

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**UM ESTUDO DO IMAGEAMENTO GEOELÉTRICO  
NA INVESTIGAÇÃO RASA**

**Otávio Coaracy Brasil Gandolfo**

**Orientador: Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas**

**TESE DE DOUTORAMENTO**

**Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia**

**SÃO PAULO  
2007**

**A minha família, Tânia, Henrique e Renata.**

**Aos meus pais, Leninha e Tituca.**

## AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas pela orientação dedicada durante toda a elaboração deste trabalho.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro concedido na modalidade de Auxílio à Pesquisa (Processo n° 04/01239-8) e pela bolsa de estudos fornecida no período de 09/2004 a 01/2005 (Processo n° 04/03190-6).

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela bolsa de estudo concedida no período de 03/2004 a 08/2004.

Ao relator anônimo da FAPESP, pelos pareceres emitidos nos Relatórios Científicos (Auxílio à Pesquisa) e que muito contribuíram para o enriquecimento do trabalho.

Ao prof. Dr. Fabio Taioli pelas críticas e sugestões dadas na qualificação.

Ao prof. Dr. Carlos Alberto Mendonça pelo auxílio e dicas quanto ao emprego de alguns termos geofísicos utilizados neste trabalho e pelas contribuições na etapa da qualificação.

Aos revisores anônimos da Revista Brasileira de Geofísica (RBGf) pela contribuição nos dois artigos científicos enviados no decorrer deste trabalho, cujos assuntos fazem parte desta tese.

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo suporte acadêmico e toda a infra-estrutura colocada à disposição.

Ao técnico Paulo Rodrigues de Lima, o Paulinho, pela inestimável ajuda na etapa de aquisição dos dados de campo.

Ao geólogo Fernando Saraiva (CEPAS) por todo o apoio dado no decorrer deste trabalho.

Aos colegas do grupo da geofísica do IPT, Régis, Birelli, Laps e Vicente, pela luta, convivência e amizade.

A minha família, Tânia, Henrique e Renata pelo carinho e pela paciência durante os anos de desenvolvimento desta tese.

A Leninha, pela cuidadosa revisão do texto.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente contribuíram de alguma maneira para que este trabalho pudesse ser realizado.

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS</b>	<b>xiv</b>
<b>RESUMO</b>	<b>xvi</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>xviii</b>

### PARTE I - INTRODUÇÃO, OBJETIVOS, REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E ASPECTOS TEÓRICOS RELACIONADOS AO TEMA

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 OBJETIVOS</b>	<b>5</b>
<b>3 PARTE TEÓRICA</b>	<b>6</b>
<b>3.1 Geofísica aplicada</b>	<b>6</b>
<b>3.2 O Método da eletrorresistividade</b>	<b>7</b>
<b>3.2.1 Generalidades</b>	<b>7</b>
<b>3.2.2 Propriedades elétricas dos materiais geológicos</b>	<b>8</b>
<b>3.2.3 Princípios básicos</b>	<b>9</b>
<b>3.2.4 O conceito de resistividade aparente</b>	<b>15</b>
<b>3.3 Levantamentos 2D de eletrorresistividade: revisão da bibliografia</b>	<b>16</b>
<b>3.3.1 Terminologias</b>	<b>17</b>
<b>3.3.2 O estado da arte</b>	<b>19</b>
<b>4 ARRANJOS DE ELETRODOS</b>	<b>24</b>
<b>4.1 Generalidades</b>	<b>24</b>
<b>4.2 Principais arranjos utilizados no trabalho</b>	<b>25</b>
<b>4.2.1 Arranjo Wenner</b>	<b>26</b>
<b>4.2.2 Arranjo Dipolo-Dipolo (D-D)</b>	<b>29</b>
<b>4.2.3 Arranjo Pólo-Dipolo (P-D)</b>	<b>32</b>
<b>4.2.4 Arranjo Pólo-Pólo (P-P)</b>	<b>34</b>
<b>4.2.5 Arranjo Schlumberger</b>	<b>36</b>
<b>4.2.6 Arranjos 3D</b>	<b>37</b>
<b>4.2.7 Sensitividade dos diversos arranjos</b>	<b>38</b>
<b>5 PSEUDO-SEÇÕES DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA APARENTE</b>	<b>41</b>
<b>5.1 Plotagem dos dados em uma pseudo-seção</b>	<b>44</b>
<b>5.2 Simetria e assimetria nos arranjos D-D e P-D</b>	<b>46</b>
<b>5.3 Edição e processamento de dados de uma pseudo-seção</b>	<b>47</b>
<b>6 PROFUNDIDADE DE INVESTIGAÇÃO</b>	<b>49</b>
<b>7 IMAGEAMENTO</b>	<b>55</b>
<b>7.1 Sistemas automatizados de aquisição</b>	<b>60</b>

<b>8 INVERSÃO GEOFÍSICA</b>	<b>64</b>
8.1 Generalidades	64
8.2 Inversão 1D de dados de eletrorresistividade	66
8.3 Inversão 2D de dados de eletrorresistividade	67
8.4 Inversão 3D de dados de eletrorresistividade	69
8.5 O método de inversão por mínimos quadrados com vínculo de suavidade (“ <i>smoothness constrained least-square method</i> ”)	69
8.6 Tópicos referentes ao processo de inversão	75
8.6.1 Modelo inicial	75
8.6.2 Restrições aplicadas ao método de inversão	77
8.6.3 Discretização do modelo	78
8.6.4 Cálculo da matriz Jacobiana	85
8.6.5 Erro de RMS ( <i>root mean square</i> )	86
8.6.6 Fator de amortecimento ( <i>damping factor</i> )	87
8.6.7 Filtro de aplainamento ( <i>flattness filter</i> )	88
8.6.8 Métodos de otimização	88
8.6.9 Sensitividade	88
8.6.10 Sistemática adotada para o processamento dos dados	89
<b>9 MODELAMENTO DIRETO 2D</b>	<b>90</b>
<b>10 MÉTODOS GEOFÍSICOS COMPLEMENTARES</b>	<b>92</b>
10.1 O método eletromagnético (EM)	92
10.1.1 Generalidades	92
10.1.2 Instrumentação: o sistema EM-31	93
10.1.3 Resposta instrumental em função da profundidade	95
10.1.4 Modelamento direto de dados EM	96
10.2 O método GPR	98
<b>PARTE II - MATERIAIS E MÉTODOS</b>	
<b>11 O PROGRAMA RES2DINV</b>	<b>100</b>
<b>12 O PROGRAMA RES2DMOD</b>	<b>101</b>
<b>13 EQUIPAMENTO UTILIZADO</b>	<b>102</b>

### PARTE III - APLICAÇÃO

<b>14</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO 1 - RAIÁ OLÍMPICA (USP)</b>	<b>104</b>
14.1	Contexto geral e localização	104
14.2	Geologia e hidrogeologia	104
14.3	Levantamentos geofísicos realizados	105
14.4	Resultados obtidos	110
14.4.1	Informações diretas (poços de monitoramento)	110
14.4.2	SEV	111
14.4.3	Seções geolétricas 2D	115
14.4.4	Informações diretas (trincheira)	129
14.4.5	Levantamento 3D de eletrorresistividade	137
14.4.6	Resultados dos levantamentos geofísicos de apoio: GPR e EM	146
14.4.7	Modelo geolétrico final	149
<b>15</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO 2 - AFLORAMENTO DE DIABÁSIO (RODOVIA DOS BANDEIRANTES)</b>	<b>152</b>
15.1	Contexto geral e localização	152
15.2	Levantamentos geofísicos realizados	157
15.3	Resultados obtidos	157
15.3.1	Modelamento direto	169
<b>16</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO 3 - E.T.E. (SALESÓPOLIS)</b>	<b>179</b>
16.1	Contexto geral e localização da área	179
16.2	Geologia e hidrogeologia	179
16.3	Levantamentos geofísicos realizados	180
16.4	Resultados obtidos	183
16.5	Interpretação final	196
<b>PARTE IV - DISCUSSÃO INTEGRADA, CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</b>		
<b>17</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</b>	<b>199</b>
17.1	Arranjos de eletrodos em geral	199
17.2	Utilização de outras técnicas/métodos de apoio	201
17.3	Aplicação no mapeamento de nível d'água raso	201
17.4	Aplicação no mapeamento do topo rochoso	203
17.5	Aplicação no mapeamento de contaminação	204
<b>18</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>206</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.2.1-1 - O método da eletrorresistividade no contexto dos métodos geofísicos de prospecção	7
Figura 3.2.3-1 - Fonte pontual de corrente enterrada em um meio isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990)	10
Figura 3.2.3-2 - Fonte pontual de corrente situada na superfície de um semi-espaço isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990)	12
Figura 3.2.3-3 - Esquema básico de aquisição do método da eletrorresistividade: um par de eletrodos de emissão de corrente (A e B) e outro de medida do potencial (M e N)	13
Figura 3.2.4-1 - Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo (modificada de GALLAS, 2000)	16
Figura 4.2-1 - Esquema dos arranjos utilizados no trabalho	25
Figura 4.2.1-1 - Arranjo Wenner com espaçamento entre eletrodos sempre mantido constante	26
Figura 4.2.1-2 - Arranjos Wenner alfa, beta e gama	26
Figura 4.2.1-3 - Esquema de plotagem do arranjo Wenner em uma pseudo-seção, mostrando a rápida perda de cobertura com a profundidade	28
Figura 4.2.1-4 - Arranjo Lee, onde os potenciais são medidos entre os eletrodos M e O e O e N	28
Figura 4.2.2-1 - Esquema de aquisição utilizando o arranjo D-D com cinco níveis de investigação em profundidade	30
Figura 4.2.3-1 - Esquema de aquisição dos dados utilizando o arranjo P-D com cinco níveis de investigação em profundidade	32
Figura 4.2.4-1 - Esquema de aquisição dos dados utilizando o arranjo P-P com cinco níveis de investigação em profundidade	34
Figura 4.2.5-1 - Disposição dos eletrodos do arranjo Schlumberger	36
Figura 4.2.7-1 - Padrão de sensibilidade dos arranjos utilizados neste trabalho (modificado de DAHLIN & ZHOU, 2004)	39
Figura 5-1 - Modelo (abaixo) e pseudo-seção correspondente (acima) mostrando como em algumas situações podem ser realizadas interpretações qualitativas com base apenas na pseudo-seção de resistividade aparente	41
Figura 5-2 - Pseudo-seções sintéticas geradas pelo modelo composto por um simples retângulo, utilizando quatro tipos de arranjos diferentes: D-D, P-D, P-P e Wenner	43
Figura 5.1-1 - Plotagem convencional, arranjo D-D, proposta por HALLOF (1957)	44
Figura 5.1-2 - Profundidades de HALLOF, 1957 (em vermelho) e de EDWARDS, 1977 (em verde) para arranjo D-D, seis níveis de investigação e $AB=MN=10m$	45
Figura 5.2-1 - Exemplo real de campo ilustrando a simetria do arranjo D-D	46
Figura 5.2-2 - Diferença em porcentagem das leituras obtidas no sentido direto e reverso dos dados do caminhamento da Figura 5.2-1	47
Figura 5.2-3 - Pseudo-seções efetuadas em um mesmo perfil com arranjo P-D no sentido direto (acima) e reverso (abaixo)	47
Figura 7-1 - Aumento de resolução lateral (horizontal), representado pelos pontos vermelhos e em profundidade (vertical), representado pelos pontos em azul. Nos dois casos o deslocamento do arranjo (D-D) é igual a meio dipolo ( $\frac{1}{2} a$ )	56
Figura 7-2 - Pseudo-seção modificada ( $AB=MN=4m, 2m$ e $1m$ )	59

Figura 7.1-1 - a) Modelo proposto. Respostas do modelo utilizando 30 eletrodos espaçados de 5m em: b) “ <i>Comprehensive data set</i> ” (51.373 pontos); c) Wenner (135 pontos); d) D-D (147 pontos); e) Wenner e D-D combinados (282 pontos)	62
Figura 8.6.1-1 - Dado de campo (acima), modelo inicial (meio) e modelo final (abaixo) de um conjunto de dados com pequena variação de resistividade aparente	76
Figura 8.6.1-2 - Dado de campo (acima), modelo inicial (meio) e modelo final (abaixo) de um conjunto de dados com grande variação de resistividade aparente	76
Figura 8.6.3-1 - Arranjo dos blocos utilizado no modelo, juntamente com a posição dos pontos de medida da correspondente pseudo-seção. O arranjo de eletrodos utilizado foi o D-D (a=2m, 10 níveis de investigação). O número de blocos é 106, com 135 pontos de medidas em um perfil de 40m de extensão	79
Figura 8.6.3-2 - Modelo de blocos utilizado no RES2DINV, arranjo D-D (a=2m) e respectivos dados plotados de acordo com as profundidades estabelecidas por EDWARDS (1977)	81
Figura 8.6.3-3 - Modelo de blocos para o arranjo Wenner, com espessuras dos blocos aumentando de um fator 10% em relação à espessura da primeira fila	82
Figura 8.6.3-4 - Modelo de blocos para o arranjo Wenner, com espessuras dos blocos aumentando de um fator 25% em relação à espessura da primeira fila	82
Figura 8.6.3-5 - Seções invertidas correspondentes a dois meios homogêneos com resistividade baixa (10 ohm.m, acima) e alta (1000 ohm.m, abaixo). As profundidades do modelo permanecem inalteradas	83
Figura 8.6.3-6 - Modelo de discretização utilizado no processamento dos dados 3D (modificado de LOKE & BARKER, 1996b)	84
Figura 8.6.4-1 - Comparação dos métodos Gauss-Newton e quasi-Newton, utilizando um dado real de campo e processado em um computador Pentium III, 800 MHz, 512MB de memória RAM	86
Figura 8.6.5-1 - Erro de RMS versus número de iteração	87
Figura 10.1.1-1 - Ilustração generalizada de um sistema eletromagnético de prospecção	92
Figura 10.1.2-1 - Equipamento EM-31	93
Figura 10.1.2-2 - Disposição das bobinas e dos respectivos eixos-dipolos em medidas efetuadas com o sistema EM-31	94
Figura 10.1.3-1 - Resposta relativa versus profundidade para as duas possíveis disposições de dipolo	95
Figura 10.1.4-1 - Resposta cumulativa versus profundidades para as duas disposições de dipolo	97
Figura 13-1 - SAS 300B e “Booster SAS 2000” compondo o sistema Terrameter	102
Figura 13-2 - Forma de onda da corrente transmitida. O sinal de resposta (voltagem) é medido pelo receptor em intervalos de tempo discretos (hachurado)	103
Figura 14.1-1 - Área de estudo localizada na Raia Olímpica da USP (Imagem do satélite IKONOS, 2002)	104
Figura 14.3-1 - Aquisição de dados em campo com medida simultânea da profundidade do nível d’água	106
Figura 14.3-2 - Croqui com a localização do perfil e demais ensaios realizados na Raia Olímpica. São apresentadas também as localizações dos poços de monitoramento	107
Figura 14.3-3 - SEV realizada nas proximidades do poço PM-1R (estaca 12)	108
Figura 14.3-4 - Equipamento EM-31 para medida de condutividade elétrica do terreno	108



Figura 14.3-5 - Levantamento GPR com o equipamento Interragator II	109
Figura 14.4.1-1 - Perfil descritivo dos poços de monitoramento PM-1R (esquerda) e PM-2R (direita)	110
Figura 14.4.1-2 - Seção geológica obtida com informações dos poços PM-1R e PM-2R	111
Figura 14.4.2-1 - Curva de resistividade aparente da SEV-E12	112
Figura 14.4.2-2 - Curva de resistividade aparente da SEV-E25	112
Figura 14.4.2-3 - Correlação da SEV E12 com o poço PM-1R	113
Figura 14.4.2-4 - Correlação da SEV E25 com o poço PM-2R	114
Figura 14.4.3-1 - Pseudo-seções, arranjo D-D, com diferentes aberturas entre eletrodos: (a) $a=0,5m$ ; (b) $a=1m$ ; (c) $a=2m$ ; (d) $a=4m$ , todas plotadas de acordo com HALLOF (1957). Em (e), a pseudo-seção modificada com todos os espaçamentos e plotadas conforme EDWARDS (1977)	116
Figura 14.4.3-2 - Pseudo-seção D-D ( $a=1m$ ) plotadas com os critérios de HALLOF (1957), acima e EDWARD (1977), abaixo. As SEVs encontram-se rebatidas sobre as pseudo-seções para fins comparativos	117
Figura 14.4.3-3 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento $a=0,5m$ (esquerda)	119
Figura 14.4.3-4 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento $a=1m$ (centro)	119
Figura 14.4.3-5 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento $a=2m$ (direita)	119
Figura 14.4.3-6 - Seção modelada, arranjo D-D espaçamentos $a=4m, 2m, 1m$ e $0,5m$ (esquerda)	120
Figura 14.4.3-7 - Seção modelada (D-D, $a=4m, 2m, 1m$ e $0,5m$ ) com $n=1,2,...,6$ (direita)	120
Figura 14.4.3-8 - Pseudo-seções, arranjo P-D, com diferentes aberturas entre eletrodos, (a) $a=1m$ , (b) $a=2m$ , (c) $a=4m$ , plotadas de acordo com HALLOF (1957). Abaixo, a pseudo-seção modificada contendo todos os espaçamentos e plotadas conforme EDWARDS (1977)	122
Figura 14.4.3-9 - Seção modelada, arranjo P-D, $a=1m$ (esquerda)	124
Figura 14.4.3-10 - Seção modelada, arranjo P-D, $a=2m$ (centro)	124
Figura 14.4.3-11 - Seção P-D modificada, $a=4m, 2m$ e $1m$ (direita)	124
Figura 14.4.3-12 - Seção modelada P-P (espaçamento $n.a=1m$ )	125
Figura 14.4.3-13 - Seção modelada P-P (espaçamento $n.a=2m$ )	125
Figura 14.4.3-14 - Pseudo-seção, arranjo Wenner, espaçamento entre eletrodos $a=0,5m, 1m, ..., 10m$	126
Figura 14.4.3-15 - Histograma com a precipitação mensal no ano de 2004 (PAIXÃO, 2005). Em destaque o mês de janeiro, com alto índice de pluviometria, época que foi realizado o levantamento com o arranjo Wenner	126
Figura 14.4.3-16 - Seção modelada, arranjo Wenner (esquerda)	128
Figura 14.4.3-17 - Seção modelada, mixando dados dos arranjos D-D e Wenner (direita)	128
Figura 14.4.4-1 - Perfil litológico da trincheira (a) e da sondagem a trado (b) realizada nas proximidades do perfil dos caminhamentos elétricos. Fonte: PAIXÃO (2005)	129
Figura 14.4.4-2 - Detalhe das litologias superficiais identificadas na trincheira	130
Figura 14.4.4-3 - Eletrodos cravados na camada de argila siltosa, situada abaixo da argila plástica. O piso da trincheira estava a $3m$ de profundidade em relação à superfície	131

Figura 14.4.4-4 - Variações laterais de resistividade verificadas em um caminhamento (8m de extensão), utilizando o arranjo Wenner alfa, beta e gama com $a=1m$	132
Figura 14.4.4-5 - Curvas de resistividade aparente obtidas por modelagem direta, utilizando as espessuras das camadas e os respectivos valores de resistividade medidos <i>in situ</i> com as configurações alfa (esquerda), beta (meio) e gama (direita)	133
Figura 14.4.4-6 - SEV realizada nas proximidades da trincheira	134
Figura 14.4.4-7 - Comparação das medidas de resistividade obtidas de forma direta (“ <i>in situ</i> ”, na parede da trincheira, curva contínua) com as três configurações Wenner (alfa, beta e gama) e indiretas (pela SEV, realizada nas proximidades, pontos discretos)	135
Figura 14.4.4-8 - Gráfico com teores de umidade natural do solo (PAIXÃO, 2005)	136
Figura 14.4.4-9 - Medidas diretas de resistividade (utilizando os arranjos Wenner alfa, beta e gama) ajustadas após 3 iterações em programa de inversão de dados de SEV	137
Figura 14.4.5-1 - Aquisição de dados 3D com medida simultânea da profundidade do nível d’água	138
Figura 14.4.5-2 - Geometria dos eletrodos utilizados na aquisição 3D e esquema de “aquisição completa” (modificada de LOKE & BARKER, 1996b)	139
Figura 14.4.5-3 - Técnica de aquisição “ <i>cross-diagonal</i> ” do levantamento 3D (modificada de LOKE & BARKER, 1996b)	140
Figura 14.4.5-4 - Malha de elementos finitos utilizada para a inversão dos dados obtidos no levantamento 3D realizado na Raia Olímpica	141
Figura 14.4.5-5 - Modelo geoeétrico obtido no modo de “aquisição completa”	142
Figura 14.4.5-6 - Modelo geoeétrico obtido no modo de aquisição “ <i>cross-diagonal</i> ”	143
Figura 14.4.5-7 - Diagrama ilustrando-se o resultado do levantamento 3D, onde foi verificada a variação da resistividade com a profundidade seguindo o padrão padrão $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ . Ao lado, um corte da seção geológica nas proximidades do levantamento (poço PM-1R) para fins de correlação	145
Figura 14.4.5-8 - Seção vertical (X,Z em Y=0) do modelo 3D (esquerda) e segmento do modelo geoeétrico obtido em levantamento 2D com arranjo P-P e $a=1m$ (direita)	145
Figura 14.4.6-1 - Seção GPR (antena de 300 MHz) obtida sobre o perfil de 40m, janela=100ns (esquerda)	147
Figura 14.4.6-2 - Seção GPR (antena de 300 MHz) obtida sobre o perfil de 40m, janela=60ns (direita)	147
Figura 14.4.6-3 - Perfis eletromagnéticos em dois distintos níveis de investigação em profundidade	148
Figura 14.4.7-1 - Detalhe da seção modelada P-D ( $a=4m, 2m$ e $1m$ ) e a correlação com as litologias da área da Raia Olímpica, definindo o modelo geoeétrico para área: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$	150
Figura 15.1-1 - Afloramento de diabásio situado no km 162 da Rodovia dos Bandeirantes	152
Figura 15.1-2 - Levantamento na berma do talude sobre o afloramento	153
Figura 15.1-3 - Foto do afloramento, espelhada em relação à Foto 15.1-1, graduada e em escala	154
Figura 15.1-4 - Determinação direta da profundidade do topo rochoso em pontos do perfil	154
Figura 15.1-5 - Determinação por trigonometria da profundidade do topo rochoso no afloramento	155
Figura 15.1-6 - Afloramento com as respectivas profundidades do topo rochoso com escala	155
Figura 15.1-7 - Visão mais ampla do afloramento, mostrando uma pequena camada de solo no final do perfil, sobre o topo rochoso (destacada em vermelho)	157

Figura 15.3-1 - Pseudo-seções D-D modificadas (a=1m, a=2m, a=4m e todos os dipolos juntos)	158
Figura 15.3-2 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D, a=4m (esquerda)	160
Figura 15.3-3 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D, a=2m (centro)	160
Figura 15.3-4 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D, a=1m (direita)	160
Figura 15.3-5 - Seção D-D modelada (a=4m, 2m, 1m) do afloramento (esquerda)	161
Figura 15.3-6 - Seção D-D modelada (a=4m, 2m, 1m) do afloramento e com profundidades ajustadas (direita)	161
Figura 15.3-7 - Perfis de resistividade aparente para os cinco primeiros níveis (arranjo D-D=2m)	162
Figura 15.3-8 - Pseudo-seções modificadas do arranjo P-D com a=2m (acima), a=1m (meio) e a=2m e 1m (abaixo)	163
Figura 15.3-9 - Seção P-D modelada (a=2m e a=1m)	164
Figura 15.3-10 - Modelo P-D com a profundidade ajustada do topo rochoso	164
Figura 15.3-11 - Pseudo-seção P-P (n.a=2m)	165
Figura 15.3-12 - Pseudo-seção P-P (n.a=1m)	165
Figura 15.3-13 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=2m	166
Figura 15.3-14 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=1m	166
Figura 15.3-15 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=2m com profundidades ajustadas	168
Figura 15.3-16 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=1m com profundidades ajustadas	168
Figura 15.3.1-1 - Modelo discretizado com o contorno do topo rochoso	169
Figura 15.3.1-2 - Modelo de polígonos utilizado para representar o afloramento de diabásio e as camadas de solo subjacentes	170
Figura 15.3.1-3 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com a=4m	171
Figura 15.3.1-4 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com a=2m	172
Figura 15.3.1-5 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com a=1m	173
Figura 15.3.1-6 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-D com a=2m	174
Figura 15.3.1-7 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-D com a=1m	175
Figura 15.3.1-8 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-P com n.a=1m	176
Figura 15.3.1-9 - Resultado da inversão do dado sintético obtido a partir do modelo, com arranjo D-D, a=2m. Seção modelada (abaixo); resposta do modelo (meio); pseudo-seção de resistividade com 5% de ruído adicionado aos dados sintéticos (acima)	177
Figura 15.3.1-10 - Modelo obtido com a inversão de dados P-D convertidos em D-D através da equação 5.3-1 (abaixo). Acima, para fins comparativos, a seção modelada dos dados de campo obtidos com o arranjo D-D (a=2m)	178
Figura 16.3-1 - Croqui com o posicionamento do perfil geofísico, da SEV e de alguns poços de monitoramento em relação à vala de infiltração	180
Figura 16.3-2 - Vala de infiltração de esgoto doméstico	181
Figura 16.3-3 - Trabalho de campo sendo realizado na E.T.E de Salesópolis, perfil geofísico interceptando diversos poços de monitoramento. Ao fundo, a lagoa de decantação	182
Figura 16.3-4 - Levantamento eletromagnético realizado sobre o perfil de caminhada	183

Figura 16.4-1 - Pseudo-seções D-D, $a=1\text{m}$ (a) e $a=2\text{m}$ (b) plotadas segundo HALLOF (1957). Pseudo-seção modificada ( $a=2\text{m}$ e $a=1\text{m}$ ), plotada de acordo com EDWARDS, 1977 (c)	184
Figura 16.4-2 - Pseudo-seção do arranjo P-D, $a=1\text{m}$ e treze níveis de investigação, plotada de acordo com EDWARDS (1977)	184
Figura 16.4-3 - SEV realizada na estaca 20m do perfil e caminhamento	185
Figura 16.4-4 - Seção modelada utilizando o arranjo D-D e $a=1\text{m}$ (esquerda)	187
Figura 16.4-5 - Seção modelada utilizando o arranjo D-D e $a=2\text{m}$ (direita)	187
Figura 16.4-6 - Seção modelada, arranjo D-D, aberturas entre eletrodos iguais a 2m e 1m (esquerda)	189
Figura 16.4-7 - Seção modelada, arranjo P-D, abertura entre eletrodos igual a 1m (direita)	189
Figura 16.4-8 - Seção modelada, mesclando-se os dados obtidos com os arranjos D-D ( $a=2\text{m}$ e $a=1\text{m}$ ) e P-D ( $a=1\text{m}$ )	191
Figura 16.4-9 - Resultados do levantamento EM coincidente com os perfis de caminhamento que se estenderam da estaca 16 até a 56 (40m)	192
Figura 16.4-10 - Pseudo-seções D-D ( $a=2\text{m}$ e $a=1\text{m}$ ) convertidas para condutividade elétrica aparente	193
Figura 16.4-11 - Resposta cumulativa versus profundidades para o dipolo horizontal e instrumento posicionado a um metro acima da superfície (GEONICS, 1992)	194
Figura 16.4-12 - Correlação dos modelos EM e de eletrorresistividade 2D. a) Resposta do modelo (linha contínua em verde) e os dados medidos em campo (pontos em alaranjado). b) Modelo proposto com base nos dados EM. c) Modelo proposto (os valores do parâmetro das camadas já devidamente convertidos para resistividade) sobrepondo o modelo 2D da eletrorresistividade (arranjo D-D, $a=1\text{m}$ )	195
Figura 16.5-1 - Seção D-D (espaçamentos 2m e 1m) com a profundidade do nível d'água nos poços próximos ao perfil do levantamento	196
Figura 16.5-2 - Seção D-D (espaçamento 4m e cinco níveis de investigação) obtida por SILVA (2003) e re-processada. Observar a mesma feição superficial condutiva além da posição 34m do perfil	198

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4.2.4-1 - Constante G e fator geométrico K (espaçamento igual 5m) para os arranjos D-D, P-D e P-P	35
Tabela 5.1-1 - Comparação das profundidades em uma pseudo-seção, segundo HALLOF (1957) e EDWARDS (1977)	45
Tabela 5.1-2 - Exemplo das profundidades segundo HALLOF (1957) e EDWARDS (1977) para o arranjo D-D, AB=MN=5m, 8 níveis de investigação	45
Tabela 6-1 - Profundidades de investigação segundo ROY & APPARAO (1971)	50
Tabela 6-2 - Profundidades efetivas de investigação ( $z_e$ ) para diferentes arranjos (EDWARDS, 1977)	52
Tabela 6-3 - Profundidades efetivas de EDWARDS (1977), $z_e$ , dos arranjos D-D e P-D para valores de n maiores que oito	53
Tabela 6-4 - Profundidades de investigação, segundo BARKER (1989)	54
Tabela 7-1 - Avaliação de arranjos de eletrorresistividade quanto à resolução (WARD, 1990)	55
Tabela 7-2 - Sinal obtido ( $\Delta V$ ) devido à passagem de uma corrente de 150mA em um meio com resistividade igual a 200 ohm.m, arranjo D-D e duas diferentes aberturas de dipolos: 2m e 20m	57
Tabela 7-3 - Comparação do nível do sinal ( $\Delta V$ ) dos arranjos D-D, P-D e P-P (espaçamento entre eletrodos igual a 5m)	58
Tabela 14.3-1 - Parâmetros e informações adicionais dos levantamentos D-D realizados na Raia Olímpica da USP	106
Tabela 14.4.2-1 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV da estaca 12m	115
Tabela 14.4.2-2 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV da estaca 25m	115
Tabela 14.4.3-1 - Síntese dos dados obtidos no perfil de 40m utilizando o arranjo D-D	117
Tabela 14.4.4-1 - Perfil litológico da trincheira escavada	130
Tabela 14.4.4-2 - Medidas de resistividade elétrica aparente realizadas na parede da trincheira utilizando os arranjos Wenner alfa ( $\rho^\alpha$ ), beta ( $\rho^\beta$ ) e gama ( $\rho^\gamma$ )	131
Tabela 14.4.4-3 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV realizada próxima à trincheira	134
Tabela 14.4.7-1 - Modelo geoeétrico final proposto para a área da Raia Olímpica	149
Tabela 15.1-1 - Profundidade do topo rochoso, determinada por medidas realizadas no campo e pela fotografia do afloramento	156
Tabela 15.2-1 - Arranjos e parâmetros utilizados no perfil realizado sobre o afloramento	157
Tabela 15.3.1-1 - Profundidades da base de cada fileira dos blocos da malha retangular definida para a elaboração do modelo do afloramento	169
Tabela 16.3.1 - Parâmetros de aquisição utilizados no levantamento sobre o perfil de 40 metros, com os arranjos D-D e P-D	182
Tabela 16.4-1 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV (estaca 20m)	185
Tabela 16.4.2 - Parâmetros utilizados para a discretização dos blocos dos modelos 2D da área da E.T.E. de Salesópolis	186
Tabela 16.4.3 - Valores de profundidade determinados para um modelo de duas camadas ( $\sigma_1=11,1$ mS/m e $\sigma_2=4,3$ mS/m) ajustando-se $\sigma_{ap}$ medido e calculado	194
Tabela 16.5-1 - Profundidade do nível d'água medidos nos poços PM-3 a PM-7	196

## LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

- $\Omega$  = resistência elétrica  
 $\rho$  = resistividade elétrica  
 $\sigma$  = condutividade elétrica  
A,B = eletrodos de correntes  
M,N = eletrodos de potencial  
 $\vec{J}$  = vetor densidade de corrente  
 $\vec{E}$  = vetor campo elétrico  
I = intensidade de corrente elétrica  
 $\nabla$  = operador nabla  
V = potencial elétrico  
 $\Delta V$  / d.d.p. = diferença de potencial  
K = fator geométrico  
G = constante geométrica  
 $\rho_a$  = resistividade elétrica aparente  
 $\sigma_a$  = condutividade elétrica aparente  
a = espaçamento ou abertura entre eletrodos (corrente ou potencial)  
n = separação ou fator de separação entre eletrodos (n=1,2,...)  
D-D = arranjo dipolo-dipolo  
P-D = arranjo pólo-dipolo  
P-P = arranjo pólo-pólo  
G = constante geométrica  
SEV = sondagem elétrica vertical  
 $\mathbf{p}$  = vetor de parâmetros do modelo (valores do logaritmo da resistividade do modelo)  
 $\mathbf{J}$  = matriz Jacobiana de derivadas parciais  
 $\mathbf{T}$  = transposta de uma matriz  
 $\delta$  = vetor da perturbação dos parâmetros do modelo  
 $\mathbf{g}$  = vetor de discrepância (contém a diferença entre o logaritmo dos valores de resistividade aparente medido e calculado)  
 $\mu$  = fator de amortecimento (“*damping factor*”)  
 $\mathbf{C}$  = matriz filtro de rugosidade  
F = filtro de aplainamento (“*flatness filter*”)  
fx = filtro de aplainamento horizontal  
fz = filtro de aplainamento vertical  
f = frequência  
 $\omega = 2\pi f$  = frequência angular

$i = \sqrt{-1}$  = unidade imaginária

$\mu_0$  = permeabilidade magnética do espaço livre =  $4\pi \cdot 10^{-7}$  H/m.

$\varepsilon$  = permissividade dielétrica

$\varepsilon_0$  = permissividade dielétrica do vácuo

K = constante dielétrica

v = velocidade de propagação da onda eletromagnética

c = velocidade de propagação da onda eletromagnética no ar (=0,3 m/ns)

$\alpha$  = atenuação

## RESUMO

Este trabalho trata do estudo detalhado e com profundidade das metodologias de aquisição, processamento e interpretação de dados de caminhamentos elétricos, sob o enfoque de investigações voltadas a objetivos rasos.

Nas técnicas de aquisição 2D (caminhamentos) foram utilizados os arranjos dipolo-dipolo, pólo-dipolo, pólo-pólo e Wenner, permitindo comparações quanto à eficácia dos mesmos. Foi testada uma genuína aquisição 3D utilizando o arranjo pólo-pólo, avaliando-se suas potencialidades e limitações. O Schlumberger foi o arranjo empregado para a execução de SEVs que auxiliaram na interpretação e quantificação das seções geoeletricas 2D, principalmente no que se refere à distribuição vertical das resistividades.

Os modelos geoeletricos 2D foram obtidos com um programa de inversão de dados (RES2DINV) que, em tese, é capaz de corrigir as distorções observadas nas pseudo-seções de resistividade elétrica aparente correspondentes aos diversos arranjos utilizados no trabalho.

Estes modelos constituem imagens que apresentam uma melhor correspondência com a realidade geológica em subsuperfície, o que facilita a interpretação dos resultados. Procurou-se explorar o máximo as potencialidades do programa de inversão, visando a obtenção de imagens de boa qualidade. A interpretação geofísica foi sempre efetuada com base em informações diretas disponíveis (furos de sondagem, trincheiras, poços e afloramento).

Em uma escala de investigação rasa, a resolução passa a ter uma importância fundamental. Procurou-se demonstrar que, quando são utilizados pequenos espaçamentos entre eletrodos (menores que quatro metros), particularmente no caso do dipolo-dipolo, é possível a execução de mais níveis de investigação em profundidade (superiores a oito) ainda com uma boa qualidade do sinal. Por outro lado, os arranjos dipolo-dipolo e pólo-pólo permitem um número muito maior de níveis de investigação sem a limitação das pequenas aberturas, mas com alguma perda em definição. Como consequência, tem-se um significativo aumento na quantidade de dados gerados na seção, o que contribui para o incremento da resolução bi-dimensional.

Outro aspecto testado e avaliado foi o da utilização de múltiplos espaçamentos entre eletrodos sobre o mesmo perfil de levantamento. Este interessante procedimento garante, além de resolução nas porções rasas (graças aos espaçamentos pequenos), o alcance de maiores profundidades de investigação (devido aos espaçamentos maiores) em uma mesma seção. A eficácia desta prática foi verificada tanto na construção das pseudo-seções, como nos modelos geoeletricos gerados pela inversão dos dados (modelagem).



A metodologia foi testada em três distintas áreas tendo por objetivo o mapeamento de um nível d'água raso, a determinação da profundidade e conformação de topo rochoso e o mapeamento de uma provável pluma de contaminação.

Além de uma ampla revisão bibliográfica sobre o assunto, foi também abordado neste trabalho o controverso tema da profundidade de investigação que de fato se verifica com os arranjos de eletrodos comumente empregados em eletrorresistividade.

Procurou-se, com esta tese, contribuir para um melhor entendimento acerca do tema “imageamento geométrico” e alguns tópicos a ele relacionados, quais sejam: arranjo de eletrodos, procedimentos para se conseguir um bom volume de dados na seção, utilização eficiente do programa de inversão que gera os modelos e, finalmente, a interpretação dos resultados sempre balizada por informações diretas disponíveis e por outros métodos ou técnicas geofísicas de apoio.

## ABSTRACT

This paper addresses a detailed, in-depth study on data acquisition, processing and interpretation methodologies for 2D electrical profilings, focusing on investigations oriented to shallow targets.

Two-dimensional (electrical profilings) acquisition techniques were used on a wide range of arrays - dipole-dipole, pole-dipole, pole-pole and Wenner arrays - for efficiency comparison purposes. A real 3D acquisition was tested with the pole-pole array in order to check its potential use and limitations. Schlumberger was the array used for SEVs, which helped to interpret and quantify 2D geoelectrical sections, especially as to the vertical distribution of resistivity.

The 2D geoelectrical models were generated with an inversion computer program (RES2DINV), which basically corrects any distortions found in the apparent resistivity pseudosections corresponding to the arrays included in this study.

These models create images that better match the subsurface geological reality, therefore simplifying the interpretation of results. We tried to explore the full potential use of the inversion computer program for good quality images. The geophysical interpretation was always based on the subsurface information available (boreholes, trenches, wells and outcrop).

Resolution is critical in a shallow investigation scale. This study tried to show that the use of small spacings between electrodes (less than four meters), particularly in dipole-dipole arrays, allows for more in-depth investigation levels (greater than eight) without compromising signal quality. On the other hand, dipole-dipole and pole-pole arrays allow for a larger number of investigation levels without small spacings limitations, but with a slight loss of definition. Consequently, there is a significant increase in the amount of data generated at the section, enhancing 2D resolution.

Another aspect tested and assessed was the use of multiple spacings between electrodes on the same survey profile. In addition to resolution in shallow sections (thanks to small spacings), this interesting procedure allows deeper investigation levels (due to larger spacings) in the same section. The efficacy of this practice was verified both in the development of pseudo-sections and in the geoelectrical models generated by inversion modelling.

The methodology was tested in three different areas in order to map a shallow water table, determine the depth and shape of the bedrock, and map a potential contaminant plume.

In addition to the broad literature review available, this paper also covered the controversial topic of depth investigation actually present in electrode arrays typically used in electrical resistivity methods.

This thesis tried to provide a better understanding of “geoelectrical resistivity imaging” and related topics such as: electrode array, procedures required to generate good volumes of data in the section, efficient use of the inversion computer program behind the models and, lastly, interpretation of results, always based on the subsurface information available and on other supporting geophysical methods or techniques.

## **PARTE I - INTRODUÇÃO, OBJETIVOS, REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E ASPECTOS TEÓRICOS RELACIONADOS AO TEMA**

### **1 INTRODUÇÃO**

O método da eletrorresistividade, através de suas duas principais técnicas de investigação em superfície - sondagem elétrica e caminhamento - é, seguramente, o que encontra maior abrangência nas aplicações voltadas à geologia (hidrogeologia, mapeamento, mineração), engenharia civil e estudos ambientais em geral.

A primeira técnica, sondagem elétrica vertical ou simplesmente SEV, vem sendo muito utilizada em estudos de variações verticais do parâmetro medido (resistividade elétrica) e graças aos programas de inversão já existentes e amplamente difundidos no meio técnico-acadêmico, os dados podem ser quantificados gerando informações relativamente precisas quanto às espessuras das camadas, profundidades etc. A segunda técnica, conhecida como “caminhamento elétrico”, é uma típica investigação lateral onde se estuda horizontalmente a variação do parâmetro resistividade e, quando em mais de um nível, também verticalmente.

O processamento e a interpretação de um dado de caminhamento eram realizados, até pouco tempo atrás, de uma forma meramente qualitativa, fundamentalmente apoiada nas “pseudo-seções de resistividade elétrica aparente”.

O posicionamento de uma dada anomalia, utilizando o recurso de projetá-la em superfície para a checagem da mesma, geralmente conduzia a resultados satisfatórios. Entretanto, quantificações quanto à sua profundidade não podiam ser obtidas de forma precisa pelas “pseudo-seções”, apenas estimadas. Por estas razões, o caminhamento elétrico foi por muito tempo considerado apenas uma “típica técnica de investigação lateral”.

Programas de modelagem geoeétrica e de inversão 2D de dados de eletrorresistividade, já se encontram atualmente disponíveis e relativamente acessíveis (alguns deles disponibilizados gratuitamente na Internet, mesmo que em versão limitada). Deve ser mencionado um projeto louvável que é o desenvolvimento do eGs 3.0 (electrical GEOPHYSICS suíte), conjunto de programas bastante rico em interfaces gráficas e destinados à modelagem e interpretação de dados geoeétricos para fins acadêmicos (RIJO et al., 2005).

Na interpretação de uma única SEV, tem-se geralmente uma quantidade expressiva de dados na curva de resistividade aparente, permitindo a elaboração de um bom modelo

geoeletrico 1D que representa a variaçao da resistividade com a profundidade, composto por estratos geoeletricos com espessuras definidas. Modelos 2D (e eventualmente 3D) podem ainda ser gerados com a correlaçao de diversas SEVs executadas na area do levantamento.

Na tecnica do caminhamento eletrico, onde geralmente a investigaçao limita-se a cinco ou no maximo seis niveis de investigaçao (utilizando, por exemplo, o arranjo dipolo-dipolo), a densidade de informaçoes na direçao vertical e geralmente escassa se comparada com a horizontal, o que acarreta menos precisao quanto a profundidade dos alvos/feicoes em subsuperficie.

Para se tirar o maximo proveito dos softwares disponiveis para a inversao 2D e desejavel o incremento de dados que alimentam estes programas. Ou seja, almeja-se o aumento da quantidade de medidas de campo que sao comumente apresentadas na forma de pseudo-secoes de resistividade aparente. A densidade dos dados pode ser de crucial importancia para a capacidade de resoluçao, principalmente, de estruturas estreitas (DAHLIN & LOKE, 1998).

O procedimento de aquisiçao de um grande volume de dados (seja de forma automatizada ou nao), aliado a utilizaçao de softwares de inversao capazes de gerar imagens fidedignas da subsuperficie, e comumente referido na bibliografia como "imageamento eletrico".

Dentro desta necessidade de "refinamento", almejando resoluçao, esta o emprego de arranjos nao tao largamente utilizados como o dipolo-dipolo, tais como o polo-dipolo, polo-polo e ate mesmo o Wenner, com os quais podem ser alcançados mais niveis de investigaçao em profundidade.

Em mineraçao, a escala dos levantamentos sempre foi compativel com a profundidade e dimensoes dos alvos, geralmente grandes. Nestas aplicacoes, foi muito utilizado o arranjo dipolo-dipolo, raramente com mais de seis niveis de investigaçao em profundidade. Isto porque, devido ao grande espaçamento entre dipolos utilizado (geralmente maior que 20m), a razao sinal/ruido torna-se muito pequena a medida que se aumenta a distancia entre o par dos dipolos emissor e receptor. Em ambientes eletricamente condutivos, este fato se torna ainda mais critico.

Em escala de investigaçao rasa (onde se enquadra grande parte dos problemas hidrogeologicos e ambientais) ha necessidade de utilizaçao de pequenos espaçamentos entre eletrodos. Desta forma, torna-se possivel alcançar mais niveis de investigaçao em profundidade (mesmo com o arranjo dipolo-dipolo) e obter-se um maior detalhamento em subsuperficie, como sera mostrado neste trabalho.

Outro aspecto a ser abordado neste trabalho, ainda com referência ao aumento de resolução nos dados, está fundamentado em uma idéia relativamente antiga, porém, bastante interessante e com grande aplicação atual. Trata-se da metodologia proposta por EDWARDS (1977), que analisou uma expressiva base de dados, utilizando dipolos com distintos espaçamentos sobre um mesmo perfil de levantamento e mesclando-os sobre uma mesma pseudo-seção, tendo como consequência a melhoria da qualidade da mesma.

Atualmente já estão disponíveis no mercado resistímetro e interfaces que possibilitam aquisições automatizadas (dispositivos denominados de “multi-eletrodos”), permitindo a rápida aquisição de expressivo volume de dados. Isto atende à necessidade da geração de uma quantidade de dados significativa para alimentar os softwares de inversão, embora o custo deste tipo de equipamento ainda seja um tanto elevado. A utilização dos sistemas multi-eletrodos vem se tornando cada vez mais freqüente por parte das empresas prestadoras de serviços em geofísica bem como no meio científico, técnico e acadêmico.

Entretanto, graças à simplicidade do método da eletrorresistividade, com equipamentos baratos e de boa qualidade é possível, mesmo de uma forma não automatizada e nem tão expedita, executar levantamentos com qualidade, produzindo resultados igualmente satisfatórios como será mostrado neste trabalho. Os inúmeros dados coletados para a realização desta tese foram adquiridos de forma manual em um equipamento com apenas um canal.

No decorrer do texto, serão revisados alguns conceitos relativos à profundidade de investigação no método da eletrorresistividade, particularmente para a técnica do caminhamento elétrico (um capítulo inteiro será dedicado ao tema). A tese procurará fornecer contribuição para um melhor entendimento quanto às efetivas profundidades alcançadas pelos diversos arranjos, tomando por base os levantamentos realizados no escopo deste trabalho e casos reportados na bibliografia consultada.

Em algumas áreas, levantamentos eletromagnéticos (EM e GPR) foram realizados no mesmo local que os perfis de eletrorresistividade, auxiliando na análise quanto à distribuição das resistividades em subsuperfície e profundidades de investigação alcançadas pela técnica do caminhamento elétrico.

Os dados obtidos nos levantamentos de campo contemplam três áreas com distintos objetivos: mapeamento do nível d'água e caracterização hidrogeológica; identificação da profundidade do topo rochoso; mapeamento de possível pluma de contaminação. A escolha

destas áreas, com os respectivos objetivos, procura a caracterização de situações típicas em estudos ambientais, hidrogeológicos e de geologia de engenharia, geralmente com objetivos rasos e necessidade de elevada resolução para um eficiente imageamento da subsuperfície.

A área escolhida para o estudo da profundidade do nível d'água encontra-se no campus da USP, nas proximidades da Raia Olímpica. Informações diretas provenientes de estudos hidrogeológicos (profundidade da interface zona não saturada/zona saturada, comportamento da umidade do solo, perfil litológico dos poços de monitoramento instalados etc.), permitiram aferir a metodologia com o objetivo de se mapear um nível d'água raso.

Com relação à aplicação da técnica para a caracterização da profundidade do topo rochoso, a área escolhida foi um afloramento situado nas margens da Rodovia dos Bandeirantes, próximo ao município de Limeira-SP. Dentre as técnicas geofísicas que vêm sendo largamente aplicadas na determinação da profundidade do topo do embasamento rochoso, pode-se seguramente citar a sísmica de refração e a sondagem elétrica vertical (SEV), como técnica complementar. A técnica do caminhamento elétrico, embora encontre aplicação para tal propósito, apresenta algumas limitações e não pode, portanto, ser classificada como de “larga aplicação” neste quesito (SOUZA et al., 1998).

A terceira área de estudo, envolvendo um caso de provável contaminação do solo/água subterrânea, está localizada em uma Estação de Tratamento de Esgoto (E.T.E.) da SABESP situada no município de Salesópolis-SP. Informações diretas obtidas em poços de monitoramento existentes e levantamentos eletromagnéticos realizados na área puderam auxiliar na interpretação/avaliação da técnica em estudos de caracterização hidrogeológica rasa e contaminação.

## 2 OBJETIVOS

Esta tese procura realizar uma revisão e também aperfeiçoar as metodologias de aquisição e de processamento de dados de caminhamentos elétricos, podendo ser citados os seguintes objetivos:

a) realizar uma revisão das técnicas utilizadas em levantamentos 2D (e, ocasionalmente, 3D) de eletrorresistividade, com base na literatura existente;

b) revisar os principais arranjos de eletrodos empregados em levantamentos 2D (dipolo-dipolo, pólo-dipolo, pólo-pólo e Wenner) avaliando-os de forma comparativa quanto ao desempenho e limitação de cada um deles. Demonstrar que alguns destes (como o pólo-dipolo, por exemplo) podem constituir uma alternativa ao dipolo-dipolo, que é o arranjo usualmente empregado pela comunidade técnica em levantamentos rotineiros;

c) testar uma aquisição genuinamente 3D e a inversão dos respectivos dados coletados, comparando com os resultados obtidos através de uma aquisição 2D convencional;

d) mostrar que, com a utilização de pequenos espaçamentos entre eletrodos (menores que 4 metros, necessário para o imageamento de feições rasas) é possível alcançar mais níveis de investigação em profundidade e, conseqüentemente, obter mais dados no perfil do levantamento, aumentando a resolução e tirando o máximo proveito do software de inversão utilizado;

e) aprimorar o processamento, explorando como deve ser manipulado o grande volume de dados gerados no levantamento, tendo como objetivo a obtenção de uma imagem (resultante da inversão dos dados) que esteja em consonância com a realidade em subsuperfície, balizada por informações de sondagens, dados diretos e outros métodos ou técnicas geofísicas;

f) mostrar que o caminhamento elétrico, além da boa resolução lateral (característica bem conhecida da técnica), é igualmente capaz de fornecer uma boa resolução vertical, tal como uma sondagem elétrica vertical (SEV);

g) aprofundar o conhecimento sobre o funcionamento do software de inversão utilizado para o desenvolvimento deste trabalho, embasado em conceitos e experiências relatadas por diversos autores da literatura especializada;

h) contribuir para um melhor entendimento quanto à profundidade de investigação dos diversos arranjos estudados, assunto amplamente discutido na literatura e ainda bastante controverso.



### **3 PARTE TEÓRICA**

#### **3.1 Geofísica aplicada**

A geofísica aplicada tem por objetivo a investigação da subsuperfície utilizando medidas indiretas, geralmente realizadas na superfície do terreno. Estas medidas respondem a uma determinada propriedade física do meio investigado, sendo que a eficácia de um levantamento está condicionada à existência de contrastes dos valores da grandeza física mensurada. São especificamente as anomalias relativas, melhor do que os valores absolutos medidos, que interessam em uma investigação geofísica. Os diferentes métodos geofísicos são classificados de acordo com a propriedade física que os mesmos investigam.

A solução de um determinado problema, em muitas situações, não é única. Ou seja, não é único o modelo geológico de subsuperfície que explica o conjunto dos dados obtidos. Esta não “unicidade da solução”, que constitui uma grande dificuldade para a interpretação geofísica, pode ser contornada se existirem conhecimentos geológicos “a priori” disponibilizados por informações diretas (furos de sondagens, por exemplo). A utilização conjunta de duas ou mais técnicas/métodos geofísicos no estudo de uma área pode também contribuir para a redução desta ambigüidade.

Um dado geofísico, mesmo proveniente de uma aquisição efetuada com instrumentação precisa e seguindo rigorosos procedimentos físicos e matemáticos, é relativo. Este paradoxo provém da grande variedade e complexidade das propriedades físicas dos alvos (VOGELSANG, 1995). As medidas geofísicas propriamente ditas são bastante precisas. A ambigüidade surge no momento da interpretação dos dados (SOUZA et al., 1998).

A geofísica aplicada teve um grande desenvolvimento com o objetivo voltado para a prospecção de matérias primas necessárias à evolução tecnológica e social da civilização moderna, destacando-se o petróleo e os recursos minerais existentes a grandes profundidades em subsuperfície (da ordem de centenas a milhares de metros). Neste contexto, verificou-se o aprimoramento de técnicas de aquisição e dos instrumentos de medidas assim como melhorias no processamento dos dados e na interpretação dos resultados obtidos.

A partir das décadas de 70 e 80, a geofísica aplicada tem atuado na engenharia, hidrogeologia e meio ambiente, voltada para a investigação de alvos relativamente mais rasos. Foi então necessária uma “readaptação” dos métodos e técnicas existentes, visando atender estas novas necessidades. Resolução, acurácia, precisão e diminuição de custos são metas almejadas no constante aprimoramento das técnicas investigativas (DOBECKI & ROMIG, 1985; GREENHOUSE, 1991; STEEPLES, 1991).

## 3.2 O Método da eletrorresistividade

### 3.2.1 Generalidades

Na classificação dos métodos geofísicos de prospecção, os métodos geoeletricos constituem um grande grupo no qual se inserem os métodos elétricos e os eletromagnéticos (WARD, 1990; ZHDANOV & KELLER, 1994). Caracterizam-se por medir em superfície (ou no interior de furos de sondagens) a resposta do substrato geológico à excitação por campos elétricos ou magnéticos de origem natural ou artificial.

A principal propriedade física investigada por estes métodos é a resistividade elétrica ou o seu inverso, a condutividade elétrica. As investigações geoeletricas têm por objetivo a determinação da distribuição das resistividades (ou condutividades) em subsuperfície.

O método da eletrorresistividade, o da polarização induzida (IP) e do potencial espontâneo (SP) constituem o grupo denominado “métodos elétricos de prospecção” (Figura 3.2.1-1).

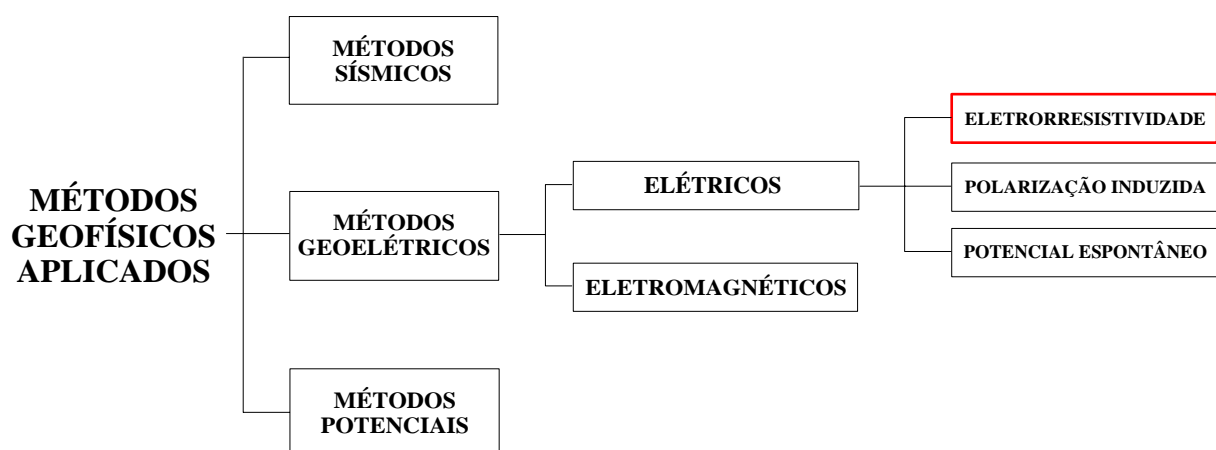


Figura 3.2.1-1 - O método da eletrorresistividade no contexto dos métodos geofísicos de prospecção.

O método da eletrorresistividade emprega uma fonte artificial de corrente elétrica contínua ou de frequência muito baixa (alguns poucos ou frações de Hz), a qual é introduzida no solo por intermédio de um par de eletrodos. A diferença de potencial que se estabelece em resposta a esta injeção pode ser medida por outros dois eletrodos situados nas proximidades.

Conhecendo-se a corrente e as diferenças de potenciais, é possível a determinação das resistividades elétricas, parâmetro físico que expressa a dificuldade encontrada pela corrente elétrica para se propagar em um determinado meio. Dentre todas as propriedades físicas das rochas e dos minerais, a resistividade elétrica é a que apresenta o maior intervalo de variações, superando sete ordens de magnitude (DOBECKI & ROMIG, 1985).

A eletrorresistividade é de simples execução, podendo ser utilizada instrumentação igualmente simples e, desta forma, de baixo custo. Por este motivo, além dos resultados satisfatórios que geralmente apresenta, encontra uma vasta aplicação em geociências (geologia básica, hidrogeologia, mineração, meio ambiente e geologia de engenharia).

ELIS (1999) constatou que a eletrorresistividade apresentou um melhor desempenho se comparada aos métodos do potencial espontâneo (SP) e polarização induzida (IP) em relação aos resultados de monitoramento e caracterização das áreas por ele estudadas.

### 3.2.2 Propriedades elétricas dos materiais geológicos

Uma das principais propriedades elétricas dos materiais geológicos é a resistividade elétrica ( $\rho$ ) que é uma medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra para sua passagem em um dado material. A resistividade pode ser definida como a resistência elétrica de um cilindro de seção transversal e comprimento igual à unidade (DOBRIN & SAVIT, 1988). Considerando-se então um corpo cilíndrico de um material homogêneo de comprimento  $L$  e seção transversal  $S$ , a resistividade elétrica deste corpo será dada por:

$$\rho = R \cdot \frac{S}{L} \quad (\text{eq.3.2.2-1})$$

onde  $R$  é a resistência elétrica do corpo. A resistividade é dada, portanto, em unidades de ohm.m no Sistema Internacional de unidades (SI).

Nos solos e rochas a resistividade depende, dentre outros, dos seguintes fatores predominantes: porosidade, composição mineralógica, grau de saturação, resistividade do fluido que preenche os vazios (que é função da concentração de sais dissolvidos no fluido), tamanho e forma das partículas sólidas.

A propagação da corrente nestes materiais pode ocorrer através de dois mecanismos de condução: eletrônica (através da matriz da rocha) e iônica ou eletrolítica (através de íons existentes na água contida nos poros interconectados, fissuras e fraturas do maciço rochoso). O segundo mecanismo é, certamente, o mais importante nos levantamentos de eletrorresistividade.

Os minerais, em sua maioria, não são bons condutores de corrente elétrica, à exceção de alguns metais nativos e de compostos semi-metálicos como a pirita ( $\text{FeS}_2$ ) e outros sulfetos metálicos. Portanto, a condutividade elétrica de solos e rochas é predominantemente eletrolítica, pois se faz através de um eletrólito, a água contendo íons em solução.

Solos com texturas mais finas tendem a conduzir melhor a corrente elétrica. Uma argila, por exemplo, conduz melhor a corrente do que a areia, devido às características do sistema de suas partículas que mantém a água por adesão (em situações onde o eletrólito apresenta baixa concentração de sais).

Em solos superficiais, os valores de resistividade variam de acordo com as variações de compactação e as alterações no teor de umidade do mesmo. Grandes variações de resistividade geralmente são verificadas nos horizontes mais superficiais.

### 3.2.3 Princípios básicos

A descrição pormenorizada acerca da teoria do método da eletrorresistividade pode ser encontrada em excelentes bibliografias, dentre as quais são citadas: MAILLET (1947); KELLER & FRISCHKNECHT (1966); KUNETZ (1966); ORELLANA (1972); SHARMA (1986 e 1997); DOBRIN & SAVIT (1988); TELFORD et al. (1990); ZHDANOV & KELLER (1994); PARASNIS (1997); REYNOLDS (1997).

O desenvolvimento da teoria do método da eletrorresistividade deve ser iniciado pelo caso mais simples, que é de um meio homogêneo e isotrópico com resistividade elétrica ( $\rho$ ) uniforme. Para iniciar a dedução matemática, será considerado o caso de uma fonte pontual (A) injetando corrente (I) no interior de um furo de sondagem, conforme a Figura 3.2.3-1.

O circuito de corrente, neste caso, é completado por um segundo eletrodo na superfície (B), situado a grande distância do furo de tal forma que sua influência seja negligenciada.

A equação que fornece o potencial devido a uma única fonte pontual de corrente pode ser deduzida a partir de duas considerações básicas: a lei de Ohm e a condição de divergência (KELLER & FRISCHKNECHT, 1966).

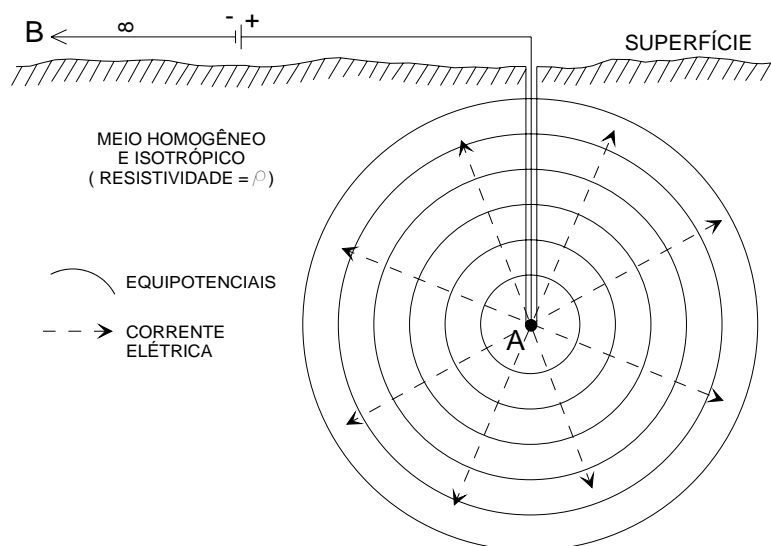


Figura 3.2.3-1 - Fonte pontual de corrente enterrada em um meio isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990).

Em um meio condutor onde existe um campo elétrico ( $\vec{E}$ ), estabelece-se uma densidade de corrente ( $\vec{J}$ ). A lei de Ohm expressa a proporcionalidade entre o campo elétrico e a densidade de corrente, sendo a constante de proporcionalidade a condutividade elétrica do meio ( $\sigma$ ) ou seu inverso, a resistividade elétrica ( $\rho$ ):

$$\vec{E} = \rho \vec{J} \quad (\text{eq.3.2.3-1}).$$

O princípio de conservação da carga elétrica estabelece que o vetor densidade de corrente deve ser nulo em todo lugar do espaço, menos no ponto de injeção de corrente. O “saldo líquido” entre o fluxo de corrente que entra e sai em um determinado volume é nulo, indicando que não há acúmulo de carga elétrica em seu interior (condição de divergência):

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad (\text{eq.3.2.3-2}).$$

Desta forma, o divergente do vetor densidade de corrente é nulo em toda a parte, exceto no ponto onde se encontra a fonte de corrente. O campo elétrico, do tipo conservativo, pode ser expresso pelo gradiente de uma função escalar:

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (\text{eq.3.2.3-3}).$$

A função  $V$  é denominada potencial elétrico e definida de tal modo que  $\vec{E}$  é o seu gradiente.

Se a eq.(3.2.3-1) e eq.(3.2.3-2) forem combinadas, utilizando a eq.(3.2.3-3), obtém-se a equação de Laplace:

$$\nabla \cdot \vec{J} = \frac{1}{\rho} \nabla \cdot \vec{E} = -\frac{1}{\rho} \nabla^2 V = 0 \quad (\text{eq.3.2.3-4}).$$

Em coordenadas esféricas ( $r, \theta, \phi$ ), o Laplaciano pode ser assim expresso:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} \quad (\text{eq.3.2.3-5}).$$

No caso de uma simples fonte de corrente pontual, o potencial elétrico que se estabelece no meio, em qualquer posição, obedece à equação de Laplace, exceto no ponto de injeção de corrente. Considerando a simetria esférica do potencial, os termos onde aparecem as derivadas em relação a  $\theta$  e  $\phi$  podem ser eliminados, restando apenas o termo com dependência radial ( $r$ ), fazendo com que:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0 \quad (\text{eq.3.2.3-6}).$$

O termo entre parênteses que está sendo derivado só será nulo se for igual a uma constante, por exemplo, A:

$$r^2 \frac{\partial V}{\partial r} = A \quad (\text{eq.3.2.3-7}).$$

A integração de ambos os membros da eq.(3.2.3-7) resulta:

$$V = -\frac{A}{r} + B \quad (\text{eq.3.2.3-8}).$$

As constantes A e B podem ser determinadas pelas condições de contorno. Definindo que o potencial tende a zero a uma grande distância da fonte de corrente (quando “r” tende ao infinito), resulta que a constante de integração B deve ser nula. A outra constante de integração deve ser determinada em termos da intensidade de corrente total (I) a partir da fonte pontual. A mesma quantidade de carga elétrica da fonte flui pelo meio sob a forma de uma densidade de corrente, que deve ser uniforme através de uma superfície esférica envolvendo a fonte pontual. A corrente total pode ser expressa pela integral da densidade de corrente sobre esta superfície:

$$I = \int_s \vec{J} \cdot d\vec{s} = \int_s \frac{\vec{E}}{\rho} \cdot d\vec{s} = \int_s \frac{A}{\rho r^2} \cdot d\vec{s} = \frac{A}{\rho r^2} \int_s \vec{n} \cdot d\vec{s} = -\frac{4\pi A}{\rho} \quad (\text{eq.3.2.3-9}).$$

Resolvendo esta equação para a constante de integração A e substituindo na eq.(3.2.3-8) obtém-se a expressão da função potencial devido a uma fonte pontual de corrente em um meio isotrópico e homogêneo:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (\text{eq.3.2.3-10}).$$

No caso da fonte posicionada na superfície do terreno tem-se a corrente fluindo apenas no semi-espço inferior (Figura 3.2.3-2).

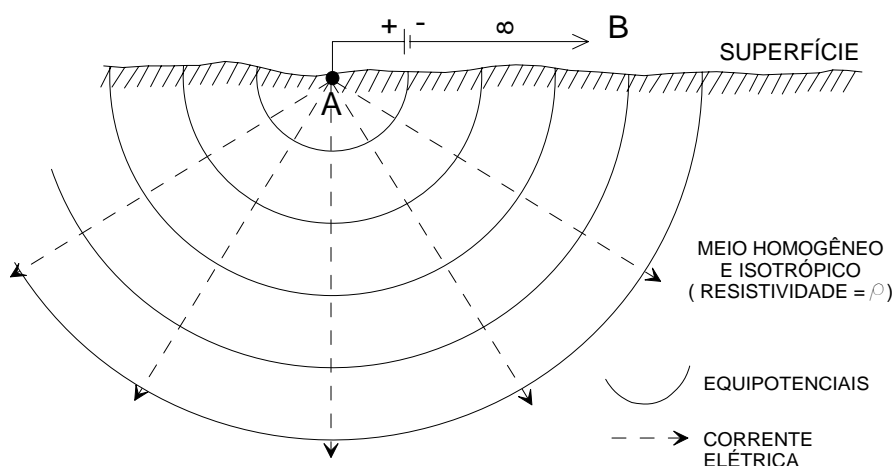


Figura 3.2.3-2 - Fonte pontual de corrente situada na superfície de um semi-espço isotrópico e homogêneo (modificado de TELFORD et al., 1990).

O ar situado no semi-espço superior é isolante tendo, portanto uma resistividade que pode ser considerada infinita, o que resulta em um potencial elétrico duas vezes maior que o potencial observado na eq.(3.2.3-10), sendo dado por:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (\text{eq.3.2.3-11}).$$

A eq.(3.2.3-11) fornece uma relação fundamental para o método da eletrorresistividade com medidas realizadas na superfície do terreno. Ela é utilizada na determinação da resistividade elétrica aparente, como será visto a seguir.

O potencial elétrico é uma grandeza escalar e, desta forma, pode ser somado algebricamente. Existindo várias fontes de corrente, ao invés de apenas uma como foi suposto até agora para a dedução da eq.(3.2.3-11), o potencial total observado em um ponto pode ser calculado somando-se a todas as contribuições de potencial a partir de cada fonte considerada independentemente. Ou seja, para “n” fontes de correntes distribuídas em um meio uniforme, o potencial observado em um ponto “M” será dado por:

$$V_M = \frac{\rho}{2\pi} \left[ \frac{I_1}{r_1} + \frac{I_2}{r_2} + \dots + \frac{I_n}{r_n} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-12}).$$

O termo  $I_n$  é a corrente proveniente da n-ésima fonte de corrente, sendo  $r_n$  a distância desta n-ésima fonte até o ponto onde o potencial está sendo observado. Na realidade, um único eletrodo somente é incapaz de conduzir corrente elétrica. É necessária a existência de um outro eletrodo para que o circuito se feche e ocorra o fluxo da corrente elétrica através do subsolo (Figura 3.2.3-3).

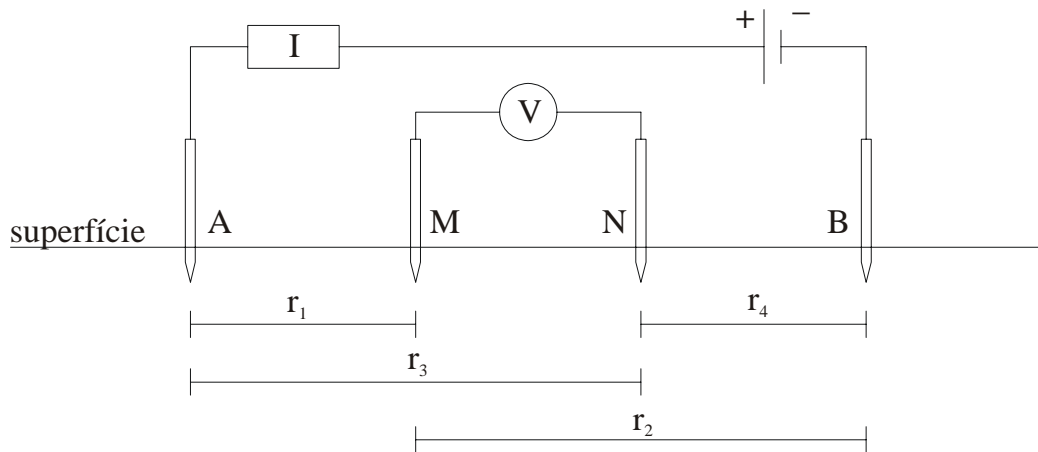


Figura 3.2.3-3 - Esquema básico de aquisição do método da eletrorresistividade: um par de eletrodos de emissão de corrente (A e B) e outro de medida do potencial (M e N).

O potencial elétrico resultante no ponto M devido a uma corrente I circulando entre os eletrodos A e B, sendo  $r_1$  a distância entre M e A, e  $r_2$  a distância entre M e B, será dado por:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-13}).$$

Analogamente, o potencial em N será:

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-14}).$$

Na prática mede-se em campo, não um potencial, mas sim uma diferença de potencial entre dois eletrodos. Então, a diferença de potencial entre M e N será:

$$V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-15}).$$

De maneira análoga:



$$V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-16}).$$

A diferença de potencial entre os eletrodos M e N será então assim expressa:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (\text{eq.3.2.3-17}).$$

E a resistividade  $\rho$  pode ser dada por:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (\text{eq.3.2.3-18}).$$

Da eq.(3.2.3-18) define-se o fator geométrico K, dado por:

$$K = 2\pi \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (\text{eq.3.2.3-19}).$$

E finalmente,

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{eq.3.2.3-20}).$$

A constante K tem dimensões de comprimento e depende unicamente da geometria relacionada à disposição dos quatro eletrodos (A, B, M e N) em superfície, tratando-se de um fator que leva em conta a diminuição do potencial com a distância.

A eq.(3.2.3-20) sintetiza o método da eletrorresistividade, que consiste basicamente na injeção de uma corrente (I) no solo por intermédio de um par de eletrodos (denominados de A e B) e a medida da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) resultante da passagem desta corrente através de outro par de eletrodos situados nas proximidades (denominados M e N). A,B e M,N constituem circuito independentes. A razão entre a voltagem medida e a corrente introduzida no solo é denominada “resistência elétrica” ou “impedância”, expressa em ohms ( $\Omega$ ).

A geometria dos dipolos AB e MN no momento da medida definem o fator geométrico K, utilizado para o cálculo da resistividade elétrica ( $\rho$ ). Os quatro eletrodos podem assumir qualquer disposição geométrica sobre a superfície do terreno. As diferentes disposições recebem o nome de “arranjos”. Muitos destes, comumente utilizados nos levantamentos de campo, recebem nomes especiais (Schlumberger, Wenner, dipolo-dipolo, pólo-dipolo, pólo-pólo, gradiente etc.), apresentando características peculiares, vantagens e desvantagens uns em relação aos outros.

O intercâmbio entre eletrodos de corrente e potencial não altera o valor medido da resistividade aparente, sendo este o “princípio da reciprocidade” (CARPENTER, 1955; TELFORD et al., 1990). Este princípio é de grande utilidade para considerações teóricas. Entretanto, sob um ponto de vista prático, as medidas recíprocas podem não apresentar valores similares se considerados alguns tipos de arranjos como o pólo-dipolo, Schlumberger e Wenner alfa. Nestes arranjos, as medidas recíprocas podem estar contaminadas com um nível de ruído significativamente maior do que nas medidas diretas, devido ao maior distanciamento entre os eletrodos de potencial, que estarão mais propensos aos ruídos existentes na área do levantamento. Os arranjos de eletrodos serão discutidos com mais detalhes no Capítulo 4.

### 3.2.4 O conceito de resistividade aparente

A resistividade “verdadeira” de um substrato homogêneo e isotrópico pode ser calculada pela eq.(3.2.3-20), fornecendo o mesmo valor qualquer que seja o arranjo utilizado na execução das medidas.

Entretanto, como a Terra não é homogênea e nem isotrópica, o valor da resistividade elétrica varia de ponto para ponto, tanto lateralmente como em profundidade. Conseqüentemente, o valor medido em superfície irá igualmente variar para cada posição, assim como para a disposição e/ou tamanho do arranjo de eletrodos utilizado.

Esta resistividade “fictícia”, que se obtém aplicando-se a expressão válida para meios homogêneos (sendo que os dados foram obtidos sobre um meio heterogêneo) é denominada “resistividade aparente” ( $\rho_a$ ). A eq.(3.2.3-20), desta forma, pode ser expressa de forma melhor por:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{eq.3.2.4-1})$$

A resistividade aparente é expressa em ohm.m da mesma forma que a resistividade “verdadeira”, constituindo a base para a interpretação dos dados de eletrorresistividade. Em um modelo de terra homogênea, a resistividade aparente é exatamente igual à resistividade verdadeira.

Não é propriamente um parâmetro físico do meio e sim um valor que representa o efeito integrado do semi-espaço sobre o qual a medida é efetuada. A resistividade aparente é uma resultante que sofre a influência das diversas resistividades existentes no volume investigado. Trata-se de um conceito formal, não podendo ser considerada uma média das resistividades em subsuperfície (ORELLANA, 1972). Realizando-se medidas com os eletrodos muito próximos uns dos outros, o valor da resistividade elétrica aparente será muito próximo da resistividade verdadeira do volume investigado (que, neste caso, possui pequena dimensão).

Conforme a Figura 3.2.4-1, onde os quatro eletrodos A, B, M e N estão posicionados em locais de resistividades  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$  e  $\rho_4$ , a resistividade medida (aparente) possivelmente não será igual a nenhuma das quatro, mas terá influência de todas elas, de suas respectivas distribuições e geometrias dos corpos.

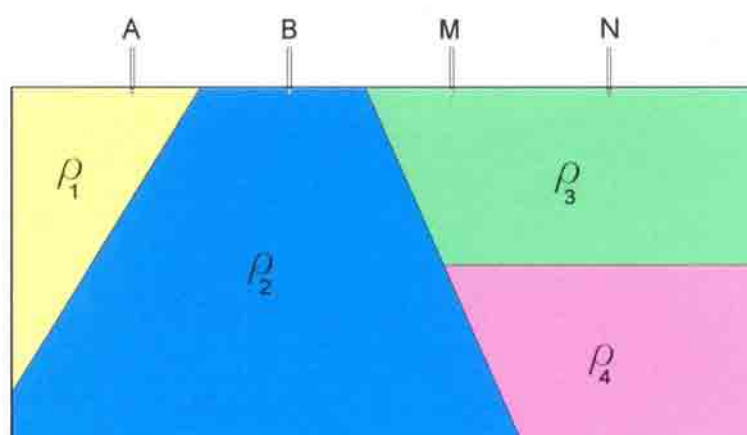


Figura 3.2.4-1 - Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo (modificada de GALLAS, 2000).

O conceito de resistividade aparente é de grande utilidade em aplicações práticas do método, pois é um parâmetro que pode apresentar variações ao longo de uma seção, sendo diagnóstico da presença de heterogeneidades elétricas resistivas ou condutivas. O padrão das resistividades aparentes associadas a uma determinada estrutura/feição em subsuperfície é geralmente complexo e, comumente, não corresponde à distribuição dos valores de resistividade elétrica “verdadeira”.

### 3.3 Levantamentos 2D de eletrorresistividade: revisão da bibliografia

A seguir será apresentada uma breve revisão bibliográfica acerca do tema “levantamentos 2D de eletrorresistividade”, abordando alguns tópicos julgados importantes e trabalhos de relevância já publicados.

### 3.3.1 Terminologias

No método da eletrorresistividade, as técnicas de investigação em superfície podem ser divididas em duas grandes categorias: 1) aquelas que predominantemente investigam a variação vertical do parâmetro resistividade em profundidade; 2) as que são capazes de mapear as variações laterais (ou horizontais) da resistividade ao longo de uma profundidade aproximadamente constante. As primeiras, denominadas sondagens (“*sounding*”, “*probing*” ou mesmo “*drilling*”), são abordadas de maneira satisfatória nas inúmeras bibliografias geofísicas básicas existentes. As segundas técnicas, geralmente denominadas na literatura de “*profiling*” e/ou “*trenching*”, são abordadas de forma menos aprofundada nos referidos textos introdutórios. A combinação de investigações verticais e laterais em um mesmo levantamento, denominada por WARD (1990) como “*combined sounding and profiling*”, nada mais é do que a técnica de aquisição de dados em campo, atualmente conhecida como “caminhamento elétrico”.

Neste capítulo, será feita uma breve revisão das terminologias utilizadas. A tradução literal de alguns termos pode gerar alguma confusão, como será visto adiante.

Nas últimas décadas, o caminhamento elétrico vem sendo empregado de maneira sistemática, fato que pode ser verificado pelas inúmeras publicações recentes em periódicos nacionais e estrangeiros, utilizando e/ou abordando aspectos desta técnica. Várias terminologias foram encontradas na literatura na denominação da técnica: “*lateral profiling*”, “*electrical profiling*”, “*continuous profiling*”, “*electrical mapping*”, “*electrical imaging*”, “*resistivity imaging*”, “*2D (two-dimensional) resistivity imaging*”, “*constant-separation traversing*”, “*electrical resistivity tomography*”, “*electric trenching*” etc. ORELLANA (1972) utiliza a expressão “*calicatas*” para as técnicas de investigação lateral, cuja tradução é “exploração” ou “sondagem em um terreno”.

A expressão “*electrical resistivity tomography*” encontrada em algumas bibliografias, pode conduzir a uma tradução para “tomografia elétrica” em levantamentos 2D de resistividade. A utilização deste termo não é correta, como será visto a seguir.

A tomografia (técnica amplamente utilizada na medicina) pode ser assim definida: “obtenção, com minúcia, de imagens nítidas de órgãos internos do corpo humano existentes num plano predeterminado”. O termo origina-se do grego “*tome*” (corte) e “*graphein*” (desenho), ou segundo SHERIFF (2002), “*section drawing*”. Este mesmo autor define tomografia (exemplificada em uma aplicação geoeletrica) da seguinte forma: “um método de determinação

da distribuição de resistividades a partir de medidas utilizando transmissor em um furo de sondagem e receptor em um outro”.

SHERIFF (2002) também define a tomografia de transmissão, relacionada às observações efetuadas em ensaios entre furo-furo, superfície-furo ou superfície-superfície. De acordo com DUARTE (1997), o termo “tomografia” voltado a aplicações geofísicas, pode ser assim definido: “designação que engloba todos os métodos de imageamento do interior da Terra, feitos com base no processamento de registros de um campo de energia. Dependendo da modalidade, o resultado final pode representar os efeitos de transmissão, absorção, reflexão ou refração. A idéia básica é a obtenção de uma imagem bidimensional correspondente a um plano ou fatia do corpo analisado”. Esta definição apresenta estreita relação com o vocabulário da medicina.

No meio técnico-científico existe ainda uma outra técnica denominada “*Electrical Resistance Tomography*” (ERT) que tem por objetivo produzir imagens bi ou tri-dimensionais da resistividade elétrica em subsuperfície. É bastante utilizada em monitoramento, com medidas da variação do parâmetro causadas por meios naturais ou induzidos pela atividade humana. Para obtenção de tais imagens são necessários pelo menos dois furos de sondagem, adjacentes ao alvo a ser mapeado, com emissor posicionado em um furo e receptor no outro. Várias medidas são efetuadas variando-se a posição fonte-receptor nos furos e garantindo inúmeras trajetórias de corrente elétrica atravessando o corpo a ser analisado. É possível ainda o posicionamento em superfície dos eletrodos (funcionando como fonte ou receptor) entre os furos de sondagens. Entretanto, pode ser encontrada na bibliografia a utilização do termo ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) referindo-se a uma série de perfis paralelos 2D com o objetivo de mapear um alvo nas três dimensões (OGILVY et al., 2002).

Do exposto até aqui, pode-se observar que o termo “tomografia” em geofísica está relacionado aos ensaios envolvendo, ao menos, um furo de sondagem (“*cross-borehole*” e “*borehole-to-surface*”) e não deve ser utilizado como sinônimo do caminhamento elétrico, uma vez que este tipo de ensaio é exclusivamente realizado na superfície. Portanto, “tomografia” deve ser uma expressão reservada aos ensaios executados em furos de sondagens.

A tradução ao pé da letra de “*profiling*” pode gerar alguma confusão, embora a definição proposta por SHERIFF (2002) caracterize precisamente a técnica: “levantamento geofísico, no qual o sistema de medidas é deslocado (geralmente ao longo de uma extensão linear), com o objetivo de caracterizar variações laterais em subsuperfície”. “*Profile*” significa perfil, corte ou seção, termos usuais em geofísica. Já o verbo “*to profile*” traduz-se como “perfilar”. Nesta linha

de raciocínio, a tradução do termo “*profiling*”, seria “perfilagem” o que pode causar confusão com a consagrada técnica geofísica de perfilagem de poço (“*well logging*”). Portanto, a tradução literal deste termo não deve ser utilizada na designação da técnica do caminhamento elétrico.

Observa-se ainda nas diversas terminologias relacionadas à técnica, a freqüente utilização do termo “imagem”, o que justifica a adoção, por parte de alguns, do termo “imageamento” para levantamentos 2D de resistividade.

O “imageamento elétrico” deve ser entendido como o produto final da interpretação quantitativa dos dados obtidos em um caminhamento. Ou seja, a interpretação não deve estar baseada apenas nas pseudo-seções e sim em imagens geradas do processamento dos dados pelas chamadas “técnicas de inversão”.

Talvez, a terminologia que expresse de forma mais clara a técnica do caminhamento elétrico (embora raramente utilizada) seja “*constant-separation traversing*” (REYNOLDS, 1997). O verbo “*to traverse*” é o que melhor traduz o procedimento de aquisição dos dados em campo (não utilizando os modernos e atuais sistemas multi-eletrodos automatizados), significando “passar sobre ou através” e “andar para cá e para lá em”. Quem já executou e/ou acompanhou levantamentos de caminhamento elétrico, não utilizando sistemas multi-eletrodos de aquisição automática, sabe exatamente o que isto significa.

### **3.3.2 O estado da arte**

Neste item será realizada uma revisão de alguns trabalhos, julgados importantes, relacionados ao tema levantamentos 2D de resistividade: processamento dos dados; estudos com modelos sintéticos envolvendo diferentes tipos de arranjos e aplicação da técnica em diversos estudos de casos. A partir de agora, serão adotadas as seguintes designações para os arranjos estudados, a fim de não tornar o texto enfadonho: dipolo-dipolo (D-D), pólo-dipolo (P-D) e pólo-pólo (P-P).

EVJEN (1938), em um artigo considerado por ROY & APPARAO (1971) como “à frente de seu tempo”, faz um alerta sobre a dificuldade de se obter informações em superfície comparáveis àquelas obtidas diretamente por perfilagens geofísicas em furos, onde as variações das propriedades elétricas com a profundidade podem ser medidas de forma mais precisa. O autor enfatiza que o problema se torna mais simples se a investigação for limitada apenas ao mapeamento das variações laterais. As medidas elétricas realizadas na superfície do terreno são inerentemente mais sensíveis às variações horizontais do que as verticais, conferindo ao método

uma grande potencialidade no mapeamento onde ocorram variações laterais de resistividade. O autor aponta ainda que as variações laterais representam a mais séria fonte de erro na interpretação dos dados em termos de profundidades.

COGGON (1973) analisa a resposta de três distintos arranjos (D-D, P-D e gradiente) sobre um conjunto de dez estruturas bi-dimensionais, geometricamente simples e bem definidas, comparando os resultados sintéticos obtidos. O autor constata que a existência de uma cobertura condutiva pode mascarar de forma significativa a anomalia originalmente observada sem a presença da mesma, qualquer que seja o arranjo utilizado. Conclui que as anomalias observadas com o arranjo D-D, tanto em situações reais como em modelos teóricos, fornecem melhor resolução do que as observadas com o arranjo P-D, especialmente para estruturas complexas.

O efeito da topografia em levantamentos 2D de eletrorresistividade foi minuciosamente discutido por FOX et al. (1980). Os autores ilustram, de forma bastante didática, como um modelo de terra homogênea, constituindo um vale topográfico, produz na pseudo-seção uma anomalia de baixa resistividade justamente posicionada sob o vale. O contrário ocorre quando se observa um alto topográfico. O efeito da topografia é importante para ângulos com inclinação de 10° ou superiores.

PARK & VAN (1991) desenvolveram um algoritmo de inversão de dados de resistividade para estruturas 3D aplicando-o em modelo sintético e em experimento de campo, cujos resultados foram apresentados em VAN et al. (1991). O arranjo utilizado pelos autores foi o P-P, e puderam verificar que, no modelo final obtido, os contrastes laterais são mais bem definidos do que os verticais.

SASAKI (1992) aplicou a técnica de tomografia elétrica entre furos (“*crosshole resistivity tomography*”) em modelos sintéticos, testando três arranjos distintos (P-P, P-D e D-D) e comparando-os em termo de resolução. O autor constata que o arranjo D-D, quando utilizados instrumentos de alta precisão (possivelmente para compensar a baixa razão sinal/ruído característica do mesmo), é mais apropriado para resolver estruturas complexas do que o P-P. Além disto, o P-D apresenta um bom compromisso entre resolução e intensidade do sinal.

GRIFFITHS & BARKER (1993) apresentaram um sistema automatizado de aquisição de dados de eletrorresistividade composto por um equipamento de medição controlado por computador. Utilizaram o arranjo Wenner e introduziram o termo “imageamento”, referindo-se

ao processo de interpretação de dados invertidos de forma automática e que geram uma imagem em subsuperfície da distribuição das resistividades verdadeiras.

DAHLIN & LOKE (1998) compararam os resultados de inversões de dados gerados de modelos sintéticos, simulando estruturas geológicas relevantes em circunstâncias controladas. O trabalho mostra que uma inversão 1D (onde os dados são considerados como uma série de SEVs pouco espaçadas umas das outras e os modelos geoeletricos resultantes são agrupados de forma a compor uma seção 2D) pode fornecer resultados errôneos em ambientes com consideráveis variações laterais de resistividade. O arranjo utilizado foi o Wenner.

STIERMAN & BRADY (1999) utilizaram os arranjos D-D e Lee em levantamento para estudo arqueológico. Para representação das seções geoeletricas obtidas com o arranjo D-D, os autores utilizaram as “profundidades efetivas” de EDWARDS (1977), elaborando pseudo-seções modificadas. Segundo os autores, “as pseudo-seções D-D tradicionais exageram nas profundidades dos contatos entre diferentes materiais”.

OLAYINKA & YARAMANCI (2000b) utilizaram modelos sintéticos representando estruturas geológicas 2D (falha vertical, *horst* e *graben*) para determinação, por modelamento direto, da resposta dos modelos, simulando um arranjo Wenner. Estas respostas, por sua vez, foram modeladas utilizando a inversão por polígonos (“*block inversion scheme*”) e por suavização (“*cell-based scheme*”), comparando-se os resultados obtidos. No caso da inversão por polígonos, que exige um modelo inicial por parte do usuário, os autores demonstram que este modelo pode ser constituído por camadas plano-paralelas.

OGILVY et al. (2002) executaram levantamentos 2D, realizando uma série de perfis paralelos, para mapear a distribuição espacial em três dimensões do lixo e percolado (pluma de contaminação) em um aterro sanitário com atividade encerrada. Os autores utilizam o termo ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) para designação da técnica aplicada. Foi utilizado o arranjo P-D (abertura entre eletrodos igual a 10m, e oito níveis de investigação). Para aumentar a densidade dos dados, melhorando a resolução lateral, o intervalo entre estações de medidas foi de 5m (metade do espaçamento entre dipolos). Foram ainda tomadas medidas nos dois sentidos do caminhamento: direto e reverso, com perfis paralelos espaçados de 10m. Os dados foram adquiridos de forma automatizada.



LOKE & DAHLIN (2002) apresentam um estudo de caso onde o imageamento elétrico (arranjo Wenner) foi utilizado em apoio à obra de um túnel escavado em rocha. A metodologia conseguiu, de certa forma, definir a ocorrência de rochas sedimentares e rochas ígneas/metamórficas intensamente fraturadas e alteradas, sempre associadas a valores baixos de resistividade.

SEATON & BURBEY (2002) compararam os arranjos D-D, Wenner, Wenner-Schlumberger e P-P utilizando um sistema composto por 25 eletrodos com três distintos espaçamentos (2m, 6m e 10m) em local com topo rochoso raso (menos de 20m). Utilizando a resposta numérica, com modelos sintéticos que simularam as estruturas encontradas na área de estudo e a inversão dos dados coletados em campo, os autores constataram as virtudes do arranjo D-D em fornecer mais detalhes e maior profundidade de penetração do que os arranjos Wenner e Wenner-Schlumberger.

ZHOU & DAHLIN (2003) estudaram as fontes de erro comuns observadas em levantamentos 2D de eletrorresistividade: as devido ao erro no posicionamento dos eletrodos e aquelas relacionadas às leituras nas medidas de potencial (devido ao mau contato de eletrodos, isolação precária de cabos, presença de ruídos intrínsecos à área, problemas instrumentais e de operação incorreta de equipamentos). Com relação ao primeiro fator, podem ocorrer erros da ordem de 10% quando utilizados pequenos espaçamentos entre eletrodos (1 ou 2 metros). A presença destes dados ruidosos (facilmente verificados na pseudo-seção) acarreta no aparecimento de “artefatos” no modelo obtido por inversão, podendo levar a interpretações errôneas dos resultados.

VEGA et al. (2003) combinaram os arranjos D-D e Wenner em um estudo relacionado à contaminação por gasolina. Invertendo de forma conjunta os dados obtidos com estes arranjos, foram alcançados resultados satisfatórios tanto no alcance em profundidade (graças ao Wenner) como em resolução lateral nas porções rasas (graças ao D-D).

DAHLIN & ZHOU (2004) testaram o desempenho de dez diferentes arranjos (D-D, P-D, P-P, Wenner alfa, Wenner beta, gradiente, Schlumberger, dentre outros) em cinco modelos sintéticos, procurando representar situações reais de campo, quais sejam: canal enterrado, dique estreito condutivo e resistivo, blocos mergulhando e valas de resíduos com uma cobertura superficial. Foram comparados os aspectos relativos à resolução, qualidade da imagem obtida com diferentes volumes de dados e a sensibilidade a níveis de ruídos. Os experimentos demonstraram a baixa capacidade do P-P no imageamento de “alvos localizados”. Com relação

aos ruídos, os arranjos D-D e P-D mostraram-se muito susceptíveis se comparados aos arranjos Wenner e P-P. Os autores constataram também que o arranjo D-D, apesar de ser particularmente bom para o imageamento de estruturas verticais ou mergulhando, gera muitos artefatos, principalmente próximos à superfície.

Nos estudos envolvendo investigação de cavidades (túneis, cavernas etc) e processos de dissolução em área de ocorrência de rochas carbonáticas (carstificação), a aplicação de eletrorresistividade integrada a outros métodos (GPR, EM, gravimetria de detalhe) encontra enormes aplicações (OWEN, 1983; GALLI et al., 2003; SCHOOR, 2002; TEJERO et al., 2002; BARADELLO et al., 2001). Segundo MILITZER et al. (1979) trata-se de uma tarefa geofísica complicada, sempre no limite da detecção dos métodos.

GALLAS (2003) apresenta um exemplo de aplicação da técnica do caminhamento elétrico na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos. O autor aconselha que, para este tipo de levantamento, em que se procura mapear/identificar anomalias correlacionáveis a zonas de fraturamento no maciço rochoso, a abertura entre eletrodos deve ser tal que no primeiro ou segundo nível de investigação seja ultrapassada a camada correspondente a solo e rocha alterada. No estudo de caso apresentado, foi utilizado o arranjo D-D, com espaçamento entre eletrodos igual a 40m.

GODIO & NALDI (2003) utilizaram o imageamento 2D de eletrorresistividade no estudo de uma área contaminada por hidrocarbonetos. No levantamento, foi adotado um espaçamento entre eletrodos igual a 1m e utilizado o arranjo Wenner. Tal arranjo foi escolhido por se tratar de um local com intensa presença de ruído.

GODIO & FERRARIS (2005) utilizaram o arranjo Wenner-Schlumberger, com 48 eletrodos espaçados de 0,6 metros (garantindo uma investigação de até 4 a 5 metros, segundo os autores), em um experimento controlado com o objetivo de monitorar a infiltração de água através da zona vadosa de um solo predominantemente arenoso.

## 4 ARRANJOS DE ELETRODOS

### 4.1 Generalidades

O método da eletrorresistividade permite a utilização de inúmeras possibilidades de arranjos de eletrodos, vários deles relatados na bibliografia (ORELLANA, 1972; OWEN, 1983). Porém, apenas alguns arranjos vêm sendo efetivamente empregados na prática pelo meio técnico e acadêmico em trabalhos rotineiros.

As principais características dos dispositivos eletródicos convencionais já são bem conhecidas, graças a grande quantidade de estudos relacionados a modelos sintéticos e comparações de dados adquiridos em campo utilizando-se diversos destes arranjos.

A escolha de qual arranjo utilizar dependerá de uma série de fatores: o tipo de alvo que será mapeado (este fator está relacionado com o padrão de sensibilidade de cada arranjo para variações horizontais e verticais da resistividade em subsuperfície), a razão sinal/ruído, a profundidade de investigação almejada etc. O dispositivo básico de qualquer tipo de levantamento está sintetizado na Fig.3.2.3-3 (Capítulo 3) com dois eletrodos de emissão de corrente (A e B) e dois eletrodos de potencial (M e N).

Será utilizada a seguinte nomenclatura para descrição dos arranjos: o espaçamento ou abertura entre eletrodos de corrente e/ou potencial, geralmente fixo, será denominado de “a”; a separação ou fator de separação entre eletrodos (geralmente variável) designada por “n”.

As medidas normalmente são tomadas ao longo de uma linha, definindo-se uma abertura ou espaçamento entre eletrodos e caminhando sobre o perfil do levantamento. Quanto maior for esta abertura, maiores serão as profundidades alcançadas. A profundidade de investigação também está relacionada ao fator de separação entre eletrodos de corrente e potencial. Para a definição de qual o espaçamento utilizar ou do máximo fator de separação (maior nível de investigação), deve ser estimada a profundidade na qual o alvo se encontra, assim como as prováveis dimensões do mesmo, qualquer que seja o arranjo utilizado.

O “sinal” no método da eletrorresistividade refere-se à magnitude da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) lida entre os eletrodos de potencial para um dado valor de corrente injetado no solo. Valores muito pequenos de  $\Delta V$  podem estar na ordem de grandeza do ruído local, resultando em um dado de confiabilidade duvidosa ou mesmo impossibilitando a execução de uma boa leitura em campo.

A qualidade dos dados adquiridos é de extrema importância para as etapas subsequentes do trabalho (inversão, obtenção do modelo e interpretação dos resultados). O controle desta qualidade pode ser realizado de duas maneiras distintas: repetição da medida em um mesmo ponto (se possível com o controle estatístico das leituras pelo instrumento de medição) ou execução das medidas de forma direta e reversa (PARK & VAN, 1991; VAN et al., 1991) valendo-se do princípio da reciprocidade (item 3.2.3).

## 4.2 Principais arranjos utilizados no trabalho

Neste trabalho foram utilizados os seguintes arranjos de eletrodos nos caminhamentos elétricos: dipolo-dipolo (D-D), pólo-dipolo (P-D), pólo-pólo (P-P) e com menor frequência, o Wenner (Figura 4.2-1).

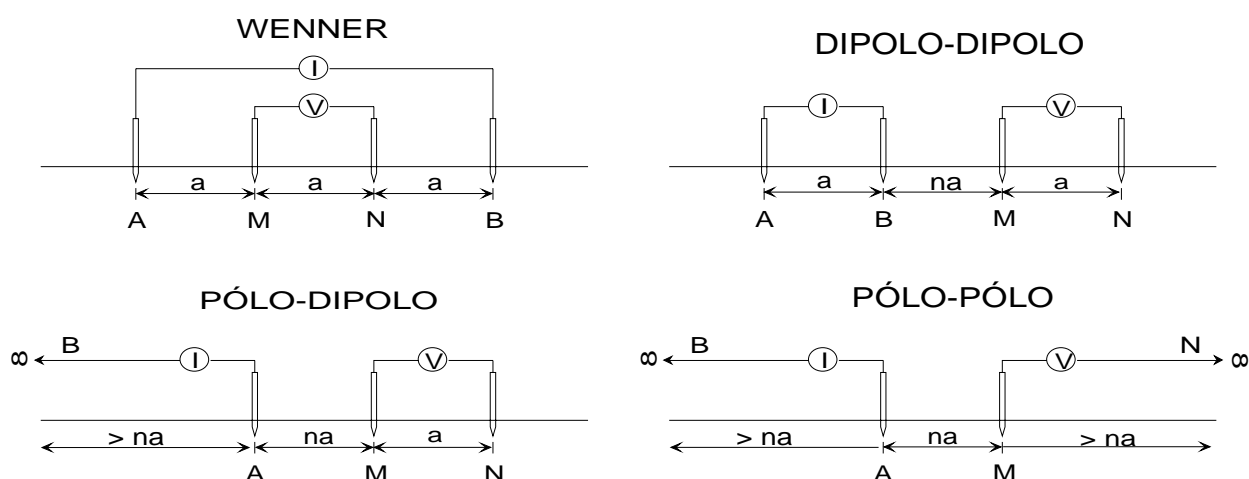


Figura 4.2-1 - Esquema dos arranjos utilizados no trabalho.

O fator geométrico K (eq.3.2.3-19) pode também ser expresso pela seguinte forma genérica:

$$K=2\pi \cdot G \cdot a \quad (\text{eq.4.2-1}).$$

A constante G, que independe do espaçamento entre eletrodos sendo função apenas do fator de separação dos mesmos (n), assume distintos valores de acordo com o arranjo utilizado. Como regra geral, o potencial elétrico medido será inversamente proporcional ao fator geométrico K ou a constante G.

### 4.2.1 Arranjo Wenner

O arranjo Wenner utiliza quatro eletrodos dispostos em linha e igualmente espaçados. A menor distância entre dois eletrodos adjacentes é denominada “a”. A profundidade de investigação aumenta com o incremento da abertura entre eletrodos, sempre múltipla de “a”. Desta forma, a distância “na” entre eletrodos AM, MN e BN é sempre mantida constante no decorrer do levantamento (Figura 4.2.1-1).

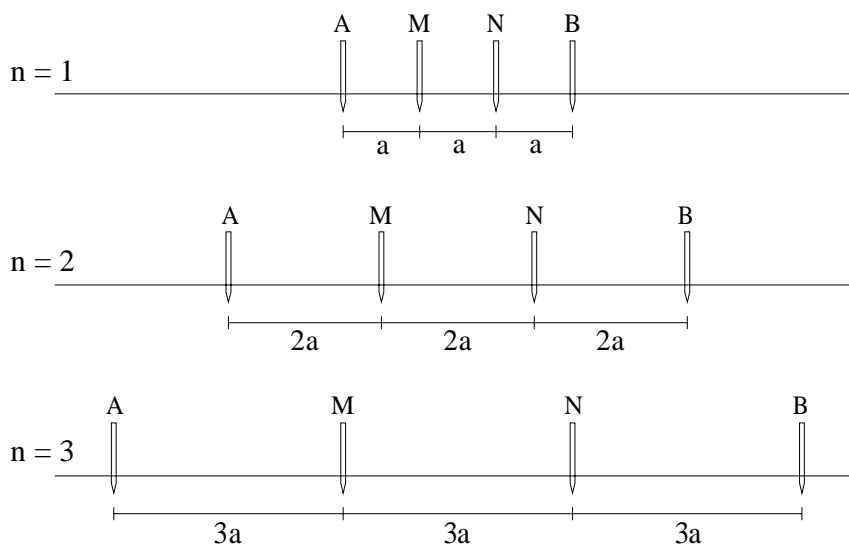


Figura 4.2.1-1 - Arranjo Wenner com espaçamento entre eletrodos sempre mantido constante.

Dependendo da disposição entre eletrodos de corrente (A e B) e de potencial (M e N) este arranjo recebe três distintas denominações (CARPENTER & HABBERJAM, 1956): alfa, beta e gama (Figura 4.2.1-2).

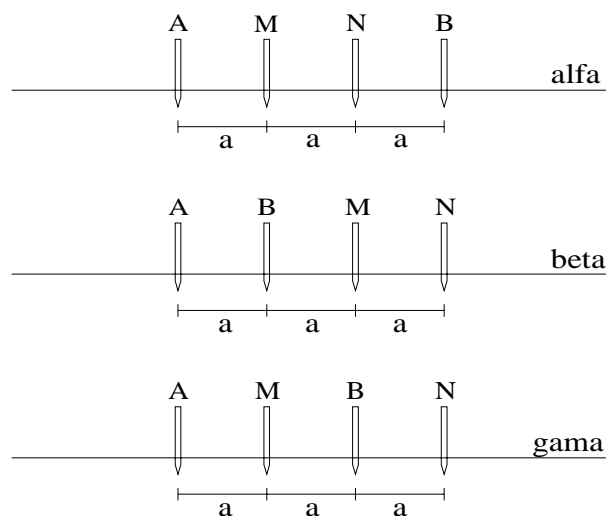


Figura 4.2.1-2 - Arranjos Wenner alfa, beta e gama.

As constantes  $K$  para estes arranjos são assim definidas:  $K=2\pi a$  (alfa);  $K=6\pi a$  (beta) e  $K=3\pi a$  (gama). Portanto,  $K_{\text{beta}} > K_{\text{gama}} > K_{\text{alfa}}$ .

O arranjo Wenner beta é exatamente a disposição D-D para o primeiro nível de investigação. Das três configurações Wenner, a alfa é a que apresenta a melhor razão sinal/ruído ( $K$  menor) sendo, provavelmente por esta razão, a mais comumente utilizada no meio técnico. Quando não houver nenhuma referência quanto à configuração dos eletrodos para este tipo de arranjo, estará subentendido que se trata do dispositivo alfa. Neste caso, portanto, o arranjo será simplesmente denominado Wenner.

O ponto atribuído à medida para a plotagem na pseudo-seção pode ser representado como o ponto médio entre os eletrodos M e N, na intersecção das retas que partem  $45^\circ$  do centro dos eletrodos AM e BN.

O Wenner oferece bons resultados no mapeamento de estruturas horizontais, pois é relativamente sensível a variações verticais de resistividade em subsuperfície fornecendo, desta forma, uma boa resolução vertical. No entanto, apresenta baixa sensibilidade para variações horizontais de resistividade não tendo, portanto, bom desempenho na definição de estruturas estreitas e verticais (resolução lateral).

Dados obtidos com o Wenner são menos afetados por variações superficiais de resistividade se comparados com aqueles obtidos com o arranjo D-D.

A principal vantagem do arranjo Wenner está na elevada razão sinal/ruído que fornece. A abertura entre eletrodos de recepção é grande em relação aos eletrodos transmissores, se comparados ao arranjo D-D.

Porém, uma desvantagem do arranjo é a rápida perda de cobertura com a profundidade. Observa-se pela Figura 4.2.1-3 que, à medida que se aumenta o espaçamento entre eletrodos (buscando-se maiores profundidades de investigação), a cobertura horizontal em subsuperfície diminui significativamente.

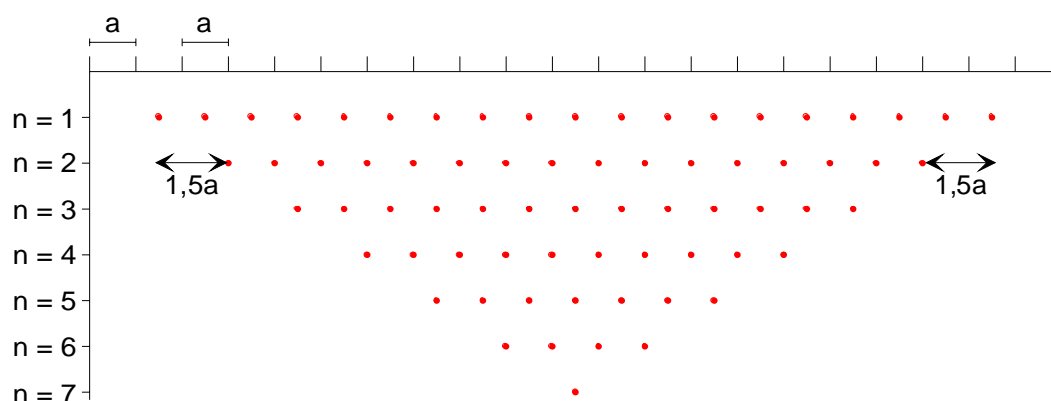


Figura 4.2.1-3 - Esquema de plotagem do arranjo Wenner em uma pseudo-seção, mostrando a rápida perda de cobertura com a profundidade.

Ilustrando melhor, se o espaçamento entre eletrodos for aumentado de “ $a$ ” para “ $2a$ ”, o comprimento do arranjo (distância entre eletrodos mais externos) passará de “ $3a$ ” para “ $6a$ ”, assim como a largura da pseudo-seção diminuirá de um comprimento “ $3a$ ”. Ou seja, a cada nível de investigação subsequente e mais profundo, o comprimento do arranjo total aumenta “ $3a$ ” e a cobertura em subsuperfície diminui exatamente esta mesma extensão. Esta característica pode ser crítica em levantamentos realizados em locais com pouca disponibilidade de espaço.

O arranjo conhecido por “Lee”, denominado também de “partição Lee” (GRIFFITHS & KING, 1983), é uma modificação da configuração Wenner alfa e que utiliza um terceiro eletrodo adicional (O) posicionado no meio do arranjo (Figura 4.2.1-4).

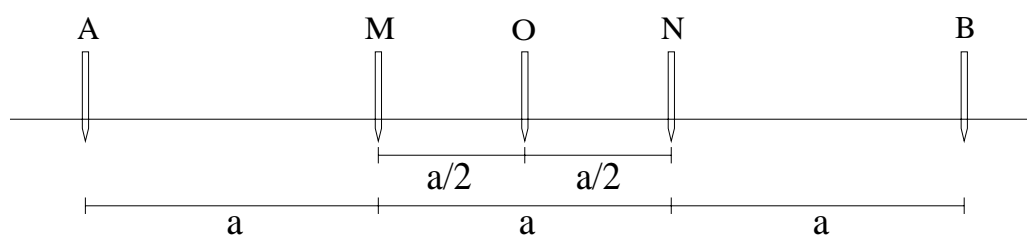


Figura 4.2.1-4 - Arranjo Lee, onde os potenciais são medidos entre os eletrodos M e O e O e N.

São medidas duas diferenças de potencial, uma entre M e O e outra entre O e N, sendo as resistividades calculadas para cada uma das metades do arranjo. Se os dois valores medidos são iguais, o terreno pode ser considerado lateralmente homogêneo na porção investigada. A constante geométrica  $K$ , neste dispositivo é dada por  $4\pi a$ .

O arranjo Lee, que também pode ser visto como uma variante do arranjo gradiente, possui a capacidade de identificar de forma precisa variações laterais de resistividades, sendo

utilizado no mapeamento de contatos verticais/subverticais, fornecendo ainda informações sobre o sentido do mergulho das estruturas.

Lee foi um pioneiro na descoberta do problema de efeitos laterais, desenvolvendo uma técnica simples de partição para o reconhecimento e avaliação de tal efeito (LEE & SWARTZ apud BARKER, 1981).

#### **4.2.2 Arranjo Dipolo-Dipolo (D-D)**

O arranjo D-D é certamente o de uso mais difundido dentre os diversos arranjos existentes, sendo largamente utilizado para diversos fins (mineração, prospecção de água subterrânea, estudos ambientais e geologia de engenharia).

Pode ser denominado como “dispositivo dipolar axial” (ORELLANA, 1972) ou “axial” (DOBRIN & SAVIT, 1988). Também é algumas vezes referido como dipolo duplo e dipolo-dipolo colinear. Neste arranjo os eletrodos são dispostos em linha e o espaçamento ou abertura entre os dois eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento.

A aquisição dos dados de campo consiste em executar uma série de medidas mantendo-se fixo o espaçamento dos dipolos de emissão (AB) e recepção (MN), aumentando-se a separação entre eles de acordo com um fator “n·a”. Cada um destes afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade.

Quanto maior for esta distância, maiores profundidades poderão ser alcançadas, tendo como limite de valor aceitável, as leituras de potencial superiores ao nível de ruído presente no local. A Figura 4.2.2-1 apresenta o esquema de uma aquisição com o arranjo D-D.

Para a execução do caminhamento, todo o arranjo é deslocado de uma distância geralmente igual a um espaçamento entre dipolos. Repetindo-se o procedimento anteriormente descrito, torna-se possível a construção de uma pseudo-seção de resistividade elétrica aparente ao longo da linha do levantamento.



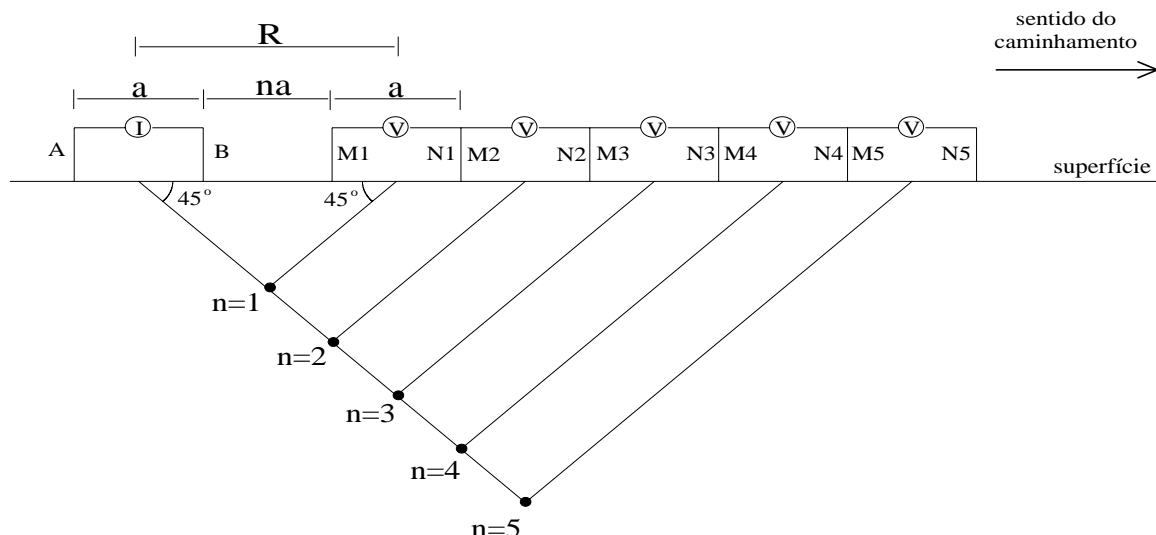


Figura 4.2.2-1 - Esquema de aquisição utilizando o arranjo D-D com cinco níveis de investigação em profundidade.

O valor medido de resistividade elétrica aparente é representado em um ponto da subsuperfície localizado na intersecção das retas que partem a 45° do centro dos dipolos, posicionado, portanto, no ponto médio entre estes (Figura 4.2.2-1). De acordo com este esquema de representação, a profundidade teórica de investigação será dada por:

$$\frac{R}{2} = \frac{a \cdot (n+1)}{2} \quad (\text{eq. 4.2.2-1}).$$

Para o arranjo D-D, o valor de G será dado por:

$$G = \frac{1}{\left( \frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2} \right)} = \frac{n \cdot (n+1) \cdot (n+2)}{2} \quad (\text{eq.4.2.2-2}).$$

A constante K, por sua vez será expressa por:

$$K_{D-D} = \pi \cdot a \cdot n(n+1)(n+2) \quad (\text{eq.4.2.2-3}).$$

ZHOU & DAHLIN (2003) concluíram que o D-D é o arranjo mais sensível a erros quanto à separação entre eletrodos, pois o fator geométrico devido a este tipo de erro é proporcional a  $n^3$ .

O deslocamento do arranjo pode em algumas situações ser uma fração do espaçamento entre dipolos, onde “n” assume valores não inteiros. Com isto consegue-se um incremento da resolução horizontal. COGGON (1973) adota esta estratégia no seu trabalho, quando utiliza um

deslocamento de meio espaçamento entre dipolos com o objetivo de melhorar a definição horizontal na resposta dos três tipos de arranjos por ele analisado (D-D, P-D e gradiente).

WARD (1990) também atenta para a questão da utilização de valores não inteiros de “n” para os arranjos D-D e P-D no incremento da resolução, caso o custo/benefício justifique a adoção de tal procedimento.

À medida que o dipolo de potencial se afasta do de corrente, menores serão as leituras obtidas, chegando a um limite em que o ruído estará na mesma ordem de grandeza do sinal. Usualmente, devido à baixa relação sinal/ruído, a investigação limita-se em 5 ou 6 níveis em profundidade quando são utilizadas grandes aberturas de dipolos (maiores que 20m).

Entretanto, mais níveis poderão ser alcançados se forem utilizados equipamentos de grande potência e/ou sensibilidade ou ainda em ambientes muito resistivos onde as leituras de  $\Delta V$  são mais elevadas, se comparadas a um local condutivo sob a mesma geometria de arranjo. A utilização de dipolos com extensão reduzida (menores que 10m), situação típica em estudos hidrogeológicos rasos e ambientais, pode proporcionar investigações superiores a cinco ou seis níveis.

O arranjo D-D apresenta muitas vantagens, justificando a sua larga utilização. A principal delas é o fato de ser um arranjo simétrico, sendo mais fácil o correto posicionamento de uma anomalia na interpretação qualitativa de uma pseudo-seção, comparativamente aos arranjos P-D e P-P. Outra vantagem em termos práticos é a facilidade operacional em campo.

O arranjo apresenta uma boa resolução lateral (horizontal), só perdendo em desempenho neste quesito para o arranjo gradiente (WARD, 1990). De acordo com COGGON (1973), o arranjo D-D é o que oferece a melhor resolução como um todo, se comparado aos arranjos gradiente e P-D. Porém, as anomalias são fortemente influenciadas por irregularidades da cobertura superficial.

Todavia, uma grande desvantagem do D-D é a baixa razão sinal/ruído que ele apresenta, principalmente quando se torna grande a separação entre os pares de dipolos.

Oferece um bom desempenho no mapeamento de estruturas verticais, não sendo porém muito adequado para a identificação de estruturas horizontais.

### 4.2.3 Arranjo Pólo-Dipolo (P-D)

O arranjo P-D, também denominado tripolo, consiste de três eletrodos móveis ao longo do perfil de caminhamento, sendo um de corrente (A) e dois de potencial (MN) cujo espaçamento ( $a=MN$ ) permanece constante (Figura 4.2.3-1).

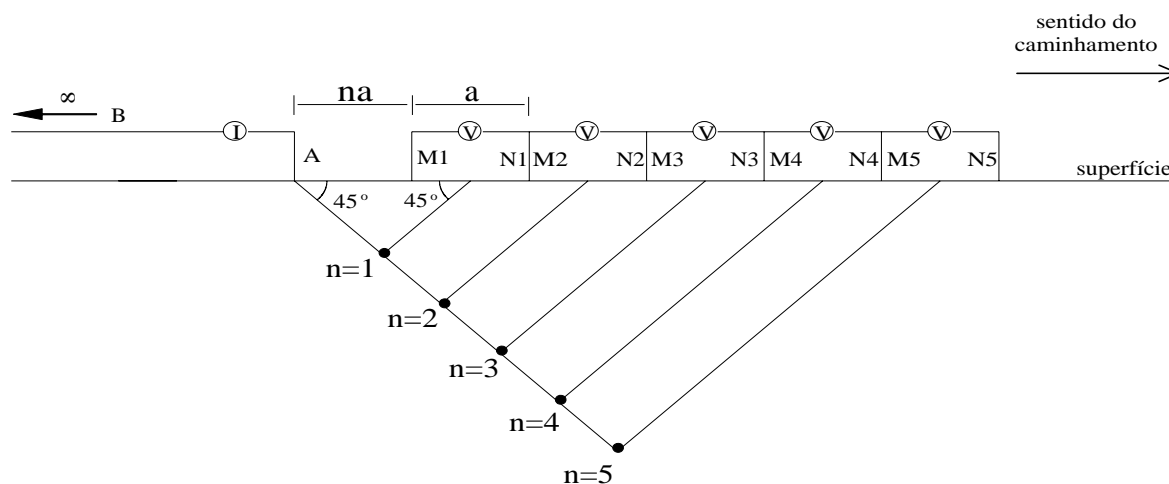


Figura 4.2.3-1 - Esquema de aquisição dos dados utilizando o arranjo P-D com cinco níveis de investigação em profundidade.

À semelhança do D-D, os eletrodos de recepção (M e N) permanecem externos aos eletrodos de transmissão (A e B), o que confere a ambos os arranjos uma baixa razão sinal/ruído, em geral.

O outro eletrodo de corrente (B) que fecha o circuito é mantido fixo a uma distância suficientemente grande, denominada “infinito” que corresponde a pelo menos dez vezes a maior abertura entre os eletrodos extremos do arranjo que permanecem na linha do levantamento (KELLER & FRISCHKNECHT, 1966; TELFORD et al., 1990), de forma a garantir que este tenha mínima influência sobre o resto do arranjo.

A seqüência de medidas é efetuada mantendo-se fixo o eletrodo de corrente (A) do perfil, aumentando-se a distância deste ao dipolo receptor (MN). Da mesma forma que no D-D, a profundidade de investigação cresce à medida que aumenta esta distância expressa por “ $n \cdot a$ ”. Após a seqüência de leituras, o trio de eletrodos é deslocado de uma distância usualmente igual a “ $a$ ”.

O cálculo das resistividades dá-se da mesma forma que aquela utilizada para o arranjo D-D e o fator G é expresso por:

$$G = \frac{1}{\left( \frac{1}{n} - \frac{1}{n+1} \right)} = n \cdot (n+1) \quad (\text{eq.4.2.3-1}).$$

A constante K será expressa por:

$$K_{p-D} = 2 \cdot \pi \cdot a \cdot n(n + 1) \quad (\text{eq.4.2.3-2}).$$

A pseudo-seção é construída de forma análoga ao D-D, onde o ponto de plotagem corresponde à medida está a 45° das linhas que partem do eletrodo A e do centro dos eletrodos de potenciais M e N. Neste caso, a profundidade aparente do ponto representando a medida será dada por:

$$\frac{a \cdot (2n + 1)}{4} \quad (\text{eq.4.2.3-3}).$$

Em outra forma de plotagem, considera-se o ponto de medida a intersecção da linha que parte 45° do eletrodo A com a linha a 45° do eletrodo M. Nesta representação, que será adotada neste trabalho, a profundidade do ponto de medida é dada por:

$$\frac{n \cdot a}{2} \quad (\text{eq.4.2.3-4}).$$

Uma característica favorável do P-D é que para uma mesma intensidade de corrente, o sinal recebido pelos eletrodos de potencial neste arranjo é maior que no D-D, tendo como consequência uma melhor razão sinal/ruído. O sinal medido decresce menos rapidamente à medida que o fator de separação entre dipolos aumenta. Como a distância entre eletrodos de potencial não é tão grande como no arranjo P-P (item 4.2.4), o P-D é menos sensível a ruídos telúricos.

Outra vantagem do arranjo é a de que, durante a aquisição, são empregados apenas três eletrodos móveis na linha do levantamento. Além disso, o eletrodo de corrente fixo (“infinito”) pode ser instalado em local de forma a proporcionar uma redução na resistência de contato total no circuito – resistência de contato solo/eletrodo (GALLAS, 2000). Isto garante a emissão de grande intensidade de corrente, contribuindo ainda mais para a elevação da razão sinal/ruído.

COGGON (1973) observou que as anomalias observadas em um arranjo P-D apresentam similaridade com aquelas observadas no D-D, tanto quanto a intensidade como na conformação das mesmas, porém com menor resolução.

A principal desvantagem deste arranjo está relacionada à sua assimetria. Caminhamentos realizados em sentidos opostos fornecem distintas pseudo-seções, o que pode dificultar o correto posicionamento de uma anomalia com base em uma interpretação meramente qualitativa. Outra desvantagem está na indisponibilidade, em determinados locais, de espaço para a instalação do eletrodo de corrente a ser posicionado no “infinito”.

#### 4.2.4 Arranjo Pólo-Pólo (P-P)

À semelhança do arranjo P-D, onde um dos eletrodos de corrente (B) é mantido a uma distância “infinitamente grande” do outro eletrodo que permanece na linha, no arranjo P-P, um dos eletrodos de potencial (N) também é posicionado no “infinito” (Figura 4.2.4-1). O critério referente à distância do “infinito” é o mesmo descrito para o arranjo P-D.

Portanto, na linha do levantamento permanecem apenas dois eletrodos: um de corrente (A) e um de potencial (M), o que confere ao arranjo vantagens logísticas e operacionais na aquisição dos dados em campo.

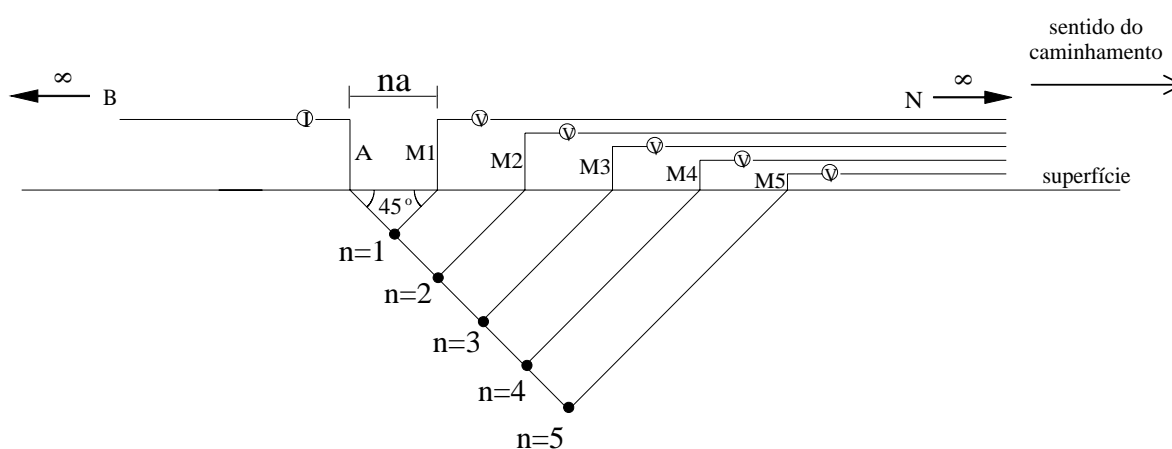


Figura 4.2.4-1 - Esquema de aquisição dos dados utilizando o arranjo P-P com cinco níveis de investigação em profundidade.

A seqüência de medidas é efetuada aumentando-se a distância entre o eletrodo de corrente (A) e potencial (M) na linha de levantamento. Realizadas todas as medidas correspondentes aos níveis estabelecidos para a aquisição, o arranjo é deslocado de uma distância usualmente igual a “a” (menor abertura entre A e M). Da mesma forma que para o D-D e o P-D, a profundidade de investigação cresce à medida que aumenta esta distância expressa por “n·a” (fator de separação entre eletrodos).

O cálculo das resistividades dá-se também de forma análoga à vista para os arranjos D-D e P-D, sendo neste caso o fator G expresso por:

$$G = n \quad (\text{eq.4.2.4-1}).$$

A constante K será expressa por:

$$K_{p-p} = 2 \cdot \pi \cdot a \cdot n \quad (\text{eq.4.2.4-2}).$$

Na construção da pseudo-seção, o ponto de plotagem corresponde à medida está na intersecção da linha que parte 45° do eletrodo A com a linha a 45° do eletrodo M. Nesta representação, a profundidade do ponto de medida será dada pela (eq.4.2.3-4) de forma idêntica à do arranjo P-D.

A principal vantagem do arranjo P-P está na possibilidade de serem alcançados muitos níveis de investigação devido à elevada razão sinal/ruído que apresenta, sob um ponto de vista puramente geométrico. Em contrapartida, esta mesma geometria é extremamente susceptível a ruídos de natureza telúrica, devido à grande distância existente entre os eletrodos de potencial, o que constitui numa séria desvantagem, aliada à necessidade de muito espaço físico para instalação dos dois eletrodos a serem posicionados no infinito.

A Tabela 4.2.4-1 apresenta os valores da constante G e do fator geométrico K para os arranjos D-D, P-D e P-P. Vale novamente salientar que a intensidade do sinal medido será sempre inversamente proporcional a G e a K. Isto é, supondo uma mesma corrente e um meio homogêneo e sendo o fator geométrico K uma correção da atenuação do campo elétrico (que decresce exponencialmente com a distância da fonte), quanto menor for este fator geométrico, maior será o valor da d.d.p. medida nos eletrodos de potencial e empregada no cálculo das resistividades.

Tabela 4.2.4-1 - Constante G e fator geométrico K (espaçamento igual 5m)  
para os arranjos D-D, P-D e P-P.

ARRANJO → NÍVEL	Constante G			Fator geométrico K (espaçamento=5m)		
	DIPOLO- DIPOLO	PÓLO- DIPOLO	PÓLO- PÓLO	DIPOLO- DIPOLO	PÓLO- DIPOLO	PÓLO- PÓLO
1	3	2	1	94,2	62,8	31,4
2	12	6	2	377,0	188,5	62,8
3	30	12	3	942,5	377,0	94,2
4	60	20	4	1.885,0	628,3	125,7
5	105	30	5	3.298,7	942,5	157,1
6	168	42	6	5.277,9	1.319,5	188,5
7	252	56	7	7.916,8	1.759,3	219,9
8	360	72	8	11.309,7	2.261,9	251,3
9	495	90	9	15.550,9	2.827,4	282,7
10	660	110	10	20.734,5	3.455,8	314,2
11	858	132	11	26.954,9	4.146,9	345,6
12	1092	156	12	34.306,2	4.900,9	377,0
13	1365	182	13	42.882,7	5.717,7	408,4
14	1680	210	14	52.778,8	6.597,3	439,8
15	2040	240	15	64.088,5	7.539,8	471,2

O P-P é o arranjo que apresenta a maior cobertura horizontal sendo, por este motivo, o dispositivo naturalmente escolhido para levantamentos genuinamente 3D, apesar da alta susceptibilidade a ruídos.

Em termos de profundidades de investigação, o P-P é o que oferece o melhor desempenho, se comparado aos arranjos D-D e Wenner (ROY & APPARAO, 1971) e a mais baixa resolução, sendo esta a sua principal desvantagem.

ROBAIN et al. (1999) apresentam um estudo das conseqüências decorrentes do erro quanto à colocação dos eletrodos no “infinito”, pois esta distância (na realidade, finita), foge da condição idealizada para o arranjo P-P, causando distorções na pseudo-seção de resistividade aparente.

#### 4.2.5 Arranjo Schlumberger

O Schlumberger é um arranjo simétrico em relação a um ponto central, com os eletrodos de corrente A e B, posicionados externamente aos eletrodos de potencial M e N (Figura 4.2.5-1). A abertura MN deve ser menor ou igual a um quinto da abertura AB, ou seja,  $AB/MN \geq 5$ . Como conseqüência, mede-se com uma boa aproximação o gradiente do potencial, ou seja, o campo elétrico.

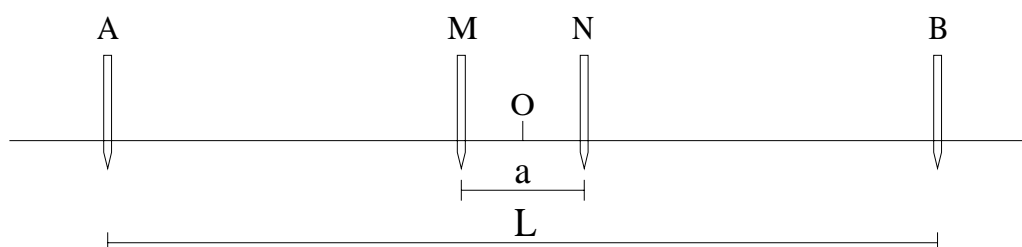


Figura 4.2.5-1 - Disposição dos eletrodos do arranjo Schlumberger.

É um arranjo com grande potencialidade para resolução de camadas horizontais (apresenta boa resolução vertical) sendo, desta forma, rotineiramente utilizado para execução de sondagens elétricas verticais (SEVs). A SEV é uma técnica que tem por objetivo a determinação das variações da resistividade com a profundidade, num certo ponto do terreno. As medidas de resistividade aparente obtidas de uma SEV são apresentadas em gráficos com escala bilogarítmica em função da metade da distância entre os eletrodos de corrente ( $AB/2$ ).

Para o arranjo Schlumberger, o valor da constante geométrica K será dado por:

$$K_{SCH} = \frac{\pi}{a} \cdot \left[ \left( \frac{L}{2} \right)^2 - \left( \frac{a}{2} \right)^2 \right] \quad (\text{eq.4.2.5-1}).$$

Segundo BARKER (1981), um argumento relevante em favor do arranjo Schlumberger sobre o Wenner é que a sensibilidade a efeitos laterais próximos à superfície (característica indesejável de uma SEV) pode ser efetivamente reduzida com a utilização do primeiro.

#### 4.2.6 Arranjos 3D

Os dados de eletrorresistividade são comumente interpretados supondo-se que as estruturas geoeletricas sejam uni ou bidimensionais (1D ou 2D), fornecendo, na maioria das vezes, bons resultados, desde que a geologia possa ser aproximada por modelos destes tipos.

Os dados de uma sondagem elétrica vertical (SEV), por exemplo, são interpretados assumindo-se um modelo geológico de estratos plano-paralelos, lateralmente infinitos. Neste caso, a resistividade elétrica varia somente com a profundidade, constituindo um típico modelo 1D.

Já no caminhamento elétrico, que é capaz de mapear as variações de resistividade elétrica em duas dimensões, distância (x) e profundidade (z), assume-se que a resistividade elétrica não sofra variações na direção perpendicular à linha do perfil de caminhamento (y) e a interpretação é baseada em um modelo 2D de subsuperfície.

Entretanto, sabe-se que as feições geológicas em subsuperfície são tri-dimensionais (3D) e, certamente, não são corretamente representadas e interpretadas por modelos 1D e 2D. Em determinadas situações, portanto, técnicas de aquisição 3D passam a ter relevância e deveriam ser aplicadas.

A baixa utilização das técnicas de eletrorresistividade 3D por parte do meio técnico-científico deve-se, em parte, ao enorme tempo gasto na aquisição dos dados, devido à grande quantidade de medidas necessárias para a execução do levantamento de campo e por se tratar de uma técnica de aquisição ainda nova e pouco conhecida.

Muitos autores utilizaram as já conhecidas técnicas 2D para a aquisição dos dados, tratando-os, em seguida, sob um enfoque 3D, seja apenas na visualização dos mesmos ou com o processamento dos dados utilizando algoritmos de inversão (BERNSTONE et al., 1997; OGILVY et al., 2002).



Numa modalidade de aquisição 3D, os eletrodos geralmente são dispostos em uma malha quadrada (*grid*), adotando-se o mesmo espaçamento entre eletrodos nas direções ortogonais x e y. Entretanto, *grids* retangulares podem também ser utilizados (LOKE & BARKER, 1996b). O arranjo comumente utilizado é o P-P, pois apresenta algumas facilidades operacionais em campo. Dois eletrodos (um de corrente, A, e outro de potencial, M) permanecem no *grid*, enquanto o outro par (B e N) permanece a uma distância consideravelmente grande da malha (“infinito”), de tal forma que suas influências possam ser negligenciadas, completando os dipolos AB e MN.

Em um levantamento 3D também podem ser utilizados os arranjos P-D e D-D. Segundo LOKE (1999), o arranjo P-P é o que oferece o maior número de possíveis medidas independentes, se comparado aos outros arranjos, para malhas de dimensões reduzidas (menores que 12 x 12 eletrodos). Além disso, é o que fornece a melhor cobertura horizontal, uma vez que a perda de informação nas bordas é mínima.

A principal vantagem do P-P é a elevada razão sinal/ruído que o arranjo propicia. A grande desvantagem fica por conta da baixa resolução (principalmente em níveis mais profundos de investigação), a necessidade de espaço físico para colocação dos eletrodos no “infinito” e a maior vulnerabilidade a ruídos causados por correntes telúricas na aquisição dos dados, devido à grande distância entre os eletrodos de potencial. No entanto, estes ruídos (intensamente presentes em áreas urbanas) podem ser compensados pela já citada elevada relação sinal/ruído proporcionada pelo arranjo.

O emprego de diferentes arranjos 3D como o D-D e P-D, elimina a utilização do eletrodo de potencial “N” no “infinito” e, conseqüentemente, esta fonte de ruídos do arranjo P-P. O exemplo de aplicação de levantamento 3D apresentado nesta tese utilizou o arranjo P-P.

#### **4.2.7 Sensitividade dos diversos arranjos**

A sensitividade é uma função que expressa quanto uma variação da resistividade elétrica do meio influenciará o potencial medido pelo arranjo. Os padrões de sensitividade para os diversos arranjos são calculados para um modelo de terra homogênea.

Quanto maior for o valor de sensitividade, maior será a influência da região em subsuperfície na medida. Pode ser observado que, para todos os arranjos, as maiores sensitividades são encontradas nas proximidades dos eletrodos.

A escala que aparece nas representações varia de  $-n$  a  $+n$ , passando pelo valor zero, sendo que este último significa sensibilidade nula no local. Maiores valores significam maiores sensibilidades.

A diferença de padrão no traçado dos contornos da função sensibilidade explica a resposta dos diferentes arranjos face aos diferentes tipos de feições e estruturas em subsuperfície.

A Figura 4.2.7-1 apresenta o padrão de sensibilidade dos diversos arranjos utilizados neste trabalho.

Os contornos quase horizontais abaixo do centro do Wenner (Figura 4.2.7-1-e) ilustram a sensibilidade deste arranjo a variações verticais de resistividade, sendo menos sensível às variações laterais, corroborando a característica do Wenner em melhor resolver estruturas dispostas horizontalmente do que feições subverticais.

De forma semelhante é o padrão apresentado pelo Schlumberger (Figura 4.2.7-1-d), porém com os contornos exibindo uma curvatura ligeiramente mais acentuada abaixo do centro do arranjo.

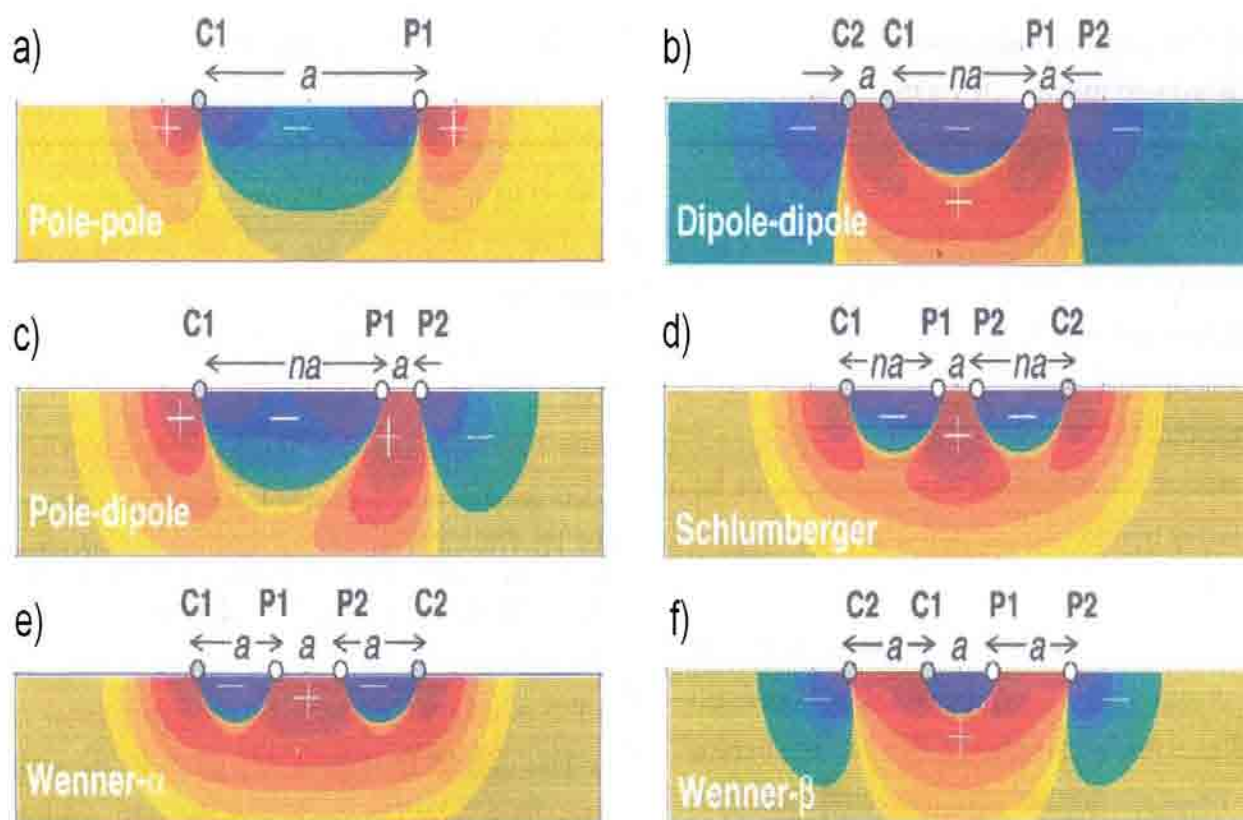


Figura 4.2.7-1 - Padrão de sensibilidade dos arranjos utilizados neste trabalho (modificado de DAHLIN & ZHOU, 2004).

Para o D-D (Figura 4.2.7-1-b) nota-se um padrão de contorno quase vertical, indicando que este arranjo é muito sensível a variações horizontais, sendo relativamente insensível às variações verticais. Desta forma, esta configuração é mais adequada para mapeamento de estruturas verticais do que de camadas horizontalmente estratificadas. O padrão apresentado para o arranjo Wenner beta (Figura 4.2.7-1-f) equivale ao D-D com  $n=1$ .

O P-P (Figura 4.2.7-1-a) é o arranjo que apresenta a mais ampla cobertura horizontal e maior profundidade de investigação. Contudo, o grande espaçamento verificado entre os contornos no traçado da função sensibilidade reflete a sua baixa resolução se comparada aos demais arranjos. De forma semelhante, o P-D (Figura 4.2.7-1-c) apresenta boa cobertura horizontal e o padrão de sensibilidade ilustra a peculiar assimetria deste arranjo.

## 5 PSEUDO-SEÇÕES DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA APARENTE

Os dados de campo obtidos em caminhamentos elétricos, qualquer que seja o arranjo utilizado (D-D, P-D, P-P, Wenner etc.) são geralmente apresentados sob a forma de pseudo-seções de resistividade elétrica aparente, um processo usual e bastante difundido para visualização dos mesmos.

A pseudo-seção representa um eficiente modo de visualização dos dados, possibilitando, em boa parte das vezes, interpretações qualitativas que podem ser de grande utilidade. A Figura 5-1 apresenta um exemplo de um dado real de campo adquirido na região do Vale do Ribeira, SP, onde é nítida a ocorrência de um contato geológico bem visualizado tanto na pseudo-seção como na correspondente seção modelada.

Convencionou-se a seguinte representação para a escala cromática de resistividade elétrica nas seções e modelos apresentados nesta tese: tonalidades vermelhas, condutivo; tonalidades em azul, resistivo.

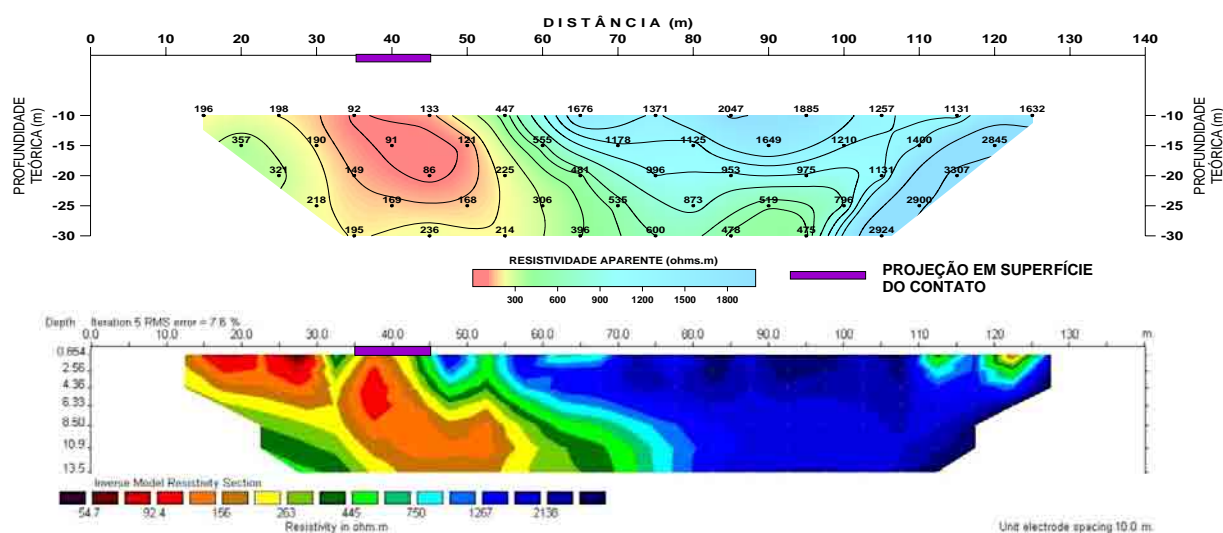


Figura 5-1 - Modelo (abaixo) e pseudo-seção correspondente (acima) mostrando como em algumas situações podem ser realizadas interpretações qualitativas com base apenas na pseudo-seção de resistividade aparente.

Um outro bom exemplo onde as pseudo-seções se aproximam de forma razoável com a realidade do substrato (não necessariamente nas profundidades) é o caso de geologias plano-paralelas.

A grandeza física medida (resistividade elétrica aparente) é representada em uma determinada posição lateral (horizontal) e a numa suposta profundidade de investigação. O termo

“pseudo”, de origem grega, significa “falso”. Ou seja, “pseudo-seção” pode ser traduzida como uma “falsa seção” não tendo, portanto, uma necessária correspondência com a realidade, podendo ser algo pouco compreensível para um não especialista do assunto. Primeiro, porque a grandeza representada é um valor aparente. Segundo, porque as profundidades nas quais as medidas são plotadas não correspondem a uma efetiva profundidade de investigação e, desta forma, a escala vertical não tem um significado preciso neste modo gráfico de representação.

Dados de profundidade não condizentes com a realidade não deveriam constar nos dados, pois falsas informações quanto a este parâmetro podem causar transtornos nas atividades subseqüentes de uma campanha, levando algumas vezes ao descrédito da atuação da geofísica aplicada (VOGELSANG, 1995).

Desta forma, seria prudente que no eixo vertical de uma pseudo-seção esteja representado apenas o fator de separação entre eletrodos,  $n$ , o qual está relacionado a um determinado nível, supostamente constante, de investigação em profundidade.

Um outro aspecto relativo às pseudo-seções é quanto ao formato das anomalias. Geralmente a conformação de uma anomalia não guarda correspondência direta com a forma/dimensão das feições de interesses e alvos em subsuperfície, aparecendo de uma forma “distorcida”, exceção feita aos já citados casos de feições geológicas plano-paralelas.

A Figura 5-2 mostra como uma mesma forma geométrica retangular simples produzirá diferentes pseudo-seções, dependendo do tipo de arranjo utilizado.

Do exposto, conclui-se que um extremo cuidado deve ser tomado na manipulação das denominadas “pseudo-seções”, pois estas refletem qualitativamente a distribuição espacial das resistividades elétricas aparentes em subsuperfície não tendo correspondência com a verdadeira posição e geometria das estruturas subsuperficiais. As pseudo-seções são representações úteis para um intérprete experiente, mas não podem ser consideradas como uma imagem fidedigna (literal) da subsuperfície.

Prudentemente, no eixo das ordenadas das pseudo-seções deveriam constar apenas os níveis de investigação, deixando a complexa questão da profundidade “real” para uma etapa posterior, que seria a modelagem geométrica 2D resultante do processo de inversão dos dados e obtenção da imagem final. Mesmo assim, estas profundidades estarão sujeitas a erros e imprecisões, se forem escassas as informações “a priori”, como em todo e qualquer método geofísico de prospecção.

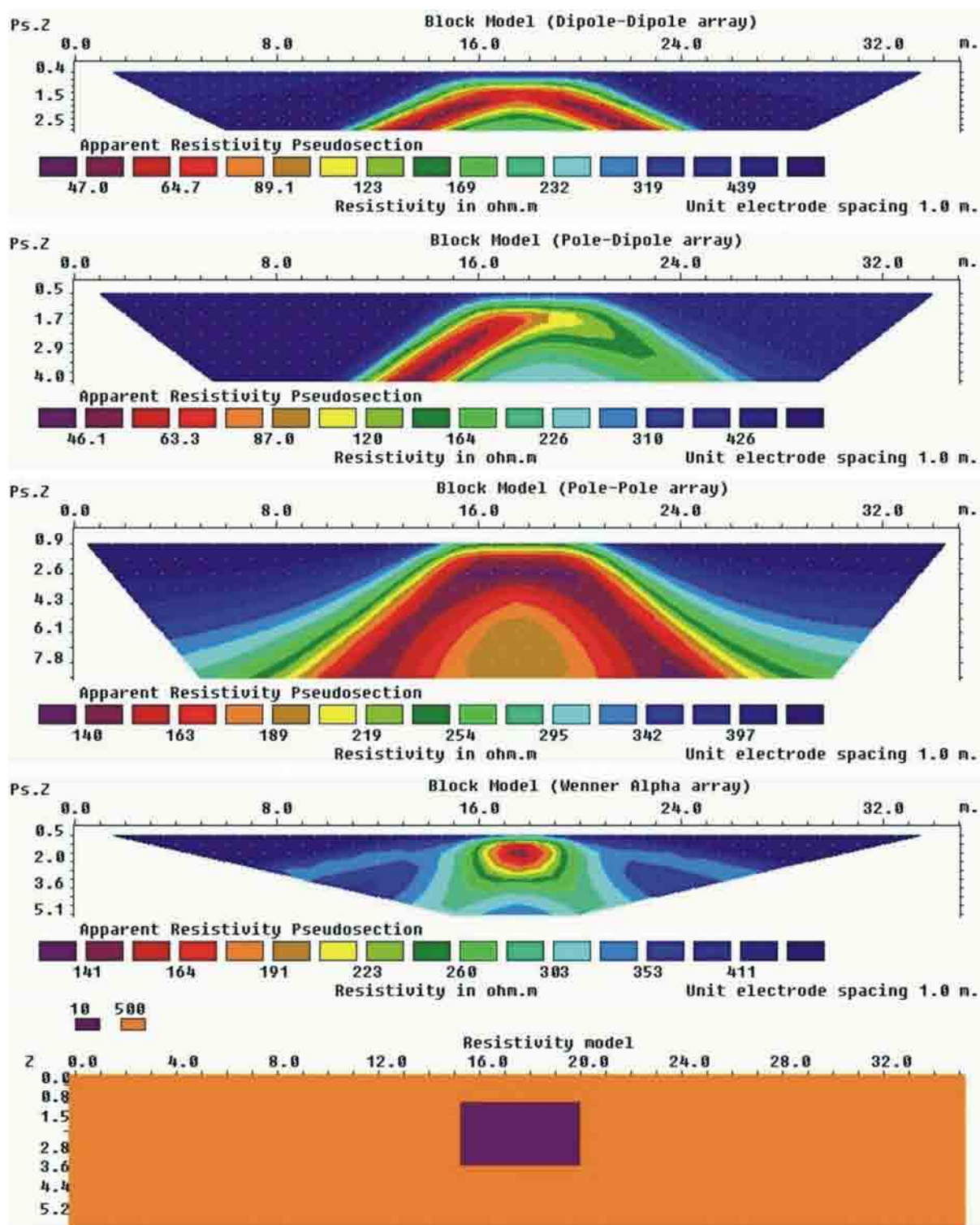


Figura 5-2 - Pseudo-seções sintéticas geradas pelo modelo composto por um simples retângulo, utilizando quatro tipos de arranjos diferentes: D-D, P-D, P-P e Wenner.

## 5.1 Plotagem dos dados em uma pseudo-seção

Uma forma de plotagem dos dados largamente utilizada no meio técnico foi introduzida por HALLOF (1957). Tomando como exemplo o arranjo D-D, a forma de plotagem dos dados é efetuada da seguinte forma, segundo o autor: o valor da resistividade elétrica aparente é atribuído a um ponto em subsuperfície, localizado na intersecção de duas retas a  $45^\circ$  partindo do centro dos dipolos AB e MN (Figura 5.1-1). A projeção deste ponto no eixo das abscissas (distância) corresponde ao ponto médio do arranjo, considerando os eletrodos extremos do mesmo (A e N).

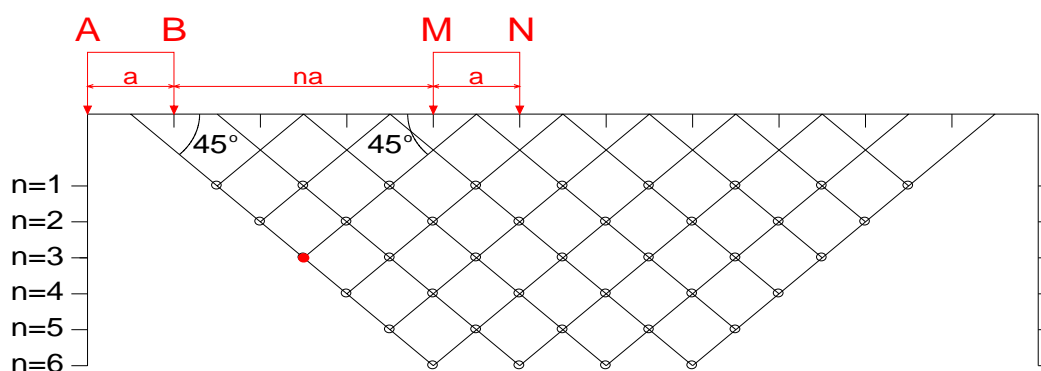


Figura 5.1-1 - Plotagem convencional, arranjo D-D, proposta por HALLOF (1957).

Cada linha horizontal na pseudo-seção está associada a um valor específico de “n” e também a uma “profundidade teórica de investigação”, resultando numa representação apenas qualitativa das variações verticais da resistividade aparente. Ou seja, neste tipo de plotagem, que será chamada de “convencional”, as profundidades representadas não estão relacionadas diretamente a nenhuma profundidade efetiva e a escala vertical, neste caso, não tem um significado preciso.

Com esta representação dos dados, o formato das anomalias observadas está condicionado, não apenas pela distribuição das resistividades em subsuperfície, como também pela geometria do arranjo de eletrodos empregado.

Na Tabela 5.1-1, estabelece-se uma simples comparação das profundidades segundo plotagem convencional de HALLOF (op. cit.) e aquela proposta por EDWARDS (1977), de acordo com os coeficientes empíricos para o arranjo D-D que serão apresentados na Tabela 6-2 (Capítulo 6).

Para o arranjo D-D, qualquer que seja o espaçamento entre dipolos ( $a=AB=MN$ ), a diferença entre as profundidades, segundo os critérios de HALLOF (1957) e EDWARDS (1977)

estará em torno de 50%, sendo que as profundidades propostas por este último são sistematicamente mais rasas (Tabela 5.1-2).

Tabela 5.1-1 - Comparação das profundidades em uma pseudo-seção, segundo HALLOF (1957) e EDWARDS (1977).

n	$z_e/a$ EDWARDS	$z_e/a$ HALLOF
1	0,416	1,0
2	0,697	1,5
3	0,962	2,0
4	1,220	2,5
5	1,476	3,0
6	1,730	3,5
7	1,983	4,0
8	2,236	4,5

$z_e$  = profundidade efetiva

Tabela 5.1-2 - Exemplo das profundidades segundo HALLOF (1957) e EDWARDS (1977) para o arranjo D-D, AB=MN=5m, 8 níveis de investigação.

níveis	Plotagem convencional	Profundidade de EDWARDS	$\Delta$ (%)
1	5	2,08	58,4%
2	7,5	3,485	53,5%
3	10	4,81	51,9%
4	12,5	6,1	51,2%
5	15	7,38	50,8%
6	17,5	8,65	50,6%
7	20	9,915	50,4%
8	22,5	11,18	50,3%

Ou seja, os valores das profundidades de EDWARDS (1977) são aproximadamente metade daqueles propostos pelo critério de plotagem de HALLOF, 1957 (Figura 5.1-2).

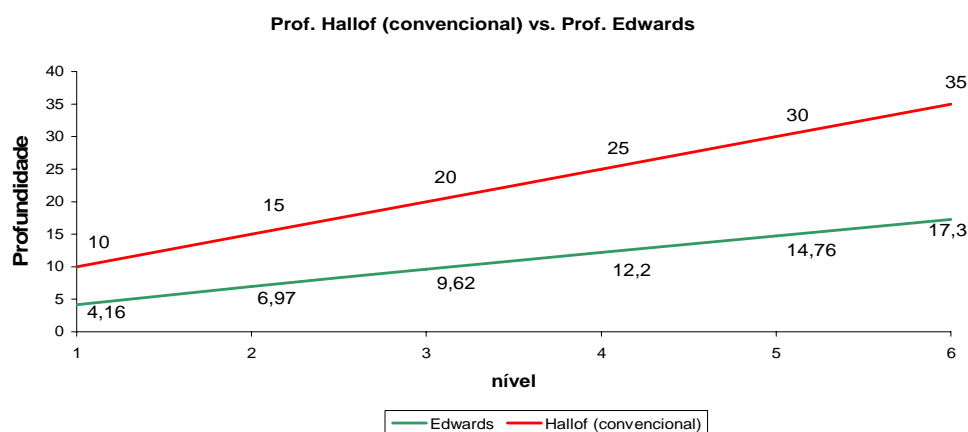


Figura 5.1-2 - Profundidades de HALLOF, 1957 (em vermelho) e de EDWARDS, 1977 (em verde) para arranjo D-D, seis níveis de investigação e AB=MN=10m.



No decorrer desta tese, será utilizado o termo “profundidade teórica” na representação dos dados em forma de pseudo-seções, seguindo a proposição de HALLOF (1957). Quando os dados forem plotados segundo os coeficientes de EDWARDS (1977) será empregado o termo “profundidade efetiva”, de acordo com a nomenclatura sugerida pelo próprio autor. Nas seções modeladas, onde as profundidades são, supostamente, as verdadeiras, usar-se-á simplesmente o termo “profundidade”.

## 5.2 Simetria e assimetria nos arranjos D-D e P-D

A simetria característica do arranjo D-D pode ser verificada por um dado real de campo, obtido no município de Cotia-SP (Fig.5.2-1). Os parâmetros utilizados foram  $AB=MN=20\text{m}$  e cinco níveis de investigação e medidas realizadas ao longo de um perfil de 200m, tanto em um sentido quanto no sentido oposto.

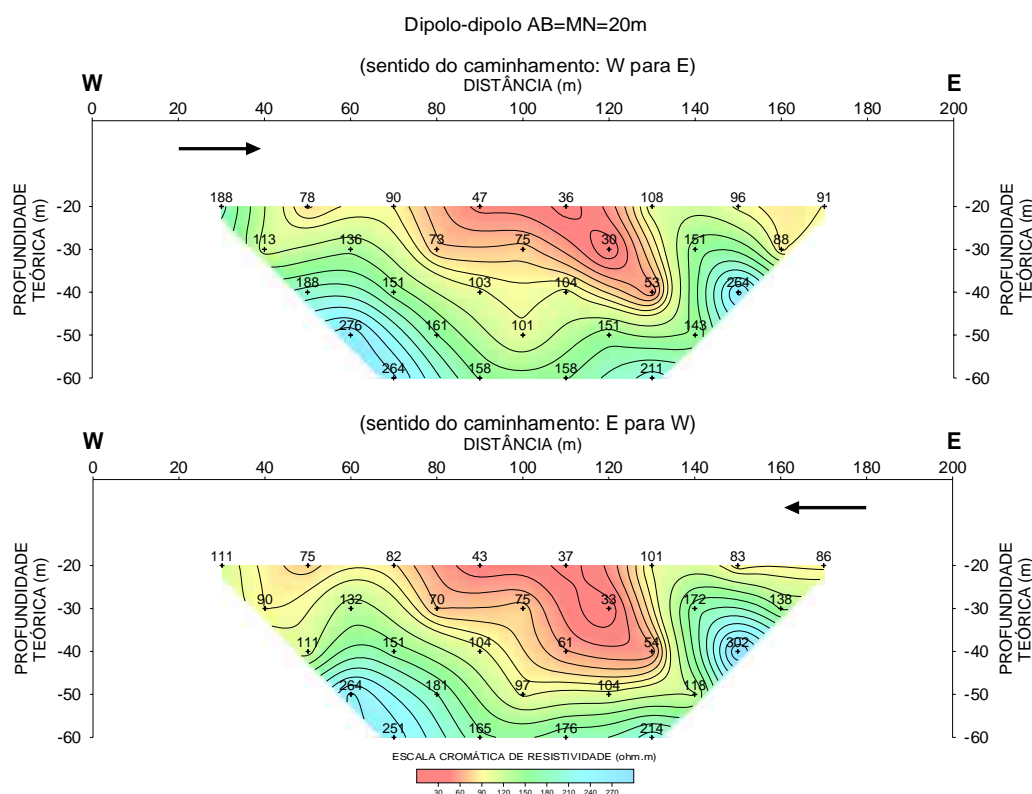


Figura 5.2-1 - Exemplo real de campo ilustrando a simetria do arranjo D-D.

Este exemplo ilustra ainda o princípio da reciprocidade, com medidas tomadas de forma direta e reversa. Devido à geometria simétrica do arranjo D-D, ambas as medidas apresentam-se similares e a diferença destas pode ser uma estimativa da qualidade dos dados (ZHOU & DAHLIN, 2003) que, neste caso, está bastante boa, como mostra a Figura 5.2-2.

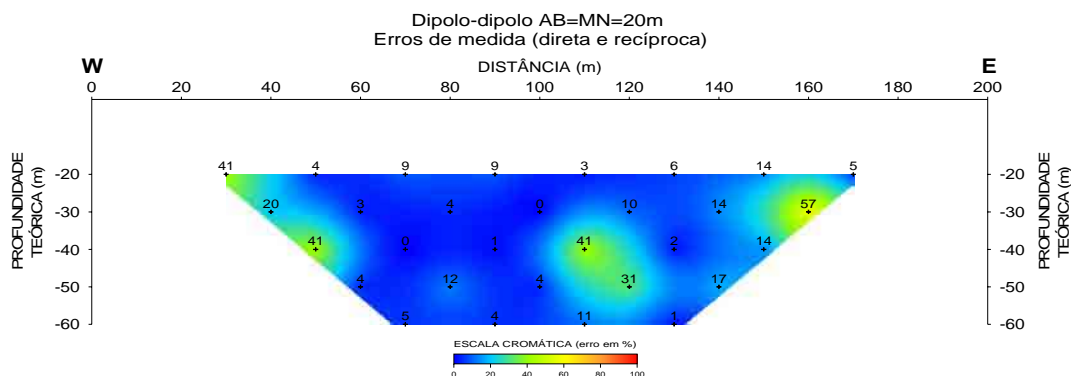


Figura 5.2-2 - Diferença em porcentagem das leituras obtidas no sentido direto e reverso dos dados do caminhamento da Figura 5.2-1.

Uma das características do arranjo P-D é a sua assimetria, o que acarreta no surgimento de feições de resistividade aparente igualmente assimétricas na pseudo-seção, mesmo havendo estruturas simétricas em subsuperfície. Para minimizar este efeito, o levantamento pode ser efetuado duas vezes, em sentidos opostos sobre o mesmo perfil (LOKE, 1999).

A Figura 5.2-3 ilustra um exemplo do programa RES2DINV onde foi utilizado o arranjo P-D em sentido direto e reverso. Observa-se uma diferença nas pseudo-seções obtidas nos dois modos, ao contrário daquela correspondente ao arranjo D-D apresentada na Figura 5.2-1.

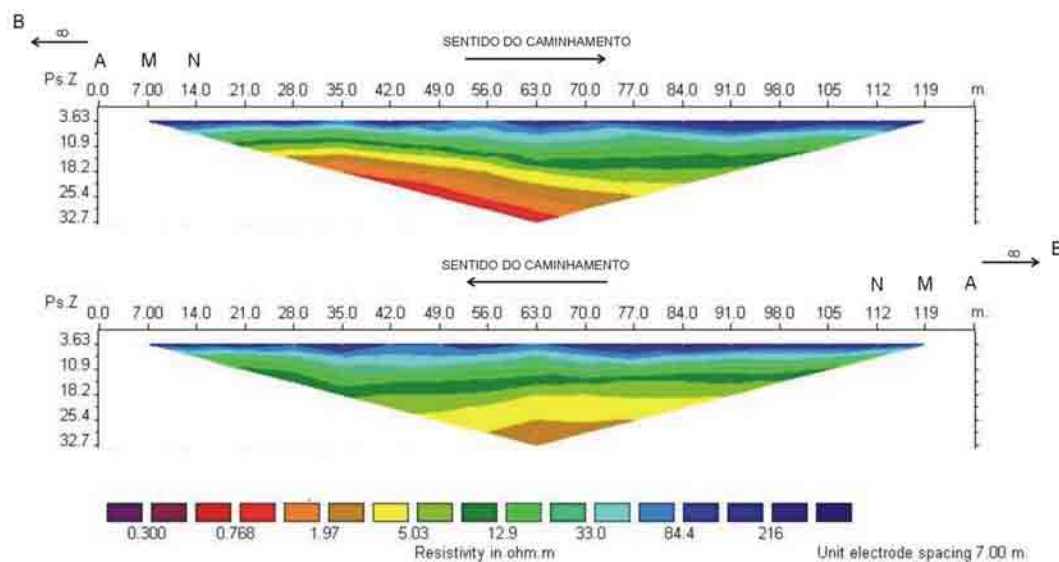


Figura 5.2-3 - Pseudo-seções efetuadas em um mesmo perfil com arranjo P-D no sentido direto (acima) e reverso (abaixo).

### 5.3 Edição e processamento de dados de uma pseudo-seção

Uma grande vantagem da técnica do caminhamento elétrico é a numerosa quantidade de dados disponíveis na seção, o que possibilita, dentre outras coisas, o descarte de um ou de outro

dado com ruído (portanto, de confiabilidade duvidosa) sem o prejuízo da qualidade do produto final. ZHOU & DAHLIN (2003) mostram como “artefatos” podem aparecer no modelo gerado por inversão, se nos dados iniciais (entrada) estiverem incluídos dados muito ruidosos, o que pode levar o intérprete a conclusões errôneas dos resultados obtidos.

A plotagem da pseudo-seção constitui uma inestimável forma de controle dos dados, pois valores extremamente discrepantes são facilmente destacados e podem ser eliminados nesta etapa de análise dos dados que pode ser considerada como uma “edição pré-processamento”.

Um outro aspecto interessante em uma pseudo-seção é a possibilidade de visualização dos dados segundo uma orientação vertical. EDWARDS (1977) atentou para este fato, considerando que cada linha vertical em uma pseudo-seção representa uma expansão do arranjo a partir de um ponto central, constituindo uma “sondagem elétrica vertical” da forma  $\rho_a=f(z_e)$  onde  $z_e$  é uma profundidade efetiva na qual cada ponto é plotado. Ou seja, uma pseudo-seção pode ser visualizada como uma série de numerosas SEVs posicionadas lado a lado no perfil de levantamento (BLANCO, R. G., comunicação verbal). Quanto mais níveis de investigação, maior o número de pontos existentes nesta hipotética “SEV”.

Em princípio, uma aquisição P-P constitui o mais elementar conjunto de dados, pois por uma combinação linear deste, dados correspondentes a outros arranjos podem ser obtidos matematicamente (DAHLIN & ZHOU, 2004). Entretanto, existem implicações adversas, pois a aquisição de um dado P-P “limpo” (sem presença de ruídos) é tarefa muito difícil na prática. BEARD & TRIPP (1995) atentam também para este fato dizendo que “uma pequena quantidade de ruído em dados do tipo P-P comprometem os resultados desta reconstrução”. O contrário, porém, não é verdadeiro: um dado P-P não pode ser obtido de um dado D-D (OLDENBURG & LI, 1999).

Existe ainda uma relação entre os dados D-D com os P-D. As resistividades aparentes do D-D ( $\rho_{D-D}$ ) podem ser diretamente calculadas a partir das resistividades do P-D ( $\rho_{P-D}$ ) por intermédio da seguinte expressão (COGGON, 1973):

$$\rho_{D-D}(n+1) = \rho_{P-D}(n) + \frac{n}{2} [\rho_{P-D}(n) - \rho_{P-D}(n+1)] \quad (\text{eq.5.3-1})$$

Os valores das resistividades do D-D podem, portanto, resultar de uma operação sobre os dados P-D definida pela eq.(5.3-1).

## 6 PROFUNDIDADE DE INVESTIGAÇÃO

A “profundidade de investigação” é um conceito de extrema importância, qualquer que seja o método ou técnica geofísica empregada.

Particularmente, no caso da eletrorresistividade, esforços vêm sendo empregados para que seja estabelecida uma relação, que porventura exista, entre o espaçamento de eletrodos (e tipo de arranjo) na superfície e uma determinada profundidade efetiva de investigação, numa tentativa de solução de um problema realmente complexo.

EVJEN (1938) foi um pioneiro na definição de profundidade de investigação, utilizando o conceito de fator-profundidade (“*depth factor*”) em um trabalho baseado em densidades de imagens. Entende-se por “fator-profundidade”, um fator que transforma uma distância medida na superfície do terreno (espaçamento entre eletrodos, no caso dos métodos elétricos) em um valor significativo de profundidade. Este autor conceituou profundidade de investigação como a profundidade onde exatamente metade da corrente total esteja situada acima e a outra metade, situada abaixo da mesma, enfatizando ainda que a penetração depende da distribuição das propriedades elétricas do meio com a profundidade.

A resistividade aparente medida, segundo EVJEN (op cit.), é resultante de uma integração de todo o pacote investigado, podendo ser considerada uma “média ponderada” das resistividades presentes neste volume, sendo atribuídos pesos diferenciados em cada uma das camadas deste pacote. Assim sendo, o fator-profundidade ficaria definido como a profundidade que contribui com o máximo peso, expressa por uma fração do espaçamento entre eletrodos.

MUSKAT & EVINGER (1941) relatam que “para um dado sistema, metade da corrente introduzida em subsuperfície irá propagar-se acima de um plano, cuja profundidade é igual à metade do espaçamento entre os eletrodos de corrente”, um fato até então freqüentemente reportado na literatura, segundo os autores.

ROY & APPARAO (1971) prosseguindo os estudos, utilizaram o conceito de equivalência eletrostática em um meio isotrópico e homogêneo para diversos arranjos de eletrodos. Definiram “profundidade de investigação” como “a profundidade na qual uma fina camada horizontal do terreno contribui o máximo para a totalidade do sinal medido em superfície”.

Calculando a contribuição individual de uma fina camada plana-horizontal para o sinal total e plotando o valor obtido em função das correspondentes profundidades de cada uma das

camadas, resulta em uma curva que foi denominada pelos autores de “profundidade característica de investigação” ou simplesmente DIC (“*depth of investigation characteristic*”). Normalizando estas curvas, de tal forma que a totalidade do sinal medido seja igual à unidade, construíram as curvas conhecidas como NDIC (“*normalized depth of investigation characteristic*”) para vários arranjos de eletrodos.

As curvas iniciam com valor zero na superfície, atingem um máximo e tendem novamente à zero para grandes profundidades. Este comportamento da curva permite a definição da profundidade de investigação para um determinado arranjo, sendo aquela onde a curva DIC assume um valor máximo.

Na prática, é evidente que estas contribuições individuais de cada camada horizontal não podem ser medidas. O que se observa, de fato, são medidas de potencial efetuadas na superfície, correspondendo à contribuição total de todas as camadas dada pela área sob a curva DIC.

Alguns valores de profundidade de investigação puderam ser calculados e são apresentados na Tabela 6-1, onde “L” é a distância entre eletrodos posicionados nos extremos do arranjo (desconsiderando o caso dos eletrodos no “infinito”).

Tabela 6-1 - Profundidades de investigação segundo ROY & APPARAO (1971).

<b>Arranjo</b>	<b>Profundidade</b>
Dois eletrodos (pólo-pólo)	$0,35 \cdot L$
Wenner	$0,11 \cdot L$
Dipolo-dipolo	$0,195 \cdot L$
Schlumberger	$0,125 \cdot L$

Os autores puderam tirar algumas conclusões: a) observa-se uma maior profundidade de investigação do arranjo dois eletrodos (P-P), contrabalançada pela sua baixa resolução vertical; b) a profundidade de investigação nos arranjos analisados é muito inferior àquela geralmente assumida para estes; c) a profundidade de investigação nos arranjos é determinada pelas posições dos eletrodos de corrente e potencial e não somente pela penetração ou distribuição da corrente.

Para o arranjo Wenner, a profundidade de investigação apresentada na Tabela 6-1 é similar àquela estabelecida por EVJEN (1938) que determinou o valor de  $1/9$  da distância entre eletrodos de corrente.

Considerando-se um meio com determinada estrutura e composição (uniforme, homogêneo e isotrópico), a penetração da corrente (ou distribuição) é função somente do posicionamento dos eletrodos de corrente, enquanto a profundidade de investigação é determinada pela posição tanto dos eletrodos de corrente como os de potencial (ROY & APPARAO, 1971).

ROY (1972), com a mesma metodologia e definições utilizadas em ROY & APPARAO (1971), deu continuidade a este trabalho e calculou as profundidades de investigação em um meio homogêneo para os arranjos Wenner alfa, beta e gama, assim como para o arranjo D-D, no caso em que a abertura (“a”) dos dipolos não é tão pequena se comparada com a separação (“n”) entre estes. Nesta situação, a distância entre o centro dos dipolos (“R”) não pode ser aproximada pela distância “L” entre os dois eletrodos extremos do arranjo, caso válido apenas quando a abertura entre dipolos é desprezível se comparado à distância que separa os respectivos pares. O autor constata que, em todos os arranjos dipolares examinados no artigo (exceto o equatorial), a profundidade de investigação diminui com o aumento do espaçamento dos dipolos (emissor, receptor ou ambos), mantendo-se constante a distância “L” que separa os eletrodos extremos do arranjo.

EDWARDS (1977) mostrou que as curvas NDIC possuem validade física e aplicações práticas. Utilizando o conceito de “profundidade efetiva”, definida como “a profundidade na qual exatamente metade do sinal total se origina acima e metade abaixo desta”, raciocinando em termos de “profundidade mediana” (julgada mais apropriada pelo autor, uma vez que as curvas NDIC são assimétricas em relação ao máximo, distorcidas em direção das maiores profundidades) chegou a uma equação dada por:

$$n \cdot (n+1) \cdot (n+2) \cdot \left\{ \left[ n^2 + u \right]^{-1/2} - 2 \cdot \left[ (n+1)^2 + u \right]^{-1/2} + \left[ (n+2)^2 + u \right]^{-1/2} \right\} = 1 \quad (\text{eq.6-1})$$

onde

$$u = 4 \cdot \left( \frac{z_e}{a} \right)^2 \quad (\text{eq. 6-2}).$$

As soluções numéricas da eq.(6-1) possibilitam a determinação de coeficientes empíricos, resolvendo a variável “u” para diferentes valores de “n”. Conhecendo-se o valor de “u”, determina-se a profundidade efetiva ( $z_e/a$ ) pela eq.(6-2).

A Tabela 6-2 apresenta os valores de profundidades efetivas ( $z_e$ ) propostas por EDWARDS (1977), para alguns arranjos comuns:

Tabela 6-2 - Profundidades efetivas de investigação ( $z_e$ ) para diferentes arranjos (EDWARDS, 1977).

<b>Tipo de arranjo</b>	<b>n</b>	<b><math>z_e/a</math></b>	<b><math>z/L</math></b>
<b>Wenner alfa</b>		0,519	0,173
<b>Dipolo-dipolo (D-D)</b>	1	0,416	0,139
	2	0,697	0,174
	3	0,962	0,192
	4	1,220	0,203
	5	1,476	0,211
	6	1,730	0,216
	7	1,983	0,220
	8	2,236	0,224
<b>Pólo-dipolo (P-D)</b>	1	0,519	
	2	0,925	
	3	1,318	
	4	1,706	
	5	2,093	
	6	2,478	
	7	2,863	
	8	3,247	
<b>Pólo-pólo (P-P)</b>		0,867	

Observa-se na Tabela 6-2 que para os arranjos D-D e P-D, os coeficientes estão limitados a  $n=8$ . Na ocasião que foi concebido o trabalho, os levantamentos IP/resistividade voltados à área de mineração estavam em voga, e a utilização de grandes espaçamentos entre dipolos ( $a=40\text{m}$  ou maiores) era prática corriqueira, o que certamente impossibilitava aquisições em mais de oito níveis em profundidade. Curioso é que este número permanece enraizado na engenharia de alguns equipamentos de IP/resistividade, como por exemplo, o IPR-12 (Scintrex), o SuperSting R8/IP (Advanced Geosciences, Inc.) que operam com oito canais (permitindo a leitura de oito níveis em profundidade simultaneamente) e o Terrameter SAS-4000 da ABEM que operando em quatro canais permite a leitura dos oito níveis em apenas duas operações.

Os demais valores dos coeficientes empíricos para  $n$  maior que oito puderam ser determinados com programa RES2DINV, que os adota. Não foram, portanto, calculados numericamente pela eq.6-1. Estes valores, para os arranjos D-D e P-D, são dados na Tabela 6-3.

Tabela 6-3 - Profundidades efetivas de EDWARDS (1977),  $z_e$ , dos arranjos D-D e P-D para valores de  $n$  maiores que oito.

D-D		P-D	
$n$	$z_e/a$	$n$	$z_e/a$
9	2,50	9	3,60
10	2,70	10	4,00
11	2,90	11	4,40
12	3,10	12	4,80
13	3,30	13	5,20
14	3,50	14	5,60
15	3,70	15	6,00
16	3,90	16	6,40

O autor observou ainda que dados coletados sob um mesmo perfil, utilizando-se diferentes espaçamentos entre os dipolos (“a”), podiam ser combinados em uma única pseudo-seção se plotados de acordo com os coeficientes empíricos por ele determinados. A seção obtida, denominada pelo autor de “pseudo-seção modificada” (“*modified pseudosection*”), apresenta resultados consistentes que puderam ser checados pelos traçados das curvas de isovalores, melhorando significativamente a forma de apresentação da mesma.

A construção da pseudo-seção modificada tem como consequência uma “sobreposição de medidas” possibilitando o alcance em profundidade sem, entretanto, causar a perda de resolução nas porções mais rasas da subsuperfície. Esta talvez seja uma das maiores contribuições da proposição de EDWARDS (1977).

BHATTACHARYA & SEN (1981) prosseguiram os estudos sobre profundidade de investigação de diversos arranjos colineares de eletrodos, mostrando que simples transformações podem ser aplicadas na expressão NDIC de determinado arranjo em meio homogêneo e anisotrópico para obtê-la em um semi-espaço homogêneo e anisotrópico. Os resultados obtidos pelos autores sugerem ainda que o arranjo de dois eletrodos (P-P) é o que apresenta o maior valor de profundidade de investigação.

BARKER (1989), apoiado nos estudos realizados por ROY & APPARAO (1971), ROY (1972) e EDWARDS (1977), definiu novos valores de profundidades de investigação para alguns arranjos convencionais, que são mostrados na Tabela 6-4.

APPARAO et. al (1992) avaliaram a detecção de alvos condutivos com diferentes arranjos, mostrando que as profundidades alcançadas pelo P-P (dois eletrodos) são



sistematicamente superiores aos arranjos P-D (três eletrodos) e D-D (Wenner beta). Estes dois últimos apresentaram desempenhos similares, com ligeira vantagem para o primeiro.

Tabela 6-4 - Profundidades de investigação, segundo BARKER (1989).

<b>Arranjo</b>	<b>Profundidade</b>
Wenner	0,17·L
Schlumberger	0,19·L
Dipolo-dipolo	0,25·L

Seguindo a mesma linha de trabalho, agora com alvos resistivos, APPARAO et al. (1997) concluíram que a profundidade de detecção para tais alvos (mesmas formas, tamanhos e os mesmos arranjos de eletrodos utilizados no trabalho anterior) é comparativamente menor do que para os alvos condutivos. Os autores salientam também que a detecção de alvos resistivos é mais difícil do que alvos condutivos, considerando-se um determinado arranjo de eletrodos.

GALLAS (2000), em um estudo de caso real voltado à mineração, constatou que a profundidade de detecção para o D-D (espaçamento entre eletrodos igual a 50 metros) deve ficar entre as profundidades de EDWARDS (1977) e HALLOF (1957). Neste estudo, o autor exemplifica duas situações, comprovadas por sondagens, em que isto é verificado.

Observando um parâmetro relacionado à resistividade (voltagem primária,  $v_p$ ) e também polarização induzida (IP) GALLAS & VERMA (2006) e GALLAS (1990) indicam que, em certas situações, a profundidade de detecção dos alvos pode ser até mesmo superior à profundidade de HALLOF (1957). Tal indicação teve como base o estudo de GALLAS (1990) que realizou uma modelagem analógica IP-resistividade em laboratório com modelos geométricos (cilíndricos e tabulares) porosos, utilizando os arranjos D-D, principalmente, e Wenner.

O tema “profundidade de investigação” no método da eletrorresistividade é, de fato, complexo, carecendo ser muito estudado e testado nas mais diversas situações.

Para finalizar o capítulo, ilustrando a complexidade do tema, tem-se um exemplo de WARD (1990) que apresenta uma relação de 14 fatores que devem ser levados em consideração na escolha de um arranjo (atribuindo o valor “1” no caso de extrema favorabilidade e “5” para uma situação desfavorável). No quesito “profundidade de penetração”, o autor não estabelece uma avaliação comparativa devido às incertezas da estimativa deste parâmetro para os diversos tipos de arranjos de eletrodos por ele avaliado.

## 7 IMAGEAMENTO

A busca de resolução, resultando em melhores imagens, tem sido o grande objetivo da geofísica aplicada, qualquer que seja o método ou técnica utilizada. A resolução, seja vertical ou horizontal, está diretamente ligada com a densidade de pontos de medidas nas direções X e Z.

Especificamente para o caso da eletrorresistividade, WARD (1990) analisa o desempenho de diversos arranjos quanto à resolução, tanto lateral como vertical (Tabela 7-1).

Tabela 7-1 - Avaliação de arranjos de eletrorresistividade quanto à resolução (WARD, 1990).

<b>Arranjo</b>	<b>Resolução lateral</b>	<b>Resolução vertical</b>
Gradiente	1	5
D-D	2	2
P-D	3	2
Schlumberger	4	1
Wenner	5	1

1-melhor; 2-segundo melhor; 3- terceiro melhor; 4-quarto melhor; 5-pior.

Em termo de resolução lateral o gradiente supera os demais. Na seqüência vem o D-D e o P-D, seguidos pelo Schlumberger e Wenner. Os arranjos D-D e o P-D, bastante utilizados em caminhamentos multiníveis, fazem com que a técnica seja reconhecidamente útil no mapeamento de estruturas e contatos verticais. A exceção é o arranjo Wenner, também bastante utilizado na técnica do caminhamento.

Quanto à resolução vertical, sobressai o desempenho dos arranjos Wenner e Schlumberger, por esta razão, muito utilizados na técnica da sondagem elétrica vertical (SEV). O D-D e o P-D aparecem empatados em segundo lugar, sendo que o arranjo gradiente é totalmente inadequado para a resolução de camadas horizontais e, conseqüentemente, este dispositivo é utilizado apenas para execução de caminhamentos e não de sondagens.

Os dois parágrafos anteriores servem para introduzir uma pequena discussão sobre a potencialidade do D-D e do P-D no mapeamento de estruturas estratificadas horizontalmente. Segundo WARD (1990), não se pode esperar uma alta resolução vertical destes arranjos, uma vez que o deslocamento lateral é grande (geralmente um espaçamento entre dipolos). Contudo, valores não inteiros de “n” podem ser utilizados, com o conseqüente aumento de resolução se o custo/benefício for justificável.

O aumento de resolução estará, portanto, diretamente relacionado com o aumento da quantidade de pontos na seção e este incremento, tanto lateral (horizontal) como vertical (em profundidade) pode ser conseguido de diversas maneiras.

Tomando por exemplo o arranjo D-D, o aumento de resolução pode ser alcançado por simples modificações do tradicional sistema de aquisição dos dados. A Figura 7-1 ilustra o procedimento onde o arranjo é deslocado de meio dipolo ( $0,5a$ ) durante o caminhamento. A seção, que originalmente teria a presença apenas dos pontos em preto (aquisição tradicional), teria sua resolução lateral dobrada, decorrente da presença de pontos intermediários (em vermelho na seção) correspondentes ao avanço de meio dipolo do arranjo em superfície (Figura 7-1-a).

Se, adicionalmente, o fator de separação entre dipolos for um número não inteiro, por exemplo,  $\frac{1}{2} a$  (Figura 7-1-b), observa-se que a resolução vertical também pode ser aumentada, com a intercalação de pontos em profundidade (em azul) sobre a aquisição tradicional (em destaque, na Figura 7-1-a).

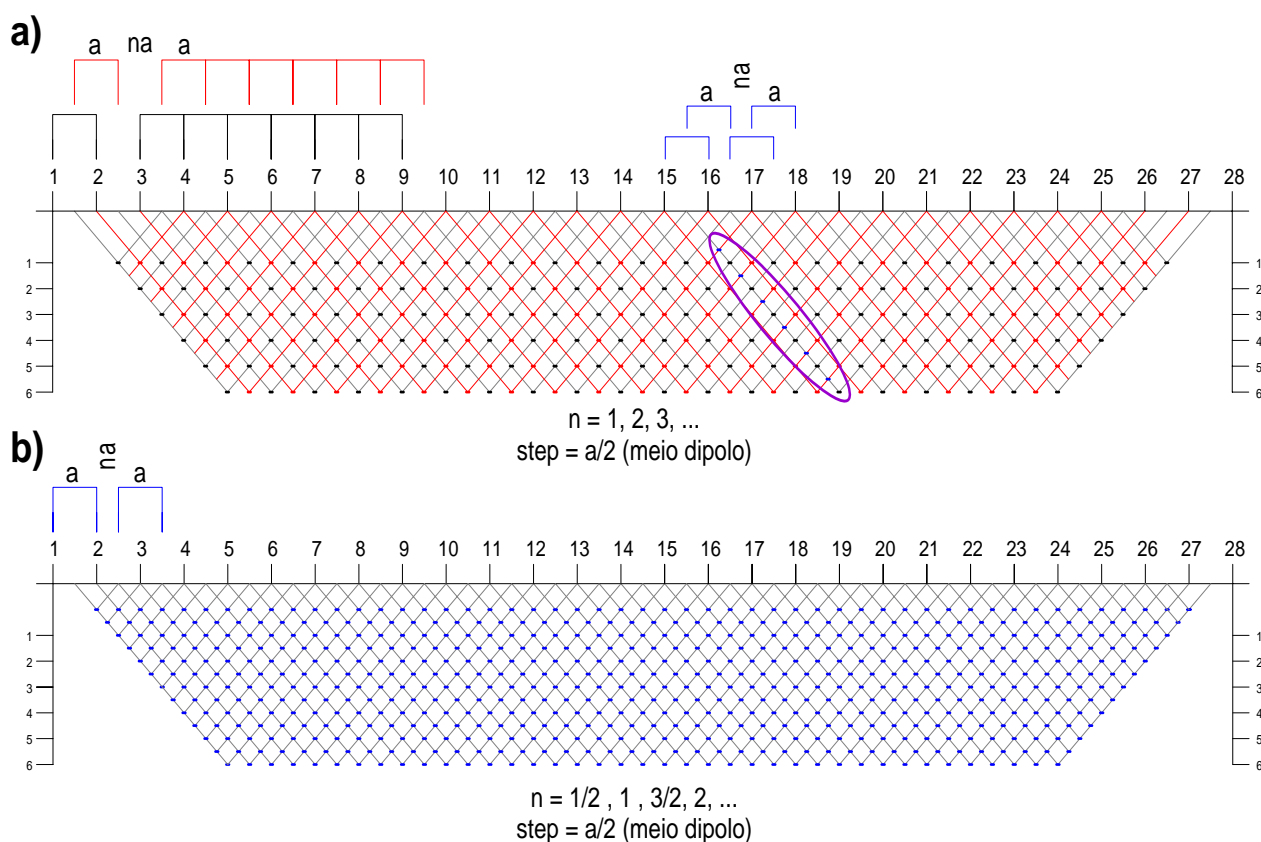


Figura 7-1 - Aumento de resolução lateral (horizontal), representado pelos pontos vermelhos e em profundidade (vertical), representado pelos pontos em azul.

Nos dois casos o deslocamento do arranjo (D-D) é igual a meio dipolo ( $\frac{1}{2} a$ ).

O procedimento apresentado na Figura 7-1, não testado neste trabalho, pode ser de utilidade no caso onde o objetivo seja o da identificação e mapeamento de alvos pequenos e isolados.

A obtenção de mais níveis em profundidade (e conseqüentemente mais pontos na pseudo-seção ao longo de z) está condicionada não somente ao fator de separação entre eletrodos (“n”), mas também a abertura ou separação (“a”) dos mesmos.

A utilização de pequenas aberturas de dipolos (iguais ou menores que 5m) encontra aplicações em estudos de detalhe voltados à investigação rasa. Esta configuração possibilita que sejam alcançados mais níveis de investigação em profundidade (com uma qualidade de sinal igualmente aceitável) se comparados com aqueles onde se utilizam dipolos com grandes espaçamentos (por exemplo, maiores que 20m) geralmente utilizados na investigação de alvos mais profundos.

Para ilustrar o que foi dito, pode ser feita uma simples análise do comportamento do potencial elétrico (sinal) em um modelo de terra homogênea com um valor de resistividade elétrica constante. Simula-se a resposta obtida (diferença de potencial medida) decorrente da injeção de uma corrente de 150mA em um meio homogêneo, isotrópico e com resistividade igual a 200 ohm.m (sem a presença de ruídos), onde foi empregado, para fins comparativos, o arranjo D-D com espaçamento pequeno (2 metros) e grande (20 metros) entre dipolos (Tabela 7-2).

Tabela 7-2 - Sinal obtido ( $\Delta V$ ) devido à passagem de uma corrente de 150mA em um meio com resistividade igual a 200 ohm.m, arranjo D-D e duas diferentes aberturas de dipolos: 2m e 20m.

NÍVEIS	a=AB=MN=2m		a=AB=MN=20m	
	K	$\Delta V$ (mV)	K	$\Delta V$ (mV)
1	37,7	795,8	377,0	79,6
2	150,8	198,9	1.508,0	19,9
3	377,0	79,6	3.769,9	8,0
4	754,0	39,8	7.539,8	4,0
5	1.319,5	22,7	13.194,7	2,3
6	2.111,2	14,2	21.111,5	1,4
7	3.166,7	9,5	31.667,3	0,9
8	4.523,9	6,6	45.238,9	0,7
9	6.220,4	4,8	62.203,5	0,5
10	8.293,8	3,6	82.938,0	0,4

Considerando que um sinal aceitável esteja acima de 5mV (em azul, na Tabela 7-2), observa-se que no caso do dipolo de menores dimensões é possível a execução de até oito níveis de investigação, enquanto para AB=MN=20m, a partir do quarto nível o sinal já estaria abaixo do nível estipulado (em vermelho).

VEGA et al. (2003) utilizaram arranjo D-D com fator de separação (n) igual a 9 e 11 (eletrodos espaçados de 1m e 0,5m, respectivamente) em um levantamento com objetivos rasos e voltados à contaminação por hidrocarbonetos, demonstrando a possibilidade de serem alcançados mais de oito níveis de investigação em aquisições que utilizam pequenos espaçamentos entre eletrodos.

A utilização de arranjos diferentes do D-D (caso do P-D e P-P, por exemplo) pode também tornar viável a execução de mais níveis em profundidade, com a ocorrência, pelo menos em tese, de um sinal mais intenso em idênticas condições de campo.

Adotando-se os mesmos parâmetros da simulação anteriormente realizada, apresenta-se na Tabela 7-3 os valores teóricos medidos das diferenças de potencial para os arranjos D-D, P-D e P-P com espaçamento entre eletrodos igual a 5m.

Tabela 7-3 - Comparação do nível do sinal ( $\Delta V$ ) dos arranjos D-D, P-D e P-P (espaçamento entre eletrodos igual a 5m).

	D-D	AB=MN=5m	P-D	MN=5m	P-P	n.AM=5m
NÍVEIS	K	$\Delta V$	K	$\Delta V$	K	$\Delta V$
1	94,2	318,3	62,8	477,5	31,4	954,9
2	377,0	79,6	188,5	159,2	62,8	477,5
3	942,5	31,8	377,0	79,6	94,2	318,3
4	1.885,0	15,9	628,3	47,7	125,7	238,7
5	3.298,7	9,1	942,5	31,8	157,1	191,0
6	5.277,9	5,7	1.319,5	22,7	188,5	159,2
7	7.916,8	3,8	1.759,3	17,1	219,9	136,4
8	11.309,7	2,7	2.261,9	13,3	251,3	119,4
9	15.550,9	1,9	2.827,4	10,6	282,7	106,1
10	20.734,5	1,4	3.455,8	8,7	314,2	95,5
11	26.954,9	1,1	4.146,9	7,2	345,6	86,8
12	34.306,2	0,9	4.900,9	6,1	377,0	79,6
13	42.882,7	0,7	5.717,7	5,2	408,4	73,5
14	52.778,8	0,6	6.597,3	4,5	439,8	68,2
15	64.088,5	0,5	7.539,8	4,0	471,2	63,7

Nestas condições, para obtenção de um sinal acima de 5mV (em azul) e mais de 6 níveis de investigação, seria necessária a utilização do arranjo P-D ou mesmo o P-P.

O aumento de resolução com o objetivo de se obter uma imagem com qualidade pode ser obtido valendo-se da técnica de sobreposição de dados utilizando-se diferentes combinações de “a” e “n” para qualquer que seja o arranjo utilizado (D-D, P-D etc.), conforme as idéias introduzidas por EDWARDS (1977). Este procedimento pode ser uma forma de melhoria na qualidade dos dados, particularmente em áreas complexas ou ruidosas. HACK (2000) denomina esta técnica de “*high-resolution electrical with overlapping data levels*”.

A Figura 7-2 apresenta o sistema misto de plotagem em uma pseudo-seção modificada, onde foram realizados caminhamentos D-D com três aberturas distintas entre eletrodos, sobre o mesmo perfil de 40m levantamento ( $a=AB=MN=4m, 2m$  e  $1m$ ). A plotagem dos pontos adotou os coeficientes empíricos de EDWARDS (op cit.).

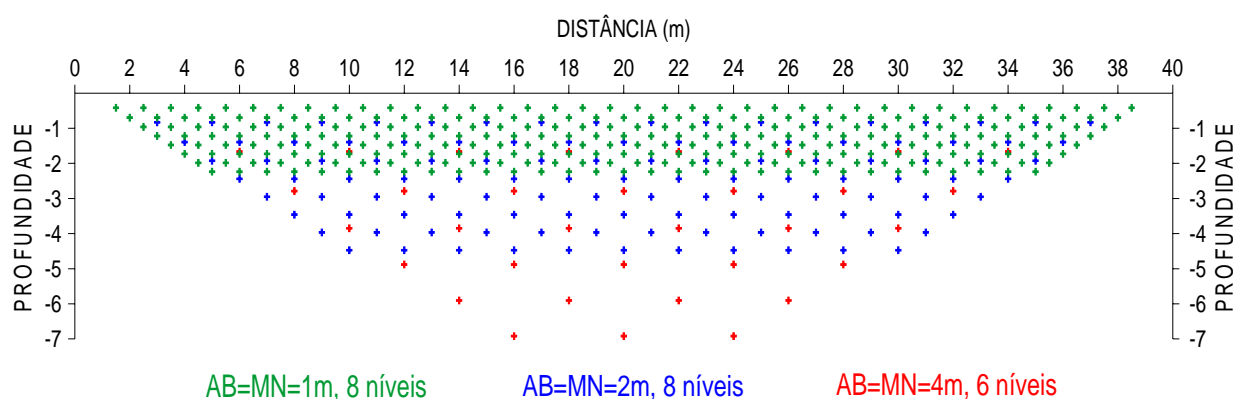


Figura 7-2 - Pseudo-seção modificada ( $AB=MN=4m, 2m$  e  $1m$ ).

Observa-se a perda de resolução com a profundidade. Nas porções mais rasas, entretanto, tem-se uma maior densidade de dados e, conseqüentemente, uma melhor definição.

Esta característica (raso, maior resolução; profundo, menor resolução) é inerente a todo e qualquer método geofísico, independente da propriedade física que investigue. Com o método da eletrorresistividade, também não poderia ser diferente. Seguindo um exemplo de aplicação do GPR (Ground Penetrating Radar), onde em uma área de levantamento é recomendável (nem sempre possível devido a fatores custo, tempo etc.) o levantamento de um mesmo perfil com antenas de distintas frequências, um perfil de caminhada poderia, ressalvados os mesmos fatores, ser realizado com distintos espaçamentos entre eletrodos.

Primeiramente, porque, no caso do GPR, existe sempre uma incerteza quanto ao melhor parâmetro a ser escolhido (no caso do caminhamento D-D, o espaçamento  $a=AB=MN$  a ser utilizado) no compromisso resolução/penetração. Em segundo lugar, com a construção de uma “pseudo-seção modificada” e posterior inversão dos dados, é possível a obtenção de maiores detalhes de estruturas/feições menores e mais rasas, assim como alcançar profundidades nem sempre atingidas pelos levantamentos.

Nesta analogia com os métodos eletromagnéticos, a abertura entre dipolos (“a”) estaria relacionada à frequência (maior frequência → menor penetração → maior detalhe), onde um pequeno espaçamento garante resolução sem penetração em contraposição de uma abertura maior, onde podem ser alcançadas maiores profundidades com perda de resolução. É o conhecido “trade-off”, intrínseco a qualquer método geofísico.

Supondo uma situação prática onde se deseja mapear por eletrorresistividade tanto uma pluma de contaminação existente a pouca profundidade como um topo rochoso situado a uma profundidade maior, a utilização de pequeno espaçamento entre eletrodos não atenderia à necessidade de mapear-se o topo profundo, assim como a adoção de um espaçamento maior poderia não fornecer a resolução suficiente para mapear a pluma de contaminação rasa. Neste caso, a utilização de distintas aberturas entre eletrodos em um mesmo perfil de levantamento poderia atender o mapeamento dos dois diferentes alvos.

A aquisição de forma otimizada e racional de expressiva quantidade de dados, buscando-se resolução para um eficiente imageamento da subsuperfície, viabiliza-se sobremaneira com o emprego de sistemas automatizados multieletródos.

## **7.1 Sistemas automatizados de aquisição**

A idéia de se usar cabos multieletródos não é nova. BARKER (1981) relata o emprego destes dispositivos em trabalho por ele realizado (sondagem e caminhamento) utilizando os mais diversos arranjos, sendo que o Wenner, por questões geométricas, tinha a preferência do autor.

É plenamente sabida a necessidade de suficiente densidade de dados para o imageamento de estruturas complexas ou para o alcance de níveis de resolução desejáveis. Isto pode ser conseguido de uma forma viável utilizando-se sistemas automatizados de aquisição de dados. Entretanto devem ser consideradas algumas observações acerca destes procedimentos, cuja tendência de utilização tenderá a crescer nos próximos anos.

Quanto maior a quantidade de dados, maior é a necessidade de controle sobre o ruído presente nos mesmos. Ilustrando este fato crítico, pode ser citado como exemplo um protocolo empregado em sistemas automatizados com o arranjo D-D (propositalmente considerado, por ser bastante ruidoso se comparado com o arranjo Wenner) e espaçamento entre eletrodos igual a 5m. A aquisição dos dados contempla os seis níveis iniciais com abertura igual a 5m ( $n=1..6$ ). Para o alcance de maiores profundidades são consideradas aberturas múltiplas de 5m (10m e 15m) e níveis correspondentes a  $n=3,4,5$  e 6. Ou seja, evita-se a coleta de dados com fator de separação entre dipolos,  $n$ , maior que 6, onde os ruídos, certamente ocorrerão de forma mais intensa, “poupando” o operador de campo de um controle rigoroso sobre todos os dados adquiridos em campo.

A aquisição de elevada quantidade de dados, independente do arranjo utilizado, é prática sempre bem-vinda na busca de resolução. Entretanto, deve ser novamente salientado que um volume grande de dados pode acarretar dificuldades para se alcançar um bom ajuste dos mesmos no processo da inversão, além da possibilidade de se criar mais artefatos no modelo (ZHOU & DAHLIN, 2003).

Muitas vezes, quando a prioridade é minimizar o tempo de aquisição em campo e aumento de produtividade, é escolhido um determinado tipo de arranjo para a coleta de dados, não necessariamente o mais adequado para determinado objetivo. Pode ser citada, por exemplo, a escolha indiscriminada do arranjo Wenner em detrimento do D-D, pois o primeiro requer um número menor de medidas ao longo do perfil a ser levantado, se comparado ao D-D.

Outro ponto a ser observado é o espaçamento entre conexões de alguns cabos multieletrodos (igual ou menor que 10 metros), o que pode limitar ou mesmo impossibilitar a utilização destes dispositivos quando o objetivo da investigação for muito profundo.

Aproveitando-se da capacidade de sistemas multieletrodos, STUMMER et al. (2004) sugerem que os dados podem ser adquiridos combinando-se todas as possibilidades com quatro eletrodos no momento da medida.

Em um sistema contendo “ $n$ ” eletrodos colineares e igualmente espaçados, existe um total de  $n_d$  possíveis configurações, desconsiderando as medidas recíprocas, envolvendo 4 pontos (NOEL & XU, 1991):

$$n_d = n \cdot (n-1) \cdot (n-2) \cdot \frac{(n-3)}{8} \quad (\text{eq.7.1-1})$$



Estas configurações englobam todos os arranjos convencionais e não convencionais, resultando em volume de dados que, a princípio, contém toda a informação em subsuperfície que o conjunto de n-eletrodos é capaz de fornecer. STUMMER et al. (2004) denominaram de “*comprehensive data set*” ao conjunto de dados adquiridos de tal maneira e mostraram que a imagem geolétrica obtida do processamento é acentuadamente superior, podendo funcionar como “gabarito” no critério de comparação com as imagens derivadas dos demais arranjos, D-D e Wenner (Figura 7.1-1).

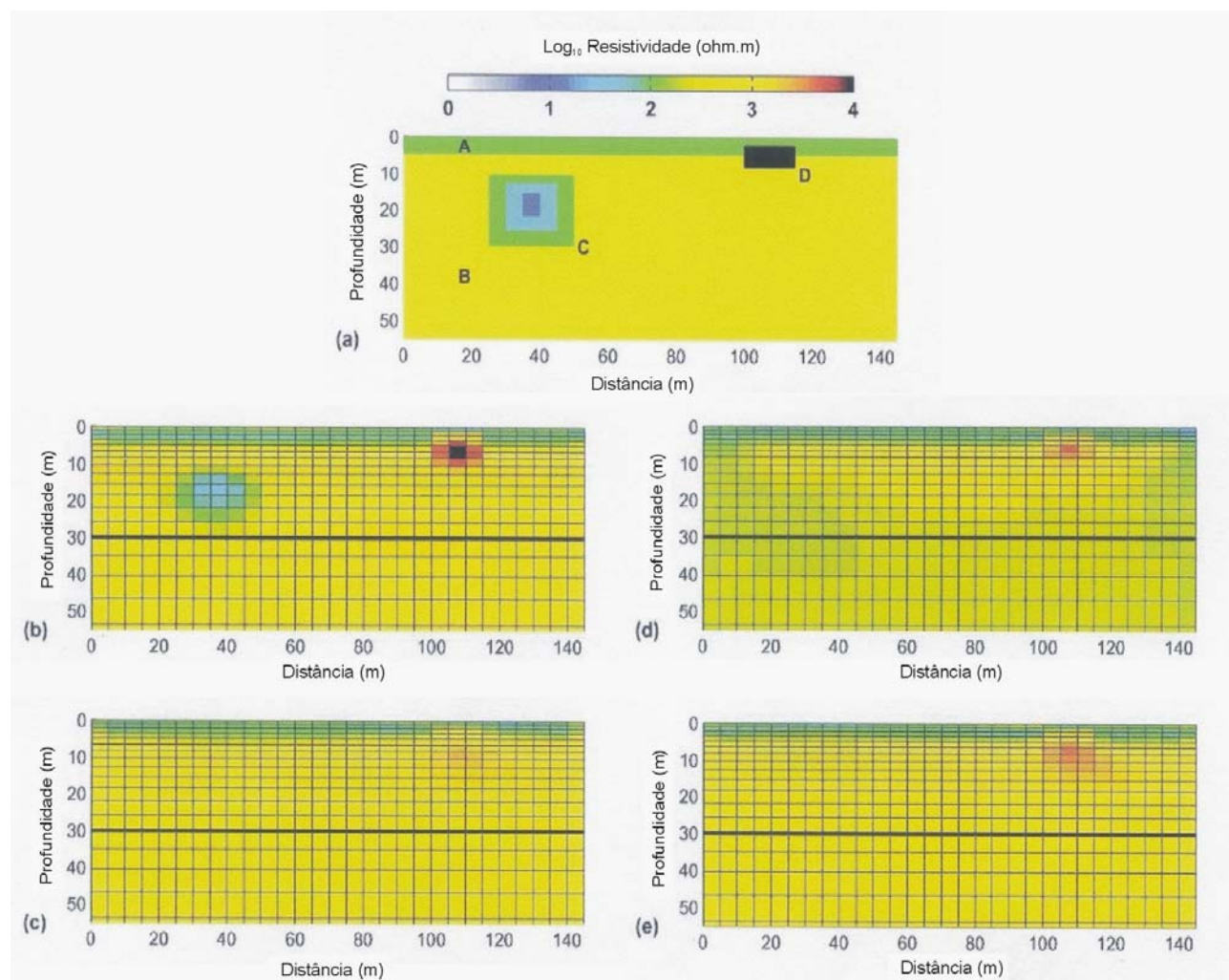


Figura 7.1-1 - a) Modelo proposto. Respostas do modelo utilizando 30 eletrodos espaçados de 5m em: b) “*Comprehensive data set*” (51.373 pontos); c) Wenner (135 pontos); d) D-D (147 pontos); e) Wenner e D-D combinados (282 pontos).

A desvantagem de tal procedimento é o elevado volume de dados obtidos. Ilustrando, com 30 eletrodos seriam gerados 82.215 pontos de medida utilizando a aquisição “*comprehensive*”. Para garantir a estabilidade na inversão dos dados, os autores sugerem que sejam excluídas configurações onde ocorre o cruzamento de posições entre eletrodos de corrente

e potencial (Wenner  $\gamma$ , por exemplo) e aquelas onde o fator geométrico seja superior a 5.500m. Utilizando tal critério, os 82.215 pontos (arranjo de 30 eletrodos) reduzem-se a 51.373 pontos, como mostrado na Figura 7.1-1.

Este valor de corte estipulado por STUMMER et al. (2004) corresponde ao fator de separação igual a seis para o arranjo D-D com espaçamento de 5m e está em plena concordância com a simulação apresentada na Tabela 7-2, onde se admitiu um valor mínimo aceitável de sinal igual a 5mV, considerando-se os parâmetros ali definidos.

Obviamente, o procedimento descrito pelo autor não pode ser realizado na prática por questões logísticas. Entretanto, a utilização de dois ou mais tipos de arranjos em um mesmo perfil de levantamento é prática que deve ser efetivada, valendo-se da capacidade dos equipamentos multieletrodos e dos benefícios que poderão ser obtidos na etapa de processamento de dados (escolha do arranjo que forneceu melhores resultados, inversão conjunta contemplando dois distintos arranjos etc.).

Para finalizar o capítulo, cita-se um conceito diferente de aquisição multieletrodo que é aquele que utiliza cabo rebocado por algum tipo de veículo ou mesmo uma pessoa. A vantagem deste tipo de sistema é a extrema rapidez com que o levantamento pode ser realizado e a alta resolução lateral que o mesmo oferece. A desvantagem fica por conta da baixa penetração alcançada (DAHLIN, 2001). PANISSOD et al. (1998) apresentam um sistema de aquisição onde as rodas de uma carreta rebocada por um veículo funcionam como eletrodos. Tal dispositivo encontra aplicações em arqueologia e no mapeamento de solo para fins agrícolas.

## 8 INVERSÃO GEOFÍSICA

Neste capítulo, serão abordados alguns tópicos relacionados à inversão de dados geofísicos. Inicialmente será feita uma revisão de conceitos gerais e, posteriormente, analisados os procedimentos de inversão 1D, 2D e o método de inversão por mínimos quadrados com vínculo de suavidade (“*smoothness constrained least-square method*”) no qual o software RES2DINV baseia-se. Finalmente, serão abordados alguns tópicos relativos aos parâmetros que comumente são utilizados nos processos de inversão.

### 8.1 Generalidades

A inversão geofísica pode ser definida como o processo matemático que determina um modelo idealizado de subsuperfície com base em um conjunto finito de dados observados, cuja resposta esteja em concordância com estes valores medidos.

Três conceitos fundamentais devem ser assimilados: o de “modelo”; o de “parâmetros do modelo” e o da “resposta associada ao modelo”.

O modelo consiste em um conjunto de relações que representam uma abstração matemática particular de um processo observado. É expresso pela distribuição da(s) propriedade(s) física(s) investigada(s) (por exemplo, resistividade elétrica, velocidade de propagação de onda sísmica etc.) e procura reconstituir as feições geológicas, de forma a descrever adequadamente o conjunto de dados observados.

As equações relacionadas a este modelo dependem, por sua vez, de um determinado número de parâmetros, os quais se desejam determinar a partir dos dados observados. A resposta do modelo consiste nos dados sintéticos produzidos pelo mesmo, podendo ser tanto uma função linear como uma não linear dos parâmetros do modelo.

O objetivo da inversão geofísica será, portanto, a determinação dos parâmetros do modelo a partir de uma tentativa de ajuste da resposta do modelo aos dados observados, dentro de um limite de erro pré-estabelecido. Como os dados geofísicos reais são sempre numericamente finitos, sendo que neles sempre estarão presentes componentes que não podem ser explicadas em termos geológicos, a inversão nunca poderá ser única. Ou seja, mais de uma solução irá satisfazer as observações.

O processo de inversão está intimamente ligado ao conceito do modelamento direto, ou seja, aquele que procura determinar o conjunto de dados gerados a partir de uma configuração da subsuperfície (modelo) com base em processos regidos por leis físicas.

O dado obtido em campo (medida) e a resposta teórica do modelo são comparados por intermédio de algoritmos de otimização que procuram minimizar as diferenças entre o observado e o calculado. Muitos destes algoritmos requerem a prévia escolha de um modelo de parâmetros, a partir do qual é estabelecida a resposta do modelo (modelo inicial). No passo seguinte, o algoritmo de otimização irá produzir um novo modelo, resultando nova resposta que se ajustará cada vez melhor ao conjunto de dados medidos. Se de fato ocorrer este processo, é dito que o mesmo converge para uma solução.

Quando a resposta do modelo for uma função não linear dos parâmetros (caso dos métodos elétricos, por exemplo) os cálculos devem ser feitos de forma iterativa. Assim sendo, o problema não linear é resolvido pela aplicação iterativa do algoritmo de otimização e, para que a convergência ocorra, o modelo inicial deve ser escolhido de forma que esteja próximo da solução verdadeira. Em problemas não lineares, portanto, é necessária a existência de um modelo inicial para o processo de inversão.

O modelamento direto pode ser descrito como uma transformação  $T$ , do tipo  $\mathbf{F}=T(\mathbf{x})$ , onde “ $\mathbf{x}$ ” é um vetor contendo o conjunto de parâmetros do modelo da subsuperfície e “ $\mathbf{F}$ ” é a resposta deste modelo. A transformação “ $T$ ”, que irá matematicamente descrever o processo físico observado, conforme visto, poderá ser linear ou não linear.

Já o processo inverso poderá ser descrito como  $\mathbf{x}'=T^{-1}(\mathbf{y})$  onde “ $\mathbf{y}$ ” é o vetor contendo os dados observados (medidas de campo) e  $\mathbf{x}'$  é o vetor contendo o conjunto dos parâmetros do modelo estimados (calculados).  $T^{-1}$  é uma transformação inversa. O julgamento se o resultado de uma inversão faz ou não sentido cabe à interpretação, ou mais precisamente, ao geofísico intérprete. Após a escolha do modelo  $T$ , poderão surgir os seguintes problemas:

- a) é possível que  $T^{-1}$  seja indeterminado.
- b) os dados sempre estarão contaminados por ruídos.
- c) mais do que um modelo de subsuperfície poderá satisfazer os dados observados.

Ou seja, o problema geofísico inverso é mal-posto. Um problema mal-posto é aquele em que o intérprete demanda uma quantidade de informação maior que aquela contida nos dados. A tentativa de se resolver um problema deste tipo é despropositada, uma vez que a solução ou não existe (a), ou não é estável (b), ou não é única (c). Em um problema mal posto, a solução não

obedece a pelo menos uma das condições anteriores: existência, estabilidade e unicidade. JAKSON (apud TREITEL & LINES, 2001) descreve a inversão como a “interpretação de dados imprecisos, insuficientes e inconsistentes”.

Para transformar um problema mal-posto em um problema bem-posto, há somente duas abordagens efetivas: reduzir a demanda de informação ou introduzir informações a priori. O problema geofísico inverso vem sendo transformado em um problema bem-posto através de estabilizadores puramente matemáticos que introduzem, implicitamente, alguma forma de informação a priori.

Antes de introduzir a conceituação relativa à inversão de dados 2D, será feita uma breve revisão da inversão 1D que, em menor grau, também foi utilizada na tese (no processamento dos dados das SEVs).

## **8.2 Inversão 1D de dados de eletrorresistividade**

A inversão de dados de uma sondagem elétrica vertical (SEV) assume um modelo de terra unidimensional (1D) para determinação dos parâmetros do modelo, quais sejam: resistividade verdadeira e espessura da camada. Assume-se, implicitamente, um meio plano-estratificado, formado por camadas horizontais lateralmente infinitas, homogêneas e isotrópicas, onde a resistividade elétrica varia apenas com a profundidade. Esta suposição torna o processo relativamente simples graças à não complexidade do modelo e, como consequência, numerosos programas de inversão estão disponíveis, exigindo ínfima capacidade computacional para executá-los.

Técnicas de inversão na interpretação de sondagens elétricas utilizando modelos 1D foram desenvolvidas por INMAN et al. (1973) e INMAN (1975), tornando-se uma metodologia padrão. Além das técnicas por aproximação (ajuste de curvas e o método do ponto auxiliar), os métodos de interpretação podem ser classificados em dois grandes grupos (KOEFOED, apud BASOKUR, 1990):

- a) interpretação iterativa;
- b) métodos de interpretação direta.

A interpretação iterativa, largamente difundida e utilizada graças ao advento dos computadores, baseia-se no ajuste pelo critério dos mínimos quadrados entre as medidas de campo (dados reais) e a resposta do modelo (dados teóricos). O processo é iniciado pelo cálculo

da resposta teórica do modelo inicial fornecido pelo usuário que é então comparada com as medidas de campo. O procedimento é repetido um determinado número de vezes, até que seja alcançada uma concordância satisfatória entre os dois conjuntos de dados. A solução e a velocidade de convergência do processo dependem da escolha do modelo inicial.

No método de interpretação direta, que se baseia na função transformada da resistividade (RT), o modelo inicial necessário para as iterações subseqüentes, não precisa ser fornecido pelo usuário (BASOKUR, 1990). Na interpretação assume-se um número não muito elevado de camadas, geralmente inferior a seis.

ZHODY (1989) propõe um método automático para interpretação de curvas de sondagem elétrica (arranjos Schlumberger e Wenner), onde o número de camadas do modelo é igual ao número de pontos na curva de sondagem. Com esta estratégia, o modelo “sobreparametrizado” torna-se obrigatoriamente “suavizado”.

A chance de obtenção de melhores resultados de aplicação da técnica da sondagem elétrica vertical (e na interpretação dos resultados) encontra-se em ambientes sedimentares, onde a geologia é mais conforme ou, de modo geral, em terrenos que se apresentem geoeletricamente estratificados horizontalmente.

Comumente ocorre a não coincidência entre estratos geológicos e estratos geoeletricos, ou seja, várias unidades litológicas podem corresponder a uma única camada geoeletrica, assim como podem ser verificadas diversas unidades geoeletricas em uma única litologia, sendo esta diferenciação geralmente definida pelo conteúdo de água da formação.

### **8.3 Inversão 2D de dados de eletrorresistividade**

Antes da existência de programas capazes de inverter dados de eletrorresistividade 2D, a interpretação baseava-se apenas no dado de campo apresentado sob a forma de pseudo-seções de resistividade elétrica aparente. Ou seja, a interpretação de uma seção de caminhamento era realizada de uma forma simplesmente qualitativa, valendo-se da experiência do geofísico intérprete para o correto posicionamento das anomalias observadas.

Entretanto, apesar destas limitações, interpretações puramente qualitativas vinham sendo empregadas com relativo sucesso na aplicação da técnica em mineração e prospecção de água subterrânea em aquíferos fissurados. Atualmente já se encontram disponíveis vários “softwares” para inversão dos dados, possibilitando uma interpretação quantitativa dos mesmos.

Esta evolução acompanha o próprio desenvolvimento de “*hardware*”, onde máquinas potentes e a preços acessíveis são capazes de manipular um grande número de informações, além da Internet que disponibiliza ao usuário o emprego de vários programas para livre utilização. A inversão dos dados pode, a princípio, corrigir as distorções observadas nas pseudo-seções, e fornecer valores mais exatos das profundidades e das resistividades elétricas em subsuperfície.

PELTON et al. (1978) apresentam um algoritmo de inversão 2D de dados de eletrorresistividade utilizando a técnica de “*ridge regression*”. Uma outra técnica comumente utilizada para inversão de dados 2D e 3D é o método de otimização por mínimos quadrados regularizado (SASAKI, 1989; deGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; OLDENBURG & LI, 1994; LOKE & BARKER, 1996a). O método permite a inclusão de informações disponíveis de subsuperfície como restritivas no procedimento de inversão dos dados, objetivando maior consonância com a realidade geológica. ELLIS & OLDENBURG (1994) chamam a atenção para a importância da informação a priori na solução do problema geofísico inverso.

Os softwares rotineiramente empregados para inversão 2D podem ser classificados em dois principais grupos: os de inversão por polígonos e os de inversão por suavização (OLAYINKA & YARAMANCI, 2002).

A inversão por polígonos, conhecida por “*true polygon inversion*” ou “*block inversion*” (OLAYINKA & YARAMANCI, 2000b), utiliza algoritmos que empregam polígonos para a representação de corpos ou camadas, constituindo elementos geométricos cada qual com um valor de resistividade constante. Exige, desta forma, a construção de um modelo geológico inicial por parte do usuário. O RESIX IP2DI (Interpex) é um exemplo de programa comercial que utiliza algoritmo com estas características.

A inversão por suavização, também conhecida por “*smooth inversion*” utiliza algoritmos baseados em um esquema de células. A inversão pode ser efetuada sem que o usuário entre com um modelo geológico inicial constituindo, desta forma, um processo automático de imageamento. Um exemplo de programa que utiliza um algoritmo deste tipo é o RES2DINV (GEOTOMO SOFTWARE, 2004). O modelo por suavização, gerado de forma automatizada, pode auxiliar na construção do modelo inicial que o processo de inversão por polígonos necessita, recurso utilizado pelo programa RESIX IP2DI.

São abordados neste capítulo, de uma forma mais aprofundada, alguns tópicos do processo de inversão 2D. Para o entendimento da conceituação matemática relativa à rotina de

inversão na qual se baseia o programa RES2DINV (*“smoothness-constrained least-squares method”*, ou método de mínimos quadrados com vínculo de suavidade), faz-se necessária uma revisão dos fundamentos acerca do método de mínimos quadrados. Em seguida, será abordada a estratégia de “solução com vínculo de suavidade”. Finalmente, serão tratados alguns tópicos específicos do processo de inversão, com ênfase no programa RES2DINV, aprofundando o conhecimento do software que foi utilizado para o desenvolvimento da tese.

#### 8.4 Inversão 3D de dados de eletrorresistividade

Em um modelo 3D assume-se que a variação de resistividade ocorra nas três direções X, Y e Z (ao longo do perfil, transversal a este e em profundidade). É a situação que mais se aproxima da realidade geológica.

Encontram-se na literatura diversos trabalhos relacionados à inversão e modelamento 3D de dados de resistividade (PARK & VAN, 1991; SASAKI, 1994; ZHANG et al., 1995; ZHAO & YEDLIN, 1996; LOKE & BARKER, 1996b; JACKSON et al., 2001; DAHLIN et al., 2002), assunto que não será abordado em profundidade nesta tese.

Entretanto, deve ser salientada uma observação do trabalho de SASAKI (op cit.) que fez uma análise da distribuição de sensibilidade calculada para o arranjo D-D em um semi-espaço 3D. O autor observa que o padrão é simétrico em torno do eixo conectando os eletrodos. Isto significa que a contribuição, para a resposta total, de um elemento de volume enterrado é igual à contribuição de um elemento superficial, se este tiver a mesma distância da linha entre eletrodos. Em outras palavras, uma precisa caracterização de estruturas em subsuperfície requer que o levantamento 3D seja realizado, por exemplo, com múltiplos perfis paralelos entre si.

#### 8.5 Método de inversão por mínimos quadrados com vínculo de suavidade (*“smoothness constrained least-square method”*).

A estratégia básica de resolução do problema de mínimos quadrados é minimizar a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo e as observações.

Consideremos “n” dados observados (por exemplo, resistividade aparente) sendo representados pelo seguinte vetor:

$$\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_n) \quad (\text{eq.8.5-1})$$

e as respostas do modelo pelo vetor

$$\mathbf{y} = (y_1, y_2, \dots, y_n) \quad (\text{eq.8.5-2}).$$



Seja  $\mathbf{p}$  o vetor que representa os “m” parâmetros do modelo (por exemplo, resistividade dos blocos).

$$\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_m) \quad (\text{eq.8.5-3}).$$

Seja  $p_j^0$  uma estimativa inicial do parâmetro  $p_j$ , ( $j=1, \dots, m$ ) e  $\mathbf{y}^0$ , a resposta do modelo inicial. Se a resposta do modelo,  $\mathbf{y}$ , é uma função linear dos parâmetros, uma perturbação da resposta do modelo em torno de  $\mathbf{p}^0$  pode ser representada pela expansão de Taylor de primeira ordem:

$$\mathbf{y} = \mathbf{y}^0 + \sum_{j=1}^m \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial p_j} \Big|_{\mathbf{p}=\mathbf{p}^0} (p_j - p_j^0) \quad (\text{eq.8.5-4})$$

ou em notação matricial,

$$\mathbf{y} = \mathbf{y}^0 + \mathbf{J}\boldsymbol{\delta}, \quad (\text{eq.8.5-5})$$

onde  $\mathbf{J}$  é uma matriz de derivadas parciais de  $\mathbf{y}$  com relação a cada um dos parâmetros do modelo ( $p_j$ ). Esta matriz de dimensão  $n \times m$  é denominada de “Jacobiana” e seus elementos são dados por:

$$\mathbf{J}_{ij} = \frac{\partial y_i}{\partial p_j} \quad (\text{eq.8.5-6}).$$

O vetor  $\boldsymbol{\delta} = \mathbf{p} - \mathbf{p}^0$  é a diferença de parâmetros, com os elementos  $\delta_j$  representando as alterações ou perturbações no parâmetro  $p_j$ , ou seja:

$$\delta_j = p_j - p_j^0 \quad j = 1, \dots, m \quad (\text{eq.8.5-7}).$$

A escolha das perturbações em  $\mathbf{p}$  será feita de tal forma a minimizar a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo ( $\mathbf{y}$ ) e o dado medido ( $\mathbf{d}$ ), que sempre estará associado com erros observacionais. Portanto, a relação entre estas duas grandezas deve levar em consideração este erro, representado pelo vetor  $\mathbf{e}$  (expressando a diferença entre a resposta do modelo e o dado observado):

$$\mathbf{d} - \mathbf{y} = \mathbf{e} \quad (\text{eq.8.5-8}).$$

Combinando as eqs.(8.5-5) com (8.5-8) teremos:

$$\mathbf{d} - (\mathbf{y}^0 + \mathbf{J}\boldsymbol{\delta}) = \mathbf{e} \quad (\text{eq.8.5-9})$$

ou

$$\mathbf{d} - \mathbf{y}^0 = \mathbf{J}\boldsymbol{\delta} + \mathbf{e} \quad (\text{eq.8.5-10}).$$

O vetor  $\mathbf{d} - \mathbf{y}^0$ , que contém as diferenças entre a resposta do modelo inicial e o dado observado, é chamado de vetor de discrepância ( $\mathbf{g}$ ), ou seja:

$$\mathbf{g} = \mathbf{d} - \mathbf{y}^0 \quad (\text{eq.8.5-11})$$

e, portanto:

$$\mathbf{e} = \mathbf{g} - \mathbf{J}\delta \quad (\text{eq.8.5-12}).$$

Da eq.(8.5-12), procura-se determinar  $\delta$ . Comumente, o número de dados coletados excede o número de parâmetros do modelo, ou seja, estamos diante de um problema sobredeterminado. Aplica-se então o método de mínimos quadrados para a solução do mesmo.

Na mais simples aproximação por mínimos quadrados (“Gauss-Newton”), procura-se minimizar o erro quadrático cumulativo  $\mathbf{S} = \mathbf{e}^T \mathbf{e}$  com relação ao vetor  $\delta$ . Então, de (8.5-12) obtemos:

$$\mathbf{S} = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{g} - \mathbf{J}\delta)^T (\mathbf{g} - \mathbf{J}\delta) \quad (\text{eq.8.5-13}).$$

A minimização do erro  $\mathbf{S}$  em relação à  $\delta$  implica que

$$\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial \delta} = 0 \quad (\text{eq.8.5-14}).$$

Substituindo (8.5-14) em (8.5-13) e aplicando algumas identidades matriciais, teremos:

$$\frac{\partial}{\partial \delta} (\delta^T \mathbf{J}^T \mathbf{J} \delta - \mathbf{g}^T \mathbf{J} \delta - \delta^T \mathbf{J}^T \mathbf{g} + \mathbf{g}^T \mathbf{g}) = 0 \quad (\text{eq.8.5-15}).$$

Diferenciando em relação a  $\delta$ , obtemos as denominadas “equações normais”

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \delta = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-16})$$

cuja solução para o vetor de perturbações do parâmetro,  $\delta$ , é dada por

$$\delta = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-17})$$

também conhecida como solução de “Gauss-Newton” ou “solução por mínimos quadrados sem vínculo” (“*unconstrained least-squares solution*”), que apresenta algumas limitações e propriedades indesejáveis quanto à estabilidade e convergência.

Para contornar estas dificuldades, LEVENBERG (apud LINES & TREITEL, 1984) sugere um método de mínimos quadrados amortecido (“*damped least squares*”), idéia posteriormente utilizada por MARQUARDT (apud LINES & TREITEL, 1984) no

desenvolvimento de um algoritmo não linear. Esta técnica, denominada de “*ridge regression*” ou método de Marquardt-Levenberg, tornou-se um procedimento de inversão muito utilizado pela comunidade geofísica. Esta condição restritiva tem por finalidade a suavização do vetor atualização dos parâmetros,  $\delta$ , visando a estabilidade da solução.

A solução de mínimos quadrados com vínculo de suavidade se dá pela resolução do problema do multiplicador de Lagrange, no qual  $\mathbf{e}^T \mathbf{e}$  é minimizado e sujeito a uma restrição dada por:

$$\delta^T \delta = \delta_0^2 \quad (\text{eq.8.5-18}).$$

Ou seja, a soma dos quadrados dos elementos do vetor atualização dos parâmetros,  $\delta$ , está limitada por um valor constante ( $\delta_0^2$ ). Desta forma, estima-se  $\delta$  que minimize a função  $S(\delta, \mu)$  dada por

$$S(\delta, \mu) = \mathbf{e}^T \mathbf{e} + \mu(\delta^T \delta - \delta_0^2) \quad (\text{eq.8.5-19})$$

onde  $\mu$  é um multiplicador de Lagrange.

Diferenciando em relação ao vetor  $\delta$ , obtêm-se uma solução modificada das equações normais apresentadas em (8.5-16):

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu \mathbf{I}) \delta = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-20})$$

cuja solução para  $\delta$  é dada por

$$\delta = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-21}).$$

Nestas equações,  $\mathbf{I}$  é uma matriz identidade ( $m \times m$ ) e o multiplicador de Lagrange,  $\mu$ , é denominado “fator de amortecimento” (“*damping factor*”), pois este efetivamente “amortece” as variações do vetor de parâmetros ( $\mathbf{p}$ ), limitando a energia no vetor discrepância de parâmetros ( $\delta$ ). A eq.(8.5-21) é conhecida, portanto, como solução de “mínimos quadrados amortecida” (“*damped least-squares solution*”).

Uma das principais vantagens do método de inversão por mínimos quadrados é a sua aplicação em quase todos os problemas que exijam a construção de um modelo. Geralmente, a solução do “problema direto” (que transforma um conjunto de parâmetros do modelo em um conjunto de dados sintéticos) é simples, procedendo-se posteriormente no sentido contrário, resolvendo o problema inverso.

Achado um método que encontre a resposta do modelo,  $\mathbf{y}$ , a partir de um conjunto de parâmetros,  $\mathbf{p}$ , deve-se calcular a matriz Jacobiana de derivadas parciais  $\partial y_i / \partial p_j$ . Estas derivadas podem ser resolvidas por diferenciação formal se o modelo for suficientemente simples. Em outros casos, as derivadas parciais podem ser aproximadas por diferenças finitas. Esta última alternativa pode ser computacionalmente dispendiosa. Alternativamente, pode-se recorrer a alguns métodos especiais para determinação das derivadas parciais. Independente destas dificuldades, o modelamento iterativo por mínimos quadrados é bastante versátil e pode ser adotado para uma série de problemas geofísicos inversos.

A classe dos problemas inversos lineares é particularmente simples. Contudo, problemas não lineares (caso dos métodos elétricos) são sempre resolvidos procedendo-se com aproximações que os reduzam localmente a problemas lineares (PARKER, 1977). Podem ser solucionados através de sucessivas aproximações, utilizando um método linear de mínimos quadrados. Esta estratégia padrão adotada na inversão geofísica é denominada de “linearização”.

Para finalizar o desenvolvimento matemático, será introduzido o conceito de “rugosidade”. A magnitude aproximada da rugosidade da variação espacial na resistividade em torno de cada bloco é definida da seguinte forma (SASAKI, 1989):

$$\delta p_j = \alpha_j (\delta p_j^E + \delta p_j^W - 4\delta p_j + \delta p_j^N + \delta p_j^S) \quad j=1,2,\dots,m \quad (\text{eq.8.5-22})$$

onde os índices E, W, S e N referem-se às quatro vizinhanças imediatas do  $j$ -ésimo bloco e  $\alpha_j$  representa o fator gradiente-amplificador. O termo entre parênteses da equação anterior funciona como uma medida da rugosidade da função contínua. A eq.(8.5-22) pode ser reescrita na seguinte forma matricial:

$$\delta \mathbf{p}' = \mathbf{C} \delta \mathbf{p} \quad (\text{eq.8.5-23}).$$

A matriz  $\mathbf{C}$  ( $m \times m$ ), cujos coeficientes são  $\alpha_j$ ,  $-4\alpha_j$ , ou 0, desempenha o papel de um “filtro de rugosidade” sobre  $\delta$ . A rugosidade total do modelo pode então ser definida como:

$$\phi_2 = (\mathbf{C} \delta)^T (\mathbf{C} \delta) \quad (\text{eq.8.5-24}).$$

Minimizando a rugosidade total  $\phi_2$ , sujeita à restrição que  $\phi_1$  seja uma constante conhecida, requer a minimização da seguinte função objetiva:

$$\phi = \phi_2 + \lambda^{-1} (\phi_1 - \text{constante}) \quad (\text{eq.8.5-25}).$$

Então o método dos multiplicadores de Lagrange produz:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu \mathbf{C}^T \mathbf{C}) \boldsymbol{\delta} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-26}).$$

A eq.(8.5-26) é exatamente a eq.(8.5-21) substituindo simplesmente a matriz identidade  $\mathbf{I}$  pela matriz  $\mathbf{C}^T \mathbf{C}$ . Esta é a equação utilizada no método de inversão 2D por mínimos quadrados com vínculo de suavidade, cuja solução será dada por:

$$\boldsymbol{\delta} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu \mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (\text{eq.8.5-27})$$

No caso dos métodos elétricos, a inversão tem por meta a determinação da distribuição da resistividade em subsuperfície determinando-se o potencial elétrico a partir de um conjunto de eletrodos de corrente posicionados na superfície do terreno. O objetivo é minimizar a diferença entre os valores de resistividade elétrica aparente medidos e calculados, visando a determinação do valor da resistividade de cada bloco retangular do modelo 2D. Uma síntese da aproximação iterativa por mínimos quadrados na inversão geofísica será descrita a seguir.

As mudanças de parâmetros,  $\boldsymbol{\delta}$ , a partir da resposta do modelo inicial são determinadas pela eq.(8.5-27). Obtém-se então a atualização do conjunto dos parâmetros que são usados para estimar uma nova resposta do modelo. Em cada etapa, a soma do quadrado do erro entre a resposta do modelo e as medidas (dados observados) é monitorada. A busca iterativa da estimativa dos parâmetros termina quando o erro quadrático ou a variação relativa deste torna-se menor do que um valor pré-estabelecido. Satisfeito este critério de convergência, pode-se dizer que os parâmetros geofísicos estimados produziram um modelo em conformidade com os dados observados, dentro das especificações estabelecidas.

Contudo, a não unicidade da solução nos permite afirmar que uma boa concordância entre o modelo e as observações não necessariamente garante que a solução correta tenha sido encontrada.

## **8.6 Tópicos referentes ao processo de inversão**

Serão discutidos a seguir alguns tópicos específicos do processo de inversão, muitos deles utilizados no programa RES2DINV.

### **8.6.1 Modelo inicial**

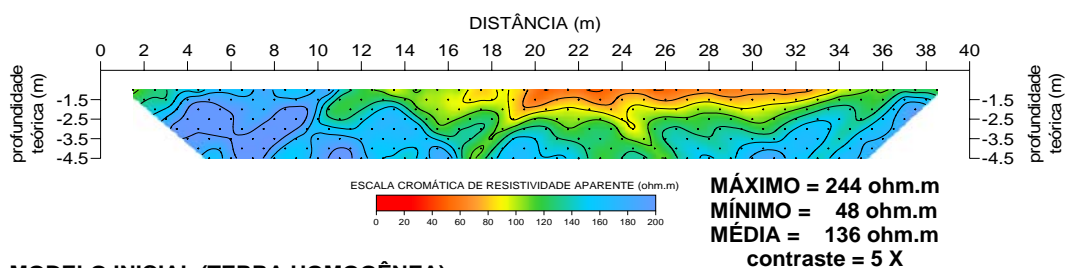
Como visto anteriormente, a inversão de dados 2D de eletrorresistividade, sendo um problema não linear, necessita de um modelo inicial para o processo iterativo. Um modelo de terra homogênea constitui a mais simples suposição que pode ser utilizada como modelo inicial (LOKE & BARKER, 1995).

O software RES2DINV utiliza este recurso, não necessitando da entrada de um modelo inicial por parte do usuário. O modelo é determinado automaticamente, considerando um semi-espço homogêneo com resistividade constante e igual à média dos logaritmos dos valores das resistividades aparentes da pseudo-seção. Isto constitui uma limitação dos processos automatizados de inversão 2D.

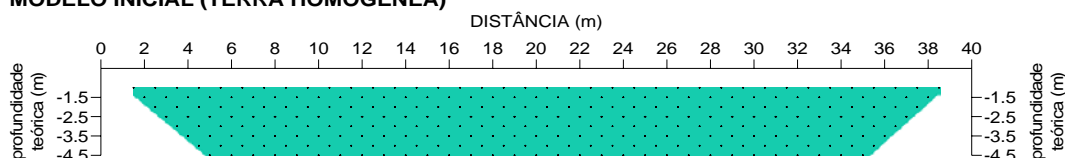
Teoricamente, não haveria maiores problemas em ambientes onde as variações de resistividade são pequenas, pois o modelo inicial apresenta um valor de partida próximo aos valores medidos em geral, acarretando um pequeno erro de ajuste por mínimos quadrados no modelo final (Figura 8.6.1-1).

Caso contrário, em ambientes onde ocorram grandes variações das resistividades, o modelo inicial exibe uma discrepância maior com os valores extremos das resistividades medidas, e o modelo final apresenta um erro de ajuste maior (Figura 8.6.1-2).

### PSEUDO-SEÇÃO DE RESISTIVIDADE APARENTE



### MODELO INICIAL (TERRA HOMOGÊNEA)



### MODELO FINAL

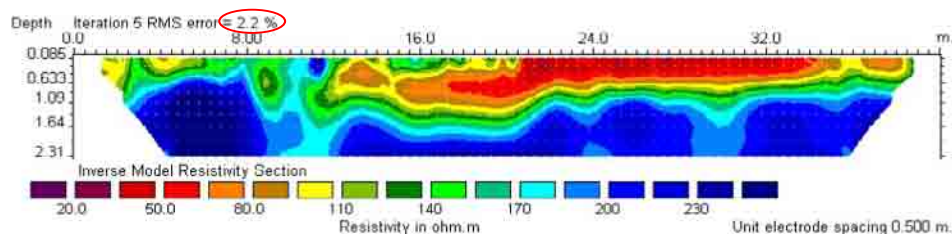
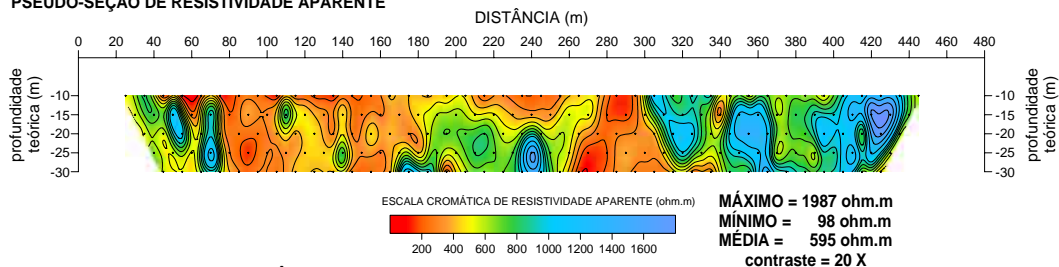
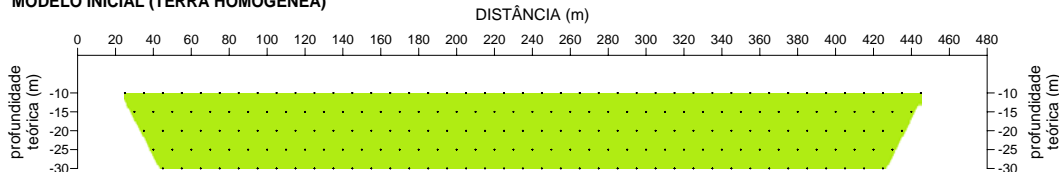


Figura 8.6.1-1 - Dado de campo (acima), modelo inicial (meio) e modelo final (abaixo) de um conjunto de dados com pequena variação de resistividade aparente.

### PSEUDO-SEÇÃO DE RESISTIVIDADE APARENTE



### MODELO INICIAL (TERRA HOMOGÊNEA)



### MODELO FINAL

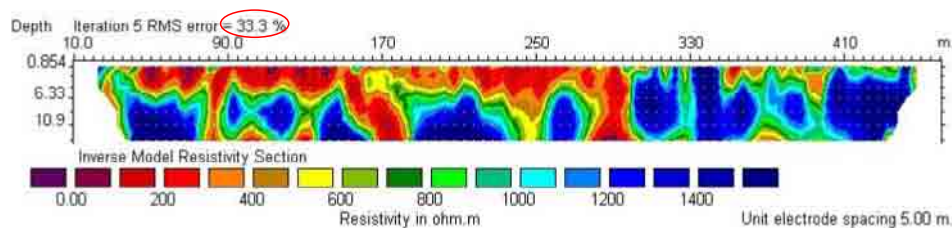


Figura 8.6.1-2 - Dado de campo (acima), modelo inicial (meio) e modelo final (abaixo) de um conjunto de dados com grande variação de resistividade aparente.

A partir deste modelo de terra homogênea, os valores de derivadas parciais da matriz Jacobiana podem ser calculados analiticamente. Depois de cada iteração, a matriz é estimada utilizando uma equação de atualização. Quanto maior for o contraste de resistividades do modelo, maior será a diferença entre a matriz estimada e a verdadeira.

### 8.6.2 Restrições aplicadas ao método de inversão

Dois diferentes tipos de restrição podem ser aplicados ao método de inversão por mínimos quadrados: o método por vínculo de suavidade da norma  $L_2$  e a inversão que minimiza a norma  $L_1$ . Para designação desta última, utilizaremos a expressão “inversão robusta”, diferenciando-se da primeira, que minimiza a norma  $L_2$  e que chamaremos a partir de agora de “inversão por vínculo de suavidade”.

A inversão por vínculo de suavidade procura um modelo suavizado que minimiza a soma do quadrado das variações espaciais do modelo de resistividade (“rugosidade” do modelo) assim como do “erro” (diferença entre o dado medido e o calculado). O fator de amortecimento determina a importância relativa dada à minimização da “rugosidade” do modelo, sendo utilizado para reduzir a amplitude de  $\delta_i$ . Matematicamente é dada pela seguinte equação:

$$(\mathbf{J}_i^T \mathbf{J}_i + \mu_i \mathbf{C}^T \mathbf{C}) \delta_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{g}_i - \mu_i \mathbf{C}^T \mathbf{C} \mathbf{p}_{i-1} \quad (\text{eq.8.6.2-1})$$

onde  $i$  = número da iteração e  $\mathbf{p}_i$  = vetor de parâmetros do modelo

O segundo termo do lado direito da eq.(8.6.2-1) aplica o vínculo de suavidade diretamente sobre o vetor de resistividade do modelo,  $\mathbf{p}_{i-1}$ . Isto garante que o modelo será suave, sujeito ao fator de amortecimento utilizado. O termo também reduz as oscilações nos valores de resistividade do modelo. O vínculo de suavidade é imposto, reduzindo a rugosidade dos parâmetros do modelo com o estabelecimento de uma conexão entre duas células adjacentes, prevenindo severas extrapolações dos valores de resistividade determinados.

A inversão por suavização tende a “ser mais influenciada” por valores que apresentam grande discrepância, o que a torna mais sensível a dados ruidosos. Fornece um melhor resultado em ambiente onde a resistividade em subsuperfície varie de maneira gradativa, resultando em imagens na qual a variação é gradual e sem saltos abruptos.

A inversão robusta (norma  $L_1$ ), de maneira distinta da inversão por suavização, busca um modelo que minimiza a diferença absoluta entre os valores de resistividades aparentes medidos e calculados. É referida na literatura como “blocky inversion” (LOKE et al., 2003) sendo menos



sensível a ruídos e produzindo menos artefatos no modelo. Tolerar melhor a existência de um valor discrepante no universo dos dados. Fornece resultados satisfatórios em locais com variações abruptas de resistividade, produzindo imagem na qual a distribuição das resistividades se dá por degraus. Quando os contrastes de resistividade forem grandes, a inversão robusta fornece, em geral, erro de ajuste inferior à inversão por suavização. Matematicamente, é dada por uma equação que é uma modificação da eq.(8.6.2-1) vista anteriormente:

$$(\mathbf{J}_i^T \mathbf{R}_d \mathbf{J}_i + \mu_i \mathbf{C}^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}) \delta_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{R}_d \mathbf{g}_i - \mu_i \mathbf{C}^T \mathbf{R}_m \mathbf{C} \mathbf{r}_{i-1} \quad (\text{eq.8.6.2-2})$$

Na equação acima,  $\mathbf{R}_d$  e  $\mathbf{R}_m$  são matrizes de ponderação introduzidas para que sejam dados pesos aproximadamente iguais durante o processo de inversão. Nos casos onde se observam tais variações abruptas, a suavização pode produzir um modelo “desfocado”, não representando de maneira fiel as interfaces onde estas ocorrem. Pode ainda “esmaecer” alvos isolados, não os imaginando de forma correta.

Um dado pouco ruidoso e de boa qualidade (que pode ser alcançado com a eliminação de eventuais valores díspares) fornece imagens similares no modelo final se utilizado qualquer um dos dois métodos descritos anteriormente.

CLAERBOUT & MUIR (1973) estabelecem, de uma forma bastante didática, como os conceitos de média e mediana da estatística elementar se relacionam com os quadrados e valores absolutos, respectivamente, fornecendo exemplos com aplicação das normas  $L_2$  e  $L_1$  em diversos dados geofísicos.

### 8.6.3 Discretização do modelo

A parametrização do meio consiste na divisão do domínio em células retangulares, homogêneas, sendo o parâmetro do modelo, a resistividade elétrica “verdadeira” de cada elemento que compõe a malha. As células são comumente denominadas “blocos”.

Os blocos do modelo 2D são arranjados de uma forma não rígida e aproximadamente em conformidade com a distribuição dos dados na pseudo-seção de resistividade aparente.

O problema inverso consiste em determinar um valor de resistividade elétrica de cada célula de tal forma que seja minimizada a diferença entre o valor calculado e o valor de resistividade aparente medido. Para o modelamento direto, a representação minuciosa e detalhada de feições 2D pode ser alcançada com a utilização de blocos de dimensões reduzidas. Por outro lado, no caso do problema inverso, pode parecer sem sentido, a princípio, a utilização

de blocos menores do que a resolução espacial dos dados. Entretanto, a adoção de tal prática, aliada a algum tipo de vínculo incorporado ao processo de inversão, pode produzir uma solução estável e com nível de detalhe no modelo resultante (SASAKI, 1989).

No RES2DINV, a utilização de células com largura igual a meio espaçamento entre eletrodos na malha de elementos finitos fornece resultados mais precisos no cálculo das resistividades do modelo. O custo deste procedimento é o aumento no tempo do processamento, pois a quantidade de blocos do modelo cresce significativamente. Outra desvantagem fica por conta dos “ripples” que o modelo gera próximos à superfície.

O modelo de discretização 2D utilizado no programa, ou seja, a forma pela qual a subsuperfície é subdividida em células (blocos) e que são utilizadas no processo de inversão, é arranjado de maneira similar à distribuição dos pontos (assinalados por “X”) da pseudo-seção de resistividade aparente (Figura 8.6.3-1).



Figura 8.6.3-1 - Arranjo dos blocos utilizado no modelo, juntamente com a posição dos pontos de medida da correspondente pseudo-seção. O arranjo de eletrodos utilizado foi o D-D ( $a=2\text{m}$ , 10 níveis de investigação). O número de blocos é 106, com 135 pontos de medidas em um perfil de 40m de extensão.

Cada bloco ou célula possui os seguintes atributos: um valor de resistividade “verdadeira” (calculada), que é o parâmetro do modelo, uma largura e uma espessura.

O modelo padrão adota células com largura equivalente ao mínimo espaçamento entre eletrodos utilizado. Em casos onde ocorrem grandes variações de resistividade próximas à superfície (situação bastante comum em diversas situações práticas), melhores resultados no processamento dos dados podem ser obtidos utilizando um modelo de células (blocos) mais estreitas.

Os arranjos P-D e D-D são os que apresentam maiores sensibilidades às heterogeneidades superficiais no modo de investigação lateral (WARD, 1990). ASCH & MORRISON (1989) apresentam uma simulação onde dois pequenos corpos condutores e superficiais são capazes de mascarar a anomalia gerada por um alvo mais profundo utilizando o arranjo D-D.

Quanto à espessura dos blocos, a quantidade de fileiras dos mesmos está também fortemente vinculada à distribuição dos pontos da pseudo-seção, plotados de acordo com as profundidades estabelecidas por EDWARDS (1977). Outros dois parâmetros que definem o arranjo discreto utilizado no RES2DINV são: a espessura da primeira fileira de blocos e o incremento (dado em porcentagem) das fileiras subseqüentes em profundidade, de tal forma que nenhum ponto da pseudo-seção extrapole o limite inferior do modelo em profundidade que coincide com a base do bloco da última fileira.

Estes parâmetros podem ser modificados pelo usuário no ajuste do modelo, quando da posse de informações diretas. As profundidades da seção modelada referem-se ao centro do bloco do modelo discretizado.

A distribuição e o tamanho dos blocos são gerados de maneira automática pelo programa de tal forma que o número de blocos não exceda o número de dados (medidas). Entretanto, o programa tem uma opção permitindo que esta condição não seja satisfeita, ou seja, número de blocos pode exceder o número de medidas.

O RES2DINV adota os coeficientes empíricos estabelecidos por EDWARDS (1977) na plotagem dos pontos com relação às profundidades, conforme o arranjo utilizado. A profundidade da base dos blocos no modelo de discretização do meio é aproximadamente igual à profundidade proposta por este autor.

Para o arranjo Wenner e Schlumberger, a espessura da primeira fileira de blocos é 0,5 vezes o espaçamento entre eletrodos. Já para os arranjos P-P, P-D e D-D, esta espessura é de aproximadamente 0,9 , 0,6 e 0,3 vezes o espaçamento entre eletrodos, respectivamente (GEOTOMO SOFTWARE, 2004). Estes valores são aproximadamente as profundidades de investigação de EDWARDS (op cit.) para o primeiro nível dos respectivos arranjos (0,867, para o P-P; 0,519 para o P-D e 0,416 para o D-D). A espessura de cada fileira subseqüente é aumentada de 10% (ou 25%, opcionalmente).

Um típico modelo de blocos utilizado pelo RES2DINV, arranjo D-D, é apresentado na Figura 8.6.3-2. Os dados da pseudo-seção são plotados nos pontos médios entre dipolo emissor e receptor, nas respectivas profundidades adotadas pelo programa. Estes valores estão assinalados no modelo na cor vermelha. Em azul encontram-se as espessuras dos blocos. Neste exemplo, a espessura do primeiro bloco é igual a 0,6m, que corresponde a 0,3 vezes a distância entre eletrodos (2m). A espessura dos blocos inferiores subsequentes é aumentada em 10%, acarretando uma inerente perda da resolução com a profundidade. Em preto está a profundidade da base de cada bloco. Observar que estes valores estão em concordância com as profundidades dos pontos plotados de acordo com o critério de EDWARDS (1977).

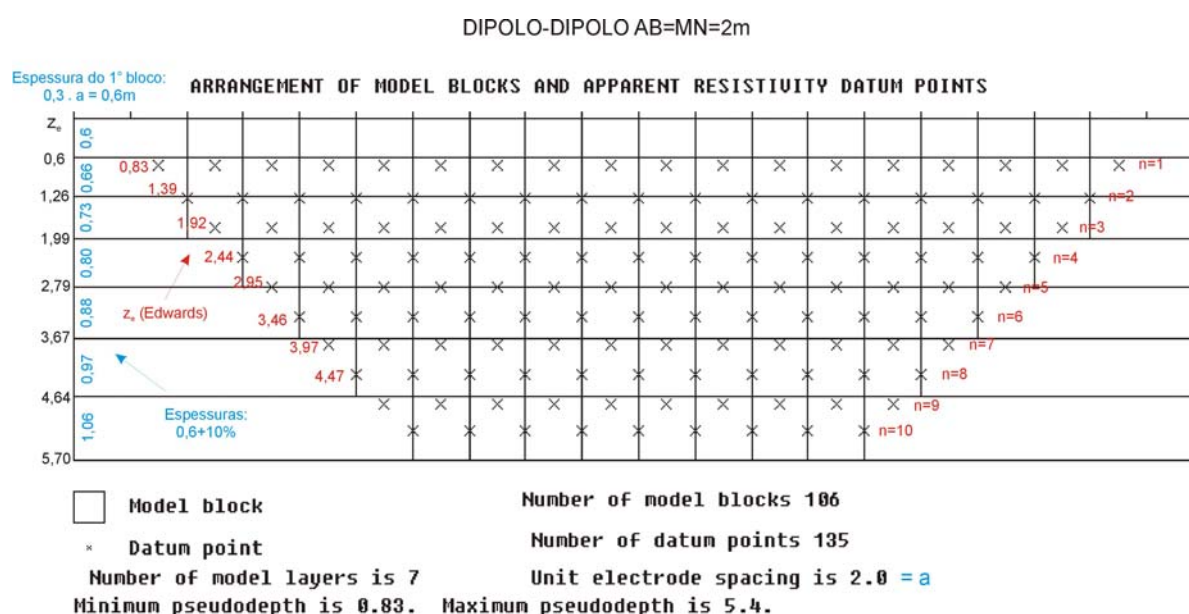


Figura 8.6.3-2 - Modelo de blocos utilizado no RES2DINV, arranjo D-D ( $a=2\text{m}$ ) e respectivos dados plotados de acordo com as profundidades estabelecidas por EDWARDS (1977).

A Figura 8.6.3-3 apresenta um modelo de bloco para outro tipo de arranjo (Wenner,  $a=1\text{m}$  e 10 níveis de investigação) com a espessura da primeira camada igual a  $0,5a$  ( $a$ =menor espaçamento entre eletrodos) e demais blocos com espessuras aumentando de um fator 10%.



Na Figura 8.6.3-5 pode ser observado que, utilizando um determinado arranjo com os mesmos parâmetros (D-D,  $a=1\text{m}$ , 10 níveis de investigação), as profundidades permanecem inalteradas, ainda que modificando-se os valores de resistividades do meio.

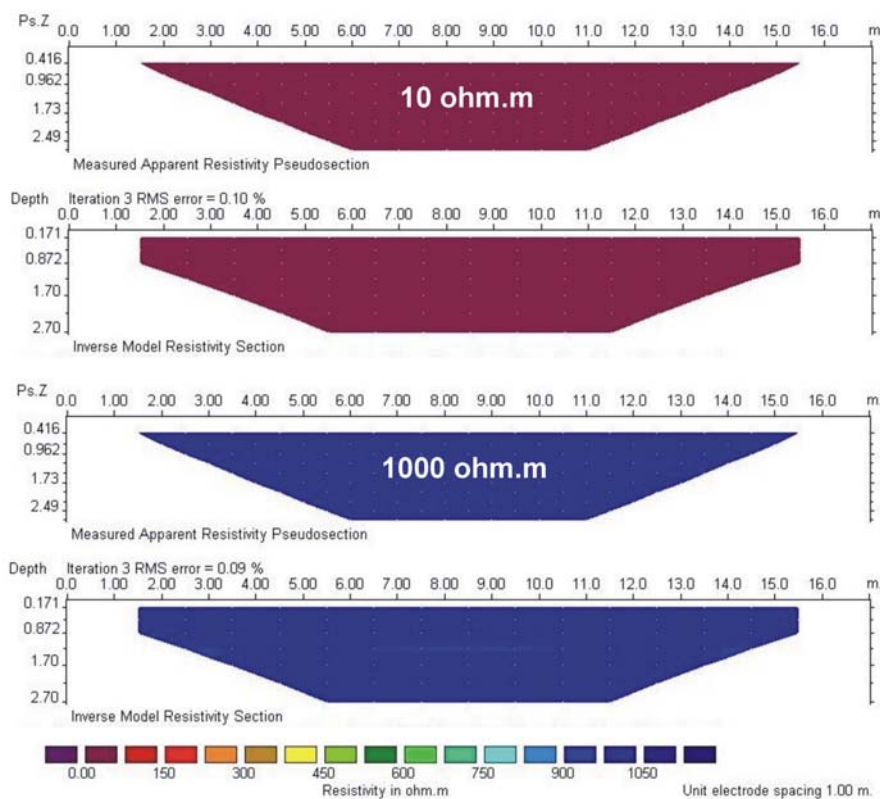


Figura 8.6.3-5 - Seções invertidas correspondentes a dois meios homogêneos com resistividade baixa (10 ohm.m, acima) e alta (1000 ohm.m, abaixo). As profundidades do modelo permanecem inalteradas.

Antes de encerrar este item será discutida sucintamente a forma de discretização do meio, utilizada pelo programa RES3DINV, no caso dos modelos 3D.

O modelo 3D consiste em camadas subdivididas em blocos retangulares, cada qual possuindo um determinado valor de resistividade (Figura 8.6.3-6).

Os blocos que compõe uma fileira possuem o mesmo tamanho. A largura dos blocos geralmente é igual ao espaçamento entre eletrodos. Um melhor refinamento do modelo, assim como no caso 2D, pode ser alcançado utilizando-se larguras equivalentes a meio espaçamento entre eletrodos, o que acarreta também aumento no tempo necessário para inversão dos dados e o cálculo do modelo geológico.

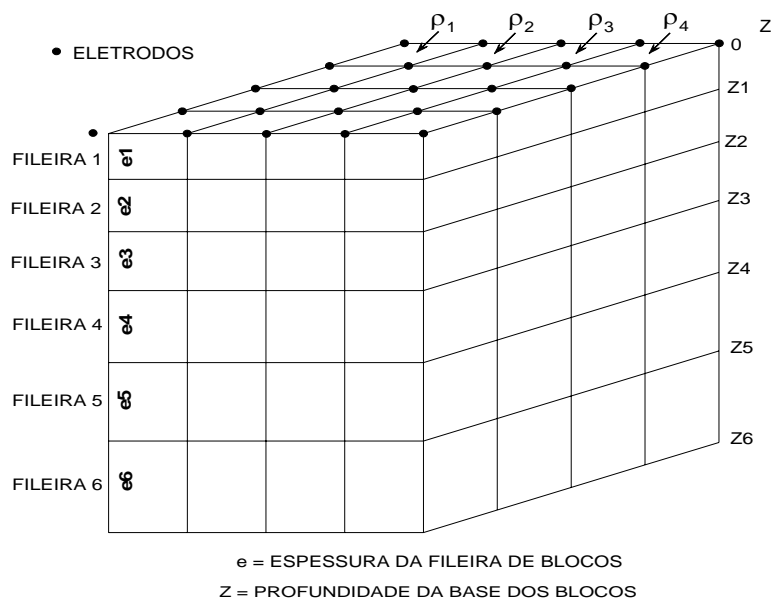


Figura 8.6.3-6 - Modelo de discretização utilizado no processamento dos dados 3D (modificado de LOKE & BARKER, 1996b).

A espessura dos blocos aumenta à medida que aumentam os níveis em profundidade. Os eletrodos ocupam os vértices superiores dos blocos da primeira camada, cuja espessura é de 0,7 vezes o espaçamento entre eletrodos. Testes empíricos realizados por LOKE & BARKER (1996b) demonstraram que, se adotado este valor de espessura, ligeiramente inferior que à “profundidade mediana de investigação” do arranjo P-P (0,867) proposta por EDWARDS (1977), são satisfeitas algumas condições importantes no processo de inversão, quais sejam: tempo de convergência do modelo e resolução do mesmo.

No modelo de discretização, a espessura de cada camada inferior subsequente é aumentada de 15% em relação à superior. O número de camadas do modelo é estabelecido de tal forma que a profundidade do topo superior da última fileira de blocos seja mais rasa que a “profundidade mediana de investigação” correspondente ao maior espaçamento entre eletrodos verificado na aquisição 3D, que no caso de uma malha quadrada de 4 x 4m será igual  $a = 4 \cdot \sqrt{2}$ .

Com os avanços da capacidade computacional, é possível inverter grande volume de dados, como os gerados por levantamentos 3D, sejam estes adquiridos da forma genuína ou por intermédio de uma série de perfis de levantamentos 2D paralelos entre si.

#### 8.6.4 Cálculo da matriz Jacobiana

As técnicas de inversão iterativas requerem as derivadas parciais da resposta do modelo (potencial elétrico) em relação aos seus parâmetros (resistividade de cada bloco do modelo discretizado). A inversão é baseada na solução da matriz Jacobiana de derivadas parciais, também conhecida por “matriz de sensibilidade” que pode ser calculada analítica (em um modelo de terra homogênea, por exemplo) ou numericamente utilizando o método de diferenças finitas ou de elementos finitos. Este processo, no qual é possível ser utilizado o método de Gauss-Newton ou quasi-Newton, geralmente consome excessivo tempo computacional.

O método Gauss-Newton de mínimos quadrados apresenta uma desvantagem: o demasiado tempo computacional gasto no processamento, pois este utiliza derivadas parciais exatas para o cálculo da matriz Jacobiana. Isto pode se tornar um fator crítico quando o volume de dados for elevado, da ordem de muitas centenas a milhares. Uma das características do método é a necessidade de poucas iterações para atingir a convergência. Numa tentativa de redução deste, LOKE & BARKER (1996a) utilizaram o método quasi-Newton na estimativa da matriz Jacobiana.

O método quasi-Newton requer mais iterações para convergir se comparado com o método de Gauss-Newton, embora o tempo gasto para cada iteração seja bem menor. O método quasi-Newton é mais rápido, pois o cálculo das derivadas parciais da matriz Jacobiana é feito por estimativa com técnicas de atualização. O método Gauss-Newton apresenta menores erros de ajuste.

Para modelos com pequenos contrastes de resistividade, LOKE & DAHLIN (2002) observaram que não ocorrem diferenças significativas nos resultados quando utilizados os métodos Gauss-Newton e quasi-Newton. Entretanto, em ambiente onde for grande o contraste ou em complexas distribuições de resistividade, o Gauss-Newton pode fornecer resultados mais precisos do que o quasi-Newton. A Figura 8.6.4-1 ilustra a comparação dos dois métodos, apresentando o erro de ajuste versus o número de iteração para cada um deles.



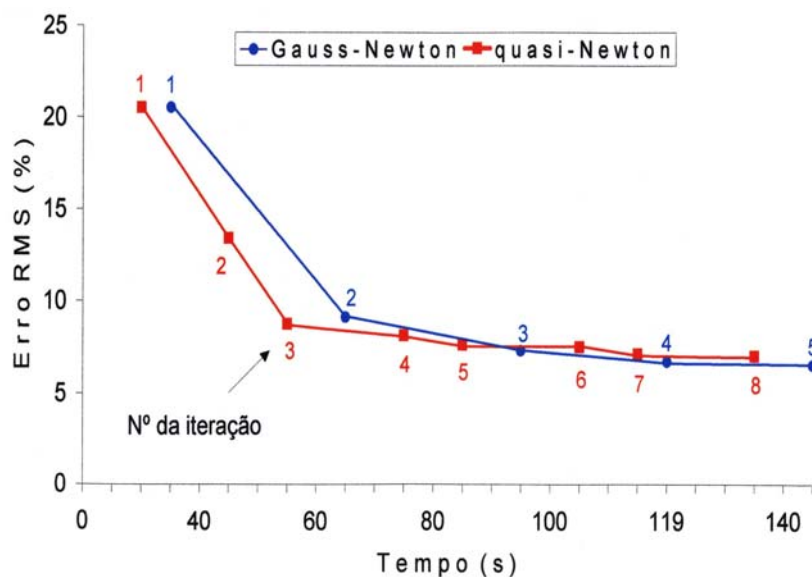


Figura 8.6.4-1 - Comparação dos métodos Gauss-Newton e quasi-Newton, utilizando um dado real de campo e processado em um computador Pentium III, 800 MHz, 512MB de memória RAM.

LOKE E DAHLIN (2002) propõem ainda uma terceira técnica intermediária de otimização (método combinado), além da Gauss-Newton e quasi-Newton. Trata-se de uma técnica que utiliza uma combinação destas e apresenta tempo de convergência e erro de ajuste situado entre as duas anteriores.

Os autores constataram que o melhor compromisso entre qualidade do modelo final e tempo de computação é recalculer a matriz Jacobiana para somente as duas primeiras iterações no processo de inversão, mesmo em situações onde são verificados grandes contrastes de resistividade.

### 8.6.5 Erro de RMS (*root mean square*)

O erro de ajuste dos dados (“*data misfit*”) é calculado pela diferença entre o logaritmo das resistividades aparentes medidas ( $\rho_{a\_OBS}$ ) e calculadas ( $\rho_{a\_CALC}$ ), sendo dado por:

$$D = [(\rho_{a\_OBS} - \rho_{a\_CALC}) / \rho_{a\_OBS}] \cdot 100\% \quad (\text{eq.8.6.5-1})$$

podendo ser calculado para toda a pseudo-seção constituída por “N” dados:

$$D_{rms} = \left( \frac{1}{N} \sum D^2 \right)^{1/2} \quad (\text{eq. 8.6.5-2})$$

O erro de RMS diminui a cada iteração durante o processo de inversão dos dados. A Figura 8.6.5-1 ilustra uma típica curva da variação do erro de RMS com o número de iterações

em um processamento do RES2DINV. Observar a rápida convergência, característica do algoritmo utilizado pelo programa.

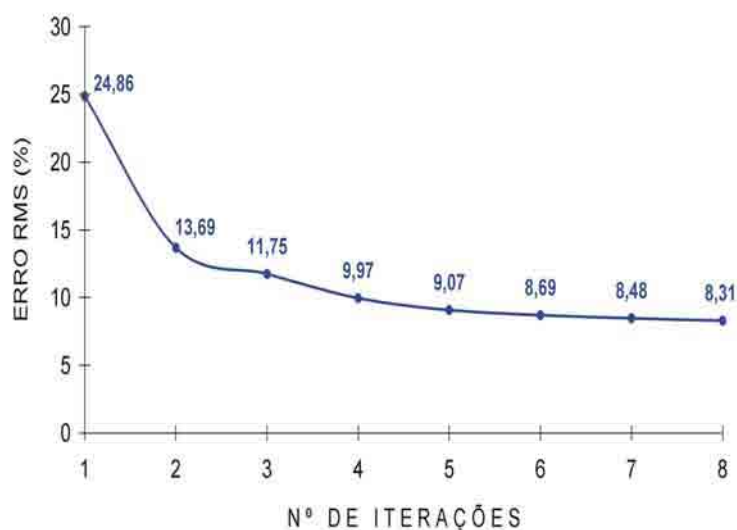


Figura 8.6.5-1 - Erro de RMS versus número de iteração.

Vale a observação que um pequeno valor de RMS não significa necessariamente um bom modelo geológico, podendo apresentar variações irreais das resistividades elétricas, incompatíveis com a realidade.

### 8.6.6 Fator de amortecimento (*damping factor*)

O amortecimento consiste em reduzir sistematicamente a magnitude da variação no modelo, de uma iteração para a subsequente, sendo um tipo de parâmetro de suavização (CONSTABLE et al., 1987).

O fator de amortecimento representa um *trade-off* entre resolução e estabilidade e pode ser usado para controlar a “suavização” da imagem (SASAKI, 1992). A utilização de um fator grande produz imagem mais “desfocada” e com variações de resistividade mais suavizadas, onde o resultado não é muito influenciado pela presença de dados discrepantes. Em contrapartida, um fator pequeno produz imagem mais “focada”, com maiores perturbações nos valores de resistividade.

DAHLIN & ZHOU (2004), executando uma série de testes em modelos sintéticos, recomendaram a utilização de um valor inicial igual a 0,15 e um valor mínimo de 0,03. Os mesmos valores são adotados por OLAYINKA & YARAMANCI (2000a).

Segundo LOKE & DAHLIN (2002), o valor mínimo é usualmente ajustado para 1/10 do valor inicial que, segundo os autores, deve estar entre 0,20 e 0,10. O valor inicial do fator de

amortecimento depende do nível de ruído presente nos dados. Valores maiores devem ser utilizados quando o nível de ruído for grande.

### 8.6.7 Filtro de aplainamento (*flattness filter*)

O filtro de aplainamento,  $\mathbf{F}$ , pode ser ajustado de acordo com as características do dado a ser processado, representando uma forma de inserção de informações geológicas a priori. É constituído de uma componente horizontal e uma vertical, matematicamente expressa por:

$$\mathbf{F} = \mathbf{f}_x \cdot \mathbf{f}_x^T + \mathbf{f}_z \cdot \mathbf{f}_z^T \quad (\text{eq. 8.6.7-1})$$

onde  $\mathbf{f}_x$  representa o filtro de aplainamento horizontal e  $\mathbf{f}_z$  o filtro de aplainamento vertical. O programa RES2DINV permite a seleção do fator de amortecimento para a razão do filtro vertical ( $\mathbf{f}_z$ ) sobre o horizontal ( $\mathbf{f}_x$ ), que por “default” é igual a 1.

Se as anomalias na pseudo-seção se apresentarem alongadas horizontalmente, ou havendo informações da presença de estruturas horizontalizadas em subsuperfície, pode ser escolhido um valor menor que um. Ao contrário, quando a pseudo-seção exibir anomalias alongadas verticalmente o valor escolhido pode ser maior que a unidade.

### 8.6.8 Métodos de otimização

O programa RES2DINV utiliza dois diferentes métodos de otimização para a resolução da equação de mínimos quadrados: o Gauss-Newton padrão (*standard*) e o incompleto.

O Gauss-Newton padrão calcula uma solução exata da equação. Na existência de elevado volume de dados (por exemplo, maior que 2000) recomenda-se a utilização do método incompleto que calcula uma solução aproximada e consome menos tempo no processo de inversão.

### 8.6.9 Sensitividade

A sensitividade exprime uma relação entre potencial e resistividade. Seu valor é uma medida da quantidade de informação acerca da resistividade do bloco do modelo contida no conjunto dos dados. Quanto maior a sensitividade, mais confiável será o valor de resistividade do modelo. Os blocos próximos à superfície apresentam valores elevados, pois a função de sensitividade exhibe altos valores nas proximidades dos eletrodos.

Valores elevados de sensitividade são também observados nos blocos na base e nas extremidades do modelo de elementos finitos, onde possuem maiores dimensões. A visualização

na forma de blocos de iguais tamanhos elimina este efeito, mostrando de forma mais clara as variações de sensibilidade com a profundidade e distância.

#### **8.6.10 Sistemática adotada para o processamento dos dados**

Analisando vários parâmetros utilizados no programa RES2DINV e apresentados nos itens anteriores, conclui-se que a adoção sistemática de alguns critérios pode fornecer melhores resultados na qualidade da imagem e, em determinadas situações, na diminuição do erro de ajuste do modelo.

I) utilização de blocos no modelo discretizado com largura igual à metade do espaçamento de eletrodos. SASAKI (1992) mostra que a adoção deste procedimento sempre fornece melhores resultados nas imagens obtidas. DAHLIN & ZHOU (2004) chegam a conclusão semelhante afirmando que “uma melhor definição do modelo pode ser alcançada com a utilização de célula mais reduzida na malha, durante o processo de inversão dos dados”, fato também observado por LaBRECQUE et al. (1996);

II) na rotina de modelamento direto, utilização do método de elementos finitos ao invés do método de diferenças finitas, com quatro nós por espaçamento de eletrodos, ao invés de dois. Este refinamento adensa a malha e garante mais precisão no cálculo das resistividades aparentes do modelo;

III) matriz Jacobiana recalculada para todas as iterações, ao invés de utilizar a aproximação de quasi-Newton para todas ou para as sucessivas iterações.

Entretanto, alguns parâmetros devem ser ajustados em função das características do dado, que serão discutidos caso a caso.

- a) ajuste do filtro de aplainamento (H/V);
- b) utilização de inversão robusta ou suavizada;
- c) limitação dos valores de resistividade, principalmente quando se utiliza a inversão robusta em dados que apresentam grandes contrastes nos valores de resistividades aparentes.

O programa, por “default”, aplica o vínculo de suavidade sobre o vetor de perturbação e não sobre os valores de resistividade do modelo. Em algumas situações, particularmente na presença de dados extremamente ruidosos, melhores resultados poderão ser obtidos aplicando o vínculo diretamente sobre os valores de resistividade, resultando em modelos que apresentam suaves variações deste parâmetro e erro RMS de ajuste ligeiramente superior.

## 9 MODELAMENTO DIRETO 2D

A modelagem 2D de dados de eletrorresistividade teve grande desenvolvimento nos anos 70 e início de 80 com os trabalhos de COGGON (1971), RIJO (1977), DEY & MORRISON (1979), PRIDMORE et al. (1981) e TRIPP et al. (1984).

Para o cálculo das resistividades elétricas aparentes do modelo, são utilizadas rotinas de modelamento direto 2D. Dentre as técnicas numéricas utilizadas destacam-se os métodos dos elementos finitos, o das diferenças finitas (MUFTI, 1976) e o da equação integral (LEE, 1975; SNYDER, 1976).

A modelagem direta permite a elaboração de modelos sintéticos e a resposta gerada, simulando-se levantamentos hipotéticos com a utilização de diversos arranjos e espaçamento entre eletrodos. Ruídos gaussianos, definidos em termos de porcentagens, podem ser introduzidos na resposta calculada a partir do modelo, simulando situações reais de campo.

É uma ferramenta útil para avaliação do desempenho de determinados arranjos, assim como a comparação dos resultados sintéticos com o dado obtido em campo.

A rotina de modelamento geralmente utiliza a aproximação por elementos finitos (ou diferenças finitas) e determina a distribuição do potencial elétrico devido a fontes pontuais de corrente. A distribuição do potencial pode então ser convertida em valores de resistividade aparente.

São representadas fontes (eletrodos de corrente) em 3D sobre um modelo de Terra 2D, o que implica que a resistividade possa variar de forma arbitrária ao longo das direções “X” (linha do levantamento) e “Z” (profundidade), tendo o modelo uma extensão infinita na direção perpendicular “Y”, ao longo do *strike* das estruturas. DEY & MORRISON (1979) mostram o efeito da extensão do *strike* de um alvo nas respectivas pseudo-seções geradas a partir dos modelos.

Assumindo-se que a condutividade ( $\sigma$ ) do meio varie apenas ao longo de x e z em um modelo de Terra bidimensional (2D), o potencial elétrico (U) gerado por fonte pontuais ( $I_s$ ), é a solução da equação de Poisson, dada por:

$$-\sigma(x, z)\nabla^2 U(x, y, z) = I_s(x, y, z) \quad (\text{eq.10-1})$$

Em alguns algoritmos de elementos finitos, a malha de elementos retangulares é, na realidade, composta por duas células triangulares que formam o retângulo.

O método de elementos finitos na solução de problemas físicos é baseado na minimização da energia (COGGON, 1971). Baseia-se no fato de que, quando uma corrente DC percorre o meio, a potência dissipada é a mínima possível. A subsuperfície é subdividida segundo uma malha de elementos finitos e a dissipação de potência é expressa em termos do potencial elétrico nos vértices e na resistividade elétrica de cada elemento.

A minimização da potência total (uma função de todos os potenciais) determina o conjunto de equações a partir das quais os valores de potencial são obtidos. COGGON (1971) ressalta a importância de dedicar-se maior atenção à dimensão da malha (estrutura de elementos finitos) do que ao tamanho de cada elemento (célula) que a compõe. São exemplos de programas de modelamento direto: RESIX IP2D (Interpex) e RES2DMOD (LOKE, 2002).

O programa RES2DMOD foi utilizado para o modelamento direto dos dados que estão sendo apresentados nesta tese.

## 10 MÉTODOS GEOFÍSICOS COMPLEMENTARES

### 10.1 O método eletromagnético (EM)

#### 10.1.1 Generalidades

Os métodos eletromagnéticos baseiam-se na medida da condutividade elétrica (que é o inverso da resistividade elétrica, ou seja,  $\sigma=1/\rho$ ) ou parâmetros a ela relacionados dos materiais em subsuperfície, utilizando-se campos eletromagnéticos induzidos no terreno e gerados por correntes alternadas de origem artificial ou natural. A condutividade elétrica é expressa em unidades de Siemens por metro (S/m).

As profundidades investigadas pelos métodos EM são inversamente proporcionais às frequências empregadas. Existem sistemas EM que operam com diversas frequências, permitindo uma investigação multinível, possibilitando a construção de seções geelétricas similares às seções de resistividade obtidas pelos caminhamentos elétricos.

O princípio do método é extremamente simples, baseado nas conhecidas Leis de Ampère e de Faraday da física clássica. Consideremos uma bobina transmissora (Tx) energizada com corrente alternada e colocada sobre um terreno (assumido como uniforme) e uma bobina receptora (Rx). A oscilação temporal do campo magnético causada pela corrente alternada na bobina transmissora provoca uma indução de correntes no subsolo. Estas correntes, por sua vez, geram um campo magnético secundário ( $H_s$ ) que é captado, juntamente com o campo primário ( $H_p$ ) na bobina receptora. Os parâmetros medidos pelos sistemas EM são função destes campos, como por exemplo, o vetor resultante  $H_r$  (Figura 10.1.1-1).

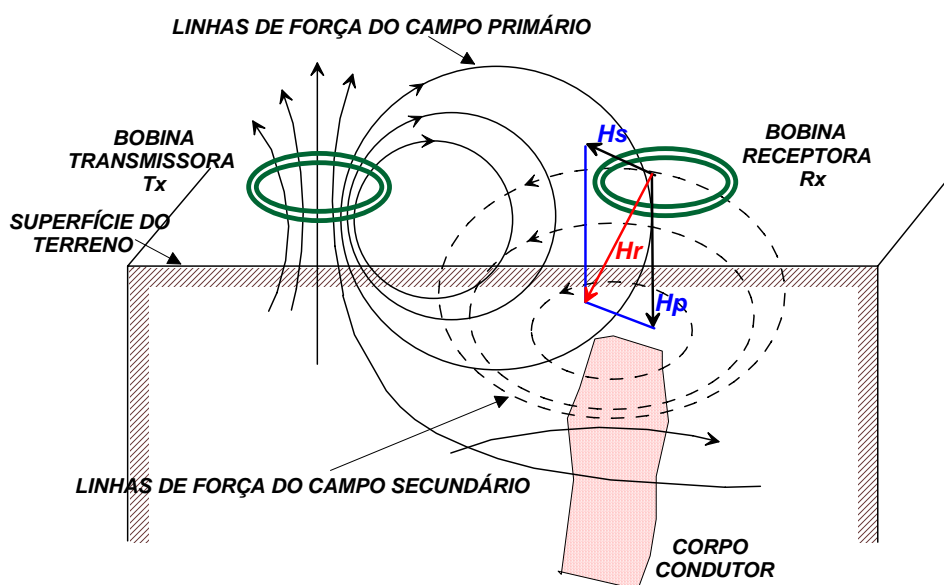


Figura 10.1.1-1 - Ilustração generalizada de um sistema eletromagnético de prospecção.

A principal vantagem do método EM sobre o da eletrorresistividade é o fato de ser um método indutivo, não requerendo um contato galvânico com o terreno (cravação de eletrodos metálicos). A desvantagem fica por conta da extrema sensibilidade do método a ruídos culturais que podem afetar o campo eletromagnético, tais como estruturas metálicas, redes elétricas etc.

### 10.1.2 Instrumentação: o sistema EM-31

Um equipamento largamente utilizado nas investigações hidrogeológicas e ambientais é o sistema EM-31 da Geonics (Figura 10.1.2-1).



Figura 10.1.2-1 - Equipamento EM-31.

Trata-se de um sistema eletromagnético que usa como fonte do campo primário um transmissor a uma dada frequência, sendo esta igual a 9,8 kHz. O EM-31 mede diretamente a condutividade elétrica aparente. Como os valores de condutividade são geralmente muitos baixos, as leituras são dadas em unidades de mS/m (mmho/m). O espaçamento entre as bobinas Tx e Rx é fixo e igual a 3,67m, sendo que a medida é atribuída ao ponto correspondente à metade desta distância.

O campo magnético secundário é uma complexa função da distância entre bobinas ( $s$ ), da frequência de operação ( $f$ ) e da condutividade elétrica do terreno. Sob certas restrições, tecnicamente definidas como “operação sob baixos valores de número de indução” (McNEILL, 1980), o campo magnético secundário torna-se uma função simples destas variáveis, dada por:

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \quad (\text{eq.10.1.2-1})$$



Desta forma, a relação entre o campo magnético secundário e primário fica linearmente proporcional à condutividade do terreno, tornando possível a leitura direta das condutividades medindo-se esta relação. Portanto, a condutividade aparente indicada pelo sistema EM-31 será dada por:

$$\sigma_{ap} = \frac{4}{2\pi f \mu_0 S^2} \left( \frac{H_s}{H_p} \right) \quad (\text{eq.10.1.2-2})$$

Na aquisição dos dados, as bobinas podem estar posicionadas na posição vertical ou horizontal, de acordo com a disposição do seu eixo-dipolo. O eixo-dipolo de uma bobina na posição “horizontal” é vertical (V), e, inversamente, uma bobina na posição vertical possui um eixo-dipolo na posição horizontal (H), como ilustrado na Figura 10.1.2-2.

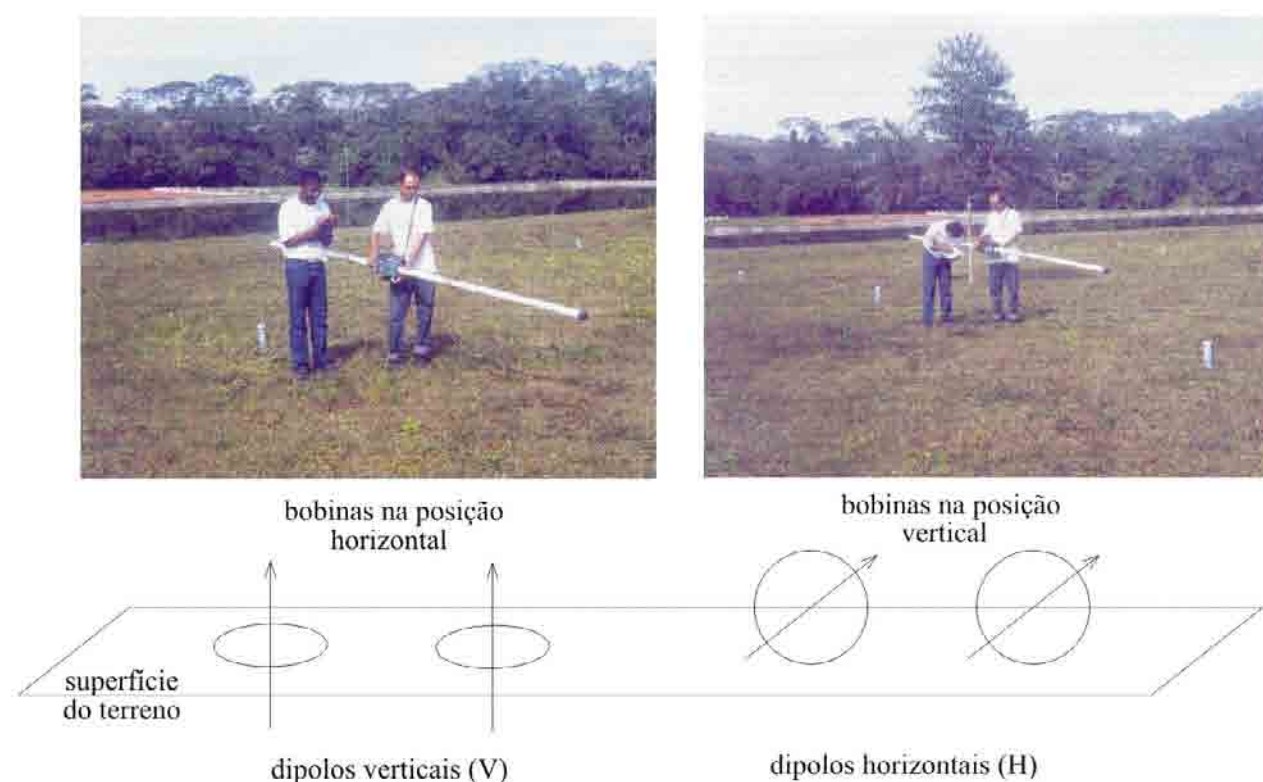


Figura 10.1.2-2 - Disposição das bobinas e dos respectivos eixos-dipolos em medidas efetuadas com o sistema EM-31.

A profundidade de investigação está relacionada com a distância entre as bobinas e a disposição dos eixo-dipolos no momento da medida. Para o dipolo na posição horizontal (bobina vertical) esta profundidade equivale a aproximadamente 0,75 vezes a distância entre os eixos dipolos. Já para o dipolo vertical (bobina horizontal), esta profundidade passa a ser 1,5 vezes. Esta diferença de profundidade de exploração permite estimar a variação vertical da condutividade por meio da comparação dos valores obtidos nas duas configurações de bobinas.

No caso do EM-31, onde o espaçamento entre bobinas é de 3,67m, as profundidades de investigação serão de aproximadamente até 6 metros (dipolos verticais) e até 3 metros (dipolos dispostos horizontalmente).

A condutividade elétrica medida será um valor aparente que representa a integração das condutividades existentes, desde superfície até a uma determinada profundidade de investigação. As curvas de respostas do instrumento de medida em função da profundidade, que serão apresentadas no item a seguir, ilustram este fato.

### 10.1.3 Resposta instrumental em função da profundidade

As expressões da resposta instrumental (relativa e acumulada) em função da profundidade podem ser obtidas considerando-se um semi-espaço homogêneo abaixo da superfície na qual estão posicionadas as bobinas do sistema EM.

Tomando-se uma camada infinitesimal de espessura  $dz$  na profundidade normalizada  $z$ , onde  $z$  é a profundidade dividida pelo espaçamento entre bobinas ( $s$ ), o campo magnético secundário ( $H_s$ ) na bobina receptora, originado do fluxo de corrente dentro desta ou de qualquer outra camada horizontal situada neste semi-espaço, pode ser calculado. É então construída uma função  $\phi(z)$  para ambas as disposições dos dipolos nas bobinas (vertical e horizontal), que descreve a contribuição relativa ao campo magnético secundário proveniente de uma camada de espessura infinitesimal situada a qualquer profundidade  $z$  (Figura 10.1.3-1).

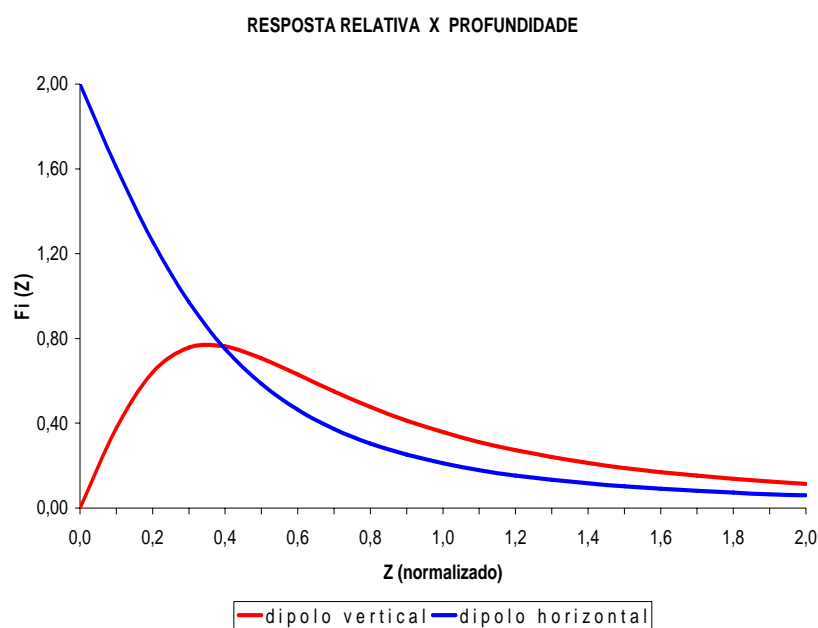


Figura 10.1.3-1 - Resposta relativa versus profundidade para as duas possíveis disposições de dipolo.

As expressões matemáticas correspondentes às curvas apresentadas na Figura 10.1.3-1 para a configuração de dipolo vertical e horizontal são apresentadas nas equações 10.1.3-1 e 10.1.3-2, respectivamente (McNEILL, 1980).

$$\phi_v(z) = \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \quad (\text{eq.10.1.3-1})$$

$$\phi_H(z) = 2 - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (\text{eq.10.1.3-2})$$

Como a condutividade elétrica aparente guarda uma relação com o campo magnético secundário (eq.10.1.2-2), as funções apresentadas na Figura 10.1.3-1 também fornecem a contribuição relativa do material situado a diferentes profundidades ao valor de condutividade aparente medido na superfície. A integral de ambas as funções, de zero até infinito, fornece o campo magnético secundário total na bobina receptora. A partir destas, podem ser definidas outras funções que serão utilizadas para a quantificação dos dados por meio de técnicas de modelamento direto dos mesmos.

#### 10.1.4 Modelamento direto de dados EM

No modelamento direto de dados EM podem ser definidas funções mais úteis para os cálculos, derivadas daquelas apresentadas anteriormente nas eqs.10.1.3-1 e 10.1.3-2 (Figura 10.1.3-1). Ela é definida como a contribuição relativa ao campo magnético secundário (ou a condutividade aparente) proveniente de todo material em subsuperfície abaixo de uma profundidade  $z$ , sendo dada por:

$$R_{v,H}(z) = \int_z^{\infty} \phi_{v,H}(z) dz \quad (\text{eq.10.1.4-1})$$

Esta função, chamada de resposta cumulativa, é ilustrada na Figura 10.1.4-1.

Da mesma forma que para o caso da resposta relativa, as curvas da Figura 10.1.4-1 foram obtidas a partir das seguintes expressões matemáticas (McNEILL, 1980):

$$R_v(z) = \frac{1}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (\text{eq.10.1.4-2})$$

$$R_H(z) = (4z^2 + 1)^{1/2} - 2z \quad (\text{eq.10.1.4-3})$$

É possível calcular a leitura que o equipamento fornece em um modelo de terra arbitrariamente estratificada, simplesmente adicionando a contribuição de cada camada de forma

independente, ponderadas de acordo com suas condutividades e profundidades, conforme Figura 10.1.4-1.

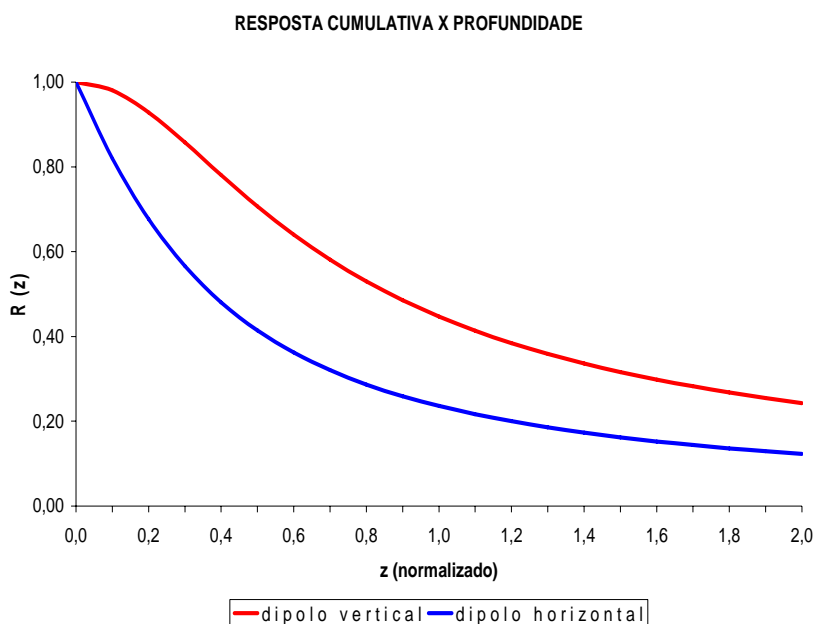


Figura 10.1.4-1 - Resposta cumulativa versus profundidades para as duas disposições de dipolo.

Em um modelo de duas camadas, o valor de condutividade aparente medido pelo instrumento ( $\sigma_{ap}$ ) será dado por:

$$\sigma_{ap} = \sigma_1 [1 - R_{v,H}(z)] + \sigma_2 R_{v,H}(z) \quad (\text{eq.10.1.4-4}).$$

As parcelas do lado direito da equação representam a contribuição da camada superior ( $\sigma_1$ ) e inferior ( $\sigma_2$ ) e  $z$  é a profundidade do topo da segunda camada (ou a espessura da camada superior). Se o modelo de terra for o de três camadas, a expressão para o cálculo será dada por:

$$\sigma_{ap} = \sigma_1 [1 - R_{v,H}(z_1)] + \sigma_2 [R_{v,H}(z_1) - R_{v,H}(z_2)] + \sigma_3 R_{v,H}(z_2) \quad (\text{eq.10.1.4-5})$$

onde  $z_1$  e  $z_2$  são as profundidades do topo da segunda ( $\sigma_2$ ) e terceira camada ( $\sigma_3$ ), respectivamente.

A quantificação de dados EM permite estabelecer correlações diretas com os dados modelados de eletrorresistividade obtidos pelos processos de inversão.

## 10.2 O Método GPR

O GPR (“ground penetrating radar”) é um método de investigação geofísica por meio de ondas eletromagnéticas de altas frequências (10-2.000 MHz).

Um pulso de energia de alta frequência é irradiado para o subsolo por intermédio de uma antena transmissora, sofrendo reflexões, refrações e difrações, sendo então captado por uma antena receptora.

Os dados adquiridos normalmente são apresentados na forma de seções onde cada posição de medida em superfície corresponde a um traço que representa o tempo duplo de percurso do sinal refletido/difratado em discontinuidades presentes no subsolo. A coleta de um grande número de traços, possível graças à rapidez com que o levantamento geralmente é conduzido, produz uma seção de alta resolução, porém com alcance limitado de penetração.

As reflexões das ondas de radar ocorrem nas interfaces de materiais com distintos valores de permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ), grandeza comumente expressa por um número adimensional denominado constante dielétrica (K), que se relaciona com a permissividade pela eq. 10.2-1,

$$\epsilon = K \cdot \epsilon_0 \quad (\text{eq.10.2-1})$$

onde  $\epsilon_0$  é a permissividade dielétrica do vácuo.

A conversão das seções em tempo para profundidade pode ser efetuada se for conhecida a velocidade (v) de propagação da onda no meio, dada pela seguinte expressão:

$$v = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (\text{eq.10.2-2})$$

onde c é velocidade da onda eletromagnética no vácuo (=0,3 m/ns).

Para uma dada frequência, a penetração do pulso de radar no interior do solo é limitada fundamentalmente pela condutividade elétrica do terreno. A atenuação ( $\alpha$ ) possui uma correlação direta com a condutividade ( $\sigma$ ), sendo dada, segundo DAVIS & ANNAN (1989), por:

$$\alpha(\text{dB/m}) = 1,69 \frac{\sigma(\text{mS/m})}{\sqrt{K}} \quad (\text{eq.10.2-3}).$$

A eq.(10.2-3) mostra que nos meios onde predominam altos valores de condutividade, a atenuação será grande, o que pode limitar a eficácia da técnica em determinadas situações.

Entretanto, tal comportamento do sinal eletromagnético possibilita o emprego do radar no mapeamento de alvos condutivos, onde podem ser estabelecidas correlações diretas de seções GPR ou de mapas de amplitude com os dados de eletrorresistividade.

A frequência de operação é escolhida de forma a fornecer a relação mais vantajosa entre penetração e resolução para um determinado objetivo. Sinais de alta frequência produzem alta resolução, porém baixa penetração, ocorrendo o inverso para sinais de baixa frequência.

A constante dielétrica de solos e rochas é fortemente influenciada pela presença de água. A água apresenta elevada constante dielétrica ( $K=80$ ) se comparada à dos materiais geológicos secos (geralmente inferior a 10). A dependência da velocidade do sinal do radar com o conteúdo de água nas litologias é o que possibilita o emprego do GPR em aplicações hidrogeológicas em geral.

Mais detalhes sobre o método pode ser encontrado em GANDOLFO (1999).

## PARTE II - MATERIAIS E MÉTODOS

### 11 O PROGRAMA RES2DINV

O programa RES2DINV v.3.54 (GEOTOMO SOFTWARE, 2004) foi adquirido em projeto FAPESP de Auxílio à Pesquisa (Processo nº04/01239-8). Tem sido largamente utilizado no meio técnico-científico e acadêmico por diversas universidades e empresas de geofísica.

O RES2DINV é um programa computacional que determina de forma automática um modelo bidimensional (2D) de resistividade elétrica em subsuperfície utilizando os dados obtidos em levantamentos de caminhamento elétrico. É capaz de inverter expressivos volumes de dados em microcomputadores de boa capacidade. Os dados devem ser coletados de tal forma que os eletrodos estejam alinhados e seja constante o espaçamento entre eletrodos adjacentes. O programa aceita dados obtidos com diversos tipos de arranjos: Wenner, D-D, P-D, P-P, dentre outros, vários destes utilizados no desenvolvimento desta tese.

Um aspecto interessante a ser explorado no software é a possibilidade de se trabalhar com arranjos “não convencionais”, explorando o infinito número de possibilidades que o dispositivo eletródico possa assumir em uma aquisição de dados. Para ilustrar a simplicidade deste procedimento, informam-se ao programa o número de eletrodos utilizados em cada aquisição de uma medida, a posição espacial de cada um deles (corrente e potencial) e o valor medido de resistividade elétrica aparente.

Embora o escopo deste trabalho não seja explorar os tais arranjos “não convencionais”, este artifício pode ser utilizado para “mixar” dois distintos arranjos tradicionais (exemplo, Wenner e D=D) ou possibilitar a entrada de dados para o processamento em aquisições com geometrias diferenciadas como, por exemplo, a apresentada na Figura 7-1 (Capítulo 7) onde se almeja o aumento de resolução utilizando um arranjo tradicional como o D-D.

O programa permite a inserção de dados de topografia, fator que deve ser considerado desde que existam variações significativas ao longo da linha do levantamento. No trabalho ora apresentado, não foram levados em consideração estes efeitos, uma vez que nas três áreas onde foram realizados os levantamentos a topografia é extremamente plana.

Vários outros aspectos do programa já foram discutidos e analisados com mais detalhe no item 8.6 (Capítulo 8) apresentado anteriormente.

## 12 O PROGRAMA RES2DMOD

O RES2DMOD (LOKE, 2002) é um programa de livre utilização fornecido juntamente com o RES2DINV. Adota o algoritmo desenvolvido por DEY & MORRISON (1979), com algumas melhorias.

O programa calcula a pseudo-seção teórica de resistividade elétrica aparente para um modelo 2D de subsuperfície definido pelo usuário. O RES2DMOD aceita diversos arranjos tais como o Wenner (alfa, beta e gama), gradiente, P-P, P-D, e D-D, sendo útil para a avaliação dos mesmos e das respectivas respostas frente à diversas simulações de modelos de subsuperfície.

No cálculo das resistividades aparentes pode ser utilizada uma rotina de diferenças finitas ou de elementos finitos. A primeira é mais rápida, enquanto que a segunda deve ser empregada quando for aplicada correção topográfica nos dados.

A malha de elementos finitos é formada por blocos retangulares. Os blocos são delgados próximos à superfície tendo um incremento de espessura à medida que a profundidade aumenta. As profundidades do modelo podem ser definidas pelo usuário e correspondem à base de cada bloco.

A malha pode ter dois ou quatro nós entre eletrodos adjacentes, correspondendo a um refinamento horizontal. É possível também utilizar uma malha mais fina, incrementando a resolução vertical, procedimento recomendado para situações de grandes contrastes nas resistividades (maior que 20:1). Qualquer que seja a direção do refinamento, o cálculo da resistividade aparente será mais preciso com a utilização de uma malha mais fina ao custo de um tempo computacional maior.



### 13 EQUIPAMENTO UTILIZADO

Para a coleta dos dados apresentados nesta tese utilizou-se o resistivímetro Terrameter SAS 300B cujas características básicas são descritas a seguir.

O sistema Terrameter consiste em uma unidade básica SAS 300B e um acessório denominado “Booster SAS 2000”, que o complementa em situações onde se torna necessária a utilização de valores mais elevados de tensão/corrente (Figura 13-1).



Figura 13-1 - SAS 300B e “Booster SAS 2000” compondo o sistema Terrameter.

O sistema é dotado de uma tecnologia denominada “Signal Averaging System (SAS)”, no qual sucessivas medidas são tomadas automaticamente. A média das leituras é atualizada continuamente e apresentada no visor do equipamento.

O Terrameter SAS 300B pode operar de duas maneiras. No modo de medida de voltagem, o equipamento mede apenas potenciais DC naturais, funcionando como um simples milivoltímetro empregado em levantamentos de SP (potencial espontâneo). O segundo modo, mais comum, é utilizado em levantamentos de eletrorresistividade e fornece a relação  $\Delta V/I$ . Os eletrodos de corrente são conectados através de cabos aos terminais C1 e C2, enquanto os de potencial aos terminais P1 e P2 do equipamento (Figura 13-1).

Três unidades básicas estão inseridas no corpo do SAS 300B: transmissor, receptor e um microprocessador. O transmissor envia para o solo uma corrente em pulsos DC, regulada e com uma forma de onda bem definida (Figura 13-2).

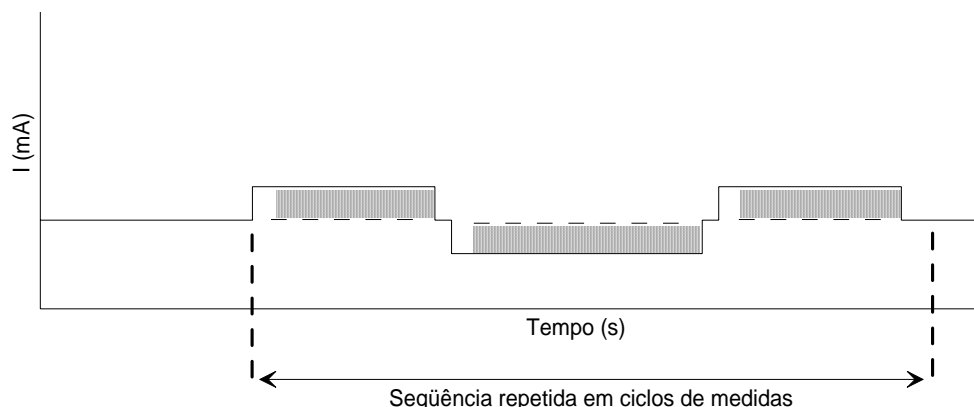


Figura 13-2 - Forma de onda da corrente transmitida. O sinal de resposta (voltage) é medido pelo receptor em intervalos de tempo discretos (hachurado).

O receptor é capaz de discriminar do sinal de entrada o potencial espontâneo, o ruído e o sinal DC originado pela passagem da corrente no solo, emitida pelo transmissor. O microprocessador se encarrega de monitorar e controlar operações e cálculos dos resultados.

Compensando o potencial espontâneo DC e rejeitando o ruído, é obtida apenas a medida da voltage ( $\Delta V$ ) relacionada à passagem da corrente transmitida ( $I$ ). O valor calculado ( $\Delta V/I$ ) é apresentado na forma digital no visor do equipamento em unidades de  $k\Omega$ ,  $\Omega$  ou  $m\Omega$ .

A intensidade da corrente pode ser ajustada pelo operador estando disponíveis valores fixos e iguais a 0,2; 0,5; 1; 2; 5; 10 e 20mA em 160V. Com a utilização do “Booster”, são disponibilizadas correntes de maiores intensidades (50; 100; 200 e 500mA) a uma tensão máxima de 400V.

O sinal pode ser emitido seqüencialmente em 1, 4, 16 ou 64 ciclos, opção ajustada pelo operador por intermédio de uma chave seletora. Experiências práticas mostram que leituras utilizando 4 ciclos são as que apresentam o melhor custo/benefício. As opções de 16 ou 64 ciclos são adequadas para atenuação de ruídos em locais onde estes sejam excessivos.

Normalmente o “Booster” é controlado pela unidade do SAS 300B, podendo, entretanto, ser operado individualmente com o auxílio de uma caixa de controle externo. Operando conjuntamente, um cabo de conexão interliga os dois dispositivos e a corrente é enviada através dos terminais C1 e C2 do “Booster”. O SAS 300B e o “Booster” são alimentados por baterias internas de 12V, podendo ainda ser utilizada uma bateria externa automotiva, o que garante maior autonomia em campo para o equipamento.

### PARTE III - APLICAÇÃO

## 14 ÁREA DE ESTUDO 1 - RAIA OLÍMPICA (USP)

### 14.1 Contexto geral e localização

A área de estudo 1 está localizada nas proximidades da Raia Olímpica, situada nas dependências do Centro de Práticas Esportivas da USP - CEPEUSP, na Cidade Universitária Armando Salles Oliveira (Figura 14.1-1). No local foram desenvolvidos trabalhos de pesquisa inseridos em projeto FAPESP denominado “Os Impactos da Urbanização nas Águas Subterrâneas da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, São Paulo” (Processo nº 02/07202-3), em parceria com o *Centre Européen de Recherche et d’Enseignement de Géosciences de l’environnement-CEREGE*.



Figura 14.1-1 - Área de estudo localizada na Raia Olímpica da USP (Imagem do satélite IKONOS, 2002).

Informações geológicas e hidrogeológicas puderam ser obtidas em decorrência da instalação de poços multiníveis com amostragem completa do perfil estratigráfico e o monitoramento do nível d’água, no contexto do referido projeto, o que possibilitou uma boa correlação das informações diretas com os dados geofísicos coletados na área.

### 14.2 Geologia e hidrogeologia

A área de estudos encontra-se na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, integrante do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI et al., 1992). Sedimentos terciários do

Grupo Taubaté, composto pelas formações Resende, Tremembé e São Paulo, superpostos pela Formação Itaquaquetuba recobrem as rochas cristalinas do embasamento constituído por granitos, migmatitos diversos, gnaisses graníticos e oftalmíticos (MELO et al., 1989). Na área da Cidade Universitária afloram as Formações São Paulo (Grupo Taubaté) e Itaquaquetuba (IRITANI, 1993).

A Formação Itaquaquetuba corresponde aos depósitos de sistema fluvial entrelaçado que ocorrem sob aluviões holocênicos dos rios Tietê, Pinheiros e Tamanduateí. Nas proximidades do local onde foi realizado o levantamento (porção norte da Cidade Universitária) ocorrem estes sedimentos. Na Raia Olímpica, ocorrem sedimentos aluviais quaternários sobrepostos aos sedimentos terciários da Formação Itaquaquetuba, constituídos principalmente por arenitos, conglomerados e lamitos.

Localmente, a geologia compreende uma seqüência de depósitos fluviais do rio Pinheiros, sendo a área de estudo a sua planície de inundação. De acordo com a informações dos poços de monitoramento perfurados, o depósito sedimentar compreende uma seqüência de materiais argilo-siltosos, gradando para arenosos até cerca de 7,5 metros de profundidade. Neste pacote, ocorre uma intercalação de argila orgânica com espessura de aproximadamente 1,5 metros. Abaixo deste pacote ocorre uma camada de argila compacta, considerada hidrogeologicamente como um aquítarde.

A área é caracterizada pela presença de um nível d'água subterrâneo relativamente raso (em torno de 3m). A condutividade elétrica da água subterrânea, medida em alguns poços, apresenta valores entre 200 a 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (25 a 50  $\Omega\text{m}$ ).

### **14.3 Levantamentos geofísicos realizados**

Os primeiros ensaios foram realizados no final do mês de junho e início de julho do ano de 2003. A Figura 14.3-1 ilustra uma das aquisições de dados em campo.

Foi demarcado um perfil com 40 metros de extensão, paralelo à direção da raia, com estacas de referência posicionadas a cada 2 metros. Sobre este perfil foram realizados quatro caminhamentos elétricos, utilizando inicialmente o arranjo D-D, com espaçamento entre dipolos iguais a 4, 2, 1 e 0,5m. Estes parâmetros foram dimensionados em função do conhecimento da profundidade aproximada do nível d'água local (em torno de 3m). A Tabela 14.3-1 apresenta os parâmetros utilizados e informações adicionais dos perfis D-D realizados.



Figura 14.3-1 - Aquisição de dados em campo com medida simultânea da profundidade do nível d'água.

Tabela 14.3-1 - Parâmetros e informações adicionais dos levantamentos D-D realizados na Raia Olímpica da USP.

<b>Espaçamento entre dipolos (a=AB=MN)</b>	<b>Níveis de investigação</b>	<b>Número de medidas</b>	<b>Duração do levantamento</b>
0,5m	12	870	9h 40'
1m	12	390	5h 00'
2m	10	135	2h 30'
4m	6	33	35'

Nesta etapa, foram ainda realizadas duas sondagens elétricas verticais (SEVs), com o objetivo de determinar com maior precisão a distribuição vertical das resistividades elétricas.

As SEVs foram realizadas nas proximidades dos poços para se estabelecer uma direta correlação geológica com o modelo geoeletrico. A primeira SEV, localizada na estaca 12, encontra-se nas proximidades do poço de monitoramento PM-1R, enquanto que a SEV realizada na estaca 25 encontra-se próxima ao poço PM-2R (Figura 14.3-2).

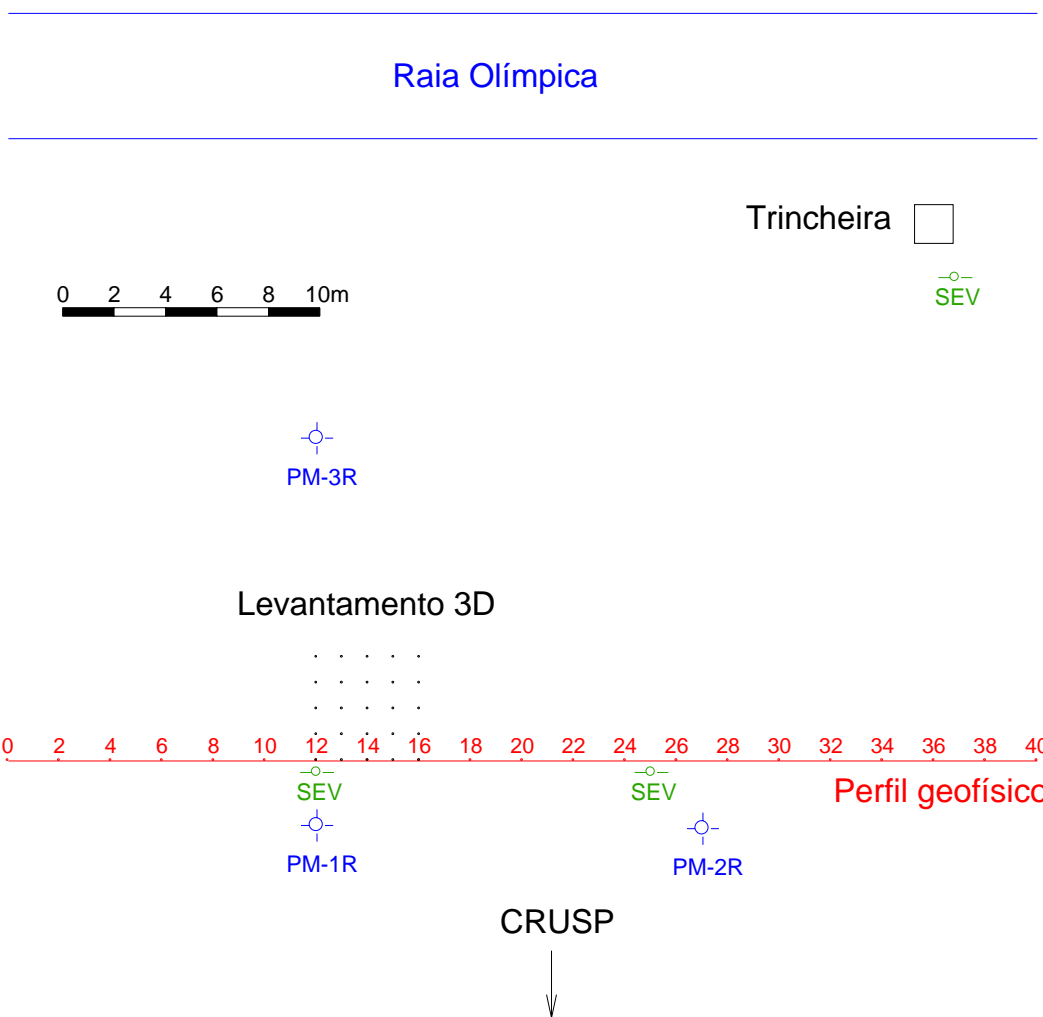


Figura 14.3-2 - Croqui com a localização do perfil e demais ensaios realizados na Raia Olímpica. São apresentadas também as localizações dos poços de monitoramento.

Como o objetivo da investigação foi raso, utilizou-se uma abertura inicial entre eletrodos de corrente igual a 1,2 m e entre eletrodos de potencial igual a 40 cm ( $AB/2=0,6\text{m}$  e  $MN/2=0,2\text{m}$ ). O arranjo utilizado foi o de Schlumberger. Foi efetuada uma operação de embreagem nas medidas com  $AB/2=2,5\text{m}$  e  $3,0\text{m}$  quando a abertura  $MN/2$  passou a  $0,5\text{m}$ , valor que se manteve constante até o final da sondagem elétrica. A Figura 14.3-3 ilustra a realização de uma das SEVs na área da Raia Olímpica.

Foi também realizado um caminhamento eletromagnético com o equipamento EM-31 sobre o perfil de 40 metros (Figura 14.3-4).

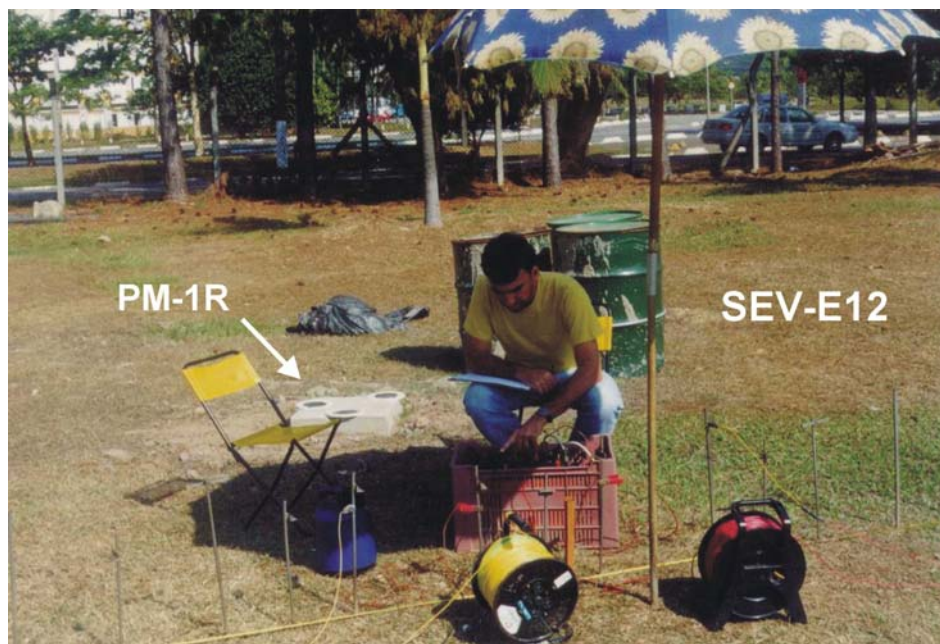


Figura 14.3-3 - SEV realizada nas proximidades do poço PM-1R (estaca 12).

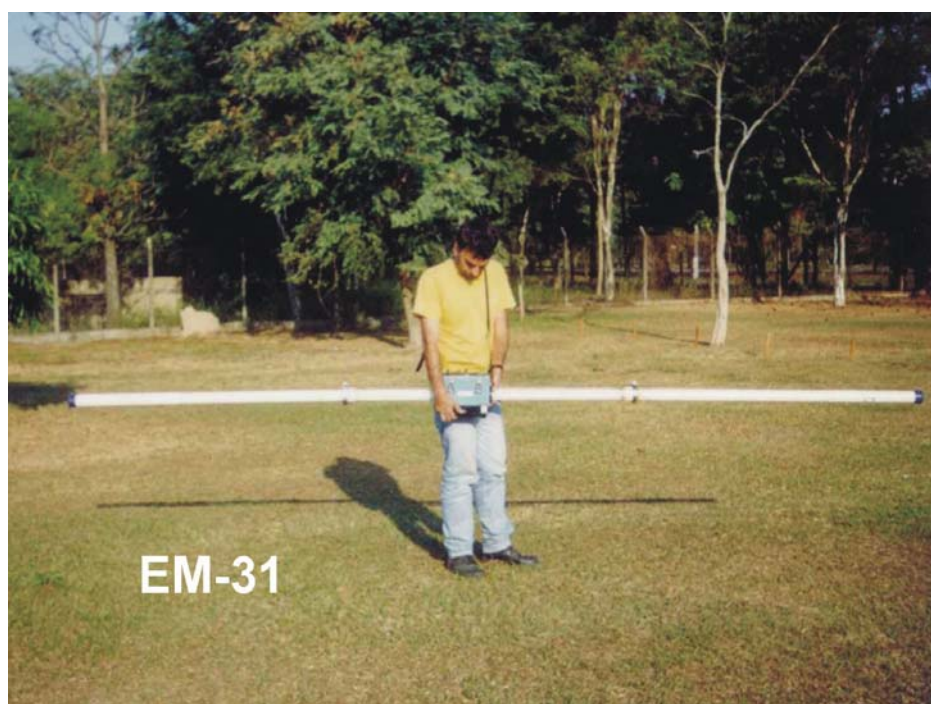


Figura 14.3-4 - Equipamento EM-31 para medida de condutividade elétrica do terreno.

Uma segunda etapa do levantamento geoeétrico foi realizada nos meses de setembro e outubro de 2003 quando foram efetuados caminhamentos com os arranjos P-D e P-P, espaçamento entre eletrodos igual a 4, 2 e 1m e total de nveis de investigao idnticos aos utilizados no arranjo D-D descrito anteriormente. Para execuo dos arranjos P-D e P-P os eletrodos posicionados no “infinito” estavam a aproximadamente 530m dos extremos do perfil.

No mês de agosto de 2003 foi realizado um levantamento GPR. O equipamento utilizado foi o Interragator II, antena de 300 MHz e espaçamento entre traços igual a 2,5cm (Figura 14.3-5)



Figura 14.3-5 - Levantamento GPR com o equipamento Interragator II.

No final do mês de janeiro de 2004 foi também realizado um ensaio sobre o perfil utilizando o arranjo Wenner. O espaçamento utilizado entre eletrodos iniciou com 0,5m para o primeiro nível de investigação, passando para 1m, 2m, até 10m para os níveis subseqüentes, totalizando oito.

Uma terceira SEV foi realizada nas proximidades de uma trincheira escavada no mês de abril de 2004, na qual puderam ser determinadas as resistividades verdadeiras de algumas litologias características da área de estudo. A escavação foi coordenada por pesquisadores do IAG-USP (PAIXÃO, 2005). A abertura da trincheira (dimensões de 1,5m<sup>2</sup> de área e 3,5m de profundidade) tinha por objetivo a coleta de amostras para análise granulométrica dos horizontes e obtenção de alguns índices físicos do solo (densidade aparente, teor de umidade, porosidade total e grau de saturação).

Completando a investigação, foi realizada em caráter experimental, uma nova metodologia de aquisição (levantamento 3D de eletrorresistividade) para avaliar a potencialidade desta técnica. Foi utilizado o arranjo P-P com eletrodos dispostos em uma malha regular de 4m x 4m, totalizando 25 eletrodos.



## 14.4 Resultados obtidos

A seguir serão apresentados os resultados obtidos. Primeiramente serão abordadas as informações relativas aos dados diretos disponibilizados (poços, trincheiras), calibrando-se as duas SEVs realizadas nas proximidades. Em seguida, serão analisados os dados 2D de eletrorresistividade, estabelecendo-se as devidas correlações.

### 14.4.1 Informações diretas (poços de monitoramento)

Os dados geofísicos adquiridos no perfil de 40m puderam ser correlacionados com as informações geológicas provenientes da descrição dos poços perfurados na área, PM-1R e PM-2R, cujo perfil descritivo é apresentado na Figura 14.4.1-1.

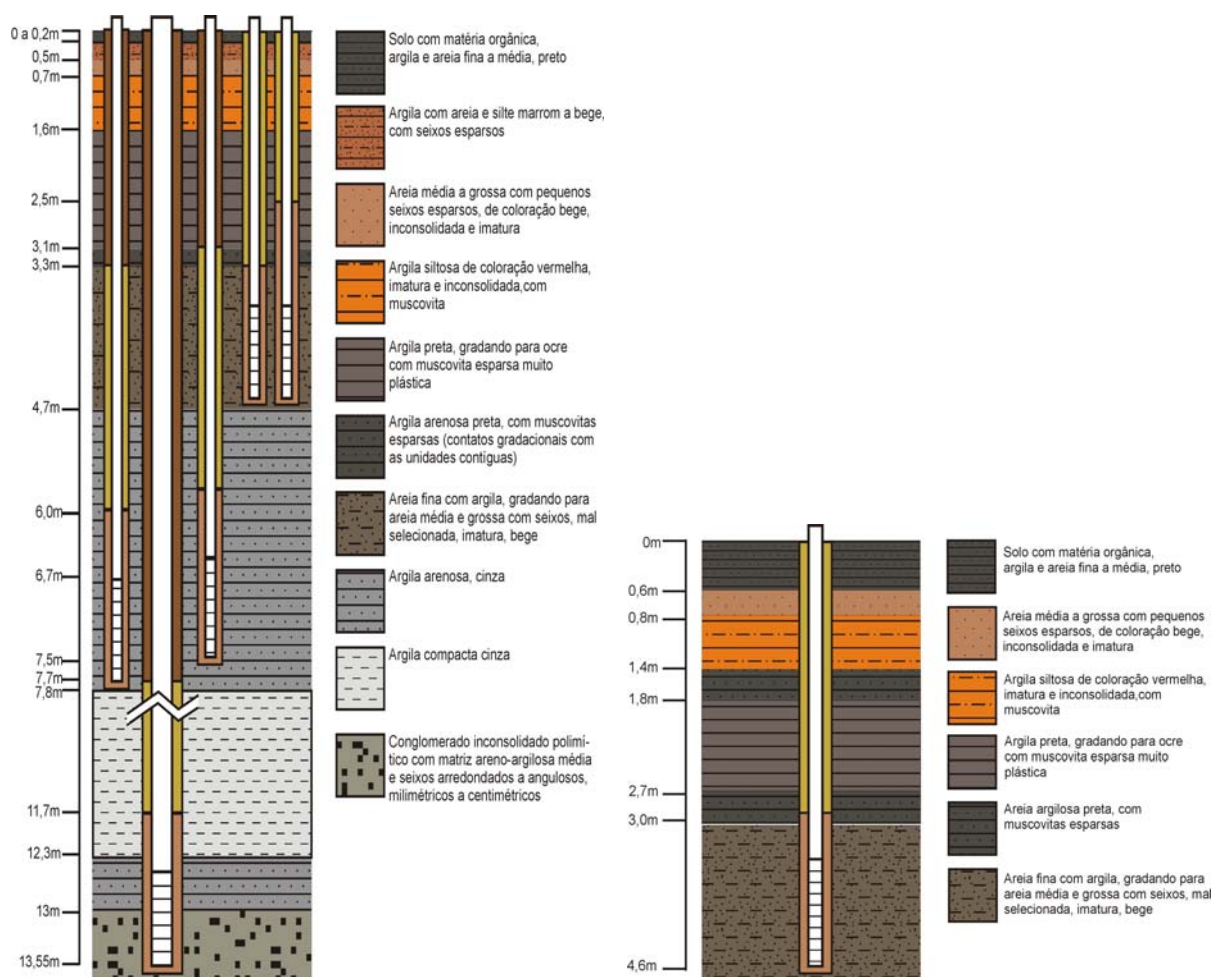


Figura 14.4.1-1 - Perfil descritivo dos poços de monitoramento PM-1R (esquerda) e PM-2R (direita).

Com base na descrição estratigráfica destes dois poços, que são interceptados pela linha de investigação geofísica, foi elaborado um perfil geológico correlacionando-se as diversas unidades litológicas correspondentes (Figura 14.4.1-2).

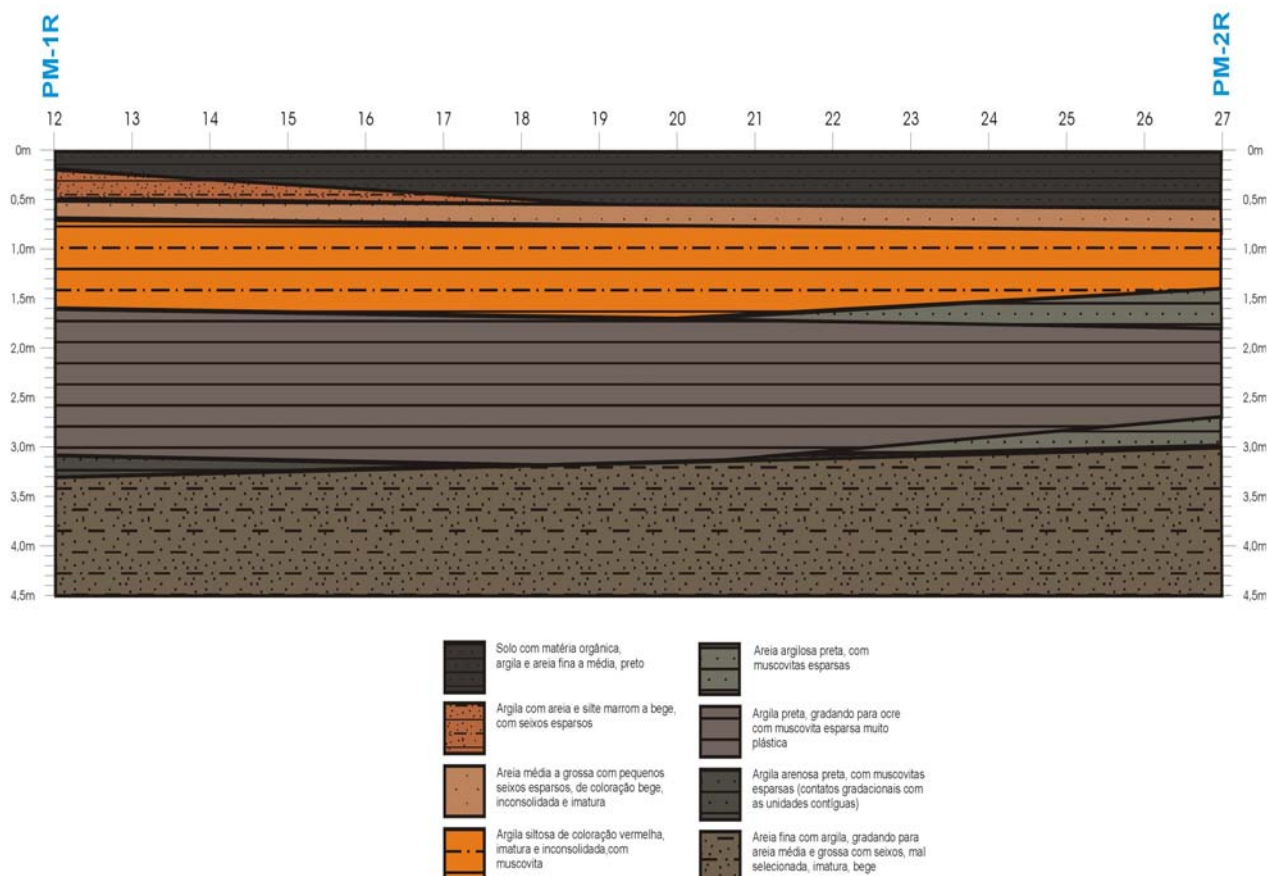


Figura 14.4.1-2 - Seção geológica obtida com informações dos poços PM-1R e PM-2R.

Como pode ser observada, a geologia local apresenta estratos quase paralelos e com continuidade lateral. Da seção geológica estabelecida, podemos ter uma boa idéia das litologias que ocorrem na área, assim como de suas espessuras. Resta então se definirem as resistividades elétricas das mesmas.

#### 14.4.2 SEV

As características geológicas da área são propícias para a utilização das SEVs, tendo por objetivo a definição das resistividades, por duas principais razões: a ocorrência de estratos horizontais e com relativa extensão lateral, em conformidade com a premissa de camadas plano-paralelas; o conhecimento preliminar das espessuras das litologias e profundidade da camada correspondente à zona saturada.

Estes parâmetros poderão ser fixados no processo de inversão para a definição precisa da variação da resistividade com a profundidade e a determinação das resistividades verdadeiras das camadas, diminuindo a ambigüidade na interpretação dos dados.

Nas Figuras 14.4.2-1 e 14.4.2-2 são apresentados os resultados das SEVs realizadas na estaca 12 e na estaca 25 contendo os dados de campo (pontos em azul) e o modelo ajustado (curva contínua em vermelho).

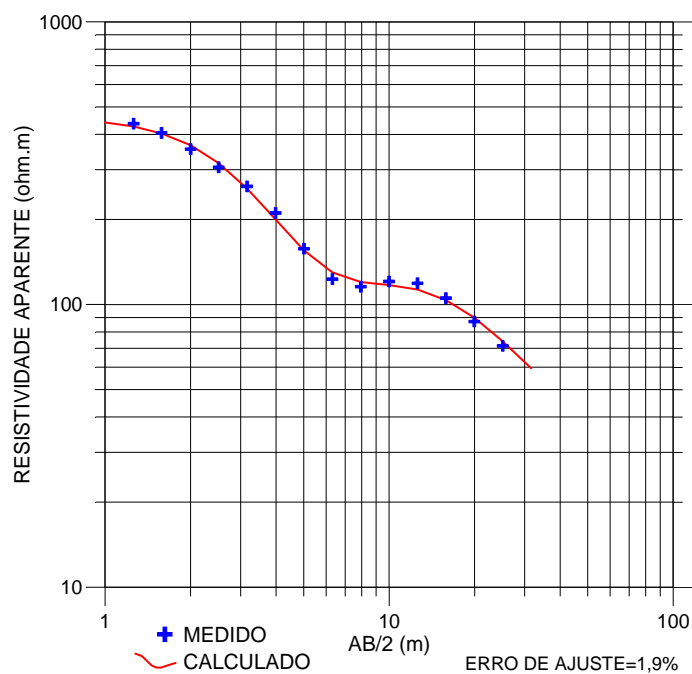


Figura 14.4.2-1 - Curva de resistividade aparente da SEV-E12

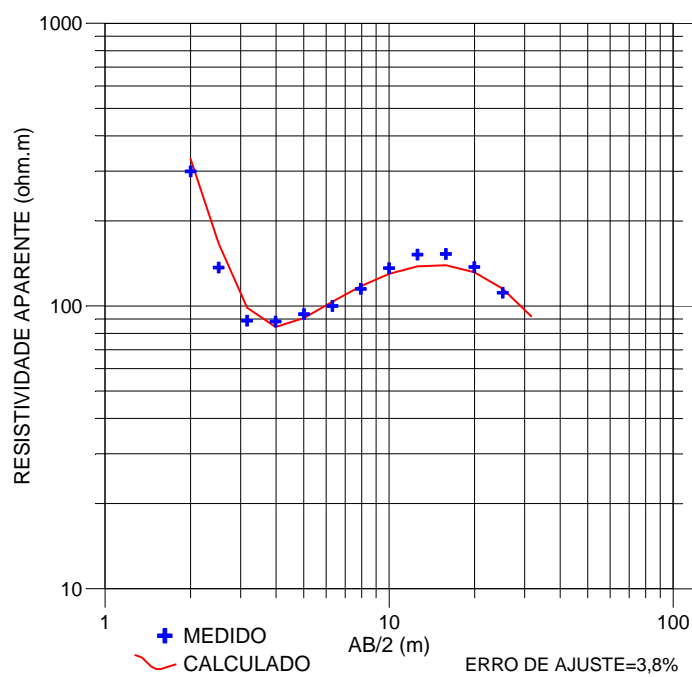


Figura 14.4.2-2 - Curva de resistividade aparente da SEV-E25

Na interpretação da SEV foram utilizados os programas IPES3 (BASOKUR, 1990) e RESIST (v.1, 1988, ITC Msc. Research Project, by Vander Velpen B.P.A.).

Foi estabelecida uma correlação entre o perfil litológico dos poços e os modelos geoeletricos obtidos pela inversão dos dados das SEVs, que são apresentados nas Figuras 14.4.2-3 e 14.4.2-4.

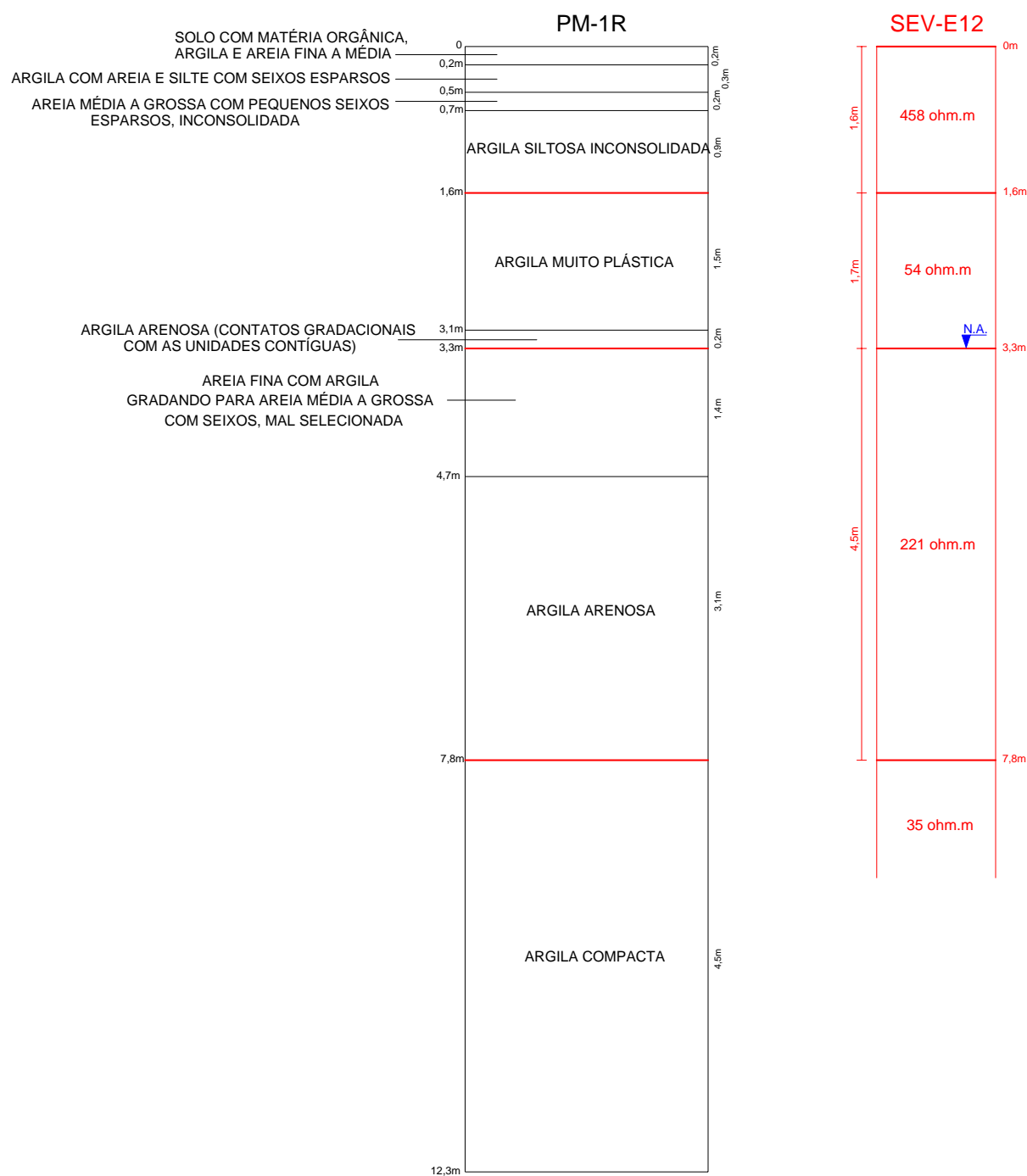


Figura 14.4.2-3 - Correlação da SEV E12 com o poço PM-1R.

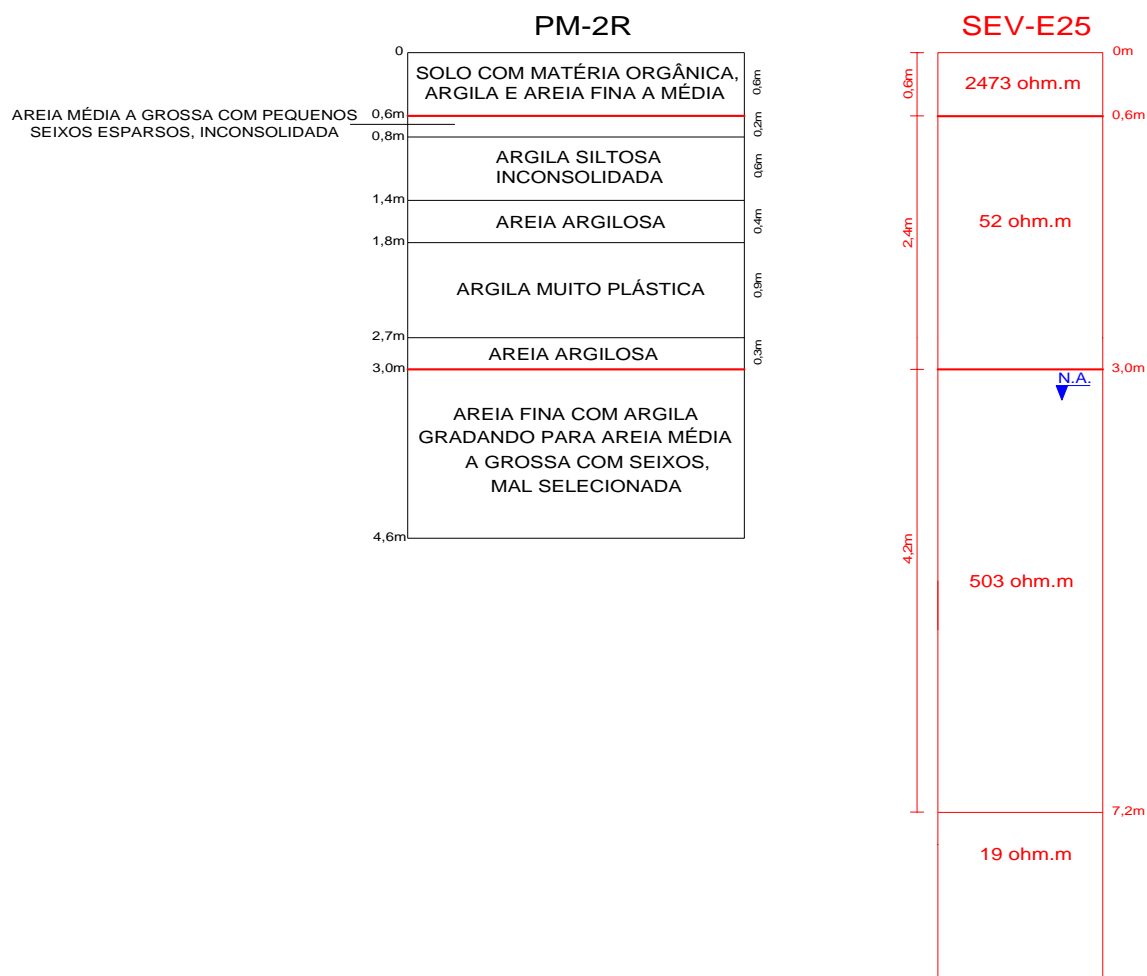


Figura 14.4.2-4 - Correlação da SEV E25 com o poço PM-2R.

As camadas superficiais, correspondentes ao solo com matéria orgânica e argilo-arenoso com seixos, apresentam valores de resistividade altos. A presença da camada de uma argila muito plástica sob o solo superficial, intercalada ou não por camadas menos espessas de areia argilosa, faz com que os valores de resistividade sofram uma brusca queda, comportando-se como um estrato geoeletrico de aproximadamente 50 ohm.m. As resistividades voltam a subir em uma camada de areia fina que grada para frações mais grosseiras. O nível d'água local encontra-se no topo desta camada resistiva, posicionada sob uma camada mais condutiva (argila plástica).

A camada superior de alta resistividade encontra-se menos espessa sob a SEV-E25 (0,6m) se comparada com a SEV-E12 (1,6m), fato corroborado pelas seções modeladas 2D que serão apresentadas posteriormente.

Os modelos geoeletricos obtidos da interpretaçao das SEVs (Tabelas 14.4.2-1 e 14.4.2-2) e devidamente correlacionados com os poços fornecem, a priori, informaçoẽs das resistividades verdadeiras das camadas assim com suas espessuras.

Tabela 14.4.2-1 - Modelo geoeletrico obtido pela SEV da estaca 12m.

Camada	$\rho$ ( $\Omega$ m)	Espessura (m)	Prof. topo (m)
1	458	1,6	0
2	54	1,7	1,6
3	221	4,5	3,3
4	35	indefinida	7,8

Tabela 14.4.2-2 - Modelo geoeletrico obtido pela SEV da estaca 25m.

Camada	$\rho$ ( $\Omega$ m)	Espessura (m)	Prof. topo (m)
1	2473	0,6	0
2	52	2,4	0,6
3	503	4,2	3,0
4	19	indefinida	7,2

As duas SEVs apresentaram o mesmo modelo de distribuicoẽ de resistividade com a profundidade, qual seja:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ .

Estas informaçoẽs balizarão os resultados obtidos pela inversão de dados 2D utilizando diversos arranjos e que serão apresentados seguir.

### 14.4.3 Seçoẽs geoeletricas 2D

As pseudo-seçoẽs obtidas com o arranjo D-D ( $a=4m$ ,  $a=2m$ ,  $a=1m$  e  $a=0,5m$ ) e plotadas de acordo com HALLOF (1957) são apresentadas na Figura 14.4.3-1.

A pseudo-seçoẽ modificada, agregando os dados obtidos com todos os espaçamentos e plotados em profundidade de EDWARDS (1977), é também apresentada na Figura 14.4.3-1(e). Observa-se uma melhor correlaçao com a geologia deste sistema misto de plotagem do que as seçoẽs convencionais plotadas de acordo com HALLOF (op. cit.).

Para ilustrar melhor o que foi dito, a Figura 14.4.3-2 apresenta a plotagem das pseudo-seçoẽs referente à aquisiçao com espaçamento entre dipolos de um metro ( $a=1m$ ), de acordo com os critérios de EDWARDS e HALLOF (op. cit.). Para fins comparativos, foram lançadas sobre as duas seçoẽs a interpretaçao das SEVs realizadas.

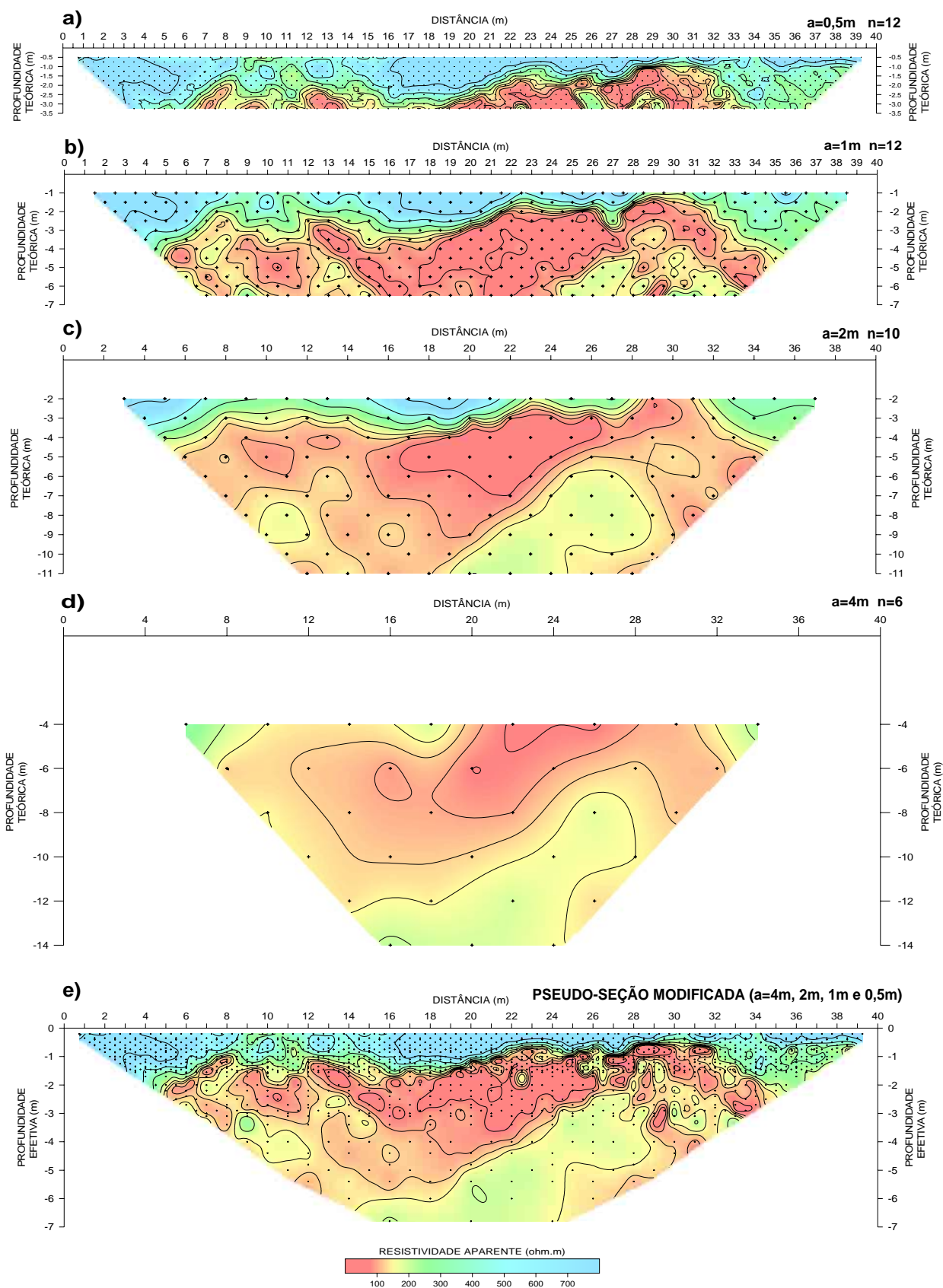


Figura 14.4.3-1 - Pseudo-seções, arranjo D-D, com diferentes aberturas entre eletrodos: (a)  $a=0,5\text{m}$ ; (b)  $a=1\text{m}$ ; (c)  $a=2\text{m}$ ; (d)  $a=4\text{m}$ , todas plotadas de acordo com HALLOF (1957). Em (e), a pseudo-seção modificada com todos os espaçamentos e plotadas conforme EDWARDS (1977).

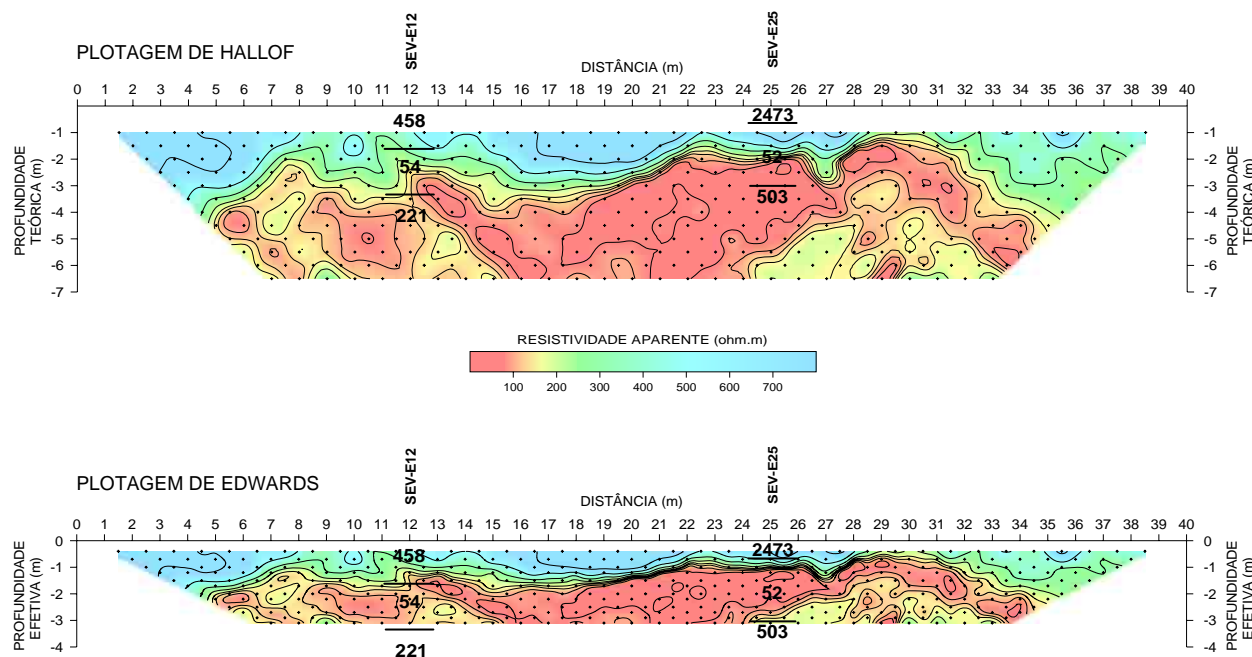


Figura 14.4.3-2 - Pseudo-seção D-D ( $a=1m$ ) plotadas com os critérios de HALLOF (1957), acima e EDWARD (1977), abaixo. As SEVs encontram-se rebatidas sobre as pseudo-seções para fins comparativos.

Em um trabalho de investigação rasa, tendo por objetivo a detecção de contaminação, STIERMAN (1984) também observou que os dados de resistividade aparente, obtidos com arranjo D-D e com as profundidades na pseudo-seção ajustadas de acordo com EDWARDS (1977), apresentam melhor ajuste com as condições geológicas, do que os plotados da forma tradicional. O autor também correlaciona os dados desta pseudo-seção “ajustada em profundidade” com o modelo geoeletrico de diversas SEVs realizadas sobre o perfil (arranjos Wenner e Schlumberger), mostrando uma grande coerência dos mesmos.

A Tabela 14.4.3-1 apresenta alguns dados referentes aos caminhamentos D-D com quatro diferentes aberturas entre eletrodos sobre o mesmo perfil de 40m de extensão. Observa-se que quanto menor o espaçamento entre eletrodos (melhor resolução espacial e conseqüentemente, mais pontos de medida na pseudo-seção), maior será a discrepância entre os valores mínimo e máximo de resistividade, o que pode resultar em elevado erro de ajuste na inversão dos dados.

Tabela 14.4.3-1 - Síntese dos dados obtidos no perfil de 40m utilizando o arranjo D-D.

Espaçamento entre dipolos ( $a=AB=MN$ )	Número de medidas	$\rho_a$ mínimo	$\rho_a$ máximo	Desvio padrão
0,5m	870	23	4467	714
1m	390	30	3892	462
2m	135	49	1644	213
4m	33	69	290	46



Esta discrepância, observada quando da utilização de espaçamentos menores, reflete a capacidade de identificar as pequenas heterogeneidades presentes em subsuperfície. Utilizando-se espaçamentos maiores, aumenta o volume investigado. A resistividade aparente medida, por sua vez, é influenciada por todo este pacote e apresenta valores onde as discrepâncias são menos acentuadas, produzindo uma pseudo-seção mais “homogênea e suavizada”. O que foi dito pode ser observado na Figura 14.4.3-1, comparando-se os dados obtidos com espaçamento de 0,5m e 4m.

Na inversão dos dados obtidos com arranjo D-D utilizou-se os seguintes parâmetros de inversão: razão V/H do filtro de aplainamento igual a 0,5, inversão robusta, valor de resistividades limitados a 3 vezes, espessura da primeira fileira de blocos do modelo discretizado igual a 0,3 o menor espaçamento entre eletrodos e aumentando-se em 10% para as fileiras subsequentes.

As Figuras 14.4.3-3, 14.4.3-4 e 14.4.3-5 apresentam as seções D-D modeladas correspondentes às aberturas entre eletrodos iguais a 0,5m, 1m e 2m, respectivamente.

A seção modelada referente ao caminhamento com o espaçamento de 4 metros não será apresentada, pois não forneceu resultados satisfatórios. Com esta abertura entre eletrodos não foi possível discriminar-se os estratos geoeletricos em profundidade, possivelmente devido à reduzida espessura dos mesmos, se comparadas ao espaçamento utilizado.

Entretanto, o dado obtido com este espaçamento apresentou uma boa correlação aos demais, como pode ser verificado na pseudo-seção modificada da Figura 14.4.3-1(e) e foi incorporado para a construção do modelo final. Este modelo, obtido pela inversão dos dados correspondente a todos os dipolos utilizados no perfil de levantamento (4m, 2m, 1m e 0,5m) e totalizando 1428 pontos de medida, é apresentado na Figura 14.4.3-6.

Para fins comparativos, analisando a questão sinal/ruído e o máximo fator de separação entre eletrodos (“n”), foram considerados os dados adquiridos com os quatro espaçamentos (4m, 2m, 1m e 0,5m) limitados a seis níveis de investigação. Ou seja, foram desconsideradas as separações entre dipolos maiores do que seis, pois, teoricamente contêm dados mais ruidosos. A Figura 14.4.3-7 mostra a seção modelada com a condição descrita anteriormente.

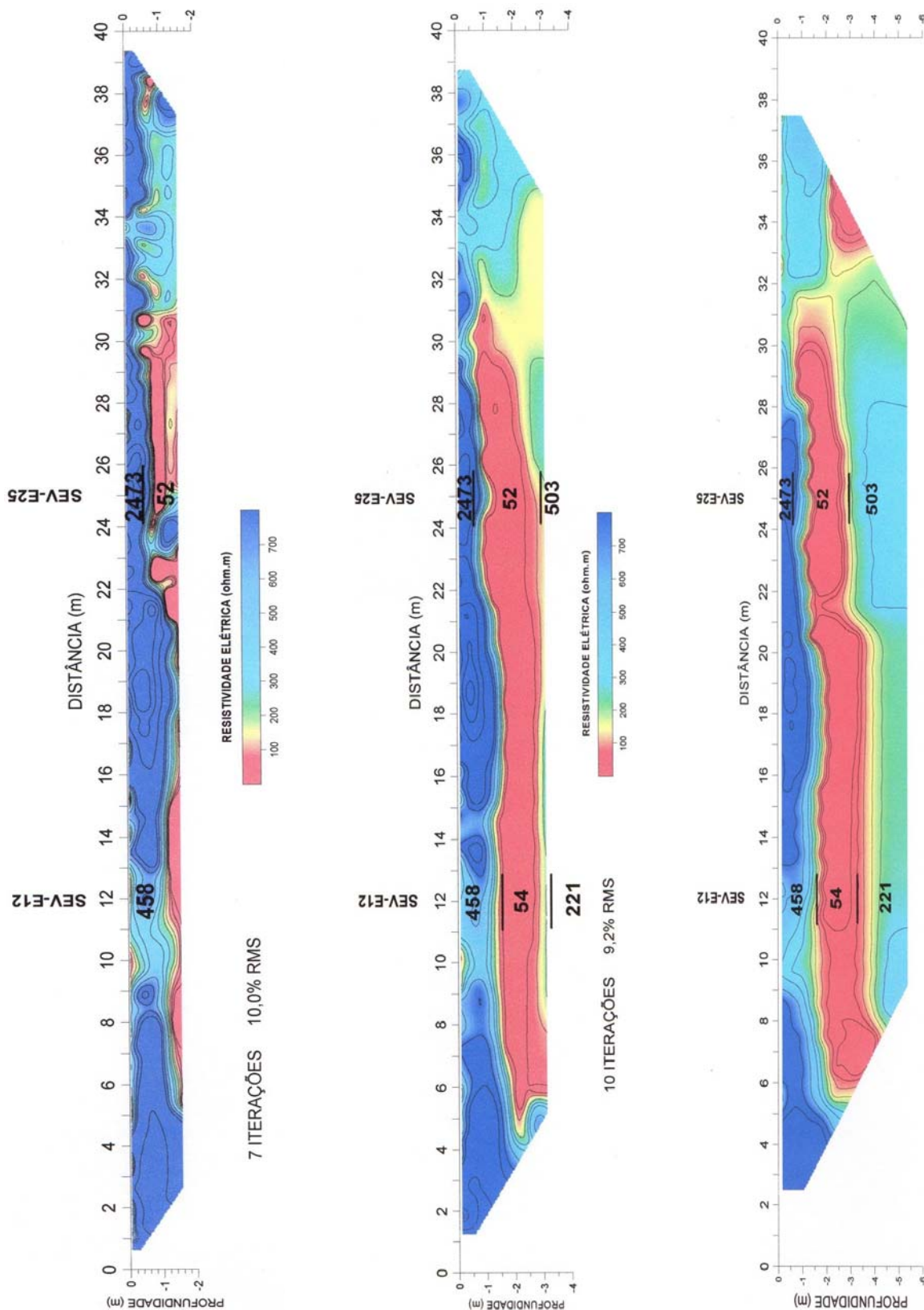


Figura 14.4.3-3 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento  $a=0,5m$  (esquerda).

Figura 14.4.3-4 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento  $a=1m$  (centro).

Figura 14.4.3-5 - Seção modelada, arranjo D-D e espaçamento  $a=2m$  (direita).

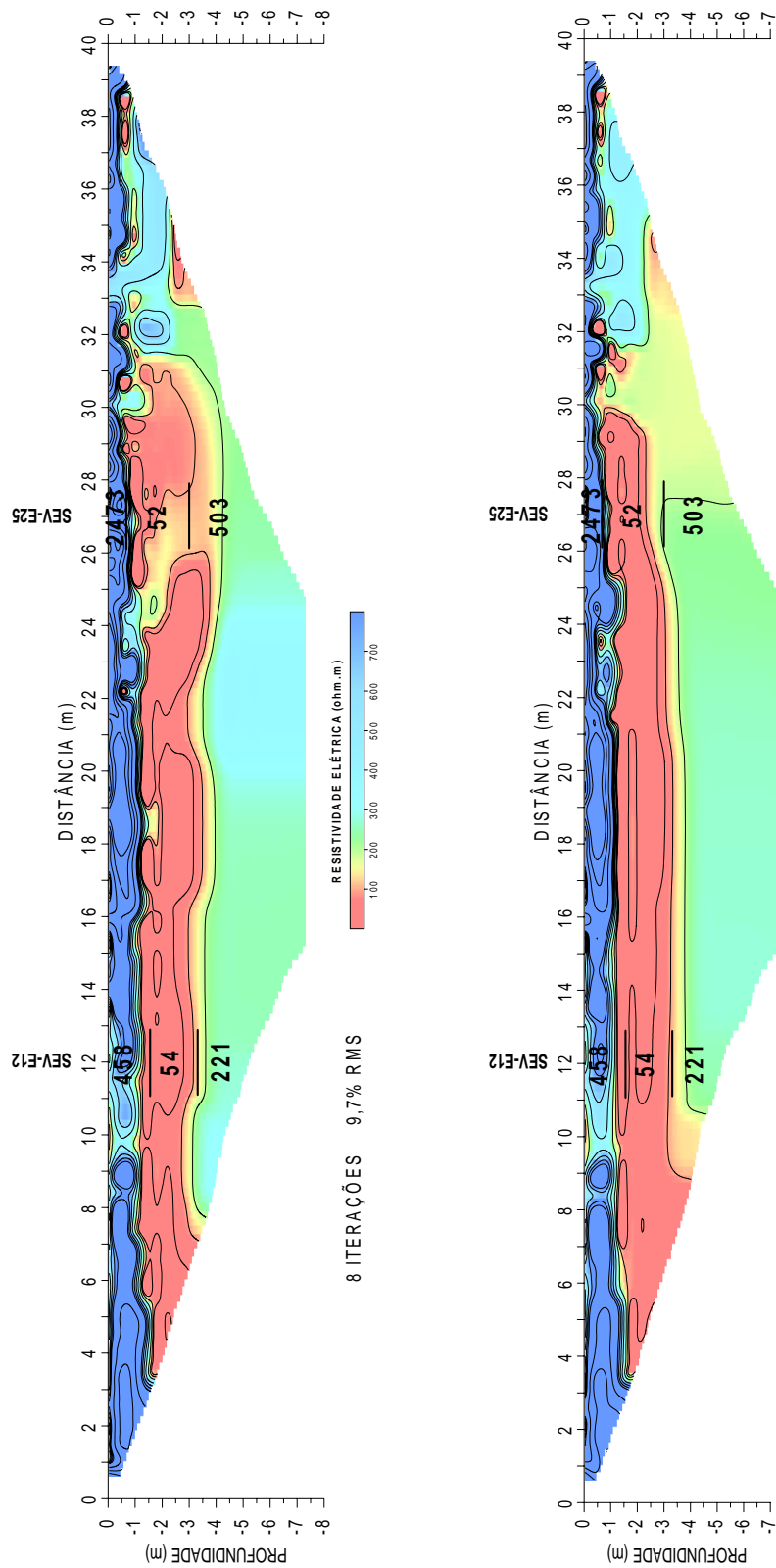


Figura 14.4.3-6 - Seção modelada, arranjo D-D espaçamentos  $a=4\text{m}$ ,  $2\text{m}$ ,  $1\text{m}$  e  $0,5\text{m}$  (esquerda).

Figura 14.4.3-7 - Seção modelada (D-D,  $a=4\text{m}$ ,  $2\text{m}$ ,  $1\text{m}$  e  $0,5\text{m}$ ) com  $n=1,2,..,6$  (direita).

A semelhança das seções obtidas permite que sejam tiradas duas conclusões. Por um lado, prova que se forem consideradas apenas as seis primeiras aberturas entre dipolos ( $n=1..6$ ), de fato, melhora razão sinal/ruído (vide o menor erro RMS de ajuste). Por outro lado, demonstra a possibilidade de poder se trabalhar com mais níveis de investigação (exemplo, “n” maior que oito) para espaçamentos pequenos (“a”) entre dipolos, onde as constantes geométricas assumem valores não muito elevados.

As seções 2D modeladas mostram uma camada de alta resistividade no topo ( $\rho_1$ ) e que está correlacionada ao solo superficial com matéria orgânica e ao horizonte subjacente argilo-arenoso (com presença de seixos) e seco. Pode ser observado que nesta camada geométrica superficial da zona não saturada ocorrem grandes variações laterais de resistividade. Abaixo desta camada resistiva, ocorre uma outra de baixa resistividade ( $\rho_2$ ), correspondendo à argila plástica. Por fim, uma terceira camada, inferior, onde a resistividade volta a subir ( $\rho_3$ ). Embora nas diversas seções D-D modeladas não foi possível identificá-la, observa-se nas SEVs a presença de uma quarta camada onde a resistividade volta a diminuir ( $\rho_4$ ). Pode, portanto, ser estabelecido o seguinte padrão geométrico na área da Raia Olímpica:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ .

Veremos adiante que esta camada aparece nas seções modeladas do arranjo P-D que, alcançando maiores profundidades de penetração, consegue identificá-la.

A Figura 14.4.3-8 apresenta os resultados da aquisição com o arranjo P-D sob a forma de pseudo-seções de resistividade aparente. Assim como nas pseudo-seções D-D, estas são apresentadas segundo a plotagem de HALLOF (1957) e a pseudo-seção modificada, reunindo os três espaçamentos utilizados ( $a=4m, 2m$  e  $1m$ ) e plotadas segundo EDWARDS (1977).

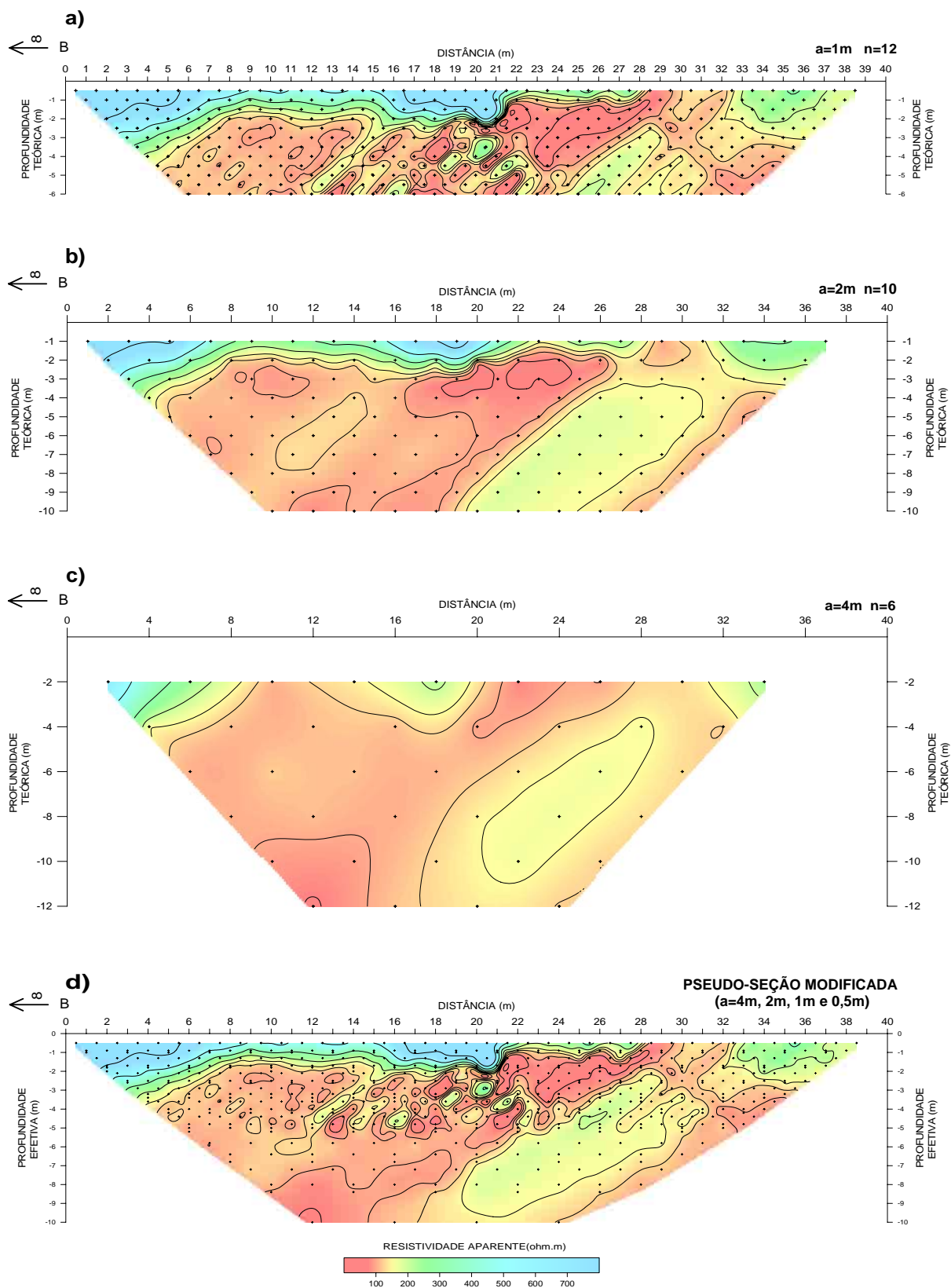


Figura 14.4.3-8 - Pseudo-seções, arranjo P-D, com diferentes aberturas entre eletrodos, (a)  $a=1m$ , (b)  $a=2m$ , (c)  $a=4m$ , plotadas de acordo com HALLOF (1957). Abaixo, a pseudo-seção modificada contendo todos os espaçamentos e plotadas conforme EDWARDS (1977).

Os parâmetros utilizados para o processamento dos dados P-D foram os mesmos que os usados para o arranjo D-D, já descritos anteriormente.

As Figuras 14.4.3-9 e 14.4.3-10 apresentam as seções 2D correspondentes ao arranjo P-D e espaçamento entre eletrodos igual a 1m e 2m, respectivamente. Maiores profundidades de penetração foram atingidas em relação ao arranjo D-D, conforme o esperado. Em termos de resolução, as imagens produzidas foram muito satisfatórias.

O espaçamento de 4 metros, assim como no D-D, não forneceu bons resultados para o arranjo P-D. Para o “imageamento” da zona não saturada e possivelmente da interface com a zona saturada, foi necessária a utilização do espaçamento entre eletrodos menores que 4m, em virtude da profundidade do nível d’água local (em torno de 3m de profundidade) e das espessuras das litologias rasas existentes na área estudada. Os melhores resultados foram obtidos com espaçamentos de 2m ou menores (1m e 0,5m). O espaçamento de 4m não forneceu bons resultados, possivelmente por estar na mesma ordem de grandeza em relação à profundidade do alvo a ser mapeado e às espessuras médias das camadas geoeletricas existentes na área de estudo.

A seção correspondente ao arranjo P-D e  $a=1m$  (Figura 14.4.3-9) mostrou resultados semelhantes à seção D-D com o espaçamento 2m (Figura 14.4.3-5). De fato, o programa de inversão RES2DINV consegue produzir um modelo que corrige as assimetrias inerentes ao arranjo P-D, produzindo um resultado que corrobora uma de suas principais características que é o aumento na profundidade de investigação. A semelhança das imagens obtidas revela, ainda, uma boa resolução alcançada pelo P-D, comparável ao D-D, principalmente nas porções mais rasas. Em profundidade, entretanto, se observam algumas diferenças nos valores de resistividade modelados.

A Figura 14.4.3-11 apresenta a seção modelada do arranjo P-D contendo os três espaçamentos utilizados na aquisição dos dados, 4m, 2m e 1m. Tal qual a seção D-D, o espaçamento de 4m, embora não apresentado de forma isolada, foi incorporado à seção, produzindo um bom resultado no contexto geral.

Pode ser observada a presença da quarta camada do modelo geoeletrico ( $\rho_4$ ) onde as resistividades voltam a cair. Os resultados estão perfeitamente coerentes com o padrão geoeletrico definido para a área ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ ). Os valores modelados de resistividade desta quarta camada no modelo 2D são superiores aos valores obtidos na interpretação das SEVs (inversão 1D). Este fato certamente está relacionado à perda de resolução com a profundidade.

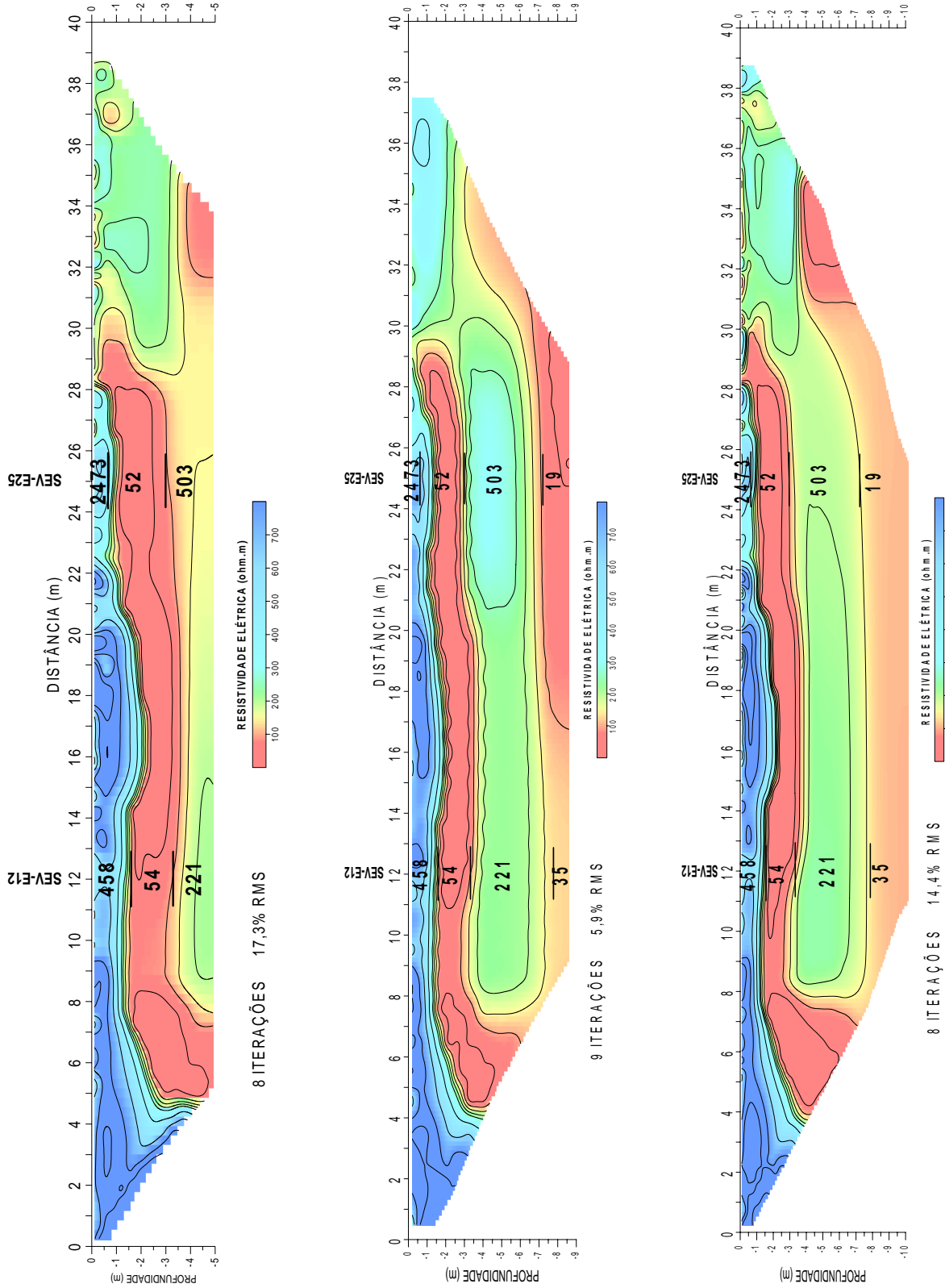


Figura 14.4.3-9 - Seção modelada, arranjo P-D, a=1m (esquerda).

Figura 14.4.3-10 - Seção modelada, arranjo P-D, a=2m (centro).

Figura 14.4.3-11 - Seção P-D modificada, a=4m, 2m e 1m (direita).

As Figuras 14.4.3-12 e 14.4.3-13 apresentam as seções modeladas P-P com espaçamento entre eletrodos igual a 1m e 2m, respectivamente.

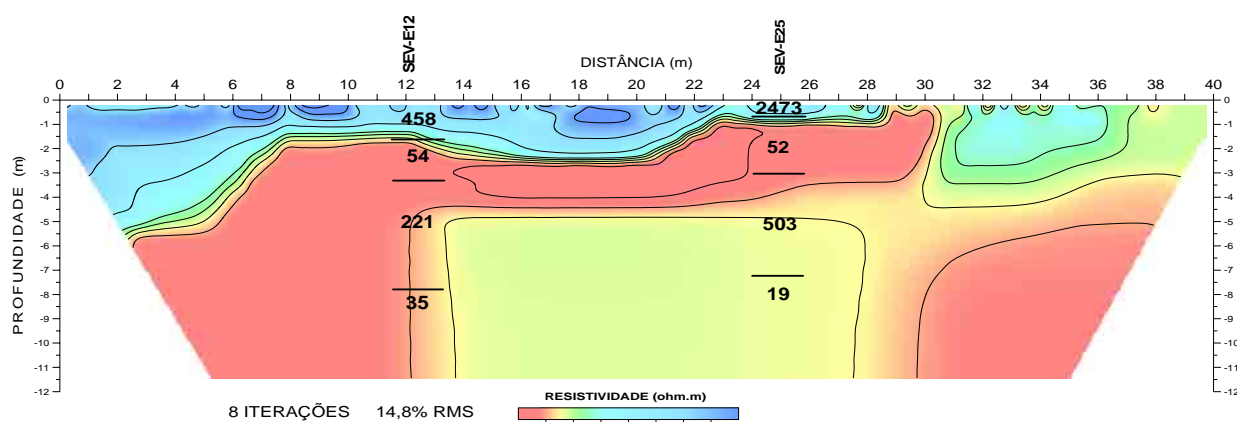


Figura 14.4.3-12 - Seção modelada P-P (espaçamento n.a=1m).

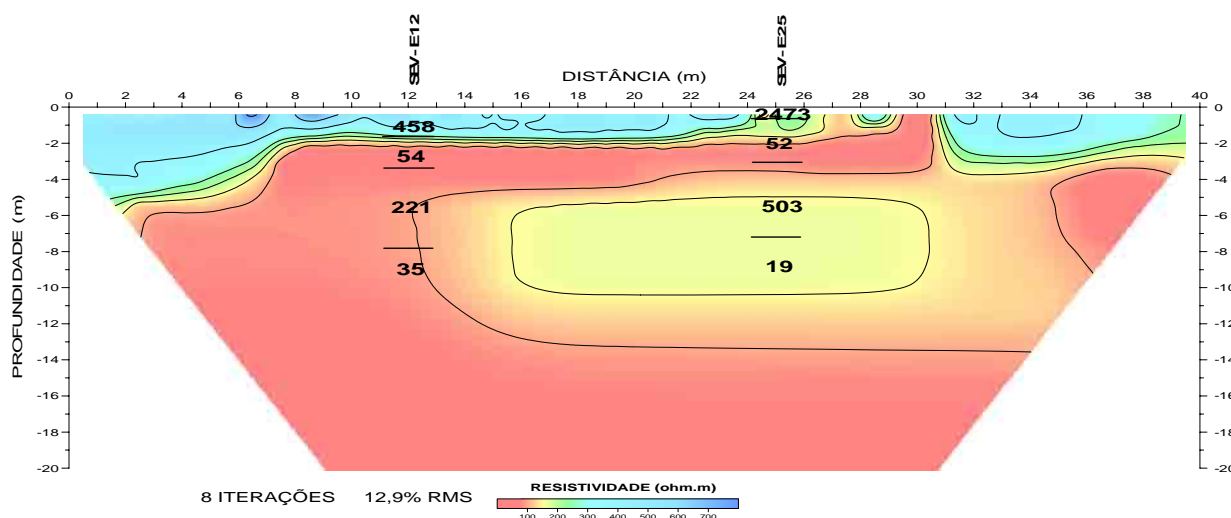


Figura 14.4.3-13 - Seção modelada P-P (espaçamento n.a=2m).

Os modelos P-P (Figuras 14.4.3-12 e 14.4.3-13) apresentaram uma boa definição nas porções rasas, imageando de forma correta a primeira camada geológica resistiva ( $\rho_1$ ). A segunda camada,  $\rho_2$  (argila plástica, condutiva), também aparece de forma evidente nas seções, assim como a presença da terceira camada,  $\rho_3$ , onde a resistividade volta a apresentar valores maiores em relação à subjacente. Entretanto, estas duas camadas inferiores não apresentaram uma boa definição em termos de profundidades, balizadas pelas informações das SEVs. A quarta camada, identificada de forma clara nas seções P-D, não aparece nos modelos P-P, apesar destes alcançarem maiores profundidades de investigação. Isso possivelmente devido à perda de resolução com a profundidade, característica do arranjo P-P.



Na Figura 14.4.3-14 são apresentados os dados obtidos com o arranjo Wenner na forma de pseudo-seção, em uma época com alto índice pluviométrico (janeiro de 2004).

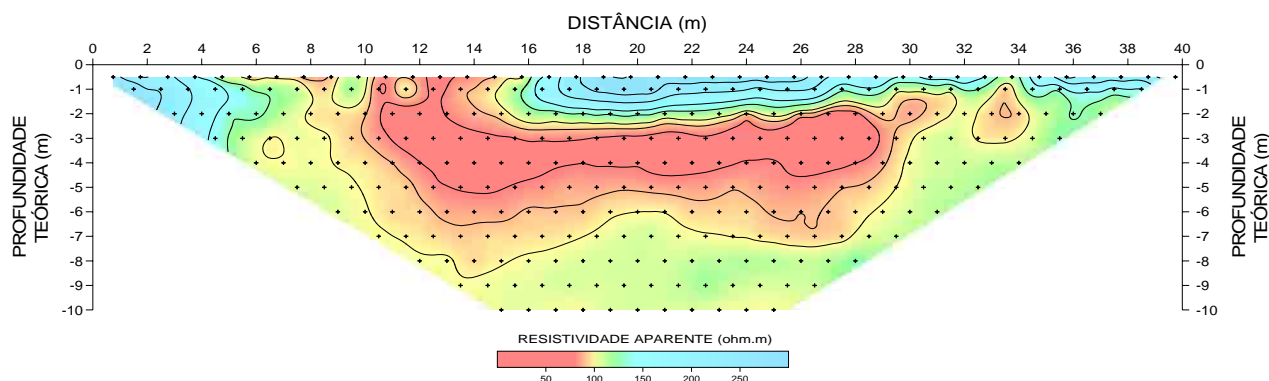


Figura 14.4.3-14 - Pseudo-seção, arranjo Wenner, espaçamento entre eletrodos  $a=0,5m, 1m, \dots, 10m$ .

Pode ser observado na pseudo-seção que os valores de resistividade, em geral, são menores do que os obtidos com os arranjos D-D e P-D. Neste mês, o total mensal da precipitação medida na Cidade Universitária foi 203,8mm, o maior índice do ano (Figura 14.4.3-15).

**PRECIPITAÇÃO MENSAL ANO 2004**  
(Estação Meteorológica - ACA - IAG - USP)

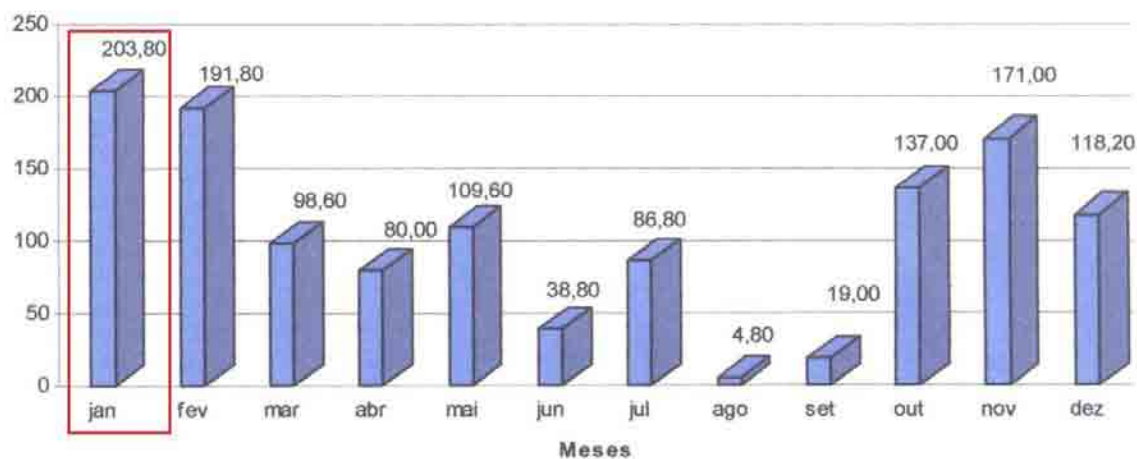


Figura 14.4.3-15 - Histograma com a precipitação mensal no ano de 2004 (PAIXÃO, 2005).

Em destaque o mês de janeiro, com alto índice de pluviometria, época que foi realizado o levantamento com o arranjo Wenner.

A seção modelada do arranjo Wenner (Figura 14.4.3-16) apresentou o mesmo padrão geoeletrico para as três primeiras camadas:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ . A concordância do modelo 2D com o modelo 1D foi melhor no ponto da SEV-E25 do que no da SEV-E12. A quarta camada não pode ser identificada com os parâmetros utilizados (maior abertura entre eletrodos igual  $a=10m$ ),

mostrando a pouca profundidade de investigação alcançada pelo arranjo Wenner em relação aos arranjos P-D e D-D.

A camada correspondente à argila plástica apresenta valores baixos de resistividade, aproximadamente entre 40 e 50 ohm.m. Já na camada superior, as resistividades modeladas apresentaram valores menores do que os fornecidos pelas SEVs, indicando que estas foram muito influenciadas pelo alto índice pluviométrico do mês. Na terceira camada, as resistividades também apresentam valores inferiores aos modelados pelas SEVs, podendo indicar um aumento de umidade. Esta diferença também pode estar associada à perda de resolução com a profundidade.

Finalizando este item, será apresentado o resultado de uma prática não usual de processamento de dados onde foram agrupadas as medidas referentes a dois distintos arranjos, o Wenner e o D-D ( $a=1m$ ), explorando as características positivas de cada um deles. O programa RES2DINV possibilita que os dados sejam inseridos de forma genérica, sem a especificação de qual tipo de arranjo está sendo utilizado, bastando para isto informar a posição dos quatro eletrodos envolvidos no momento da medida e a correspondente leitura do valor de resistividade elétrica aparente (opção “*non-conventional or general arrays*”). A seção modelada resultante da inversão de 635 pontos é apresentada na Figura 14.4.3-17.

Comparando-se o resultado com a seção obtida somente com o arranjo D-D e  $a=1m$  (Figura 14.4.3-4), verifica-se que o Wenner, utilizando dez níveis de investigação ( $a=1$  até 10), contribuiu para que maiores profundidades de investigação fossem alcançadas. A resolução mostrou-se satisfatória na porção rasa da seção (graças ao D-D), comparativamente à seção da Figura 14.4.3-16 (arranjo Wenner, somente) onde a primeira camada não pode ser bem definida. Em profundidade, também não está caracterizada a presença da terceira camada, onde os valores de resistividade voltam a subir. O erro de ajuste foi grande, possivelmente pelo fato do programa ter processado valores de resistividade que apresentaram discrepâncias, lembrando que os levantamentos foram realizados em diferentes épocas do ano, com condições climáticas igualmente distintas.

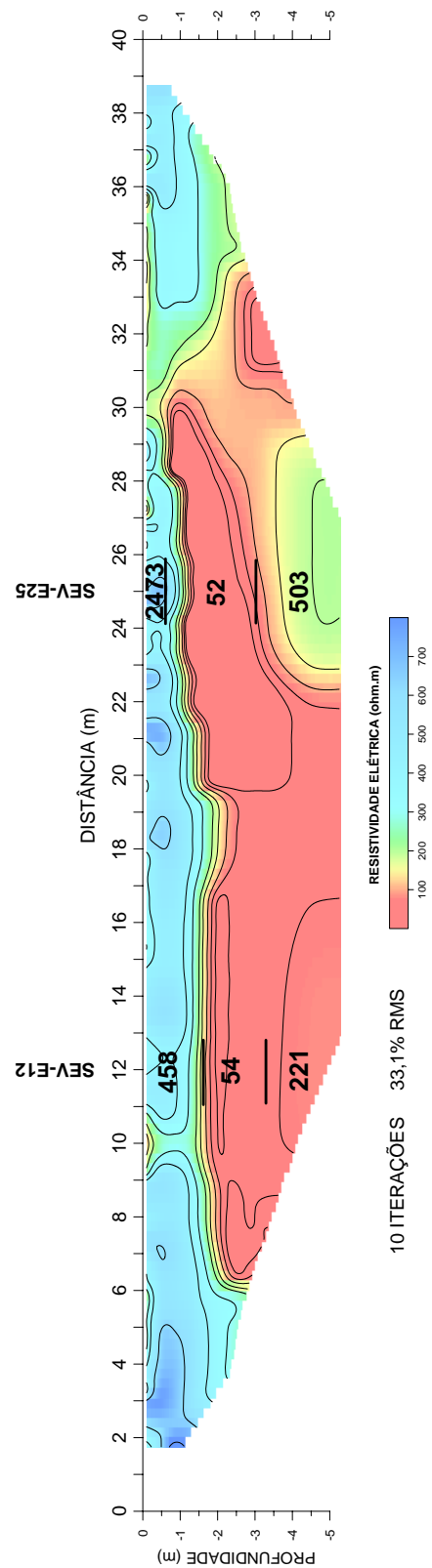
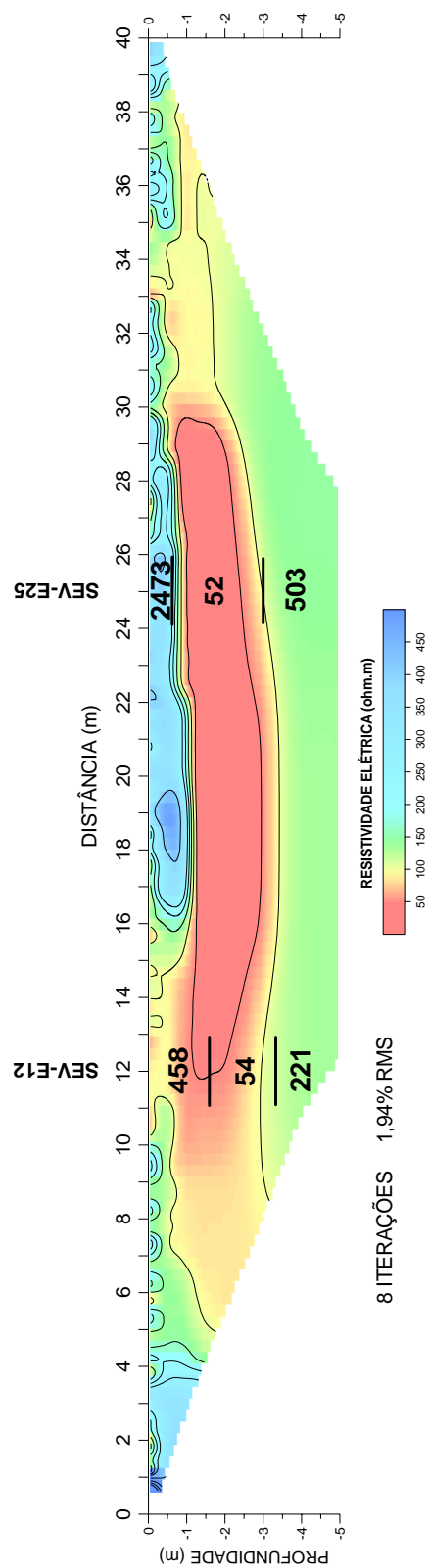


Figura 14.4.3-16 - Seção modelada, arranjo Wenner (esquerda).

Figura 14.4.3-17 - Seção modelada, mixando dados dos arranjos D-D e Wenner (direita).

#### 14.4.4 Informações diretas (trincheira)

A obtenção de qualquer tipo de informação direta que poderá servir de parâmetro no processamento é sempre de grande valia para a interpretação geofísica (GANDOLFO & GALLAS, 2004a). Para a interpretação das SEVs realizadas nas estacas 12 e 25 foram utilizadas as informações do perfil litológico obtidas por ocasião da perfuração e instalação dos poços de monitoramento.

A escavação de uma trincheira (abril de 2004) nas proximidades do perfil onde foram realizados os caminhamentos elétricos constituiu uma chance ímpar para inspeção detalhada das litologias que ocorrem na área, assim como a determinação direta, “*in situ*”, das resistividades das mesmas, como será mostrado adiante.

A Figura 14.4.4-1 apresenta a descrição detalhada da trincheira e de uma sondagem a trado feita em janeiro de 2004, na qual constam as diversas litologias presentes na área e as respectivas espessuras das mesmas (PAIXÃO, 2005).

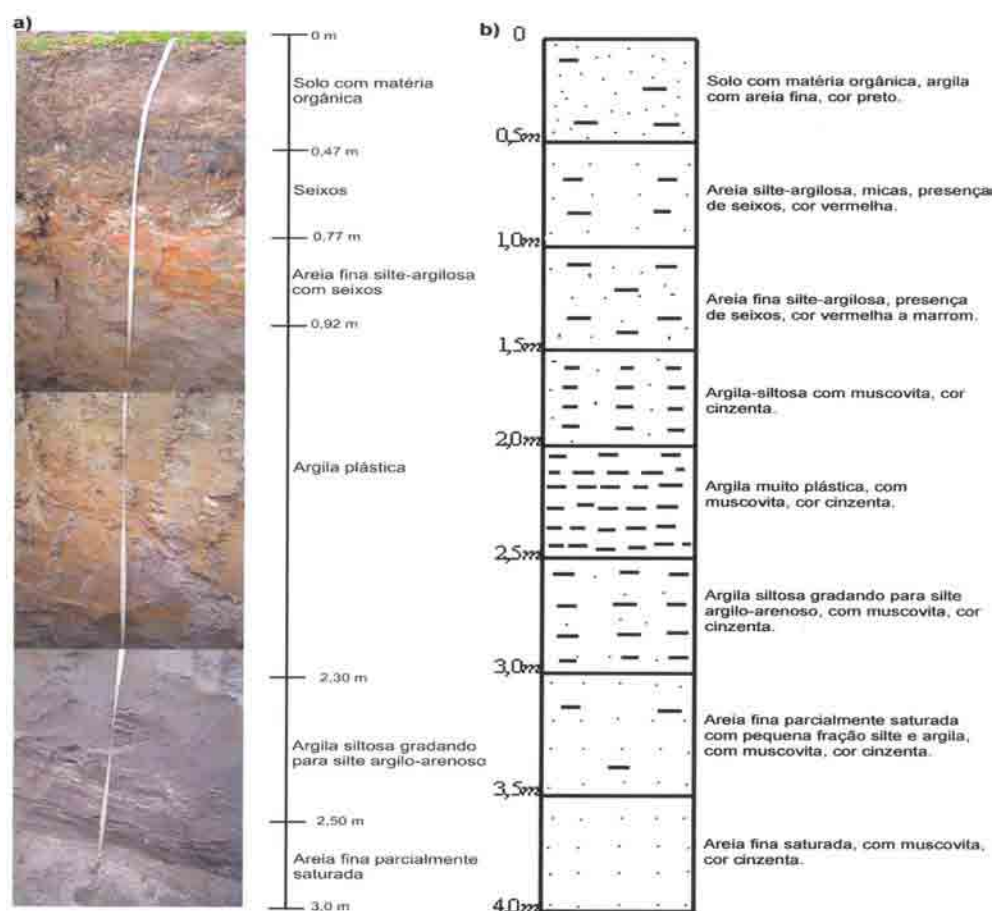


Figura 14.4.4-1 - Perfil litológico da trincheira (a) e da sondagem a trado (b) realizada nas proximidades do perfil dos caminhamentos elétricos. Fonte: PAIXÃO (2005).

A Tabela 14.4.4-1 sintetiza o perfil geológico da trincheira, de forma a se estabelecer as correlações com os parâmetros geoeletricos que serão utilizados nas análises subsequentes.

Tabela 14.4.4-1 - Perfil litológico da trincheira escavada.

Camada	Litologia	Profundidade (m)
1	solo com matéria orgânica	0 - 0,5
2	areia silte-argilosa com presença de seixos	0,5 - 0,9
3	argila plástica	0,9 - 2,3
4	argila siltosa gradando para frações mais grossas na base	2,3 - 3,0

A Figura 14.4.4-2 apresenta um detalhe das camadas superiores identificadas na trincheira.



Figura 14.4.4-2 - Detalhe das litologias superficiais identificadas na trincheira.

Na ocasião da escavação da trincheira, o nível d'água encontrava-se a 3,2 metros de profundidade, informação obtida na própria vala e nos poços de monitoramento situados nas proximidades.

Para a determinação “*in situ*” das resistividades elétricas de cada uma das camadas correspondentes às litologias listadas na Tabela 14.4.4-1, efetuou-se medidas diretas nas respectivas formações, cravando-se os eletrodos na parede da trincheira e efetuando as leituras (Figura 14.4.4-3).

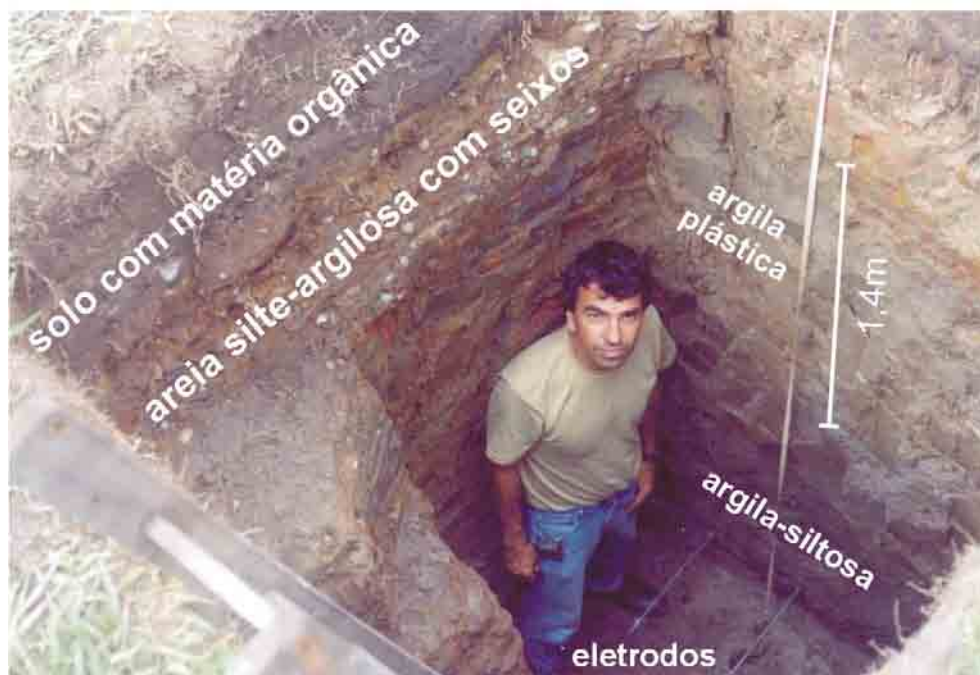


Figura 14.4.4-3 - Eletrodos cravados na camada de argila siltosa, situada abaixo da argila plástica. O piso da trincheira estava a 3m de profundidade em relação à superfície.

Foi utilizado o arranjo Wenner com espaçamento entre eletrodos fixo e igual a 0,3m. Neste tipo de ensaio, adotando-se pequeno espaçamento entre eletrodos, os valores de resistividade aparente podem ser considerados como os valores reais do material geológico ensaiado (BRAGA, 1997). As medidas foram realizadas com as três diferentes configurações do arranjo Wenner: alfa, beta e gama.

A Tabela 14.4.4-2 apresenta os valores de resistividades medidas nas diferentes litologias da trincheira, segundo as três disposições de eletrodos do arranjo Wenner.

Tabela 14.4.4-2 - Medidas de resistividade elétrica aparente realizadas na parede da trincheira utilizando os arranjos Wenner alfa ( $\rho^\alpha$ ), beta ( $\rho^\beta$ ) e gama ( $\rho^\gamma$ ).

Litologia	$\rho^\alpha$ ( $\Omega\text{m}$ )	$\rho^\beta$ ( $\Omega\text{m}$ )	$\rho^\gamma$ ( $\Omega\text{m}$ )
solo com matéria orgânica	844	1.176	681
areia silte-argilosa com presença de seixos	513	752	396
argila plástica	264	242	275
argila siltosa gradando para frações mais grossas na base	528	626	481

CARPENTER (1955) apresenta uma equação simples relacionando as resistividades aparentes obtidas com as três configurações Wenner:

$$3 \cdot \rho_a^\alpha = \rho_a^\beta + 2 \cdot \rho_a^\gamma \quad (\text{eq.14.4.4-1})$$

Nesta equação,  $\rho_a^x$  é a resistividade elétrica aparente medida segundo as configurações alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) e gama ( $\gamma$ ). No caso de um meio isotrópico e homogêneo esta relação é exata, pois os três valores de resistividade medidos seriam iguais. As medidas de campo puderam então ser checadas por esta relação matemática, a partir da qual foram estabelecidas algumas considerações.

Observando-se os resultados obtidos na Tabela 14.4.4-2, constata-se que a relação é praticamente válida para todos os horizontes litológicos e apresentando pequenas diferenças (6  $\Omega\text{m}$ , o maior valor, no caso da camada de solo superficial com matéria orgânica). Em geral, as camadas superficiais são os locais onde se observam as maiores heterogeneidades, acarretando grandes variações das resistividades elétricas neste horizonte.

Para ilustrar este fato e explorando ainda as possibilidades de utilização das distintas configurações do arranjo Wenner, foi realizado em superfície um levantamento de curta extensão (8 metros) para averiguação das resistividades das porções superficiais do solo.

Na Figura 14.4.4-4 é apresentado o resultado desse levantamento, utilizando os arranjos Wenner alfa, beta e gama ( $a=1\text{m}$ ). Com este pequeno espaçamento, as medidas estão fortemente influenciadas pelas camadas superficiais. CARPENTER (1955) relata que quando a linha de eletrodos, empregando-se estas configurações, cruza uma descontinuidade lateral de resistividade, os valores de  $\rho^\alpha$  e  $\rho^\gamma$  aumentam enquanto  $\rho^\beta$  diminui e vice e versa. É o que pode ser observado no gráfico da Figura 14.4.4-4, mostrando que na porção superficial do solo, correspondendo à zona aerada e seca, ocorrem intensas variações laterais de resistividade.

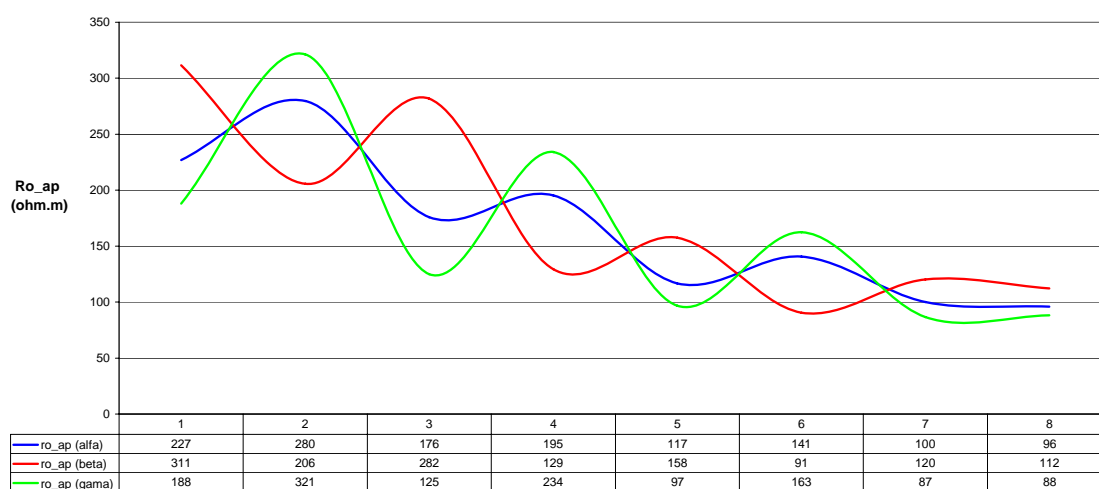


Figura 14.4.4-4 - Variações laterais de resistividade verificadas em um caminhamento (8m de extensão), utilizando o arranjo Wenner alfa, beta e gama com  $a=1\text{m}$ .

Retornando para a análise das medidas efetuadas diretamente na parede da trincheira, pode ser observado que a fórmula da eq.(14.4.4-1), além da verificação da qualidade dos dados e eventuais erros instrumentais (CARPENTER, 1955) poder fornecer a checagem com relação à homogeneidade de uma determinada litologia. Particularmente, na camada de argila plástica, cujo aspecto homogêneo pode ser verificado *in situ* na trincheira, foi observada a menor variação dos valores medidos nas três diferentes configurações e a relação matemática da equação apresentada foi exata.

Com valores de resistividade medidos *in situ* na parede da trincheira e conhecidas a espessura das respectivas camadas, foi efetuada uma modelagem direta com os dados apresentados na Tabela 14.4.4-2, cujos resultados são apresentados na Figura 14.4.4-5.

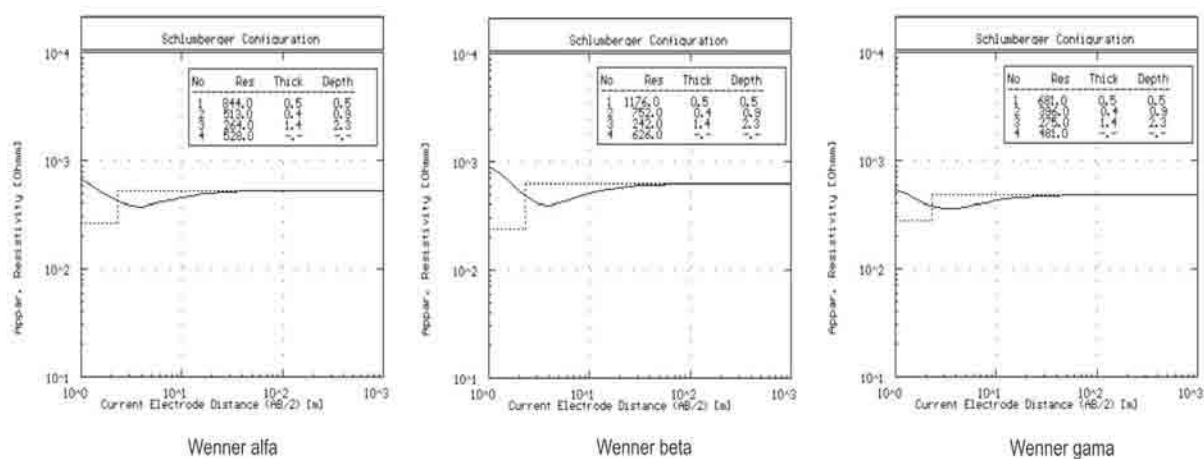


Figura 14.4.4-5 - Curvas de resistividade aparente obtidas por modelagem direta, utilizando as espessuras das camadas e os respectivos valores de resistividade medidos *in situ* com as configurações alfa (esquerda), beta (meio) e gama (direita).

O modelo geolétrico verificado obedece ao padrão do tipo  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ .

Dispondo de todas estas informações diretas, partiu-se para a obtenção dos dados indiretos. Foi então realizada uma SEV nas proximidades da trincheira, cujos resultados são apresentados a seguir.

O arranjo utilizado foi o de Schlumberger e com abertura inicial entre eletrodos de corrente de 1,2m ( $AB/2=0,6m$ ) estendendo-se até 40m ( $AB/2=20m$ , abertura máxima). No processo de inversão, as espessuras foram fixadas de acordo com aquelas obtidas pela inspeção visual da trincheira (Tabela 14.4.4-1). Na Figura 14.4.4-6 encontra-se a curva de resistividade aparente obtida da SEV.



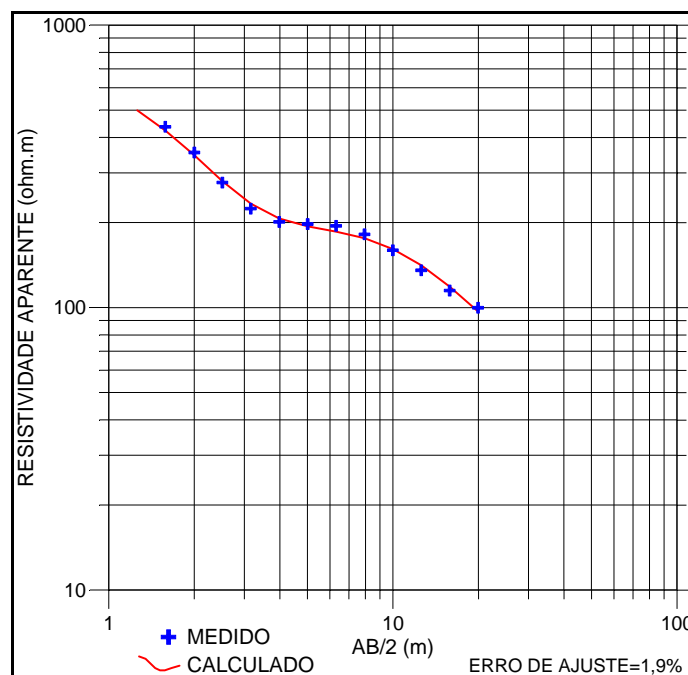


Figura 14.4.4-6 - SEV realizada nas proximidades da trincheira.

A Tabela 14.4.4-3 apresenta o modelo geoeétrico estabelecido com a inversão dos dados da SEV.

Tabela 14.4.4-3 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV realizada próxima à trincheira.

Camada	$\rho$ ( $\Omega\text{m}$ )	Espessura (m)	Prof. topo (m)
1	705	0,5	0
2	524	0,4	0,5
3	159	1,4	0,9
4	211	4,7	2,3
5	58	$\infty$	7

Para estabelecer uma comparação entre os valores medidos “*in situ*” com os dados da SEV, foi considerada uma quinta camada geoeétrica. Esta camada, não observada nas medidas diretas efetuadas até três metros de profundidade, apresenta um valor de resistividade menor que a subjacente, como pode ser verificado nas medidas indiretas (ramo descendente da porção final da curva da SEV). Ou seja, foi levado em consideração um estrato geoeétrico com 58 ohm.m, abaixo da 4ª camada. A Figura 14.4.4-7 apresenta estes resultados.

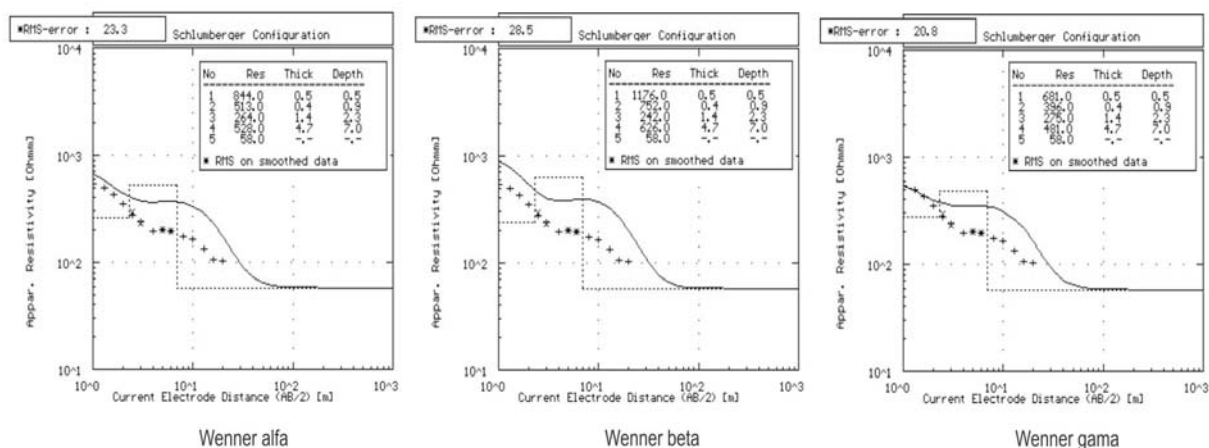


Figura 14.4.4-7 - Comparação das medidas de resistividade obtidas de forma direta (“*in situ*”, na parede da trincheira, curva contínua) com as três configurações Wenner (alfa, beta e gama) e indiretas (pela SEV, realizada nas proximidades, pontos discretos).

Observa-se, de forma geral, uma concordância dos valores de resistividade para as duas primeiras camadas geológicas. Já para a terceira e quarta camada, estes valores apresentam uma disparidade. Entretanto, continua sendo verificado o padrão  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$  para as quatro primeiras camadas.

Será agora estabelecida a correlação dos resultados da SEV com as litologias observadas na área. A primeira camada de 0,5m de espessura, e que apresenta o maior valor de resistividade, corresponde ao solo com matéria orgânica seca. A segunda camada, com espessura da mesma ordem de grandeza (0,4m) e correspondente a areia silte-argilosa com presença de seixos, apresenta uma ligeira queda na resistividade.

O gráfico apresentado na Figura 14.4.4-8 apresenta os perfis dos teores de umidade natural do solo em três campanhas realizadas em distintas épocas do ano de 2004 (PAIXÃO, 2005). As amostras foram coletadas com um trado mecânico, desde a superfície do terreno até a profundidade de 4 metros, aproximadamente, em alguns pontos próximos ao perfil onde foram realizados os levantamentos geofísicos. Atentaremos para a coleta de dados realizada no mês de abril, coincidente com os levantamentos geológicos ora apresentados (curva em vermelho do gráfico).

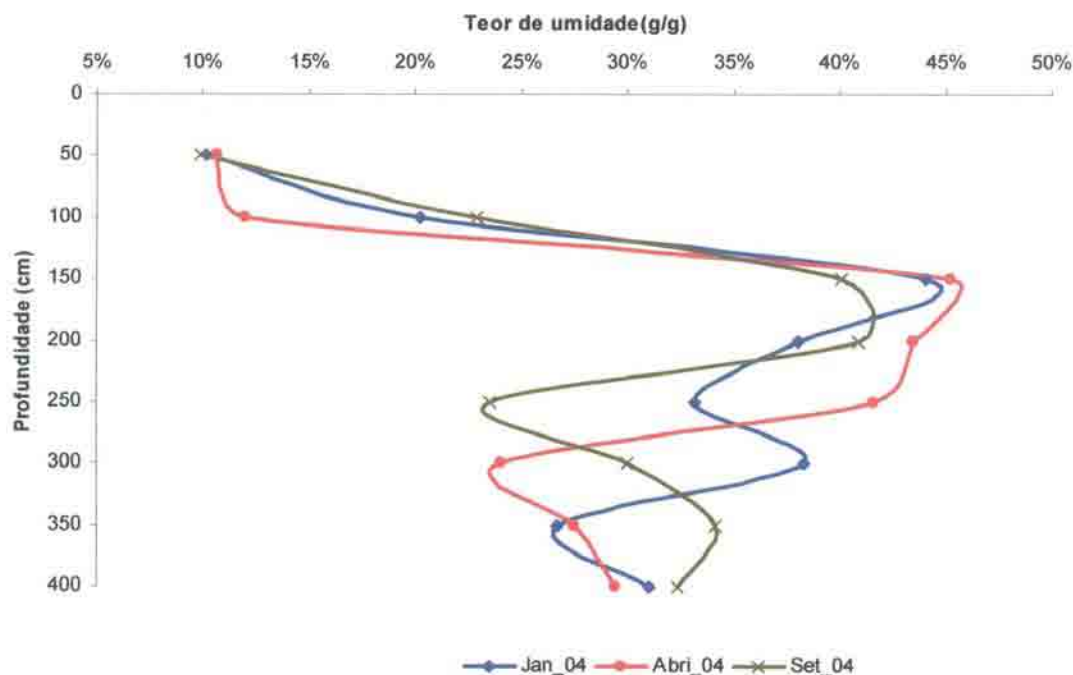


Figura 14.4.4-8 - Gráfico com teores de umidade natural do solo (PAIXÃO, 2005).

Pode ser observado um ligeiro incremento de umidade a partir de 0,5m até 1m, justificando a pequena queda de resistividade observada na segunda camada. A partir de 1m, os teores de umidade crescem abruptamente, com o pico da curva correspondente aos pontos medidos nas profundidades 1,5, 2,0 e 2,5m. Esta faixa de aproximadamente 1,5m de espessura, que apresenta altos teores de umidade, está correlacionada à camada de argila plástica que ocorre na área. Estes altos teores de umidade justificam os baixos valores de resistividade elétrica observados na terceira camada do modelo geoeletrico ( $\rho_3$ ) que está associada à presença desta argila. Com o aumento da profundidade a camada de argila vai gradando para frações mais arenosas, resultando em teores de umidade menores.

A discrepância observada entre os valores medidos de forma direta e indireta (Figura 14.4.4-7) para as litologias abaixo de 1m e que apresentam altos teores de umidade, pode ser explicada pela perda de umidade da camada de argila. As formações estiveram expostas na parede da trincheira, durante um considerável período de tempo e numa época do ano ainda relativamente quente.

Desta forma, devido ao pequeno espaçamento utilizado entre eletrodos ( $a=0,3m$ ), as medidas realizadas sofreram grande influência da porção superficial da litologia, que se apresentava mais seca do que a sua porção interna. Assim sendo, nestas medidas diretas efetuadas na trincheira, as resistividades das camadas que exibem alto teor de umidade, sempre

apresentarão valores superiores àqueles medidos com os métodos indiretos na superfície do terreno.

A Figura 14.4.4-9 apresenta os resultados do ajuste das medidas efetuadas de forma direta com as três configurações do arranjo Wenner, após três iterações. Os valores de resistividade apresentados na Tabela 14.4.4-2 foram utilizados como modelo inicial no processo de inversão.

Como pode ser observado, nos três casos o ajuste foi muito bom, com as resistividades da terceira e quarta camada assumindo menores valores, possivelmente mais próximos do que deveriam exibir em uma situação “in situ”, sem exposição direta à atmosfera.

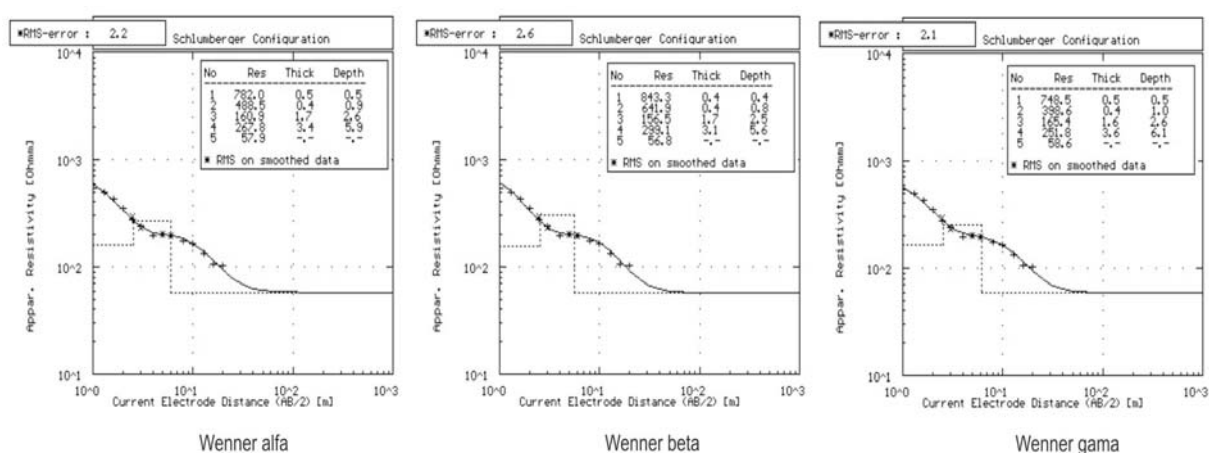


Figura 14.4.4-9 - Medidas diretas de resistividade (utilizando os arranjos Wenner alfa, beta e gama) ajustadas após 3 iterações em programa de inversão de dados de SEV.

O extrato geoeletrico de 58 ohm.m, que se encontra a aproximadamente 7m de profundidade, foi interpretado como a camada de argila compacta que ocorre na área, conforme as informações do perfil descritivo dos poços PM-1R (Figura 14.4.1-1).

#### 14.4.5 Levantamento 3D de eletrorresistividade

Nesta área de estudo, devido à disponibilidade de grande quantidade de informações diretas (trincheiras, poços etc.) foi realizado, em nível de teste, um levantamento genuinamente 3D de eletrorresistividade, cujos resultados serão apresentados neste item. Resultados preliminares deste estudo podem ser encontrados em GANDOLFO & GALLAS (2005; 2004b).

Encontram-se na literatura relatos de levantamentos 2D visualizados sob a forma de modelos 3D (BERNSTONE et al., 1997; OGILVY et al., 2002), assim como efetivas aquisições 3D onde geralmente foi empregado o arranjo P-P na coleta dos dados de campo (DAHLIN & BERNSTONE, 1997; PARK, 1998).

Para a aquisição 3D dos dados de eletrorresistividade na área da Raia Olímpica, foi efetuada uma malha regular composta por 25 eletrodos espaçados de 1m entre si constituindo, portanto, um quadrado de dimensão 4m x 4m (Figura 14.4.5-1).



Figura 14.4.5-1 - Aquisição de dados 3D com medida simultânea da profundidade do nível d'água.

O arranjo utilizado foi P-P com a colocação dos dois eletrodos fixos (B e N) a uma distância “infinitamente” grande (em torno de 100m) da malha quadrada.

A sistemática de aquisição dos dados seguiu a metodologia proposta por LOKE & BARKER (1996b), na qual o eletrodo de corrente permanece fixo na posição da estaca 1 e a leitura do potencial é efetuada em cada ponto da malha (estacas 2, 3, ..., 25). Em seguida, o eletrodo de corrente avança para a estaca 2, medindo-se o potencial nas posições correspondentes às estacas 3, 4 até 25 (Figura 14.4.5-2). O procedimento se repete até o fechamento da malha.

Obedecendo-se ao princípio da reciprocidade, é apenas necessário efetuar medidas de potencial nos eletrodos posicionados em estacas de número superior àquela onde está posicionado o eletrodo de corrente. Para fins comparativos dos resultados obtidos, denominaremos esta sistemática de “aquisição completa”, cujo esquema encontra-se ilustrado na Figura 14.4.5-2.

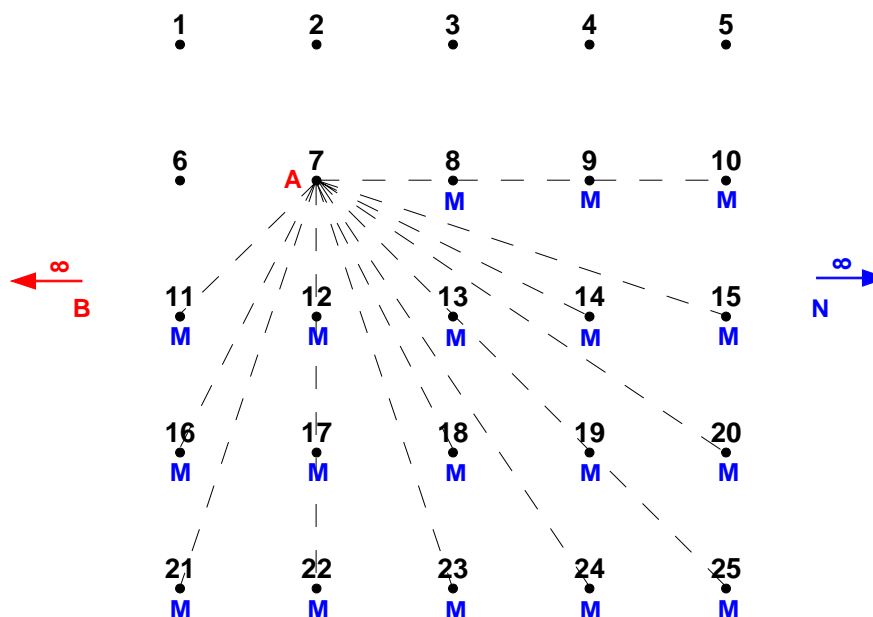


Figura 14.4.5-2 - Geometria dos eletrodos utilizados na aquisição 3D e esquema de “aquisição completa” (modificada de LOKE & BARKER, 1996b).

Na configuração P-P, o número máximo de medidas independentes ( $n_{\max}$ ) que pode ser efetuado utilizando-se  $n_e$  eletrodos, é dado pela fórmula proposta por XU & NOEL (1993):

$$n_{\max} = \frac{n_e(n_e - 1)}{2} \quad (\text{eq.14.4.5-1})$$

Na aquisição dos dados com os 25 eletrodos, foram realizadas 300 medidas para o fechamento da malha. O tempo gasto na execução foi de 3,5 horas com duas pessoas trabalhando em campo.

Vale salientar que quando se aumenta a quantidade de pontos da malha, o número de medidas necessárias para o fechamento da mesma cresce de maneira significativa. Ilustrando o que foi dito, no caso do levantamento cobrir uma área ligeiramente maior, por exemplo, 6m x 6m (correspondendo a uma malha regular de 7x7, totalizando 49 eletrodos), deveriam ser realizadas 1176 medidas o que consumiria o tempo de aproximadamente 14 horas (consideradas as mesmas condições do levantamento de campo ora relatado) para a aquisição dos dados.

O fato demonstra a clara necessidade da utilização de equipamentos automatizados multi-eletrodos para que levantamentos 3D sejam operacionalmente viabilizados de forma a cobrir áreas de maiores dimensões. Em aplicações rotineiras, malhas menores que 10 x 10 podem não ter efetiva praticidade, uma vez que a área de cobertura é extremamente pequena (LOKE, 1999).

Uma forma alternativa de aquisição de dados visando a redução do número de medidas em campo foi testada neste levantamento. Consiste na execução de medidas ao longo de linhas horizontais, verticais e diagonais a 45°, partindo-se do eletrodo de corrente posicionado na malha (LOKE & BARKER, 1996b). Este modo de aquisição, denominado pelos autores de “*cross-diagonal*” (Figura 14.4.5-3), reduz o número de medidas necessárias para execução do ensaio (e, conseqüentemente, o tempo dispendido para aquisição das mesmas) sem que ocorra perda significativa da qualidade do modelo final obtido, como será mostrado adiante.

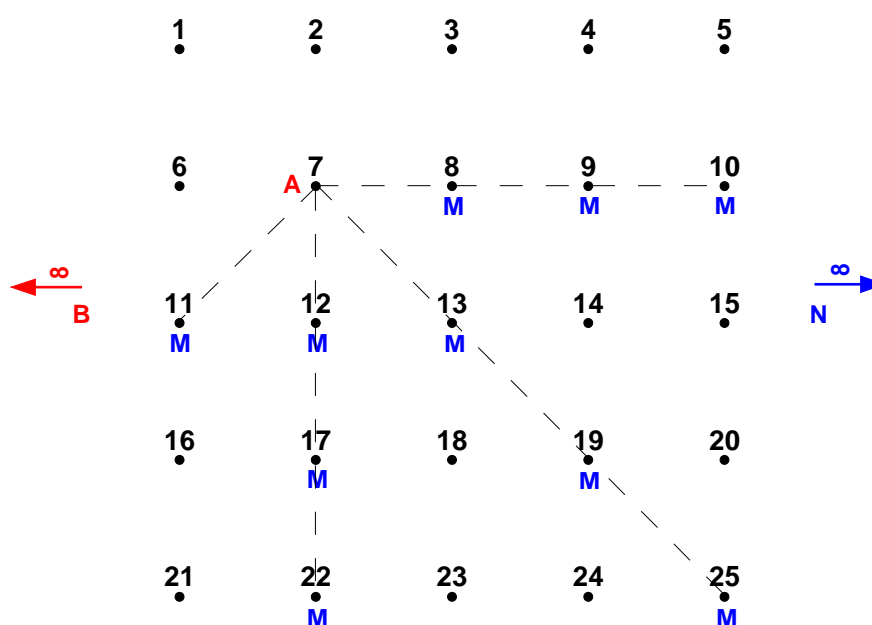


Figura 14.4.5-3 - Técnica de aquisição “*cross-diagonal*” do levantamento 3D (modificada de LOKE & BARKER, 1996b).

Utilizando-se esta técnica simplificada de aquisição, o número de medidas é diminuído de 300 para 160. Ou seja, o tempo gasto no levantamento de campo seria praticamente reduzido à metade. Em cada ponto da malha os valores das resistividades elétricas aparentes ( $\rho_a$ ) foram calculados pela eq.(3.2.4-1). Neste caso, a constante geométrica para o arranjo P-P ( $K=2\pi a$ ) foi calculada para cada ponto da malha retangular onde o potencial foi medido, sendo “a” é a distância entre o eletrodo de corrente e o de potencial.

No processamento dos dados foi utilizado o *software* RES3DINV (GEOTOMO SOFTWARE, 2004). A malha de elementos finitos utilizada para a determinação dos valores de resistividades está representada na Figura 14.4.5-4, com a espessura da primeira fileira de blocos igual a 0,7m, aumentando em 10% para os blocos subsequentes em profundidade.

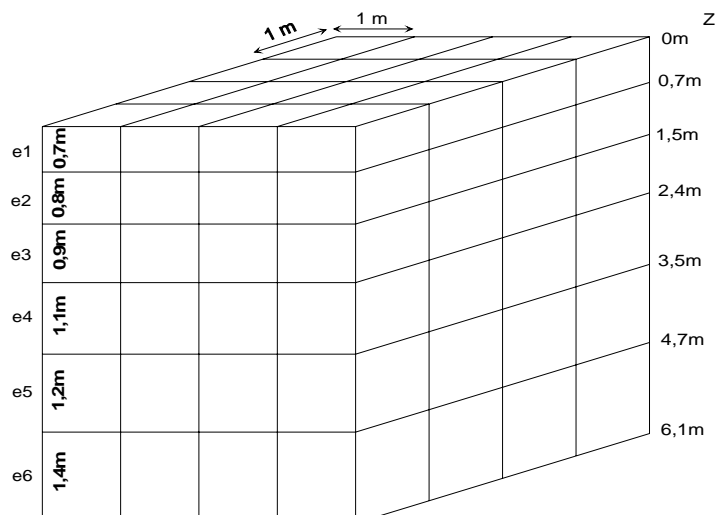


Figura 14.4.5-4 - Malha de elementos finitos utilizada para a inversão dos dados obtidos no levantamento 3D realizado na Raia Olímpica.

Na Figura 14.4.5-5 encontra-se o resultado da inversão dos dados, correspondente ao modo de aquisição completa. Os valores modelados de resistividade (exibidos nos nós da malha) são apresentados em cortes (“slices”) correspondentes aos seis níveis de investigação em profundidade, em conformidade com o modelo 3D discretizado da Figura 14.4.5-4. A escala cromática representando as resistividades, mantendo-se o padrão adotado nesta tese, varia dos tons avermelhados (mais condutivo) até a tonalidade azul (mais resistivo).

As profundidades efetivas, associadas à cada fileira de blocos, corresponde à metade da espessura dos blocos do modelo. Desta forma, teríamos as seguintes profundidades para os seis níveis de investigação (correspondente a seis fileiras de blocos): 0,35m; 1,1m; 1,95m; 2,95m, 4,1m e 5,4m.

Na Figura 14.4.5-6, é apresentado o resultado obtido com a aquisição alternativa “*cross-diagonal*”. Observa-se uma grande similaridade deste modelo com aquele obtido com a aquisição completa, principalmente nos três primeiros níveis de investigação. Algumas discrepâncias podem ser observadas nos níveis mais profundos de investigação (níveis 4 e 5). Isto se deve às diferenças das densidades de amostragem entre os dois sistemas de aquisição, em que ambos perdem resolução com o incremento da profundidade.

Valores mais elevados de resistividade elétrica são observados no primeiro nível, ocorrendo uma diminuição dos mesmos em profundidade. A partir do nível 5 de investigação, as resistividades tendem a aumentar ligeiramente.



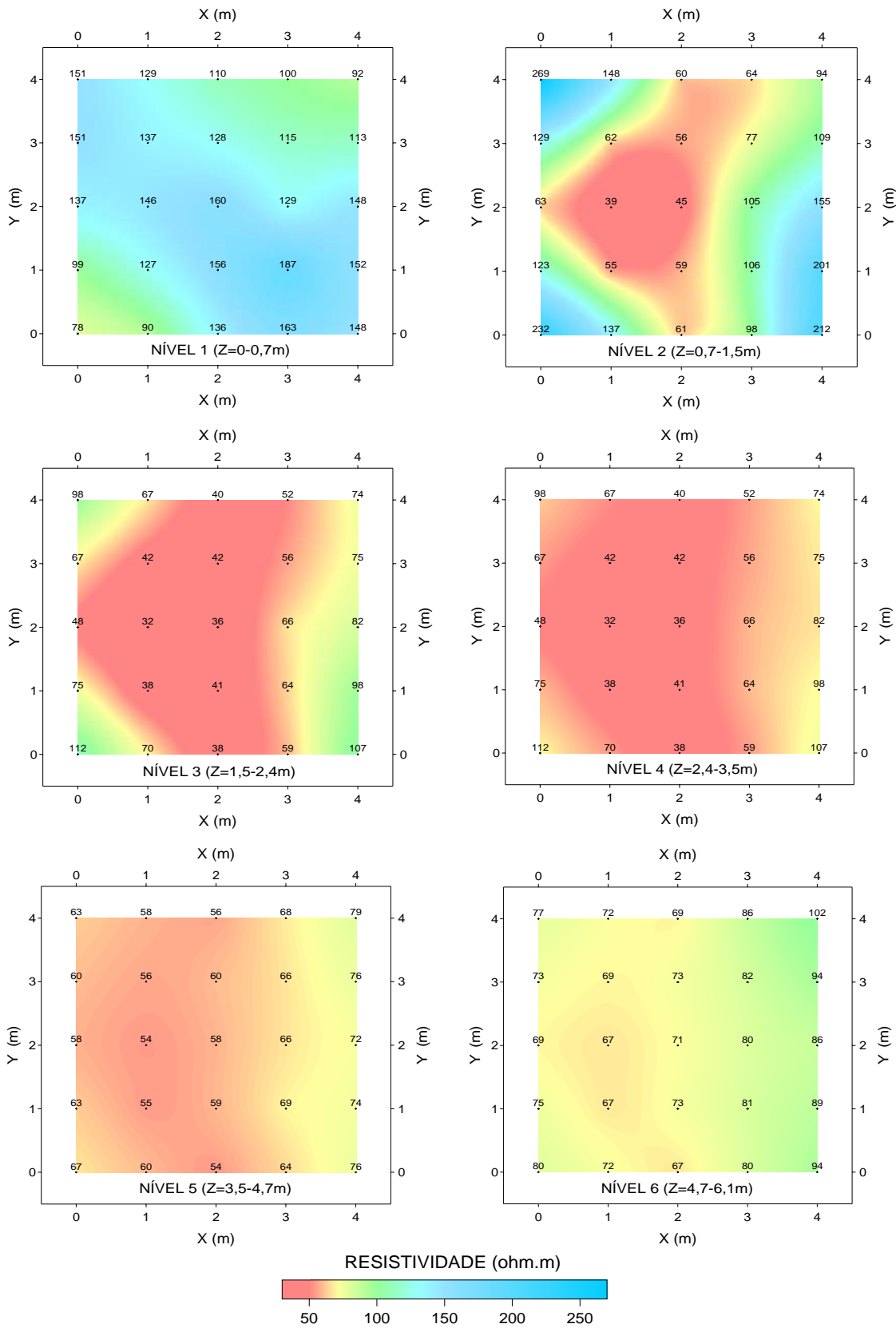


Figura 14.4.5-5 - Modelo geoeétrico obtido no modo de “aquisição completa”.

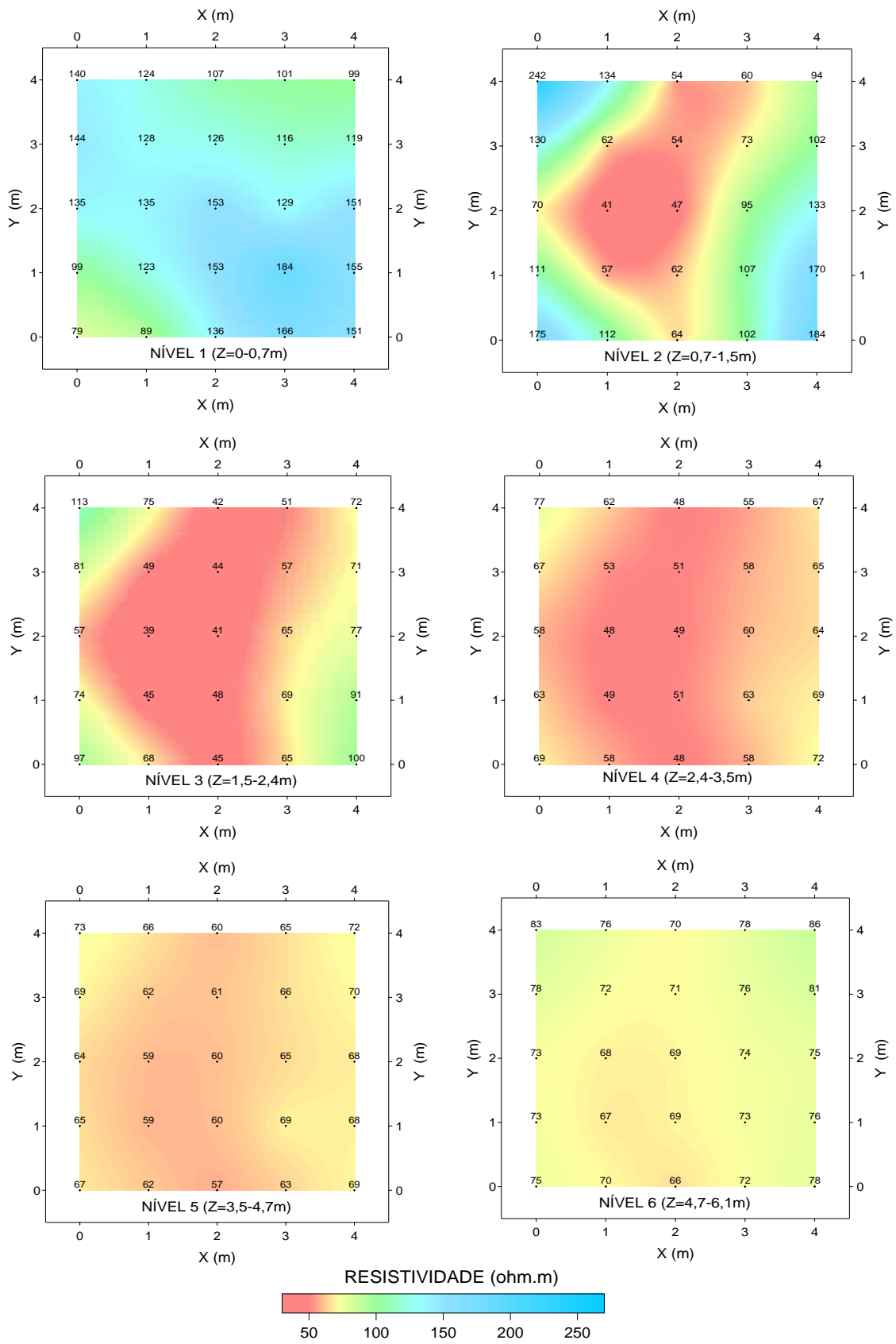


Figura 14.4.5-6 - Modelo geoeletrico obtido no modo de aquisicao "cross-diagonal".

O nível superior, exibindo maiores resistividades elétricas, corresponde a camada de solo seco com matéria orgânica, (espessura aproximadamente igual a 0,5m). No segundo nível, podem ser observadas grandes variações na distribuição das resistividades, reflexo da heterogeneidade da mesma (areia silte-argilosa com presença de seixos). Esta camada apresenta valores de resistividade ligeiramente menores do que a camada superior, mostrando coerência com os dados das SEVs.

No terceiro nível (profundidade efetiva igual a aproximadamente 2m) são observados baixos valores de resistividade, correspondendo à camada de argila plástica com alto teor de umidade. A resistividade continua caindo até o quarto nível, quando atinge seus menores valores em média (profundidade efetiva igual a 3m, aproximadamente).

No quinto e sexto nível, apesar da baixa resolução em função da profundidade, os valores de resistividade vão sofrendo uma ligeira elevação. Estes níveis estão associados à argila siltosa gradando para frações mais grossas em profundidade, fazendo com que a resistividade suba novamente.

A Figura 14.4.5-7 apresenta de forma ilustrativa os seis níveis de investigação em profundidade do modelo geoeletrico 3D e as respectivas correspondências com as litologias locais. A camada de argila compacta, que equivaleria a uma nova queda na resistividade, não foi identificada neste levantamento devido ao pequeno espaçamento utilizado no arranjo (1m).

A consistência dos resultados pode também ser checada comparando-se o modelo obtido da aquisição 3D com aquele resultante do levantamento 2D de caminhamento elétrico, especificamente com a utilização do mesmo arranjo, ou seja, o P-P.

A Figura 14.4.5-8 apresenta um corte vertical do modelo 3D na posição  $Y=0$  que pode ser comparado com um segmento do modelo geoeletrico 2D obtido do processamento dos dados do caminhamento elétrico (arranjo P-P,  $a=1m$  e treze níveis de investigação em profundidade). A exata posição onde o levantamento 3D foi realizado está destacada pela moldura branca.

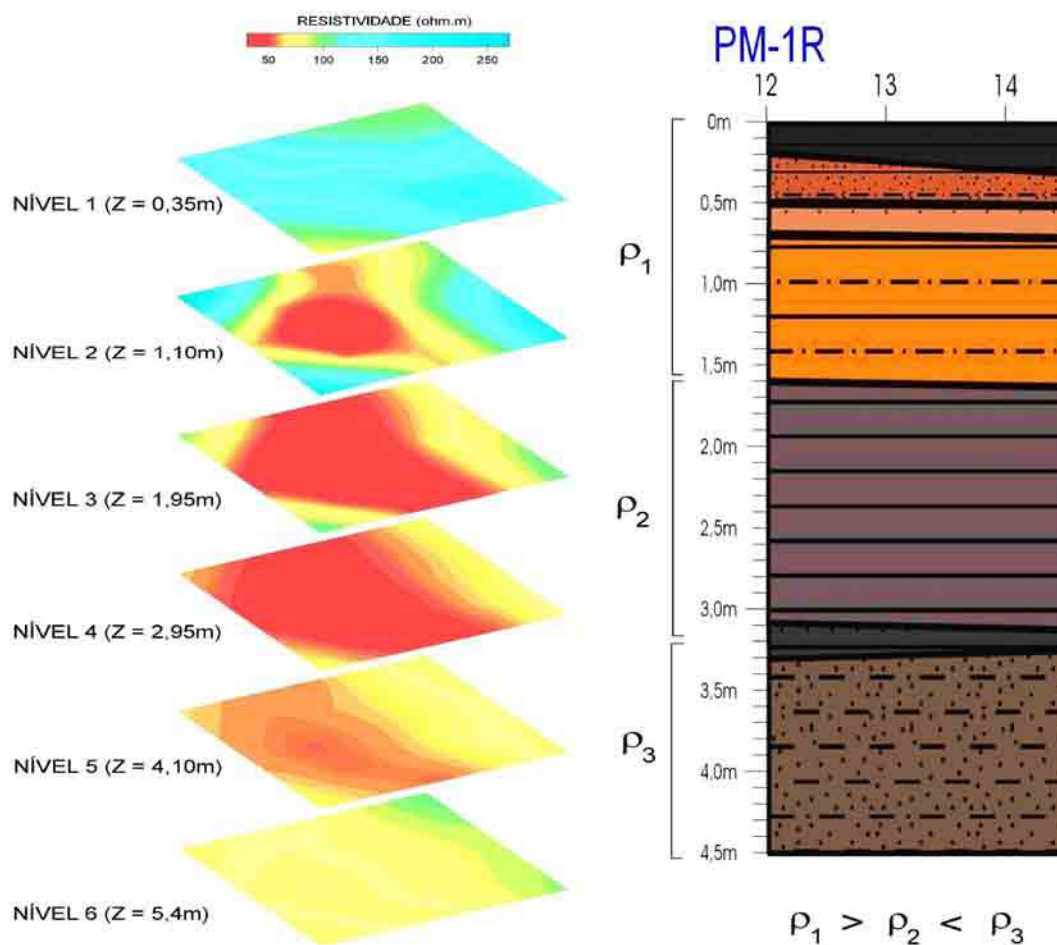


Figura 14.4.5-7 - Diagrama ilustrando-se o resultado do levantamento 3D, onde foi verificada a variação da resistividade com a profundidade seguindo o padrão padrão  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ . Ao lado, um corte da seção geológica nas proximidades do levantamento (poço PM-1R) para fins de correlação.

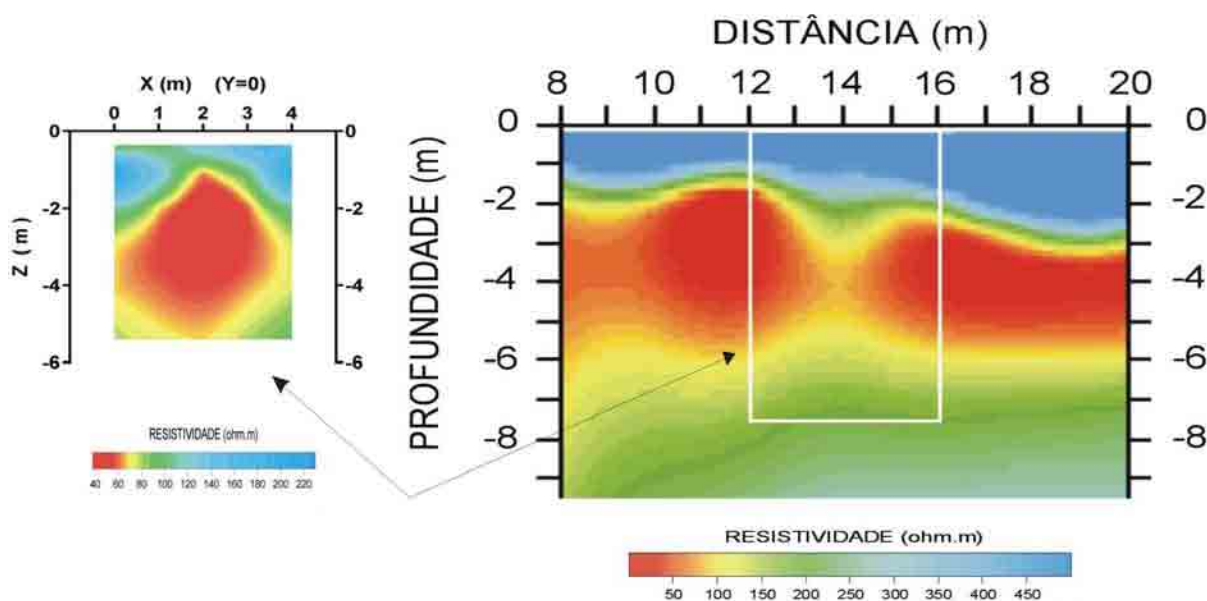


Figura 14.4.5-8 - Seção vertical (X,Z em Y=0) do modelo 3D (esquerda) e segmento do modelo geoeletrico obtido em levantamento 2D com arranjo P-P e  $a=1m$  (direita).

#### 14.4.6 Resultados dos levantamentos geofísicos de apoio: GPR e EM

O GPR e o EM desempenham o papel de “métodos de apoio” para o trabalho desenvolvido nesta tese, checando e validando os resultados obtidos, uma vez que respondem a um parâmetro que pode ser diretamente correlacionado com os dados de eletrorresistividade. O parâmetro medido pelo método eletromagnético (EM), qual seja, a condutividade elétrica do terreno, pode ser diretamente comparado com os valores de resistividade aparente, determinados pela SEV ou pelos caminhamentos elétricos.

O GPR, operando com ondas eletromagnéticas de alta frequência, fornece uma imagem de alta resolução das porções rasas da subsuperfície. A propagação da onda no meio está condicionada às propriedades elétricas do material. Litologias que apresentam alta condutividade elétrica causam forte atenuação do sinal eletromagnético e limitam a propagação da onda. Já em meios eletricamente resistivos, a propagação ocorre de forma eficiente, sendo possível observar na seção a presença de reflexões do sinal.

Serão apresentados a seguir os resultados do levantamento GPR realizado sobre o perfil de 40m. A velocidade utilizada para a conversão tempo em profundidade foi de 0,08 m/ns. Este valor foi adotado conforme análise de velocidade realizada por PAIXÃO (2005) que realizou diversos levantamentos GPR no mesmo local.

A Figura 14.4.6-1 apresenta a seção GPR processada, onde a janela de tempo utilizada foi de 100ns. Observa-se uma forte atenuação do sinal abaixo de 1,5m de profundidade, na camada de argila muito plástica que, conforme visto, retêm muita umidade e apresenta valores baixos de resistividade. A parte superior da seção onde os refletores são bem visíveis, indicando pouca atenuação e, conseqüentemente, presença de material eletricamente resistivo, está associada à camada de solo orgânico e solo areno-argiloso com seixos, seco. Na seção nota-se também que a espessura desta camada sofre uma ligeira diminuição a partir da posição  $X=26m$ , fato também bem observado na seção geoeletrica 2D, D-D com  $a=0,5m$  (Figura 14.4.3-3).

A Figura 14.4.6-2 apresenta outra seção GPR adquirida com os mesmos parâmetros da seção obtida anteriormente, porém utilizando uma janela de tempo menor (60 ns) o que possibilitou uma visão mais detalhada da camada resistiva superior com espessura média de 1,5m. Pode também ser observada uma atenuação a partir da posição 26m, correlacionada a presença da camada condutiva que se encontra mais rasa nesta parte do perfil, como foi verificado nas seções geoeletricas 2D modeladas.

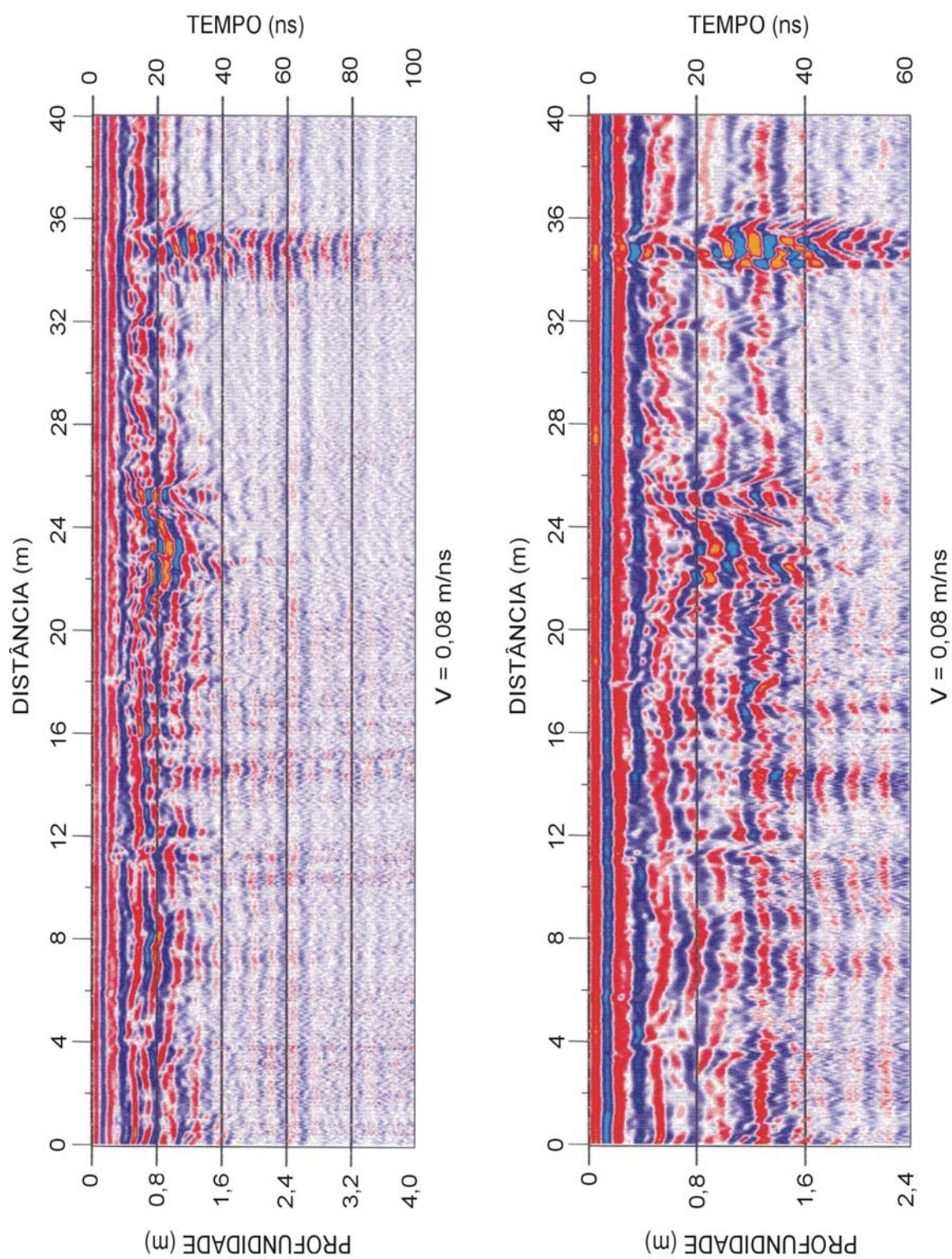


Figura 14.4.6-1 - Seção GPR (antena de 300 MHz) obtida sobre o perfil de 40m, janela=100ns (esquerda).

Figura 14.4.6-2 - Seção GPR (antena de 300 MHz) obtida sobre o perfil de 40m, janela=60ns (direita).

Os resultados do levantamento eletromagnético realizado com o equipamento EM-31 serão apresentados sob a forma de perfis. Como o equipamento fornece diretamente a leitura da condutividade elétrica aparente, os valores medidos foram convertidos para resistividade, permitindo uma correlação direta com os resultados obtidos dos caminhamentos elétricos (Figura 14.4.6-3).

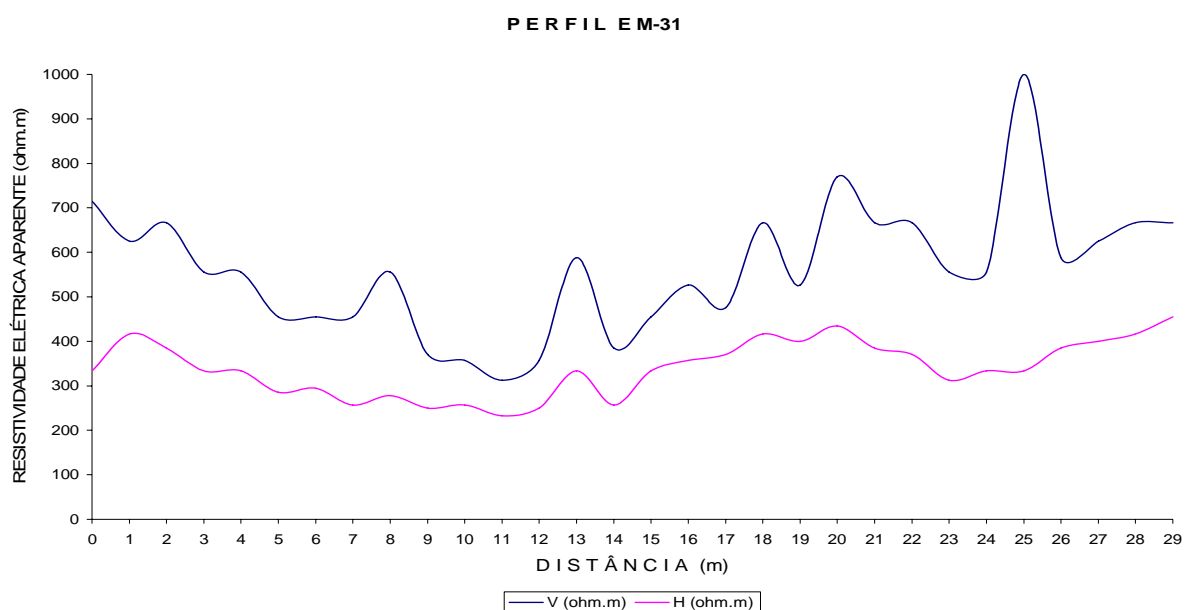


Figura 14.4.6-3 - Perfis eletromagnéticos em dois distintos níveis de investigação em profundidade.

O perfil terminou na estaca 29m, pois além desta posição, as medidas apresentaram-se extremamente ruidosas e incoerentes sendo, desta forma, descartadas. Não foi possível uma quantificação dos dados de EM tal como será apresentado no Capítulo 16 (item 16.4). Entretanto, foi efetuada uma análise puramente qualitativa dos resultados obtidos.

As medidas correspondentes à configuração “dipolo horizontal” (H) refletem uma contribuição das porções mais rasas do pacote investigado, no caso, exibindo claramente um comportamento menos resistivo. Com o equipamento operando na configuração “dipolo vertical” (V), as leituras de resistividade são sistematicamente maiores. Ou seja, em profundidade temos  $\rho_1 < \rho_2$ . As medidas com o campo horizontal sofrem mais influência da camada condutiva situada aproximadamente entre 1,5m e 3,0m, associada à argila plástica. Com o campo horizontal, maiores profundidades são alcançadas e, conseqüentemente, estão sob influência da camada mais resistiva (argila siltosa, gradando para frações mais arenosas em profundidade) situada abaixo da argila plástica, fazendo com que as leituras de resistividade aumentem ligeiramente.

### 14.4.7 Modelo geoeletrico final

Com base em todos os resultados obtidos na área de estudos da Raia Olímpica foi estabelecida uma correlação final das diversas litologias existentes no local e identificadas por informações diretas (trincheira e perfil dos poços de monitoramento) com as informações obtidas de forma indireta pelos métodos geofísicos, principalmente a eletrorresistividade através de suas duas principais técnicas de investigação (SEV e caminhamento).

A Tabela 14.4.7-1 apresenta um modelo geoeletrico final, correlacionando as litologias encontradas na área com os respectivos valores da resistividade elétrica estimados para cada uma delas.

Tabela 14.4.7-1 - Modelo geoeletrico final proposto para a área da Raia Olímpica.

Camada	Modelo Geoeletrico	Litologia	Valor de $\rho$ representativa do modelo	Espessura
1	$\rho_1$	Solo com matéria orgânica	$> 400 \Omega\text{m}$	0,9 m
2		Areia silte-argilosa com presença de seixos		
3	$\rho_2$	Argila plástica	$\sim 50 \Omega\text{m}$	1,5 m
4	$\rho_3$	Argila siltosa gradando para frações mais grossas na base	$\sim 200 \Omega\text{m}$	4,7 m
5	$\rho_4$	Argila compacta	$\sim 50 \Omega\text{m}$	indeterminada

Com o intuito de ilustrar o modelo geoeletrico proposto e apresentado na Tabela 14.4.7-1, elegeu-se a seção modelada correspondente à aquisição P-D (aberturas  $a=4\text{m}$ ,  $2\text{m}$  e  $1\text{m}$ ) como a mais representativa e a que forneceu o melhor resultado em termos de imageamento das porções rasas.

Propositalmente, foram desconsideradas as bordas da seção modelada onde existem algumas distorções que podem não ter correspondência com a geologia. Ao lado da seção, encontra-se a curva de resistividade aparente da SEV-E12, também julgada a mais representativa dentre as sondagens elétricas realizadas, ilustrando o padrão geoeletrico definido para a área:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$  (Figura 14.4.7-1).



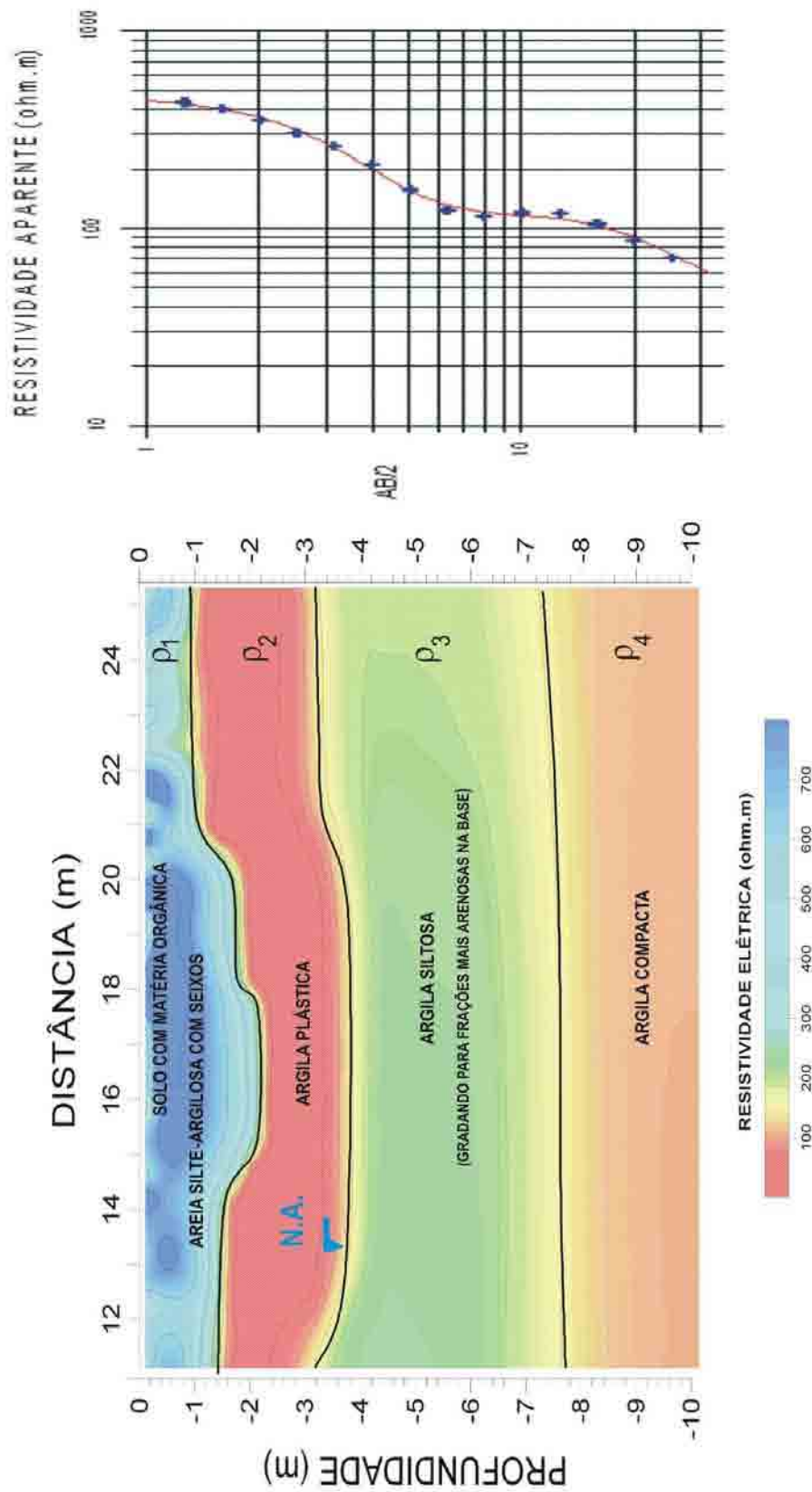


Figura 14.4.7-1 - Detalhe da seção modelada P-D ( $a=4\text{m}$ ,  $2\text{m}$  e  $1\text{m}$ ) e a correlação com as litologias da área da Raia Olímpica, definindo o modelo geoeletrico para área:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ .

O nível d'água local encontra-se na interface das camadas geoeletricas  $\rho_2$  e  $\rho_3$ . Neste contexto, a zona saturada corresponde a uma camada eletricamente mais resistiva (argila siltosa gradando para frações mais grossas na base) posicionada sob uma outra camada de menor resistividade. Esta camada mais condutiva corresponde à argila plástica que apresenta alto teor de umidade.

Este modelo foge do padrão comumente esperado, qual seja: zona não saturada, resistiva; zona saturada, condutiva. A presença da camada de argila plástica altera este comportamento esperado e, não fossem as informações diretas, o nível d'água poderia ser interpretado como a interface que ocorre a aproximadamente 1,5m de profundidade. Esta conclusão errônea poderia estar embasada pelos resultados da interpretação geofísica (SEV, modelos 2D obtidos com os arranjos D-D, P-D, Wenner e GPR).

Fica o ensinamento que, embora com a aplicação de diversas técnicas, métodos e arranjos, visando a diminuição da ambigüidade na interpretação, a ausência de um dado direto pode levar a conclusões equivocadas, mesmo em uma investigação detalhada com alvos extremamente rasos.

## 15 ÁREA DE ESTUDO 2 - AFLORAMENTO DE DIABÁSIO (RODOVIA DOS BANDEIRANTES)

### 15.1 Contexto geral e localização

Os levantamentos realizados na área do afloramento de diabásio, situado na Rodovia dos Bandeirantes, permitiram uma avaliação do desempenho da técnica do caminhamento elétrico com o objetivo voltado para o mapeamento da profundidade do topo rochoso e a sua conformação em subsuperfície. Trata-se de um alvo com uma geometria e profundidades bem conhecidas, o que possibilitou uma excelente possibilidade para aferição das imagens obtidas com a situação real, observada de uma forma direta em campo.

Dentre as técnicas geofísicas que vêm sendo largamente aplicadas na determinação da profundidade do topo do embasamento rochoso, podem ser citadas a sísmica de refração e a sondagem elétrica vertical (SEV). A técnica do caminhamento elétrico, embora encontre aplicação para tal propósito, apresenta algumas limitações e não pode, portanto, ser classificada como de “larga aplicação” neste quesito (SOUZA, 1998).

A aquisição dos dados foi realizada sobre um afloramento de diabásio situado na beira da Rodovia Bandeirantes, km 162 sentido interior-capital, próximo ao município de Limeira-SP (Figura 15.1-1). As coordenadas geográficas do topo do afloramento, obtidas por intermédio de um GPS de navegação, são E=247.880 e N=7.505.627. O levantamento de campo foi realizado na primeira quinzena do mês de julho de 2004.



Figura 15.1-1 - Afloramento de diabásio situado no km 162 da Rodovia dos Bandeirantes.

Como pode ser observado pela Figura 15.1-1, o contato solo-rocha é muito bem definido e o topo rochoso apresenta uma conformação bastante regular. Esta condição é propícia para checagem dos resultados, uma vez que a profundidade do contato pode ser determinada com bastante precisão. O levantamento foi realizado sobre a berma do talude no qual se encontra o afloramento, conforme ilustrado na Figura 15.1-2.



Figura 15.1-2 - Levantamento na berma do talude sobre o afloramento.

Para que fosse estabelecida uma correspondência visual de forma direta das pseudo-seções de resistividade aparente e das seções modeladas com as imagens do afloramento fotografadas em campo, foi feito um espelho das fotos em um editor de imagens (Figura 15.1-3). Desta maneira, a correspondência da imagem da foto com os resultados obtidos, torna-se mais fácil de ser visualizada.

Os programas, em geral, assumem nos seus gráficos e seções, que a origem do eixo das abscissas esteja à esquerda, crescente no sentido para a direita. Ou seja, pressupõem que o sentido do caminamento seja da esquerda para a direita. Isto é particularmente importante quando são utilizados os arranjos assimétricos (P-D e P-P). No caso destes arranjos, o programa RES2DINV assume que o eletrodo de corrente no “infinito” esteja situado à esquerda da seção.

A exata localização do perfil realizado sobre o afloramento consta também na Figura 15.1-3. A escala foi determinada a partir da posição das duas pessoas que aparecem na fotografia

(postadas sobre as estacas 30m e 40m do perfil). A régua representando o perfil está graduada de 2 em 2m. Acima e à esquerda da foto, encontra-se uma escala gráfica.



Figura 15.1-3 - Foto do afloramento, espelhada em relação à Foto 15.1-1, graduada e em escala.

A profundidade real do contato solo-rocha em relação ao nível do terreno sobre o qual o perfil foi realizado, foi determinada de forma direta com auxílio de uma vara e um prumo preso por uma corda em uma de suas extremidades (Figura 15.1-4).



Figura 15.1-4 - Determinação direta da profundidade do topo rochoso em pontos do perfil.

Quando o desnível entre o topo rochoso e a superfície foi superior a 2m, adotou-se uma outra estratégia para as medições das profundidades. Foi medida a distância (L) entre a superfície e o topo ao longo da rampa do talude e a inclinação da mesma ( $\phi$ ) utilizando o clinômetro de uma bússola geológica. Conhecendo-se este ângulo de inclinação e a distância medida (L), a profundidade pôde ser calculada por trigonometria, conforme ilustrado na Figura 15.1-5.

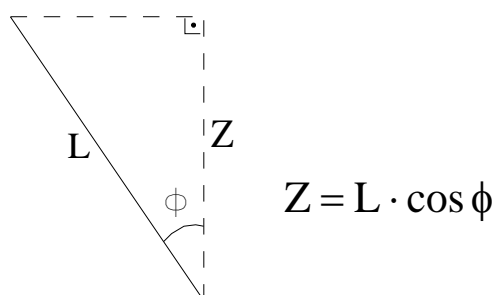


Figura 15.1-5 - Determinação por trigonometria da profundidade do topo rochoso no afloramento.

A mesma escala determinada na Figura 15.1-3 foi aplicada na Figura 15.1-6, a partir da qual puderam ser determinadas, de forma visual, as profundidades do contato solo-rocha sã em relação à berma onde foram realizados os perfis de caminhamento.

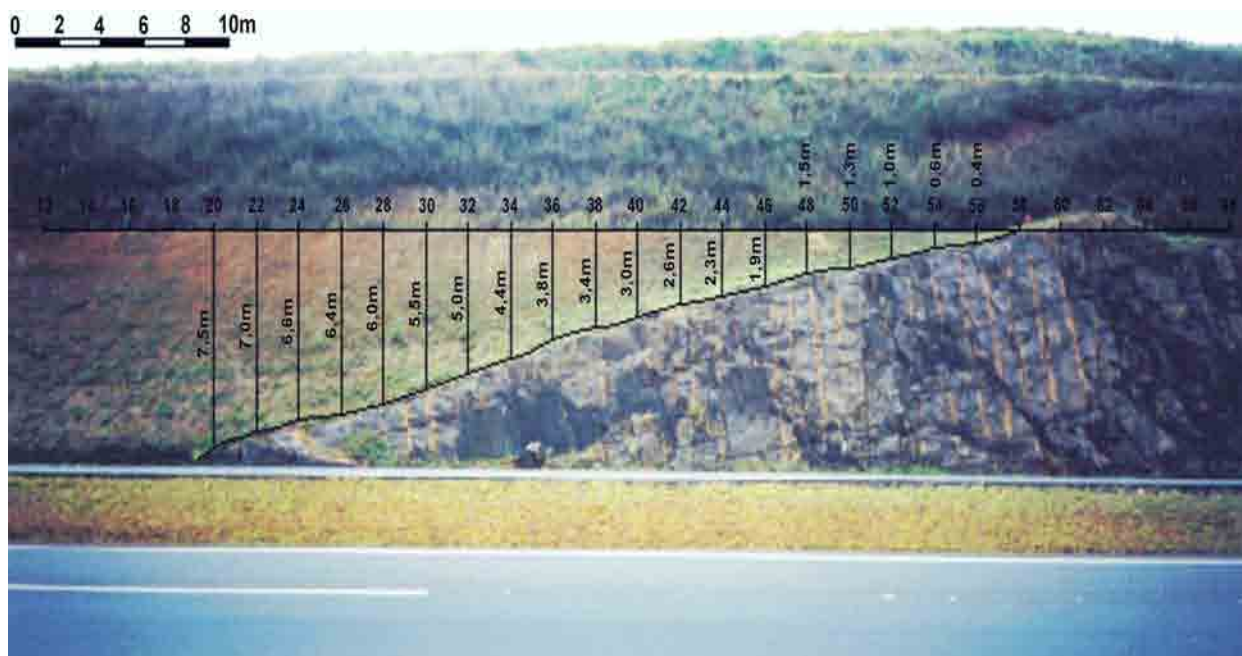


Figura 15.1-6 - Afloramento com as respectivas profundidades do topo rochoso com escala.

A Tabela 15.1-1 apresenta as profundidades do topo rochoso determinadas a cada 2m do perfil, comparando-se as duas técnicas adotadas: a das medidas efetuadas no campo e aquelas determinadas com a utilização da fotografia devidamente colocada em escala.

Tabela 15.1-1 - Profundidade do topo rochoso, determinada por medidas realizadas no campo e pela fotografia do afloramento.

Posição no Perfil (x)	Profundidade da rocha sã (z)		$\Delta$ (m)
	Medida em campo (m)	Determinada por fotografia (m)	
20m	-	7,50	-
22m	7,01	7,00	0,01
24m	6,68	6,60	0,08
26m	6,17	6,40	-0,23
28m	5,91	6,00	-0,09
30m	5,37	5,50	-0,13
32m	5,08	5,00	0,08
34m	4,56	4,40	0,16
36m	3,86	3,80	0,06
38m	3,54	3,40	0,14
40m	3,09	3,00	0,09
42m	2,57	2,60	-0,03
44m	2,31	2,30	0,01
46m	1,80	1,90	-0,10
48m	1,50	1,50	0,00
50m	1,40	1,30	0,10
52m	1,05	1,00	0,05
54m	0,65	0,60	0,05
56m	0,40	0,40	0,00
58m	aflorando		-
60m	aflorando		-
62m	aflorando		-
64m	aflorando		-
66m	0,6m		
68m	2,0m		

Pela grande consistência dos dados obtidos, foram então definidos os valores da 3ª coluna da Tabela 15.1-1 como as profundidades assumidas como “verdadeiras” do topo rochoso no local do levantamento. Estes valores serão utilizados em toda a análise subsequente.

As profundidades correspondentes às duas últimas posições (x=66m e x=68m) foram determinadas pela Figura 15.1-7, com uma visão mais ampla do afloramento estendendo-se além do ponto onde ele aflora. Nestas posições finais, o contato não está tão bem definido como no início do perfil. Entretanto, é nítida a presença de uma pequena camada de solo sobrepondo a rocha sã (destacada pela moldura vermelha na foto).



Figura 15.1-7 - Visão mais ampla do afloramento, mostrando uma pequena camada de solo no final do perfil, sobre o topo rochoso (destacada em vermelho).

## 15.2 Levantamentos geofísicos realizados

Na aquisição dos dados de caminhamento foram realizados perfis com seguintes arranjos e parâmetros, sempre sobre a mesma linha de levantamento (Tabela 15.2-1).

Tabela 15.2-1 - Arranjos e parâmetros utilizados no perfil realizado sobre o afloramento.

Arranjo	Espaçamento entre eletrodos	Número de níveis	Início	Extensão
D-D	a=4 m	10	estaca 0 m	72 m
D-D	a=2 m	14	estaca 20 m	52 m
D-D	a=1 m	14	estaca 30 m	42 m
P-D	a=2 m	14	estaca 20 m	52 m
P-D	a=1 m	14	estaca 30 m	42 m
P-P	a=2 m	15	estaca 20 m	52 m
P-P	a=1 m	15	estaca 30 m	42 m

## 15.3 Resultados obtidos

Serão apresentados inicialmente os resultados com o arranjo D-D que é, a princípio, aquele que fornece a melhor a resolução espacial dentre os três arranjos utilizados na aquisição sobre o afloramento.



As pseudo-seções correspondentes aos espaçamentos 4m, 2m, 1m, assim como a pseudo-seção modificada contendo os três espaçamentos, são apresentadas na Figura 15.3-1. Na plotagem das pseudo-seções foram utilizadas as profundidades efetivas de EDWARDS (1977), pois estas serão posteriormente comparadas com os resultados do modelamento direto fornecido pelo programa RES2DMOD (item 15.3.1) e que adota as profundidades do autor supra citado.

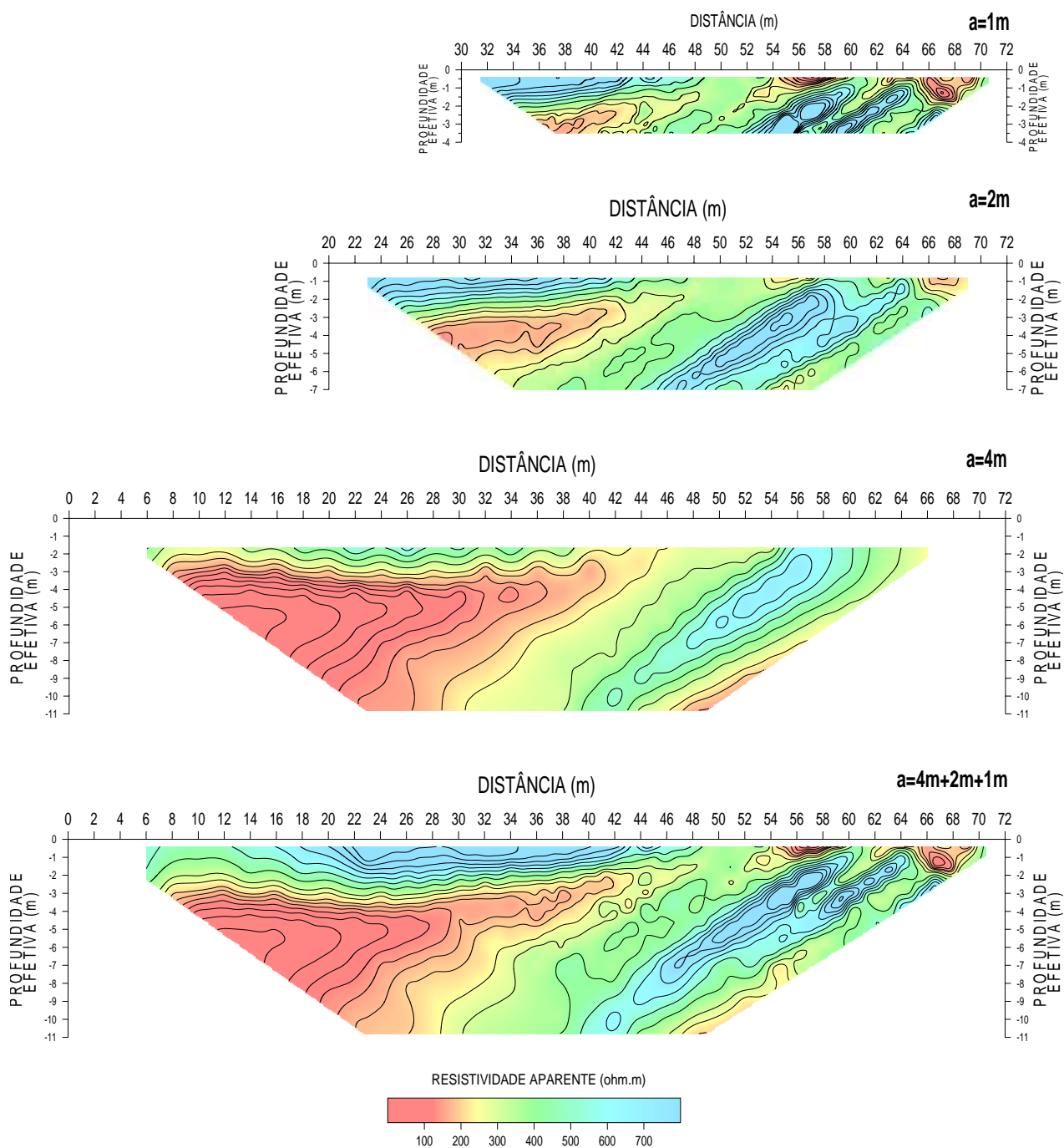


Figura 15.3-1 - Pseudo-seções D-D modificadas ( $a=1\text{m}$ ,  $a=2\text{m}$ ,  $a=4\text{m}$  e todos os dipolos juntos).

Nas seções modeladas que serão apresentadas a seguir, as profundidades determinadas do topo rochoso foram lançadas sobre as imagens processadas para facilitar a visualização do contato solo-rocha nas respectivas imagens geradas.

Os parâmetros utilizados para o processamento das seções D-D para esta área de estudo foram os seguintes: inversão robusta com valores de resistividade limitados superiormente a três vezes; razão V/H do filtro de nivelamento igual a 0,5; espessura do primeiro bloco igual a 0,3 o espaçamento entre eletrodos, aumentando em 10% com a profundidade.

A Figura 15.3-2 apresenta a seção modelada correspondente ao espaçamento igual a 4m. Observa-se uma concordância relativamente boa do topo rochoso com a camada resistiva cujas profundidades diminuem em direção ao final do perfil, aflorando entre as posições 58m e 64m.

As Figuras 15.3-3 e 15.3-4 apresentam as seções correspondentes aos dipolos com menores espaçamentos ( $a=2m$  e  $a=1m$ ). Neste caso, a concordância não foi tão boa quanto aquela observada para o caso do espaçamento igual a 4m.

A seção modelada resultante da inversão conjunta dos dados contendo as três diferentes aberturas de dipolos (4m, 2m e 1m, totalizando 2.502 pontos) é apresentada na Figura 15.3-5. Foram utilizados os mesmos parâmetros apresentados anteriormente.

A predominância de dados com os menores espaçamentos entre eletrodos (2m e 1m) contribuiu para aumentar o desajuste do topo rochoso com o suposto contato geológico solo-rocha (camada condutiva superior e resistiva logo abaixo), comparando-se com a seção D-D=4m modelada da Figura 15.3-2.

O afloramento de diabásio foi interpretado como o corpo resistivo da seção modelada. As duas primeiras camadas a partir da superfície (resistiva e condutiva), correspondem à camada de solo sobre o topo rochoso. As profundidades definidas pelos parâmetros de inversão utilizados (espessura do primeiro bloco igual 0,3 o menor espaçamento entre eletrodos e espessuras de blocos aumentando 10%), não ofereceram um bom ajuste, com base nesta suposição.

O melhor ajuste das profundidades, supondo-se o diabásio como o corpo resistivo, é alcançado multiplicando-se as profundidades do modelo por um fator de 0,6. O resultado deste ajuste é apresentado na Figura 15.3-6.

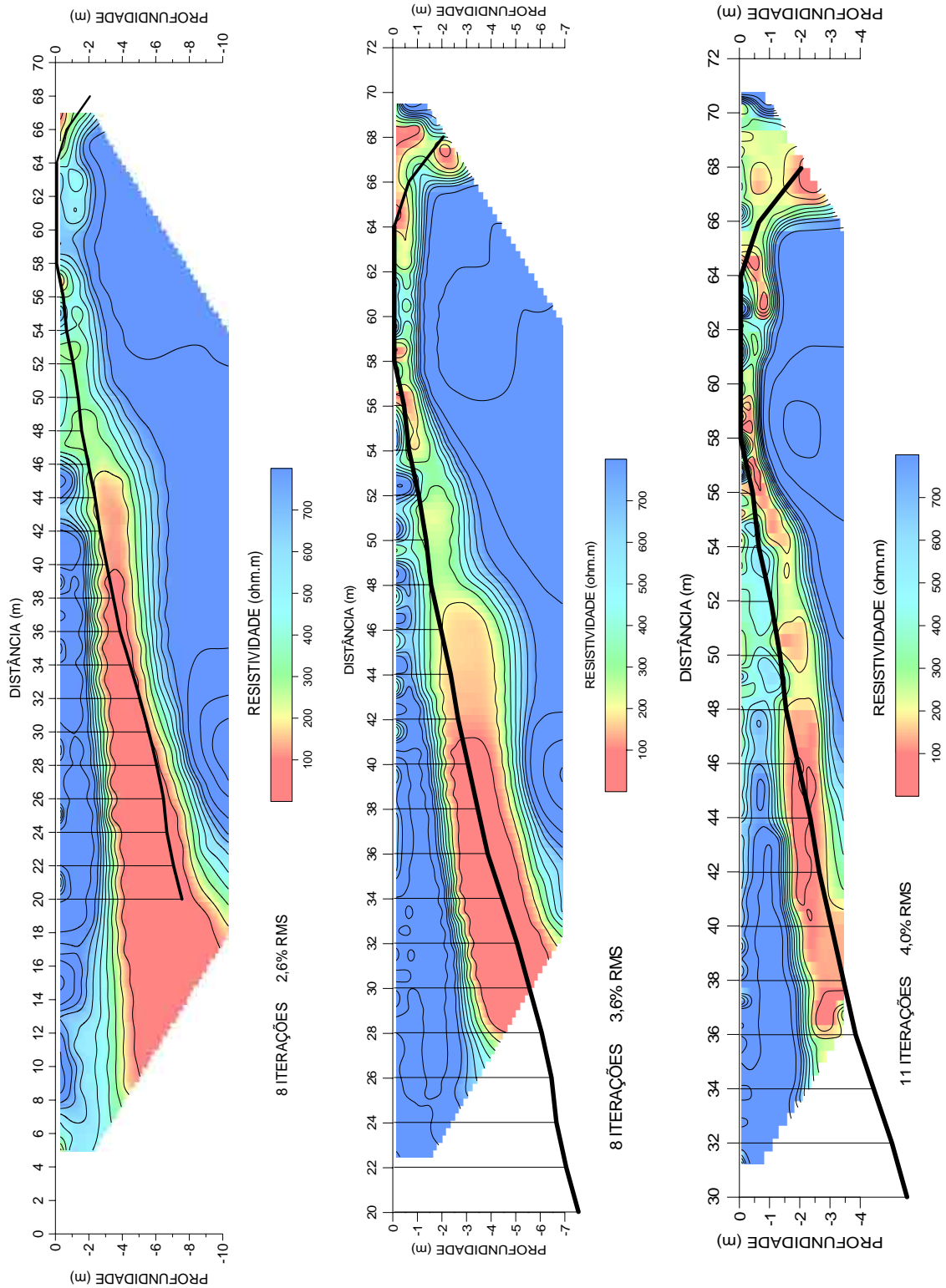


Figura 15.3-2 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D,  $a=4\text{m}$  (esquerda).

Figura 15.3-3 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D,  $a=2\text{m}$  (centro).

Figura 15.3-4 - Seção modelada do afloramento, arranjo D-D,  $a=1\text{m}$  (direita).

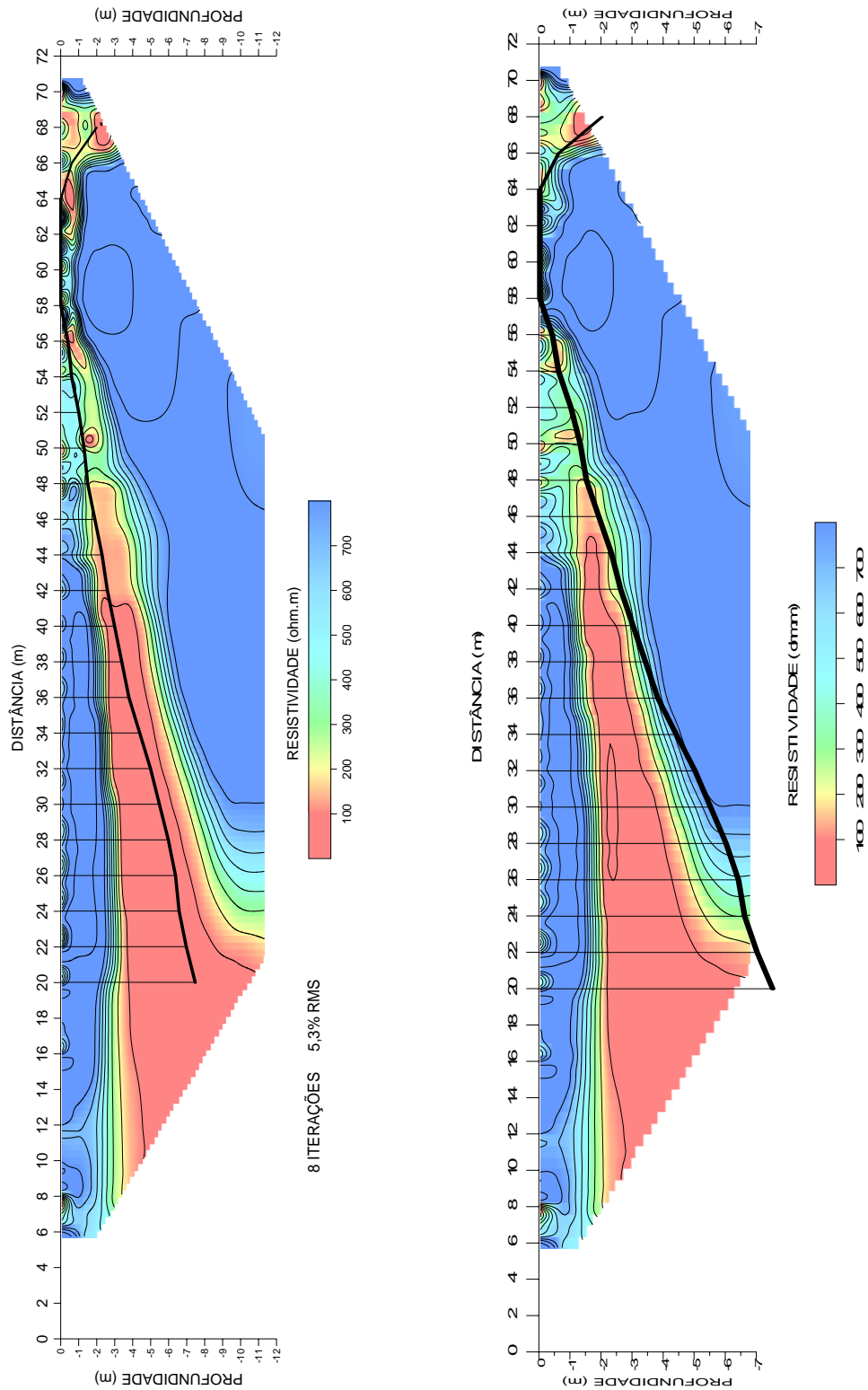


Figura 15.3-5 - Seção D-D modelada ( $a=4\text{m}, 2\text{m}, 1\text{m}$ ) do afloramento (esquerda).

Figura 15.3-6 - Seção D-D modelada ( $a=4\text{m}, 2\text{m}, 1\text{m}$ ) do afloramento e com profundidades ajustadas (direita).

A suposição de um corpo de diabásio resistivo baseia-se em informações de campo, onde foi observado que a rocha sã aflora entre as posições 58m e 64m do perfil de levantamento. A Figura 15.3-7 apresenta os perfis de resistividade aparente para os cinco primeiros níveis em profundidade (arranjo D-D=2m), exibindo uma clara tendência de elevação dos valores de resistividades nas proximidades das posições onde o corpo aflora.

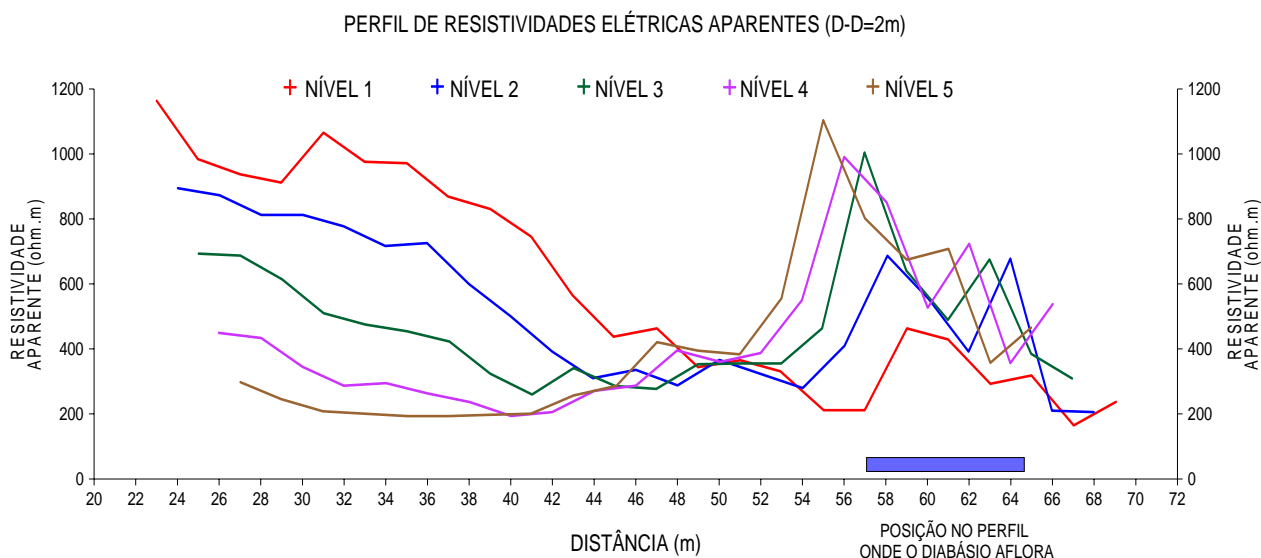


Figura 15.3-7 - Perfis de resistividade aparente para os cinco primeiros níveis (arranjo D-D=2m).

A Figura 15.3-8 apresenta os resultados obtidos com o arranjo P-D. As pseudo-seções foram plotadas de acordo com as profundidades de EDWARDS (1977). Pode ser observada uma grande similaridade entre as pseudo-seções P-D com aquelas obtidas com o arranjo D-D. A seção P-D modelada resultante da inversão dos dados, utilizando conjuntamente os espaçamentos de 2m e 1m é apresentada na Figura 15.3-9.

Os parâmetros de inversão utilizados no processamento dos dados foram os mesmos do arranjo D-D. Entretanto, as profundidades de investigação diferiram. A espessura adotada para o primeiro bloco foi de 0,4 vezes a abertura entre dipolos, aumentando 10% para os sucessivos blocos. Da mesma forma que as pseudo-seções, os modelos D-D e P-D, a despeito do não ajuste da interface condutivo-resistivo com o contato solo-rocha, são bastante similares.

Para o perfeito ajuste, da mesma forma do que o efetuado para o modelo D-D, as profundidades foram multiplicadas por um fator 0,6. O resultado deste ajuste é mostrado na Figura 15.3-10.

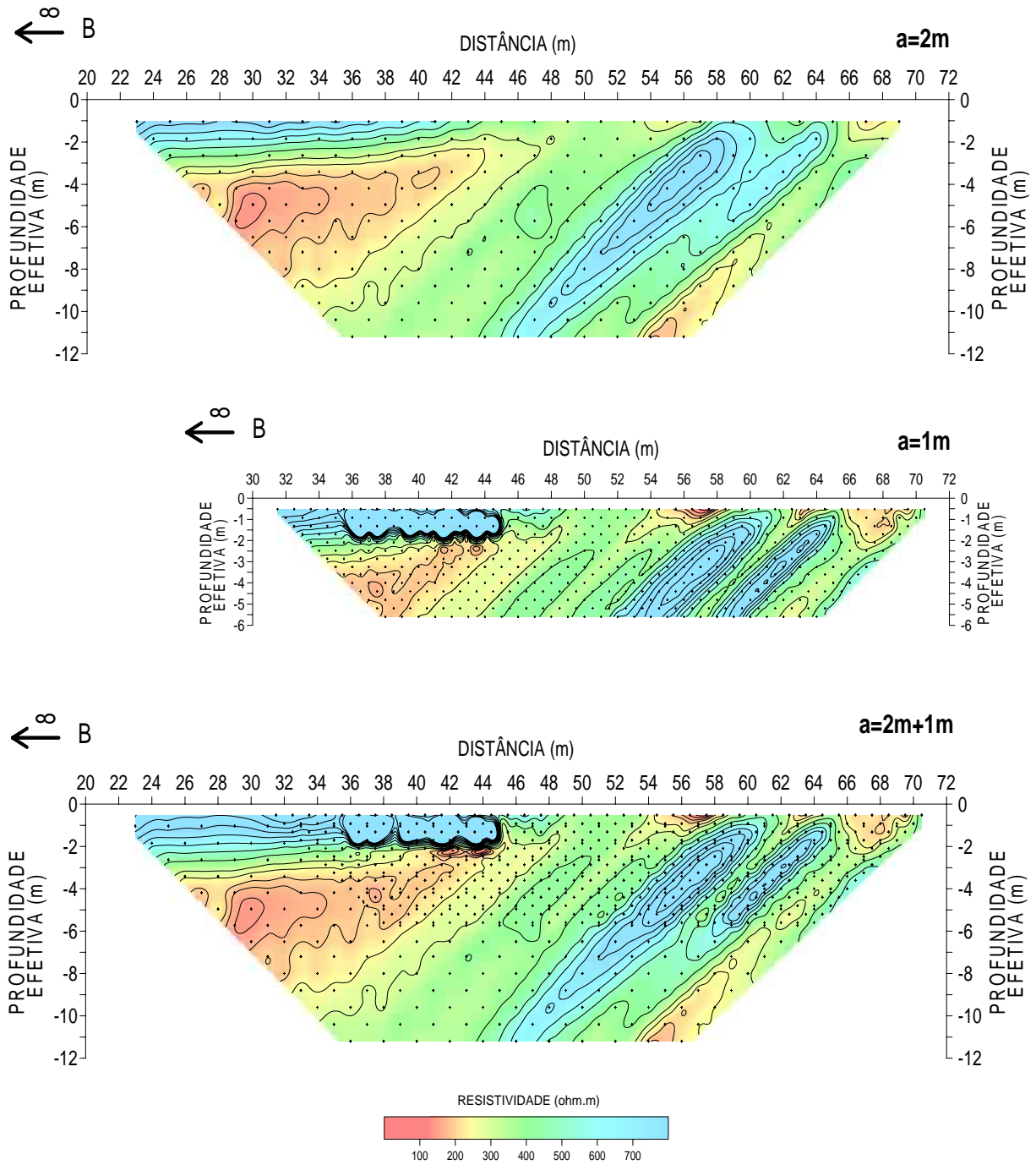


Figura 15.3-8 - Pseudo-seções modificadas do arranjo P-D com a=2m (acima), a=1m (meio) e a=2m e 1m (abaixo)

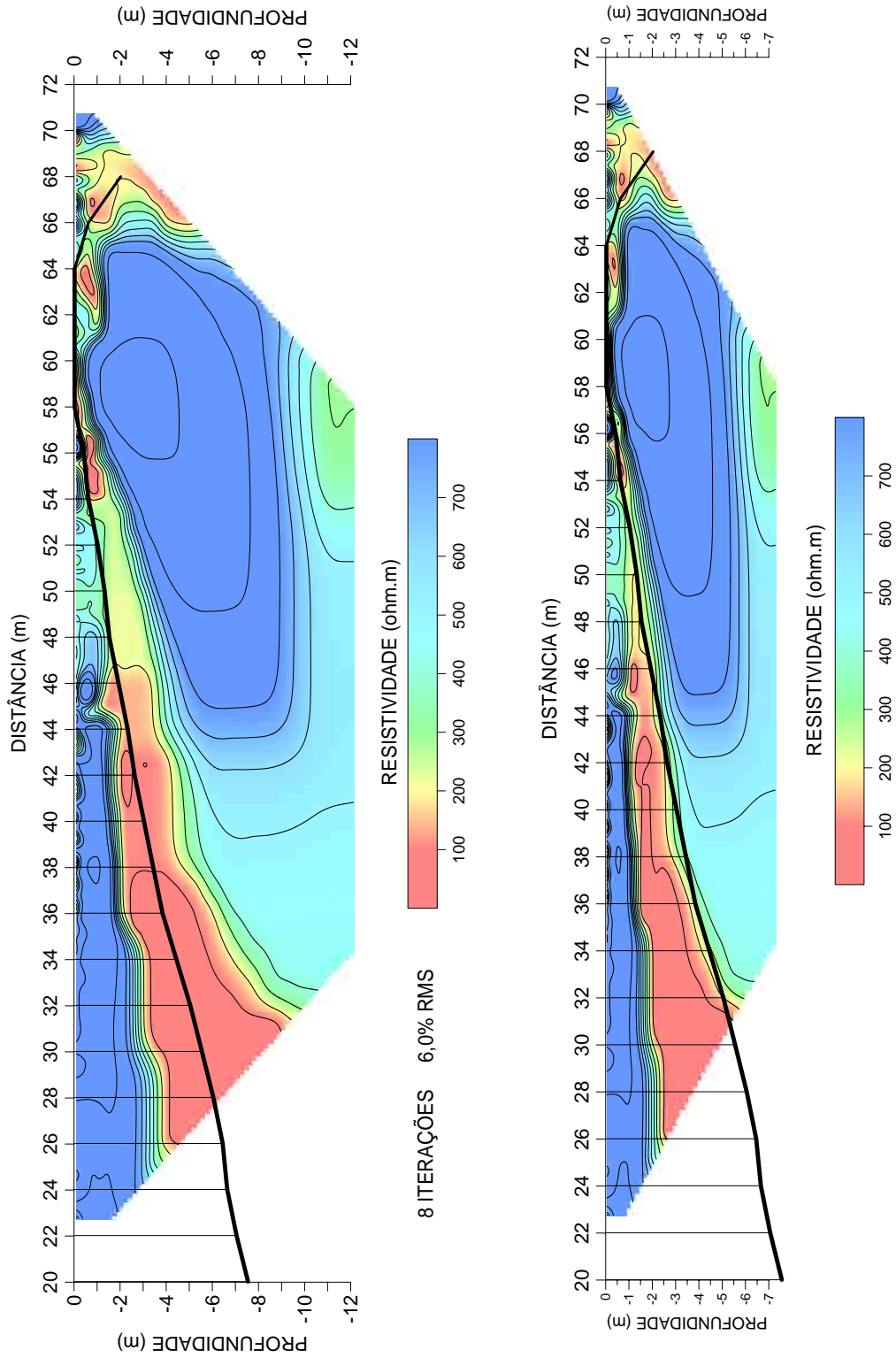


Figura 15.3-9 - Seção P-D modelada ( $a=2m$  e  $a=1m$ ).

Figura 15.3-10 - Modelo P-D com a profundidade ajustada do topo rochoso.

A seguir serão apresentados os resultados do levantamento P-P que, em teoria, é o que fornece pior resolução dentre os arranjos estudados.

As Figuras 15.3-11 e 15.3-12 apresentam as pseudo-seções (plotagem de acordo com EDWARDS, 1977) dos dados de campo obtidos com o arranjo P-P e espaçamento inicial entre eletrodos igual a 2m e 1m, respectivamente.

Pode ser observada a ocorrência de menores valores de resistividade, se comparados às pseudo-seções D-D e P-D.

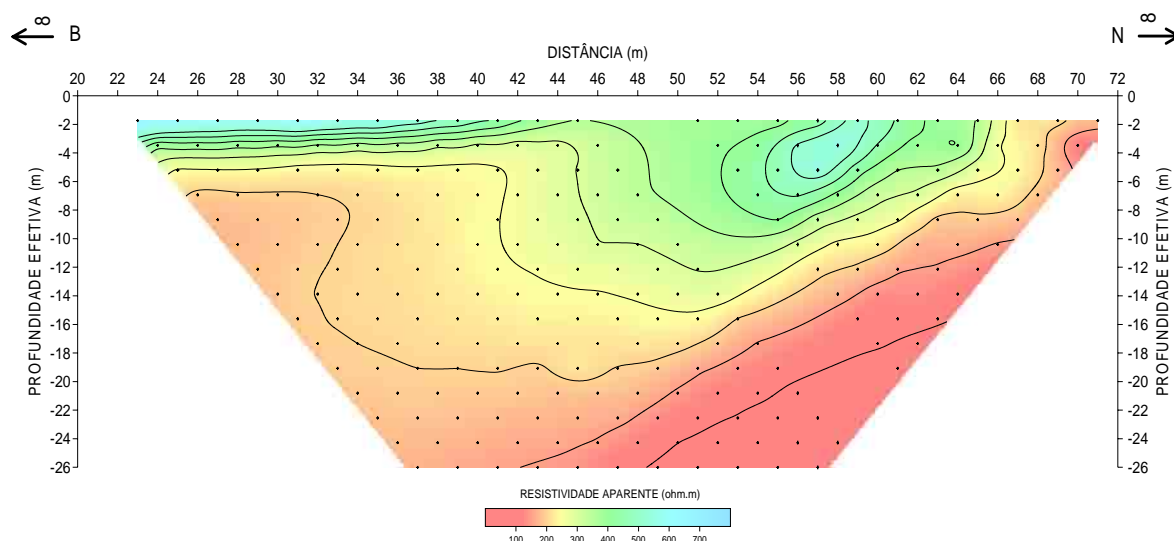


Figura 15.3-11 - Pseudo-seção P-P (n.a=2m).

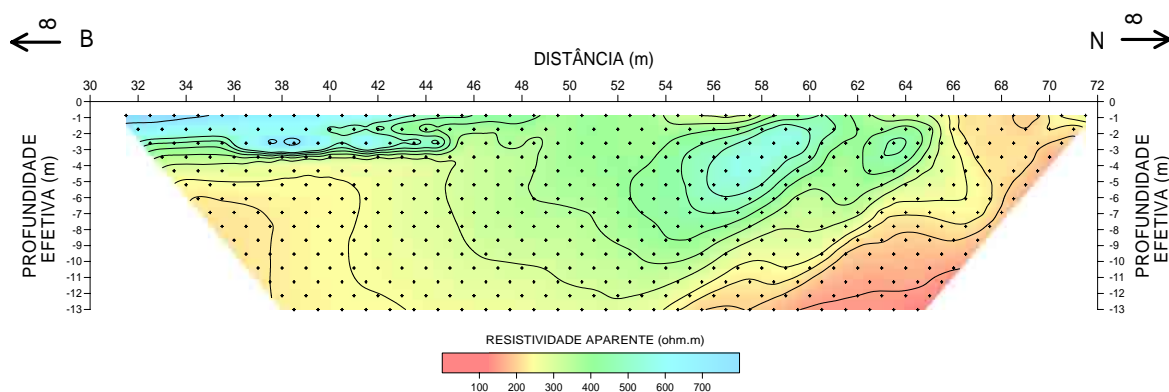


Figura 15.3-12 - Pseudo-seção P-P (n.a=1m).

O programa RES2DINV não permite a inversão conjunta de dados P-P com distintas aberturas entre eletrodos. Desta forma, foram invertidos de forma individualizada os dados obtidos com o espaçamento 1m e 2m que são apresentados na Figura 15.3-13 e 15.3.14.

Encontra-se também lançada sobre as imagens, a profundidade do topo rochoso determinada de modo direto.



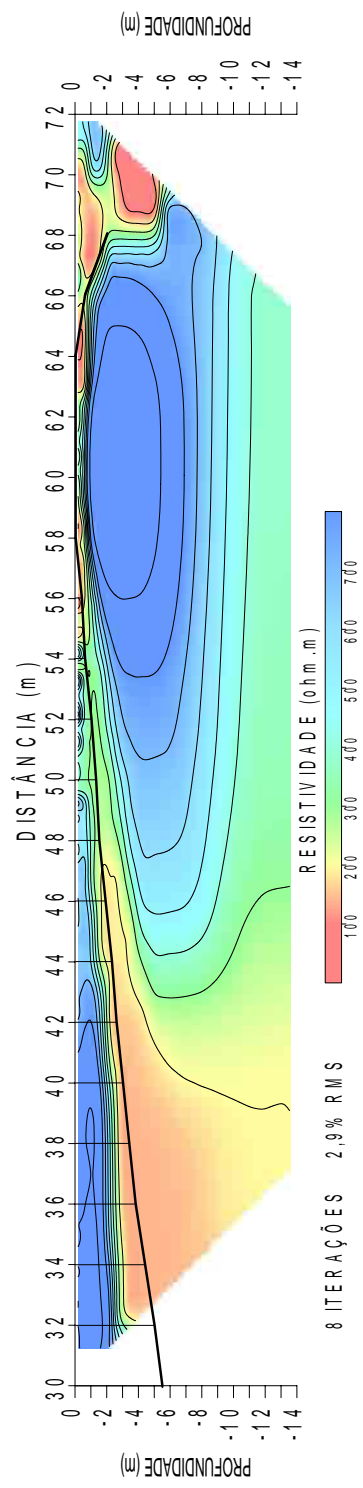
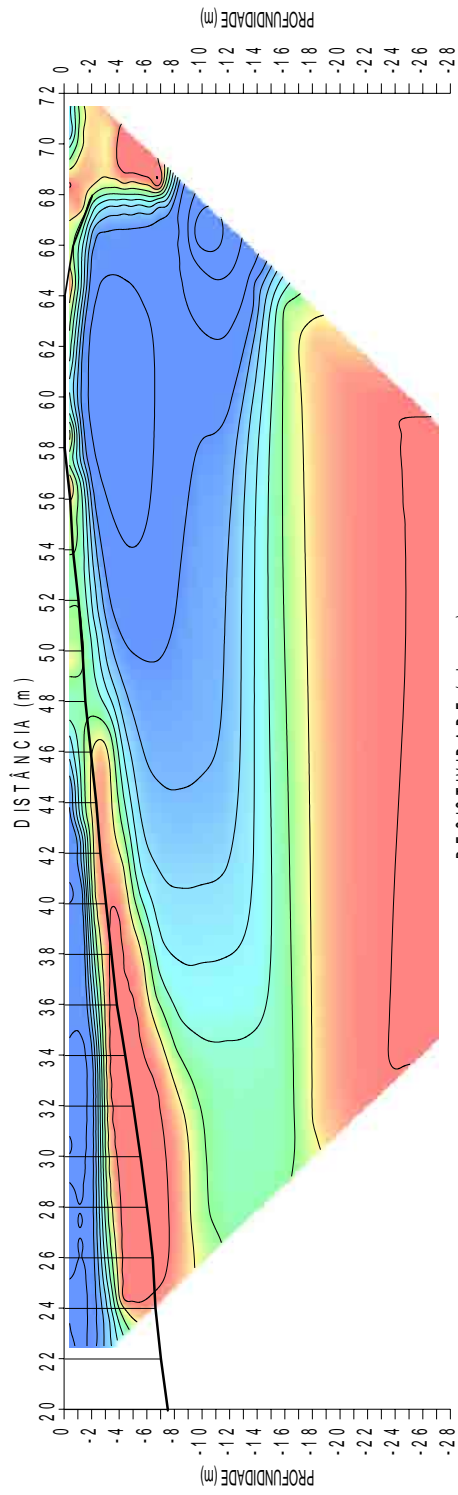


Figura 15.3-13 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=2m.

Figura 15.3-14 - Seção modelada, arranjo P-P, n.a=1m.

A baixa resolução dos dados P-P é evidente nas pseudo-seções, se comparadas com àquelas dos arranjos D-D e P-D. Entretanto, o dado modelado consegue suprir, em parte, esta deficiência, produzindo imagens com resolução ligeiramente menor, porém bastante similares aos modelos correspondentes aos dos arranjos D-D e P-D.

O topo rochoso, interpretado como o corpo resistivo na seção que aflora entre as estacas 58m e 62m, apresenta uma conformação semelhante ao contato medido de modo direto no campo. Entretanto, o mesmo desajuste foi observado.

Finalmente, as Figuras 15.3-15 e 15.3-16 apresentam as seções modeladas com as profundidades, da mesma forma que as seções D-D e P-D, multiplicadas por um fator 0,6. Como resultado, obteve-se um bom ajuste do modelo com as informações diretas.

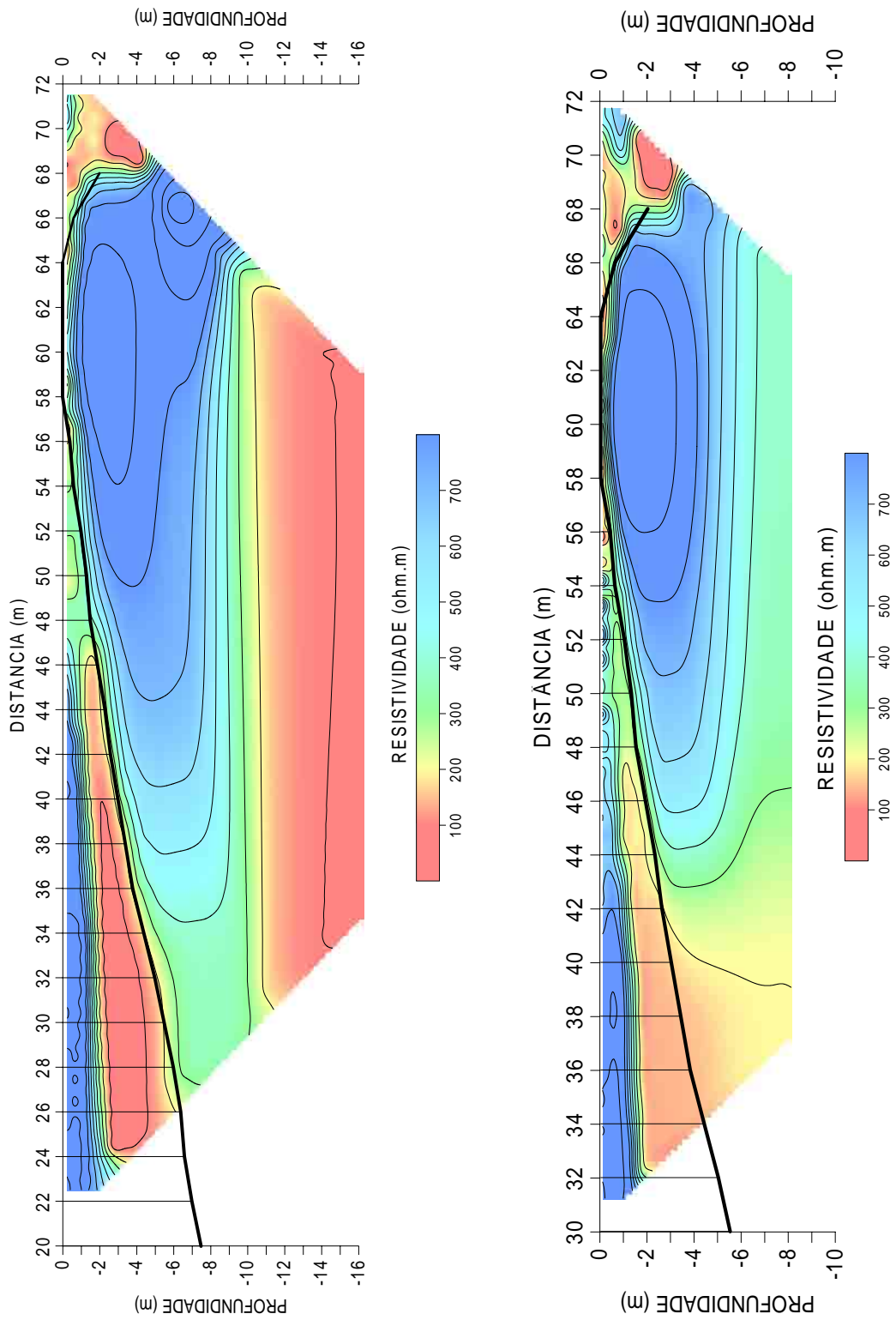


Figura 15.3-15 - Seção modelada, arranjo P-P,  $n.a=2m$  com profundidades ajustadas.

Figura 15.3-16 - Seção modelada, arranjo P-P,  $n.a=1m$  com profundidades ajustadas.

### 15.3.1 Modelamento direto

Para checagem e validação dos resultados obtidos com a inversão dos dados, foi definido um modelo discretizado sobre o qual se desenhou o contato solo rocha. A geometria o corpo de diabásio fica bem definida uma vez que as profundidades do topo rochoso, com medidas tomadas a cada 2 metros, são bem conhecidas.

Os parâmetros do modelo discretizado foram os seguintes: 72 eletrodos, dois nodos por espaçamento entre eletrodos, 142 blocos por linha do modelo contendo 27 fileiras. As profundidades da base de cada fila de blocos são apresentadas na Tabela 15.3.1-1.

Tabela 15.3.1-1 - Profundidades da base de cada fileira dos blocos da malha retangular definida para a elaboração do modelo do afloramento.

Profundidades da base da fileira de blocos (m)													
0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,25	1,50	1,75	2,0	2,3	2,6	2,9	3,1
3,4	3,8	4,2	4,6	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	9,0	10,0	

Na Figura 15.3.1-1 encontra-se este modelo proposto, com o contorno topo rochoso definido sobre o mesmo.

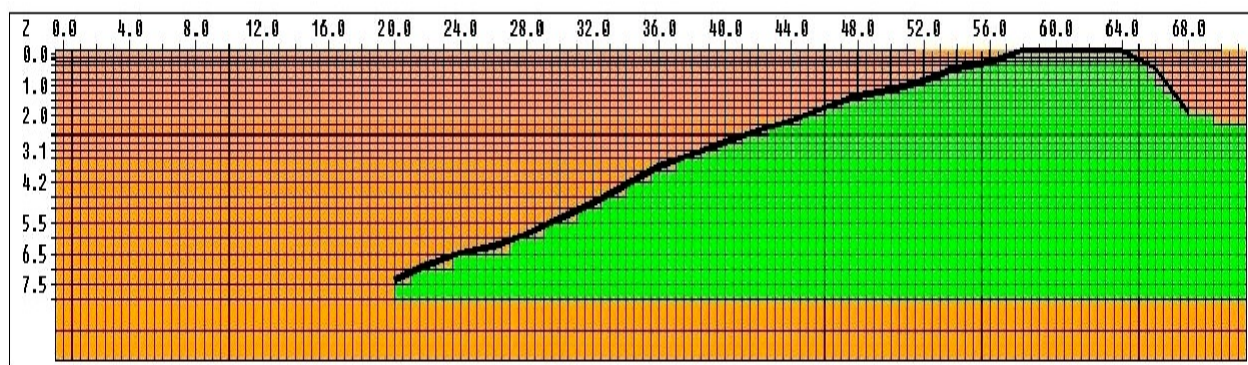


Figura 15.3.1-1 - Modelo discretizado com o contorno do topo rochoso.

Para o solo situado sobre o corpo de diabásio (900 ohm.m) foi definido um valor de resistividade igual a 60 ohm.m.

Refinando o modelo, de tal modo que a resposta esteja em concordância com os dados de campo (pseudo-seções de resistividade elétrica aparente) para os diversos arranjos utilizados, foram inseridas duas camadas geoeletricas superficiais na camada de solo, uma superior e outra inferior, com resistividades iguais 650 e 250 ohm.m, respectivamente (Figura 15.3.1-2).

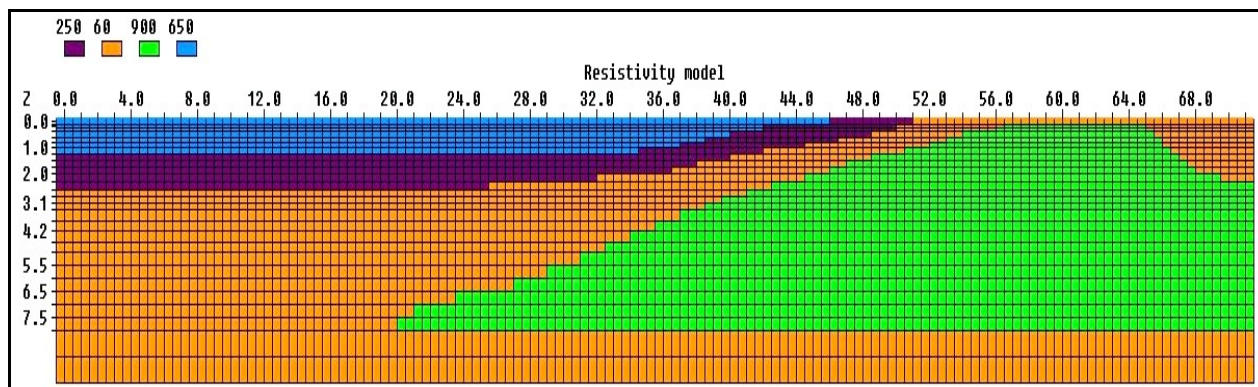


Figura 15.3.1-2 - Modelo de polígonos utilizado para representar o afloramento de diabásio e as camadas de solo sobrejacentes.

Foram então verificadas as respostas deste modelo para os diversos arranjos e diferentes aberturas entre eletrodos, cujos resultados são mostrados nas Figuras 15.3.1-3 a 15.3.1-8. As pseudo-seções de resistividade aparente correspondente a cada um dos arranjos são também apresentadas nas figuras para facilitar a comparação com os resultados obtidos.

As pseudo-seções foram plotadas utilizando os coeficientes de EDWARDS (1977), tal como o modo de exibição utilizado pelo programa RES2DINV/RES2DMOD. Procurou-se também utilizar uma escala cromática de resistividade similar. O programa RES2DMOD não possibilita a exportação destes dados para o formato do SURFER e, conseqüentemente, uma melhor manipulação dos mesmos.

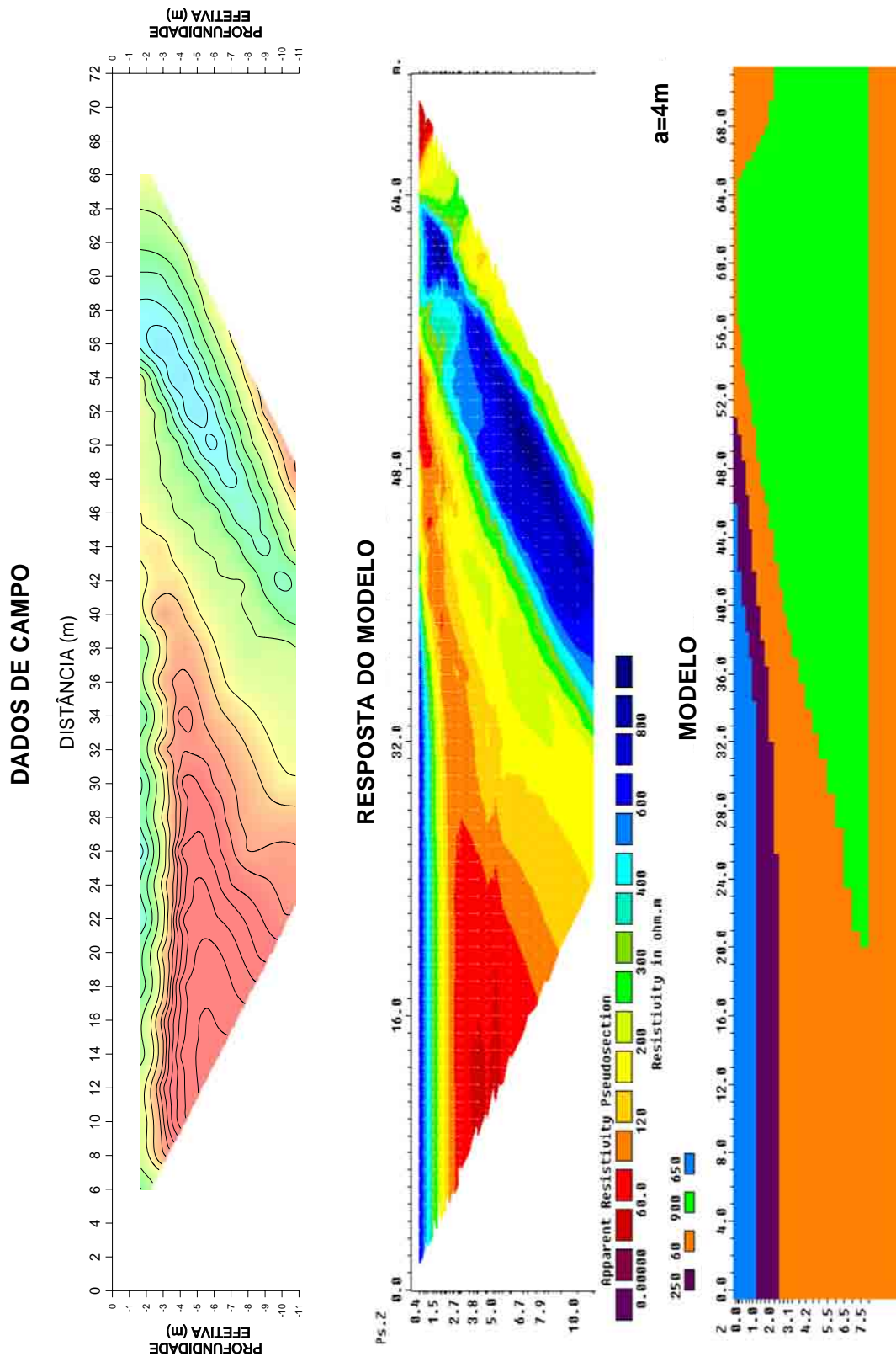


Figura 15.3.1-3 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com a=4m.

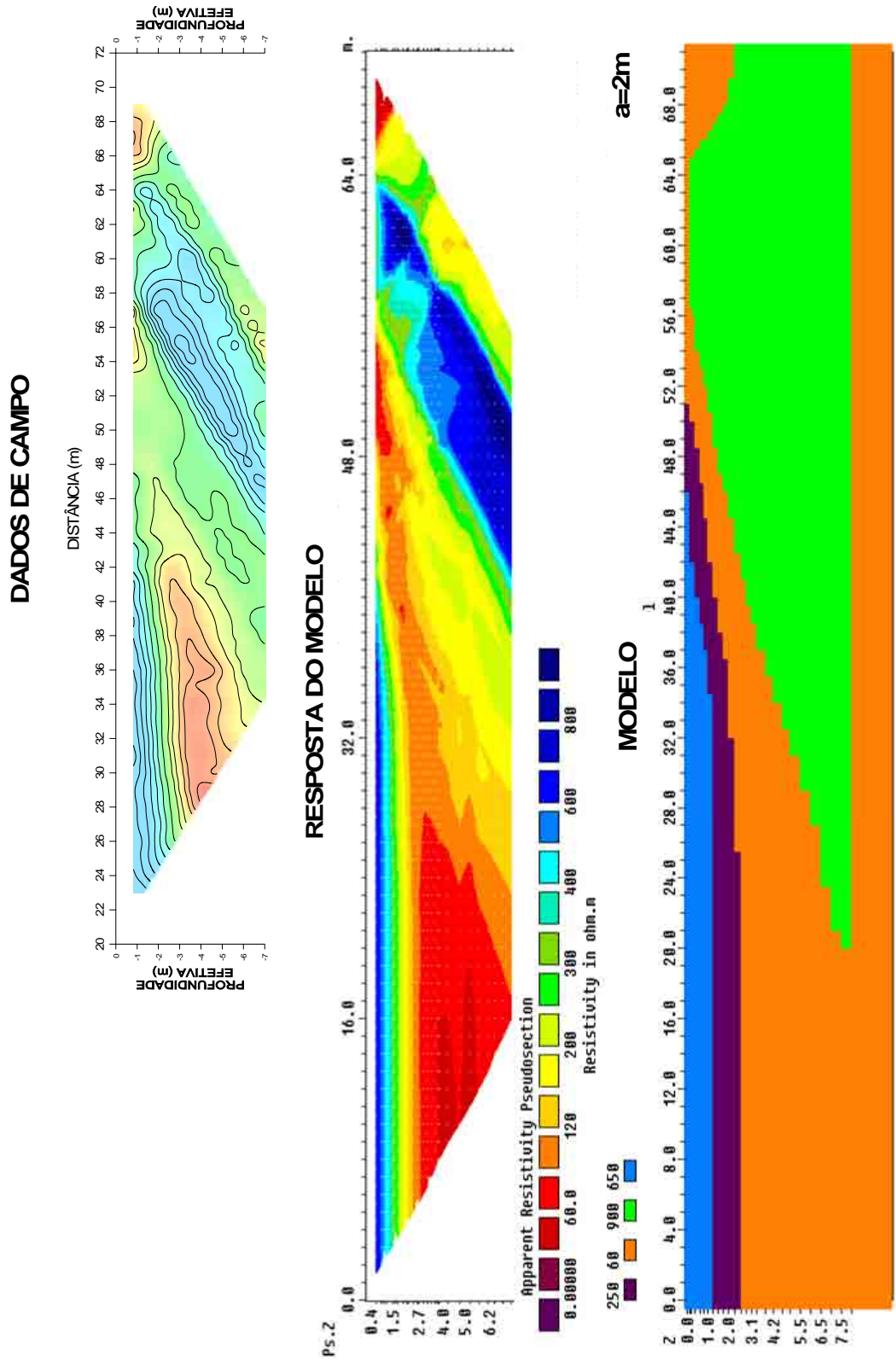


Figura 15.3.1-4 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com  $a=2m$ .

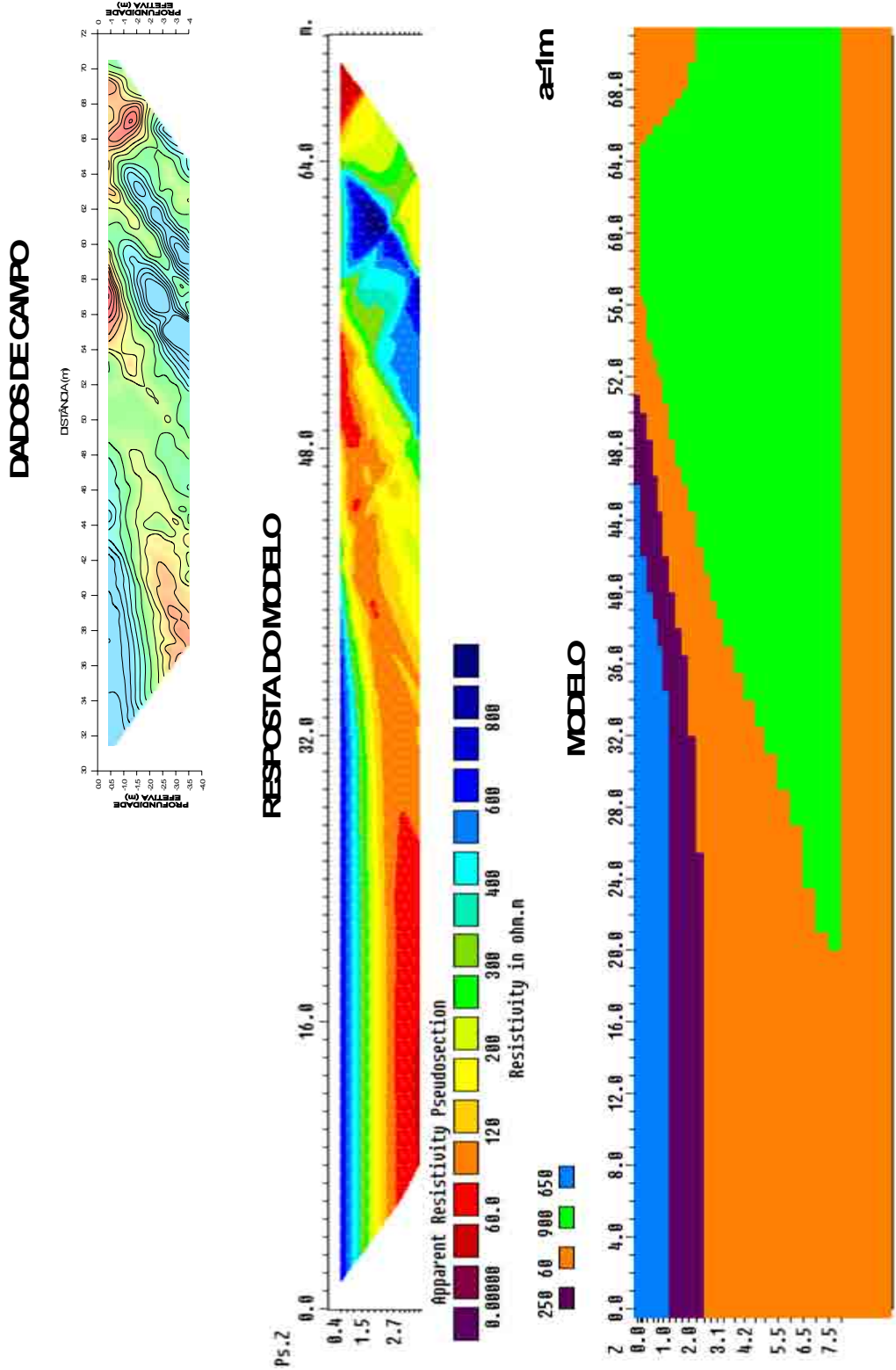


Figura 15.3.1-5 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo D-D com a=1m.



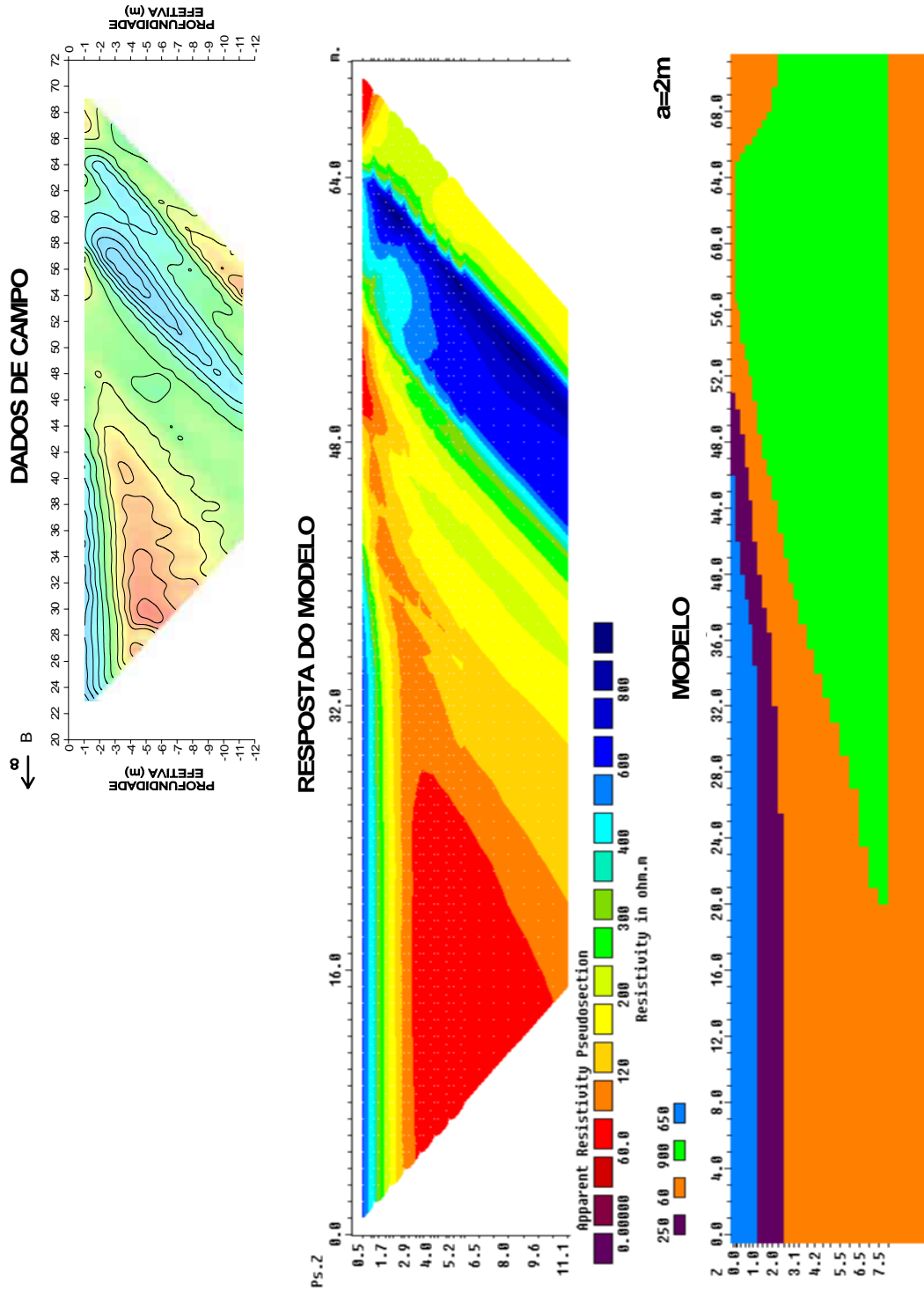


Figura 15.3.1-6 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-D com a=2m.

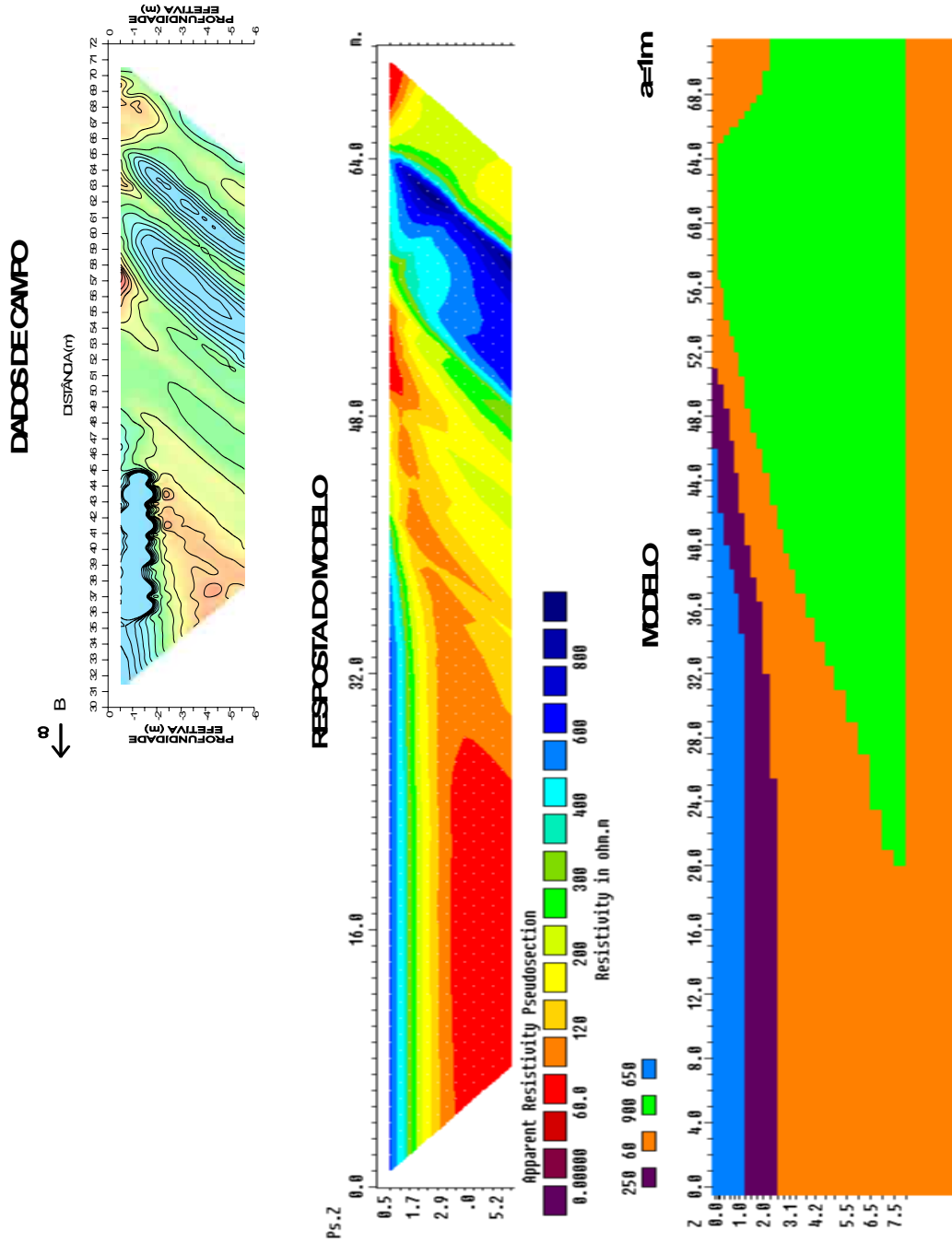


Figura 15.3.1-7 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-D com a=1m.

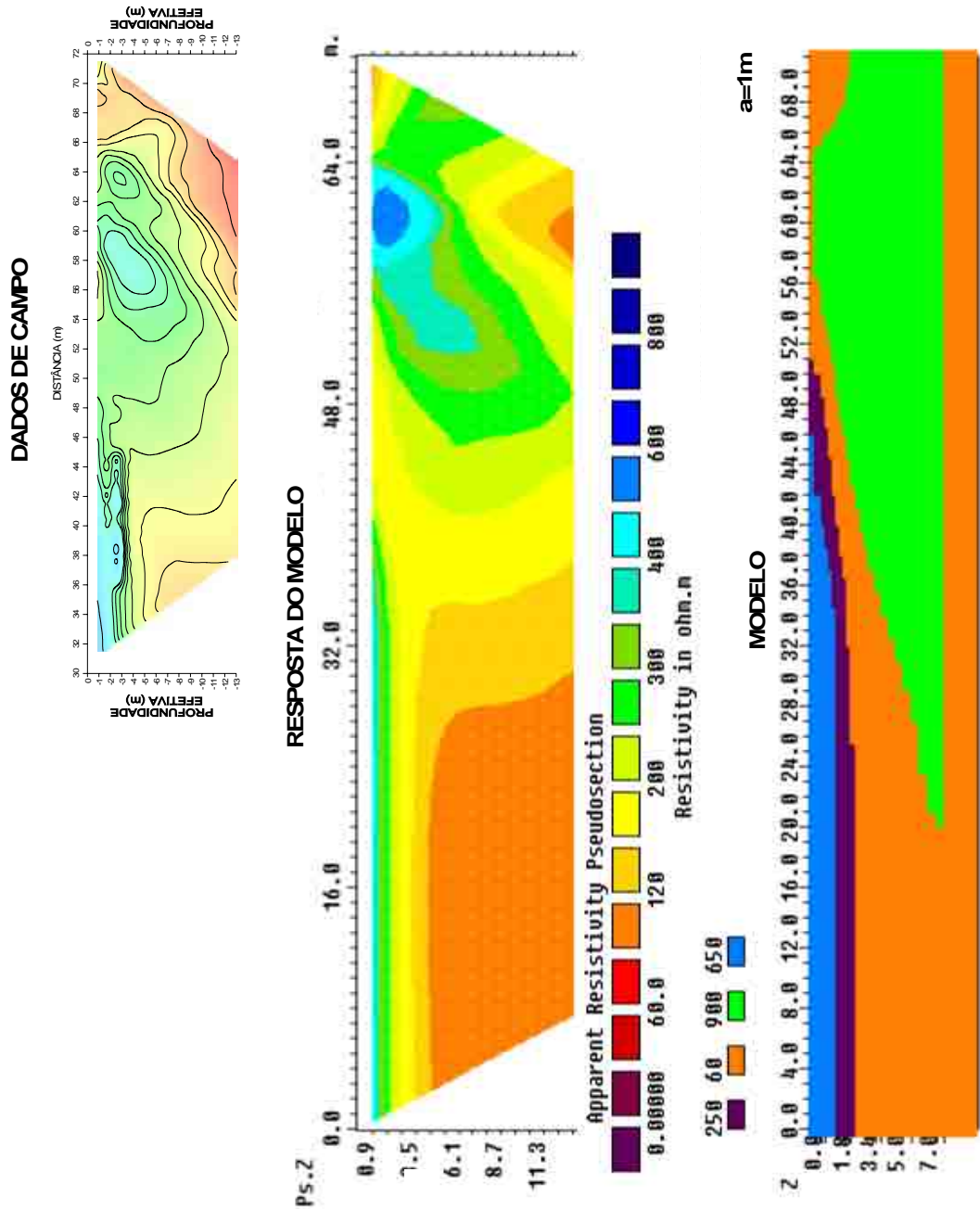


Figura 15.3.1-8 - Resposta do modelo proposto, utilizando o arranjo P-P com n.a=1m.

A resposta do modelo com o arranjo D-D=2m (Figura 15.3.1-4) foi exportada do programa RES2DMOD para o formato do RES2DINV, adicionando-se 5% de ruído randômico aos valores de resistividade elétrica aparente da seção sintética.

Este é um procedimento comum para realizar o caminho inverso, ou seja, considerar a resposta teórica como se fosse o dado de campo (a adição do ruído contribui para esta simulação) e efetuar a inversão dos dados, obtendo-se um novo modelo.

O modelo obtido, invertendo-se novamente os dados no RES2DINV é apresentado na Figura 15.3.1-9.

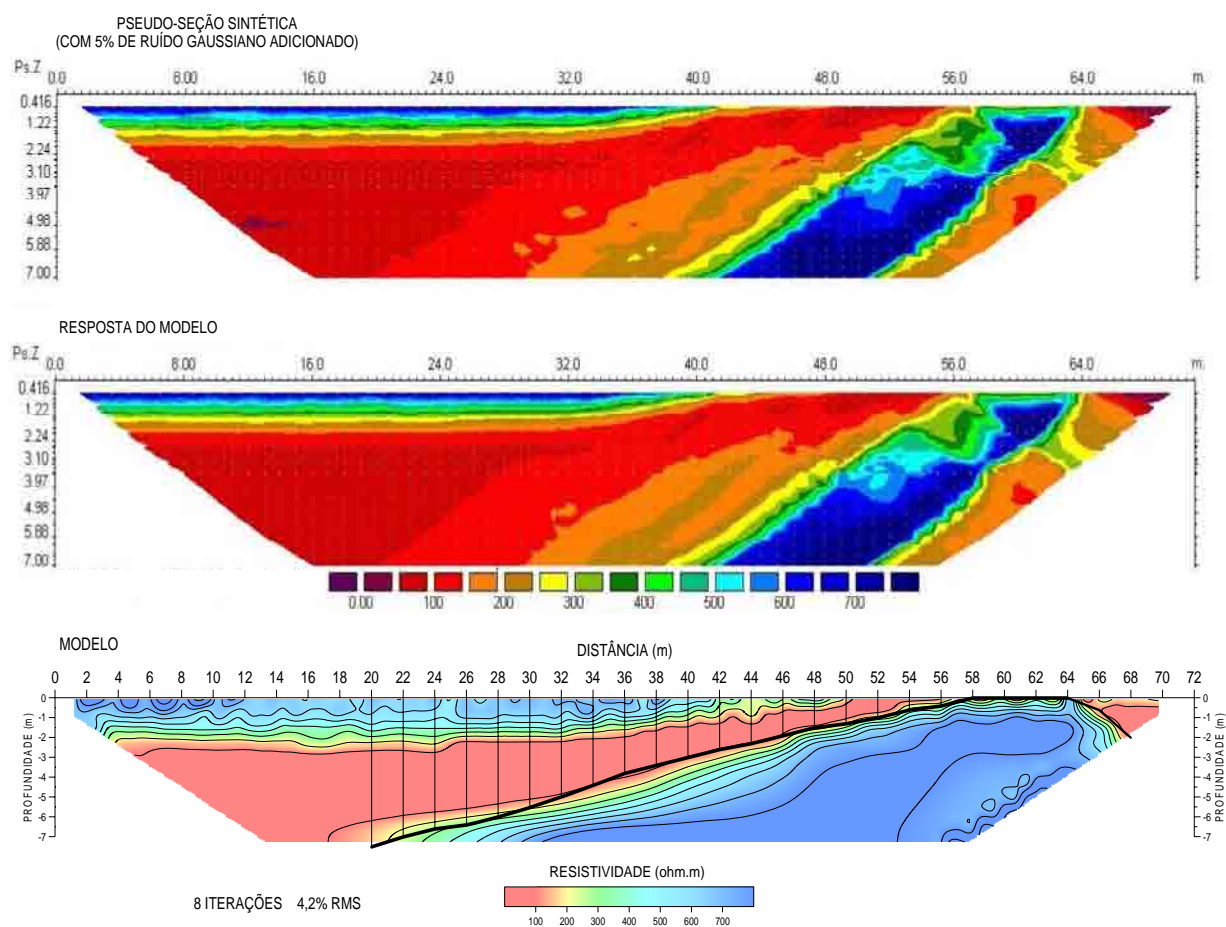


Figura 15.3.1-9 - Resultado da inversão do dado sintético obtido a partir do modelo, com arranjo D-D,  $a=2m$ . Seção modelada (abaixo); resposta do modelo (meio); pseudo-seção de resistividade com 5% de ruído adicionado aos dados sintéticos (acima).

Por fim, será apresentado o resultado de um teste de processamento que teve por objetivo a verificação da fórmula proposta por COGGON (1973) que possibilita a transformação de dados P-D em D-D.

Os dados referentes à aquisição P-D ( $a=2\text{m}$ ) foram convertidos para D-D (através da eq.5.3-1 apresentada no Capítulo 5) e posteriormente invertidos. Dos 221 pontos resultantes do cálculo matemático, 26 considerados “ruidosos” foram descartados.

A Figura 15.3.1-10 apresenta a seção modelada, correspondente aos dados calculados pela expressão matemática da eq.5.3-1 e o modelo equivalente ao arranjo D-D ( $a=2\text{m}$ ) da Figura 15.3.3, obtido com os dados coletados em campo, para comparação dos resultados.

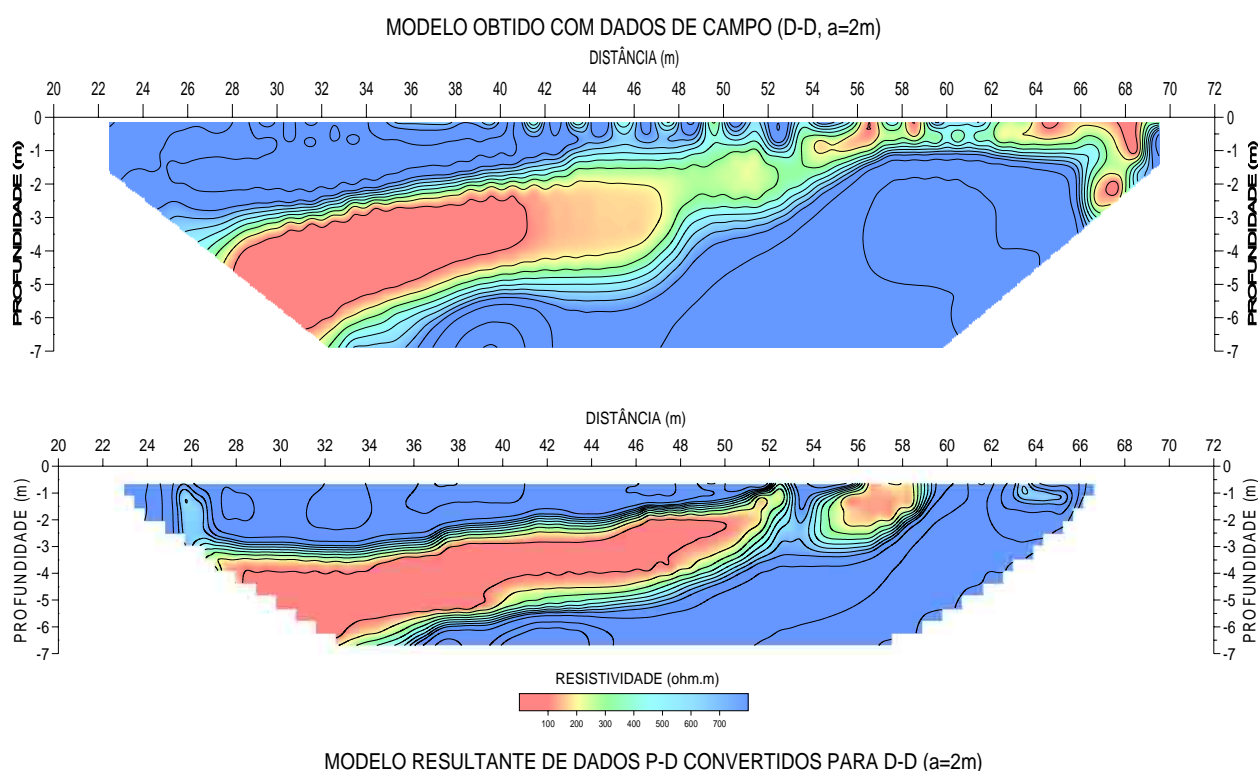


Figura 15.3.1-10 - Modelo obtido com a inversão de dados P-D convertidos em D-D através da equação 5.3-1 (abaixo). Acima, para fins comparativos, a seção modelada dos dados de campo obtidos com o arranjo D-D ( $a=2\text{m}$ ).

## **16 ÁREA DE ESTUDO 3 - E.T.E. (SALESÓPOLIS-SP)**

### **16.1 Contexto geral e localização**

A área de estudo 3 contempla um caso de contaminação do subsolo/lençol freático, tendo por objetivo a avaliação da técnica do caminhamento elétrico, aliada aos procedimentos de inversão dos dados e imageamento, para o mapeamento de uma provável pluma de contaminantes localizada a pouca profundidade.

Esta contaminação em subsuperfície foi provocada pela introdução, diretamente sobre o solo, de esgotos domésticos oriundos da rede coletora local. Foi escavada uma vala retangular na qual o efluente do esgoto, proveniente de uma lagoa de decantação situada nas proximidades, vinha sendo infiltrado de forma contínua.

O levantamento foi realizado na Estação de Tratamento de Esgoto (E.T.E.) da SABESP, situada no distrito de Nossa Senhora dos Remédios, município de Salesópolis-SP, região metropolitana de São Paulo. As coordenadas geográficas do local são 23°33'02,5'' e 45°57'55,5''. Nesta área foram desenvolvidas pesquisas apoiadas pelo projeto FAPESP (processo n°02/00509-6) denominado "Tratamento de Esgotos Domiciliares pelo Processo Misto Lagoa Primária/Fossa Séptica e Infiltração".

No local já foram realizados alguns ensaios geofísicos de eletrorresistividade (caminhamento elétrico com arranjo D-D e abertura entre eletrodos igual a 2 e 4 metros), eletromagnético com o sistema EM-31 e potencial espontâneo utilizando a técnica dos potenciais (SILVA, 2003).

Os ensaios de potencial espontâneo (SP) mostraram as direções preferenciais dos fluxos na área onde foram realizados os levantamentos, cujos resultados serão apresentados neste capítulo.

### **16.2 Geologia e hidrogeologia**

Na região de Salesópolis as litologias predominantes são granitóides, ocorrendo também rochas migmatíticas de paleossoma gnáissico do Complexo Costeiro (RODRIGUEZ, 1998). Particularmente, na área onde foram realizados os ensaios, devido à proximidade de um córrego, a litologia é constituída por sedimentos aluviais, compostos essencialmente por areia argilosa e por solo de alteração dos granitóides.

Para a instalação do poço PM-4, localizado nas proximidades da estaca 8 do perfil (Figura 16.3-1), foi realizado um furo a trado até a profundidade de 2,68m. O material retirado deste furo, homogeneizado em uma única amostra, apresentou a seguinte composição granulométrica: 51,04% de areia, 13,50% de silte e 42,65% de argila. Portanto, pode ser classificado como uma areia argilosa. Infelizmente, não foi possível a classificação dos diversos horizontes litológicos em profundidade e sim de uma forma geral quanto à natureza do material que se observa nos primeiros 2,7m de profundidade.

O nível d'água local encontra-se extremamente raso, com profundidades médias variando de 0,3 a 2 metros (COELHO & DUARTE, 2006). A potenciometria da área de estudo e um levantamento de potencial espontâneo (SP) realizado por SILVA (2003) indicam que o fluxo de água subterrânea é para a direção W.

### 16.3 Levantamentos geofísicos realizados

Foi definido um único perfil com 40m de extensão, adjacente à vala escavada no solo, sobre o qual foram realizados todos os levantamentos (caminhamentos elétricos, SEV e caminhamentos eletromagnéticos) realizados nesta área de estudo (Figura 16.3-1).

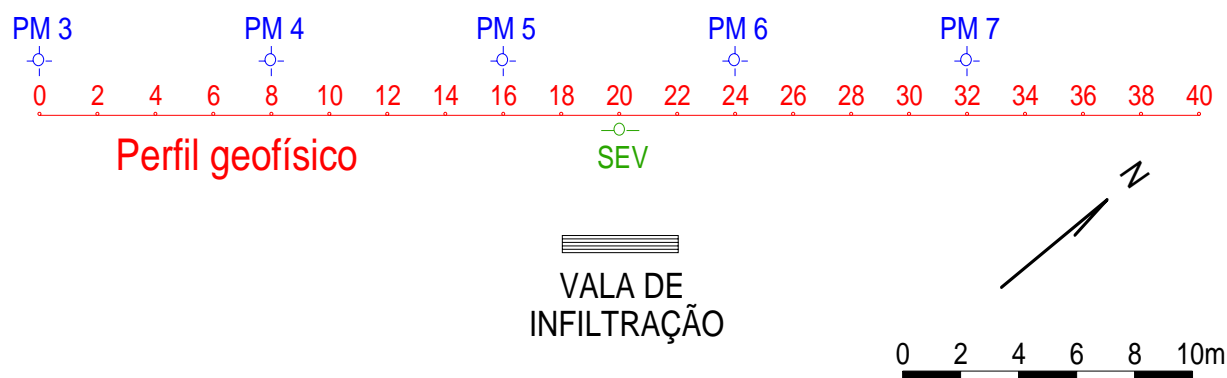


Figura 16.3-1 - Croqui com o posicionamento do perfil geofísico, da SEV e de alguns poços de monitoramento em relação à vala de infiltração.

A vala tinha as seguintes dimensões aproximadas: 0,5m de largura; 3m de comprimento; 0,3m de profundidade (Figura 16.3-2).



Figura 16.3-2 - Vala de infiltração de esgoto doméstico.

No local encontravam-se instalados numerosos poços de monitoramento. Regularmente foram efetuadas coletas de água subterrânea para análise química, assim como medidas de condutividade elétrica, pH e profundidade do nível d'água, o qual se encontra bastante raso no local (menos de 2m).

Primeiramente foi realizada uma aquisição utilizando o arranjo D-D, espaçamento entre eletrodos ( $a=AB=MN$ ) igual a 2m e oito níveis de investigação em profundidade. No mesmo dia foi realizado um segundo levantamento, ainda com o arranjo D-D, porém com espaçamento menor entre eletrodos ( $a=AB=MN=1m$ ) e mantendo-se os mesmos oito níveis de investigação.

Uma semana após os levantamentos D-D, foi realizada sobre o mesmo perfil uma aquisição utilizando o arranjo P-D. A abertura utilizada entre eletrodos ( $a=MN$ ) foi igual a 1m com treze níveis de investigação em profundidade. A Tabela 16.3-1 sintetiza os caminhamentos realizados sobre o perfil com os respectivos parâmetros de campo utilizados.

A Figura 16.3-3 mostra o trabalho de campo sendo realizado na E.T.E. da SABESP em Salesópolis-SP.



Tabela 16.3-1 - Parâmetros de aquisição utilizados no levantamento sobre o perfil de 40 metros, com os arranjos D-D e P-D.

Aquisição	Arranjo	Espaçamento entre eletrodos (a)	Níveis de investigação (n)	Extensão
#1	D-D	2 m	8	40 m
#2	D-D	1 m	8	40 m
#3	P-D	1 m	13	40 m



Figura 16.3-3 - Trabalho de campo sendo realizado na E.T.E de Salesópolis, perfil geofísico interceptando diversos poços de monitoramento. Ao fundo, a lagoa de decantação.

A escolha de treze níveis de investigação para o levantamento com o arranjo P-D deve-se ao fato de que o fator geométrico  $K$  para o 15º nível nesta configuração (1.508,0) estar na mesma ordem de grandeza do fator  $K$  para o arranjo D-D, com a mesma geometria (espaçamento entre eletrodos igual a 1m) para o 7º nível de investigação (1.583,4).

Ou seja, a razão sinal/ruído do 15º nível do pólo-dipolo, tendo a mesma ordem de grandeza que o 7º nível do dipolo-dipolo, assegura ao primeiro uma potencialidade de aumento na profundidade de investigação maior do que no segundo, pelo incremento no número de níveis investigados e com uma razão sinal/ruído confiável.

Pretende-se, com os levantamentos realizados na área com estes dois arranjos, avaliar o desempenho de cada um deles comparando-os em termos de resolução e profundidades de investigação alcançada.

Foi realizada uma SEV posicionada na estaca 20m, em frente à vala de infiltração. Ao longo do perfil também foram realizados ensaios de caminhamento eletromagnético utilizando o sistema EM-31 (Figura 16.3-4).



Figura 16.3-4 - Levantamento eletromagnético realizado sobre o perfil de caminhamento.

A interpretação da SEV auxiliará na melhor definição da distribuição vertical das resistividades e as medidas de condutividade do terreno obtidas com o sistema indutivo poderão ser diretamente comparadas com os dados dos caminhamentos elétricos.

#### 16.4 Resultados obtidos

A Figura 16.4-1 apresenta as respectivas pseudo-seções D-D obtidas no levantamento de campo, conforme os parâmetros apresentados na Tabela 16.3-1 (aquisição #1 e #2) e plotagem dos dados com as profundidades de HALLOF (1957).

Na Figura 16.4-1 encontra-se ainda a pseudo-seção modificada, onde foi efetuada a plotagem mista reunindo os dados correspondentes às duas aberturas de dipolos ( $a=2\text{m}$  e  $a=1\text{m}$ ) e profundidades definidas de acordo com os coeficientes de EDWARDS (1977). A exata posição da vala de infiltração encontra-se representada sobre as pseudo-seções.

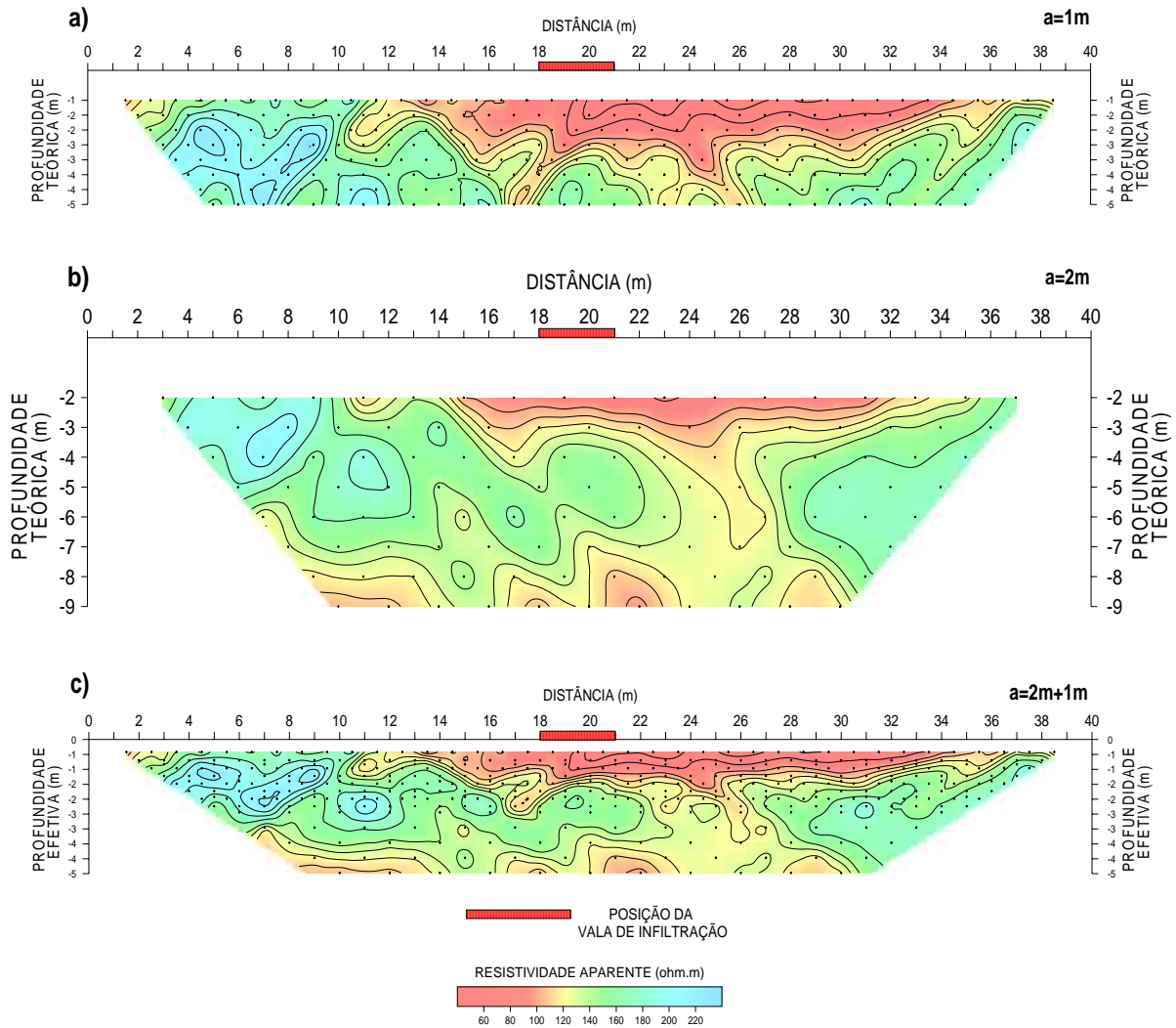


Figura 16.4-1 - Pseudo-seções D-D, a=1m (a) e a=2m (b) plotadas segundo HALLOF (1957). Pseudo-seção modificada (a=2m e a=1m), plotada de acordo com EDWARDS, 1977 (c).

A Figura 16.4-2 apresenta também sob a forma de pseudo-seção os dados obtidos com o arranjo P-D, com profundidades plotadas de acordo com EDWARDS (1977). O eletrodo de corrente posicionado no “infinito” está localizado à esquerda da seção.

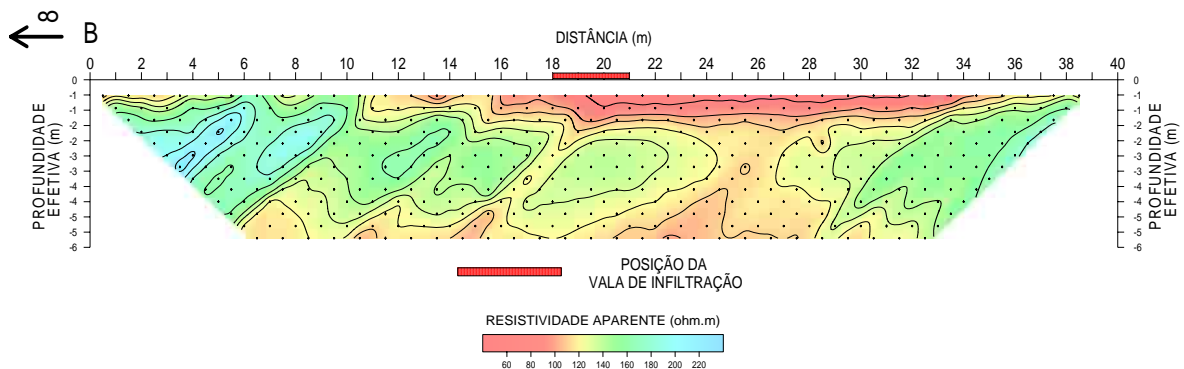


Figura 16.4-2 - Pseudo-seção do arranjo P-D, a=1m e treze níveis de investigação, plotada de acordo com EDWARDS (1977).

Pode ser observada uma grande similaridade entre a pseudo-seção P-D (Figura 16.4-2) com a “pseudo-seção modificada” D-D (Figura 16.4-1c). Na Figura 16.4-3 é apresentada a curva de resistividade aparente da SEV realizada na estaca 20m do perfil de caminhamento.

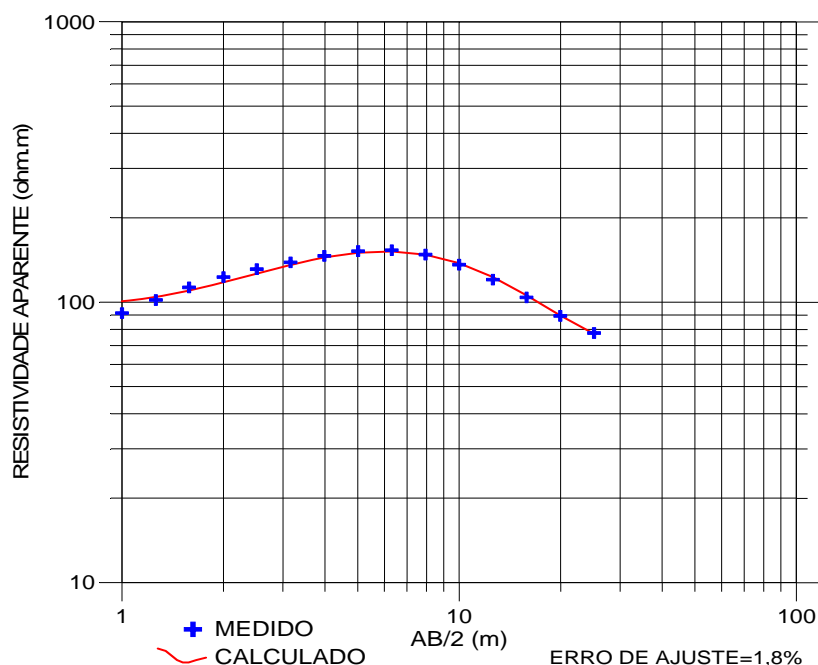


Figura 16.4-3 - SEV realizada na estaca 20m do perfil e caminhamento.

O modelo geoeétrico proposto é constituído por três camadas com a seguinte distribuição das resistividades em profundidade:  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ . A Tabela 16.4-1 apresenta o modelo obtido com os respectivos valores de resistividades e as espessuras das camadas geoeétricas.

Tabela 16.4-1 - Modelo geoeétrico obtido pela SEV (estaca 20m).

Camada	$\rho$ ( $\Omega$ m)	Espessura (m)	Prof. topo (m)
1	98	1,1	0
2	195	4,4	1,1
3	60	indefinida	5,5

De forma semelhante ao procedimento adotado para a interpretação dos dados da Raia Olímpica da USP, o modelo geoeétrico da SEV deverá balizar a interpretação das seções modeladas de eletroresistividade 2D. O padrão  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$  deverá ser verificado e as profundidades de investigação deverão estar em conformidade com aquelas determinadas pela interpretação da SEV.

Como os dados obtidos nesta área de estudo apresentaram pequena amplitude de variação nos valores de resistividade aparente, sob um enfoque de processamento do programa usado (15 a 300 ohm.m, aproximadamente), optou-se por utilizar o método de inversão com vínculo de suavidade que minimiza a norma  $L_2$ , produzindo imagens onde a variação do parâmetro do modelo ocorra de forma gradual. O objetivo do levantamento, que é o de imagear uma possível pluma de contaminantes onde comumente não se observam variações abruptas de resistividade, ratifica a escolha da norma  $L_2$  no processo de inversão.

Outro parâmetro ajustado em função da característica do dado foi a razão horizontal/vertical do filtro de nivelamento. Para dar ênfase às feições horizontais sobre as verticais, optou-se por utilizar um valor igual a 0,5. A resistividade foi também limitada por um fator igual a cinco vezes. Nas seções modeladas foram utilizados estes parâmetros no processamento dos dados e sobre as mesmas foi lançado o modelo 1D da SEV (Tabela 16.4-1) realizada na estaca 20m.

A Tabela 16.4-2 apresenta os parâmetros utilizados para a discretização dos modelos que serão apresentados a seguir. A definição dos mesmos procurou estabelecer uma boa correlação com as profundidades do modelo geológico 1D da SEV.

Tabela 16.4.2 - Parâmetros utilizados para a discretização dos blocos dos modelos 2D da área da E.T.E. de Salesópolis.

Modelo	Espaçamento entre eletrodos (a)	Espessura da primeira fileira de blocos	Incremento nas espessuras subsequentes
D-D	1 m	0,35a	20%
D-D	2 m	0,35a	15%
D-D	2m+1 m	0,40a*	10%
P-D	1 m	0,60a	15%

\* neste caso foi utilizado o menor espaçamento (a=1m)

A Figura 16.4-4 apresenta a seção modelada correspondente ao arranjo D-D, com eletrodos espaçados de 1 metro.

Com o espaçamento entre eletrodos de 1 metro e oito níveis de investigação, a terceira camada de baixa resistividade e situada a aproximadamente 5,5 metros (segundo interpretação da SEV), não pode ser integralmente imageada, embora no modelo da Figura 16.4-4 se observe uma tendência de diminuição da resistividade em torno de 4 metros. A pseudo-seção apresentada na Figura 16.4-1a não indica a existência desta camada inferior com baixa resistividade.

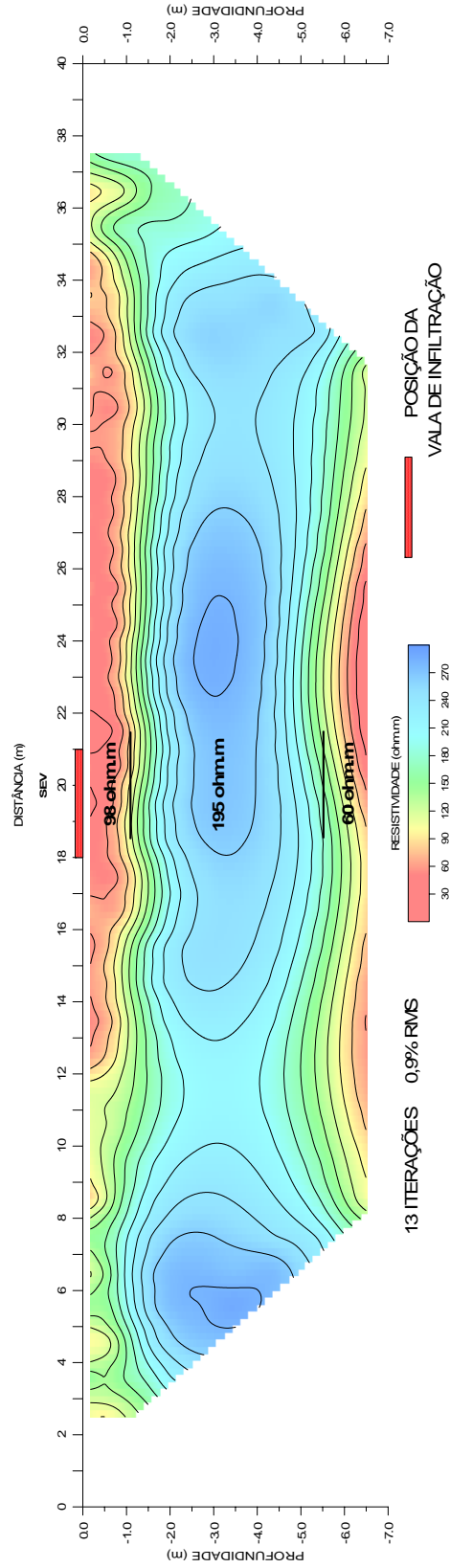
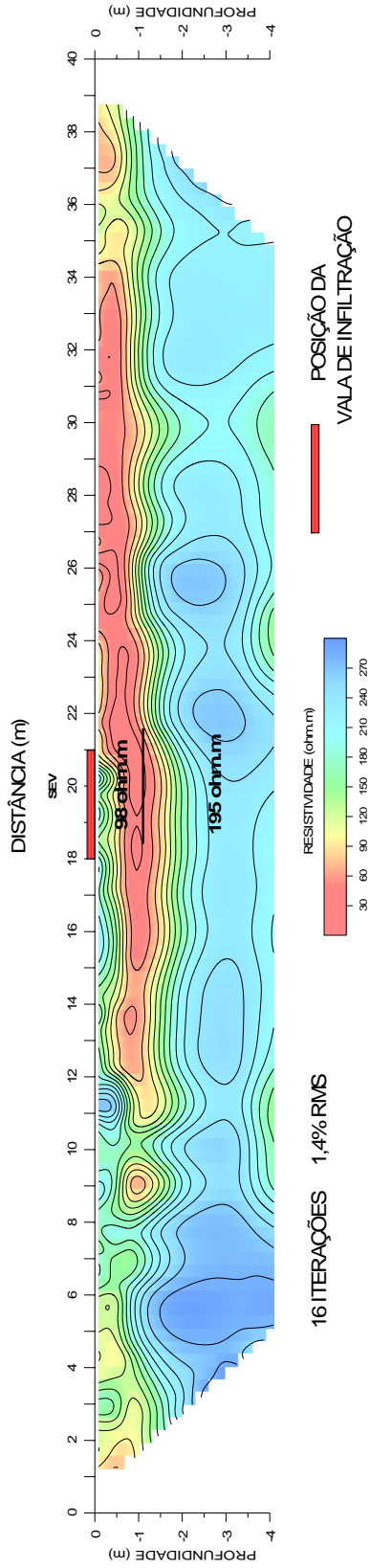


Figura 16.4-4 - Seção modelada utilizando o arranjo D-D e a=1m (esquerda).

Figura 16.4-5 - Seção modelada utilizando o arranjo D-D e a=2m (direita).

Utilizando-se o espaçamento entre eletrodos um pouco maior (2 metros) e com os mesmos oito níveis de investigação em profundidade, a existência desta terceira camada já pode ser notada tanto na pseudo-seção (Figura 16.4-1b) como no modelo 2D gerado pela inversão dos dados, onde esta se encontra nítida e bem definida (Figura 16.4-5).

Os modelos geoeletricos 2D obtidos confirmam o padrão de distribuição de resistividade em subsuperfície, qual seja:  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ . Quanto aos valores das resistividades propriamente ditos, foi também estabelecida uma boa relação entre aquelas obtidas pela inversão dos dados 2D com o modelo geoeletrico 1D obtido da SEV.

Esta boa correlação pode ser verificada tomando-se como exemplo a seção D-D com espaçamento  $a=2m$  (Figura 16.4-5). Se for calculada a média dos valores modelados de resistividade da camada condutora mais superficial (foram considerados os três primeiros níveis em profundidade do modelo: 0,18m, 0,55m e 0,98m), obteremos como resultado 94 ohm.m, o que está em concordância com o modelo interpretado da SEV referente à primeira camada (98 ohm.m com espessura de 1,1m). Se for tomada a média dos valores de resistividade aparente correspondente ao primeiro nível da pseudo-seção D-D=2m (Figura 16.4-1b), obteremos o valor igual a 99 ohm.m. Esta análise, além de estabelecer a correlação entre os modelos 2D e 1D, corrobora a afirmativa que, para pequenos espaçamentos entre eletrodos, a resistividade aparente medida pode ser uma boa aproximação do valor da resistividade verdadeira do meio.

O modelo da Figura 16.4-6 sintetiza o resultado obtido com o arranjo D-D, onde foram reunidos os dados correspondentes às aberturas entre eletrodos iguais a 2m e 1m, conjuntamente. Pode ser observado o aumento do nível de detalhe nas porções superficiais, sem que ocorra a perda de informações em profundidade.

O arranjo P-D, mesmo com um menor espaçamento entre eletrodos (1 metro) e apresentando uma razão sinal/ruído mais elevada do que o D-D, possibilita o uso de mais níveis de investigação (treze, contra os oito utilizados no arranjo D-D) e deverá, a princípio, produzir modelo semelhante ao da seção modelada da Figura 16.4-6, alcançando similar profundidade de investigação. A Figura 16.4-7 apresenta a seção modelada correspondente ao levantamento com o arranjo P-D, utilizando os parâmetros anteriormente descritos.

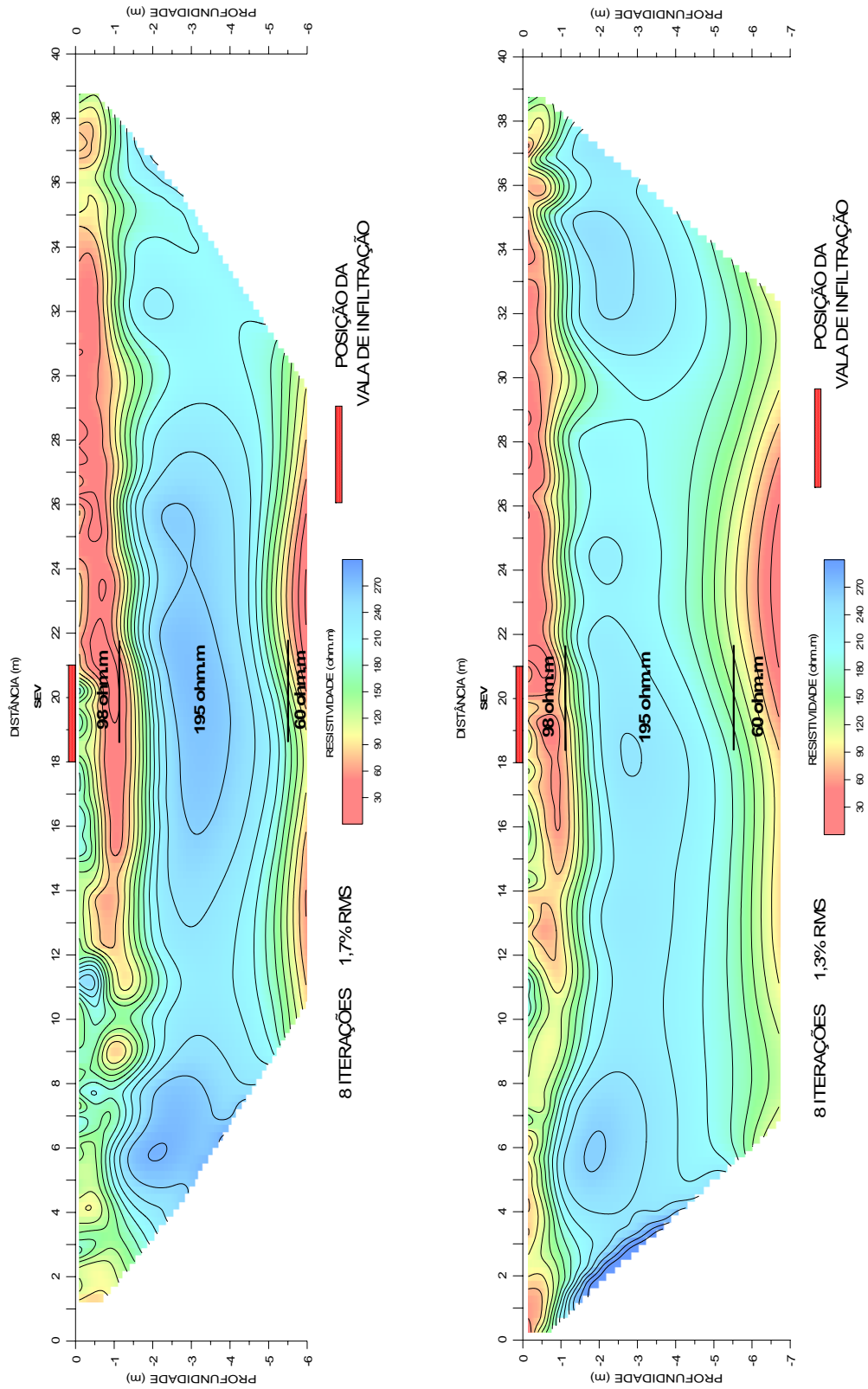


Figura 16.4-6 - Seção modelada, arranjo D-D, aberturas entre eletrodos iguais a 2m e 1m (esquerda).

Figura 16.4-7 - Seção modelada, arranjo P-D, abertura entre eletrodos igual a 1m (direita).



A despeito das resistividades da camada intermediária, que exibiram valores relativamente mais baixos do que o modelo do arranjo D-D, o modelo P-D apresentou uma grande semelhança ao primeiro. Utilizando um menor espaçamento entre eletrodos (1m) e mais níveis de investigação (13), foram alcançadas maiores profundidades de investigação, comparáveis às alcançadas com o arranjo D-D com  $a=2m$  e oito níveis de investigação. Este pequeno espaçamento permitiu também uma boa resolução na imagem referente à camada geométrica mais rasa, da mesma forma que a obtida pela seção modelada D-D da Figura 16.4-6 apresentada anteriormente.

Os resultados mostram a viabilidade de utilizar-se o arranjo P-D quando se deseja alcançar mais níveis de investigação em profundidade sem perda significativa de resolução.

Aproveitando-se da boa qualidade dos dados obtidos na área de Salesópolis, foi também realizada a combinação de dois diferentes arranjos em uma única seção. A Figura 16.4-8 mostra a seção modelada resultante da mixagem de dados obtidos com as três distintas aquisições realizadas na área: D-D ( $a=1m$  e  $2m$ ) e P-D ( $a=1m$ ).

O modelo apresentou uma boa coerência com os anteriormente obtidos. Da mesma forma que o observado na área da Raia Olímpica (onde foram combinadas em uma mesma seção medidas com o Wenner e o D-D) o imageamento foi satisfatório na porção rasa, consequência dos dados obtidos com o arranjo D-D ( $a=1m$ ). A terceira camada pode ser identificada graças ao maior espaçamento ( $a=2m$ ) entre eletrodos do D-D e ao arranjo P-D, que alcança maiores profundidades de penetração. A terceira camada geométrica apresentou oscilações não observadas nos modelos anteriores.

Devido à própria característica geométrica da área, onde as variações de resistividade são pequenas, o erro de RMS neste caso foi pequeno.

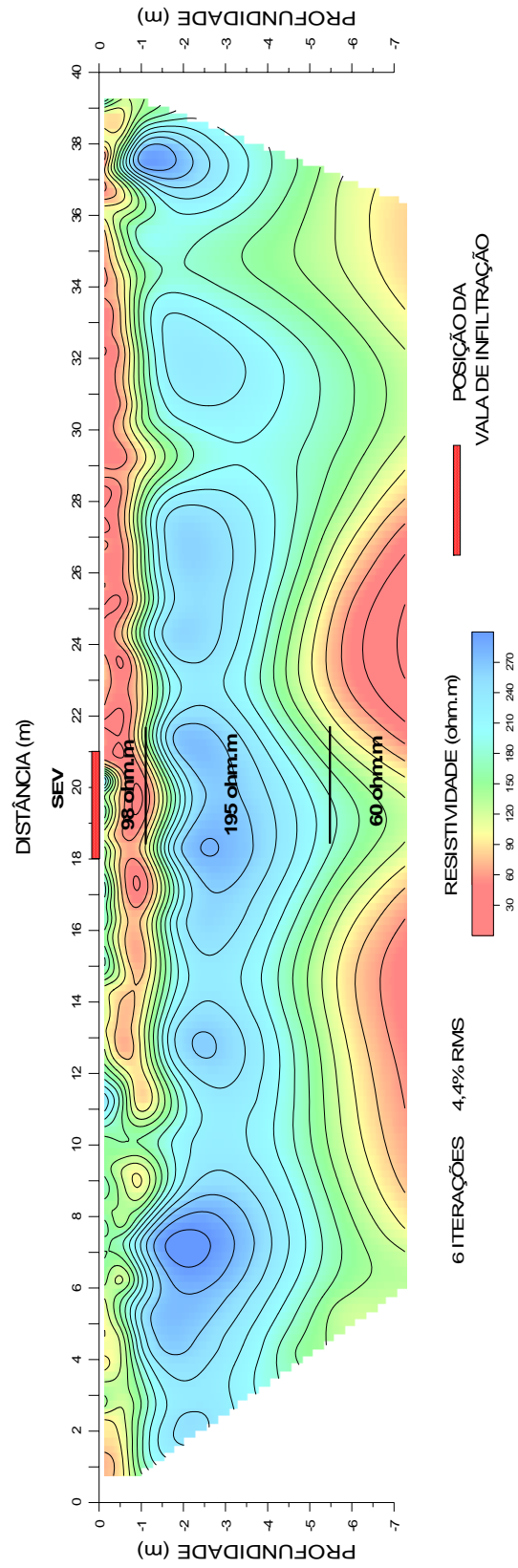


Figura 16.4-8 - Seção modelada, mesclando-se os dados obtidos com os arranjos D-D ( $a=2\text{m}$  e  $a=1\text{m}$ ) e P-D ( $a=1\text{m}$ ).

O levantamento eletromagnético (EM), cujo resultado é apresentado na Figura 16.4-9, teve início 16m antes do perfil do caminhamento elétrico. As curvas representam as leituras obtidas com as disposições de dipolo horizontal (investigação mais rasa) e vertical (investigação mais profunda).

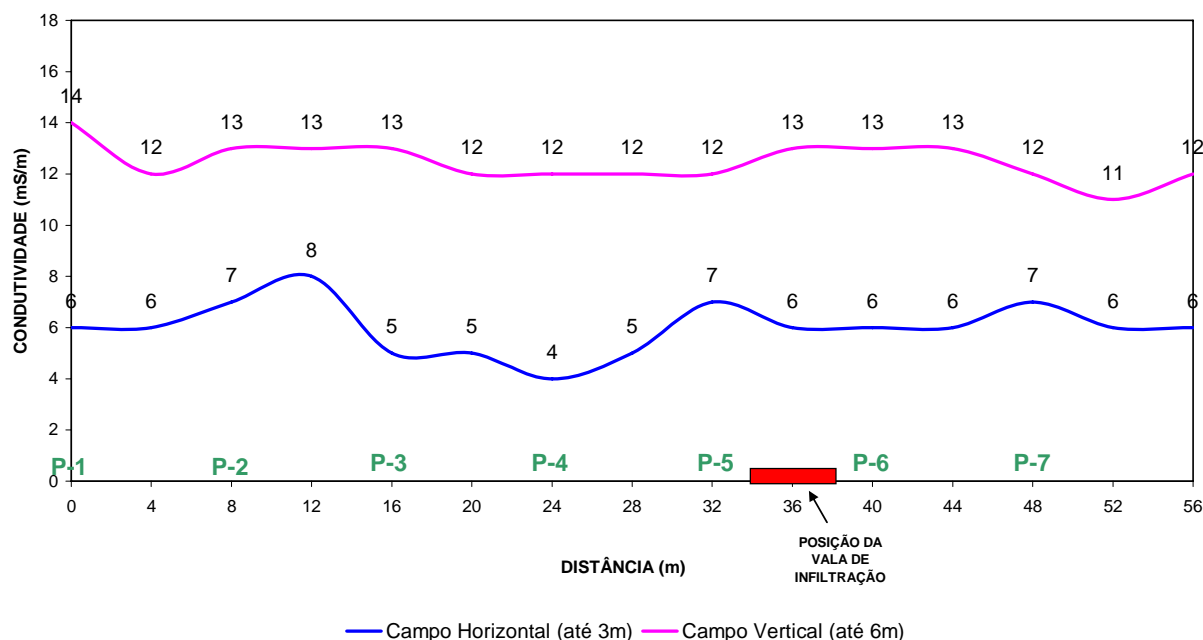


Figura 16.4-9 - Resultados do levantamento EM coincidente com os perfis de caminhamento que se estenderam da estaca 16 até a 56 (40m).

Pode ser observado que a resposta EM está condicionada pela segunda camada de alta resistividade ( $\rho_2$ ) na configuração campo horizontal. Para maiores profundidades de investigação (campo vertical) passa a ter influência a camada de baixa resistividade ( $\rho_3$ ) e alta condutividade, encontrada na base do modelo geológico. Esta camada, cuja profundidade do topo está em torno de 4,4m, pode ser visualizada nas seções modeladas 2D de resistividade.

Para fins meramente comparativos, a figura 16.4-10 apresenta as pseudo-seções D-D apresentadas na Figura 16.4-1(a) e 16.4-1(b) convertidas para valores de condutividade elétrica aparente, mostrando uma boa correlação numérica com os resultados obtidos com o EM-31.

Numa tentativa de se realizar uma quantificação dos dados EM, para melhor correlacioná-los com os de eletrorresistividade, foi estabelecida uma comparação dos dados obtidos com o arranjo D-D ( $a=1m$ ) com as medidas efetuadas com disposição horizontal dos dipolos, correspondendo a níveis de investigação mais rasos (até 3m).

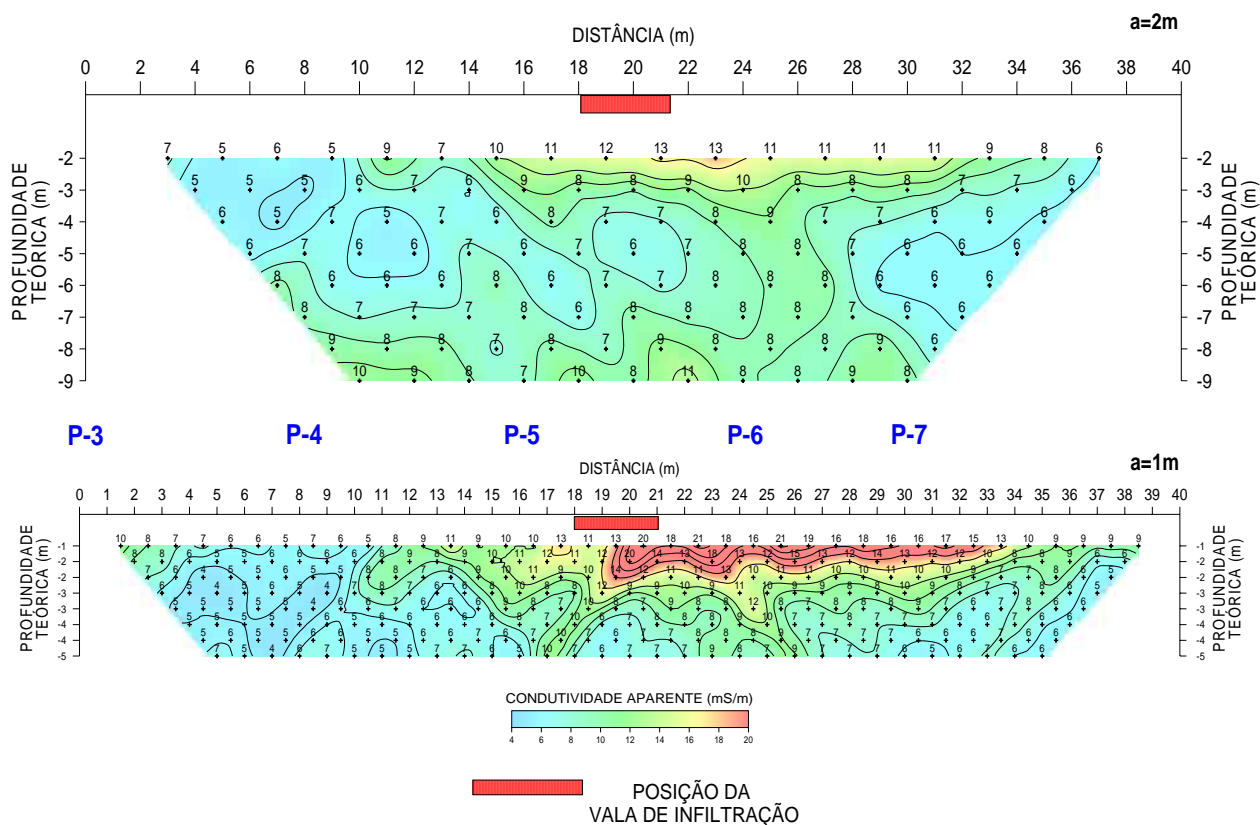


Figura 16.4-10 - Pseudo-seções D-D ( $a=2\text{m}$  e  $a=1\text{m}$ ) convertidas para condutividade elétrica aparente.

Para execução do modelamento de dados EM foi considerada uma curva de resposta cumulativa ligeiramente diferente daquela apresentada no item 10.1.4 (Figura 10.1.4-1).

A curva agora apresentada (Figura 16.4-11) corresponde a uma situação onde o instrumento de medida está posicionado a um metro acima da superfície do terreno, ou seja, mais próxima da realidade, uma vez que as medidas não foram obtidas com o equipamento posicionado diretamente em contato com o solo (Figura 16.3-4).

Para o ajuste dos dados EM obtidos em campo foi proposto um modelo de duas camadas, onde a superior possui uma resistividade igual a 90 ohm.m e a inferior igual a 235 ohm.m. Estes valores foram obtidos com base na seção modelada D-D e  $a=1\text{m}$  (Figura 16.4-4). O modelamento foi efetuado conforme o exposto a seguir.

Preliminarmente foram definidos os valores das condutividades do modelo,  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  (inverso das resistividades da primeira e segunda camada, respectivamente). Estabelecendo-se valores de  $z_1$  (profundidades do contato entre as duas camadas do modelo), foi possível determinar-se  $R_H(z_1)$  utilizando o gráfico apresentado na Figura 16.4-11. Com estes parâmetros ( $R_H(z_1)$ ,  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ ) calcula-se a resposta do modelo pela equação (10.1.4-4) expressa em termos de condutividade elétrica aparente ( $\sigma_{ap}$ ).

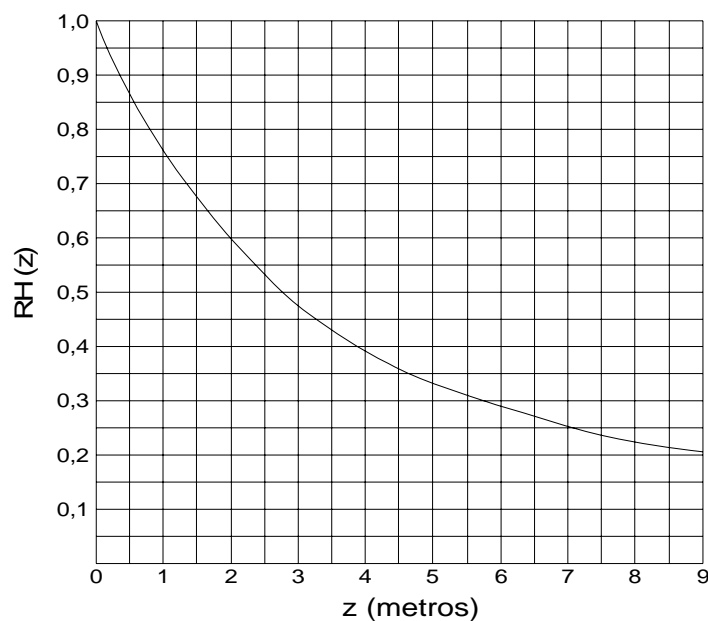


Figura 16.4-11 - Resposta cumulativa versus profundidades para o dipolo horizontal e instrumento posicionado a um metro acima da superfície (GEONICS, 1992).

A concordância numérica entre os valores de  $\sigma_{ap}$  medidos e calculados foi feita na base de tentativa e erro, ajustando-se o parâmetro  $z_1$  ao longo do perfil de 40m em cada ponto de medida EM (totalizando 11 pontos espaçados de 4 metros).

A Tabela 16.4-3 apresenta os resultados do modelamento, onde a profundidade  $z_1$  foi manualmente ajustada de tal forma que os valores de  $\sigma_{ap}$  calculados estivessem em concordância com as medidas de  $\sigma_{ap}$  (dados de campo) na disposição do dipolo horizontal.

Tabela 16.4.3 - Valores de profundidade determinados para um modelo de duas camadas ( $\sigma_1=11,1$  mS/m e  $\sigma_2=4,3$  mS/m) ajustando-se  $\sigma_{ap}$  medido e calculado.

X (m)	Z <sub>1</sub> (m)	R <sub>H</sub> (Z <sub>1</sub> )	$\sigma_{ap}$ medido	$\sigma_{ap}$ calculado	Delta (%)
0	0,4	0,89	5,0	5,0	0,2
4	0,4	0,89	5,0	5,0	0,2
8	0,0	1,00	4,3	4,0	6,4
12	0,4	0,89	5,0	5,0	0,2
16	1,8	0,63	6,8	7,0	3,0
20	1,2	0,73	6,1	6,0	1,8
24	1,0	0,76	5,9	6,0	1,7
28	1,2	0,73	6,1	6,0	1,8
32	1,8	0,63	6,8	7,0	3,0
36	1,0	0,76	5,9	6,0	1,7
40	1,0	0,76	5,9	6,0	1,7

Na Figura 16.4-12 o resultado é apresentado sob a forma de seção, onde constam as duas camadas geolétricas interpretadas com base no levantamento de dados de EM e a respectiva resposta do modelo. Para fins comparativos, o modelo EM foi sobreposto à seção de eletrorresistividade 2D (D-D,  $a=1m$ ), podendo ser observada uma excelente correlação dos modelos obtidos com os métodos elétrico e o eletromagnético.

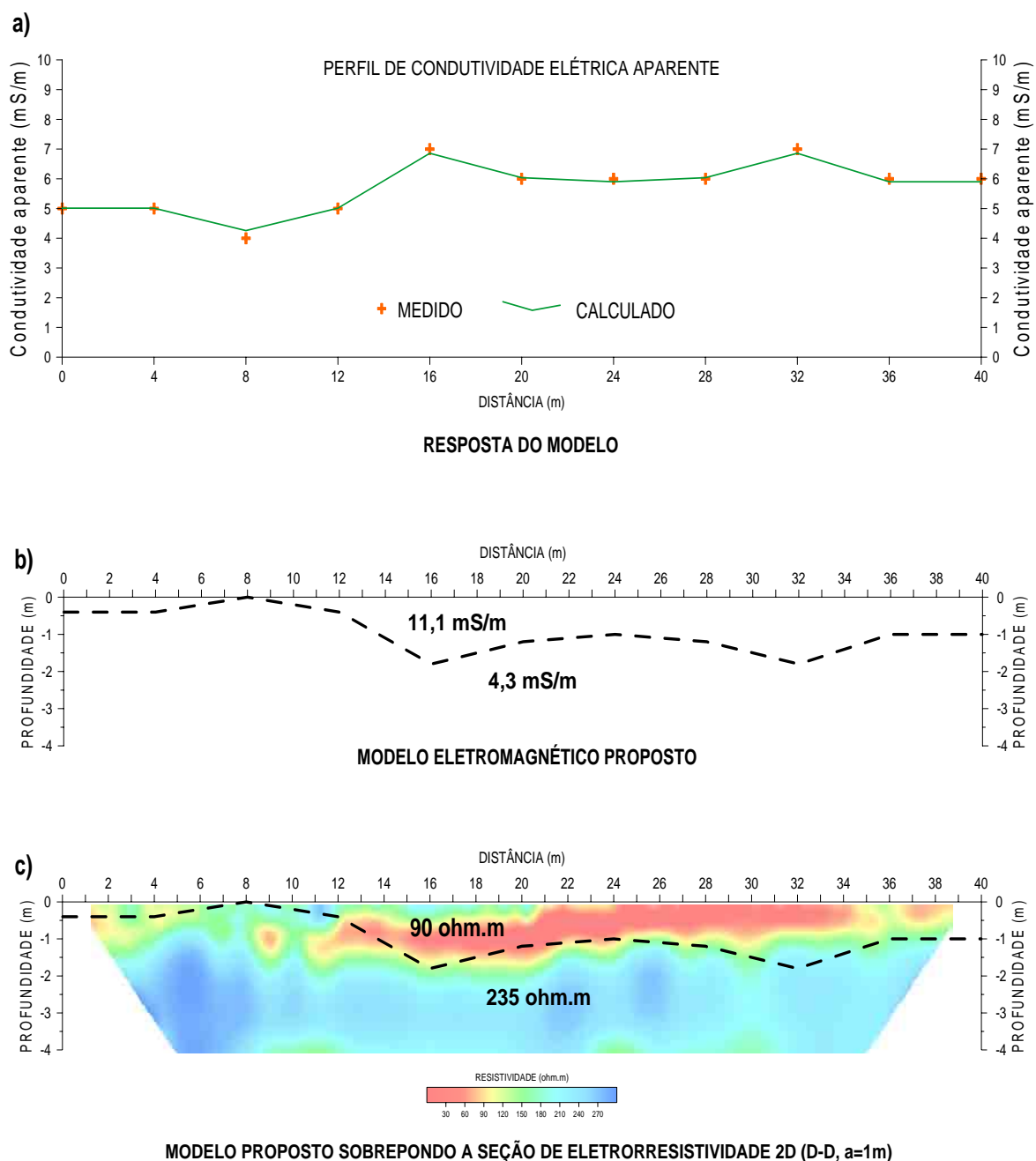


Figura 16.4-12 - Correlação dos modelos EM e de eletrorresistividade 2D.

- a) Resposta do modelo (linha contínua em verde) e os dados medidos em campo (pontos em alaranjado).  
 b) Modelo proposto com base nos dados EM.  
 c) Modelo proposto (os valores do parâmetro das camadas já devidamente convertidos para resistividade) sobrepondo o modelo 2D da eletrorresistividade (arranjo D-D,  $a=1m$ ).

## 16.5 Interpretação final

A seção modelada da Figura 16.4-6 (D-D, espaçamento 2m e 1m), foi escolhida para a integração geofísica e geológica/hidrogeológica, tendo como base os dados diretos obtidos nesta área de estudo.

As profundidades dos níveis d'água, medidas nos poços PM-3 a PM-7 no dia em que foi realizado o levantamento D-D, são apresentadas na Tabela 16.5-1.

Tabela 16.5-1 - Profundidade do nível d'água medidos nos poços PM-3 a PM-7.

Poço:	PM-3	PM-4	PM-5	PM-6	PM-7
Profundidade do N.A.	1,32 m	1,13 m	0,83 m	0,66 m	0,42 m

A posição dos poços (com as respectivas profundidades dos níveis d'água) foi lançada sobre a seção modelada (Figura 16.5-1).

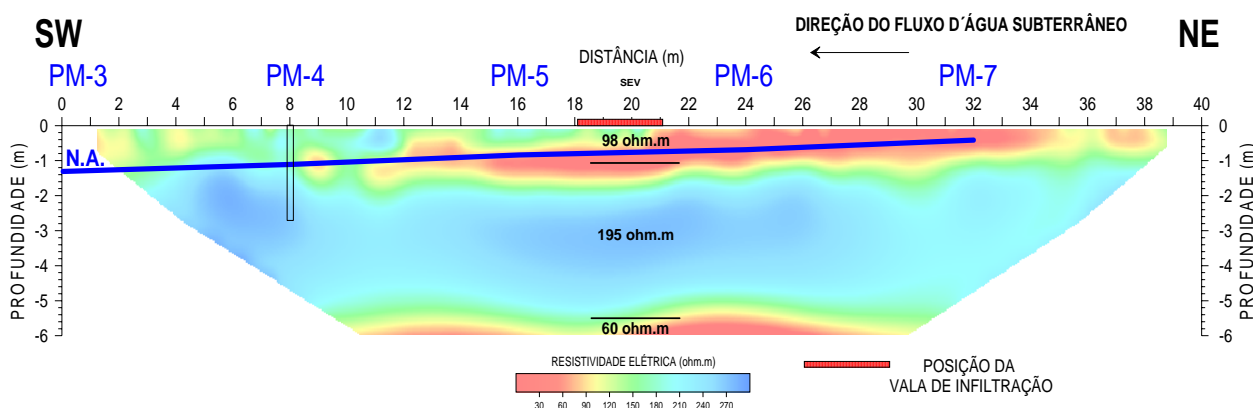


Figura 16.5-1 - Seção D-D (espaçamentos 2m e 1m) com a profundidade do nível d'água nos poços próximos ao perfil do levantamento.

Pode ser observado que as cotas mais elevadas do nível freático se encontram no PM-7 e as cotas mais baixas no PM-3, indicando que a direção de fluxo está em direção a W.

A zona saturada corresponde à camada geoeletrica mais resistiva e situa-se sob uma camada menos resistiva (zona não saturada). Ou seja, abaixo da profundidade do nível d'água, ocorre uma elevação dos valores de resistividade elétrica, fato que também foi observado na curva da SEV realizada na estaca 20 do perfil (Figura 16.4-3).

Essa camada, cujo topo está situado a 1,1 metros de profundidade, apresenta valor de resistividade igual a 195 ohm.m ( $\rho_2$ ). O modelo geoeletrico 1D da SEV também se encontra representado na seção da Figura 16.5-1. Este comportamento geoeletrico (zona não saturada,

condutiva; zona saturada, mais resistiva) assemelha-se aquele verificado na área da Raia Olímpica da USP.

Pelos motivos expostos anteriormente no item 16.2, não foi possível uma correlação direta do modelo geoeletrico com a estratigrafia geológica da área de estudo.

Contaminação por efluentes líquidos domiciliares (esgotos domésticos) pode acarretar o aumento da concentração de alguns íons ( $\text{Cl}^-$  e  $\text{NO}_3^-$ , principalmente) na água subterrânea (VARNIER & HIRATA, 2002). Particularmente, é a concentração do íon cloreto que guarda uma correlação direta com o aumento da condutividade elétrica do meio, ocasionando plumas condutivas que podem ser mapeadas através de alguns métodos geofísicos, como a eletrorresistividade e o GPR (NASCIMENTO et al., 1998 e 1999).

A presença da feição condutiva superficial, que não se estende ao longo de todo o perfil, foi inicialmente interpretada como a existência de uma pluma de contaminação que, de certa forma, encontra-se nas proximidades da vala de infiltração.

As análises químicas da água subterrânea dos poços PM-4, PM-5 e PM-6, considerando-se alguns parâmetros que pudessem contribuir para o aumento da condutividade do solo e da água subterrânea ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^-$ ), não apresentaram concentrações que pudessem justificar a existência de tal pluma.

Entretanto, no que diz respeito à análise bacteriológica (teor de coliformes fecais), foi observada uma forte concentração no poço PM-5 em resposta à injeção do efluente domiciliar.

Outro motivo que descarta a possibilidade da anomalia condutiva estar relacionada à pluma de contaminação é a seção de caminhamento elétrico (D-D, a=4m, cinco níveis de investigação) obtida por SILVA (2003), anterior à existência da vala de infiltração, onde pode ser verificada a existência da mesma feição.

A Figura 16.5-2 apresenta o modelo obtido, re-processando os dados com os mesmos parâmetros utilizados para a obtenção das seções modeladas da área de Salesópolis.



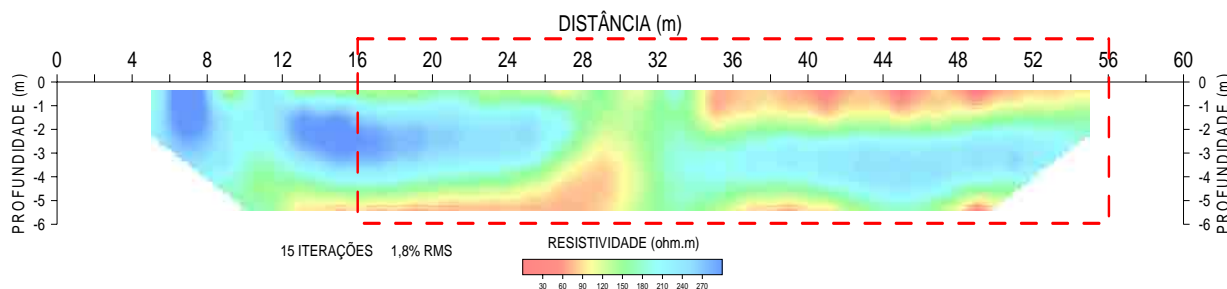


Figura 16.5-2 - Seção D-D (espaçamento 4m e cinco níveis de investigação) obtida por SILVA (2003) e re-processada. Observar a mesma feição superficial condutiva além da posição 34m do perfil.

Neste contexto geoeletrico, a existência de uma eventual pluma de contaminação poderia não ficar bem caracterizada devido ao fato de existir esta camada superficial de baixa resistividade. A pluma condutiva ficaria mascarada em decorrência da falta de contraste com o meio na qual estaria inserida.

Embora o modelo geoeletrico da área, cuja distribuição de resistividade em profundidade é dada por  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ , esteja muito bem caracterizado (pelos modelos 2D de resistividade, SEV e modelamento EM), não foi possível uma melhor correlação com as litologias (como no caso da Raia Olímpica), devido à ausência de pelo menos uma amostragem completa do perfil estratigráfico nas proximidades da linha geofísica.

Desta forma, novamente reitera-se o fato da importância das informações diretas, além da utilização de duas ou mais técnicas ou métodos de investigação, para a melhor caracterização geológica/hidrogeológica de uma área.

## PARTE IV - DISCUSSÃO INTEGRADA, CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

### 17 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Neste capítulo são apresentadas as considerações finais e conclusões sobre o trabalho desenvolvido nesta tese.

#### 17.1 Arranjos de eletrodos em geral

- Os resultados obtidos com a construção de pseudo-seções modificadas, ou seja, aquelas que agrupam dados com distintas aberturas entre eletrodos em uma mesma seção, na escala abrangida pelos levantamentos (espaçamentos menores que 4 metros), mostraram um melhor nível de informação. Para a construção das mesmas, foram utilizados os coeficientes empíricos propostos por EDWARDS (1977), tanto para o arranjo D-D como também para o arranjo P-D.
- Os dados agrupados dessa maneira puderam ser invertidos com o programa RES2DINV, que possibilita a utilização deste recurso. O resultado do processo de inversão consiste em seções modeladas que podem atingir dois objetivos, muitas vezes não alcançados simultaneamente pelos métodos geofísicos em geral: resolução nas porções rasas e maiores profundidades de investigação alcançadas.
- As profundidades de investigação de EDWARDS (op.cit.) mostraram-se coerentes com os resultados obtidos nas três áreas de estudo: Raia Olímpica, afloramento da Rodovia dos Bandeirantes e E.T.E de Salesópolis.
- O arranjo D-D é, de fato, o que fornece a melhor resolução dentre todos os arranjos de caminhamento elétrico analisados neste trabalho (P-D, P-P e Wenner). Sua principal limitação é a baixa razão sinal-ruído que pode, contudo, ser compensada com a utilização de múltiplos espaçamentos entre eletrodos sobre o mesmo perfil de levantamento.
- Ficou demonstrado que, com o arranjo D-D podem ser efetuados levantamentos com mais de oito níveis de investigação, quando utilizados pequenos espaçamentos (“a”) entre eletrodos (menores que 5 metros, por exemplo). Nestes casos, a relação sinal/ruído decresce menos com o incremento do fator de separação (“n”) do que ocorre quando utilizadas aberturas maiores.

- O arranjo P-D consegue alcançar, de fato, maiores profundidades de penetração, como foi provado na área da Raia Olímpica. Este arranjo conseguiu “imagear” uma camada geométrica mais profunda, identificada pelas SEVs (realizadas com o arranjo Schlumberger) e não identificada pelas diversas aquisições com o arranjo D-D.
- Foi verificada uma boa correlação dos dados obtidos com os arranjos D-D e P-D, mostrando que o processo de inversão é eficiente na correção das distorções inerentes a esses arranjos, produzindo imagens bastante semelhantes no produto final.
- O arranjo P-D mostrou ser uma alternativa viável, apresentando um bom compromisso entre resolução e razão sinal-ruído. Desempenha um importante papel, ocupando o espaço entre o D-D e o P-P, salientando a boa resolução do primeiro, aliada à alta razão sinal-ruído do segundo. Este arranjo consegue ainda atingir maiores profundidades, não alcançadas pelo arranjo D-D, com a possibilidade de utilizar mais níveis de investigação, mantendo-se uma boa qualidade do sinal. Várias seções modeladas no trabalho ratificam esta conclusão.
- Ficou demonstrado que com a utilização de muitos níveis de investigação em profundidade (contribuindo para o aumento da resolução vertical) é possível conseguir, com os arranjos D-D e com o P-D, uma boa definição de camadas estratificadas horizontalmente. As imagens obtidas na área da Raia Olímpica provam esta assertiva.
- O arranjo P-P apresenta alguns aspectos positivos bastante interessantes, como por exemplo, a alta razão sinal-ruído e a facilidade operacional em campo. Depois de instalados os eletrodos no infinito (etapa que demanda tempo), a aquisição dos dados propriamente dita é realizada com apenas dois eletrodos na linha do perfil, conferindo rapidez ao levantamento. Este foi o arranjo testado na aquisição 3D. Entretanto, o P-P apresenta algumas sérias desvantagens: o ruído inerente (o que dificulta a leitura durante as medidas em campo e contamina a pseudo-seção, tornando-a bastante ruidosa) e a baixa resolução, produzindo imagens sem nitidez e com qualidade bem inferior às fornecidas pelos arranjos D-D e P-D.
- O arranjo Wenner produziu um bom resultado na área da Raia Olímpica, que apresenta características propícias para a utilização deste (camadas geométricas estratificadas horizontalmente).

- Qualquer que seja o arranjo utilizado, a linha do levantamento deve extrapolar em superfície os limites da investigação, a fim de garantir ampla cobertura do perfil de caminhamento. Algumas feições observadas nas bordas das seções modeladas devem ser vistas com certa cautela, podendo tratar-se de artefatos gerados no processo de inversão dos dados.

## **17.2 Utilização de outras técnicas/métodos de apoio**

- As SEVs (utilizando o arranjo Schlumberger) mostraram um bom desempenho e um papel importante para a definição das profundidades do modelo geoeletrico 2D (nos casos de meios estratificados horizontalmente e com camadas plano-paralelas). Conforme suas conhecidas potencialidades em termos de resolução vertical, cumpre a função de técnica auxiliar para a interpretação de seções modeladas 2D, não só com relação ao ajuste das profundidades, mas também na checagem da distribuição vertical das resistividades.
- Os resultados obtidos com os levantamentos eletromagnéticos (EM) servem de apoio aos modelos geoeletricos. Fornecem informações qualitativas quanto à distribuição das resistividades em profundidade, valendo-se das medidas obtidas pelo método nas duas configurações investigativas: dipolo horizontal (mais raso) e dipolo vertical (mais profundo). A quantificação dos dados EM, testada na área de Salesópolis, apresentou coerência com o modelo geoeletrico 2D da eletrorresistividade.
- A importância das informações diretas de sondagens, trincheiras, poços de monitoramento e demais informações, são fundamentais para a caracterização do modelo e sua correta interpretação, balizada pelas informações geológicas. Como exemplo, cita-se a área de estudo 1 (Raia Olímpica), onde o grande volume de informações diretas permitiu análises elaboradas e uma boa caracterização da subsuperfície, diminuindo possíveis ambigüidades na interpretação dos resultados.

## **17.3 Aplicação no mapeamento de nível d'água raso**

- Ficou plenamente caracterizado o comportamento geoeletrico da área da Raia Olímpica, representado pela seguinte distribuição de resistividades com a profundidade:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ . As seções 2D modeladas exibem claramente este padrão que foi também observado em todas as SEVs e no levantamento de eletrorresistividade 3D.

- O imageamento geoeletrico conseguiu definir de forma precisa as litologias rasas. A qualidade das seções 2D comprova esta afirmativa. No entanto, não fossem as informações diretas de furos de sondagens, poços e trincheiras, a profundidade do nível d'água poderia ser erroneamente interpretada como o topo da camada de baixa resistividade ( $\rho_2$ ), que se encontra a aproximadamente 1,5m de profundidade. A seção GPR, cujo sinal sofre forte atenuação a partir desta profundidade, corrobora esta suposição. Entretanto, a profundidade média do nível d'água está em torno de 3m e na base de uma camada de argila plástica que ocorre na área.
- A primeira camada, composta por solo com matéria orgânica e areia silte-argilosa com presença de seixos, apresenta resistividade alta ( $\rho_1$ ) e é bastante influenciada pela pluviosidade e variações sazonais. A seção correspondente ao arranjo Wenner (Figura 14.4.3-14), realizada em época distinta à dos levantamentos com os arranjos D-D e P-D, ilustra esta suposição. A camada abaixo do solo superficial e seco, correspondendo à argila plástica, é menos influenciada. Esta camada de baixo valor de resistividade apresentou pouca variação do parâmetro medido, fato verificado nos modelos geoeletricos correspondentes aos diversos levantamentos realizados em diferentes épocas do ano.
- O gráfico de teor de umidade versus profundidade (Figura 14.4.4-8) mostra que esta camada de argila plástica, encontrada entre 1,5m e 3m aproximadamente, retém muita umidade. A resistividade desta camada, como consequência direta, cai de forma bastante acentuada (em torno de 50 ohm.m). Na camada onde se encontra o nível d'água, a resistividade ( $\rho_3$ ) volta a subir. Ou seja, o imageamento elétrico não conseguiu definir a profundidade do nível d'água propriamente dito, conforme o padrão geralmente adotado para a interpretação de dados geoeletricos voltados para este objetivo, isto é, associando-o ao topo de uma camada onde se verifica a queda dos valores de resistividade.
- O arranjo P-D, que foi capaz de alcançar maiores profundidades de investigação, conseguiu “imagear” uma quarta camada de baixa resistividade ( $\rho_4$ ), que corresponde à argila compacta que se encontra a aproximadamente 8m de profundidade e está sob a argila plástica. As informações das litologias mais profundas foram obtidas do poço PM-1R. As SEVs também conseguiram identificar esta camada.

- Foram obtidos melhores resultados com espaçamento entre eletrodos igual a 1m e 2m. A utilização do espaçamento de 0,5m, embora extremamente vagarosa, é capaz de “imagear” detalhes superficiais. O espaçamento de 4m não apresentou bons resultados.
- O levantamento 3D, embora consistindo em uma interessante experiência, não apresentou boa resolução, provavelmente devido ao arranjo utilizado (P-P). Outro fator que pesa contra este tipo de aquisição é o enorme tempo despendido para a aquisição dos dados.
- A execução de diversos perfis paralelos e próximos uns aos outros e utilizando um arranjo que forneça melhor resolução (D-D, por exemplo) pode constituir, em termos de logística e de tempo, uma prática alternativa a levantamentos 3D de eletrorresistividade.

#### **17.4 Aplicação no mapeamento do topo rochoso**

- O exemplo de aplicação na área 2 (afloramento da Rodovia dos Bandeirantes) mostrou a potencialidade da técnica do caminhamento elétrico no mapeamento de topo rochoso.
- O afloramento de diabásio foi suposto como sendo o corpo resistivo ( $\rho_3$ ) que aparece no modelo geoeletrico. O corpo gera a anomalia de alta resistividade que aparece de forma bem clara nos levantamentos realizados com os arranjos D-D, P-D e P-P.
- O modelo geoeletrico da área é dado por  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ . As camadas com resistividades  $\rho_1$  e  $\rho_2$  correspondem ao solo do talude menos condutivo (na superfície) e mais condutivo (à medida que a profundidade aumenta)
- A inversão dos dados gerou imagens onde a conformação do topo ficou definida de forma clara. Tanto o levantamento D-D como o P-D produziram seções modeladas bastante similares. Ambas as pseudo-seções apresentaram-se também muito semelhantes. Mesmo com o arranjo P-P, cuja pseudo-seção foi a que mais destoou em termos de qualidade, a inversão conseguiu produzir uma boa imagem do topo rochoso, porém com resolução nitidamente inferior.
- As profundidades para o perfeito ajuste do topo rochoso interpretado tiveram que ser modificadas manualmente aplicando-se um mesmo fator de correção para as três seções obtidas com os arranjos D-D, P-D e P-P.

- As seções sintéticas geradas pelo modelo construído sobre a malha de elementos finitos, com profundidades bem conhecidas e as resistividades ajustadas de tal forma a obter uma resposta coincidente com os dados de campo, mostraram uma boa concordância com as pseudo-seções de resistividade elétrica aparente. Esta resposta foi testada para os diversos arranjos e diferentes espaçamentos utilizados (4m, 2m e 1m).

### **17.5 Aplicação no mapeamento de contaminação**

- Nesta área ficou também evidenciada a melhoria na qualidade dos resultados com a utilização de múltiplos espaçamentos entre eletrodos (exemplo, 2m e 1m), que apresentou de forma conjunta melhor resolução e maior profundidade de penetração.
- Os resultados finais obtidos (seções modeladas dos arranjos D-D e P-D) apresentaram grande semelhança entre si. Em ambiente geoeletricamente estratificado, onde as variações de resistividade não são muito pronunciadas, o P-D mostrou, a exemplo dos casos anteriores, ser uma alternativa viável ao D-D. Foram alcançadas maiores profundidades de penetração sem significativa perda de resolução.
- Embora bastante conhecida a potencialidade da técnica no mapeamento de contaminantes em subsuperfície, não foi possível identificar a pluma de contaminação decorrente da infiltração de efluentes domésticos, possivelmente devido à ausência de contrastes em subsuperfície, na área de Salesópolis
- Entretanto ficou bem caracterizado o comportamento geoeletrico da área, cujo padrão ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ) foi confirmado pela SEV e o levantamento EM. A boa correlação dos dados obtidos com os diferentes métodos permitiu ainda realizar uma quantificação dos dados EM, através de modelamento direto utilizando as curvas de resposta cumulativa e a comparação direta dos resultados com o modelo 2D de resistividade obtido com a inversão dos dados.
- Como no caso da área da Raia Olímpica, a zona saturada corresponde a uma camada onde os valores de resistividade aumentam em relação à camada subjacente, contrariando o que é geralmente esperado. Este comportamento “padrão”, onde as resistividades diminuem com a presença da zona saturada deve ocorrer em locais com predominância de frações arenosas no perfil litológico como um todo. A presença de frações mais finas (silt-argilosas) no perfil, ou mesmo uma camada de argila presente na zona não saturada pode alterar este comportamento.

- Finalmente, um procedimento que deve ser enfaticamente recomendado, é a aplicação integrada do maior número possível de técnicas e métodos geofísicos para o estudo de uma determinada área. Da mesma forma, os resultados da geofísica devem sempre ser interpretados com base nas informações diretas disponíveis (furos de sondagens, trincheiras, poços) para o aprimoramento da análise com relação às quantificações e as corretas inferências sobre as características dos materiais geológicos existentes em subsuperfície no local da investigação.



**18 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- APPARAO, A.; RAO, T. G.; SASTRY, R. S.; SARMA, V. S. Depth of detection of buried conductive targets with different electrode arrays in resistivity prospecting. *Geophysical Prospecting*, v.40, p.749-760, 1992.
- APPARAO, A.; SASTRY, R. S.; SARMA, V. S. Depth of detection of buried resistive targets with some electrode arrays in electrical prospecting. *Geophysical Prospecting*, v.45, p.365-375, 1997.
- ASCH, T. & MORRISON, H. F. Mapping and monitoring electrical resistivity with surface and subsurface electrode arrays. *Geophysics*, v. 54, n.2, p.235-244, 1989.
- BARADELLO, L., BRATUS, A., NIETO YABAR, D., PAGANINI, P. PALMIERI, F. An interdisciplinary geophysical approach to detect cavities in a karst region. In: 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2001, Salvador. p.204-207. Expanded Abstracts... Salvador. 1 CD-ROM.
- BARKER R. D. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting*, 29, p.128-143, 1981.
- BARKER R. D. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, v.54, n.8, p.1031-1037, 1989.
- BASOKUR, A. T. Microcomputer program for the direct interpretation of resistivity sounding data. *Computers & Geosciences*, v.16, n.4, p.587-601, 1990.
- BEARD, L. P. & TRIPP A. C. Investigating the resolution of IP arrays using inverse theory. *Geophysics*, v.60, n.5., p.1326-1341, 1995.
- BERNSTONE, C.; DAHLIN, T.; JONSSON, P. 3D visualization of a resistivity data set - an example from a sludge disposal site. In: Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP'97). 1997. *Expanded Abstracts*, v.II, p.917-925.
- BHATTACHARYA, B. B. & SEN, M. K. Depth of investigation of collinear arrays over homogeneous anisotropic half-space in direct current methods. *Geophysics*, v.46, n.5, p.768-780, 1981.
- BRAGA, A. C. O. *Métodos geoeletricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica - Formação Rio Claro e Corumbataí, no Município de Rio Claro-SP*. 1997. 169p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- CARPENTER, E. W. Some notes concerning the Wenner configuration. *Geophysical Prospecting*, v.3, p.388-402, 1955.

- CARPENTER, E. W. & HABBERJAM, G. M. A tri-potential method of resistivity prospecting. *Geophysics*, v.21, n.2, p.455-469, 1956.
- CLAERBOUT, J. F. & MUIR, F. Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, v.38, n.5, p.826-844, 1973.
- COELHO, V. M. T. & DUARTE, U. Comportamento das bactérias termotolerantes em processo de tratamento de esgotos domésticos pelo método de infiltração no solo. In: VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, 2006. Assunción. *Anais...* Assunción, p.125-126.
- COGGON, J. H. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, v.36, n.1, p.132-155, 1971.
- COGGON, J. H. A comparison of IP electrode arrays. *Geophysics*, v.38, n.4, p.737-761, 1973.
- CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, C. G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, v.52, n.3, p.289-300. 1987.
- DAHLIN, T. & BERNSTONE, C. A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays. In: *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP'97)*. 1997. *Expanded Abstracts*, v.II, p.927-935.
- DAHLIN, T. & LOKE, M. H. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38, p.237-249, 1998.
- DAHLIN, T. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, v.27, p.1019-1029, 2001.
- DAHLIN, T.; BERNSTONE, C.; LOKE, M. H. A 3-D resistivity of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics*, v.67, n.6, p.1692-1700, 2002.
- DAHLIN, T. & ZHOU, B. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, v.52, p.379-398, 2004.
- DAVIS, J. L. & ANNAN, A. P. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, v.37, n.5, p.531-551. 1989.
- deGROOT-HEDLIN, C. & CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, v.55, n.12, p.1613-1624, 1990.
- DEY, A. & MORRISON, H. F. Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, v.44, n.4, p.753-780, 1979.
- DOBECKI, T. L. & ROMIG, P. R. Geotechnical and groundwater geophysics. *Geophysics*, v.50, n.12, p.2621-2636, 1985.

- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. *Introduction to geophysical prospecting*. 4ed. Singapore: McGraw-Hill, 1988. 867p.
- DUARTE, O. O. *Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1997. 304p.
- EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, v.42, n.5, p.1020-1036, 1977.
- ELIS, V. R. *Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos*. 1999. 264p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- ELLIS, R. G. & OLDENBURG, D.W. Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 116, p.5-11, 1994.
- EVJEN, H. M. Depth factors and resolving power of electrical measurements. *Geophysics*, v.3, n.2, p.78-95, 1938.
- FOX, R. C.; HOHMANN, G. W.; KILLPACK, T. J.; RIJO, L. Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. *Geophysics*, v.45, n.1, p.75-93, 1980.
- GALLAS, J. D. F. *Modelamento analógico de polarização induzida para corpos cilíndricos e tabulares*. 1990. 117p. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- GALLAS, J. D. F. *Principais Métodos Geoelétricos e suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental*. 2000. 174p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- GALLAS, J. D. F. Prospecção de água subterrânea em aquíferos cristalinos com o emprego de métodos indiretos. *Revista do Instituto Geológico*, 24(1/2), p.43-51, São Paulo. 2003.
- GALLAS, J. D. F. & VERMA, O. P. Resistividade e polarização induzida (IP) - modelagem analógica. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.24, n.1, p.25-35, 2006.
- GALLI, V. L., BLANCO, R. G., IYOMASSA, W., S. GPR and electrical resistivity applied to detect small tunnels. In: 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2003, Rio de Janeiro. *Expanded Abstracts...* Rio de Janeiro. 1 CD-ROM.
- GANDOLFO, O. C. B. *Aplicação da sísmica de reflexão de alta resolução e do radar de penetração no solo (GPR): um estudo comparativo*. 1999. 140p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- GANDOLFO, O. C. B. & GALLAS, J. D. F. A importância de informações diretas na otimização da interpretação geofísica. In: Simpósio da Sociedade Brasileira de Geofísica, I, 2004, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBGf, 2004a. 1 CD-ROM.

- GANDOLFO, O. C. B. & GALLAS, J. D. F. Eletrorresistividade 3D - resultados preliminares. In: Simpósio da Sociedade Brasileira de Geofísica, I, 2004, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBGf, 2004b. 1 CD-ROM.
- GANDOLFO, O. C. B. & GALLAS, J. D. F. Eletrorresistividade 3D - uma avaliação preliminar da técnica. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.23, n.2, p.191-198, 2005.
- GEONICS LIMITED. *EM31 Operating Manual*. 1992, 56p.
- GEOTOMO SOFTWARE. *RES2DINV (v.3.54) and RES3DINV (v.2.14) for Windows 98/ME/2000/NT/XP. Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. 2004, 130p.
- GODIO, A. & NALDI, M. Two-dimensional electrical imaging for detection of hydrocarbon contaminants. *European Association of Geoscientists & Engineers, Near Surface Geophysics*, 1, p.131-137. 2003.
- GODIO, A. & FERRARIS, S. Time-lapse geophysics for monitoring an infiltration test in the vadose zone. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v.46, n.2-3, p.201-216. 2005.
- GREENHOUSE, J. P. Environmental geophysics: It's about time. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, v.10, n.1, p.32-34, 1991.
- GRIFFITHS, D. H. & BARKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, v.29, p.211-226, 1993.
- GRIFFITHS, D. H. & KING, R. F. *Applied geophysics for geologists & engineers. The elements of geophysical prospecting*. 3ed. Pergamon Press, 1983. 230p.
- HACK, R. Geophysics for slope stability. *Surveys in Geophysics*, 21, p.423-448, 2000.
- HALLOF, P. G. 1957. *On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements*: Cambridge, MIT, Ph. D. thesis.
- INMAN, J. R.; RYU, J.; WARD, S. H. Resistivity inversion. *Geophysics*, v.38, n.6, p.1088-1108, 1973.
- INMAN, J. R. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, v.40, n.5, p.798-817, 1975.
- IRITANI, M. A. *Potencial hidrogeológico da Cidade Universitária*. 1993. 63p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, USP.
- JACKSON, P. D.; EARL, S. J.; REECE, G. J. 3D resistivity inversion using 2D measurements on the electric field. *Geophysical prospecting*, 49, p.26-39, 2001.
- KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT, F. C. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford: Pergamon Press. 1966, 517p.

- KUNETZ G. *Principles of direct current resistivity prospecting*. Berlin: Gebrüder Borntraeger. 1966. 103p.
- LaBRECQUE, D.; MILETTO, M.; DAILY, W.; RAMIREZ, A.; OWEN, E. The effects of "Occam" inversion of resistivity tomography data. *Geophysics*, v.61, p.538-548, 1996.
- LINES, L. R. & TREITEL, S. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, p.159-186, 1984.
- LEE, T. An integral equation and its solution for some two and three-dimensional problems in resistivity and induced polarization. *Geophysics Journal*, v.42, p.81-95, 1975.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, v.60, n.6, p.1682-1690, 1995.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, p.131-152. 1996a
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. Practical techniques for 3D resistivity survey and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 44, p.499-523, 1996b.
- LOKE, M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys. *Notes*, 61pp. Disponível em <<http://www.abem.se>>. 1999.
- LOKE, M. H. *RES2DMOD (v.3.01). Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite difference and finite-element methods*. 2002, 28p.
- LOKE, M. H. & DAHLIN, T. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, v.49, n.3, p.149-162, 2002.
- LOKE, M. H., ACWORTH, I., DAHLIN, T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34, p.182-187. 2003.
- MAILLET, R. The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics*, v.12, n.4, p.529-556, 1947.
- McNEILL, J. D. *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction number. Geonics Limited Technical Note TN-6*, Mississauga, Ontario Canadá, 15p. Disponível em <<http://www.geonics.com>>. 1980.
- MELO, M. S.; COIMBRA, A. M; RICCOMINI, C. Evolução dos conhecimentos sobre a geologia da Bacia de São Paulo na década de oitenta. *Workshop Geologia da Bacia de São Paulo*, IG-USP/SBG, São Paulo, p.1-11. 1989
- MILITZER, H.; RÖSLER, R.; LÖSCH, W. Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 27, p.640-652. 1979.

- MUFTI I. R. Finite-difference resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures. *Geophysics*, v.41, n.1, p.62-78, 1976.
- MUSKAT, M. & EVINGER, H. M. Current penetration in direct current prospecting. *Geophysics*, v.6, p.397-427, 1941.
- NASCIMENTO, C. T. C.; KOIDE, S.; PIRES, A. C. B. Análise geofísica, por meio de GPR, do espalhamento de efluentes de fossa séptica no subsolo. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 10, 1998, São Paulo. *Anais (CD-ROM)*. São Paulo: ABAS, 1998.
- NASCIMENTO, C. T. C.; KOIDE, S.; PIRES, A. C. B.; MELLO G. A. Pseudo-seções elétricas na avaliação da contaminação do subsolo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.29, n.4, p.621-626, 1999.
- NOEL, M & XU, B. Archaeological investigation by electrical resistivity tomography: a preliminary study. *Geophysical Journal International*, 107, p.95-102, 1991.
- OGILVY, R.; MELDRUM P.; CHAMBERS, J.; WILLIAMS, G. The use of 3D electrical resistivity tomography to characterize waste and leachate distribution within a closed landfill, Thriplow, UK. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v.7, n.1, p.11-18, 2002.
- OLAYINKA, A. I. & YARAMANCI U. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 48, p.293-316. 2000a.
- OLAYINKA, A. I. & YARAMANCI, U. Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 45, p.63-81. 2000b.
- OLAYINKA, A. I. & YARAMANCI U. Smooth and sharp-boundary inversion of two-dimensional pseudosection data in presence of a decrease in resistivity with depth. *European Journal of Environmental and Engineering geophysics*, v.7, p.139-165, 2002.
- OLDENBURG, D. W. & LI, Y. Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, v.59, n.9, p.1327-1341. 1994.
- OLDENBURG, D. W. & LI, Y. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, v.64, n.2, p.403-416. 1999.
- ORELLANA, E. *Prospeccion geoelectrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo, 1972. 523p.
- OWEN, T.E. Electrical Resistivity Methods. In: Fitch, A. A. (Ed.). *Developments in geophysical explorations methods*. London and New York: Applied Science Publishers, 1983. Detection and mapping of tunnels and caves. p.164-179.

- PAIXÃO, M. S. G. *Análise da acurácia das estimativas de posicionamento do nível freático e dos teores de umidade do solo com o emprego dos métodos de sísmica de refração rasa e georadar a partir de um estudo no Campus da USP, São Paulo/SP*. 2005. 117p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG, USP
- PANISSOD, C.; DABAS, M.; HESSE, A.; JOLIVET, A.; TABBAGH, J.; TABBAGH A. Recent developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays. *Geophysics*, v. 63, n.5, p.1542-1550, 1998.
- PARASNIS, D. S. *Principles of applied geophysics*. 5ed. London: Chapman and Hall, 1997. 429p.
- PARK, S. K. & VAN G. P. Inversion of pole-pole data for 3D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics*, v. 56, n.7, p.951-960, 1991.
- PARK, S. Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics*, v.63, n.1, p.41-51, 1998.
- PARKER, R. L. Understanding inverse theory. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*, 5, p.35-64. 1977.
- PELTON, W. H.; RIJO, L.; SWIFT Jr., C. M. Inversion of two-dimensional resistivity and induced-polarization data. *Geophysics*, v.43, n.4, p.788-803, 1978.
- PRIDMORE, D. F.; HOHMANN G. W.; WARD, S. H., SILL, W. R. An investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. *Geophysics*, v.46, n.7, p.1009-1024, 1981.
- REYNOLDS, J. M. *An introduction to applied and environmental geophysics*. New York: John Wiley & Sons, 1997. 796p.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M; TAKIYA, H. Tectônica e sedimentação na Bacia de São Paulo. *Seminário: Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo*. Anais. ABAS/ABGE/SBG, São Paulo, p.21-45. 1992.
- RIJO, L. *Electromagnetic modelling by the finite element method*: PH.D. thesis, Univ. of Utah. 1977.
- RIJO, L.; PEREIRA, G. L.; SILVA, R. E. C. eGs 3.0 (electrical GEOPHYSICS suite) - Pacote de programas para modelagem e interpretação de dados geofísicos elétricos e eletromagnéticos. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2005, Salvador. *Expanded Abstracts...* Salvador. 1 CD-ROM.
- ROBAIN, H.; ALOUY, Y., DABAS, M., DESCLOITRES, M., CAMERLYNCK, C. MECHLER, P.; TABBAGH, A. The location of infinite electrodes in pole-pole electrical surveys: consequences for 2D imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 41, p.313-333, 1999.

- RODRIGUEZ, S. K. *Geologia Urbana da Região Metropolitana de São Paulo*. 1998. 171p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- ROY A. & APPARAO A. Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, v.36, n.5, p.943-959, 1971.
- ROY, A. Depth of investigation in Wenner, three-electrode and dipole-dipole dc resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 20, p.329-340, 1972.
- SASAKI, Y. Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. *Geophysics*, v.54, n.2, p.254-262, 1989.
- SASAKI, Y. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, v.40, p.453-464, 1992.
- SASAKI, Y. 3D resistivity inversion using the finite-element method. *Geophysics*, v.59, n.11, p.1839-1848, 1994.
- SCHOOR, M. Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 50, p.393-399, 2002.
- SEATON, W. J. & BURBEY T. J. Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. *Journal of Applied Geophysics*, 51, p.21-41, 2002.
- SHARMA, P. V. *Geophysical methods in geology*. 2ed. New York: Elsevier Science Publishing Co, 1986. 442p.
- SHARMA, P. V. *Environmental and engineering geophysics*. 2ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 475p.
- SHERIFF, R. E. *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. 4ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists (SEG), 2002. 429p
- SILVA, J. T. C. *Métodos geométricos em apoio ao mapeamento de contaminação por esgotos domésticos em Salesópolis, SP*. 2003. 39p. Trabalho de formatura – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SNYDER, D. D. A method for modeling the resistivity and IP response of two-dimensional bodies. *Geophysics*, v.41, n.5, p.997-1015, 1976.
- SOUZA, L. A. P.; SILVA, R. F.; IYOMASA, W. S. Investigações geofísicas. In: OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. (Ed.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998. Métodos de investigação. p.165-183.
- STEEPLES, D. W. Uses and techniques of environmental geophysics. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, v.10, n.9, p.30-31, 1991.



- STIERMAN, D. J. Electrical methods of detecting contaminated groundwater at the Stringfellow waste disposal site, Riverside County, California. *Environ. Geol. Water Sci.*, v.6, n.1, p.11-20, 1984.
- STIERMAN, D. J. & BRADY, J. E. Electrical resistivity mapping of landscape modifications at the Talgua Site, Olancho, Honduras. *Geoarchaeology: An International Journal*, v.14, n.6, p.495-510, 1999.
- STUMMER, P; MAURER, H; GREEN, A G. Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, v.69, n.1, p.120-130, 2004.
- TEJERO, A. CHÁVEZ, R. E., URBIETA, J., FLORES-MÁRQUEZ, E. L. Cavity detection in the southwestern hilly portion of México City by resistivity imaging. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v.7, 3, p.130-139, 2002.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P; SHERIFF, R. E. *Applied geophysics*. 2ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770p.
- TREITEL S. & LINES L. Past, present, and future of geophysical inversion-A new millennium analysis. *Geophysics*, v.66, n.1, p.21-24, 2001.
- TRIPP, A. C.; HOHMANN, G. W.; SWIFT Jr., C. M. Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, v.49, n.10, p.1708-1717, 1984.
- VAN, G. P.; PARK, S. K.; HAMILTON, P. Monitoring leaks from storage ponds using resistivity methods. *Geophysics*, v.56, n.8, p.1267-1270, 1991.
- VARNIER, C. & HIRATA, R. Contaminação da água subterrânea por nitrato no Parque Ecológico do Tietê – São Paulo, Brasil. *Revista Águas Subterrâneas*, São Paulo, n.16, p.77-82, 2002.
- VEGA de la, M; OSELLA, A; LASCANO, E. Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, 54, p.97-109, 2003.
- VOGELSANG, D. *Environmental Geophysics. A practical guide*. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 173p.
- XU B. & NOEL, M. On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey. *Geophysical Prospecting*, 41, p.791-801. 1993.
- WARD, S. H. *Resistivity and induced polarization methods*. In: *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists (SEG), 1990. v.1: Review and Tutorial, p.147-189.
- ZHANG, J.; MACKIE R. L.; MADDEN, T. R. 3D resistivity forward modelling and inversion using conjugate gradients. *Geophysics*, v.60, n.5, p.1313-1325, 1995.

ZHAO S. & YEDLIN, M. J. Some refinements on the finite-difference method for 3D dc resistivity modeling. *Geophysics*, v.61, n.5, p.1301-1307, 1996.

ZHDANOV, M. S. & KELLER G. V. *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Amsterdam: Elsevier Science Publishing Co, 1994. 873p.

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

ZOHDY, A. A. R. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, v.54, n.2, p.245-253, 1989.