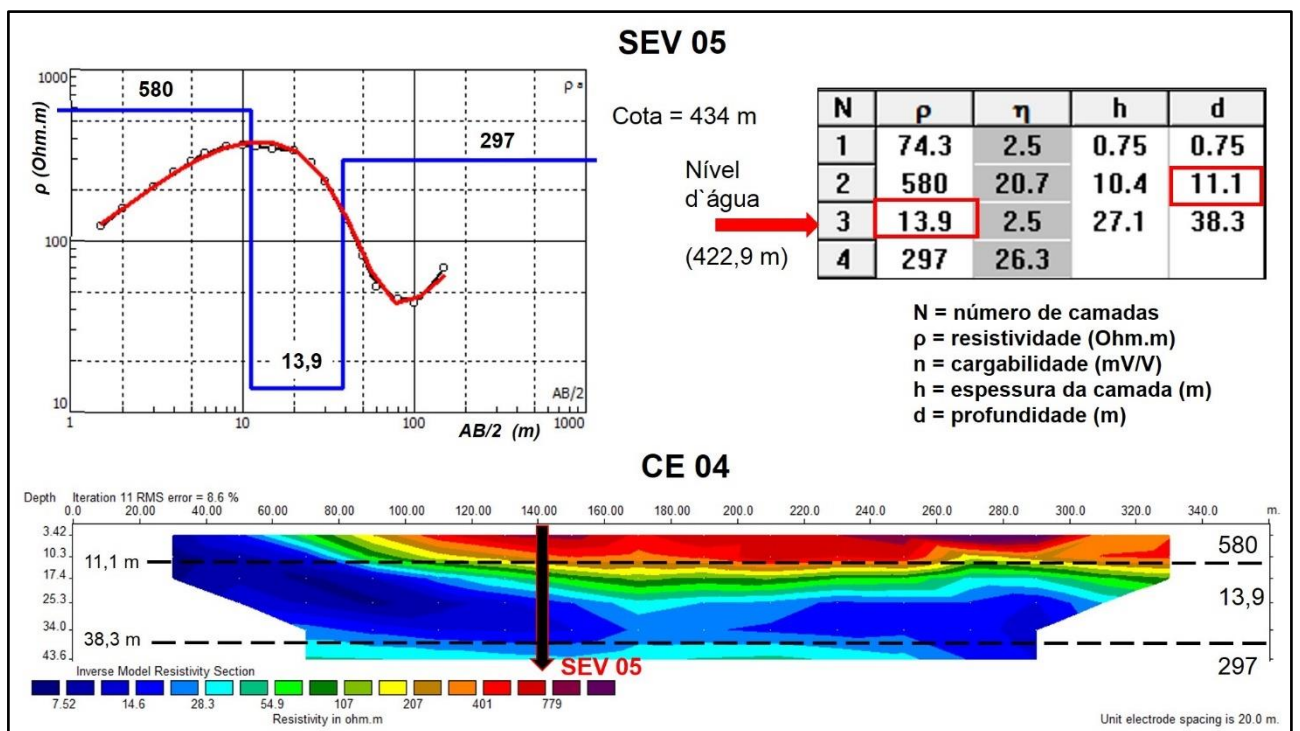
O resultado do ajuste mostra uma distribuição de valores de altas a médias resistividades, e nenhuma correlação com as zonas de baixa resistividade definidas pelas SEVs 01, 02 e 03, apresentadas anteriormente. Esse é o típico caso em que é preciso olhar para o resultado da inversão do imageamento elétrico do CE-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 com água no SASG, que talvez se encontre em maior profundidade, possivelmente no bloco baixo de uma falha de direção NW-SE, perpendicular ao *strike* da aquisição do CE, podendo tal anomalia resistiva ser também devida a simples variação lateral de fraturamento na Fm. Serra Geral.

Essa aquisição é didática para a aquisição das sondagens elétricas verticais, já que o CE-03 nos mostra que não ocorreu a premissa de haver boa continuidade geolétrica lateral e, por este motivo, os eletrodos de corrente AB foram influenciados por uma zona muito condutiva à direita e muito resistiva à esquerda em cada medida da resistividade aparente, não fazendo sentido geofísico interpretar a geologia das camadas geolétricas de uma SEV sob essa condição.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 05 (SEV-05) é apresentado na figura 48, e sua interpretação em comparação ao caminhamento elétrico correspondente (CE-04) é mostrado na figura 49, cuja localização pode ser vista na figura 32, sendo que a SEV-05 também foi adquirida com abertura máxima de 300m ( $AB_{max} = 300m$ ).



**Figura 48** – 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 49** – Ajuste da SEV 05 adquirida na cota de 434 m pelo programa IP2WIN, em comparação ao resultado da inversão do caminhamento elétrico 04 (CE-04) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-05 e a excelente correlação entre a inversão do CE e o ajuste da SEV.

O resultado do ajuste da curva de resistividade aparente das camadas em profundidade pela distância  $AB/2$  definiu uma segunda camada com alta resistividade, estimada em 580 Ohm.m até a profundidade de 11,1 m, onde se interpretou a ocorrência de solo não saturado, seguido de uma terceira camada que apresentou uma diminuição abrupta de resistividade para 13,9 Ohm.m, permanecendo assim até a profundidade de 38,3 m, sendo interpretada como uma camada saturada de água, que corresponde ao topo do basalto fraturado, devido ao baixíssimo valor da sua resistividade. A quarta camada geométrica apresentou um aumento na resistividade a partir da profundidade de 38,3 m, sendo interpretada como um basalto maciço não fraturado.

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 dessa SEV conseguiu definir também a interface da base do basalto fraturado do SASG, em relação ao basalto não fraturado, a partir da profundidade de 38,3 m, onde ocorre o aumento significativo da resistividade, tanto na SEV-05, quanto no CE-04. A tabela 10 apresenta a interpretação geológica correspondente a cada camada geométrica interpretada na SEV-05.

Camadas geométricas	Resistividade $\rho$ (Ohm.m)	Profundidade (m)	Interpretação Geológica
1	74,3	0 – 0,75	Solo superficial
2	580	0,75 – 11,10	Solo não saturado
3	13,9	11,10 – 38,30	Basalto fraturado e saturado (NA)
4	297	38,30	Basalto não fraturado

**Tabela 10** – Interpretação geológica das camadas geométricas da SEV-05. A profundidade estimada para o nível d'água local (NA) é de 11,10 m.

O ajuste da sondagem elétrica vertical 06 (SEV-06) é apresentado na figura 50, e sua interpretação em comparação ao caminhamento elétrico correspondente 01 (CE-01) é mostrado na figura 51, cuja localização pode ser vista na figura 32, sendo que a SEV-05 também foi adquirida com abertura máxima de 300m ( $AB_{max} = 300m$ ).

O resultado do ajuste da curva de resistividade aparente de camada em profundidade pela distância  $AB/2$  definiu uma segunda camada de alta resistividade até a profundidade de 11,4 m, quando ocorre uma mudança para uma terceira camada geométrica com baixa resistividade (58,4 Ohm.m), onde se interpretou a resistividade do nível d'água em um solo saturado, permanecendo neste padrão até a profundidade de 58,4 m, quando uma quarta camada indicou um aumento na resistividade (297 Ohm.m), sendo então interpretada como o topo do basalto não fraturado.

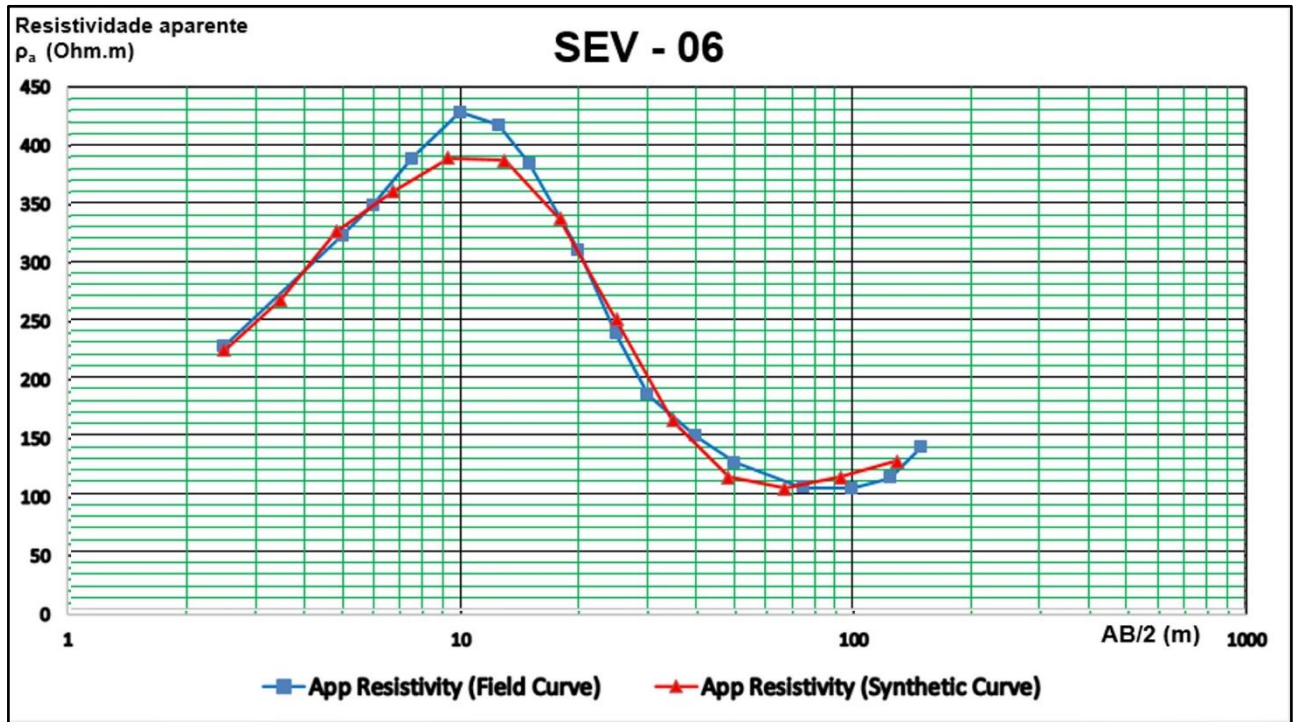


Figura 50 – Ajuste da SEV 06 adquirida na cota de 465 m pelo programa IP2WIN, que utiliza o método tradicional de ajuste de curvas de resistividade por camada em profundidade. Curva sintética ajustada em vermelho.

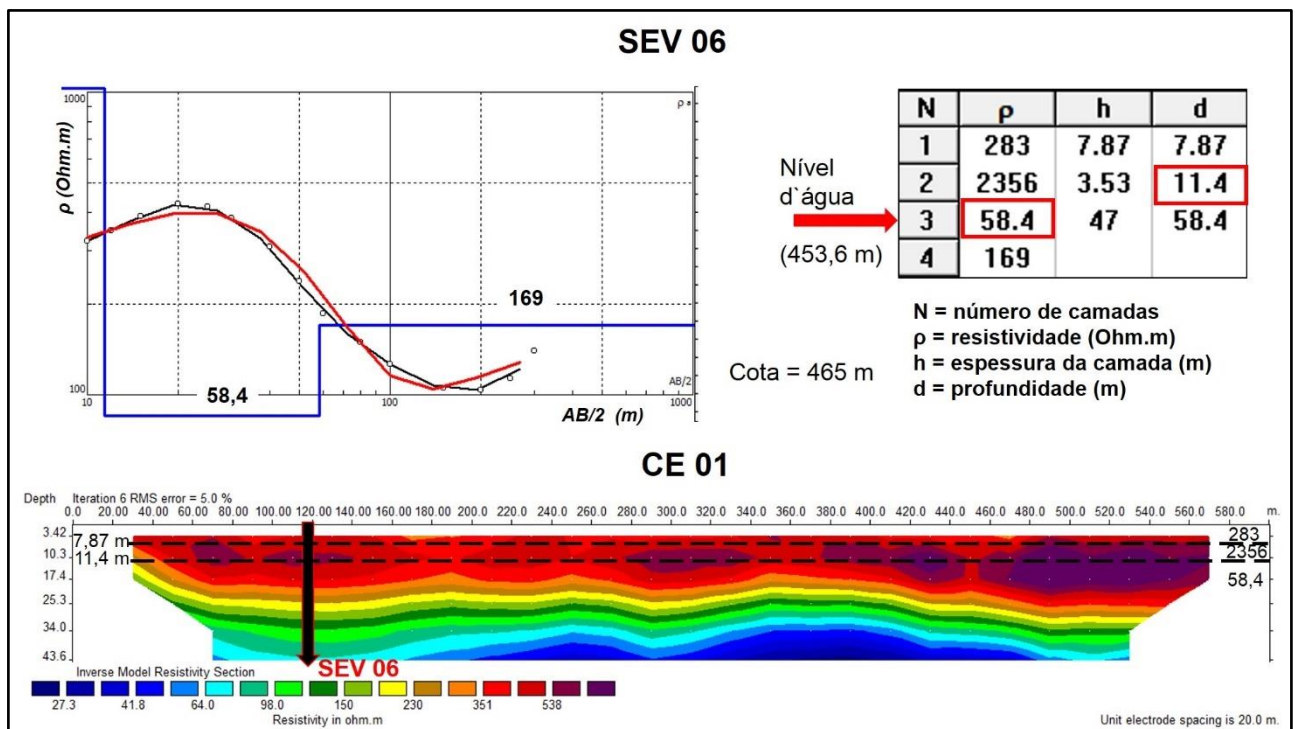


Figura 51 – Ajuste da SEV 06, adquirida na cota de 465 m, pelo programa IP2WIN, em comparação com o resultado da Inversão do Caminhamento Elétrico 01 (CE-01) sem a topografia. Notar a indicação do local de aquisição da SEV-06.

A interpretação conjunta da SEV-06 com o CE-01 nos mostra que, embora esta SEV tenha sido eficaz em determinar o nível d'água (o que não ocorreu no CE-01), não foi possível delimitar a variação entre o solo saturado e o basalto fraturado, que pela interpretação da CE-01 se encontra aproximadamente na profundidade de 30 m, o que mostra a importância de se utilizar mais de uma

técnica geoeétrica na pesquisa de campo. A tabela 11 apresenta a interpretação geológica correspondente a cada camada geoeétrica interpretada na SEV-06.

Camadas geoeétricas	Resistividade $\rho$ (Ohm.m)	Profundidade (m)	Interpretação Geológica
1	283	0 – 7,87	Solo superficial
2	2356	7,87 – 11,40	Solo não saturado
3	58,4	11,40 – 58,40	Solo saturado (NA)
4	169	58,40	Basalto não fraturado

**Tabela 11** – Interpretação geológica das camadas geoeétricas da SEV-06. A profundidade estimada para o nível d' água local (NA) é de 11,40 m.

Analisando os resultados das interpretações de todas as seis sondagens elétricas verticais, e levando-se em conta que as profundidades máximas obtidas nos ajustes das curvas de campo, com  $AB_{max} = 300m$ , apresentaram uma variação de 35,30 m (SEV-05) a 68,40 m (SEV-03), podemos afirmar que a profundidade de investigação do arranjo Schlumberger nesta região é de aproximadamente  $AB/5$ , seguindo a estimativa de BARKER (1989). Um estudo detalhado sobre esse assunto pode ser encontrado em GANDOLFO (2007).

### 5.2.3 Polarização Induzida (IP)

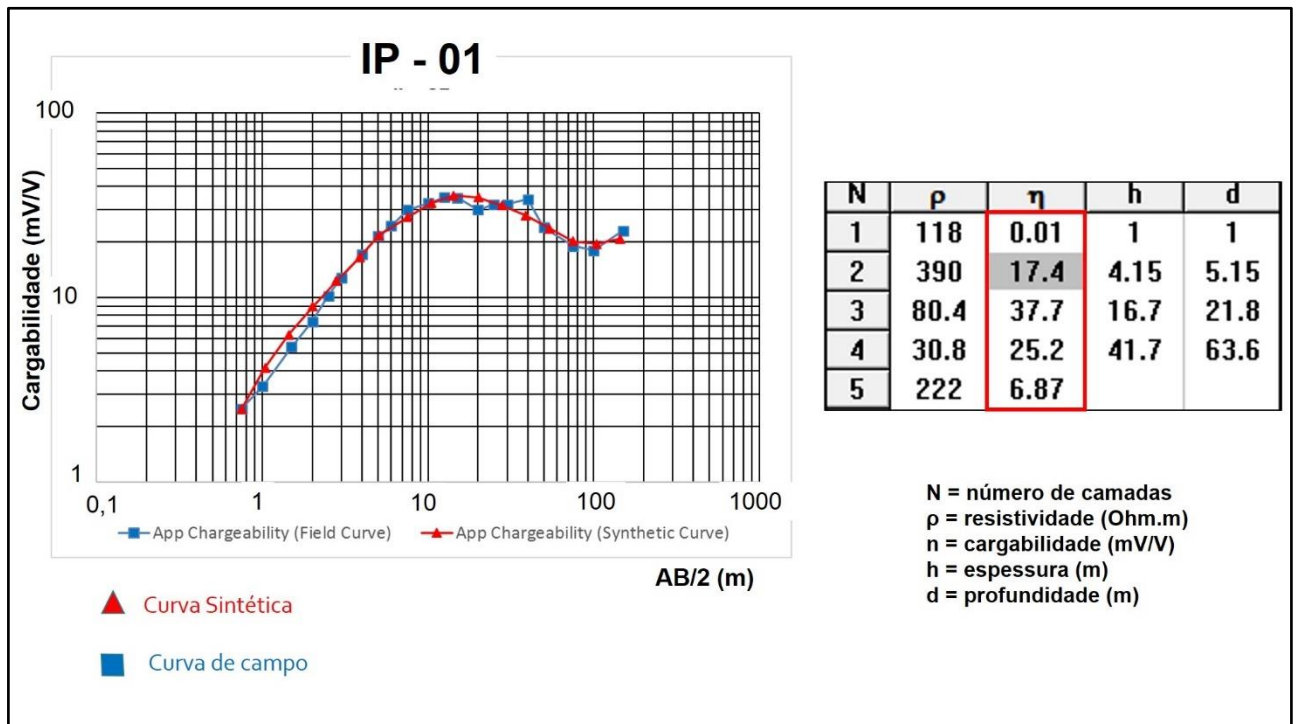
Os dados de polarização induzida foram adquiridos na forma de 05 sondagens pontuais, seguindo a mesma numeração da aquisição das sondagens elétricas verticais e, da mesma forma que nas SEVs, foram interpretados pelo ajuste de curvas sintéticas aos dados de campo de cargabilidade ( $M$ ), em relação à metade da distância de abertura entre os eletrodos de corrente ( $AB/2$ ). Os resultados são apresentados e comentados a seguir nas figuras 52 a 56.

A tabela apresentada na figura 52, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados reais da aquisição IP, nos apresenta uma sequência de valores de cargabilidade que varia de 0,01 a 37,7 mV/V (ou ms), sendo notável um aumento na cargabilidade após a profundidade de 5,15 m, exatamente onde se inicia a camada de solo saturado, o que indica a ocorrência de uma camada de solo saturado com relativo teor de argilosidade (vide tabela 03), e uma possível classificação como solo arenoso/argiloso.

A interface entre as camadas geoeétricas três e quatro é definida por uma pequena diminuição na cargabilidade, justamente onde se interpretou a ocorrência do basalto fraturado, o que indica também a ocorrência de algum teor de argilosidade na zona menos resistiva, sendo esta



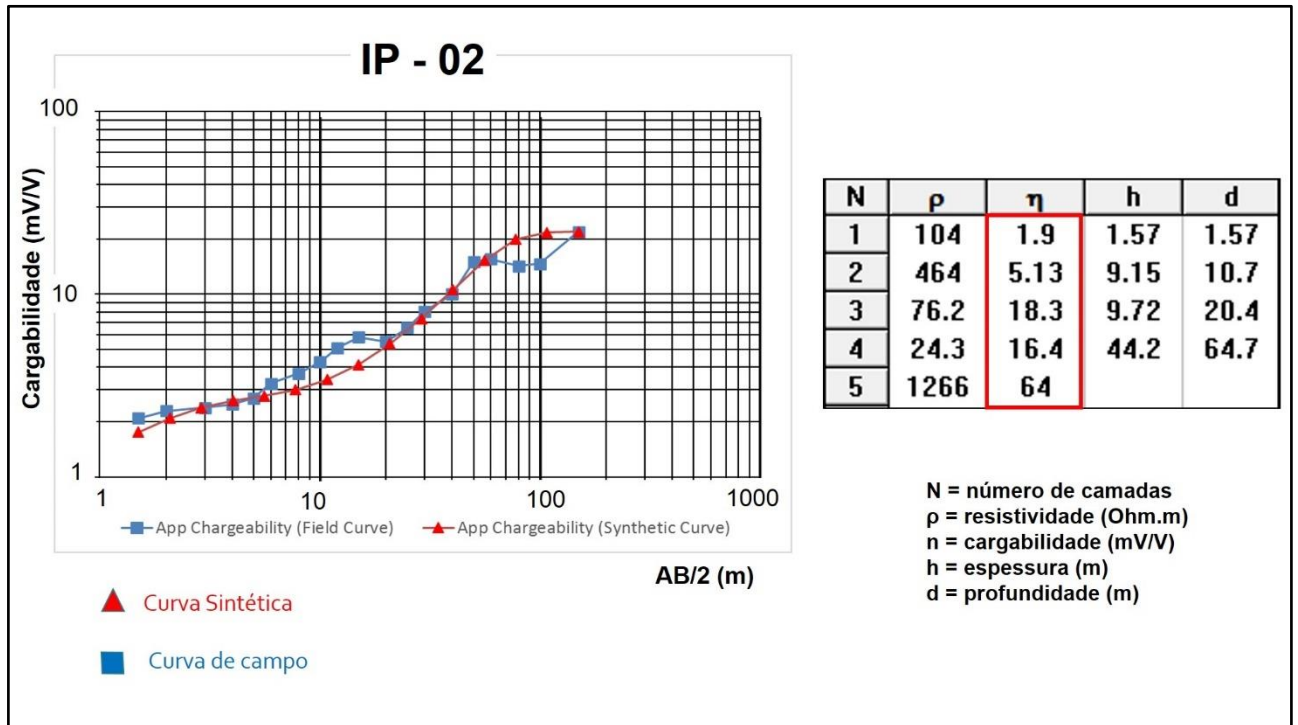
região interpretada como uma camada de basalto fraturado, saturado de água com relativa argilosidade.



**Figura 52** – Ajuste dos dados de campo do IP 01, adquiridos no mesmo local da SEV 01 (vide figura 32), com abertura máxima de 300 m ( $AB_{max}=300m$ ). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. A terceira camada apresenta significativo aumento na cargabilidade, o que indica um solo saturado com relativo teor de argilosidade.

Um fato relevante em relação aos dados do IP- 01, é que o ajuste das curvas foi sensível à camada do nível freático, cuja ocorrência foi estimada pela SEV 01 e CE-02 (vide figura 41) em aproximadamente 21,8 m de profundidade. Esse comportamento é esperado para reservatórios de água de baixa salinidade, como os do SASG, pois a magnitude do efeito de polarização induzida nas rochas é proporcional à saturação de água, o tipo de argila presente e também à salinidade do fluido intersticial.

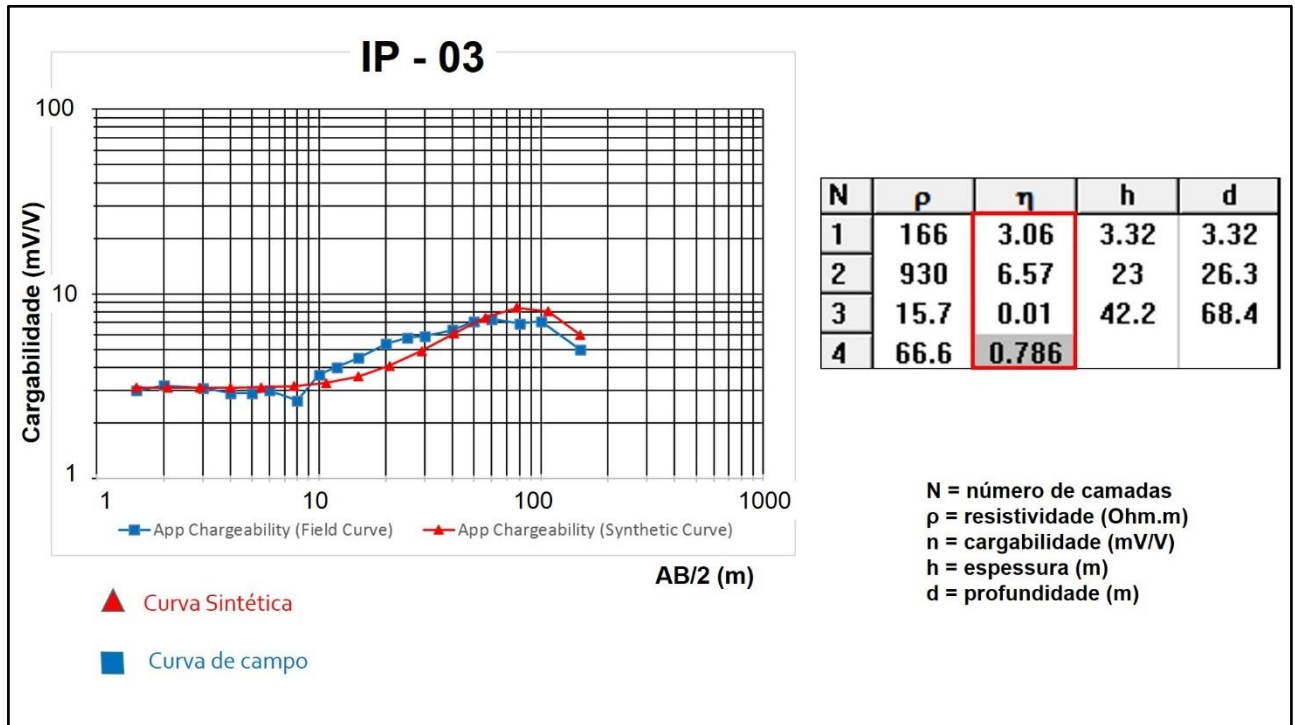
A tabela apresentada na figura 53, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-02, nos apresenta uma sequência de valores compatível com a interpretação do IP-01, apresentando um aumento na cargabilidade a partir da região interpretada como solo saturado (10,70 m de profundidade), diminuindo de valor na região definida como a de ocorrência do basalto fraturado (com pequena variação) e, assim como no IP-01, se espera nesse local relativos teores de argilosidade nas rochas do SASG.



**Figura 53** – Ajuste dos dados de campo do IP 02, adquiridos no mesmo local da SEV 02 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ( $AB_{max} = 300m$ ). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. A terceira camada apresenta significativo aumento na cargabilidade, o que indica um solo saturado com relativo teor de argilosidade

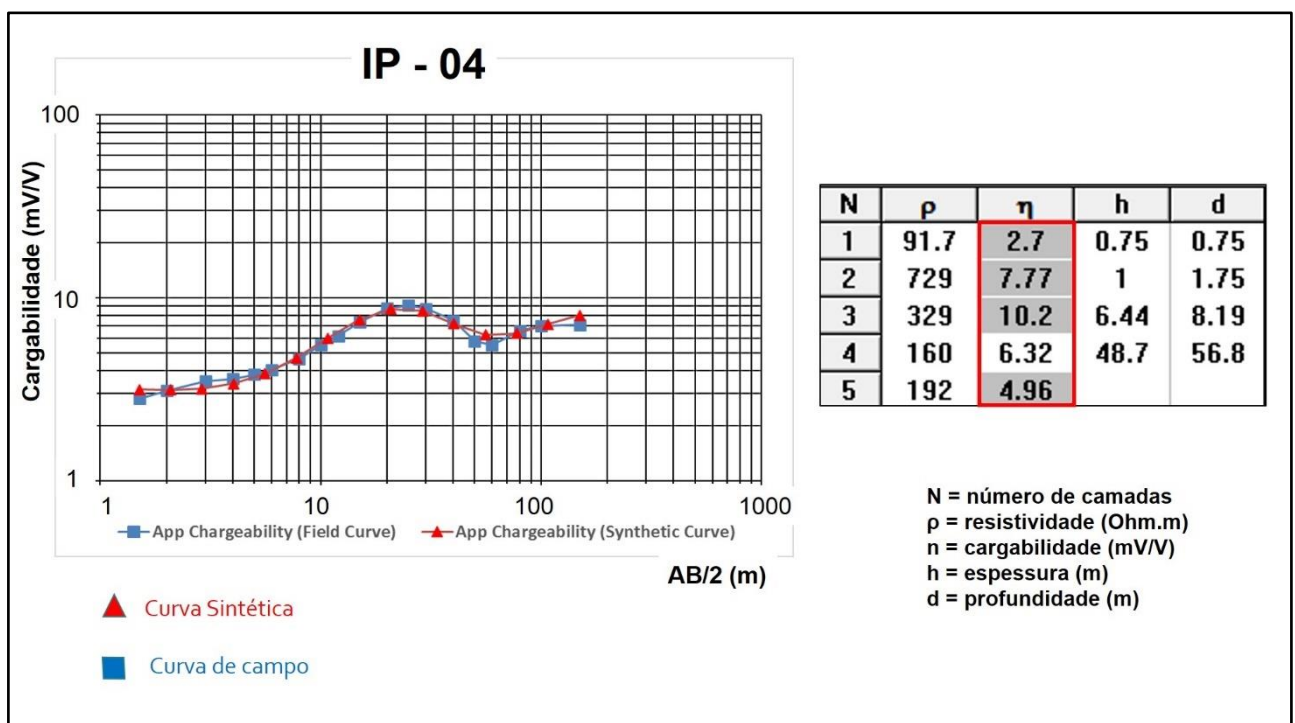
A figura 54 apresenta o ajuste da curva de campo do IP-03, na qual é possível visualizar um quadro resumo de camadas em profundidade em relação ao par de cargabilidade e resistividade e, assim como no IP-01 e IP-02, podemos verificar que o IP-03 foi sensível ao nível freático estimado pela SEV-03 (vide figura 45), que ocorre a partir da profundidade de 26,30 m. Todavia, no caso do IP-03, o valor da cargabilidade diminuiu muito na zona saturada, indicando ausência de argilosidade nessa região e, com isso, corroborando a interpretação baseada na resistividade elétrica, de que essa camada de baixa resistividade e baixa cargabilidade seja a correspondente aos basaltos fraturados da formação Serra Geral.

A indicação de baixos valores de cargabilidade na zona saturada indica a existência de um reservatório de excelente qualidade permoporosa no SASG, e um local potencial para futuras perfurações de poços. A realização de caminhamentos elétricos nessa região pode trazer informações geoeletricas de suma importância para definir uma nova locação.



**Figura 54** – Ajuste dos dados de campo do IP 03, adquiridos no mesmo local da SEV 03 (vide figura 32), com abertura máxima de 300 m ( $AB_{max} = 300m$ ). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 4 camadas mostra baixos valores de cargabilidade em geral. A terceira camada apresenta significativa diminuição na cargabilidade, o que indica ausência de argilosidade e excelente qualidade permoporosa no SASG.

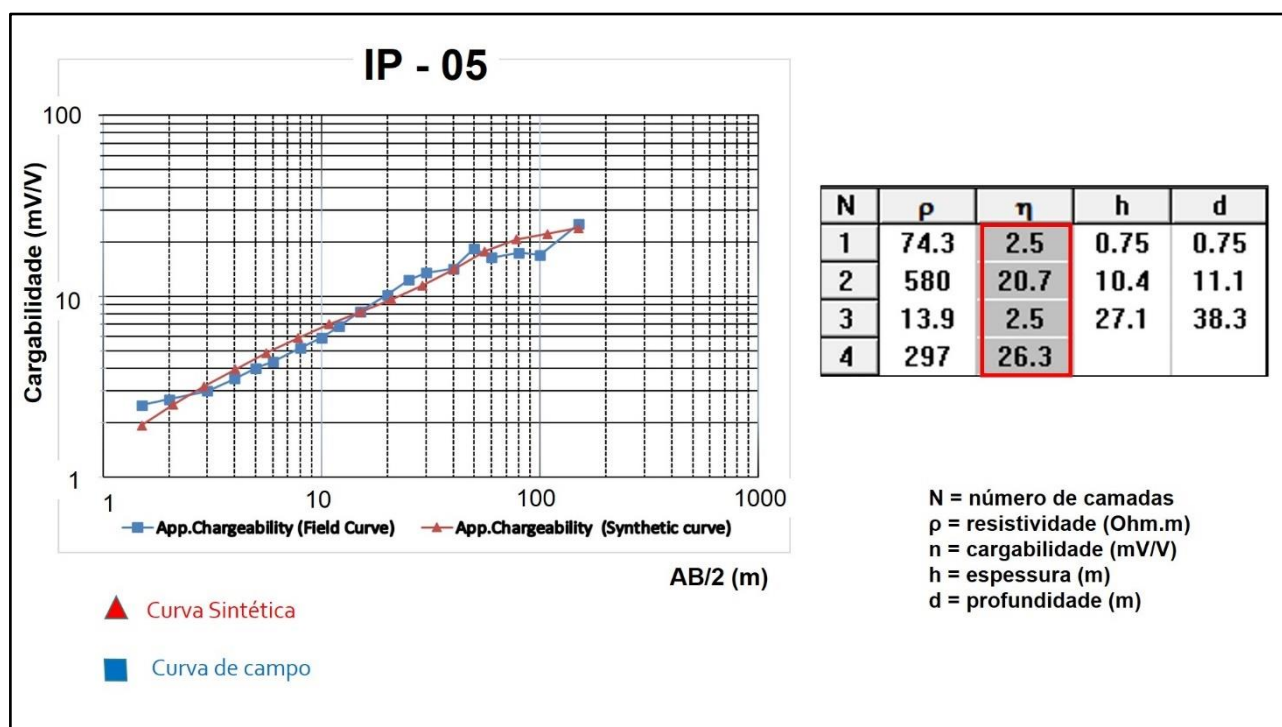
A tabela apresentada na figura 55, relativa à aquisição do IP-04, foi determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos, apresentando uma sequência de valores com baixa cargabilidade em geral, similar ao ocorrido no IP-03 e, assim como no caso anterior, não se espera nessa região significativos teores de argilosidade.



**Figura 55** – Ajuste dos dados de campo do IP 04, adquiridos no mesmo local da SEV 04 (vide figura 42), com abertura máxima de 300 m ( $AB_{max} = 300m$ ). Dados de campo em azul e curva ajustada em vermelho. Modelo de 5 camadas mostra baixos valores de cargabilidade em todas as camadas geoeletricas.

A sondagem vertical do IP-04 foi realizada sobre uma região de alta resistividade (vide figura 47), tendo sido adquirida em uma região com grande variação lateral de resistividade, todavia, diferentemente dos dados de resistividade elétrica, que indicaram um aumento significativo em relação ao padrão encontrado nas demais SEVs, a cargabilidade apresentou baixos valores em todas as camadas, indicando que esta é uma região de baixa argilosidade e, por este fato, os reservatórios devem possuir rochas de excelentes características permoporosas no SASG.

A tabela apresentada na figura 56, determinada a partir do ajuste da curva sintética aos dados de campo adquiridos no levantamento IP-05, apresenta uma sequência de valores com grande variação na cargabilidade, e um comportamento similar ao do IP-03, apresentando baixos valores de cargabilidade na zona saturada (2,5 mV/V) e, por este fato, não se espera que essa camada tenha altos teores de argilosidade, indicando que os basaltos fraturados do reservatório do SASG devem possuir excelente permoporosidade.



**Figura 56** – Ajuste dos dados de campo do IP 05, adquiridos no mesmo local da SEV 05 (vide figura 32), com abertura máxima de 300 m ( $AB_{max} = 300m$ ). A terceira camada (zona saturada) apresenta significativa diminuição na cargabilidade, o que indica ausência de argilosidade e excelente qualidade permoporosa no SASG.

O IP-05 nos fornece um indicativo de que existe uma zona do SASG com baixa permeabilidade a partir de 38,3 m de profundidade, caracterizada por um alto valor de IP (26,3 mV/V) e alta resistividade (297 Ohm.m), características geoeletricas que permitem interpretar essa camada como o topo do basalto não fraturado, haja vista o aumento na cargabilidade não ser devido a ocorrência de minerais argilosos nessa camada, hipótese excluída pela alta resistividade.

A alta cargabilidade da quarta camada do IP-05 é devida a algum tipo de mineralização metálica, cuja ocorrência gerou um aumento no valor do IP, devido ao efeito de polarização de eletrodo, diferentemente dos casos apresentados no IP-01 e no IP-02, cuja origem foi o efeito de polarização de membrana. Também se observa um aumento na resistividade elétrica a partir dessa profundidade na inversão do caminhamento elétrico 04 (vide figura 49), que é incompatível com o aumento de argilosidade, corroborando a interpretação conjunta da SEV, CE e IP.

A tabela 12 mostra a interpretação qualitativa dos reservatórios nas zonas saturadas em relação à cargabilidade interpretada para cada intervalo, classificando as camadas de menor resistividade (zonas saturadas) como excelente, boa e ruim, tomando por base apenas os dados de cargabilidade IP adquiridos nesta pesquisa. Tal classificação permitiu excluir as regiões do IP-01 e IP-02 como potenciais para a perfuração de um poço produtor.

IP	Topo e base da camada de menor resistividade (m)	Cargabilidade (ms)	Qualidade permoporosa do reservatório
01	21,80 – 63,60	25,20	ruim
02	20,40 – 64,70	16,20	ruim
03	26,30 – 68,40	0,01	Excelente
04	8,19 – 56,80	6,32	Boa
05	11,10 – 38,30	2,50	Excelente

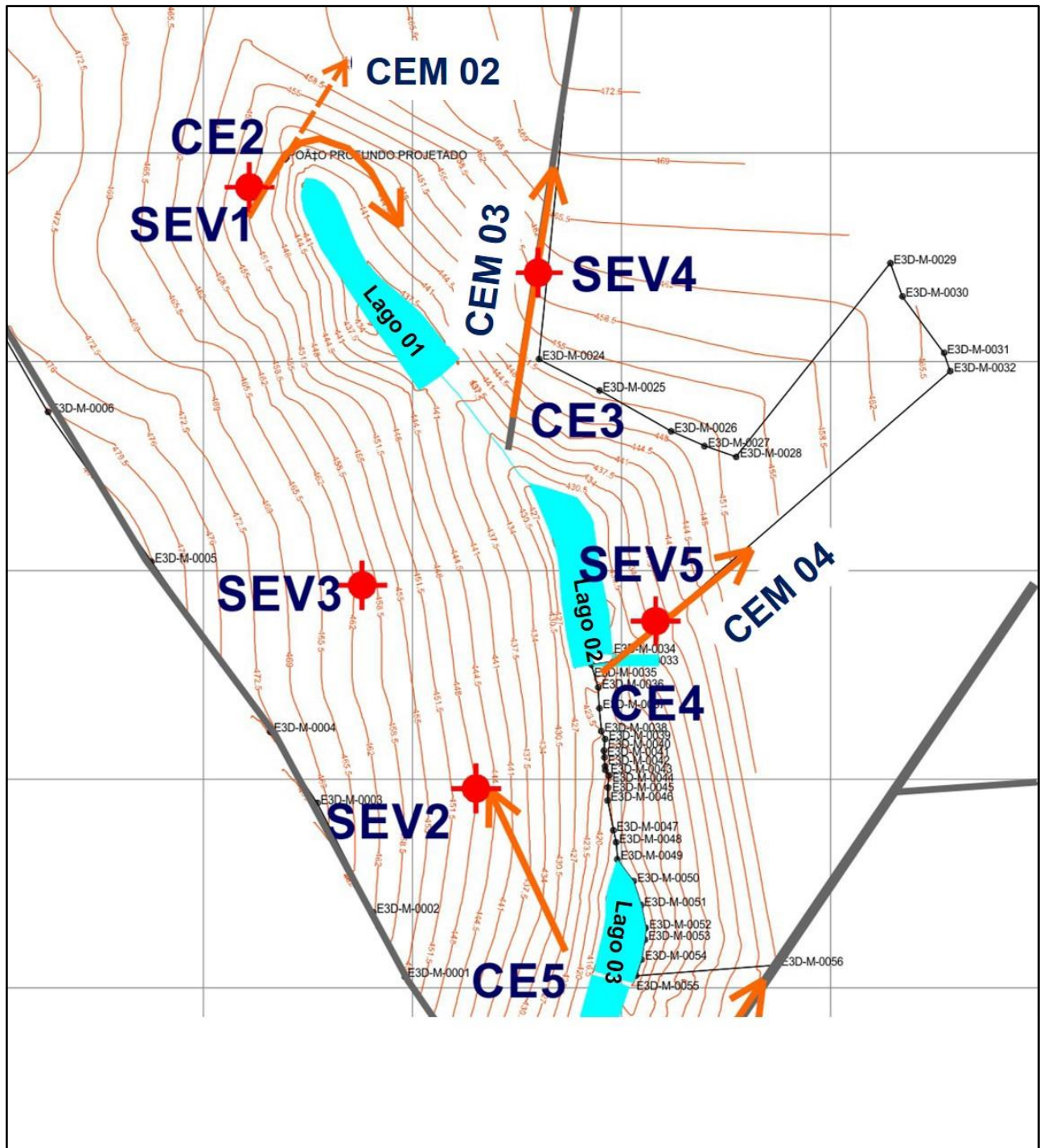
**Tabela 12** – Interpretação qualitativa dos reservatórios da zona saturada em relação a cargabilidade.

#### 5.2.4 Eletromagnético Indutivo (FDEM)

O equipamento utilizado nesse tipo de aquisição geofísica é denominado genericamente de condutímetro, já que foi desenvolvido 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, que permite a investigação da condutividade elétrica nas profundidades pré-determinadas de 7,5, 15 e 30 m, a partir das distâncias das aberturas entre as bobinas transmissora e receptora de 10 e 20 m, tanto com o arranjo coplanar vertical (VCP), quanto com o arranjo coplanar horizontal (HCP).

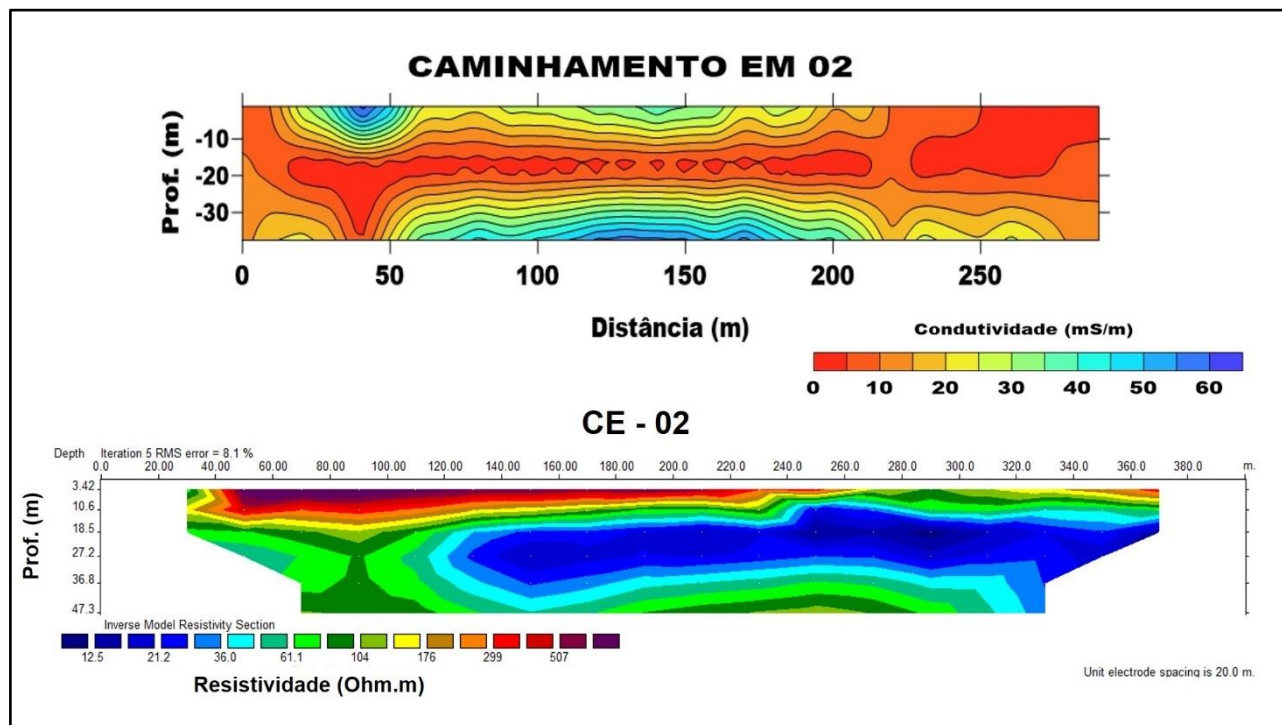
Os ensaios de campo foram realizados na forma de caminhamentos eletromagnéticos (CEM), em um total de três, tendo sido adquiridos sobre a mesma linha de alguns caminhamentos elétricos, para que se pudesse diminuir as incertezas na interpretação geoeletrica por um outro método geofísico, que fosse baseado em principio físico distinto e, assim, determinar as condutividades nas profundidades de investigação pré-determinadas, diminuindo a ambiguidade, que é inerente a boa parte dos métodos geofísicos.

A localização dos levantamentos CEM está indicada na figura 57, e a interpretação desses dados é apresentada nas figuras 58 a 60, as quais mostram também a seção 2D do caminhamento elétrico correspondente, num total de três aquisições, numeradas de 02 a 04 (CEM-02, CEM-03 e CEM-04).



**Figura 57** – Mapa de localização da aquisição dos caminhamentos eletromagnéticos (CEM) pelo método FDEM e da aquisição dos caminhamentos elétricos (CE) correspondentes. Notar que o CEM-02 acompanha a geometria da aquisição do CE-02 até a distância de 200m, mantendo-se de forma linear na direção NW, diferentemente do CE-02, que acompanha a curva de nível do terreno, em geometria curva,

Os dados de condutividade aparente foram invertidos pelo programa EM34-2D (MONTEIRO SANTOS, 2004), sendo apresentados aqui em seções 2D em profundidade, geradas a partir software *Surfer* (GOLDEN SOFTWARE, 1996).

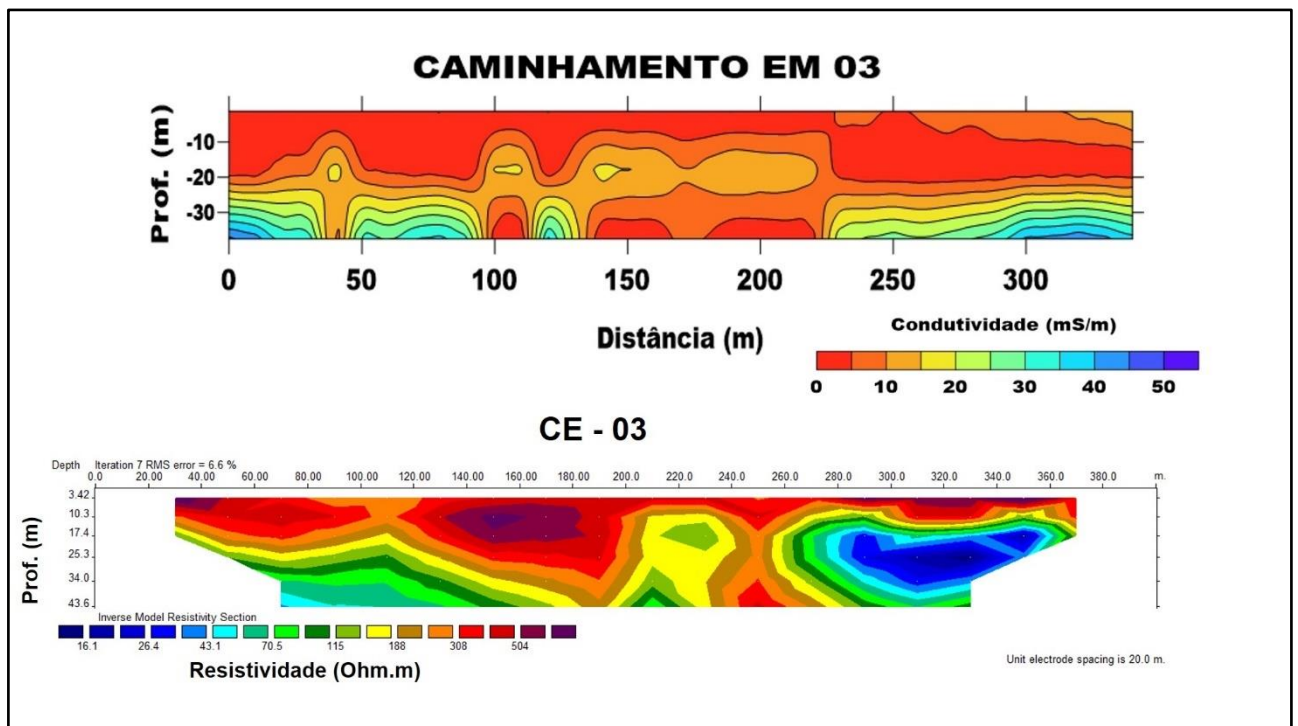


**Figura 58** – Seção 2D de condutividade do caminhamento eletromagnético 02 (CEM-02) em comparação com a seção 2D de resistividade do caminhamento elétrico 02 (CE-02).

A inversão do caminhamento eletromagnético (CEM) apresenta os dados em valores de condutividade elétrica (mS/m) e, sendo assim, em unidade física diversa dos valores apresentados na inversão dos caminhamentos elétricos (CE), que foram processados na unidade de resistividade elétrica (Ohm.m) e, para facilitar a visualização, foram utilizadas as escalas de cores invertidas, de tal forma que as cores correspondentes às áreas mais condutivas nas seções do CEM tivessem o mesmo padrão das cores correspondentes às áreas menos resistivas nas seções do CE, que então foram ajustadas para serem identificadas nas cores frias.

Tomando-se o devido cuidado com as diferentes unidades envolvidas, e cientes de que o CEM foi adquirido a partir da distância de 50 m em relação a aquisição do CE, e que após a marca de 200 m as duas aquisições seguem caminhos diversos (vide figura 57), podemos verificar a excelente correlação entre uma região mais resistiva a esquerda no CE-02 (na cor verde), a partir da profundidade de 18 m, com uma região menos condutiva no CEM-02, entre a distância de 0 a 50 m, bem como a excelente correlação com o aumento da condutividade, a direita dessa região, em ambas aquisições, a partir dessa profundidade (até a distância de 200 m no CE).

Um ponto a ser destacado na comparação entre as duas seções apresentadas na figura 58 é a anomalia semicircular de alta condutividade encontrada na primeira camada no CEM-02, na região esquerda, logo acima da zona menos condutiva, que não apresenta correlação com a alta resistividade da primeira camada do CE-02. Tal anomalia foi devida a um cabo de energia elétrica, que se encontrava soterrado dentro de um cano de PVC que cortava a região do levantamento, cujo material isolante não permitiu que a aquisição de dados do caminhamento elétrico fosse influenciada pela presença do condutor, todavia não impediu que o campo magnético correspondente a passagem de corrente, influenciasse a aquisição de dados do caminhamento eletromagnético.

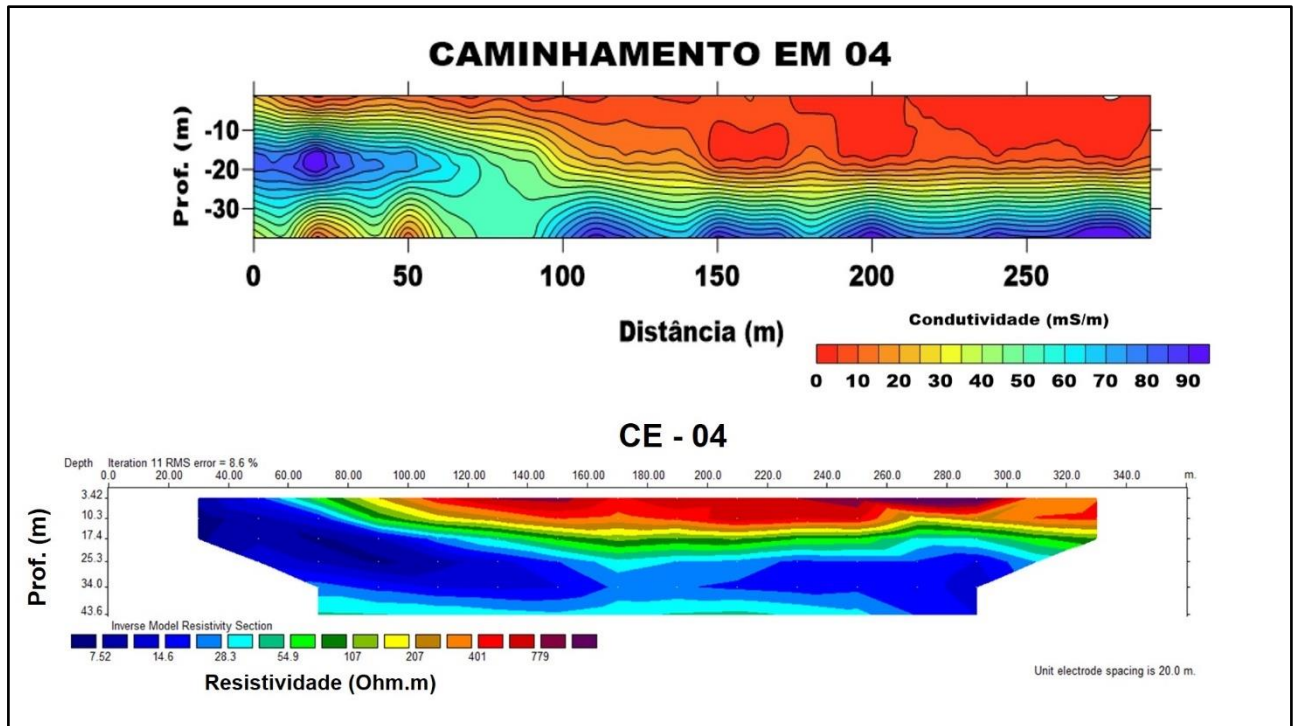


**Figura 59** – Seção 2D de condutividade do caminhamento eletromagnético 03 (CEM-03) em comparação com a seção 2D de resistividade do caminhamento elétrico 03 (CE-03).

A figura 59 apresenta a excelente correlação entre o CEM-03 e o CE-03, cuja seção 2D em ambos mostra que essa região pode ser interpretada por duas camadas horizontais, sendo a primeira mais resistiva, até aproximadamente a profundidade de 20 metros, e a segunda mais condutiva, a exceção da parte central da seção, que é essencialmente resistiva nas duas camadas.

Na seção 2D do CEM não foi possível obter os dados para a correlação da parte mais profunda (até 45m) como no CE, por limitação natural da abertura utilizada na aquisição, que foi de 20 metros, tanto no modo HCP, quanto no modo VCP, o que permitiu uma profundidade máxima de investigação de 30 m (no modo HCP).





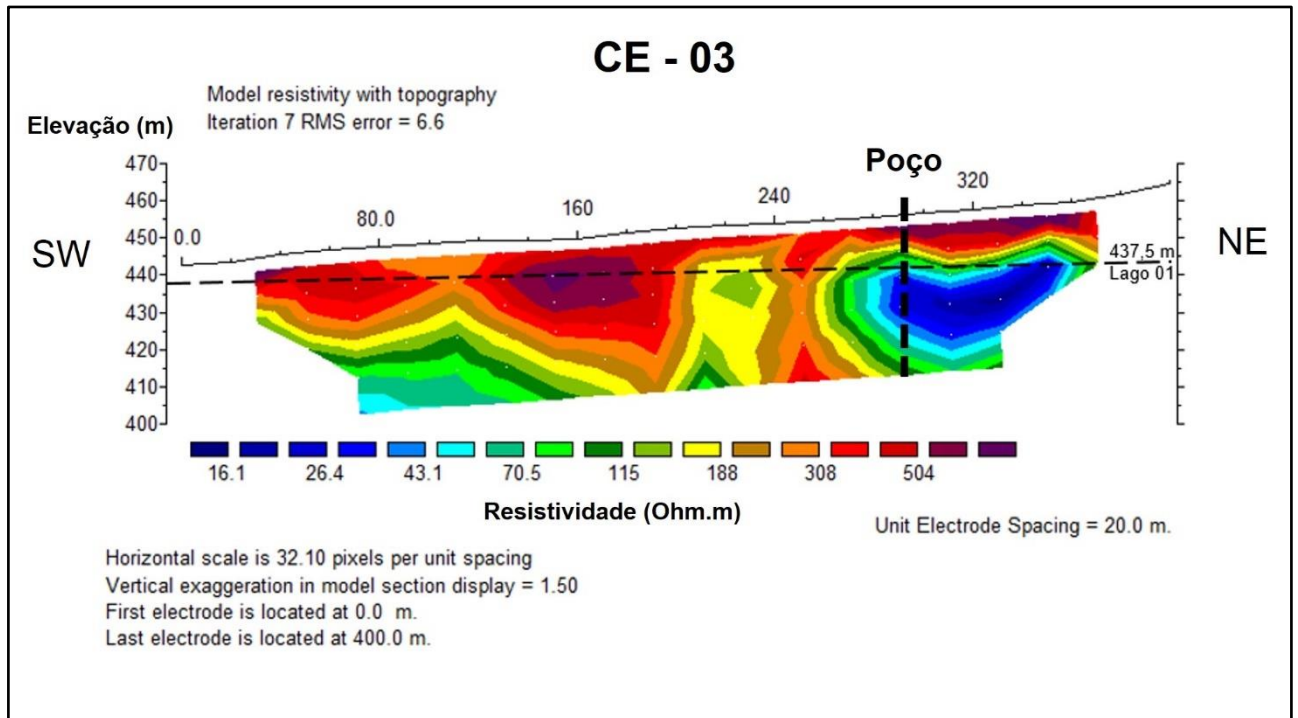
**Figura 60** – Seção 2D de condutividade do caminhamento eletromagnético 04 (CEM-04) em comparação com a seção 2D da resistividade do caminhamento elétrico 04 (CE-04).

A figura 60 apresenta a excelente correlação entre o CEM-04 e o CE-04, cuja seção 2D em ambos mostra um significativo aumento da condutividade (ou diminuição da resistividade) em uma segunda camada geológica mais profunda, que se encontra mais próxima da superfície no lado esquerdo em ambas seções. Notável é que o caminhamento elétrico 04 apresenta o mergulho da camada mais condutiva à direita de forma mais suave do que a apresentada na seção 2D do caminhamento eletromagnético 04, o que pode ser devido ao maior número de pontos amostrados pelo método elerorresistivo, o que leva a maior assertividade na interpretação geológica.

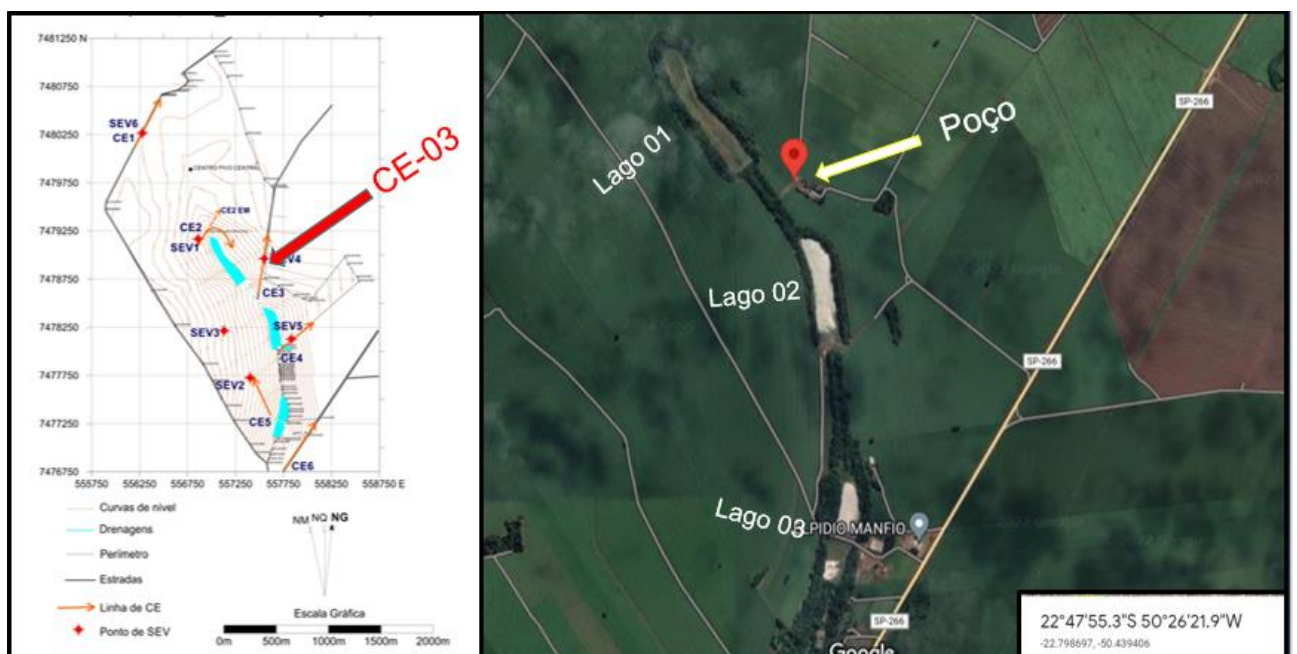
Podemos concluir que, para essas três regiões, os dois métodos baseados em princípios físicos distintos, adquiridos por equipamentos distintos, chegaram a resultados coincidentes, o que diminuiu a ambiguidade na interpretação geofísica e, em conjunto com a interpretação dos dados de SEV, CE e IP, definiu o melhor ponto para a perfuração do poço produtor para exploração de água subterrânea no SASG, que foi no CE-03.

## 6 PERFURAÇÃO DO POÇO PRODUTOR

Um poço para produção de água subterrânea foi perfurado na região da aquisição dessa pesquisa, tendo por base a interpretação conjunta de todos os métodos geofísicos utilizados, tendo sido locado sobre a linha do caminhamento elétrico 03 (CE-03), cuja projeção da perfuração é apresentada na figura 61 e sua localização em mapa na figura 62.



**Figura 61** – Local da perfuração do poço de produção de água em relação ao caminhamento elétrico 03 com a topografia.



**Figura 62** — Local da perfuração do poço de produção de água para uso agrícola em mapa.

Os critérios que definiram a escolha desse ponto para a perfuração foram: 1) a ocorrência de uma região de baixa resistividade ( $< 43,1 \text{ Ohm.m}$ ) a partir da profundidade de 18 m, definida pelo CE-03 e confirmada pelo CEM-03; 2) o baixo valor de cargabilidade para esse intervalo (6,32 mV/V), definido pelo IP-03; 3) as facilidades operacionais encontradas na sede da fazenda (proximidade de pontos de energia e acesso por estradas).

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:

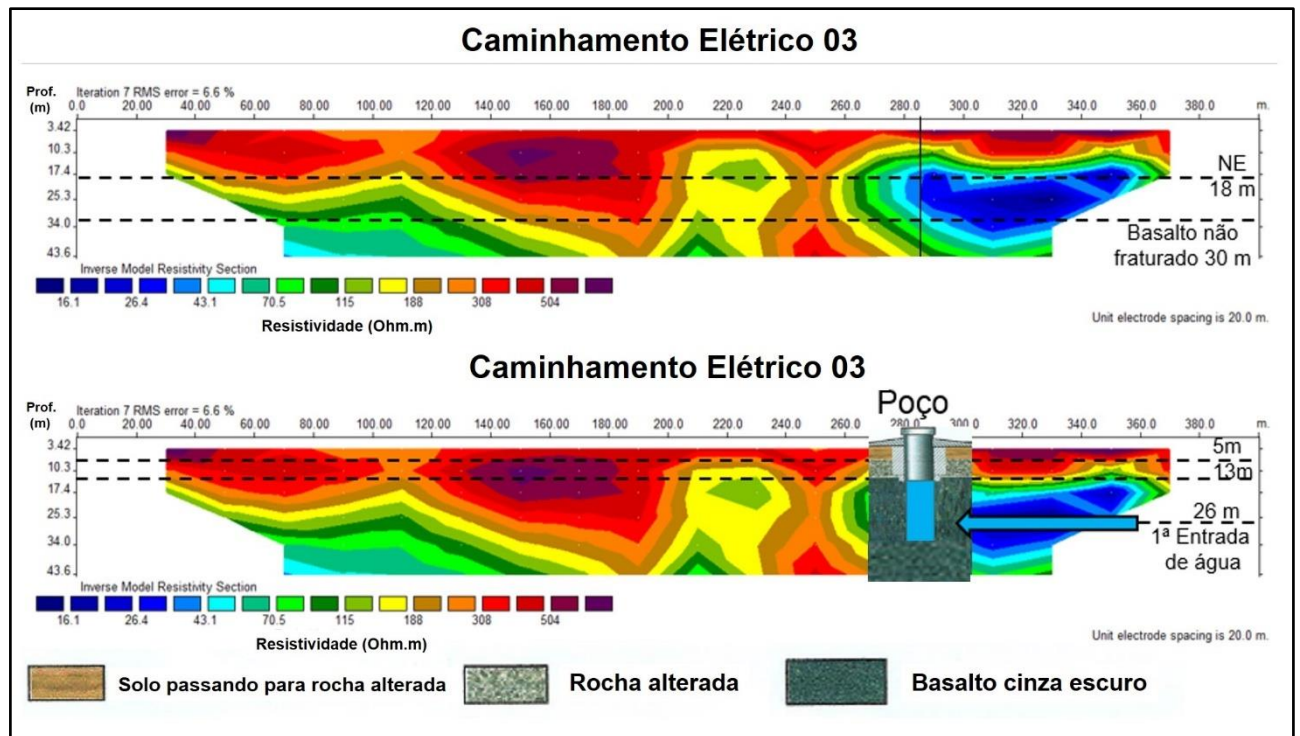
- 18 a 24 metros - Zona de intenso fraturamento em rocha basáltica;
- 24 a 39 metros – Basalto amigdaloidal vesiculado com muita quantidade de água;
- 30 a 36 metros – Basalto compacto não fraturado;
- Nível estático (NE) a 18 metros de profundidade;
- Última fratura da sondagem foi encontrada a 114 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 recuperação do nível estático, sendo o nível dinâmico definido na profundidade de 82,44 m.

A justificativa para se parar a perfuração na profundidade de 120 metros se deu por causa da existência de uma camada de basalto não fraturado, que serve como uma 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 63 apresenta o resultado da perfuração projetado sobre o imageamento geoeletrico da seção 2D de resistividade do caminhamento elétrico 03, e nela podemos observar que o nível estático encontrado junto ao topo do basalto fraturado (18 m) coincide com a região de menor resistividade do CE-03 ( $< 43,1 \text{ Ohm.m}$ ).

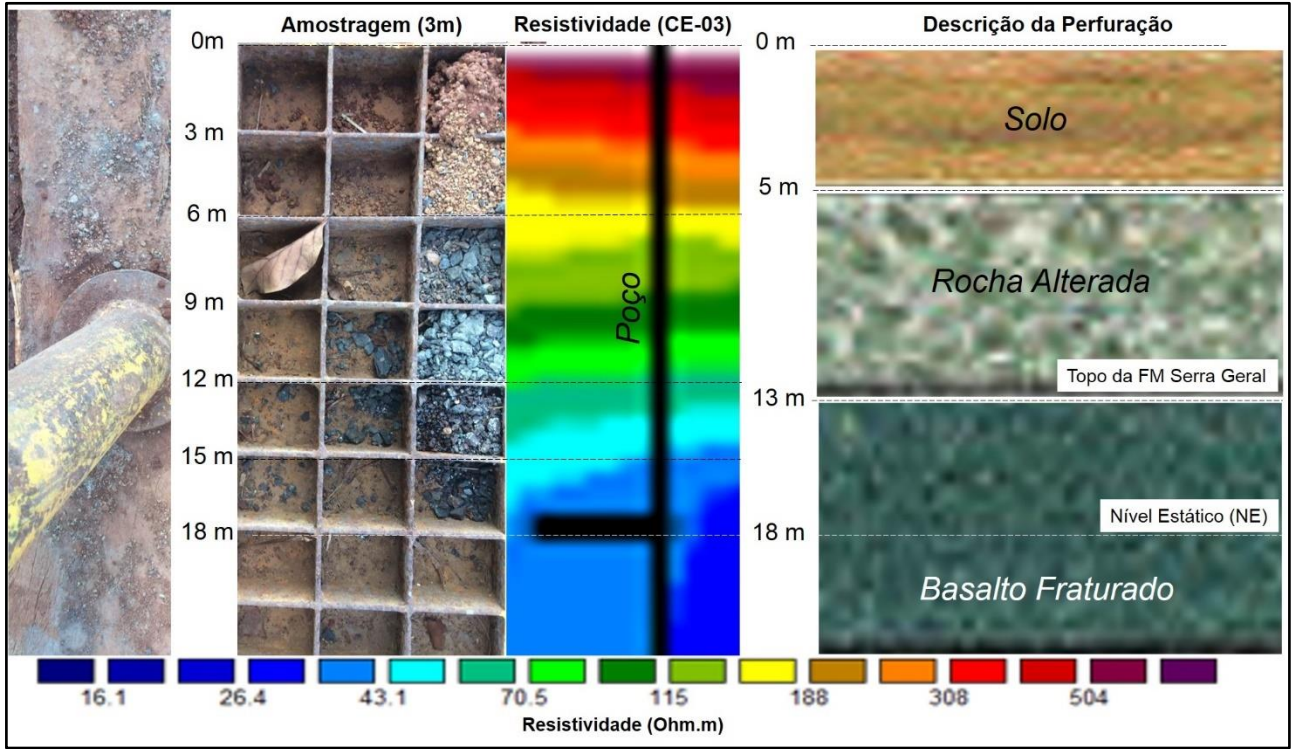
Algumas informações que confirmam a interpretação geofísica podem ser verificadas na figura 63, como a profundidade do topo do basalto não fraturado, atingido pela perfuração aos 30 m, que coincide com a região na qual a resistividade volta a subir na inversão da CE-03, bem como a da primeira entrada de água, que ocorreu aos 26 m de profundidade, exatamente dentro da zona de baixíssima resistividade, localizada acima da camada de basalto maciço não fraturado.



**Figura 63** – CE-03 com perfil litológico do poço em profundidade. Indicação do nível estático (18m), determinado pela perfuração do poço produtor 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 em detalhe dessas rochas com o perfil de resistividade do caminhamento elétrico 03 é apresentado na figura 64.

Por fim, analisando a produção estabelecida no teste de vazão, 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 dos métodos da eletrorresistividade (CE e SEV) em conjunto com os métodos FDEM e IP deve ser incentivada nessa região para a locação de poços produtores de água subterrânea a partir do SASG.



**Figura 64** – Correlação da amostragem litológica realizada com intervalo de 3 m em comparação com a resistividade definida pelo caminhamento elétrico 03 nos arredores do poço. Notar que o nível estático coincide tanto com topo da camada de basalto fraturado e saturado identificada na perfuração, quanto com zona de baixa resistividade no CE-03.



**Figura 65** – Sonda de perfuração em operação e amostragem do basalto do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG).

## 7 CONCLUSÕES

A aquisição de dados para essa pesquisa foi realizada durante o período da pandemia do COVID-19, em três dias de trabalho de campo, no mês de julho de 2021, no período de estiagem, por equipe composta pelo professor orientador e um técnico de geofísica do IAG.

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), que indicaram várias regiões promissoras em locais de baixa resistividade e cargabilidade, bem como o EM no domínio da frequência (FDEM), que ajudou a diminuir a ambiguidade inerente à interpretação eletrorresistiva.

O CE-03, que foi a linha de caminhamento elétrico escolhida para a locação do poço produtor, não contribuiu somente para identificar um excelente reservatório na zona saturada, mas também para mostrar que pode haver estruturas na área ou variação lateral na permoporosidade, tanto no SASG, como no solo que o recobre, conforme o comportamento geoeletrico distinto apresentado ao longo da seção geoeletrica, que pode ser interpretada como uma região de rochas mais resistivas à esquerda e mais condutivas à direita (onde foi perfurado o poço).

O CE-04 e o CE-05, não apresentaram notável estruturação ou grande variação lateral na resistividade, o que nos leva a interpretar a região do centro ao sul da pesquisa como menos estruturada e, possivelmente, com menos falhas e fraturas, o que valoriza a região mais a norte, próxima do lago 01, para futuras perfurações.

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 da fazenda, tendo sido o único dado desconsiderado nesse trabalho.

As cinco aquisições pontuais de SEV, realizadas em pontos alinhados aos CEs, mostraram excelente correlação com os dados do caminhamento elétrico Dipolo-Dipolo, destacando-se entre elas o par SEV-01 e CE-02, cuja excelente qualidade dos dados permitiu até a identificação do topo do basalto mais resistivo a 63,60 m de profundidade. A única exceção ocorreu na correlação do par SEV-04 e CE-03, cuja SEV foi adquirida em uma região de alta resistividade da seção geoeletrica, na qual não foi possível identificar uma zona de baixa resistividade que fosse compatível com as demais. Tal aquisição de SEV, se interpretada isoladamente, teria excluído essa

região como promissora para a locação de poços, caso não houvesse uma correlação com o imageamento de um caminhamento elétrico, destacando-se que o poço foi locado sobre esta seção de resistividade 2D, em anomalia de baixa resistividade próxima a SEV-04.

O par SEV-05 e CE-04 também merece destaque, porque mostrou a importância de se utilizar uma SEV como ponto de correlação em um CE, já que a SEV-05 identificou a interface de uma zona menos resistiva (13,9 Ohm.m), para uma mais resistiva na profundidade aproximada de 38,3 m (297 Ohm.m), onde se interpretou a variação de um basalto fraturado para um basalto maciço não fraturado, sendo certo que, de forma isolada e apenas pela interpretação do CE-04, tal variação no basalto jamais poderia ser interpretada, devido ao pequeno valor da resistividade a partir dessa profundidade, muito embora se perceba que a inversão do CE-04 identifica também a variação de uma região de menor resistividade para uma de maior resistividade. As SEVs são melhor dimensionadas do que os CEs na investigação da variação da resistividade vertical, em locais onde a variação lateral não é abrupta como este e, por isso, trazem informações de melhor qualidade em função da profundidade, que permitem uma avaliação quantitativa da resistividade local.

As sondagens verticais de cargabilidade trouxeram resultados que foram interpretados como mais argilosos ou menos argilosos, tendo boa parte dos dados de IP apresentado valores baixos de cargabilidade, sendo sensíveis a zona saturada, todavia, apresentaram resultados diversos quanto a cargabilidade nessas zonas de menor resistividade, tendo o IP-01 e o IP-02 apresentado altos valores de cargabilidade na zona saturada em comparação aos demais, o que foi interpretado como argilosidade no reservatório, uma característica que impacta negativamente na qualidade permoporosa, não sendo ideal para um reservatório destinado à produção de fluidos.

Os ajustes das curvas sintéticas aos dados de campo do IP-02 e o do IP-05 definiram em ambas uma última camada com características geolétricas de alta resistividade e alta cargabilidade, que foram interpretadas como a variação do basalto fraturado para o basalto maciço não fraturado, não havendo explicação para a alta resistividade por excesso de argilosidade que, teria diminuído a resistividade dessa camada, sendo estimado que ocorra algum tipo diferente de mineralização nessa região do SASG, que pode ter sido a causa do aumento na cargabilidade pelo efeito de eletrodo.

Os três caminhamentos eletromagnéticos (CEM) foram adquiridos nos modos VCP e HCP, com espaçamento entre as bobinas de 10 e 20 m, o que permitiu uma profundidade de investigação de até 30 m (no modo HCP), o que foi suficiente para que se pudesse identificar em ambas uma zona saturada de maior condutividade, que correlacionaram muito bem com as regiões de baixa resistividade dos caminhamentos elétricos correspondentes, sendo de boa prática incluir esse tipo de aquisição de dados junto aos levantamentos eletrorresistivos, levando-se em consideração que, se dois métodos de aquisição por princípios físicos distintos levam a interpretações coerentes e correlatas, a ambiguidade na interpretação, comum a maioria dos métodos geofísicos, será diminuída.

Os dados de perfuração do poço produtor provaram que a zona mais condutiva do CE-03, a partir da profundidade de 18 m, era de fato formada pela rocha basáltica fraturada e saturada, e que o aumento de resistividade a partir da profundidade de 30 m foi devido a ocorrência de basalto maciço não fraturado, corroborando a interpretação geofísica conjunta da SEV, CE, IP e FDEM nesta região. Os excelentes índices de produção do poço não deixam dúvidas quanto a importância da aplicação de distintos métodos geofísicos em pesquisas hidrogeológicas.



## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

BRAGA, A.C.O., 1999 - *Métodos de Prospecção em Hidrogeologia*. Apostila Interna do Curso de Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, Rio Claro - SP.

BRAGA, A. C. O., 2006. *Métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida Aplicados nos Estudos da Captação e Contaminação de Águas Subterrâneas: Uma Abordagem Metodológica e Prática*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro-SP, 126 p.

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*. Trabalho de conclusão de curso (Geologia). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 43 p.

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

CETESB, 1998. *Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental do Estado de São Paulo. Relatório de qualidade de águas subterrâneas do Estado de São Paulo*. São Paulo: CETESB. 106.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.
- GANDOLFO, O. C. B., 2007. *Aplicação dos métodos eletromagnético indutivo, eletrorresistividade e IP domínio do tempo em caracterização geoambiental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo - SP, 215 p.
- GLASER, D. R., 2007. *Estimation of alluvium properties from spectral induced polarization measurements*. Diss. Department of Geosciences. University of Missouri-Kansas City.
- GOLDEN SOFTWARE, 1996 *Inc. Surfer<sup>(tm)</sup> for Windows V6. Reference Manual*. Golden, Colorado – USA.
- KEAREY, P., MICHAEL, B., IAN, H., 2009. *Geofísica de exploração*. Oficina de Textos. São Paulo - SP.
- KIRSH, R., 2009. *P Groundwater Geophysics A Tool for Hydrogeology*. ed. Springer. Heidelberg. 548 p.
- 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.
- McNEILL, J. D., 1980. *Eletromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Nota técnica n<sup>o</sup> 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.

PARASNIS. D. S., 1991. *Large Layout Harmonic Field Systems*. Eletromagnetic Methods in Applied Geophysics. 2 ed. rev. Oklahoma: Society of Exploration Geophysics.

PAULIPETRO, 1982. *Relatório de abandono do poço estratigráfico Amadeu Amaral-01*. Consórcio CESP/IPT. São Paulo. RT-270/82. 536 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*. 9<sup>th</sup> 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. 2021. 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.

SPIES & FRISCHKNECHT., 1991. *Eletromagnetic Sounding*. Eletromagnetic Methods in Applied Geophysics. 2 ed. Oklahoma: Society of Exploration Geophysics.

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

SUNDBERG, K., 1966. *Principles of the Swedish Geo-eletrical Methods*. Vol. 1. Stockholm: Centraltryckeriet.

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.