

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

JULIAN DAVID REALPE CAMPAÑA

**Mapeamento de aquíferos sedimentares e fraturados na Bacia do
Paraná por meio da técnica de caminhamento TDEM, usando Tx-
fixo e Rx-móvel**

São Paulo – Brasil

Agosto de 2015

JULIAN DAVID REALPE CAMPAÑA

Mapeamento de aquíferos sedimentares e fraturados na Bacia do Paraná por meio da técnica de caminhamento TDEM, usando Tx-fixe e Rx-móvel

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

"Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade."

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani

São Paulo – Brasil

Agosto de 2015

Agradecimentos

Especialmente agradeço à minha mãe Miyi, que sempre me deu seu conselho e apoio durante toda minha vida e nesta recente travessia de estudar no Brasil. Sem as suas palavras e iniciativas, tudo teria sido diferente. Agradeço também ao meu pai Omar e minha tia Olga, que me brindaram o estudo básico e me ajudaram durante minha infância. Agradeço à minha avó Lucila já falecida, quem me criara e cuidara de mim enquanto ela vivia.

À Kely, minha namorada, por todos os belos momentos durante a minha estadia no Brasil. Certamente as coisas foram melhores com ela ao meu lado.

Aos meus colegas físicos, professores e amigos da Universidad Nacional de Colombia, que me deram as ferramentas para continuar meu processo acadêmico e compartilharam os seus conhecimentos e vivências.

Agradeço a CAPES pela bolsa de mestrado que permitiu o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Luís Porsani, pela paciência durante este processo de aprendizagem e pelo apoio prestado durante todo o mestrado.

Aos meus colegas do grupo Cassiano, Emerson, Vinicius, Luciana e os técnicos Marcelo e Ernande, que contribuíram na realização deste projeto. Obrigado por todo o apoio prestado e por todas as experiências compartilhadas, foi grato trabalhar com vocês.

Finalmente agradeço a todos os meus novos amigos que conheci durante o mestrado (Jorge, Jahiro, Caro, Oscar, Santiago, Diego, Alex e todos os que já eram amigos Diego, Diana, Nataly), todos eles são parte imaterial deste trabalho e serão parte das minhas melhores lembranças.

Também agradeço às Secretárias do Depto. de Geofísica: Teca, Virgínia e Eliza pelo apoio prestado durante a minha trajetória no Mestrado.

A todas as pessoas que de alguma forma contribuíram com a minha pesquisa: Muito Obrigado.

*“If my mind can conceive it,
and my heart can believe it
then I can achieve it.”*

- Muhammad Ali

*“Success is the ability
to go from one failure
to another with no
loss of enthusiasm”*

- Winston Churchill

*“Somewhere something incredible
is waiting to be known”*

- Carl Sagan

Sumário

1.	Introdução e objetivos	1
2.	Área de estudo	3
3.	Metodologia	16
3.1	Princípios físicos do método TDEM	16
3.2	Base teórica do método TDEM	21
4.	Aquisição e tratamento dos dados	34
5.	Análise do campo magnético	45
5.1	Medições do Campo Magnético Secundário	52
5.2	Cálculo do campo B por integração	69
6.	Interpretação dos Resultados	84
6.1	Inversão dos dados TDEM	84
6.2	Perfis pseudo-2D	92
7.	Conclusões e recomendações	114
8.	Bibliografia	116
	Apêndice A	120
	Apêndice B	129
	Apêndice C	138

Lista de figuras

Figura 1. Região de Ibirá, Microrregião de São José do Rio Preto, estado de São Paulo, Brasil (Abreu, 2006).	3
Figura 2. Estratigrafia da Bacia do Paraná no planalto Ocidental Paulista (adaptado de Etchebehere et al., 2007).	5
Figura 3. Principais lineamentos localizados no interior do Estado de São Paulo interpretados das imagens do satélite LANDSAT-5 (Adaptado de Etchebehere et al., 2007).....	6
Figura 4. Exemplo de lineamento associado à uma zona de fraturas verticais presentes em subsuperfície (Rocha, 2005).	7
Figura 5. Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero Bauru (Iritani & Ezaki, 2009).....	8
Figura 6. Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero cristalino Serra Geral (Iritani & Ezaki, 2009).....	9
Figura 7. Exemplos de porosidade em aquíferos distintos (Adaptado de Rocha, 2005).....	9
Figura 8. Mapa com a localização dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM no município de Termas de Ibirá em relação as zonas de estudo (linhas vermelhas). Linhas visíveis de drenagens foram delineadas.	12
Figura 9. Modelo estratigrafico esquemático da regio de estudo.	15
Figura 10. Diagrama do ciclo de corrente que induz o campo magnético no método TDEM. A corrente é ligada e desligada em ciclos a fim de empilhar muitas curvas individuais e melhorar a relação sinal/ruído (adaptado de McNeill, 1994).	17
Figura 11. Esquema dos parâmetros utilizados no método TDEM. A figura mostra um ciclo de medida em um intervalo de tempo desde a corrente ligada até corrente desligada (Adaptado de Nabighian, 1991).	18
Figura 12. Esquema de funcionamento do método TDEM. O campo magnético primário induz correntes no subsolo que geram por sua vez um campo magnético secundário que pode ser medido. As correntes induzidas formam os chamados 'smoke-rings'	19
Figura 13. Esquema dos arranjos utilizados no método TDEM. a) loop central, b) <i>fixed-loop</i> , c) loop coincidente.	20
Figura 14. Esquemas de acoplamentos e seus efeitos nas medições. a) Acoplamento galvânico. b) Acoplamento capacitivo. (Adaptado de Sorensen et al., 2005).....	29
Figura 15. Curvas modeladas para diferentes tamanhos de loops transmissores para medições dentro do loop. a) voltagem recebida b) resistividade aparente. O loop receptor teve um tamanho constante de 10m x10m. Os tamanhos para o loop transmissor foram (1) 1000m x 1000m, (2) 100m x100m, (3) 20m x20m, (4) 10m x10m (adaptado de Kozhenikov& Antonov, 2008).	31

Figura 16. Curvas modeladas de resistividade aparente para diferentes substratos homogêneos. O efeito superparamagnético aparece mais cedo se a resistividade do substrato é mais alta (adaptado de Kozhenikov & Antonov, 2008).....	32
Figura 17. Medição TDEM com diferentes tamanhos de loop transmissor: 1)12,5m, 2)25 m. A curva mostrada foi uma das 430 registradas em cinco áreas. Todas as sondagens mostraram distorções causadas pelo efeito SPM (adaptado de Zadorozhnaya et al., 2012).33	
Figura 18. Equipamentos para a aquisição dos dados TDEM. a) Gerador de corrente e transmissor TEM57-MK2. b) receptor PROTEM e bobina receptora 3D. c): bobina receptora 3D.	35
Figura 19. Mapa com a localização dos levantamentos geofísicos realizados na região de Termas de Ibirá, Estado de São Paulo.	36
Figura 20. Mapa mostrando a localização do perfil de caminhada TDEM na região de Termas de Ibirá. O perfil de caminhada TDEM é representado pela linha branca (1000m).	37
Figura 21. Perfil de altitude direção NW-SE gerado no <i>software</i> GoogleEarth correspondente a linha de caminhada TDEM.....	38
Figura 22. Tratamento estatístico numa curva típica TDEM mostrando dados de resistividade aparente. a)15 curvas com três frequências de aquisição (30Bz-Vermelho, 7,5Bz-Verde, 3Bz-Azul). b) Depois do tratamento estatístico restaram uma curva para cada frequência.40	
Figura 23. Tratamento estatístico numa curva típica TDEM mostrando dados de voltagem recebida. a) sem o tratamento, b) após o tratamento. O tratamento estatístico é feito simultaneamente para as curvas de resistividade aparente e voltagem recebida.....	41
Figura 24. Comportamento assintótico $1/at^{l+x}$ para os últimos pontos da frequência de 3 Hz na curva de resistividade na medição com arranjo loop central.....	42
Figura 25. Curvas de resistividade aparente de medições em: a) bobina receptora em 0, Loop central. b) bobina receptora 250 m fora do centro.....	43
Figura 26. Remoção de dados espúrios e efeitos devidos ao superparamagnetismo. a) pontos a serem removidos. b) curva final pronta para ser invertida. Os dados mostrados como x na curva são pontos de maior incerteza associada ao ruído ou saturação.	44
Figura 27. Curva típica de voltagem em função do tempo no método TDEM para arranjo loop central para a componente z. Vermelho: 30 Hz, Verde: 7.5 Hz, Azul: 3Hz.....	46
Figura 28. Curva típica de voltagem no Rx em função do tempo para uma sondagem TDEM usando o arranjo <i>fixed-loop</i> com a bobina receptora na posição 400m em relação ao centro na componente z. O decaimento do sinal em relação a intensidade observada na curva para loop central é devido ao afastamento da bobina receptora do loop transmissor.47	
Figura 29. Diagrama da propagação das correntes induzidas mediante os chamados ' <i>smoke rings</i> ' formando um tipo de cone. (Adaptado de Nabighian, 1991).....	48

Figura 30. Perfil esquemático para as componentes x e z dos valores máximos e mínimos do campo magnético associado a uma corrente que flui por uma bobina.	49
Figura 31. Simulação do campo magnético na componente z para um loop quadrado de dimensões 200 x 200m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.	51
Figura 32. Simulação do campo magnético na componente x para um loop quadrado de dimensões 200 x 200m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.	51
Figura 33. Simulação do campo magnético na componente y para um loop quadrado de dimensões 200 x 200 m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.	52
Figura 34. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 30Hz.	55
Figura 35. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 7,5Hz.	55
Figura 36. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 3Hz.	56
Figura 37. Valores em escala logarítmica de voltagem do campo magnético induzido para a componente z na frequência de 30Hz. As linhas vermelhas indicam o ‘caminho’ das correntes induzidas na forma de anéis ou também chamados ‘ <i>smoke-rings</i> ’.....	56
Figura 38. Valores de voltagem em escala logarítmica dos dados da componente z na frequência de 3 Hz. O retângulo preto indica a zona de anomalia do campo associada ao efeito SPM.	57
Figura 39. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z , vista lateral.	58
Figura 40. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z , vista frontal.	59
Figura 41. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m componente z , vista exterior.	59
Figura 42. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 30Hz.	60
Figura 43. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 7,5Hz.	60
Figura 44. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 3Hz.	61
Figura 45. Valores de voltagem em escala logarítmica dos dados da componente x na frequência de 7.5 Hz. O retângulo preto indica a zona de anomalia do campo.	63

Figura 46. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m componente x , vista lateral	63
Figura 47. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x , vista frontal.....	64
Figura 48. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x , vista exterior.....	64
Figura 49. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y na frequência de 30Hz.....	65
Figura 50. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y na frequência de 7,5Hz.....	65
Figura 51. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , na frequência de 3Hz.....	66
Figura 52. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista lateral	67
Figura 53. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista frontal.....	67
Figura 54. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista exterior.....	68
Figura 55. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z , frequência 30Hz.....	71
Figura 56. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z , frequência 7,5Hz.....	71
Figura 57. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z , frequência 3Hz.....	72
Figura 58. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 30 Hz para tempos diferentes.....	73
Figura 59. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 7.5 Hz para tempos diferentes.....	74
Figura 60. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 3 Hz para tempos diferentes.....	75
Figura 61. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 30Hz.	77
Figura 62. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 7,5Hz.	77

Figura 63. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 3Hz.	78
Figura 64. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 30 Hz para tempos diferentes.	79
Figura 65. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 7.5 Hz para tempos diferentes.	80
Figura 66. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 3 Hz para tempos diferentes.	81
Figura 67. Campo Magnético Total B_T calculado para as três frequências de aquisição, a) 30 Hz, b) 7.5 Hz e c) 3 Hz.	83
Figura 68. Esquema de modelo litológico e modelo geoeétrico associado.	86
Figura 69. Curvas de voltagem e resistividade para a sondagem na posição de -325m em relação ao centro do loop transmissor.	87
Figura 70. Inversão das curvas de resistividade para os dois modelos propostos e o modelo geoeétrico invertido. a) modelo 1 %RMS 21.83; b) modelo 2 %RMS 15.67.	88
Figura 71. Inversão dos dados do arranjo loop-central (posição 0m). Um modelo geoeétrico suave de 40 camadas (verde) mostrou concordância com um modelo de 4 camadas. A inversão apresentou como resultado um modelo de 4 camadas (vermelho) que concorda na disposição das camadas com o modelo inicial.	89
Figura 72. Inversão dos dados do arranjo loop-central (posição 0m). Um segundo modelo geoeétrico de 40 camadas (verde) indicou um a possibilidade de uma camada adicional e um modelo de 5 camadas (vermelho).	90
Figura 73. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão de cada sondagem nos dois modelos propostos.	92
Figura 74. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM1.	93
Figura 75. Modelo geoeétrico dos dados CTDEM1 ao longo da linha de 400 m gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente.	94
Figura 76. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão 1D de cada sondagem individual do CTDEM1.	96
Figura 77. Modelo invertido dos dados de caminhamento elétrico com o arranjo Wenner-Schulmberger.	97
Figura 78. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM2.	100
Figura 79. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 ao longo da linha de 400 m gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente.	100

Figura 80. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão 1D de cada sondagem individual do CTDEM2.....	101
Figura 81. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente das sondagens realizadas dentro do loop transmissor.	101
Figura 82. Resultado da inversão dos dados da SEV realizada na posição de 200 m do perfil CTDEM2.....	102
Figura 83. Resultado da inversão dos dados da SEV realizada na posição de 400 m do perfil CTDEM2.....	103
Figura 84. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 ao longo da linha de 400 m junto com os resultados das SEVs.	103
Figura 85. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM3.	105
Figura 86. Perfil pseudo-2D a longo da linha de 1000m gerado por interpolação dos modelos invertidos individualmente do caminhamento CTDEM3.....	106
Figura 87. Perfil do modelo geoeletrico dos dados de caminhamento elétrico CE2 com o arranjo polo-dipolo.....	108
Figura 88. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 500 m no centro do perfil CTDEM3.	109
Figura 89. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 400 m sobre o perfil CTDEM3.	109
Figura 90. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 600 m sobre o perfil CTDEM3.	110
Figura 91. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo loop central sobre o perfil CTDEM3 na posição 0 m.	111
Figura 92. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo loop central sobre o perfil CTDEM3 na posição 850 m.	111
Figura 93. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo loop central sobre o perfil CTDEM3 na posição 950 m.	112
Figura 94. Perfil pseudo-2D ao longo da linha de 1000m do CTDEM3 junto com os modelos invertidos das sondagens individuais TDEM com o arranjo loop-central realizadas nos extremos e os modelos invertidos das SEV realizadas na parte central do perfil.	113

Lista de Tabelas

Tabela 1. Regime hidrogeológico dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM (http://siagasweb.cprm.gov.br).....	11
Tabela 2. Descrição litológica dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM (http://siagasweb.cprm.gov.br).....	13
Tabela 3. Valores de tempo para cada frequência com o valor logarítmico associado.....	53

Resumo

Nesta pesquisa foi utilizado o método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) em apoio à exploração de águas subterrâneas, visando o mapeamento de aquíferos sedimentar e cristalino na bacia sedimentar do Paraná. Os dados foram adquiridos por meio da técnica de caminhamento TDEM usando o loop transmissor (Tx) fixo e a bobina receptora (Rx) 3D móvel, também conhecida como técnica *fixed-loop*. A análise dos dados do campo magnético secundário proveniente de medidas com a bobina Rx 3D teve como objetivo principal entender como estes campos se dissipam em subsuperfície e relacioná-los com os sedimentos e com as estruturas presentes dentro da camada de basaltos da Formação Serra Geral na bacia do Paraná. A interpretação de estruturas com geometrias variadas na subsuperfície foi feita por meio de inversões individuais dos dados da componente- z (B_z) e os modelos geoeletricos na forma de perfis foram obtidos por meio de um processo de interpolação lateral. As componentes individuais forneceram informações adicionais sobre o comportamento do campo magnético induzido e sua dissipação na subsuperfície. Resultados de medidas da resistividade elétrica por meio da técnica de caminhamento elétrico foram correlacionados com os perfis TDEM com a finalidade de fazer uma interpretação integrada, aliada com informações litológicas de poços disponíveis na região de estudos, e com isso dar mais confiabilidade na interpretação. Os resultados são promissores e contribuíram para o mapeamento do aquífero sedimentar raso (Formação Adamantina) e do aquífero cristalino caracterizado pela presença de zonas de fraturas nos basaltos da Formação Serra Geral que podem estar preenchidas com água. Os resultados terão aplicações diretas em estudos hidrogeológicos na região de Termas de Ibirá, Estado de São Paulo.

Palavras chave: Caminhamento TDEM, loop Tx fixo, bobina Rx móvel, arranjo *fixed-loop*, bacia do Paraná, aquíferos sedimentares e fraturados, Termas de Ibirá, Estado de São Paulo.

Abstract

In this research, the time domain electromagnetic method (TDEM) was used for groundwater exploration aiming to map the sedimentary and crystalline aquifers in the Paraná Basin. The TDEM acquisition data was made through fixed transmitter loop technique (Tx) and a mobile 3D-coil receiver (Rx). The data analysis of the secondary magnetic field from measurements with 3D Rx coil aimed to understand how these fields dissipate in the subsurface and relate them to the sediments and the structures present within the basalt layer of the Serra Geral Formation in the Parana basin. The interpretation of varied subsurface geometries and structures was made through individual inversions of the z-component data (B_z) and the geoelectric models obtained by a process of lateral interpolation. The individual components provided additional information on the induced magnetic field behavior and its dissipation in the subsurface. Results of resistivity measurements by electric tomography technique were correlated with the TDEM profiles in order to make an integrated interpretation, together with lithological information from available wells in the study area. The results are promising and contributed to the mapping of shallow sedimentary aquifer (Adamantina Training) and the crystalline aquifer characterized by the presence of fractures in the basalt layer in the Serra Geral formation that can be filled with water. This research will have direct applications in hydrogeological studies in the area of Ibirá, state of São Paulo.

Keywords: TDEM profile, Tx *fixed-loop*, Rx mobile loop, *fixed-loop* array, Paraná Basin, Sedimentary and fractured aquifers, Termas de Ibirá, Estado de São Paulo

1. Introdução e objetivos

Os estudos geofísicos por meio de indução eletromagnética (EM) consistem em inferir a distribuição de condutividade elétrica na subsuperfície baseado em medições de campos eletromagnéticos terrestres, marinhos, no ar, poços ou com satélites, que se produzem em resposta a excitação transitória do subsolo por uma ou várias fontes interna ou externa, natural ou artificial (Everett, 2009).

O método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) foi desenvolvido nos anos 80 e desde então tem sido amplamente utilizado em todo o mundo como uma metodologia de exploração geofísica robusta, em que campos elétricos e magnéticos são induzidos por pulsos transientes. A sua utilização para estudos hidrogeológicos teve um aumento nos últimos anos devido à versatilidade e grande sensibilidade para encontrar camadas condutoras na subsuperfície.

As exigências cada vez maiores de uma maior profundidade de exploração, juntamente com uma melhor definição das estruturas no subsolo, exigem a aplicação dos métodos eletromagnéticos transientes de grande escala com sua inerente capacidade de gerar dados de rápido diagnóstico. O método TDEM tem sido usado com sucesso para mapeamentos estratigráficos das bacias sedimentares, exploração de águas subterrâneas e exploração mineral, entre outros (McNeill, 1990).

O TDEM é uma ferramenta robusta para a exploração profunda da subsuperfície e dispõe de uma ampla gama de aplicações em estudos hidrogeológicos. Usualmente, mede-se somente a componente vertical (z) do campo magnético secundário (i.e., B_z) e obtém-se a resistividade elétrica das camadas de subsuperfície. Nesta pesquisa as medições do campo secundário foram feitas nas três direções, ou seja, foram medidas as três componentes espaciais (B_x , B_y , B_z) o que permite uma análise mais completa da resistividade das camadas de subsuperfície. As medidas foram feitas por meio do uso de uma bobina receptora 3D que consiste em três bobinas orientadas nos três eixos do espaço. Quando a estratigrafia do meio a ser estudado é efetivamente plana, uma bobina de uma única componente (z) é geralmente apropriada. No entanto, a resposta da estrutura sub-vertical é tridimensional, então, nesses ambientes, as medidas das três componentes do campo magnético secundário irão resultar em uma interpretação mais precisa.

A bobina de indução 3D, usada nesta pesquisa, apresenta um núcleo de ar que permite a aquisição de dados mais limpos, o que contribui para uma interpretação geológica mais realista, sendo, portanto, mais recomendado para o mapeamento das zonas de fraturas produtivas com água na pilha de basaltos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná, onde esta pesquisa foi desenvolvida.

Trabalhos anteriores têm mostrado como o método TDEM foi útil na procura de zonas de fraturas nos basaltos da Formação Serra Geral, bacia do Paraná (Almeida, 2011; Bortolozzo, 2011; Porsani et al., 2012a; Porsani et al., 2012b; Leite, 2013; Couto, 2015). No entanto, na bibliografia mundial existe uma carência de estudos utilizando medidas 3D do campo magnético secundário, sendo esta a motivação desta pesquisa orientada para o melhor entendimento das componentes do campo em presença de estruturas na subsuperfície.

Nesta pesquisa o principal objetivo consiste no mapeamento de aquíferos sedimentares rasos e fraturados na Bacia do Paraná por meio da inversão de dados de caminhamento TDEM. Para tanto, os dados foram adquiridos por meio da técnica de loop transmissor (Tx) fixo e bobina receptora (Rx) 3D móvel, também conhecida como técnica *fixed-loop*. Os campos magnéticos secundários (B_x , B_y e B_z) proveniente das medidas com a bobina Rx 3D foram analisados visando entender como estes campos se dissipam em subsuperfície e relacioná-los com os sedimentos e com as estruturas presentes dentro da camada de basalto da Formação Serra Geral na bacia do Paraná.

2. Área de estudo

Os estudos foram realizados no município de Ibirá, localizado na região ao noroeste do Estado de São Paulo e pertencente à Microrregião de São José do Rio Preto (Figura 1). Localiza-se a uma latitude 21°04'49" sul e a uma longitude 49°14'27" oeste, estando a uma altitude média de 446 metros. Ibirá tem uma população de 10.896 habitantes de acordo com os dados do IBGE de 2010 e área de 271.9 km².



Figura 1. Região de Ibirá, Microrregião de São José do Rio Preto, estado de São Paulo, Brasil.

Aspectos da Geologia

A região de Ibirá encontra-se localizada sobre a Bacia Sedimentar do Paraná de acordo com Milani et al. (2007). A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul americano que inclui porções territoriais no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, totalizando uma área de 1,5 milhão de quilômetros quadrados aproximadamente.

A Bacia do Paraná está assentada sobre um embasamento sólido e estável, de grandes dimensões e associada a um perfil em rampa de mergulho suave e uma sedimentação marcada por múltiplos episódios de acumulação e subsequente erosão regional pelo qual é considerada uma bacia intracratônica segundo Milani & Ramos (1998).

Os primeiros registros de deposição de sedimentos são datados de 450 milhões de anos atrás, correspondente ao período Neo-Ordoviciano. É caracterizada por um intenso aporte sedimentar durante 385 milhões de anos intercalados por grandes fases erosivas responsáveis pelas discordâncias presentes na bacia (Milani, 1997; Milani et al., 2007). Essas discordâncias indicam a quebra de sedimentação, portanto, registros de deposição de sedimentos podem ser reconhecidos em seis unidades de ampla escala ou Supersequências (Milani, 1997; Vail et al, 1977): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

Nesta pesquisa, a área de estudo está restrita às Supersequências Gondwana III e Bauru. Esta restrição está associada ao objetivo do trabalho e os limites técnicos do equipamento TDEM ¹.

Supersequência Gondwana III

A Supersequência Gondwana III, é também chamada de Sequência Jurássica-Eocretácica segundo Milani et al. (1994). Ela contém o período de registro estratigráfico da Bacia do Paraná em que os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e os basaltos da Formação Serra Geral foram posicionados. Esta Supersequência é distribuída pela Bacia do Paraná amplamente, e seus sedimentos continentais são representados predominantemente por fácies eólicas.

A Formação Serra Geral é delimitada na parte inferior pela Formação Botucatu e na parte superior pelas rochas do Grupo Bauru. A Formação Serra Geral é constituída principalmente por basaltos e basaltos andesitos de idade cretácea com uma espessura média entre 300 m e 400 m na região de São Jose do Rio Preto (Milani et al., 2007).

Supersequência Bauru

A Supersequência Bauru é também chamada Grupo Bauru, está localizada na porção centro-norte da Bacia do Paraná e ocupa uma área aproximada de 400.000 Km² com o limite inferior delimitado por basaltos da Formação Serra Geral em grande parte de sua extensão.

¹ A profundidade de investigação depende de diferentes fatores, tais como, tamanho do loop transmissor, potência do gerador, corrente, ruído, acoplamento, etc., que serão explicados no capítulo de princípios teóricos do método TDEM. No entanto, 600 m é utilizado como profundidade máxima de investigação correspondente às Supersequências Gondwana III e Bauru.

Em termos litoestratigráficos, a Superseqüência Bauru é formada pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru (Milani et al., 2007).

Na região de Termas de Ibirá, somente os arenitos do Grupo Bauru tem ocorrência. Na base estes arenitos foram depositados em um regime eólico, na parte central num ambiente desértico fluvio-lacustre e no topo num ambiente árido (Figura 2).

GEOCRONOLOGIA		LITOESTRATIGRAFIA		DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
		UNIDADES		
		GR.	FM.	
CRETÁCEO	SUPERIOR	BAURU		Conglomerados, arenitos médios a conglomeráticos, por vezes calcíferos, maciços a estratificados, intercalados com camadas de argilito (sistema aluvial). Na base, ocorrem lamitos argilo-arenosos, estratificados (sistema lacustre).
	INFERIOR	CAIUÁ		Arenitos finos a médios, arroxeados, bem selecionados, com estratificações cruzadas de grande porte, tangenciais na base, podendo conter intercalações de argilitos e brechas basais.
			SERRA GERAL	
JURÁSSICO			BOTUCATU — 2 2 2 —	Arenitos finos, avermelhados com estratificações cruzadas de médio a grande porte, planares e acanaladas, depositados por sistema eólico seco.
TRIÁSSICO			PIRAMBÓIA — 2 2 2 —	Arenitos finos a médios, localmente conglomeráticos, avermelhados e esbranquiçados com estratificações cruzadas de médio porte, acanaladas e planares, acumulados por sistemas continentais fluvio-eólicos.

Figura 2. Estratigrafia da Bacia do Paraná no planalto Ocidental Paulista (adaptado de Etchebehere et al., 2007).

Estruturações

A estimativa do potencial hidrogeológico da região requer a caracterização das estruturas presentes nas rochas que constituem tais aquíferos. No caso de aquíferos fraturados, essas estruturas correspondem frequentemente a superfícies planares, que usualmente se formam como resposta aos esforços (pressões) os quais a rocha é submetida. No caso dos

basaltos do Aquífero Serra Geral, além das fraturas tectônicas existem fraturas de resfriamento que podem ser verticais ou sub-horizontais, importantes para a circulação e armazenamento de água (Rocha, 2005).

Segundo Etchebehere et al. (2007), no interior do pacote basáltico existem zonas de faturamento que podem estar relacionadas com estruturas regionais. Observando a Figura 3, os principais lineamentos presentes na região que podem favorecer a exploração de água correspondem as direções N15 e N315. No entanto a região de Ibirá aparentemente não apresenta estruturas bem definidas, como falhas visíveis. Porém, podem ser observadas linhas de drenagens que podem refletir o encaixe do curso de água em zonas de fraquezas estruturais (Figura 4). Algumas dessas estruturas, principalmente ao atingir rochas metamórficas ou cristalinas, facilitam que a água proveniente das chuvas e de outros riachos preencham fraturas localizadas ao longo das linhas (Etchebehere et al., 2007).

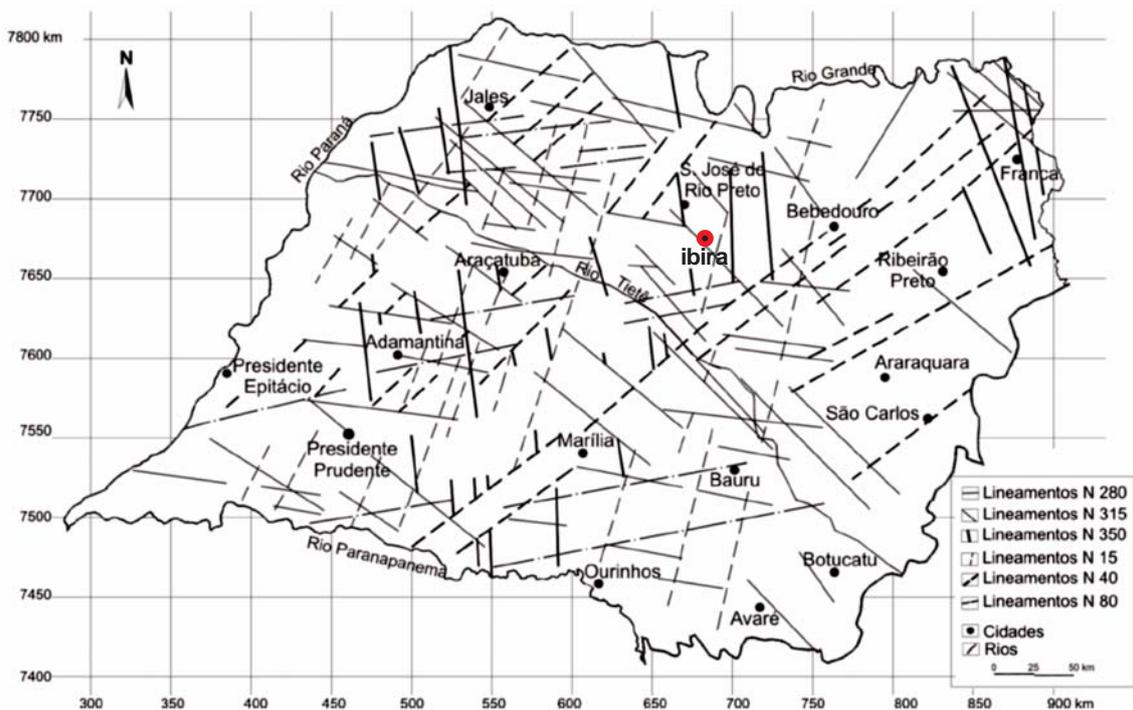


Figura 3. Principais lineamentos localizados no interior do Estado de São Paulo interpretados das imagens do satélite LANDSAT-5 (Adaptado de Etchebehere et al., 2007).

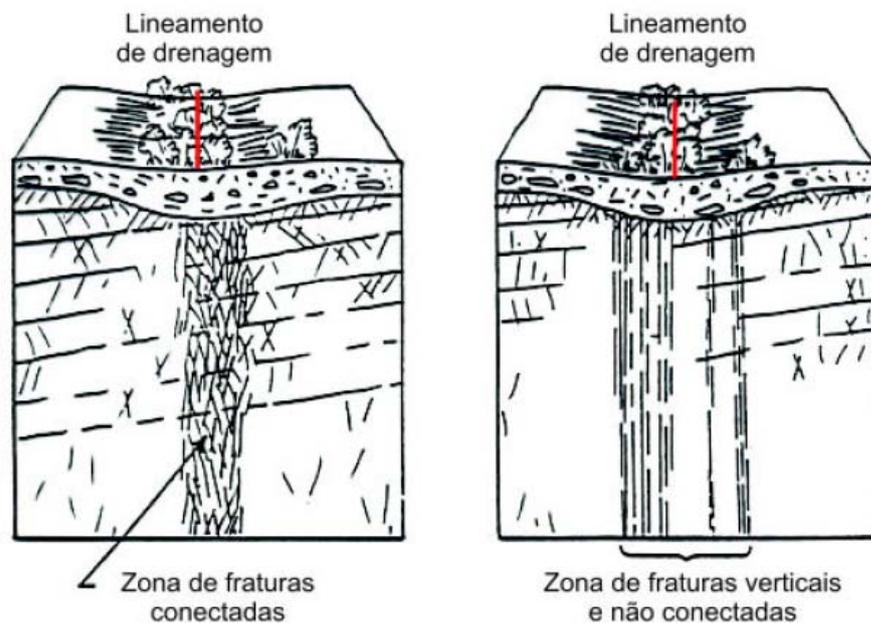


Figura 4. Exemplo de lineamento associado à uma zona de fraturas verticais presentes em subsuperfície (Rocha, 2005).

Hidrogeologia

As zonas de fraturas indicadas no estudo realizado por Etchebehere et al. (2007) podem ser ótimas regiões para exploração de água subterrânea, caso as fraturas estejam preenchidas com água. Estas zonas de fraturas que podem ser sub-horizontais ou sub-verticais caracterizam o Aquífero Serra Geral, o qual é considerado um importante meio de recarga do Aquífero Guarani (situado nos arenitos da Formação Botucatu). O Aquífero Serra Geral, situado nos basaltos da Formação Serra Geral é uns dos principais meios de comunicação entre os aquíferos sedimentares Bauru e o aquífero Guarani (Fernandes et al., 2011).

As características hidrogeológicas mostradas a seguir foram baseadas nas Notas Explicativas do Mapa de Água Subterrânea do Estado de São Paulo (Rocha, 2005), nos trabalhos de Milani et al. (2007) e de Iritani & Ezaki (2009).

Aquífero Bauru

O Aquífero Bauru é constituído por rochas sedimentares do Grupo Bauru e Grupo Caiuá, e sua ocorrência é de forma extensiva e contínua em todo o Planalto Ocidental do Estado de São Paulo, ocupando pouco mais de 40% da área do Estado e daí sua grande importância como manancial. A permeabilidade do aquífero varia bastante, apresentando um

valor médio de 0,5 m/dia que, multiplicado pela espessura do aquífero, fornece valores da transmissividade da ordem de 10 m²/dia a 100 m²/dia (Iritani & Ezaki, 2009).

É um aquífero freático e sua recarga é feita diretamente pela precipitação pluvial, sendo sua base de drenagem os rios Paranapanema, Tietê, Grande e Paraná, e suas malhas de afluentes em toda a área de afloramento. O aquífero funciona, em geral, como reservatório regulador do escoamento dessa rede fluvial.

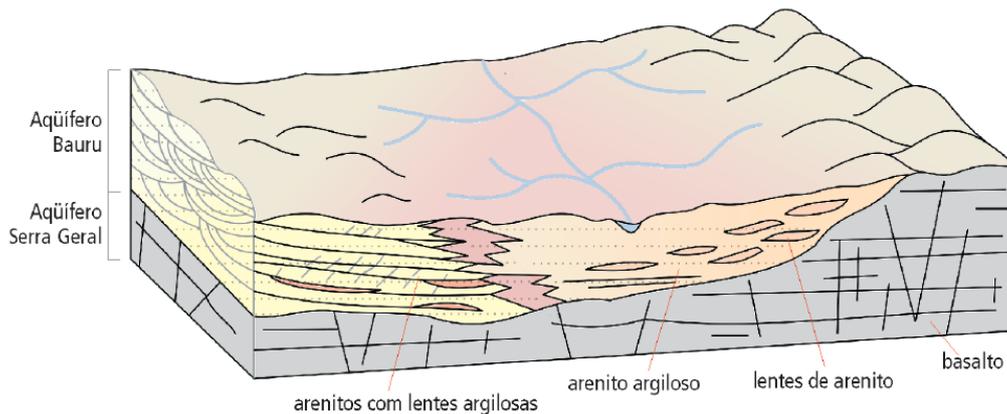


Figura 5. Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero Bauru (Iritani & Ezaki, 2009)

Aquífero Serra Geral

O Aquífero cristalino Serra Geral (Figura 5) é formado por rochas bastante impermeáveis originadas por derrames basálticos da Formação Serra Geral e intrusões diabásicas. Dessa forma, a produção de águas subterrâneas ocorre somente ao longo de falhas e fraturas das rochas e intercalação com rochas mais permeáveis (Figura 6). Os basaltos afloram numa extensão de cerca de 20.000 km², estendendo-se por toda a região oeste e central do Estado de São Paulo, localizadas em camadas inferiores aos sedimentos do Grupo Bauru. Sua espessura varia desde poucos metros, aumentando para Oeste, até 1.000 metros. As suas características hidrodinâmicas ficam melhor demonstradas pelos valores de vazão específica que variam entre 0,08 e 50 m³/h, com valor médio de 1,0 m³ /h (Iritani & Ezaki, 2009).

A recarga para este aquífero se dá através da precipitação pluvial sobre os solos basálticos, que vão atingir as regiões fissuradas da rocha matriz. Ocorre também um grande intercâmbio de água com o aquífero Bauru, localizado acima deste, e também com o aquífero

inferior, constituído pelos arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia (aquífero Guarani). As principais saídas de drenagem desse aquífero cristalino basáltico são os rios.

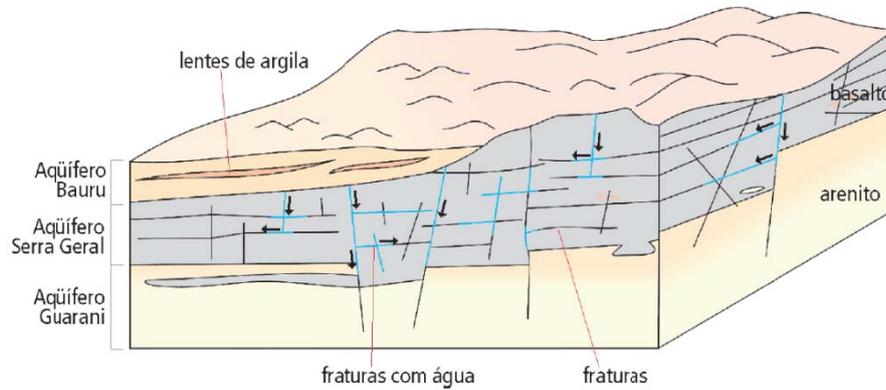


Figura 6. Modelo hidrogeológico conceitual do aquífero cristalino Serra Geral (Iritani & Ezaki, 2009)

Desta forma, os aquíferos granulares formados por sedimentos, apresentam porosidade e permeabilidade primárias geradas concomitantemente à deposição do material e os aquíferos fraturados apresentam porosidade e permeabilidade secundárias, desenvolvidas após à consolidação (cristalização) da rocha (Figura 7) (Rocha, 2005).

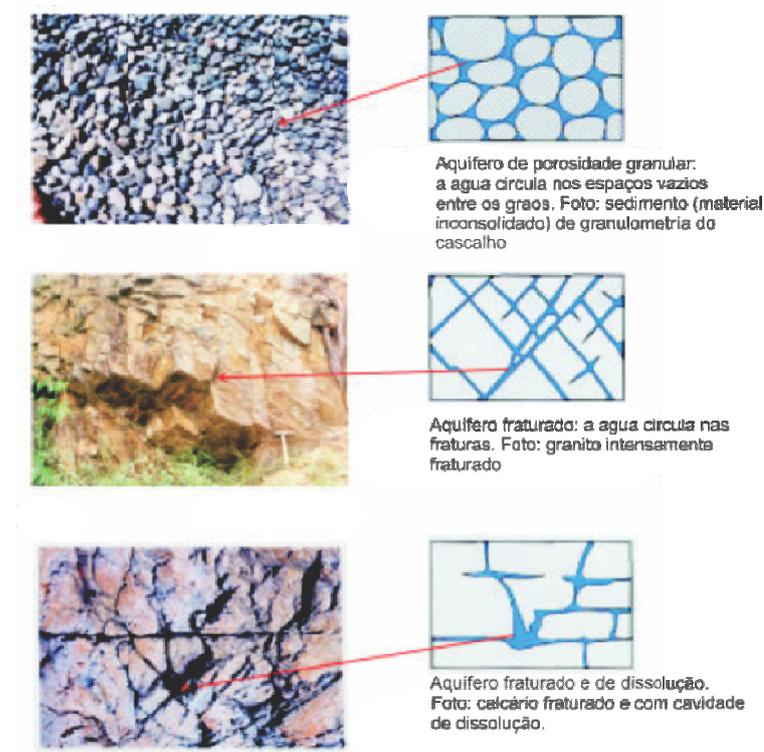


Figura 7. Exemplos de porosidade em aquíferos distintos (Adaptado de Rocha, 2005).

Poços na região

Os poços cadastrados na região de estudos foram fontes essenciais de informação litológica e uma base para orientar os estudos. A maior parte dos poços está localizada na área urbana do distrito de Termas de Ibirá e são usados para o abastecimento urbano.

O distrito de Ibirá é conhecido na região pela estância turística hidrotermal localizada ao lado da zona urbana onde está a maior parte dos poços cadastrados. A Figura 8 mostra a localização dos poços cadastrados na região de estudos.

Os poços de exploração de água subterrânea foram identificados por meio da base de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) (<http://siagasweb.cprm.gov.br>). Em resumo, 22 poços foram identificados e podem ser visualizados na Tabela 1. Alguns atingem mais de 100 m de profundidade com uma profundidade média do topo do basalto de 50 m. Os registros indicam que a espessura da Formação Adamantina é relativamente variável na região (entre 20 m e 78 m). Na Tabela 2 é apresentada a descrição litológica disponível de alguns dos poços cadastrados.

Note que na Tabela 2 há vários registros que mostram a ocorrência dos Basaltos da Formação Serra Geral em profundidades de até 78 m (poço P9 na Tabela). Os arenitos do Grupo Bauru são mostrados em profundidades entre 10 m e 50 m. A maior parte dos poços cadastrados é usada para exploração doméstica do aquífero sedimentar raso, com profundidades de exploração entre 35 e 60 m de profundidade.

Alguns dos poços cadastrados indicaram exploração do aquífero Serra Geral, mostrando maiores valores de vazão do que os poços que exploraram o aquífero sedimentar raso. Estes poços têm profundidades de investigação entre 60 e 803 m, porém, nem todos os poços tinham informação litológica disponível na base de dados do SIAGAS-CPRM. Os poços P4, P8, P9, P13, P16, P19 e P21 na Tabela 2 mostraram informações litológicas correspondentes aos Basaltos da Formação Serra Geral. A maior parte destes poços é usada para atividade comercial e agrícola devido à maior vazão que eles fornecem.

As informações litológicas dos poços mostraram que na parte mais superficial estão distribuídos os pacotes sedimentares de arenito (seco e saturado) pertencentes à Formação Adamantina com espessuras médias de 16 e 30 metros, respectivamente. Na parte mais profunda, a profundidade média do topo do basalto encontra-se em torno de 50 metros,

porém, nas zonas urbanas e mais centrais ao lado do balneário, o topo do basalto pode situar-se até os 30 m de profundidade. Alguns dos poços (P13, P16 e P19) mais profundos forneceram informações onde o basalto tem indícios de fraturas preenchidas com água, mas há outras localidades onde não tem fraturas ou a informação litológica não está disponível (P9, P17 e P21).

Tabela 1. Regime hidrogeológico dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM (<http://siagasweb.cprm.gov.br>).

# Registro	# Poço	UTM (Norte/Sul)	UTM (Este/Oeste)	Vazão Estabilização (m ³ /h)	Profundidade Final (m)
3500001983	P1	689500	7665050	20	35.00
3500001984	P2	688880	7664900	6,8	35.00
3500001985	P3	689050	7664880	0,17	35.00
3500002001	P4	688550	7664750	5	394.00
3500002002	P5	688250	7664950	-	60.00
3500002003	P6	688450	7666100	19	32.00
3500023582	P7	689500	7665250	-	84.50
3500023588	P8	688150	7665150	18	100.00
3500023589	P9	686750	7664500	8,5	140.00
3500023595	P10	688770	7665470	2	40.00
3500023597	P11	688810	7665710	4,5	40.00
3500023601	P12	688150	7665930	2	60.00
3500023602	P13	688360	7664980	2,5	36.00
3500023604	P14	688620	7665810	0,5	48.00
3500023606	P15	688800	7665420	2	40.00
3500023622	P16	688450	7664730	4,8	49.00
3500023631	P17	693200	7665300	50	168.00
3500023635	P18	689700	7664900	-	39.00
3500023642	P19	688540	7665300	9,5	125.00
3500023643	P20	688250	7665750	5	42.00
3500028023	P21	688850	7665550	5	80.00
3500030812	P22	688350	7664050	400	803.00

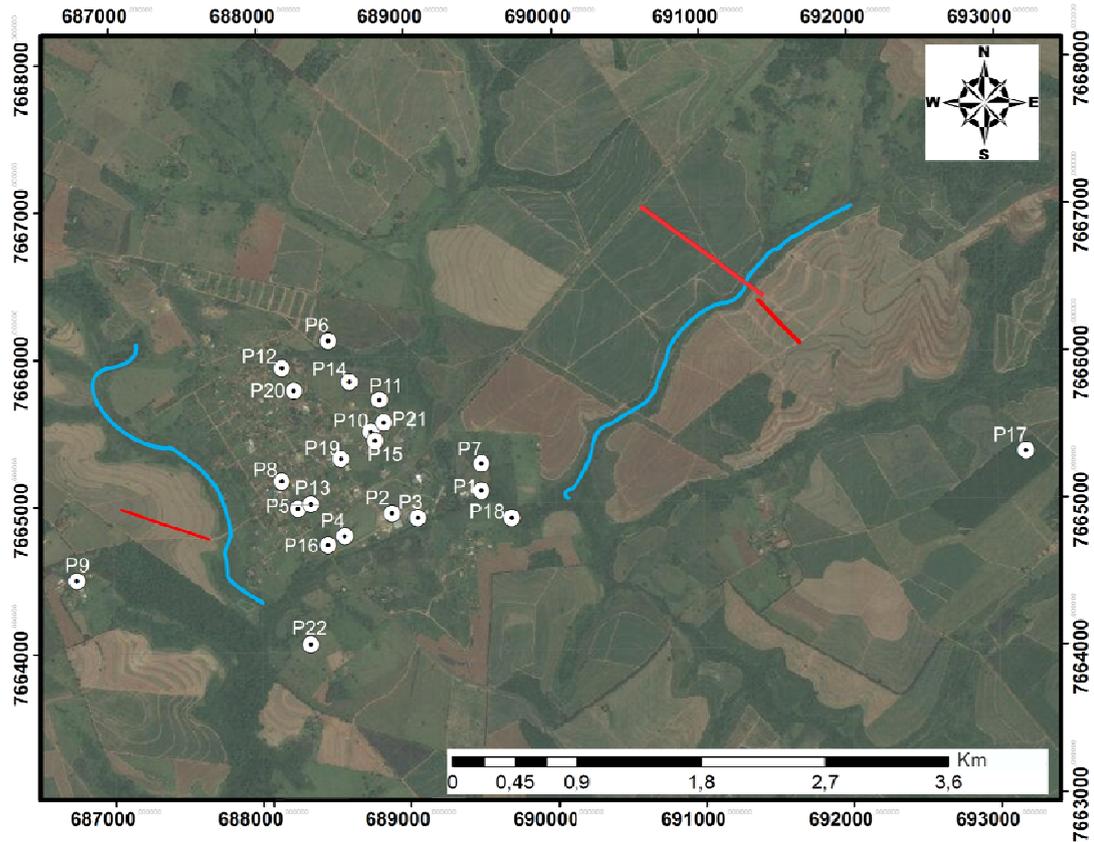


Figura 8. Mapa com a localização dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM no município de Termas de Ibirá em relação as zonas de estudo (linhas vermelhas). Linhas visíveis de drenagens foram delineadas.

Tabela 2. Descrição litológica dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM (<http://siagasweb.cprm.gov.br>).

Número de poço	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:
P4	0	30	Siltito	Rocha sedimentar	30	394	Basalto	Basalto	**	**	**	**
P7	0	2	Solo argiloso	Aluvial argiloso c/mat.orgânica escura.	2	8	Arenito argiloso	Sedim.argiloso e silto-arenosos cinza claro.	8	25.5	Arenito fino	Argilito fino claro.
P8	0	48	Arenito fino	Arenitos do grupo bauru	48	100	Basalto	Basaltos	**	**	**	**
P9	0	22	Solo	Solo coluvional arenoso;	22	78	Arenito fino	Arenitos finos variegado.	78	140	Basalto	Basalto
P10	0	8	Solo arenoso	Solo residual areno siltoso avermelhado-lotossolo.	8	40	Arenito fino	Arenitos finos a muito finos imaturos, mal selecionados, subangular com textura heterogênea e intercalações de camadas siltitos e lamitos arenosos	**	**	**	**
P12	0	22	Solo arenoso	Solo residual areno siltoso avermelhado-lotossolo	22	60	Arenito fino	Arenitos finos a muito finos imaturos, mal selecionados, subangular com textura heterogênea e intercalações de camadas siltitos e lamitos arenosos	**	**	**	**
P13	0	12	Solo arenoso	Solo arenoso fino, pouco argiloso, tipo latossolo	12	32	Arenito fino	Arenitos finos a muito finos metricos, com intercalações de siltitos argilosos e arenitos medios	32	36	Basalto	Basalto fraturado.

Número do ponto	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição litológica:
P14	0	20	Solo siltoso	Solo residual areno siltoso, avermelhado-latossolo	20	48	Arenito fino	Arenitos finos a muito finos imaturos, mal selecionados, subangular com textura heterogênea e intercalações de camadas de siltitos e lamitos arenosos	**	**	**	**
P15	0	40	Arenito fino	Arenito fino a médio	**	**	**	**	**	**	**	**
P16	0	4	Solo arenoso	Solo arenoso fino, pouco argiloso, tipo latossolo.	4	18	Arenito fino	Arenitos finos a muito finos metricos, com intercalações de siltitos argilosos e arenitos medios.	18	49	Basalto	Basalto fraturado.
P17	0	24	Solo argiloso	Solo argiloso de coloração avermelhada.	24	66	Argilito	Rocha de granulometria e coloração avermelhada, fracamente consolidada (argilito).	66	114	Basalto	Rocha alterada apresentando coloração ferruginosa (basalto).
P18	0	12	Solo arenoso	Solo arenoso	12	39	Arenito fino	Arenito fino a médio	**	**	**	**
P19	0	21	Solo arenoso	Solo residual areno-siltoso-latossolo vermelho diastrofico.	21	46.5	Arenito fino	Arenito fino a m.fino coloração esbranquiçada, mal selecionado, pouco siltoso, intercalado c/argilito siltoso c/coloração avermel/marrom.p.arenoso.	46.5	125	Basalto	Basalto cinza-escuro fraturado, com basalto vesicular no topo da formação.
P20	0	14	Solo	Sedimentos da Formacao Adamantina.	14	42	Arenito fino	Arenito fino a médio	**	**	**	**
P21	0	8	Solo	Solo areno siltoso avermelhado - latossolo	8	37	Arenito fino	Arenito fino a muito fino com intercalações de siltitos, lamitos e arenitos	37	80	Basalto	Basaltos maciços compactos e vesiculares.

As informações litológicas dos poços podem ser resumidas no modelo estratigráfico esquemático da Figura 9 com as profundidades aproximadas destas litologias.

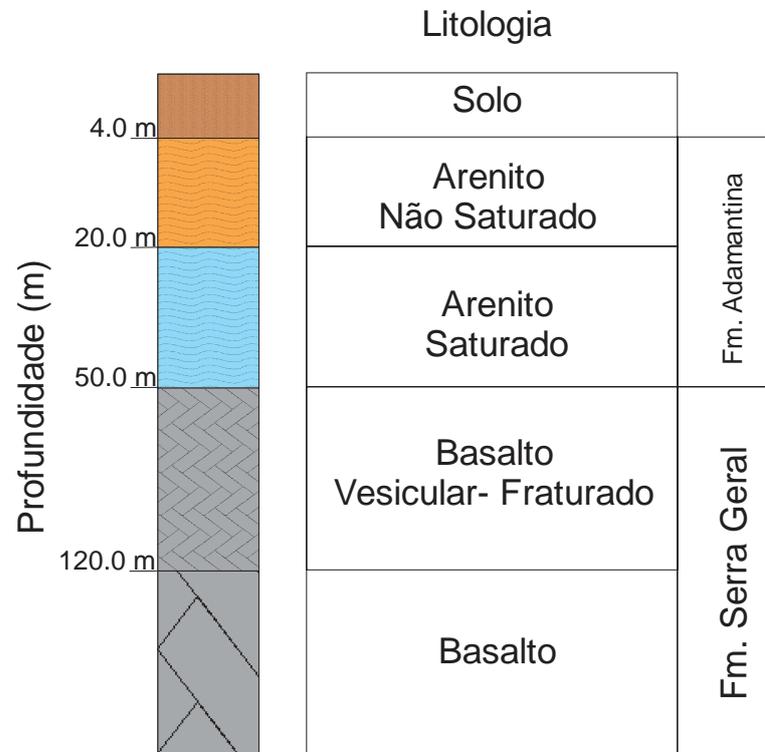


Figura 9. Modelo estratigráfico esquemático da região de estudo.

As informações extraídas do modelo estratigráfico (Figura 9) ajudarão na determinação do modelo geológico por meio de uma comparação com as camadas litológicas e os respectivos valores de resistividade elétrica.

3. Metodologia

3.1 Princípios físicos do método TDEM

A aplicação do método TDEM permite que se obtenha um modelo da estratigrafia geoeétrica da subsuperfície através da transmissão e recepção de campos eletromagnéticos por meio de bobinas colocadas na superfície. Através das medidas dos campos eletromagnéticos, descritos pelas equações de Maxwell e pelas relações constitutivas do meio, é possível quantificar a resistividade elétrica dos materiais em subsuperfície (Keller, 1987).

Os métodos eletromagnéticos podem ser tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo. Os métodos no domínio da frequência apresentam um problema comum: todas as medições do campo magnético secundário, conhecidas como o comportamento dos materiais no subsolo, são feitas sob a influência do campo magnético primário, ou seja, o campo gerado pela fonte transmissora. Este aspecto envolve a remoção correta da influência feita pelo campo magnético principal. Além disso, devido à sua maior intensidade (em comparação com o campo magnético secundário) a remoção é altamente suscetível a ruído e perda de precisão.

No domínio do tempo o método TDEM leva vantagem em relação aos métodos no domínio da frequência, pois as medições são feitas sem a presença do campo magnético primário, portanto reduz-se a probabilidade do erro na aquisição dos dados. Em outras palavras, com o método TDEM, mede-se somente o comportamento do campo magnético secundário que está relacionado com a resistividade elétrica das rochas de subsuperfície, uma vez que as medidas são feitas com o transmissor desligado (McNeill, 1980).

O procedimento comumente utilizado para a exploração do subsolo utilizando técnicas transitórias (método TDEM) é colocar uma bobina transmissora grande na proximidade da área a ser examinada. Uma corrente constante flui na bobina por um período de tempo definido, suficiente para permitir que os campos transientes se dissipem no subsolo. A corrente é então bruscamente cortada de forma controlada. De acordo com a lei de Faraday a redução rápida da corrente do transmissor, induz uma força eletromotriz (FEM) em condutores próximos em subsuperfície. A magnitude desta FEM é proporcional à taxa de tempo da mudança do campo magnético primário para o condutor (Everet, 2009). Por este motivo a redução de uma corrente intensa para zero num breve período de tempo fornece a possibilidade de alcançar uma FEM intensa de curta duração. Esta FEM faz com que as

correntes de Foucault fluam no condutor com um decaimento característico, que é uma função da condutividade, tamanho e forma do condutor. As correntes de difusão geram campo magnético (secundário) proporcional à taxa de tempo da mudança deste campo, a qual é medida por uma bobina receptora. A análise da natureza do decaimento transitório é realizada por amostragem da amplitude em vários intervalos de tempo e sobre muitos ciclos de corrente a fim de melhorar a relação sinal-ruído. Um diagrama dos ciclos de corrente e os parâmetros usuais é ilustrado na Figura 10 e na Figura 11 respectivamente.

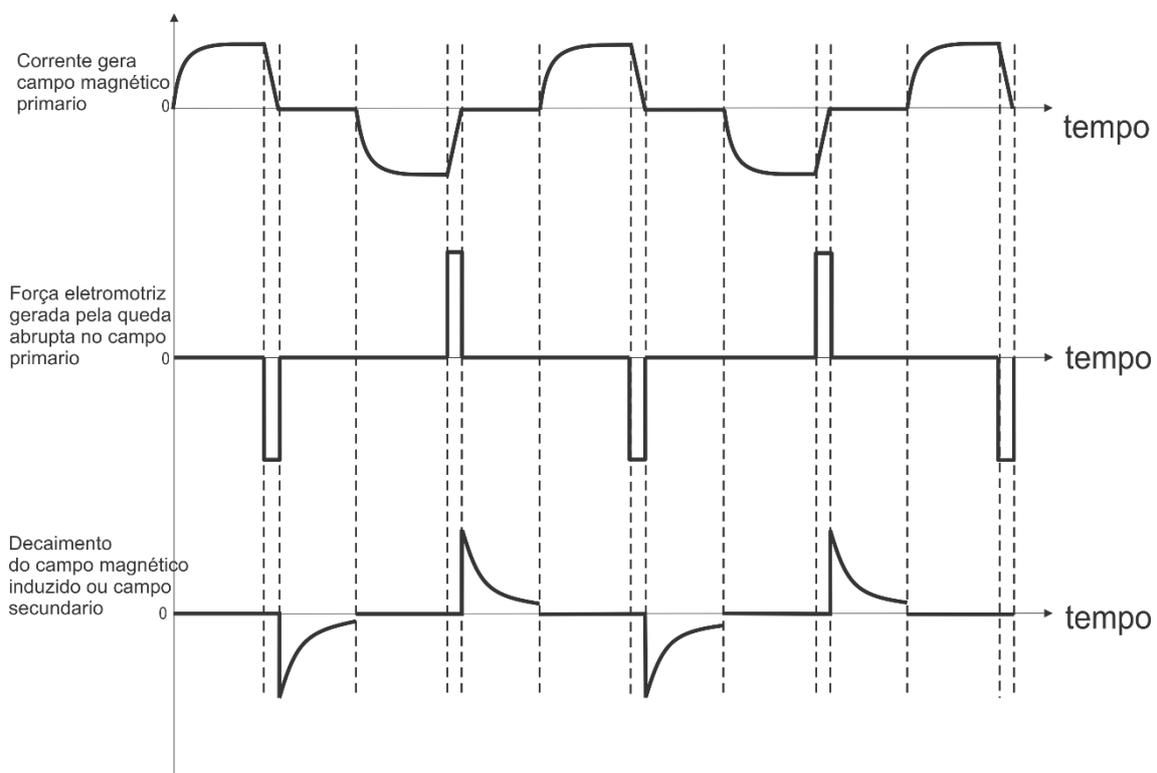


Figura 10. Diagrama do ciclo de corrente que induz o campo magnético no método TDEM. A corrente é ligada e desligada em ciclos a fim de empilhar muitas curvas individuais e melhorar a relação sinal/ruído (adaptado de McNeill, 1994).

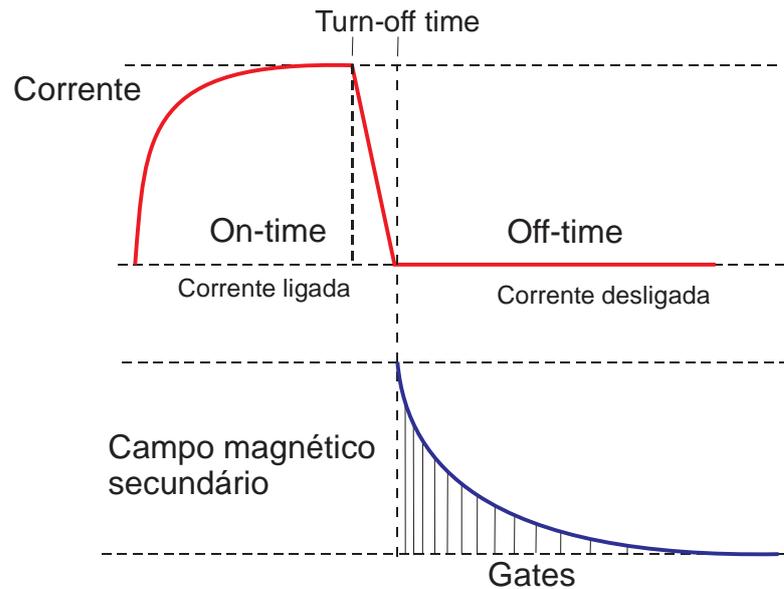


Figura 11. Esquema dos parâmetros utilizados no método TDEM. A figura mostra um ciclo de medida em um intervalo de tempo desde a corrente ligada até corrente desligada (Adaptado de Nabighian, 1991).

Uma das configurações mais usuais utilizada nas medições transientes é mostrada na Figura 12. Um loop não aterrado é energizado fazendo passar uma grande corrente dc através dele. Depois de um período de tempo controlado no qual todas as correntes geradas durante o tempo de ativação ou *turn-on-time* desaparecem, a corrente dc é abruptamente interrompida (*step-function*). De acordo com a lei de indução de Faraday, essa mudança rápida no campo primário gerado pelo transmissor, induz correntes de Foucault nos condutores em subsuperfície. Assumindo a aproximação quase-estática, essas correntes induzidas inicialmente vão estar confinadas somente na superfície do condutor (correntes superficiais). As correntes induzidas geram um campo magnético associado que corresponde ao campo magnético secundário e cuja variação com o tempo é medida na superfície e está relacionada com a resistividade elétrica das rochas em subsuperfície. Estas correntes induzidas conservam a geometria do loop transmissor, e difundem-se no subsolo na forma dos chamados '*smoke-rings*', os quais acrescentam a sua área conforme se propagam na subsuperfície (Nabighian, 1991). O decaimento em função do tempo do campo associado à estas correntes induzidas (dB/dt), é medido mediante a bobina receptora Rx.

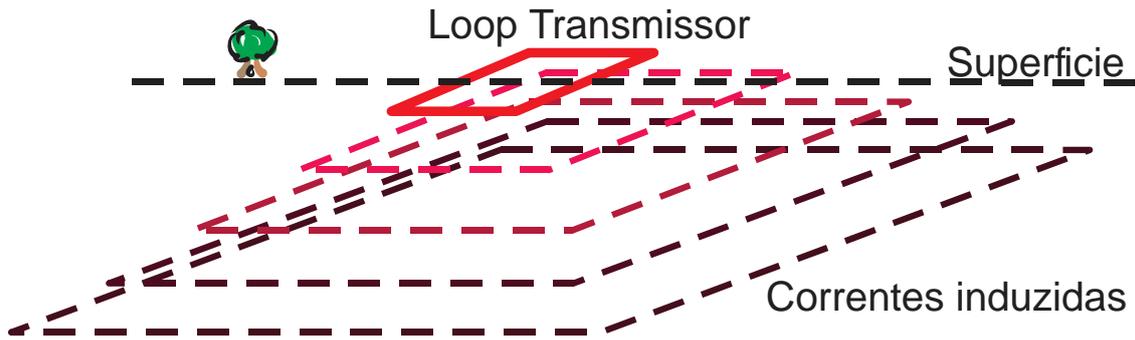


Figura 12. Esquema de funcionamento do método TDEM. O campo magnético primário induz correntes no subsolo que geram por sua vez um campo magnético secundário que pode ser medido. As correntes induzidas formam os chamados ‘*smoke-rings*’.

Arranjos de campo

No campo as medições são realizadas utilizando um cabo formando um loop quadrado no solo para formar o loop transmissor (normalmente são usados loops quadrados de 100m x 100m ou 200m x 200m). Os cabos são conectados ao transmissor (Tx) que controla os tempos e intensidade de corrente no loop. A bobina receptora está conectada ao receptor (Rx) que por sua vez está conectado com o transmissor, isto para permitir a sincronização entre Tx e Rx.

Existem três principais tipos de arranjos utilizados comumente devido às suas facilidades e versatilidades de uso:

Arranjo Loop-central: A bobina receptora situa-se no centro do loop transmissor. Utilizado tradicionalmente em estudos hidrogeológicos (Danielsen et al., 2003; Porsani et al., 2012a; Porsani et al., 2012b; Leite 2013; Couto, 2015). Recomendado para loops com lados maiores que 40m e é um dos mais utilizados já que apresentam uma boa relação sinal/ruído. Este arranjo foi usado nesta pesquisa.

Arranjo *loop* transmissor-fixo bobina receptora-móvel (também conhecido como arranjo *fixed-loop*): A bobina receptora pode ser movimentada dentro e fora do *loop* transmissor formando um perfil de caminhada TDEM. Utilizado usualmente para percorrer grandes distâncias com *loops* transmissores de lado $\geq 100\text{m}$ (Nesta pesquisa foram usados *loops* Tx quadrados de 100m e 200m de lado).

Arranjo *loop*-coincidente: O *loop* transmissor é utilizado como *loop* receptor após o desligamento da corrente no *loop* transmissor. É utilizado comumente com *loops* menores que

100 m e da mesma forma que o arranjo *loop* central em estudos hidrogeológicos e de exploração mineral devido a facilidade de uso.

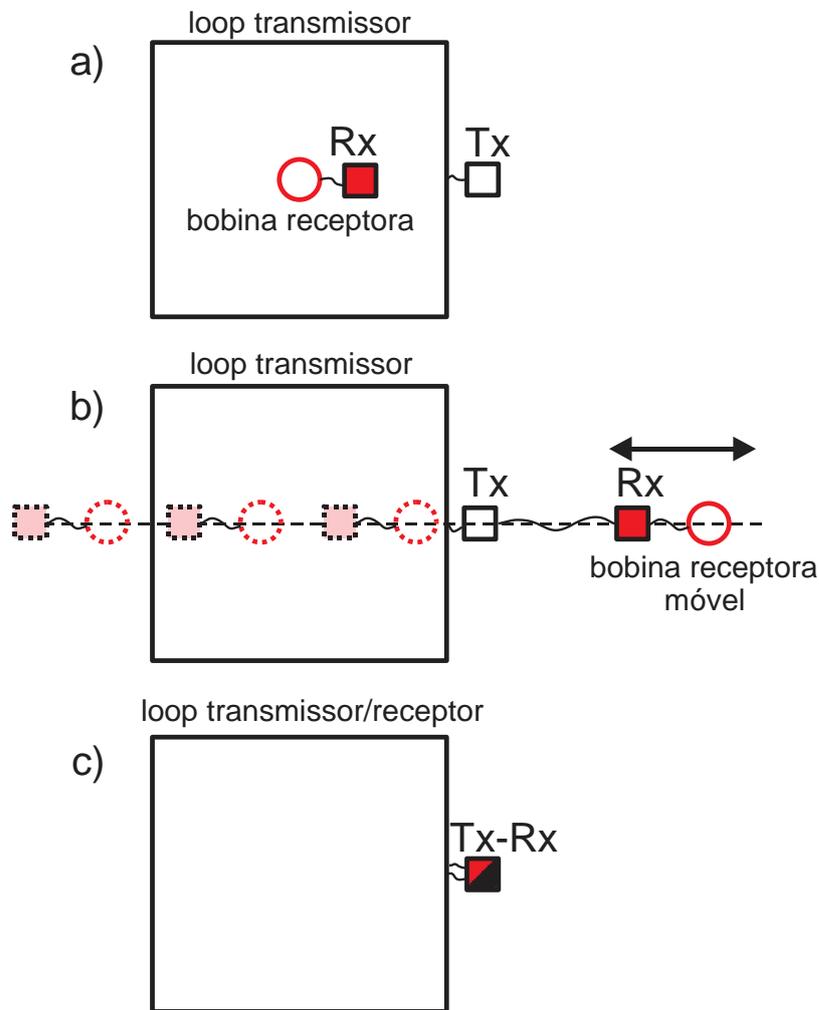


Figura 13. Esquema dos arranjos utilizados no método TDEM. a) *loop* central, b) *fixed-loop*, c) *loop* coincidente.

Nesta pesquisa foram utilizados os arranjos *fixed-loop* (Figura 13b) e *loop* central (Figura 13a). O arranjo *fixed-loop* foi utilizado com um *loop* transmissor de 200 m de lado. A posição da bobina receptora Rx, mudou ao longo da linha central do *loop* transmissor visando obter um mapeamento das resistividades em subsuperfície. Isso com o objetivo de detectar as variações nas resistividades, tanto lateral quanto vertical e relacioná-las as possíveis zonas de fraturas.

O arranjo *loop* central foi usado no centro do *loop* Tx fixo, e nas extremidades do perfil, visando obter um modelo geoeletrico 1D proveniente da inversão, e assim, poder

correlacionar os modelos vizinhos de cada uma das sondagens obtidas com o Rx móvel. O arranjo *loop* central tem a vantagem de ter sido amplamente utilizado em diversos tipos de estudos, portanto os seus resultados foram utilizados como o estágio inicial na análise dos dados.

3.2 Base teórica do método TDEM

O método TDEM está fundamentado na teoria das equações de Maxwell (Kauffman & Keller, 1983; Kirsch, 2006):

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.4)$$

em que \mathbf{E} intensidade do campo elétrico, \mathbf{H} intensidade do campo magnético, \mathbf{J} densidade total de corrente elétrica, \mathbf{D} densidade de fluxo elétrico, \mathbf{B} indução magnética e ρ densidade volumétrica de carga.

A Equação (3.1) mostra que a variação do campo elétrico induz um campo magnético que também é variável no tempo. Em seguida na Equação (3.2), é possível observar que um campo magnético variável no tempo induz correntes em subsuperfície.

Para descrever corretamente as interações dos campos elétrico e magnético com os materiais, introduz-se as relações constitutivas do meio, como segue:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.5)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{Lei de Ohm}) \quad (3.6)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (3.7)$$

em que μ é a permeabilidade magnética do meio; ε a permissividade dielétrica e σ a condutividade elétrica. Os valores μ , ε e σ constituem as propriedades elétricas do meio geológico no nível macroscópico. Em regiões não-magnéticas é possível ignorar as variações em μ e usar a constante de permeabilidade magnética no espaço livre $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$. Para frequências baixas ($\sigma \gg \omega\varepsilon$), a aproximação quase-estática é válida, mostrando que o mecanismo de propagação é difusivo (Kauffman & Keller, 1983; Everett, 2005). Isto significa que, as correntes de deslocamento de Maxwell podem ser negligenciadas, ou seja, estão dominadas pelas correntes ôhmicas ou correntes de condução. Juntando estas relações constitutivas com as equações de Maxwell na aproximação quase-estática no domínio da frequência resulta:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0 \mathbf{H} = \nabla \times \mathbf{E} + \hat{z}\mathbf{H} = \mathbf{0} \quad (3.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\varepsilon\omega)\mathbf{E} = \nabla \times \mathbf{H} - \hat{y}\mathbf{E} = \mathbf{0} \quad (3.9)$$

onde $\hat{z} = i\omega\mu_0$ é a *impeditividade* e $\hat{y} = \sigma + i\varepsilon\omega$ é a *admissividade*. A permissibilidade dielétrica ε e a condutividade elétrica σ são funções complexas dependentes da frequência angular ω ($\omega = 2\pi f$), enquanto a permeabilidade magnética é real ($\mu_0 = \mu$) e independente da frequência.

As equações de Maxwell (3.8) e (3.9) se aplicam somente em regiões livres de carga. Nas regiões que contem cargas as equações tornam-se não homogêneas dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{z}\mathbf{H} = -\mathbf{J}_m^s \quad (3.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{y}\mathbf{E} = \mathbf{J}_e^s \quad (3.11)$$

em que \mathbf{J}_m^s é a corrente da fonte magnética e \mathbf{J}_e^s a corrente da fonte elétrica.

Segundo a dedução do Kirsch (2006), as equações não homogêneas de Maxwell no domínio da frequência podem ser resolvidas para regiões homogêneas no caso em que \mathbf{J}_m^s e \mathbf{J}_e^s podem ser descritas analiticamente. Portanto, expressando \mathbf{E} e \mathbf{H} em termos dos potenciais de Schelkunoff \mathbf{A} e \mathbf{F} , podem ser obtidas as componentes \mathbf{E} e \mathbf{H} por diferenciação. Em geral, os campos elétricos e magnéticos em cada região homogênea, são descritos como uma superposição de fontes elétrica ou magnética:

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}_m + \mathbf{E}_e \\ \mathbf{H} &= \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_e\end{aligned}\tag{3.12}$$

Portanto, um campo eletromagnético é descrito pelos pares de funções vetoriais $\mathbf{E}_m, \mathbf{H}_m$ e $\mathbf{E}_e, \mathbf{H}_e$. Para o primeiro par \mathbf{J}_e^s é assumido zero e da mesma forma para o segundo par \mathbf{J}_m^s , o que significa que a fonte de corrente elétrica é zero para os campos elétricos e magnéticos devidos à uma fonte magnética e vice versa.

Uma vez que no método TDEM a fonte magnética (\mathbf{J}_m^s) transmite um campo elétrico transversal, as equações se simplificam devido á que só é preciso o potencial \mathbf{F} para os cálculos, portanto o potencial de Schelkunoff \mathbf{F} se define como:

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F}\tag{3.13}$$

Usando a Equação (3.10) é possível derivar a Equação não-homogênea de Helmholtz:

$$\nabla^2 \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = -\mathbf{J}_m^s\tag{3.14}$$

em que o número de onda k é definido como $k^2 = \omega^2 \mu_0 \varepsilon - i\omega \mu_0 \sigma = -\hat{z}\hat{y}$.

Para materiais terrestres e para frequências menores que 10^5 Hz, a corrente de deslocamento é muito menor que a corrente de condução. Portanto, $\omega^2 \mu_0 \varepsilon \ll \omega \mu_0 \sigma$ de forma que $k^2 = -i\omega \mu_0 \sigma$ o que é chamada de aproximação quase-estática.

Os campos elétricos e magnéticos totais produzidos por uma fonte magnética podem ser derivados usando o potencial \mathbf{F} :

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F} \quad (3.15)$$

$$\mathbf{H}_m = -\hat{y}\mathbf{F} + \frac{1}{\hat{z}}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) \quad (3.16)$$

Assumindo que a terra é estratificada horizontalmente, o potencial \mathbf{F} tem somente componente z ,

$$\mathbf{F} = F_z \mathbf{u}_z \quad ; \quad TE_z \quad (3.17)$$

em que F_z é uma função escalar de x , y e z , enquanto \mathbf{u}_z é o vetor unitário na direção z . TE_z descreve o campo magnético transversal, que é o campo se propagando no plano x - y . Substituindo a Equação (3.17) nas equações (3.15) e (3.16), deriva-se as expressões para as componentes do campo:

$$H_x = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial x \partial z} E_x = -\frac{\partial F_z}{\partial y}$$

$$H_y = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial x \partial z} E_y = \frac{\partial F_z}{\partial x} \quad (3.18)$$

$$H_z = \frac{1}{\hat{z}} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k^2 \right) F_z E_z = 0$$

No método TDEM, o campo transmitido é um campo elétrico transversal, portanto, somente o potencial \mathbf{F} é necessário para obter o campo magnético vertical no centro do *loop* circular (bobina Rx). Um *loop* circular é uma boa aproximação para um *loop* quadrado da mesma área.

Para a apropriada derivação do potencial de Schelkunoff, num modelo de terra de camadas plano-paralelas livres de fontes magnéticas e regiões contendo fontes, é requerida uma adequada definição das características das mesmas.

Um *loop* transmissor circular ou quadrado pode ser calculado por uma integração de dipolos magnéticos verticais sobre a área do *loop*. Dessa forma, o potencial de Schelkunoff utilizado para um dipolo magnético vertical é dado por:

$$F(\rho, z) = \frac{\hat{z}_0 m}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0|z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda}{u_0} J_0(\lambda\rho) d\lambda \quad (3.19)$$

em que m é o momento magnético do dipolo, J_0 a função de Bessel de ordem zero, $\lambda = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ em que k_x e k_y são as frequências espaciais nas direções x e y respectivamente, $u_n = \sqrt{\lambda^2 - k_n^2}$ em que k_n^2 é o número de onda na camada n , que satisfaz a condição da aproximação quase-estática $k^2 = -i\omega\mu_0\sigma$, $\rho = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial entre a fonte e o receptor, r_{TE} é uma quantidade que expressa a forma com que as camadas do substrato modificam o campo e é chamado coeficiente de reflexão.

Integrando a Equação (3.19) sobre um *loop* circular de raio a e corrente I :

$$F(\rho, z) = \frac{\hat{z}_0 I a}{2} \int_0^\infty \frac{1}{u_0} [e^{-u_0|z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] J_1(\lambda a) J_0(\lambda\rho) d\lambda \quad (3.20)$$

em que J_1 é a função de Bessel de primeiro ordem. A Equação (3.20) aplica para um *loop* transmissor circular com o dipolo receptor posicionado na distância ρ do centro do *loop*. Utilizando a Equação (3.16) e simplificando de forma que o receptor esteja no centro do *loop* transmissor, pode ser obtido o campo magnético vertical,

$$H_z = \frac{I a}{2} \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{u_0} [e^{-u_0|z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] J_1(\lambda a) d\lambda \quad (3.21)$$

Uma vez que a Equação (3.21) está expressa no domínio da frequência (r_{TE} é dependente da frequência), é preciso usar a transformada inversa de Laplace ou a transformada inversa de Fourier para obter a resposta transiente (no domínio do tempo). A integral nesta Equação chama-se de integral de Hankel e só pode ser resolvida usando métodos numéricos.

Considerando o arranjo *loop*-central num substrato homogêneo o coeficiente de reflexão torna-se:

$$r_{TE} = \frac{\lambda - u}{\lambda + u} \quad (3.22)$$

Dessa forma, a Equação (3.21) pode ser reescrita como:

$$H_z = Ia \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda - u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (3.23)$$

Usando a relação mostrada em (3.5) a Equação para B_z pode ser resolvida aplicando a transformada inversa de Laplace:

$$B_z = \frac{\mu_0 I}{2a} \left[\frac{3}{\pi^{1/2} \theta a} e^{-a^2 \theta^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \quad (3.24)$$

em que $\theta = \sqrt{\mu_0 \sigma / 4t}$ e erf é a função erro, B_z pode ser resolvida para $t \rightarrow \infty$ resultando $B_z = \mu_0 I / 2a$. Este é o tamanho do campo primário no espaço livre, ou seja, a intensidade magnética antes da corrente ser desligada.

A resposta ao impulso dB_z/dt pode ser calculada por diferenciação:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left[3 \text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (3.25)$$

Como o campo é medido utilizando uma bobina de indução, as medições são realmente em termos da derivada temporal do fluxo magnético atravessando a bobina, que é proporcional à força eletromotriz induzida. Quando $\theta \rightarrow 0$, ou seja, para os tempos tardios, a Equação (3.25) pode ser aproximada para:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx -\frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^2 a^2}{20 \pi^{1/2}} t^{-5/2} \quad (3.26)$$

Portanto, da expressão da derivada temporal de B_z (3.26) pode ser extraída a resistividade aparente ρ_a por meio de uma manipulação algébrica, dada por:

$$\rho_a(t) = \left(\frac{Ia^2}{20\partial B_z} \right)^{1/2} \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3} \quad (3.27)$$

Esta é a expressão para o cálculo da resistividade aparente $\rho_a(t)$ usada no método TDEM.

Profundidade de penetração

A profundidade de penetração até em que as correntes são difundidas é chamada profundidade de difusão. Ainda sem um consenso na comunidade geofísica sobre a profundidade de penetração para o método TDEM, autores como Spies (1989) e Nabighian (1991) mostraram expressões análogas ao conceito de *Skin depth* no domínio da frequência, aplicadas para o domínio do tempo. Para uma terra homogênea unidimensional e assumindo que a condutividade σ e a susceptibilidade magnética μ são independentes da frequência, a profundidade de difusão δ_{TD} é dada por (Spies, 1989):

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu_0}} \quad (3.28)$$

Esta é uma Equação exata para campos planos somente. Para fontes geradas por *loops* circulares ou *loops* quadrados a profundidade de difusão é aproximadamente 1,8 vezes menor que a obtida por meio da expressão (3.28).

Como foi visto na Equação (3.26), o sinal no substrato decresce com $t^{-5/2}$, portanto, quando a sinal cruza o nível do ruído natural (aproximadamente 0.5 nV/m^2) os dados não podem ser utilizados. O ruído natural fixa os limites de penetração nos quais são possíveis fazer as medições e desse modo, limita a profundidade de máxima de investigação.

Fazendo uma relação entre o ruído e a expressão para o decaimento do campo $\partial B/\partial t$ (3.26) pode ser derivada uma expressão para a profundidade máxima de difusão em termos do ruído natural, que segundo (Kirsch., 2006) é dada por:

$$\delta_{TD} = 0.551 \left(\frac{M}{\sigma V_{noise}} \right)^{1/5} \quad (3.29)$$

em que M é o momento magnético do transmissor e V_{noise} o nível de ruído natural medido em voltagem. Portanto, a única forma de incrementar a profundidade de investigação é incrementar o momento do transmissor.

Fontes de ruído nas medições

No método TDEM, as fontes de ruído eletromagnético de origem natural têm pouca influência nas medições. A maior parte dos campos emitidos por fontes naturais como raios e tormentas estão geralmente muito distante do local das medições. Outras fontes naturais derivadas das flutuações próprias do campo magnético da terra por causa dos ventos solares possuem frequências muito baixas que não influenciam as medições transientes (Kirsch, 2006).

As maiores fontes de ruído são produzidas por artefatos criados pelo homem. As linhas de transmissão elétrica e os campos eletromagnéticos dos equipamentos de comunicação (rádio, TV, telefone etc.) atuam também como fontes de ruído. Porém, a maioria dos equipamentos atuais incluem filtros que atenuam bastante os efeitos destas fontes.

Uma vez que um só ciclo de medição (Figura 11) é afetado significativamente, cada curva resultante correspem que a um empilhamento de muitas repetições do mesmo ciclo durante um período de tempo escolhido pelo operador. A repetição deste ciclo melhora a medição e diminui o ruído. O número de curvas individuais que são empilhadas pode variar dependendo do objetivo e da área de estudo, porém, uma curva final pode ter aproximadamente entre 1000 e 10000 curvas empilhadas.

Acoplamentos

O ruído devido ao acoplamento aparece devido as correntes induzidas nos condutores produzidos pelo homem dentro do volume em que o campo eletromagnético propaga-se. A perturbação é do tipo determinista, portanto, o ruído de acoplamento não é aleatório e aparece nas medições em todas as curvas individuais de empilhamento e nos mesmos tempos de medidas. Dessa forma não se pode fazer uma adequada filtragem dos dados, e para a obtenção de dados sem a influência desses ruídos as medidas devem ser feitas longe de cabos, linhas de energia, oleodutos, trilhos e estruturas metálicas em geral.

O acoplamento pode ser classificado em duas formas: galvânico e capacitivo (Sørensen et al., 2005). No acoplamento galvânico, a corrente do *loop* transmissor induz correntes elétricas em condutores aterrados, por exemplo, linhas de transmissão de energia

com suas torres aterradas. As correntes induzidas nos condutores interferem com as correntes induzidas no solo (correntes de Foucault). O sistema é caracterizado por um circuito indutor-resistor (LR) com um decaimento exponencial. Como consequência, observa-se um leve deslocamento na curva de dados que é de difícil identificação (Figura 14a). A distância mínima de trabalho se estiver perto uma estrutura destas é pelo menos 100m.

O acoplamento capacitivo é caracterizado por um circuito indutor-capacitor-resistor (LCR) e pode aparecer devido a cabos isolados com poliuretano. O efeito nos dados é facilmente observável, pois produz variações oscilantes (Figura 14b). Este efeito também pode ser claramente observado no trabalho de Porsani et al. (2012b), em que os autores realizaram medidas TDEM na área do Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP (Porsani et al., 2006).

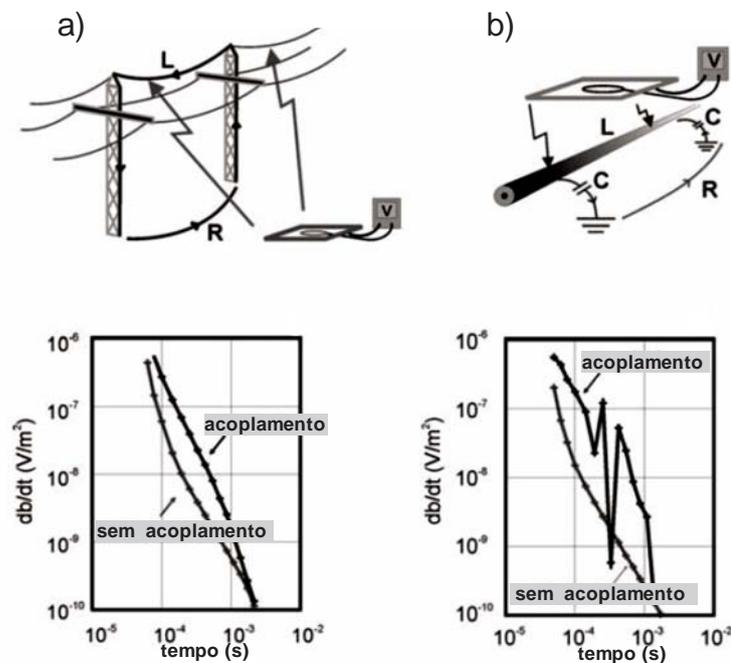


Figura 14. Esquemas de acoplamentos e seus efeitos nas medições. a) Acoplamento galvânico. b) Acoplamento capacitivo. (Adaptado de Sorensen et al., 2005)

Efeito superparamagnético

A viscosidade magnética é uma propriedade do ferromagnetismo. Em rochas é associada com superparamagnetismo (SPM) ou relaxação magnética de grãos ultrafinos em minerais ferrimagnéticos. A viscosidade magnética normalmente causa um efeito muito menor nos dados em comparação com as correntes de Foucault. Porém, existem estruturas naturais e artificiais nas quais a quantidade de partículas superparamagnéticas é

suficientemente grande que conseguem fazer com que a resposta da relaxação magnética seja notável ou ainda ser mais dominante que a resposta do campo magnético secundário devido as correntes de Foucault. Este efeito não pode ser ignorado na interpretação dos dados.

A viscosidade magnética é usualmente tratada como ruído geológico o qual interfere na resposta da sondagem TDEM que é interpretada em termos de condutividade elétrica normal. Por outro lado, há evidências de que o efeito da viscosidade magnética nas medições com o método TDEM, contém informações da estrutura dos materiais naturais e artificiais junto com os processos que ocorrem superficialmente (Kozhenikov et al., 2008; Stognii et al., 2010; Zadorozhnaya et al., 2012). Alguns autores como Barsukov & Fainberg (2001) indicaram possíveis formas de reduzir o efeito SPM no campo: reduzindo a indutância mútua entre os *loops*, incrementando o tamanho e/ou levantando os *loops* do solo.

De acordo com os estudos de Kozhenikov et al. (2011) e Zadorozhnaya et al. (2012), a viscosidade magnética é causada pela relaxação da magnetização dos grãos superparamagnéticos presentes nas rochas. A relaxação magnética pode aparecer nas curvas de dados TDEM como decaimentos anormalmente baixos de voltagem.

Kozhenikov & Antonov (2011) modelaram numericamente este efeito associado ao comportamento do campo secundário no método TDEM utilizando variações nos parâmetros de aquisição, tais como, tamanho do *loop* transmissor/receptor (Figura 15) e variações na resistividade dos modelos geoeletricos (Figura 16). As simulações mostraram sobre quais condições é maior a influência do efeito SPM nas medições.

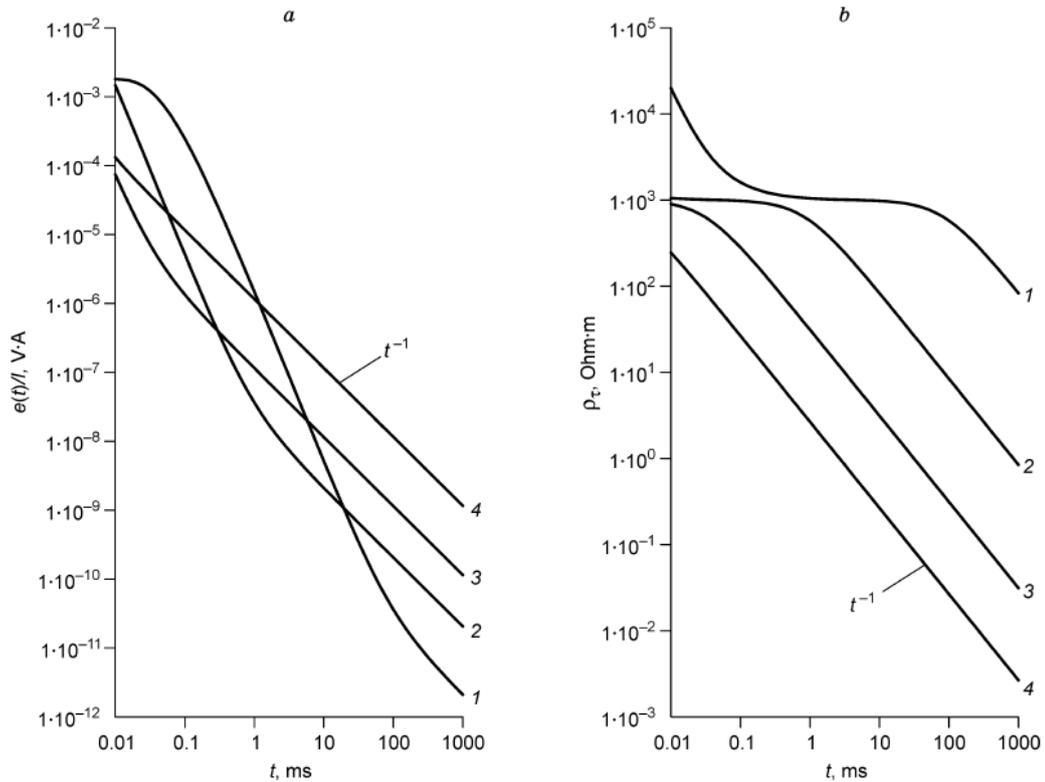


Figura 15. Curvas modeladas para diferentes tamanhos de *loops* transmissores para medições dentro do *loop*. a) voltagem recebida b) resistividade aparente. O *loop* receptor teve um tamanho constante de 10m x10m. Os tamanhos para o *loop* transmissor foram (1) 1000m x 1000m, (2) 100m x100m, (3) 20m x20m, (4) 10m x10m (adaptado de Kozhenikov& Antonov, 2008).

Os estudos de Kozhenikov et al. (2011) mostraram como as correntes induzidas incrementaram-se em função do tamanho do *loop* transmissor e o efeito da viscosidade magnética aparece em tempos mais tardios nas curvas. Além disso, indicaram um valor assintótico para os efeitos da viscosidade magnética nas curvas de voltagem e resistividade correspondem quase à I/t . A resistividade do meio foi fator que mostrou ser importante na análise do efeito, já que os resultados mostraram que para os primeiros tempos a resistividade controla o comportamento das correntes induzidas e do momento em que os valores atingem a assíntota I/t . Para valores mais altos de resistividade as curvas atingem os valores assintóticos correspondentes ao efeito SPM mais rápido (Figura 16).

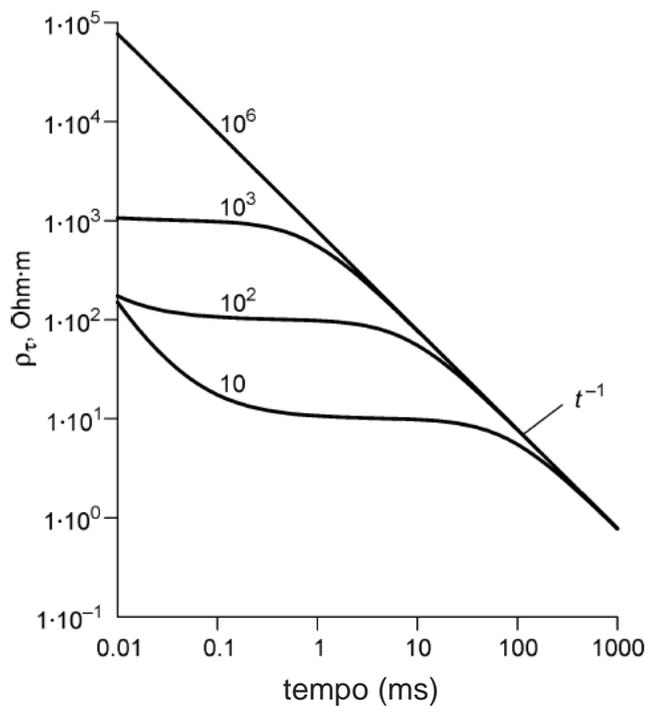


Figura 16. Curvas modeladas de resistividade aparente para diferentes substratos homogêneos. O efeito superparamagnético aparece mais cedo se a resistividade do substrato é mais alta (adaptado de Kozhenikov & Antonov, 2008).

Entretanto, o efeito SPM é encaixado usualmente na categoria de ruído, isto devido a que os seus efeitos não podem ser invertidos pelos algoritmos de inversão convencionais e os dados afectados são retirados das curvas, porém, pode fornecer informações complementares referentes ao tipo de litologia presente na subsuperfície. Um exemplo de como o efeito SPM pode ser utilizado como ferramenta de exploração foi dado por Barsukov & Fainberg (2001), que mostraram como este efeito pode ser útil na exploração de depósitos minerais, tais como, ouro ou níquel. As correlações espaciais dos valores de susceptibilidade magnética e susceptibilidade associada ao SPM mostraram ser importante no estudo da concentração de diminutos grãos ferromagnéticos e zonas de depósitos minerais.

Outros estudos feitos na parte austral de África por Zadorozhnaya et al. (2012) mostraram como os ‘solos vermelhos’ da região de Zimbawe tem uma alta presença de lateritas, as quais, podem causar o efeito SPM nas medições TDEM. Estes solos são ricos em ferro e alumínio, formados em áreas tropicais quentes e úmidas. Quase todos os solos lateríticos são oxidado-vermelho por causa de óxidos de ferro. Eles desenvolvem-se por intemperismo intensivo e de longa duração da rocha-mãe subjacente. No Brasil, a ocorrência de lateritas é bastante generalizada em diversas regiões (Espindola, 2008), fazendo que o

estudo de Zadorozhnaya et al. (2012) fosse relevante para a análise dos dados e identificação deste efeito nas medições.

No trabalho de Kozhenikov & Antonov (2010), as curvas de medidas sofreram alterações devidas ao efeito SPM (Figura 17), mostrando comportamentos assintóticos característicos do efeito SPM, como pode ser visto como aproximadamente em 30 ms a curva de voltagem muda a tendência para um comportamento assintótico $1/t$.

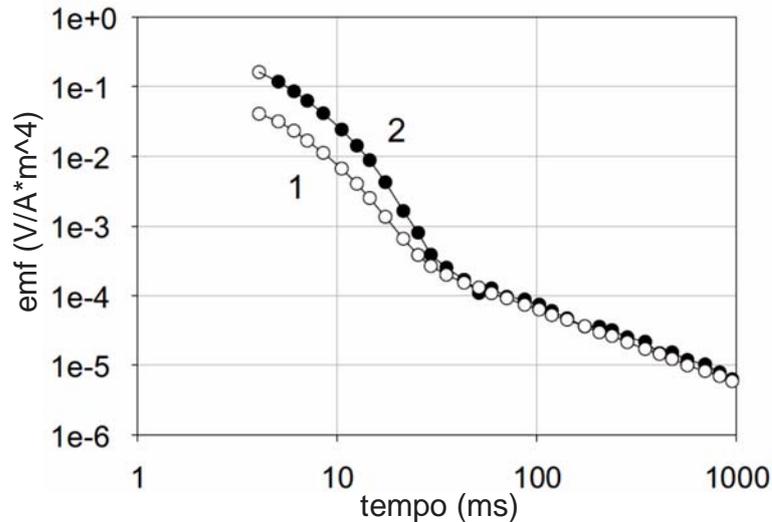


Figura 17. Medição TDEM com diferentes tamanhos de *loop* transmissor: 1)12,5m, 2)25 m. A curva mostrada foi uma das 430 registradas em cinco áreas. Todas as sondagens mostraram distorções causadas pelo efeito SPM (adaptado de Zadorozhnaya et al., 2012).

Nabighian (1991) e Buselli (1981) comentaram acerca da dependência com a frequência deste efeito e como ele é mais visível em medidas com uso do arranjo do *loop* central e nas medidas próximas ao *loop* transmissor, em que a sua detecção pode ser evidenciada comparando as medições com a bobina receptora posicionada em diferentes distancias do *loop* transmissor. Porém, devido à falta de estudos sobre este tema na literatura, a procura destes efeitos torna-se essencialmente prática e está além dos objetivos desta pesquisa.

4. Aquisição e tratamento dos dados

Na aquisição dos dados TDEM utilizou-se o transmissor TEM57-MK2, o receptor PROTEM e a bobina receptora 3D, todos equipamentos fabricados pela empresa canadense Geonics. A fonte de injeção de corrente elétrica empregada foi um gerador à gasolina de potência 2kV-A fabricado pela Honda. A Figura 18 mostra os equipamentos usados na aquisição dos dados TDEM.

Os arranjos de campo utilizados foram *loop* central e *loop* móvel também chamado de '*fixed-loop*'. No caso das sondagens individuais foram utilizados *loops* quadrados com 100m de lado e 200m de lado para o caminhamento TDEM. Uma revisão e análise dos dados anteriormente coletados em sondagens TDEM utilizando o arranjo *loop* central e a bobina receptora 1D mostrou que a intensidade do campo decresce rapidamente em função do tempo, isto é, das três frequências em que o equipamento funciona (30Hz, 7,5Hz e 3Hz). A frequência de 3Hz é a mais ruidosa. Isto é devido as limitações da própria bobina 1D para conseguir captar voltagens muito pequenas com uma área efetiva de 100m².

A bobina receptora 3D tem uma área efetiva duas vezes maior (200m²) que a bobina receptora 1D, o que permitiu medir com mais precisão essas pequenas variações do campo magnético e possibilitando um mapeamento mais detalhado utilizando *loops* maiores.

Foram realizadas duas campanhas especificamente para a aquisição dos dados do caminhamento TDEM, a primeira em outubro e a segunda em novembro de 2014. Depois da aquisição dos dados, durante a análise e o processamento desses dados foi possível entender melhor o funcionamento do equipamento e do método em geral, o que permitiu trabalhar também com os caminhamentos que tinham sido efetuados com a bobina Rx 1D, os quais foram feitos em datas anteriores à das campanhas que usaram a bobina Rx 3D. Esses caminhamentos foram realizados visando uma oportunidade de trabalhar com eles no futuro quando o entendimento do campo magnético secundário fosse mais completo. Os resultados dessas campanhas também estão inclusos nesta pesquisa já que forneceram ferramentas adicionais para a análise dos resultados.



Figura 18. Equipamentos para a aquisição dos dados TDEM. a) Gerador de corrente e transmissor TEM57-MK2. b) receptor PROTEM e bobina receptora 3D. c): bobina receptora 3D.

Na área de estudos, além do método TDEM também foi empregado o método da Eletrorresistividade (Kearey et al., 2002), em que foram adquiridas 5 sondagens elétricas verticais SEV com abertura total de 1000 m ($AB/2=500$), 2 perfis de caminhamentos elétricos (CE) com aberturas de 10, 25 e 30 m e 3 sondagens TDEM com arranjos de *loop* central. Os dados foram adquiridos com o objetivo de juntar vários tipos de informações geofísicas que compartilham a mesma propriedade física: a resistividade elétrica. A integração e análise de todas as informações permitiram avaliar os dados obtidos e criar um perfil geoeletrico mais completo para a área de estudos.

Nestas campanhas foram utilizadas as técnicas de *loop* central (Figura 13a) e *fixed-loop* (Figura 13b) em que foram coletados dados de caminhada TDEM com as bobinas Rx 1D e 3D. O caminhada CTDEM1 foi realizado em março de 2014 com a bobina Rx 1D, totalizando um perfil de 400 m. Sobreposto a este foi realizado um perfil de caminhada elétrico (Kirsch, 2006) utilizando o arranjo Wenner-Schlumberger, que foi realizado com espaçamento de $a=10$ m e $a=30$ m e uma extensão de 600 m, visando uma comparação dos resultados. No caminhada CTDEM2 realizado no mês de julho de 2014, com uma extensão de 400 m, foi utilizada pela primeira vez a bobina Rx 3D, porém, nesta campanha diversas dificuldades logísticas com o equipamento resultaram em problemas na aquisição de

dados, sendo que só a componente z foi recuperada. Na última campanha dividida em duas fases (outubro e novembro/2014) foi realizado o caminhamento CTDEM3, com uma extensão de 1000m, junto com um caminhamento elétrico com o arranjo polo-dipolo, com abertura $a=25$ m, sobreposto ao caminhamento. A Figura 19 mostra um mapa com a localização destes levantamentos. Os resultados dessas sondagens serão apresentados na forma de perfis pseudo-2D com os modelos invertidos de cada sondagem.

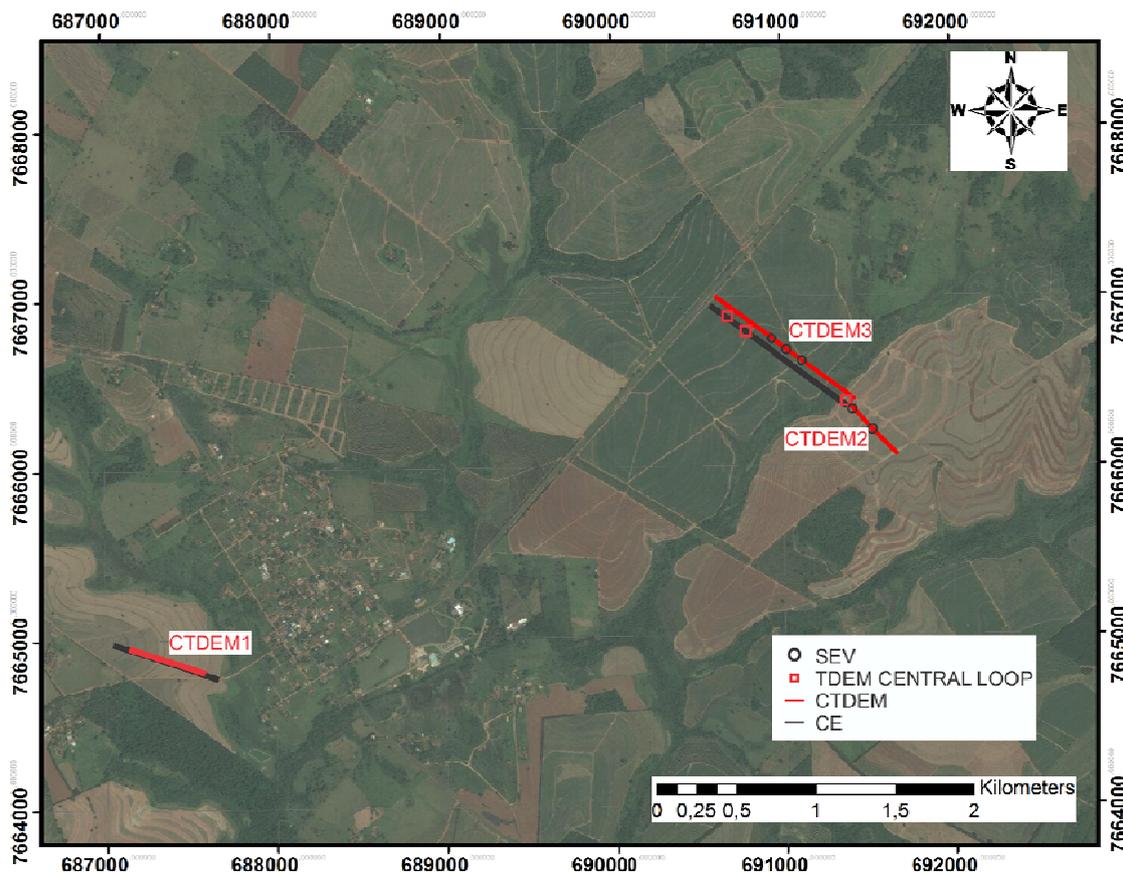


Figura 19. Mapa com a localização dos levantamentos geofísicos realizados na região de Termas de Ibirá, Estado de São Paulo.

As medições foram feitas na área rural do município de Termas de Ibirá, no meio de plantações de cana. Nenhuma fonte externa artificial de ruído foi percebida durante a medições. O esquema de campo foi basicamente fazer medições ao longo da linha central do *loop* transmissor utilizando um espaçamento entre eles de acordo com a resolução vertical do método. Empiricamente a resolução considerada no método TDEM é 1/10 do lado do *loop*. Portanto, determinou-se um espaçamento de 25m entre sondagens já que correspondem que aproximadamente a resolução que é possível conseguir com um *loop* das dimensões usadas, por exemplo, 200m de lado.

O esquema de campo utilizado para a coleta dos dados do caminhamento TDEM que serão analisados é mostrado na Figura 20. As medições foram realizadas deixando o *loop* transmissor fixo e movendo-se a bobina receptora 3D a cada 25 metros, começando desde o ponto mais afastado com relação ao ponto central. O comprimento total do perfil foi de 1000m, conseguindo mapear uma extensão grande de terreno e permitindo a obtenção de dados importantes acerca do comportamento do campo magnético secundário para distâncias consideráveis.

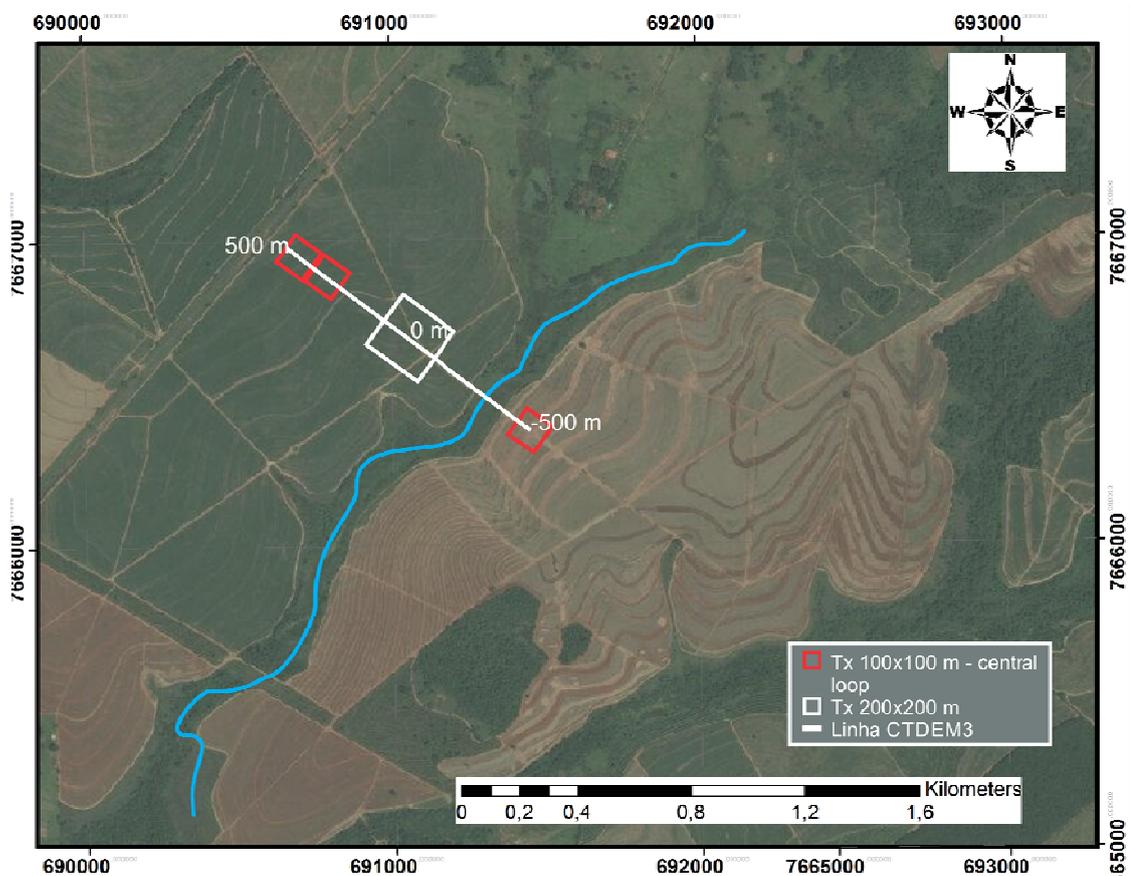


Figura 20. Mapa mostrando a localização do perfil de caminhamento TDEM na região de Termas de Ibirá. O perfil de caminhamento TDEM é representado pela linha branca (1000m).

Foi tomado como referência o centro do *loop* para nomear os pontos de medida, visando facilitar a visualização no mapa e ajudar no esquema de trabalho em campo. Na Figura 20 foram marcadas somente as sondagens inicial (-500 m), central (0 m) e final (500 m) para facilitar a visualização e não saturar o mapa com todas as medições que foram

realizadas a cada 25m. No total, foram adquiridas 39 sondagens ao longo do perfil central do *loop* transmissor, cobrindo 1000m de comprimento.

A Figura 20 mostra como a linha de caminhamento TDEM é atravessada por uma linha de drenagem de acordo com os lineamentos discutidos no capítulo 2 e delineados na Figura 8. A variação topográfica foi registrada utilizando as informações de altitude por meio do *software* Google Earth (Figura 21). A zona central do caminhamento encontra-se localizada numa altitude de 459 m, por outro lado o ponto mais baixo do perfil (441 m) correspem que à região identificada como zona de drenagem, entre 250-400 m em relação ao centro do caminhamento na direção SE. O ponto mais alto (479 m) de todo o perfil encontra-se no final do caminhamento na direção NW.



Figura 21. Perfil de altitude direção NW-SE gerado no *software* GoogleEarth correspem quente a linha de caminhamento TDEM.

As medidas do caminhamento TDEM foram complementadas com aquisições de sondagens utilizando o arranjo de *loop* central nas extremidades do caminhamento como uma maneira de comparar os dados e os modelos de cada um dos arranjos. Estas sondagens utilizaram um lado de *loop* de 100m e foram realizadas nas posições -500m, 350m e 450m em relação ao centro do *loop* (ver quadrados vermelhos) e na mesma linha central do *loop* transmissor principal, como mostrado na Figura 20.

Tratamento de dados

O tratamento dos dados consiste basicamente numa edição dos dados antes de fazer a inversão individual ou análise dos dados. Os pontos removidos são usualmente associados a saturação do sinal, ruído ou pontos espúrios. A análise da tendência da curva de dados também é importante. Estes processos são vitais para um adequado processo de inversão.

Como foi mencionado anteriormente, a penetração do sinal depende dos tempos de medida chamados *gates*, esses tempos são mais longos na medida em que frequências mais baixas são utilizadas. Para nosso caso, o equipamento funciona com três frequências: 30Hz, 7,5Hz e 3Hz. Como é de se esperar, com uma maior profundidade de penetração (3Hz), menor a amplitude do sinal e maior influência do ruído. Além disso, outros efeitos devidos às alterações geológicas, tais como o efeito superparamagnético (SPM) pode levar a uma inversão errada. Portanto, uma correta análise da curva de dados e sua correspondência com a geologia deve ser realizada.

A primeira parte equivale ao tratamento dos dados correspem quentes ao empilhamento das curvas. Isto equivale ao número de curvas escolhido pelo operador do equipamento com a finalidade de melhorar a relação sinal-ruído. Com isso, é possível fazer uma média dos valores para cada sondagem.

No entanto, o equipamento permite que se faça adicionalmente um empilhamento interno de curvas por meio da escolha do tempo de integração, que faz um número de medidas do campo num tempo determinado pelo usuário. No caso do equipamento usado estes tempos são: 2, 4, 8, 15, 30 e 60 segundos. Porém, a escolha do tempo está relacionada ao número total de sondagens, uma vez que tempos curtos podem gerar leituras com variações muito grandes e por outro lado, tempos longos podem reduzir a produção total de dados.

Com o objetivo de comparar a qualidade dos dados e a influência do ruído em frequências mais baixas, foi escolhido um tempo de integração de 30 segundos para todas as sondagens. Logo, a cada 30 segundos o equipamento salva uma curva com a média das leituras feitas no tempo de integração. O número de curvas serve então como uma ferramenta estatística adicional de controle da relação sinal-ruído.

A estatística é feita mediante o *software* (Protix) de extração de dados do equipamento (Geonics). O *software* permite extrair os dados do equipamento receptor Protex e fornece as opções para editar, separar, salvar e calcular o valor eficaz dos dados. Depois, a curva final

pode ser exportada para um formato que pode ser lido pelo *software* de inversão IX1D (Interpex). A Figura 22 e Figura 23 mostram a curva de dados de resistividade e voltagem recebida antes e depois do tratamento, respectivamente. Em nosso caso, o equipamento utilizado permitiu a obtenção de curvas notavelmente claras que reduziram a necessidade de fazer mais medições ou acrescentar o número de curvas. Portanto, o equipamento foi configurado para a aquisição de 5 curvas para cada frequência com um tempo de integração de 30 segundos cada.

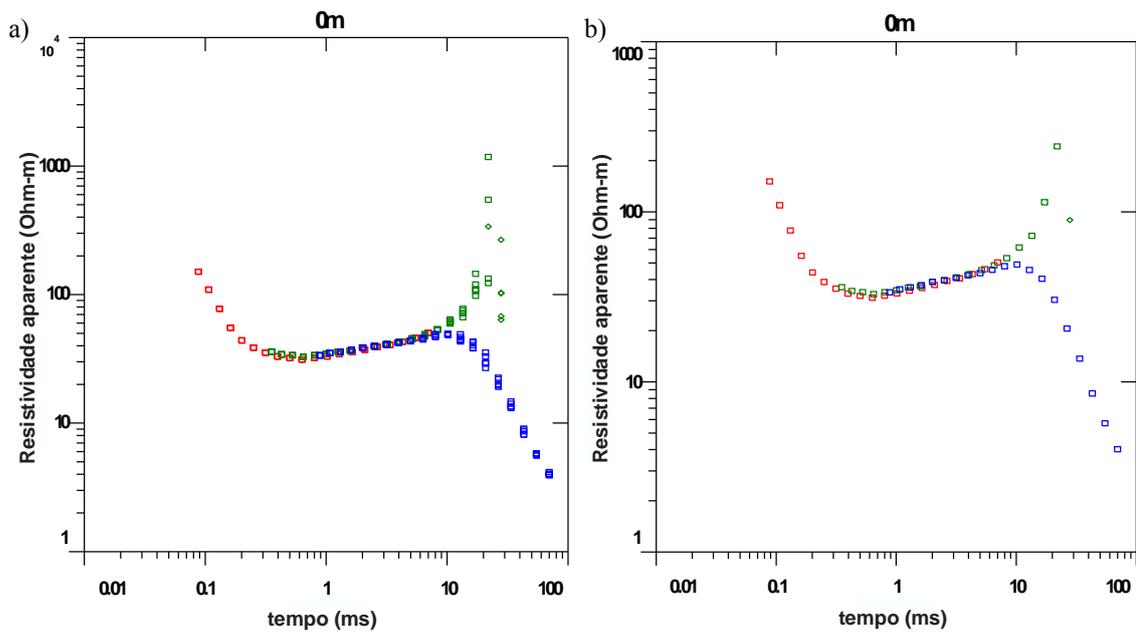


Figura 22. Tratamento estatístico numa curva típica TDEM mostrando dados de resistividade aparente. a) 15 curvas com três frequências de aquisição (30Hz-Vermelho, 7,5Hz-Verde, 3Hz-Azul). b) Depois do tratamento estatístico restou uma curva para cada frequência.

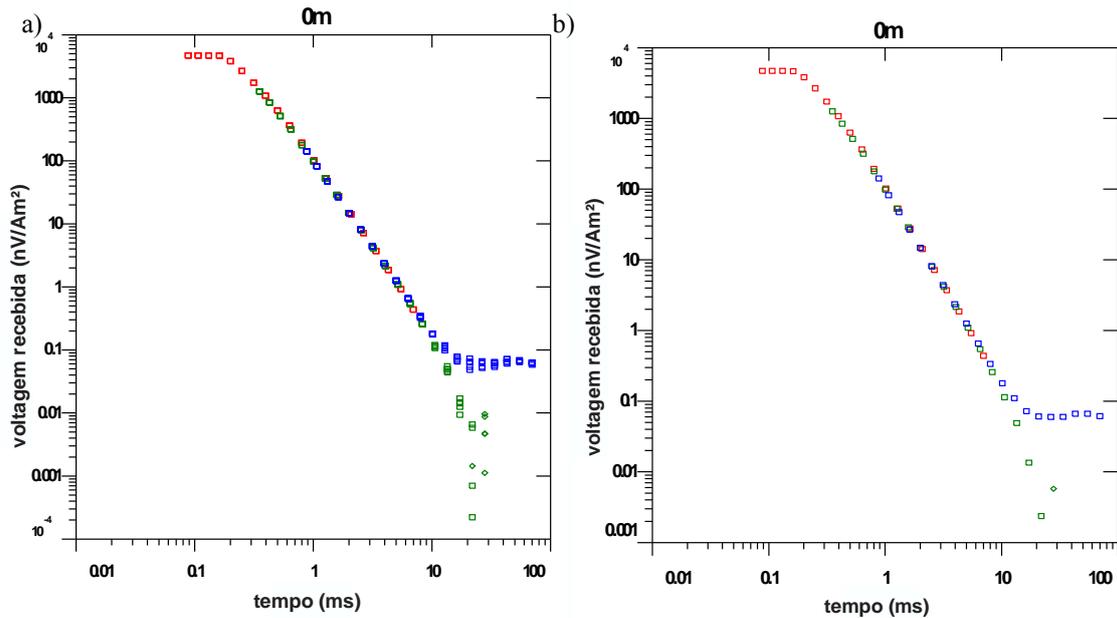


Figura 23. Tratamento estatístico numa curva típica TDEM mostrando dados de voltagem recebida. *a)* sem o tratamento, *b)* após o tratamento. O tratamento estatístico é feito simultaneamente para as curvas de resistividade aparente e voltagem recebida.

Uma vez que o nível de ruído é um limitante físico para as medições, considera-se que quando os valores de voltagem estão ao redor de 0.5nV , que é o nível de ruído ambiental medio, as medições chegaram ao limite. Porém, um empilhamento adequado e uma bobina receptora sensível podem reduzir este valor.

No caso da análise do campo magnético, os dados de voltagem forneceram informações do comportamento e as variações do campo secundário no subsolo, portanto, as curvas foram reduzidas como mostra a Figura 23 para cada uma das componentes espaciais x , y e z . Isso, com o objetivo de analisar quantitativamente e qualitativamente o conjunto total de dados e a sua evolução no tempo.

Por outro lado, no caso do processo de inversão, as curvas foram tratadas adicionalmente, eliminando-se os pontos espúrios e eliminando-se as influências visíveis do efeito SPM, pois o *software* de inversão não modela efeitos associados a este efeito.

Para a adequada remoção dos pontos das curvas que mostraram uma possível influência do efeito SPM, foi feita uma análise do comportamento das curvas de voltagem e resistividade para cada frequência. As variações do campo provavelmente associadas ao efeito SPM foram observadas na frequência de 3 Hz nas medições feitas com a bobina receptora dentro do *loop* transmissor. A última parte das curvas de resistividade e voltagem mostraram

uma tendência linear nos últimos pontos da frequência de 3 Hz (Figura 22 e Figura 23) coincidindo com os estudos de Kozhenikov & Antonov, (2008).

Um ajuste da forma $1/t$ foi realizado visando verificar as características assintóticas do efeito SPM nas medições. Na Figura 24 é mostrado o comportamento assintótico desta última parte da curva de resistividade. Porém, a assíntota não foi exatamente $1/t$ mas uma variação desta Equação, com um expoente de 1,7 e um fator $a=0,04$. Poucos trabalhos têm sido publicados na literatura sobre as mudanças ou variações deste comportamento assintótico associadas ao efeito SPM. Autores como por Barsukov & Fainberg (2001), discutiram levemente como as variações no expoente x da relação $1/at^{1+x}$, $0 < x$ e $x > 0$ podem ser usadas complementarmente em certos tipos de exploração mineral. No entanto, neste estudo, a análise do efeito SPM nas medições é feito com o principal objetivo da sua identificação e posterior remoção dos dados para o processo de inversão.

Essas variações não foram percebidas fora do *loop* nem nas outras frequências (Figura 25), o que elevou a probabilidade de estar associada ao efeito SPM e confirmaram as informações propostas pelos autores Nabighian (1991) e Buselli (1981) indicando uma dependência deste efeito com a frequência.

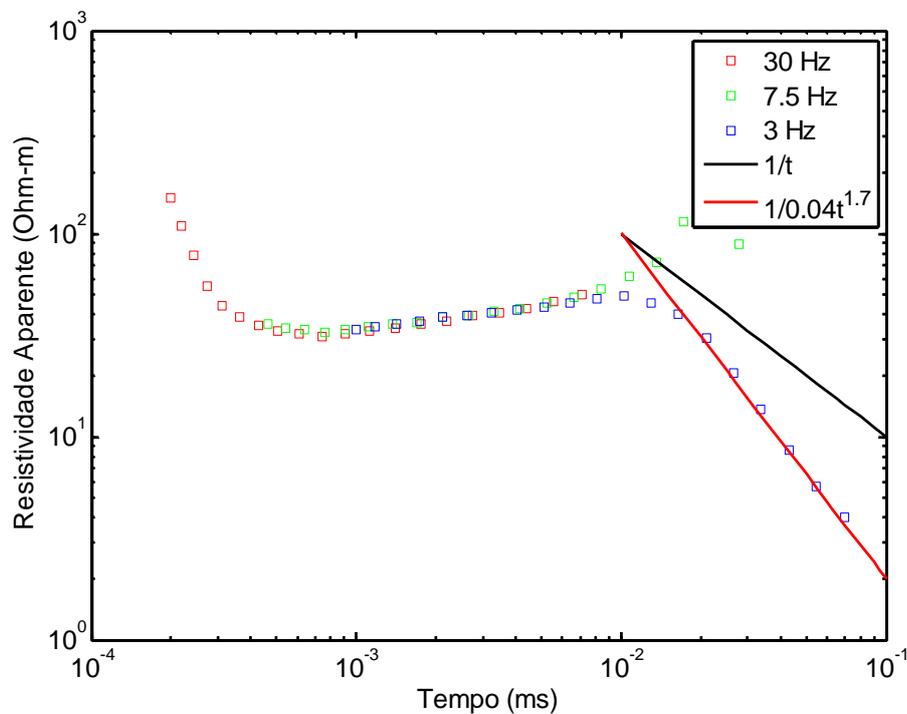


Figura 24. Comportamento assintótico $1/at^{1+x}$ para os últimos pontos da frequência de 3 Hz na curva de resistividade na medição com arranjo *loop* central.

Além disso, as análises da geologia da área fornecida pela informação litológica dos poços na região indicaram que os basaltos da Formação Serra Geral podem estar associados com a aparição do efeito SPM nas medições devido a sua alta susceptibilidade magnética e a possível zona de fraturas preenchidas com água. Após a identificação do efeito, a curva correspondente à frequência 3 Hz foi removida das medições feitas dentro do *loop* (Figura 26).

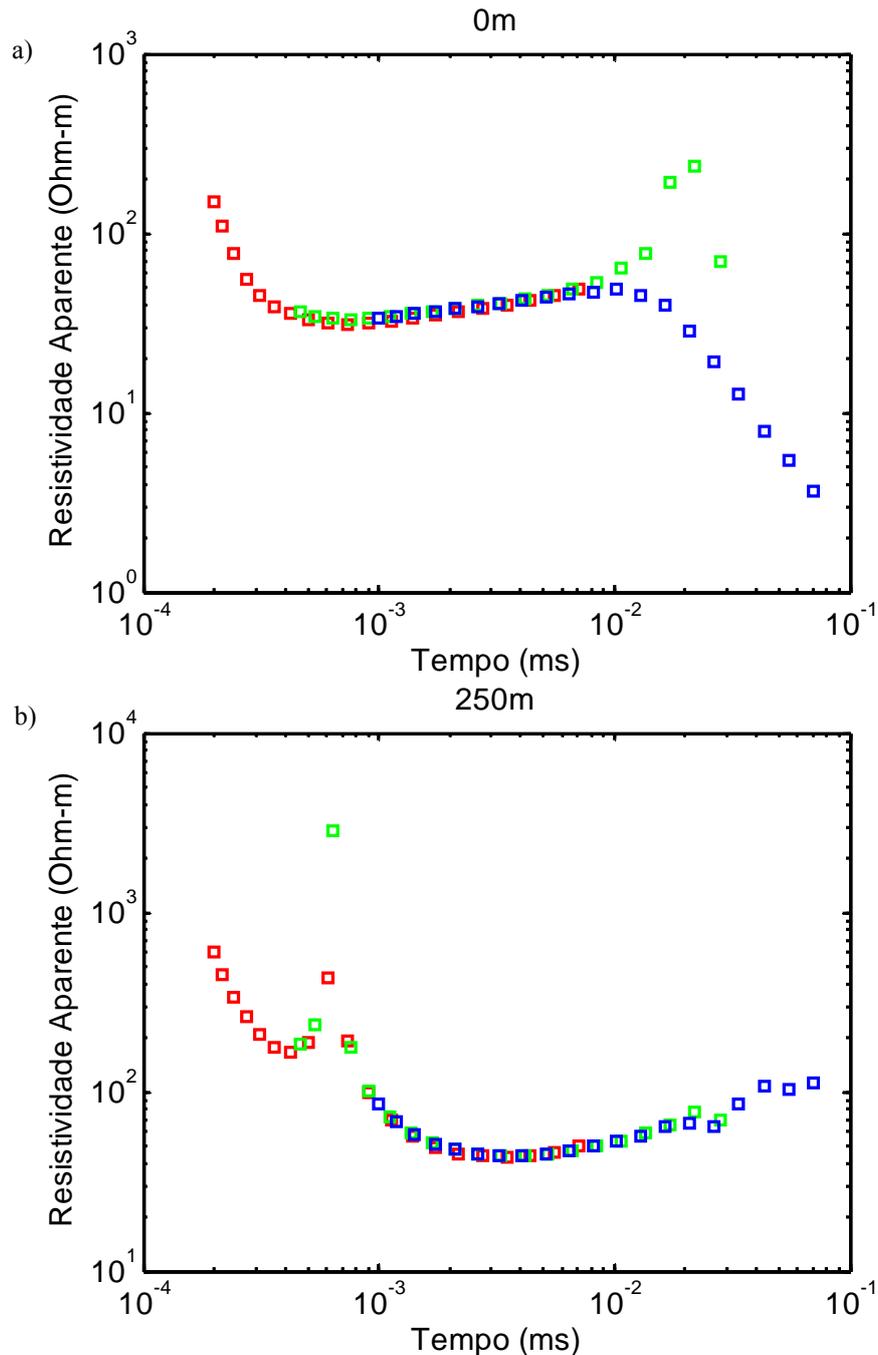


Figura 25. Curvas de resistividade aparente de medições em: a) bobina receptora em 0, *Loop* central. b) bobina receptora 250 m fora do centro.

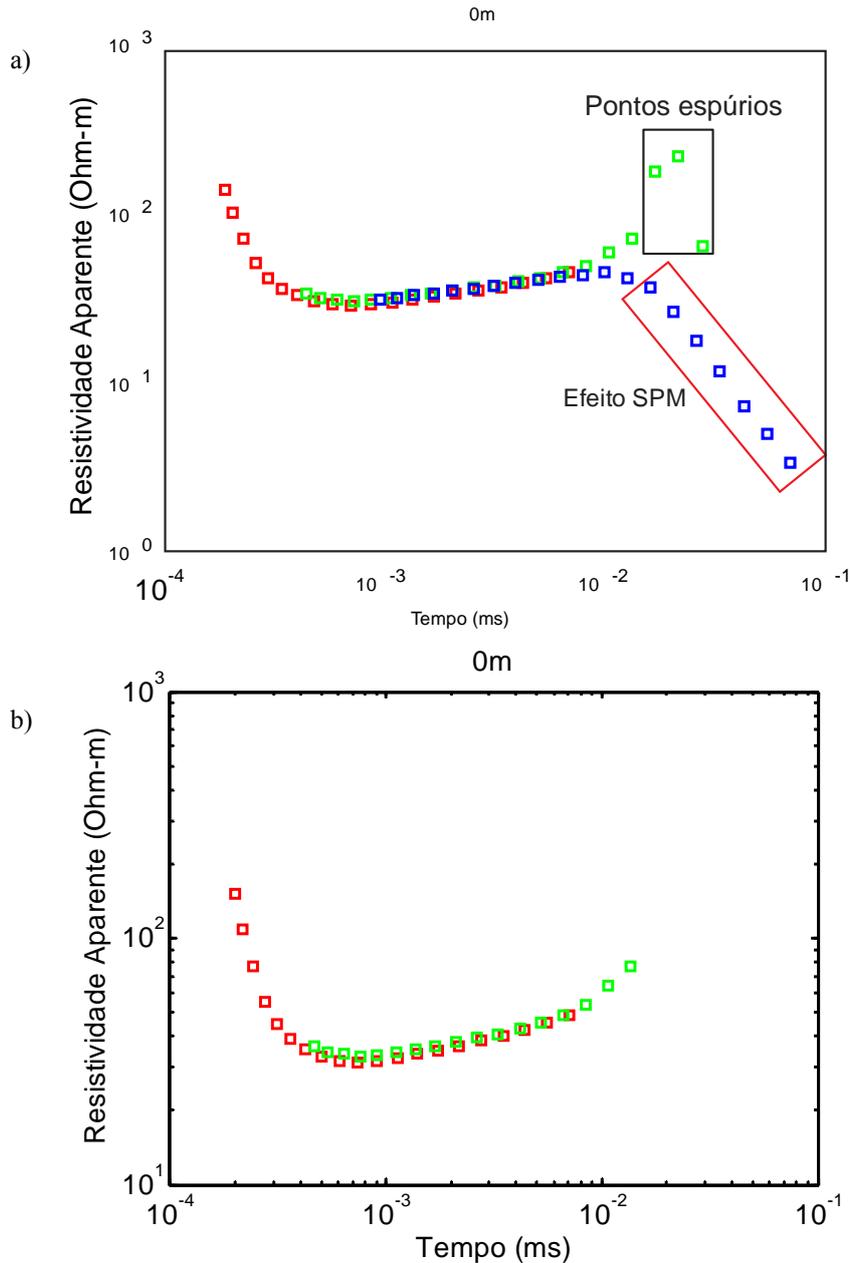


Figura 26. Remoção de dados espúrios e efeitos devidos ao superparamagnetismo. *a)* pontos a serem removidos. *b)* curva final pronta para ser invertida. Nas figuras finais, os dados mostrados como x na curva são pontos de maior incerteza associada ao ruído ou saturação.

Após a eliminação dos pontos espúrios e os efeitos causados pelo SPM para as medições dentro do *loop* transmissor, a curva final possui só as frequências de 30 Hz e 7.5 Hz. Posterior a este processo, os dados podem ser inseridos no *software* de inversão IX1D (Interpex, Ltd). Porém, os dados da curva na frequência de 3 Hz não serão removidos para a análise do campo magnético, já que fornecem informações valiosas para realizar uma análise integral.

5. Análise do campo magnético

O campo magnético foi plotado para as frequências de aquisição de 30Hz, 7,5Hz e 3Hz. No receptor Protem, os tempos padronizados são chamados *gates* de medida. Neste caso são 20 *gates* para cada frequência, que correspondem a tempos que evoluem em escala logarítmica que começam a medir no instante em que o campo magnético primário é desligado, visando obter a resposta somente do campo que foi induzido no subsolo ou também chamado de campo magnético secundário.

O campo magnético induzido por sua vez, induz um campo na bobina receptora que pode ser medido em unidades de volts, com isso, para cada *gate* de tempo correspondem que uma medida de voltagem induzida na bobina receptora, e analogamente nas três componentes espaciais (x , y , z). Com essas medições é possível gerar uma curva de decaimento do campo magnético secundário da forma dB/dt , logo essas variações de voltagem podem ser transformadas em valores de resistividade aparente (ver eq. (3.27) e posteriormente interpretadas em função dos componentes que podem encontrar-se no subsolo. Porém as componentes x e y do campo magnético secundário não são utilizadas para ser transformadas em termos de resistividade aparente, já que não existe no momento *software* adequado para a inversão de dados, 1D ou 2D que utilize as três componentes do campo magnético. Porém, esses dados foram utilizados para verificar as variações dos limites condutivos e analisar os possíveis efeitos das camadas condutivas nas medições. Como resultado, as componentes adicionais forneceram dados que ajudaram a entender melhor o comportamento do campo induzido, mostrando as simetrias próprias da geometria do arranjo e as variações provavelmente associadas aos efeitos geológicos em subsuperfície.

Cada frequência tem 20 intervalos de tempo padronizados (*gates*), os quais se organizam desde a frequência com menor penetração (30Hz) até a frequência com maior penetração (3Hz). A curva resultante de unir as 3 frequências, permite uma adequada análise e processamento das características da subsuperfície. Na Figura 27 é possível ver claramente como isso acontece. A Figura 27 correspondem que à um exemplo de uma curva típica. Neste caso, o campo magnético atua com maior intensidade e os valores de voltagem são todos positivos para todas as medidas feitas dentro do *loop*.

Cada ponto do gráfico de voltagem recebido em função do tempo é uma média das medições de cada *gate* em um intervalo de tempo para um número de curvas definido pelo

usuário. Ou seja, cada ponto tem uma estatística interna dada pelo equipamento que faz uma média para as medidas, em um determinado tempo e uma estatística posterior feita pelo usuário que também utiliza um valor médio entre um número de curvas n , que também é definido pelo usuário. Um maior número de pontos e curvas permitem ao final que os dados tenham um nível de certeza maior.

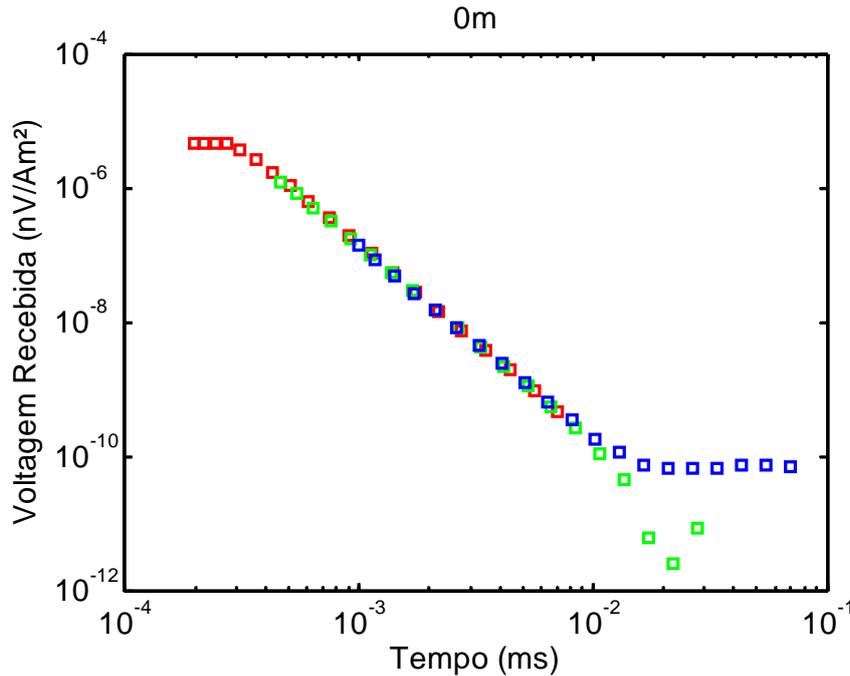


Figura 27. Curva típica de voltagem em função do tempo no método TDEM para arranjo *loop* central para a componente z . Vermelho: 30 Hz, Verde: 7.5 Hz, Azul: 3Hz.

A Figura 28 corresponde a uma curva típica de voltagem em função do tempo para a componente z utilizando o arranjo *fixed-loop* para um afastamento de 400 m da bobina receptora Rx em relação ao centro do *loop* transmissor Tx. Um aspecto importante das medições realizadas fora do Tx, é que os dados possuem polaridade negativa e positiva devido à orientação do campo secundário gerado pelos chamados “*smoke rings*”, os quais correspondem a correntes induzidas e são uma imagem em espelho da geometria do Tx. O decaimento em função do tempo do campo associado a estas correntes é percebido na superfície mediante a bobina receptora Rx, a qual detecta a movimentação destes “*smoke rings*” mediante estes câmbios de polaridade nos dados. Devido à escala, o *software* utilizado (IX1D) mostra os pontos de valores negativos de voltagem como se fossem positivos para dar uma melhor visualização e continuidade aos dados.

A Figura 29 mostra claramente este fenômeno e detalha as zonas em que a componente z campo do magnético é positiva ou negativa. Segundo Nabighian (1991), as correntes induzidas formam filamentos equivalentes de corrente que vão acrescentando a sua área transversal na medida que esses anéis se propagam no subsolo. O campo magnético associado a estes anéis de corrente geram as zonas de polaridade negativa e positiva descritas na figura, porém, uma explicação mais detalhada e uma simulação simples do campo serão feitas para esclarecer este assunto.

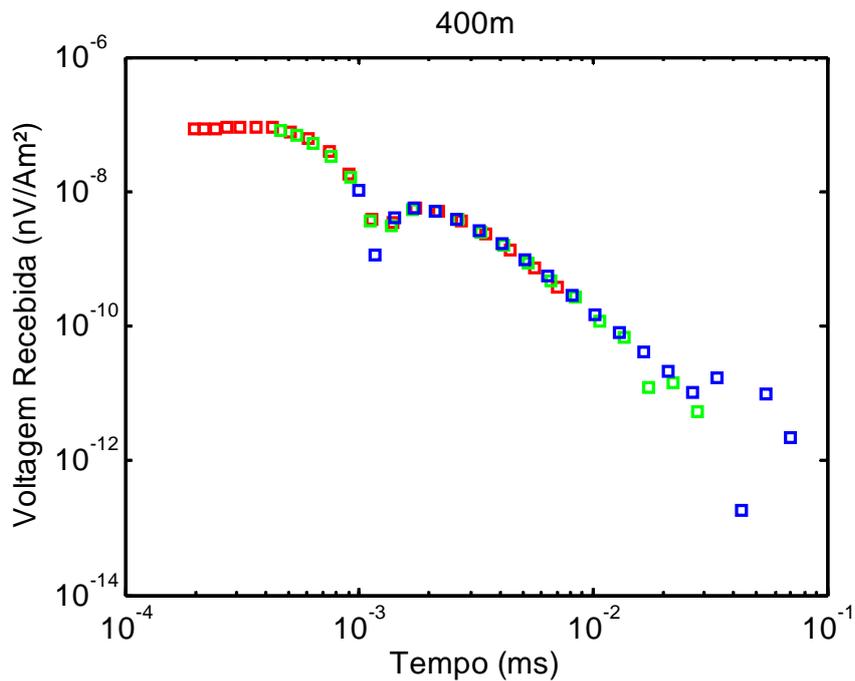


Figura 28. Curva típica de voltagem no Rx em função do tempo para uma sondagem TDEM usando o arranjo *fixed-loop* com a bobina receptora na posição 400m em relação ao centro na componente z . O decaimento do sinal em relação a intensidade observada na curva para *loop* central é devido ao afastamento da bobina receptora do *loop* transmissor.

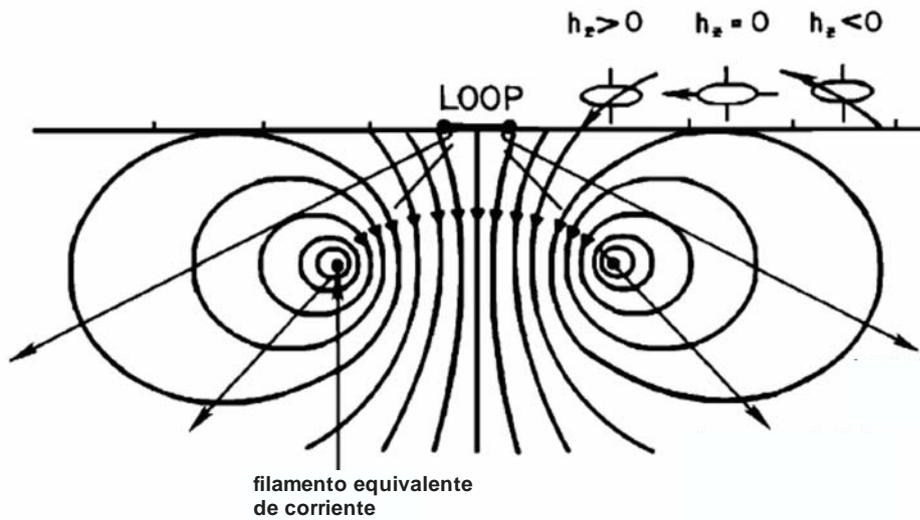


Figura 29. Diagrama da propagação das correntes induzidas mediante os chamados ‘*smoke rings*’ formando um tipo de cone. (Adaptado de Nabighian, 1991).

A fim de contornar o problema do comportamento do campo magnético gerado por um *loop* quadrado, um desenho esquemático foi feito, baseando-se na Lei de Biot-Savart para campo magnético de um *loop* com uma corrente estacionária (magnetostática). O modelo esquemático foi um ponto de partida para encaixar os resultados e dar um indicativo do comportamento do campo secundário e esclarecer as regiões de polaridade negativa e positiva nos dados das componentes do campo magnético.

O campo eletromagnético primário é gerado por uma corrente que flui pelo cabo que forma o *loop* transmissor, que por convenção, é orientada de maneira que o campo secundário medido seja positivo. Dessa forma é possível fazer um esquema de fluxo do campo secundário gerado pelas correntes induzidas que formam os chamados ‘*smoke rings*’ e prever a orientação das componentes x , y e z , considerando estes anéis como *loops* de corrente estacionária. A Figura 30 apresenta um esquema lateral de como o fluxo de corrente em um *loop* produz o campo magnético e mostra um modelo esquemático dos valores máximos e mínimos das componentes x e z .

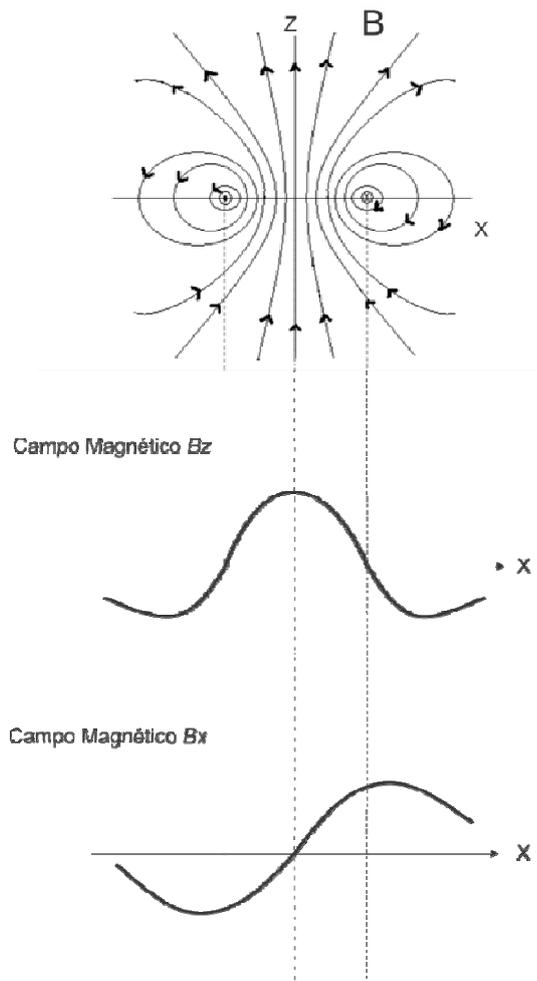


Figura 30. Perfil esquemático para as componentes x e z dos valores máximos e mínimos do campo magnético associado a uma corrente que flui por uma bobina.

O fluxo de corrente no *loop* transmissor gera um campo magnético que segue a regra da mão direita. Estes valores máximos são plotados levando em conta a convenção que o campo orientado para dentro da terra seja positivo. Seguindo a Lei de indução de Faraday, as correntes induzidas no subsolo geram um campo secundário na direção contrária, depois, considerando que as correntes induzidas se comportam aproximadamente como correntes estacionárias ao longo de um filamento, o campo associado a estas correntes deve seguir a lei de Biot-Savart. O esquema das intensidades do campo magnético mostrado na Figura 30 forneceu um modelo aproximado dos resultados esperados.

Seguindo a Lei de Biot-Savart, o campo B_y é nulo ao longo do eixo x no diagrama do modelo devido à simetria do campo magnético no *loop*. Portanto, como a direção da componente x da bobina receptora foi orientada ao longo da linha de caminhamento durante

as medições, espera-se que os valores para a componente y sejam muito menores em relação aos valores para as componentes x e z ou valores perto de zero.

Utilizando uma simulação simples para determinar o comportamento do campo magnético desde uma visão estática utilizando a Lei de Biot-Savart, foram gerados mapas de contorno das linhas equipotenciais do campo para apreciar qualitativamente como se comportam os campos vetoriais B_x , B_y e B_z . Estas simulações permitiram comparar os resultados obtidos com um modelo simples de corrente estacionária.

Nas figuras seguintes (Figura 31, Figura 32 e Figura 33) mostram-se respectivamente as simulações do campo para as componentes z , x e y do campo magnético no domínio magnetostático para um *loop* quadrado. O comportamento do campo para este caso simples deu uma primeira visão do campo produzido por uma corrente que flui num *loop* quadrado e permitiu antecipar a possível resposta das medições do campo secundário.

As simulações mostraram uma simetria espacial associada a geometria do *loop* transmissor T_x . As linhas equipotenciais contornaram a forma do campo magnético para cada componente. Na componente z se observaram linhas equipotenciais formando uma região ovalada de polaridade positiva na região central dentro das margens do *loop* (-100 m, 100 m) e valores negativos nas proximidades fora desta região (Figura 31). Note-se a simetria do campo magnético em relação ao tamanho do *loop* e a intensidade nas proximidades das margens do mesmo. A componente z mostrou valores mais altos do que a componente x devido as contribuições das margens laterais localizadas fora do plano da página.

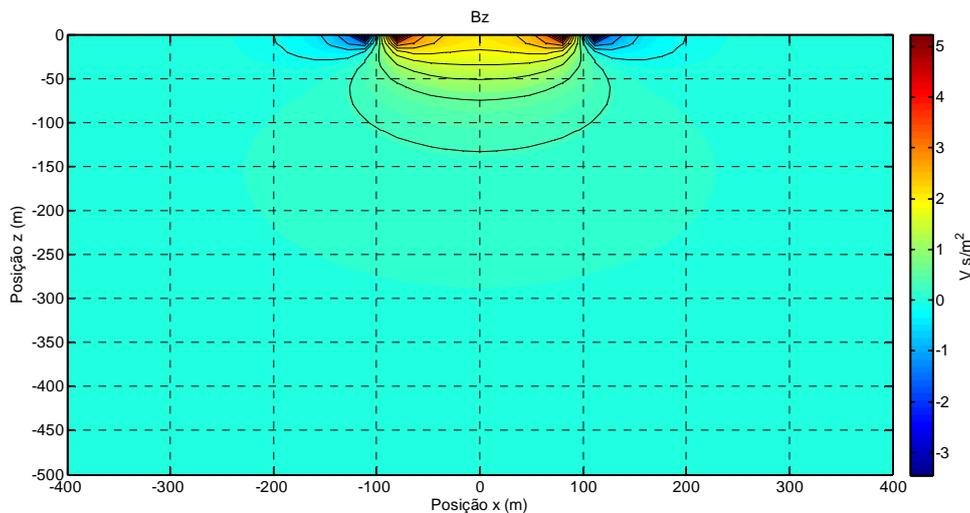


Figura 31. Simulação do campo magnético na componente z para um *loop* quadrado de dimensões 200 x 200m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.

Para a componente x as linhas de campo criaram duas regiões ovaladas centradas nos extremos do *loop* transmissor (Figura 32). Estas regiões com polaridade inversa estão associadas a direção da corrente em cada margem do *loop*, portanto, a região com polaridade negativa está associada a corrente em direção para dentro do plano da página. Analogamente a região positiva está associada à corrente em direção saindo do plano da página.

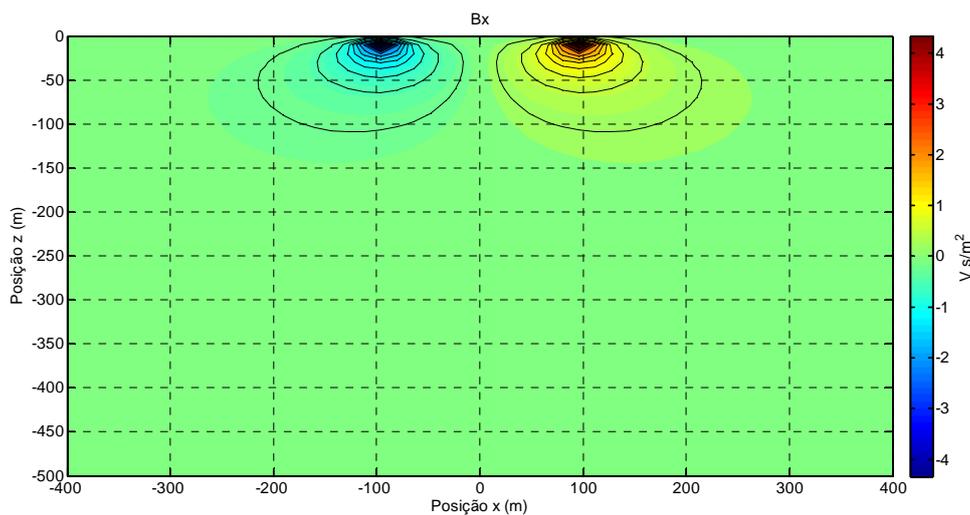


Figura 32. Simulação do campo magnético na componente x para um *loop* quadrado de dimensões 200 x 200m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.

A componente y do campo é considerada nula devido a orientação do perfil de visualização, portanto a simulação (Figura 33) gerou valores extremadamente baixos associados a esta componente. Estes valores não possuem uma simetria espacial perceptível.

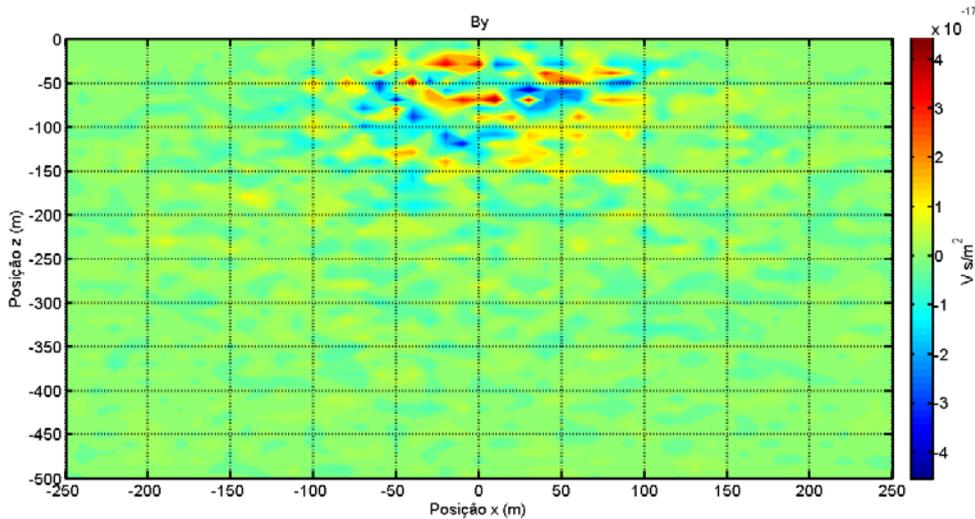


Figura 33. Simulação do campo magnético na componente y para um *loop* quadrado de dimensões 200 x 200 m, num meio homogêneo (ar) e com uma corrente de 3A no domínio magnetostático utilizando a Lei de Biot-Savart.

5.1 Medições do Campo Magnético Secundário

Um aspecto importante nas medições é que devido o equipamento trabalhar com intervalos de tempo padronizados é possível conectar os gates de cada sondagem feita para formar um perfil de difusão do campo magnético sem importar que as medições foram feitas individualmente ao longo de vários dias e ao longo de um perfil. Isto permite representar o campo magnético e sua evolução na dissipação em função do tempo de uma forma contínua e completa ao utilizar os tempos padronizados ‘gates’ como referência.

As medições do campo magnético induzido para a componente z mostram a sua continuação para cada frequência. O centro do *loop* foi tomado como referência, portanto o ponto zero (0m) coincide com o centro do *loop* transmissor e as sondagens serão organizadas num plano cartesiano com sondagens negativas ao lado esquerdo e sondagens positivas ao lado direito.

O comportamento do campo secundário observado nas figuras de contorno, mostra como as correntes induzidas se difundem no subsolo e como as frequências mais baixas tem uma maior penetração. Os valores de tempo se mostram em escala logaritmica, no entanto foram invertidos para facilitar a compreensão das figuras colocando o *loop* transmissor no topo das figuras. Dessa forma, valores do logaritmo do tempo maiores indicam tempos mais curtos (por exemplo, na escala invertida $-\log t \ 3.6=2.5\text{ms}$) e estão localizados no topo da escala. Por outro lado, os valores menores indicam tempos mais longos e estão localizados na parte inferior da escala ($-\log t \ 1.2 = 0.06\text{s}$). A Tabela 3 mostra a relação entre os gates, tempo e os valores logarítmicos do tempo.

Tabela 3. Valores de tempo para cada frequência com o valor logarítmico associado.

Gate	freq. 30Hz		freq. 7.5Hz		freq. 3Hz	
	Tempo (ms)	Log(Tempo)	Tempo (ms)	Log(Tempo)	Tempo (ms)	Log(Tempo)
1	0,199	-3,70	0,464	-3,33	0,992	-3,00
2	0,218	-3,66	0,539	-3,27	1,180	-2,93
3	0,242	-3,62	0,636	-3,20	1,424	-2,85
4	0,273	-3,56	0,759	-3,12	1,730	-2,76
5	0,312	-3,51	0,914	-3,04	2,117	-2,67
6	0,362	-3,44	1,114	-2,95	2,617	-2,58
7	0,425	-3,37	1,369	-2,86	3,255	-2,49
8	0,507	-3,30	1,694	-2,77	4,067	-2,39
9	0,610	-3,21	2,109	-2,68	5,105	-2,29
10	0,742	-3,13	2,636	-2,58	6,424	-2,19
11	0,910	-3,04	3,309	-2,48	8,105	-2,09
12	1,125	-2,95	4,166	-2,38	10,251	-1,99
13	1,398	-2,85	5,259	-2,28	12,981	-1,89
14	1,747	-2,76	6,654	-2,18	16,471	-1,78
15	2,192	-2,66	8,434	-2,07	20,921	-1,68
16	2,759	-2,56	10,701	-1,97	26,591	-1,58
17	3,484	-2,46	13,601	-1,87	33,841	-1,47
18	4,408	-2,36	17,301	-1,76	43,081	-1,37
19	5,586	-2,25	22,011	-1,66	54,861	-1,26
20	7,089	-2,15	28,031	-1,55	69,891	-1,16

As Figura 34, Figura 35 e Figura 36 mostram as frequências de 30Hz, 7,5Hz e 3Hz para a componente *z*, respectivamente. O campo *dBz* mostra ser relativamente simétrico com relação à geometria do *loop* transmissor e está de acordo com a teoria, ou seja, o campo é mais intenso nas proximidades do *loop* (-100m e 100m) e o seu decaimento é rápido, conforme o tempo avança. As figuras mostram os tempos em escala log e o campo começando na parte de cima para facilitar a observação das mudanças ocorridas. A Figura 37 mostra de forma mais clara o ‘*caminho*’ dos *smoke-rings* ao longo do tempo. As regiões marcadas na figura indicaram a difusão das correntes induzidas na forma de anéis com o perfil de cone descrito anteriormente. A escala logarítmica de valores permitiu uma melhor visualização do fenômeno de indução e confirmou as previsões da teoria.

Na parte esquerda do perfil, nas posições perto de -100m (retângulos pretos), foram observadas variações no contorno das linhas equipotenciais. Essas variações embora pequenas, mostraram uma consistência e continuidade na mesma posição e para todas as componentes, o que pode estar relacionado à algum efeito da posição.

A consideração inicial foi a existência de alguma estrutura nessa posição. Entretanto, após consultar os resultados do caminhamento elétrico e das sondagens SEV que são mostradas na seção de resultados, esta hipótese foi descartada já que nesses métodos não foram observadas fortes variações nos modelos. Após revisar as sondagens TDEM individualmente e as configurações no campo, a alteração no campo pode estar relacionada com a sobra de cabo na posição correspem quente à -100m. As sobras do cabo podem ter contribuído para a formação de pequenas espiras (*mini-loops*) que afetaram as medições no momento em que a bobina receptora passasse próximo ao cabo. A hipótese é que essas pequenas espiras geraram campos consideráveis causando um tipo de acoplamento entre o *loop* transmissor e essas espiras. Estes campos induziram correntes adicionais nas proximidades do cabo na posição de -100m, e foram percebidas na bobina receptora. O fato de que essa variação foi observada na mesma posição, para todas as frequências e em todas as componentes, mostra que foi uma influência constante nessa parte do perfil e não correspem que à um ruído aleatório.

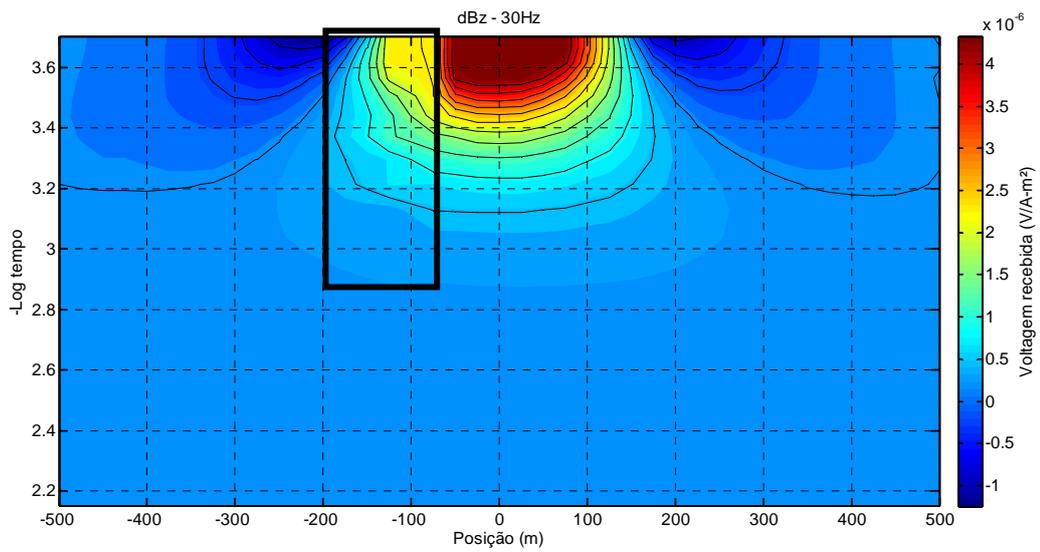


Figura 34. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 30Hz.

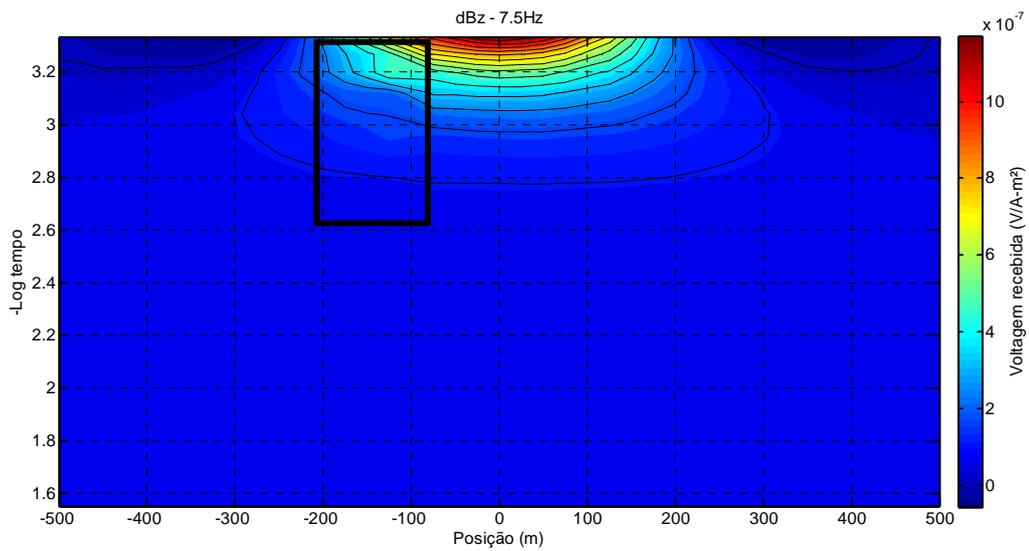


Figura 35. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 7,5Hz.

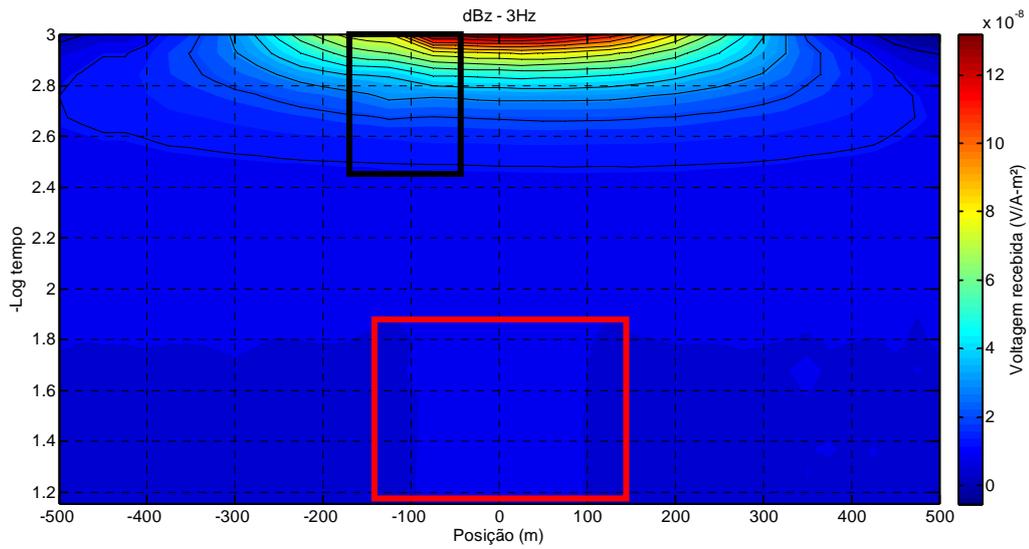


Figura 36. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z na frequência de 3Hz.

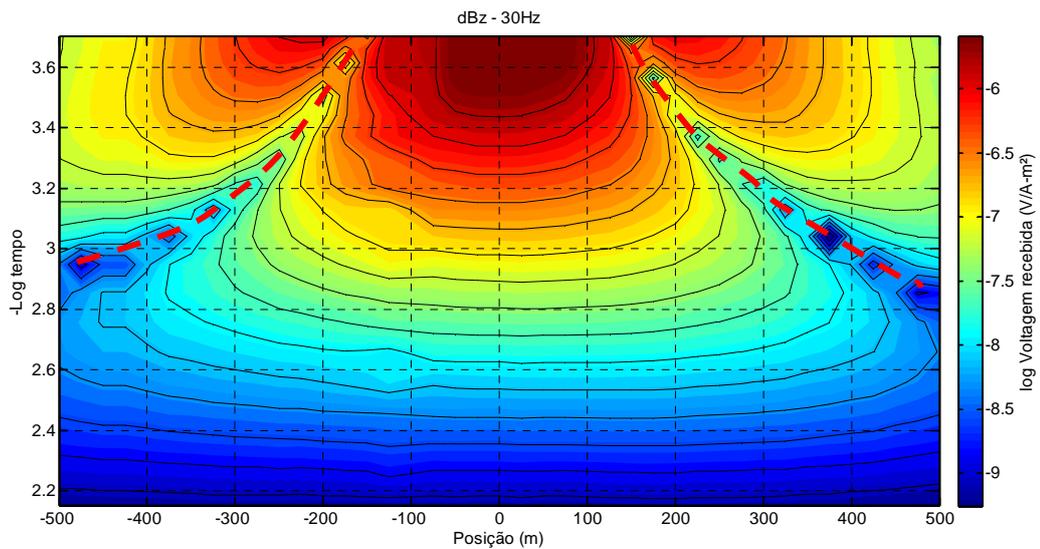


Figura 37. Valores em escala logarítmica de voltagem do campo magnético induzido para a componente z na frequência de 30Hz. As linhas vermelhas indicam o ‘caminho’ das correntes induzidas na forma de anéis ou também chamados ‘*smoke-rings*’.

Como foi discutido anteriormente na seção de tratamento de dados, o efeito SPM foi observado nas medições feitas dentro do *loop*. A Figura 36 mostra sutilmente como os valores na região central entre -100 m e 100 m são consideravelmente diferentes na frequência de 3 Hz (retângulo vermelho). O decaimento *dBz* para estes valores indica voltagens anômalas com um comportamento definido e que não correspondem quem à simetria de difusão do campo

magnético secundário. Com o objetivo de realçar este efeito, foi gerada uma figura com os valores logarítmicos de dBz na frequência de aquisição de 3 Hz (Figura 38). Um retângulo preto marca a posição da anomalia central do campo magnético, associada ao efeito SPM.

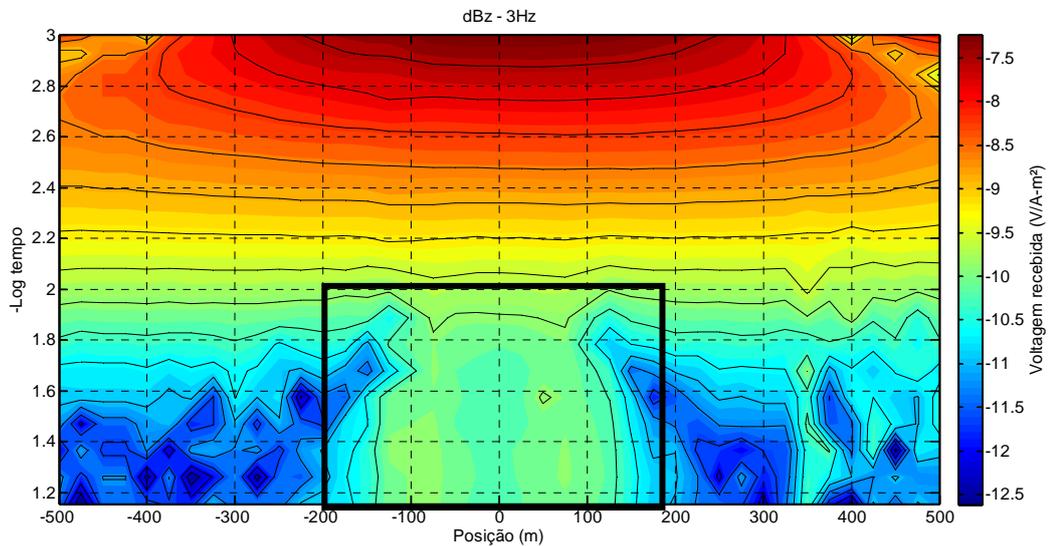


Figura 38. Valores de voltagem em escala logarítmica dos dados da componente z na frequência de 3 Hz. O retângulo preto indica a zona de anomalia do campo associada ao efeito SPM.

Foi gerada uma imagem 3D do campo magnético nas três frequências, com o objetivo de se observar melhor a geometria das intensidades do campo circundantes ao *loop* transmissor e sua variação em função do tempo de medida. As figuras geradas têm o objetivo de analisar a ordem de grandeza das amplitudes e visualizar outros efeitos associados com o campo nas proximidades do cabo do *loop*.

As medições da componente z ajustaram-se ao perfil de cone descrito na Figura 31 e a propagação das correntes induzidas. Os ‘*smoke rings*’ se propagam e aumentam sua área, portanto o campo magnético associado se mostra mais alargado conforme as correntes se difundem na subsuperfície. Note que os valores iniciais de voltagem são muito maiores em comparação aos finais e estão concentrados nos primeiros *gates* de medida.

A Figura 39 mostra o perfil de valores de intensidade e como a amplitude decai fortemente depois de 1ms (ver Tabela 3). A Figura 40 mostra a vista frontal do campo magnético induzido na componente z para o perfil de 1000m. Cabe mencionar que a escala de valores de voltagem e de cores se encontra em escala linear, portanto variações pequenas na

intensidade não são percebidas e os valores do campo nos últimos *gates* não são perceptíveis. Porém, o centro do perfil concorda com o perfil de dados mostrado na Figura 27 de uma curva típica de voltagem.

As Figura 40 e Figura 41 estão de acordo com a teoria, mostrando valores de campo intenso e positivo dentro do *loop* e negativos conforme as medições se afastam do *loop*. As intensidades diminuem rapidamente para as regiões fora do *loop*, mas conservaram a simetria espacial. Na vista frontal é apreciado como os valores centrais sofreram saturação do sinal. Este tipo de alteração é causado por parâmetros de medição, tais como: corrente muito alta na frequência de investigação rasa (30 Hz) e/ou ganho de amplificação alto.

Para a componente x foram gerados os mesmos tipos de gráficos para a análise. A Figura 42, Figura 43 e Figura 44 mostram o perfil do campo magnético secundário para a componente x para as frequências de 30Hz, 7,5Hz e 3Hz, respectivamente. As figuras geradas confirmaram a teoria, em que a componente x mostra uma acumulação elíptica negativa e outra positiva devido à orientação do campo dada pelo fluxo de corrente. Uma vez que por convenção o campo dentro do *loop* transmissor é orientado de forma que seja positivo, a componente x do campo segue a direção da corrente que flui pelo cabo, da mesma forma como era esperado segundo a lei de indução de Faraday e a lei de Biot-Savart.

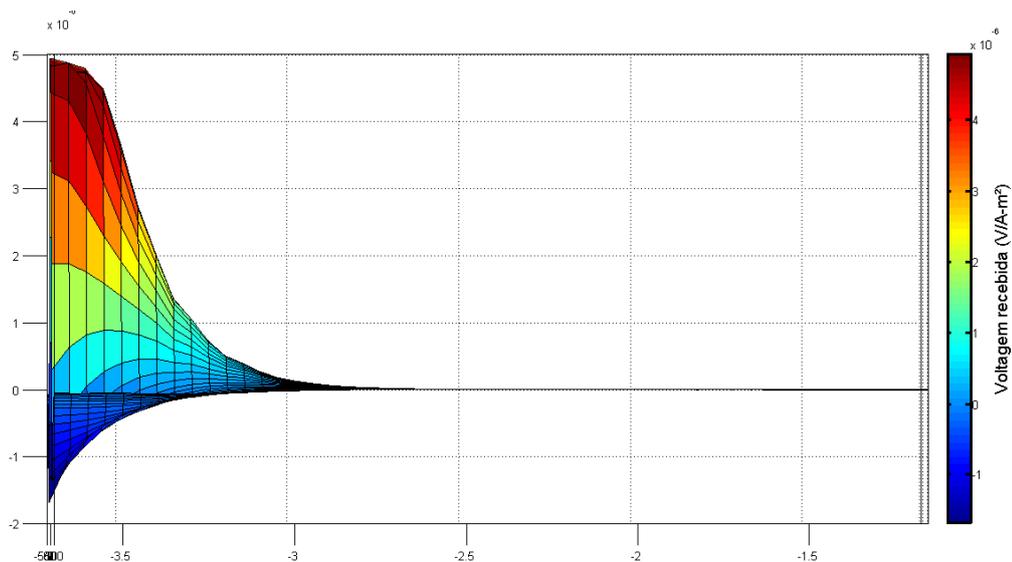


Figura 39. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente z , vista lateral.

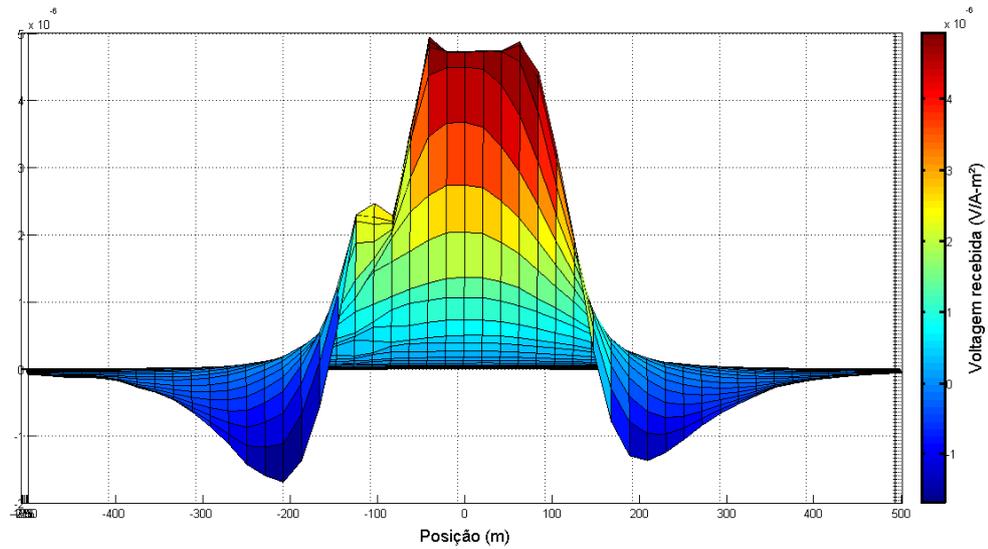


Figura 40. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m par a componente z , vista frontal.

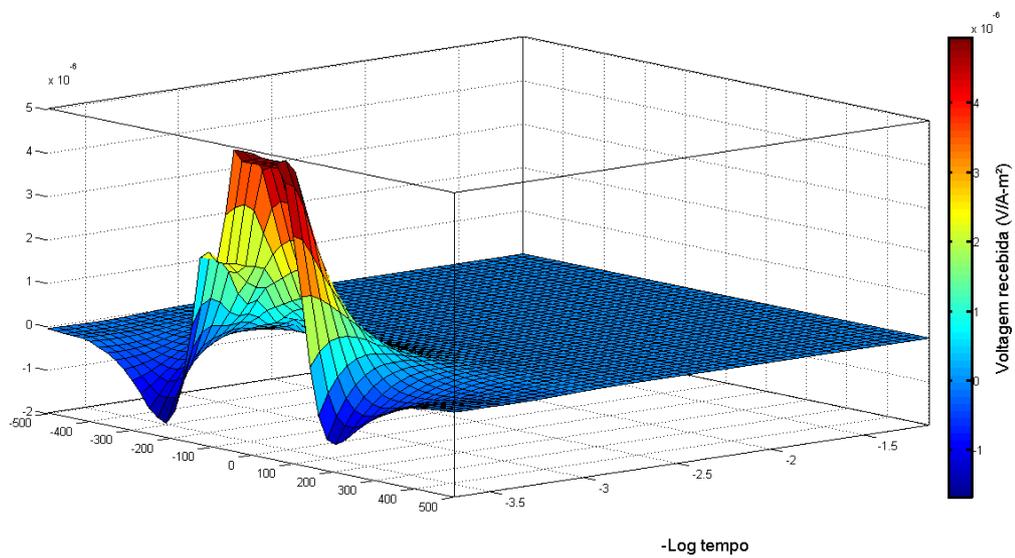


Figura 41. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m componente z , vista exterior.

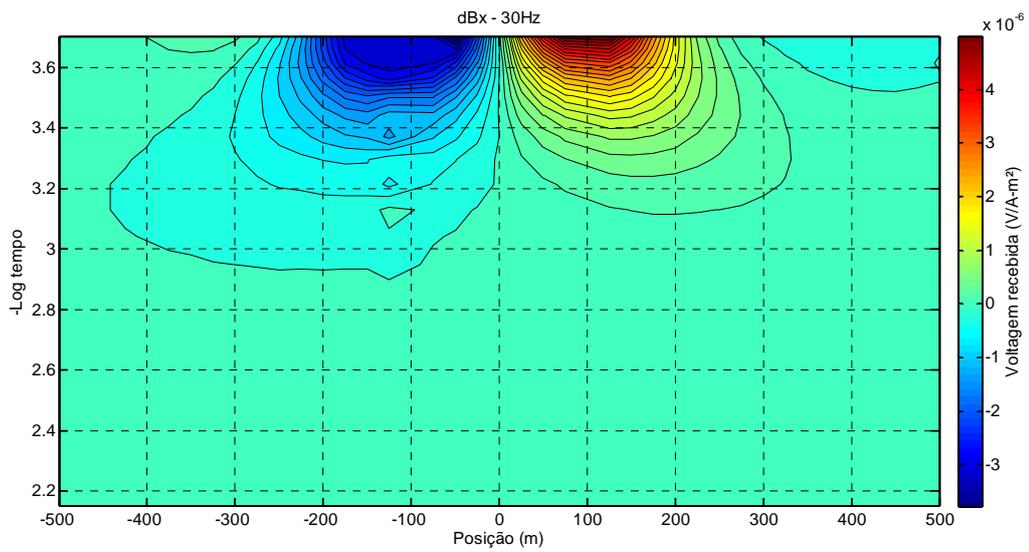


Figura 42. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 30Hz.

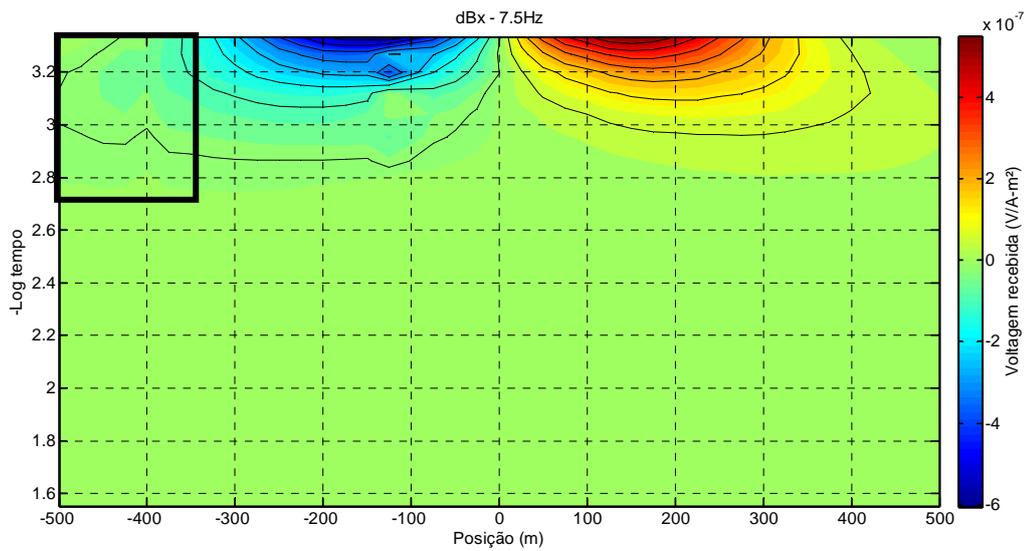


Figura 43. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 7,5Hz.

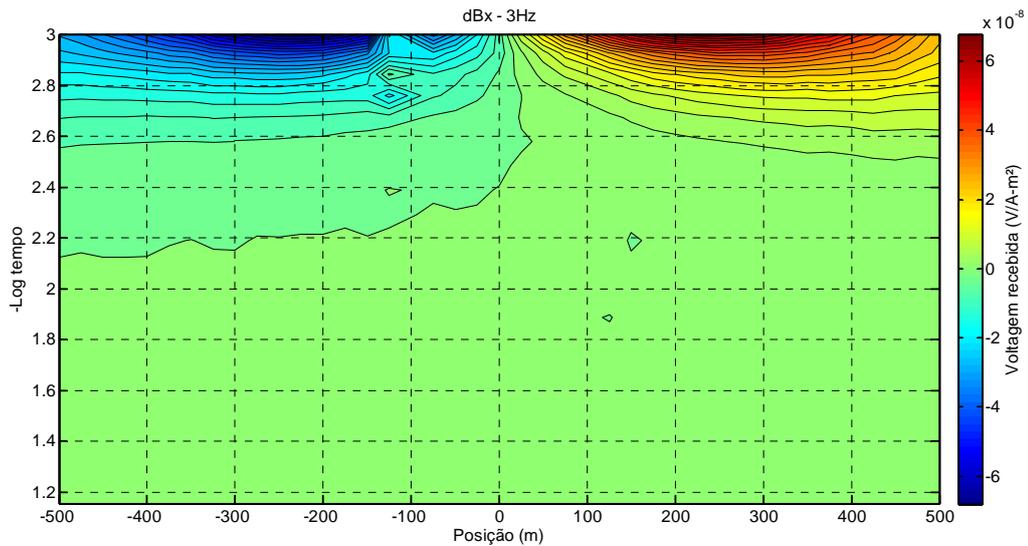


Figura 44. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x na frequência de 3Hz.

Uma anomalia na simetria das linhas equipotenciais do campo foi observada na posição entre -450 m e -350 m para os primeiros tempos de medida. Note na Figura 43 como nessa zona as linhas de contorno ‘desviaram’ a sua direção gerando uns contornos adicionais aos referentes as linhas equipotenciais do campo magnético (retângulo preto). Esta anomalia foi levemente percebida no perfil da figura, portanto, foi gerada uma nova figura com os valores de voltagem em escala logarítmica com o objetivo de realçar essas pequenas variações que perturbaram a simetria.

A Figura 45 mostra com mais detalhe todas as pequenas variações do campo com ajuda da escala logarítmica dos valores. Note que para tempos maiores (2.2 e 1.6 na escala da figura) as variações são muitas e muito pequenas, na faixa dos 10^{-6} - 10^{-7} V/Am². Estas pequenas flutuações não foram observadas anteriormente, devido a que o perfil possui dados positivos e negativos de voltagem e a escala linear não consegue mostrar as variações de voltagem em todo o range de valores. Porém, as variações nestes últimos tempos de medida são aleatórias e correspem quem ao limite de sensibilidade do sensor nessa frequência. Caso contrário acontece com os primeiros *gates* de medida, em que os valores mostraram variações simétricas, suaves e regulares devidas a difusão do campo magnético induzido, em que os valores de voltagem são maiores. Nessa faixa de valores, entre 3.1 e 2.2 na escala de tempo da figura, foi observada com maior clareza a anomalia percebida anteriormente. Note que esta anomalia influencia só esse lado do perfil e não correspem que a anomalia anteriormente

descrita correspem quente a posição -100 m (retângulo vermelho). Este tipo de deformação na simetria do campo não foi observada na componente z nem nas outras frequências da componente x .

Este tipo de anomalia pode estar relacionado com a geologia da área, indicando uma possível descontinuidade lateral na litologia causada pelo lineamento de uma zona de drenagem. Esta zona conteria, em termos da geometria simplificada plano-paralela das camadas litológicas, descontinuidades sub-verticais, que afetaram a geometria de difusão das correntes induzidas e conseqüentemente, geraram um campo magnético associado (campo secundário) que levou estas informações até a superfície. As variações do campo magnético observadas mostraram linhas de contorno com uma tendência ao fechamento na posição -400 m. Note que no retângulo preto da Figura 45 as linhas tendem a fechar o contorno indicando possíveis transições laterais que produziram uma alteração na variação suave do campo magnético, o que em nosso caso correspem que a valores de voltagem baixos associados as variações do campo em estruturas com geometrias variadas. Isto foi interpretado como a passagem do campo magnético por regiões que não possuem a simetria plano-paralela assumida inicialmente, o que indicaria uma região de variações sub-verticais no meio geológico.

Estas descontinuidades estariam de acordo com o conceito de fraturas sub-verticais preenchidas com água, correspem quentes a este tipo de zonas de drenagem e mostram uma relação com as observações geológicas discutidas anteriormente e coincidem com o lineamento marcado nos mapas que atravessaram o perfil justamente nessa zona.

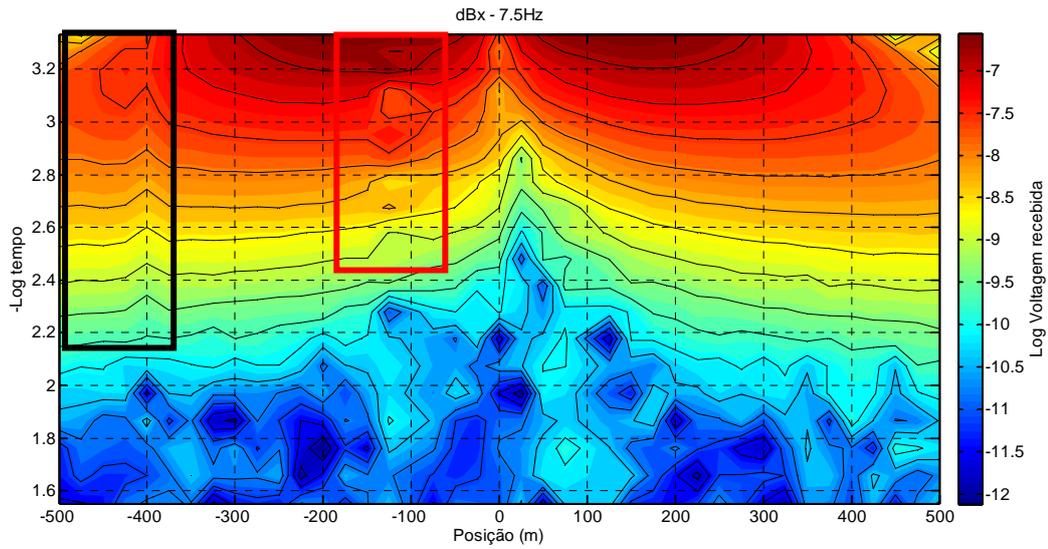


Figura 45. Valores de voltagem em escala logarítmica dos dados da componente x na frequência de 7.5 Hz. O retângulo preto indica a zona de anomalia do campo.

As visualizações 3D do campo geradas (Figura 46, Figura 47 e Figura 48) coincidiram com o esquema proposto na Figura 30 e a simulação do campo na aproximação magnetostática para um *loop* quadrado mostrado na Figura 32. A amplitude dos valores do campo da componente x encontram-se na escala de 10^{-6} volts e são comparáveis em relação aos resultados da componente z .

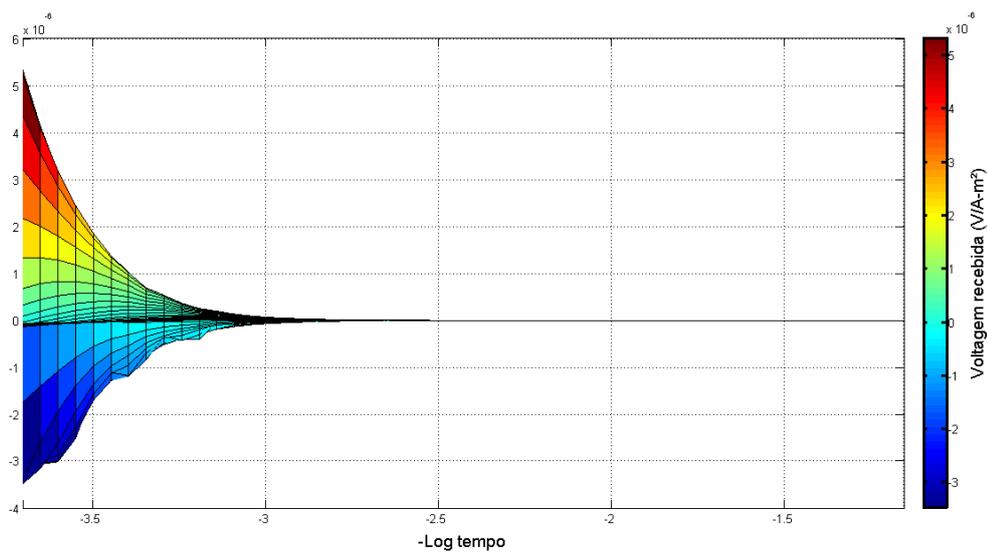


Figura 46. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m componente x , vista lateral

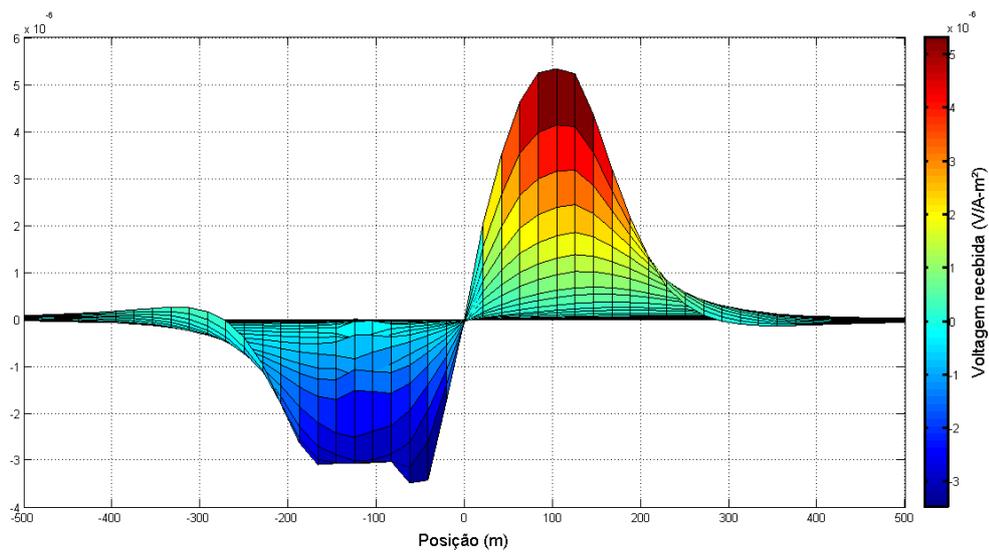


Figura 47. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x, vista frontal

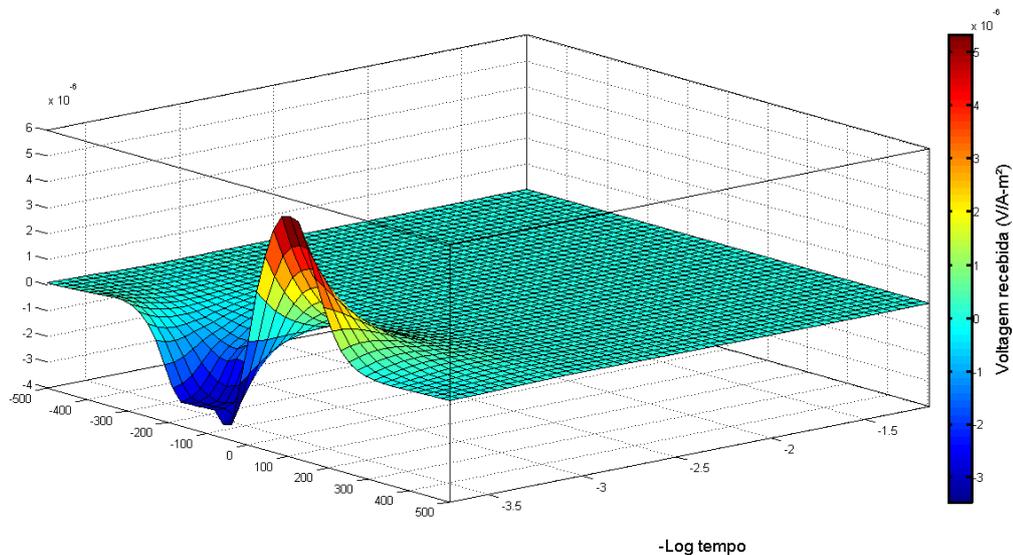


Figura 48. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente x, vista exterior

Analogamente, os perfis magnéticos para a componente y também foram gerados (Figura 49, Figura 50 e Figura 51) mostrando que os valores de campo medido na componente y são muito menores em comparação com as outras componentes espaciais devido à forma como a bobina receptora foi orientada.

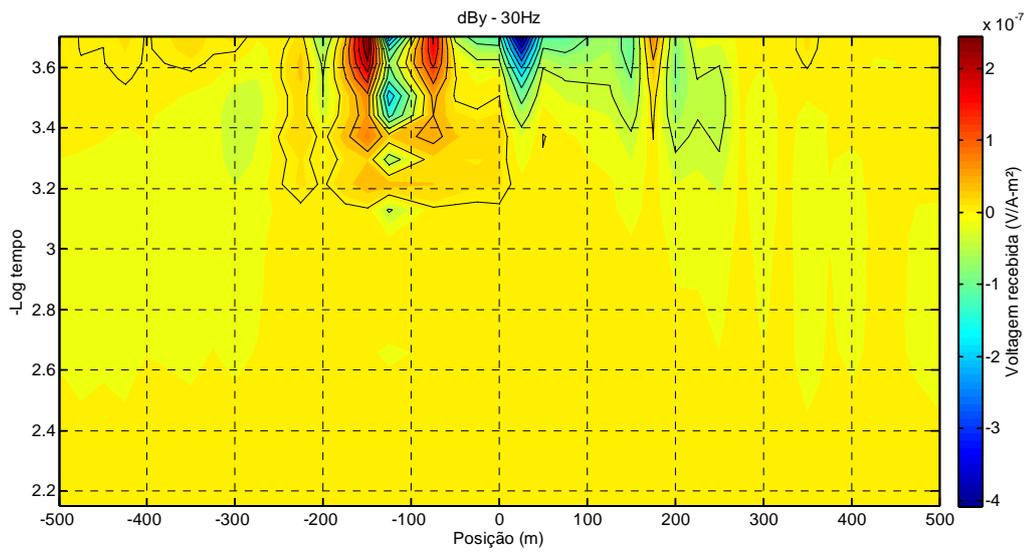


Figura 49. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y na frequência de 30Hz.

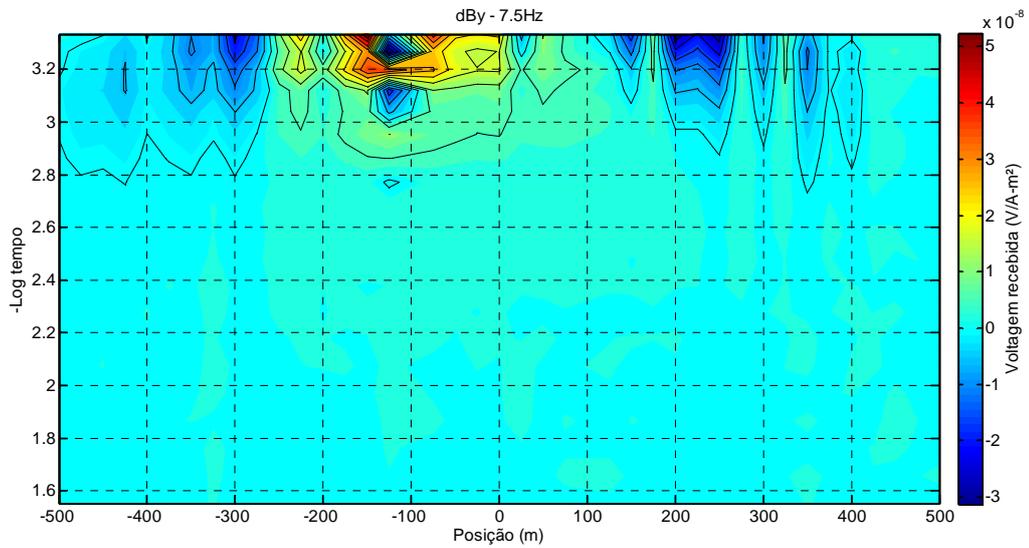


Figura 50. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y na frequência de 7,5Hz.

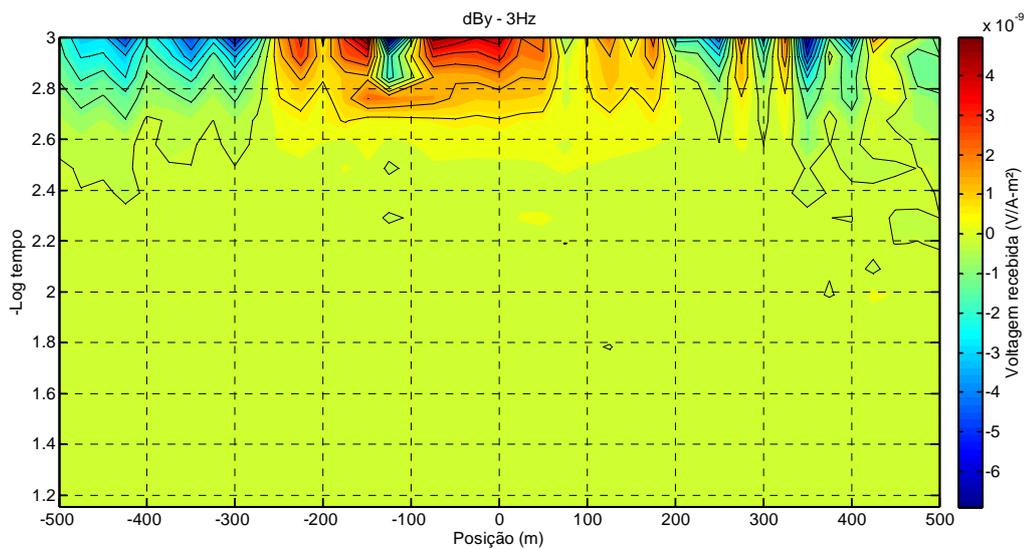


Figura 51. Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , na frequência de 3Hz.

Os perfis magnéticos para a componente y não apresentaram nenhuma simetria observável, mostrando valores erráticos e de baixa amplitude. As visualizações 3D (Figura 52, Figura 53 e Figura 54) mostram intensidades baixas e sem correlação perceptível. Os valores mais altos mostraram estar agrupados centralmente e perto da superfície, justamente nas zonas mais próximas ao *loop* transmissor. A falta de simetria nos dados pode corresponder aos efeitos residuais do campo devido às irregularidades da topografia, a geometria do *loop* transmissor ou alterações devidas a variações 3D na litologia da área de estudo. Porém, a grande diferença nos valores obtidos para a componente- y indica uma influência mínima destes efeitos e concorda com as suposições iniciais.

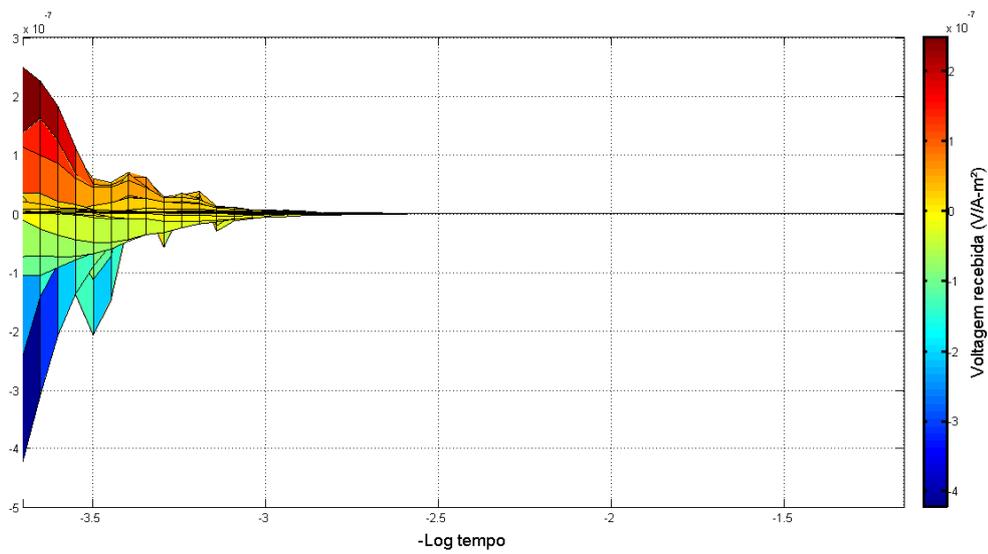


Figura 52. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista lateral

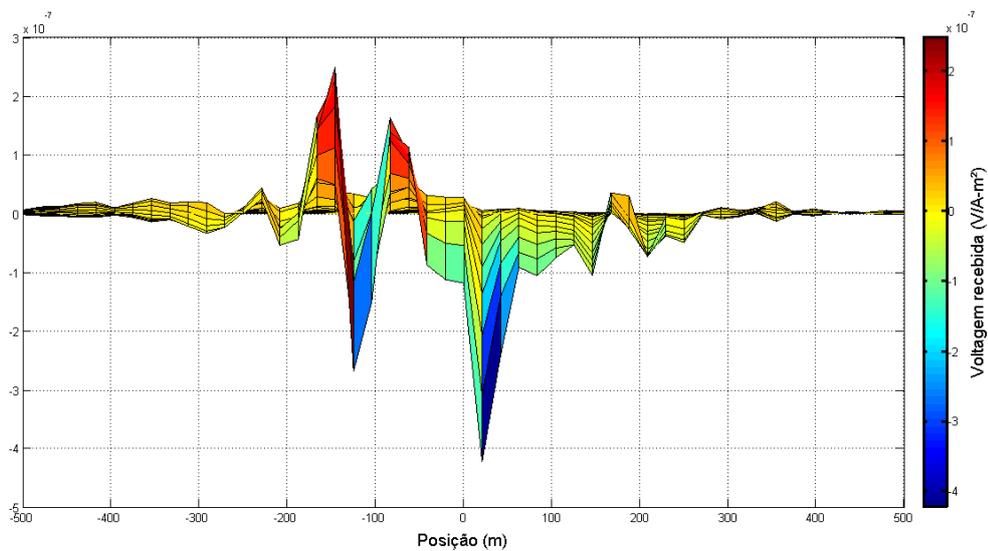


Figura 53. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista frontal

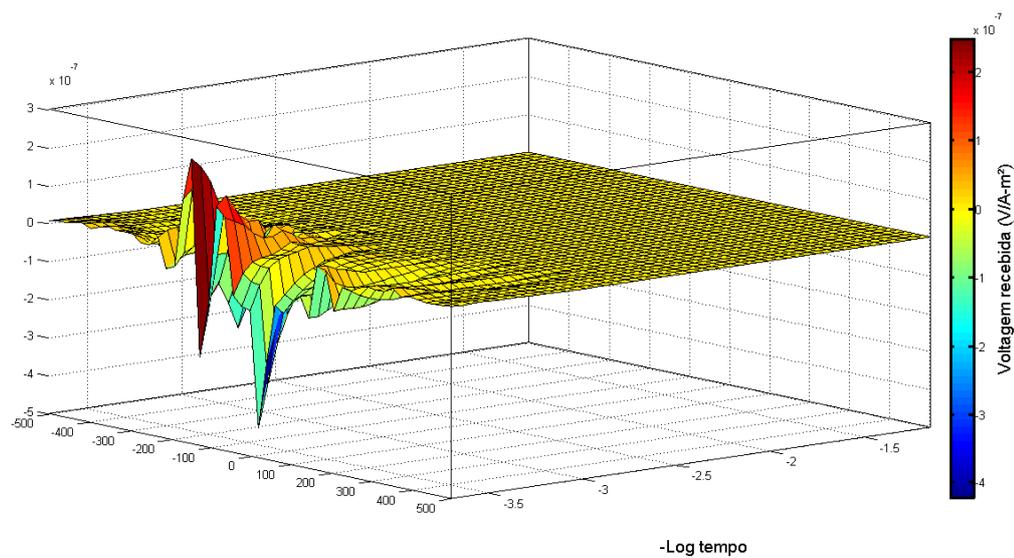


Figura 54. Visualização 3D do Campo magnético induzido ao longo da linha de 1000m para a componente y , vista exterior

Os resultados para a componente y mostraram valores na escala de $10^{-7} - 10^{-9}$ volts, em torno de 10 até 100 vezes menores em relação aos resultados das componentes z e x , concordando com a modelagem inicial na aproximação magnetostática para uma bobina quadrada que mostra o campo nulo na componente y .

A concordância em comportamento dos perfis magnéticos com a lei de Biot-Savart para uma bobina quadrada, confirma como a propagação das correntes induzidas na subsuperfície podem realmente ser interpretadas como anéis de corrente (*smoke rings*) que aumentam a sua área e que geram também um campo magnético associado que é percebido como o campo magnético secundário.

Note que que as medições do campo secundário associado à estas correntes é realmente o decaimento em função do tempo dB/dt , porém, a proporcionalidade e o comportamento espacial conservaram-se, como é mostrado a seguir, em que foi realizado o cálculo do campo magnético.

5.2 Cálculo do campo magnético B por integração

Utilizando os dados de voltagem e do tempo que correspem quem à variação do campo magnético induzido, que em termos da teoria é o dB/dt , é possível integrar essa variação em função dos tempos de medida, em nosso caso os gates. O resultado fornecerá uma descrição qualitativa das intensidades e variações do campo magnético secundário assim como da sua difusão no subsolo.

Para o cálculo do campo magnético devem ser consideradas as capacidades do equipamento em gerar o ciclo de corrente por meio de seu transmissor. Isto significa, que o tempo em que a corrente seja desligada seja pequeno. Nesta pesquisa, o tempo em que a corrente é desligada (*turn-off time*) foi aproximadamente 110 μ s, o que significa o tempo em que a corrente decai desde 17 A até zero. Com isso, a integração foi feita considerando que o tempo em que a corrente é desligada é muito pequeno, e que não existe presença do campo primário depois do *turn off time* (Nabighian, 1991). Além disso, deve ser considerado que o campo tende a zero quanto o tempo tende ao infinito, sendo esta uma condição de contorno necessária para campos conservativos.

A integração foi realizada desde o tempo correspem quente ao *gate 1*, isto para evitar possíveis alterações residuais do campo primário. O cálculo é feito integrando a variação do campo magnético em função do tempo por meio da expressão:

$$B(t) = \int_{t_0}^{t_i} \frac{dB}{dt} dt \quad (5.1)$$

em que $t_o - t_i$ é o intervalo de tempo de medida em que o campo secundário é medido. A integração foi realizada por pares de *gates* que funcionaram como a faixa dt de integração, com um total de 19 pares por frequência. Por outro lado, não foram consideradas as amplificações devidas ao ganho do equipamento nem a intensidade da corrente já que os valores de voltagem são normalizados pelo mesmo equipamento.

Os intervalos de tempo estão em escala logarítmica, portanto os tempos finais geraram uma menor precisão devido à que o espalhamento entre os tempos acrescenta tornando a integração menos precisa devido ao incremento no dt numérico. No entanto, o campo calculado mostra as variações e os efeitos próprios do campo magnético e ajuda no entendimento da difusão do campo no subsolo e a resposta do subsolo as correntes geradas

pelo campo primário. Além disso, foi possível observar melhor as variações que foram levemente percebidas nos perfis dB/dt .

Nas seguintes figuras (Figura 55, Figura 56 e Figura 57) são mostrados os gráficos do campo calculado para a componente z nas três frequências de aquisição. Para a componente z não foram observadas variações importantes além das observadas na posição -100m que apareceram em todas as componentes e frequências. No entanto, na frequência de 3Hz, os valores centrais se diferenciaram levemente dos valores extremos, mostrando valores mais altos durante os últimos tempos de medida. Os últimos valores em cada frequência correspondem aos valores com mais variações devido ao nível de ruído.

Na Figura 57 observe que para os tempos acima de 10ms (ver Tabela 3), os *gates* localizados entre as posições -100m e 100m tiveram valores mais altos em comparação com os valores fora dessa região. Isso mostra como a geometria do *loop* transmissor é um fator importante nas medições. Os valores para a região central que correspondem a sondagens dentro do *loop*, têm valores mais altos do que as partes externas (retângulo vermelho). A causa dessas variações pode ser explicada por meio do efeito superparamagnético (SPM), que afeta principalmente as medições dentro do *loop* nas frequências mais baixas.

Com o objetivo de visualizar a movimentação do campo magnético secundário em termos de sua difusão no subsolo em diferentes tempos, foram plotadas as intensidades do campo para as três frequências de aquisição em seis tempos distintos. Estas figuras permitiram uma análise qualitativa da difusão e da geometria do campo secundário conforme ele penetra no subsolo. As intensidades foram interpoladas com a intenção de gerar o contorno para o campo num tempo determinado.

As figuras (Figura 58, Figura 59 e Figura 60) mostram a difusão do campo magnético secundário para a componente z para diferentes tempos. Seis tempos para cada frequência são apresentados a fim de mostrar qualitativamente a movimentação das correntes induzidas e o campo magnético associado. Os contornos dos campos gerados mostraram formas elípticas em distintos momentos. As variações das geometrias do campo magnético B_x durante a difusão estão associadas às transições verticais ligadas às interfaces entre as camadas. Porém, é preciso um estudo mais detalhado para fazer uma associação direta destas geometrias com essas transições. As figuras geradas permitiram mostrar a evolução qualitativa do campo magnético secundário associado às correntes induzidas mostrando uma aproximação de como

estes campos interagem com os materiais no subsolo e que deram uma idéia da penetração destas correntes na subsuperfície.

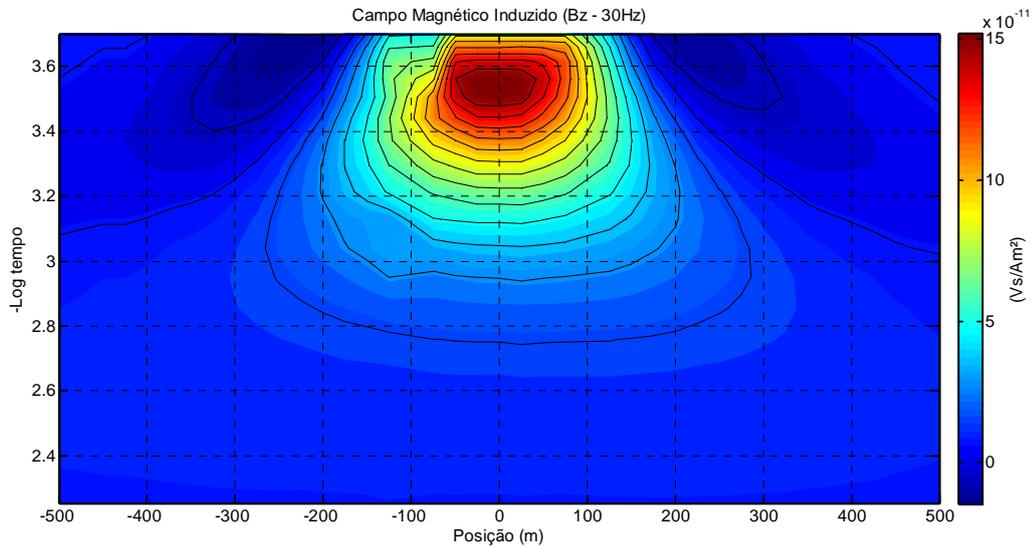


Figura 55. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z, frequência 30Hz.

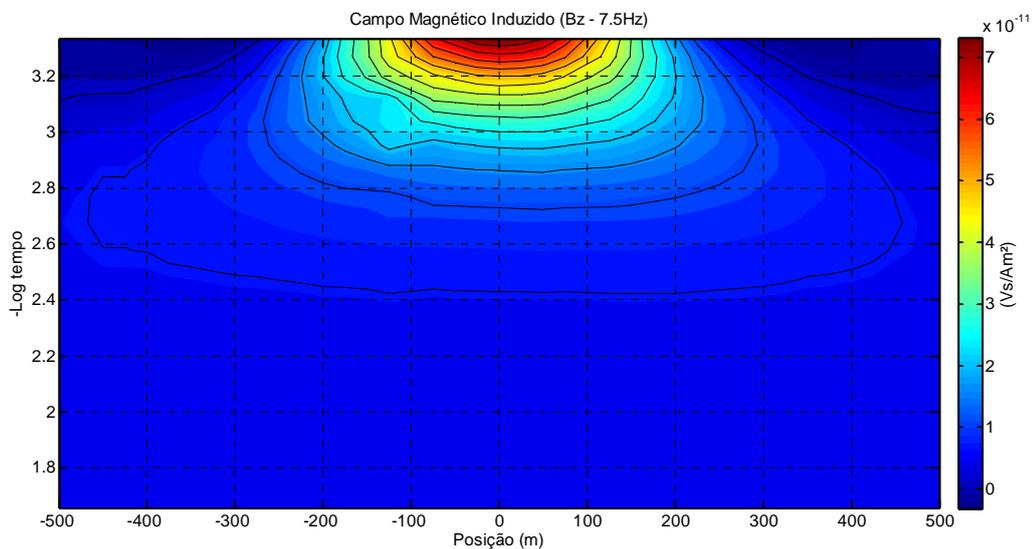


Figura 56. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z, frequência 7,5Hz.

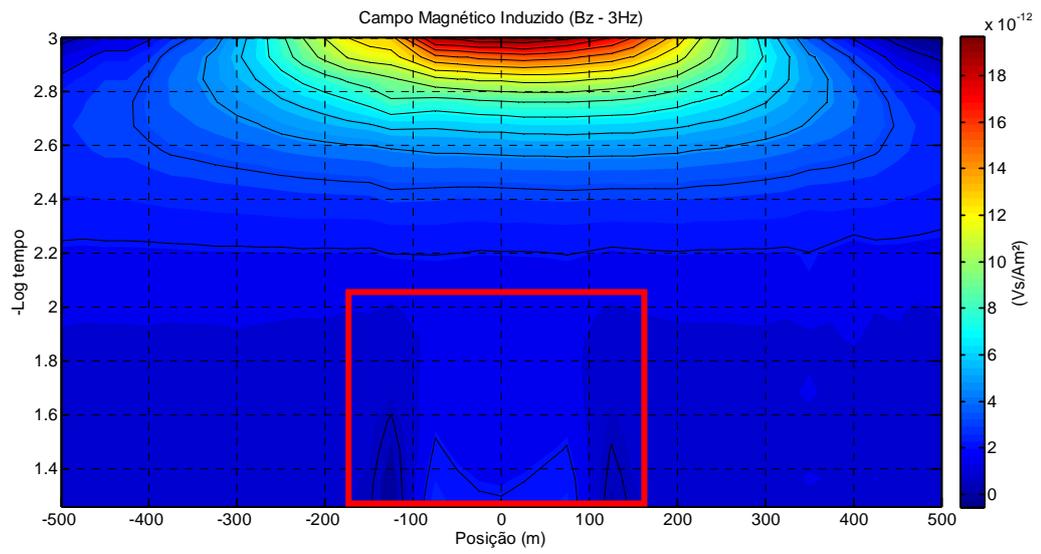


Figura 57. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente z , frequência 3Hz.

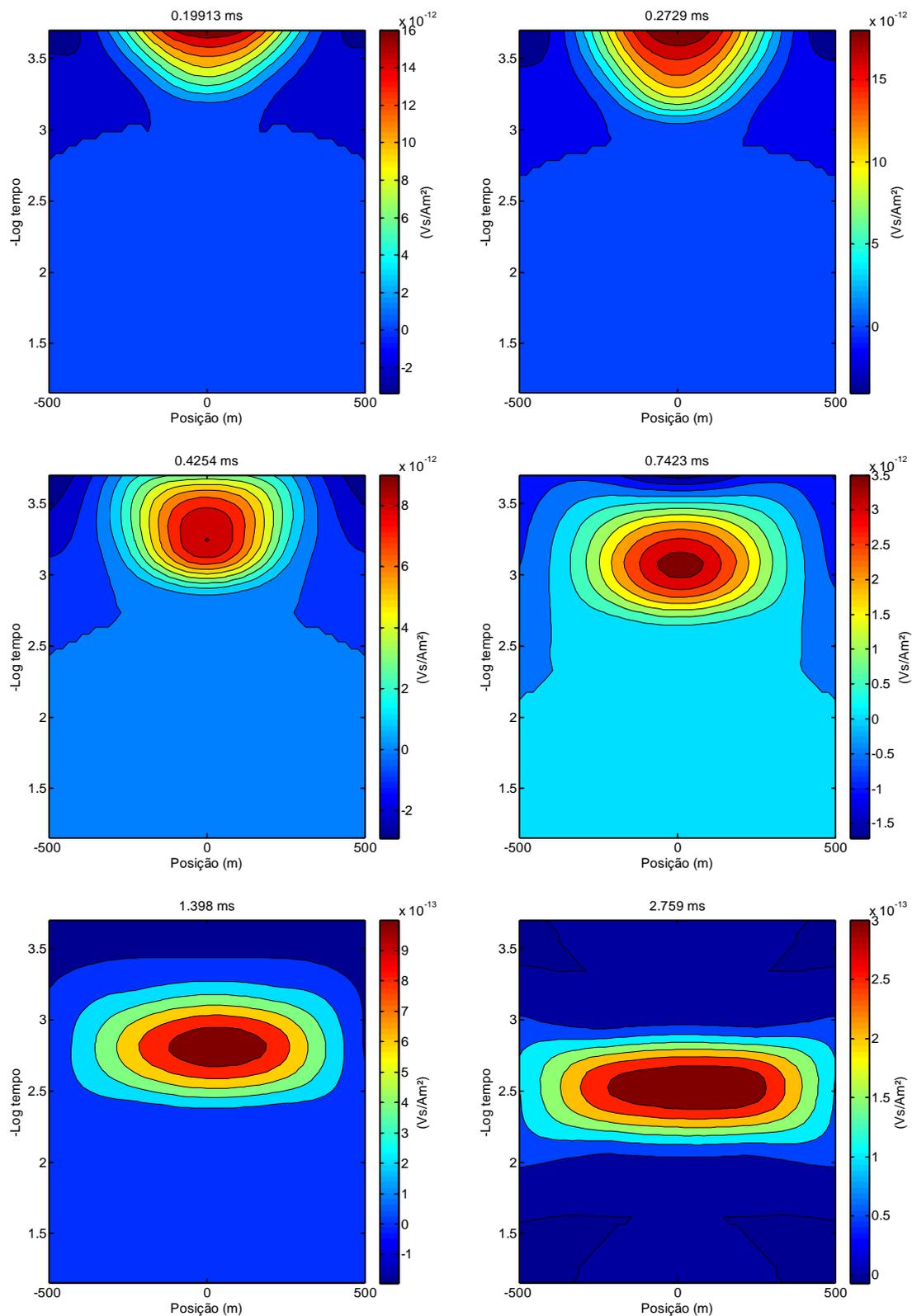


Figura 58. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 30 Hz para tempos diferentes.

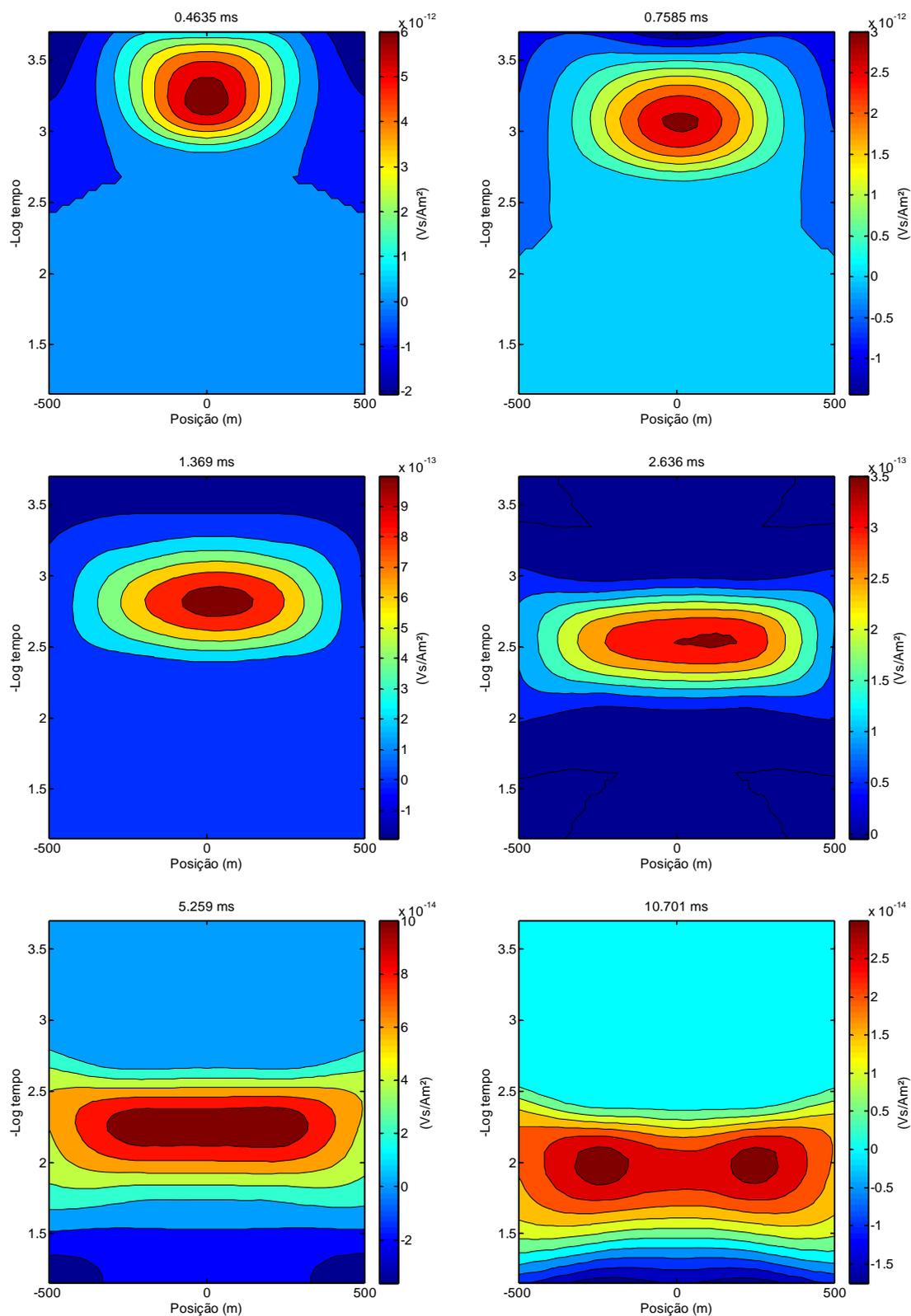


Figura 59. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 7.5 Hz para tempos diferentes.

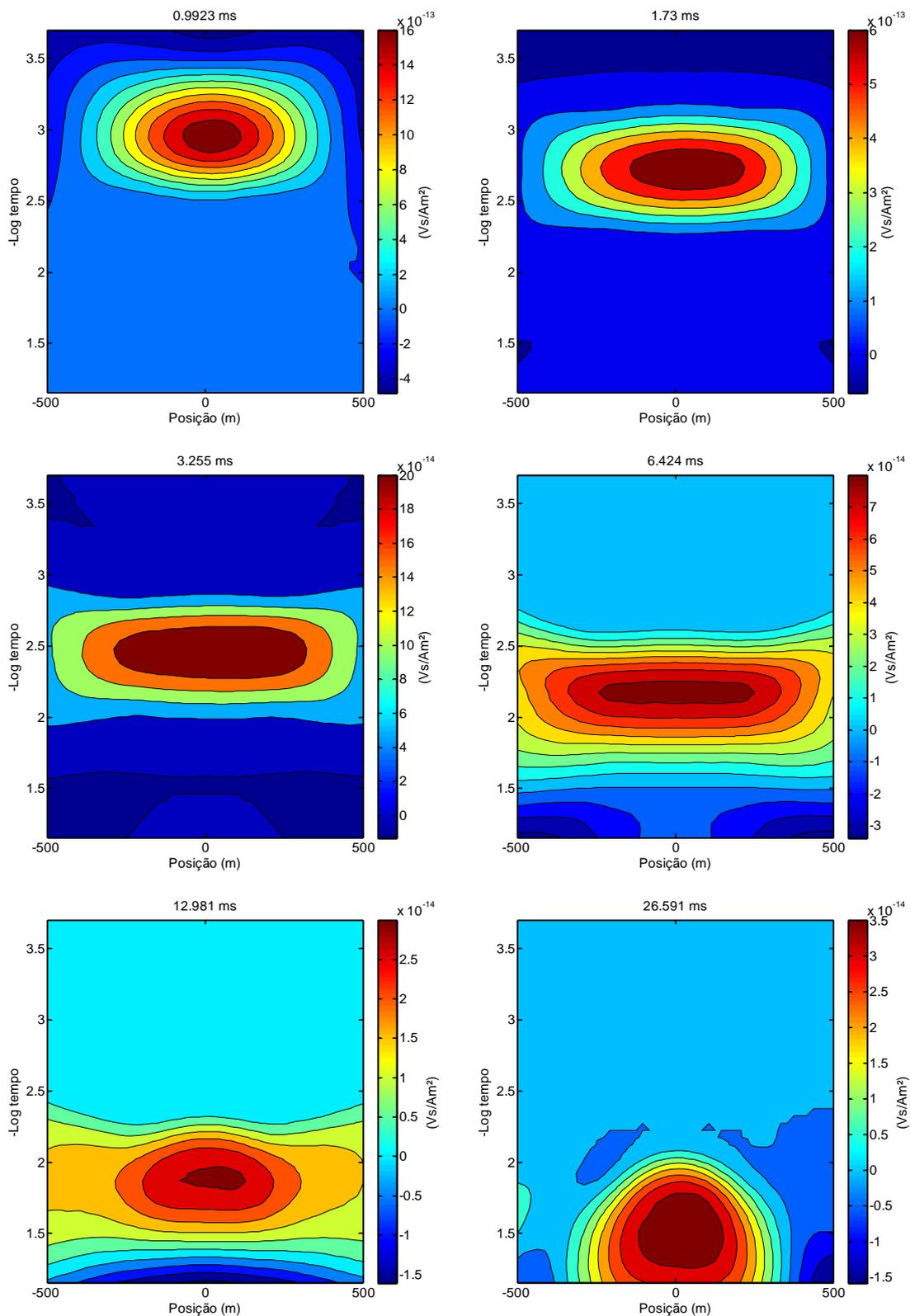


Figura 60. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente z calculado para a frequência de 3 Hz para tempos diferentes.

Analogamente, foi feito o mesmo cálculo para a componente x do campo. As seguintes figuras (Figura 61, Figura 62 e Figura 63) mostram o campo magnético B_x . Pequenas anomalias na posição -100m foram percebidas também nos resultados do campo calculado B_x mostrando novamente que a causa destas está provavelmente relacionada com a posição. Uma anomalia adicional às já observadas foi percebida na frequência 7,5 Hz, mostrando uma descontinuidade nas linhas de contorno ao redor da posição -400m (Figura 62) e discutida anteriormente. Uma provável causa desta anomalia pode estar associada à uma possível zona de lineamento sub-vertical de drenagem que correspem que com o perfil geológico da zona de estudo discutido no capítulo 2.

Esta descontinuidade nas linhas do contorno do campo indicaria a presença de uma variação do perfil litológico nessa zona. As descontinuidades correspem quem a regiões em que os valores de voltagem rompem a simetria geométrica do campo magnético indicada anteriormente. Devido a sua orientação com relação à direção do caminhamento, a componente x é mais sensível a este tipo de variações laterais, mostrando melhor capacidade para representar este tipo de variações em comparação com a componente z . Os resultados para o campo magnético calculado permitem observar melhor esta variação e concordam com a delineação de zonas de recarga mostradas anteriormente na zona entre -450 m e -350 m no perfil da zona de estudo. Além disso, esta alteração foi observada também nos resultados das inversões. Os resultados das inversões e uma discussão mais detalhada do assunto será apresentada no capítulo de resultados. A Figura 63 mostra pequenas variações correspem quentes aos últimos tempos de medida na parte inferior do perfil. Estas variações representadas por valores anômalos altos, estão associadas ao limite de sensibilidade do equipamento, principalmente na frequência mais baixa de 3 Hz em que os valores de voltagem são consideravelmente mais baixos.

Como consequência foram gerados gráficos de evolução do campo para os diferentes tempos para cada frequência de aquisição na componente x (Figura 64, Figura 65 e Figura 66). Estes resultados, de conformidade com os apresentados para a componente z , indicaram mudanças na geometria ao longo da difusão, mostrando contornos elípticos centrados no eixo dos *smoke-rings* descritos. Porém, os resultados para a frequência de 3 Hz mostraram uma perda na simetria deste tipo de formas elípticas. A perda da geometria ovalada provavelmente é devida aos baixos valores de voltagem, indicando que a sinal está no nível de ruído natural detectado, característico dos últimos valores em cada frequência e muito mais notável na frequência de 3 Hz para cada componente.

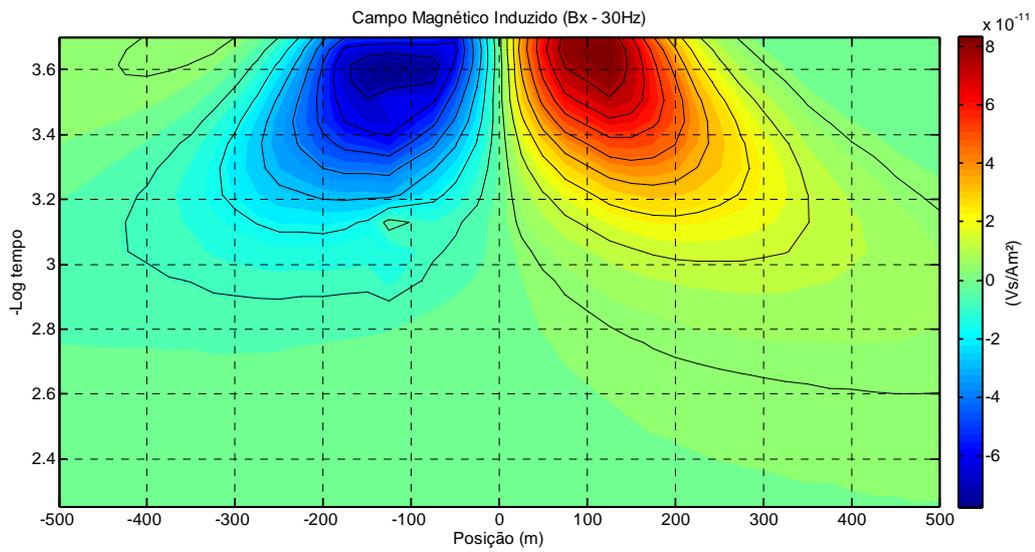


Figura 61. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 30Hz.

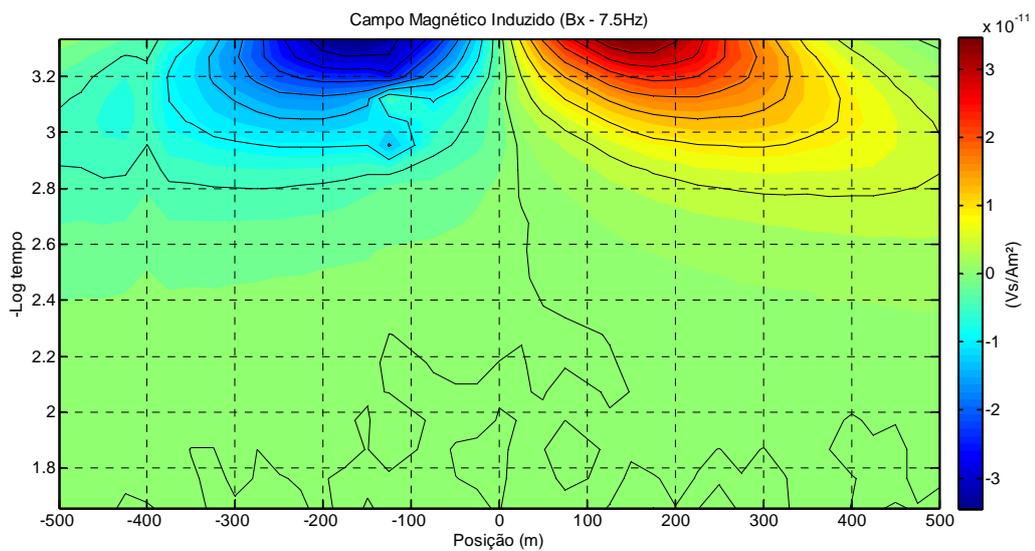


Figura 62. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 7,5Hz.

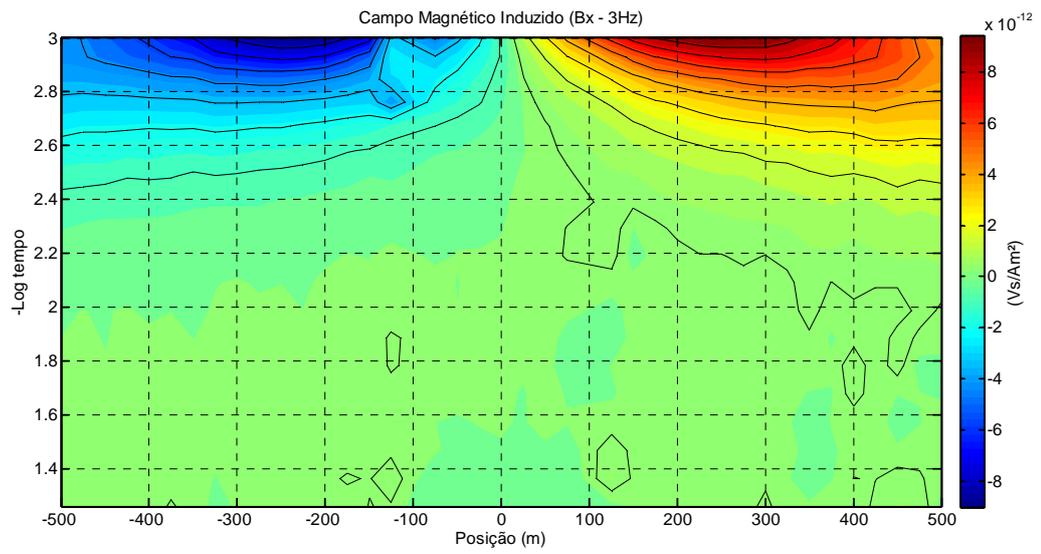


Figura 63. Campo magnético calculado mediante integração ao longo da linha de 1000m para a componente x , frequência 3Hz.

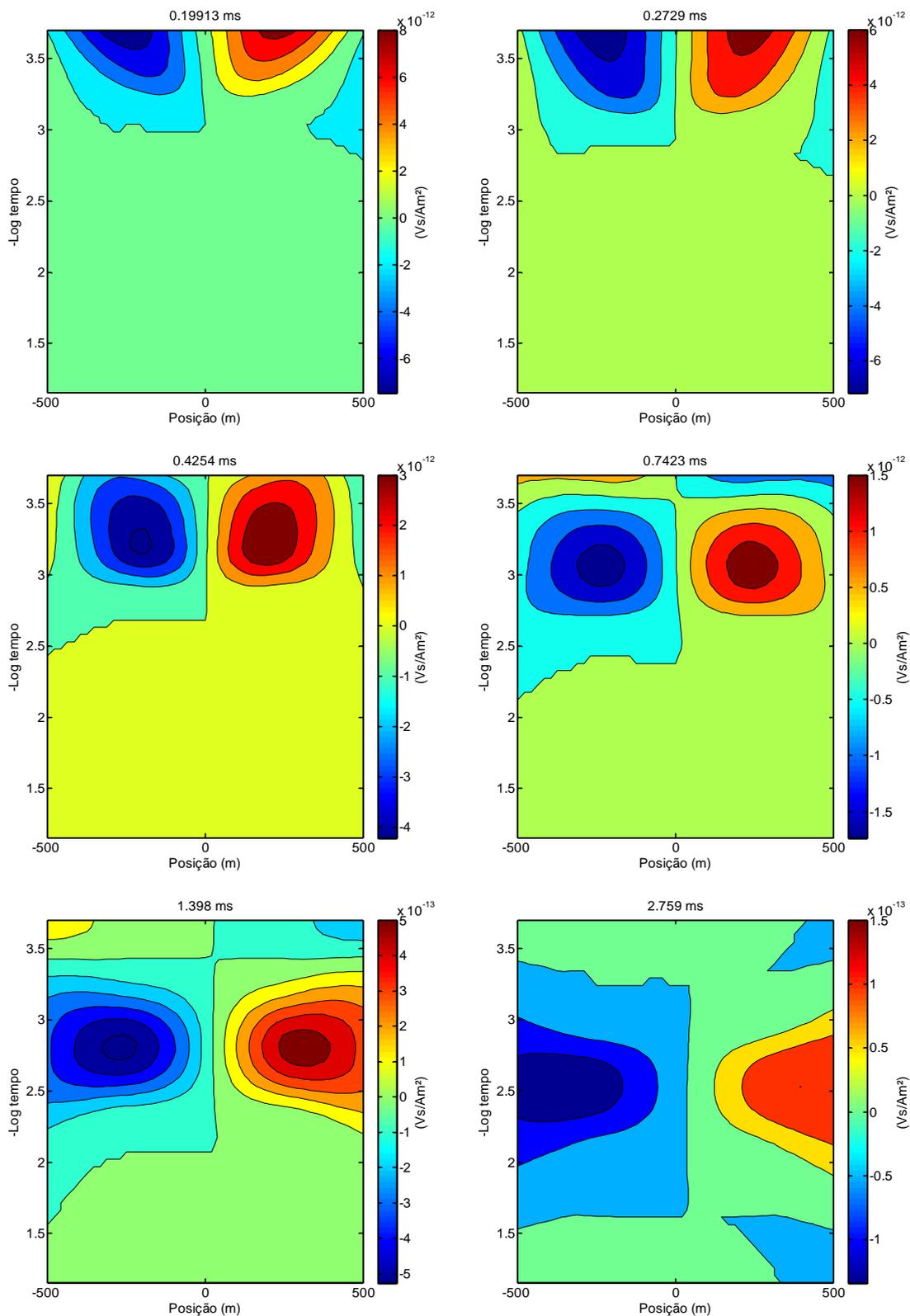


Figura 64. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 30 Hz para tempos diferentes.

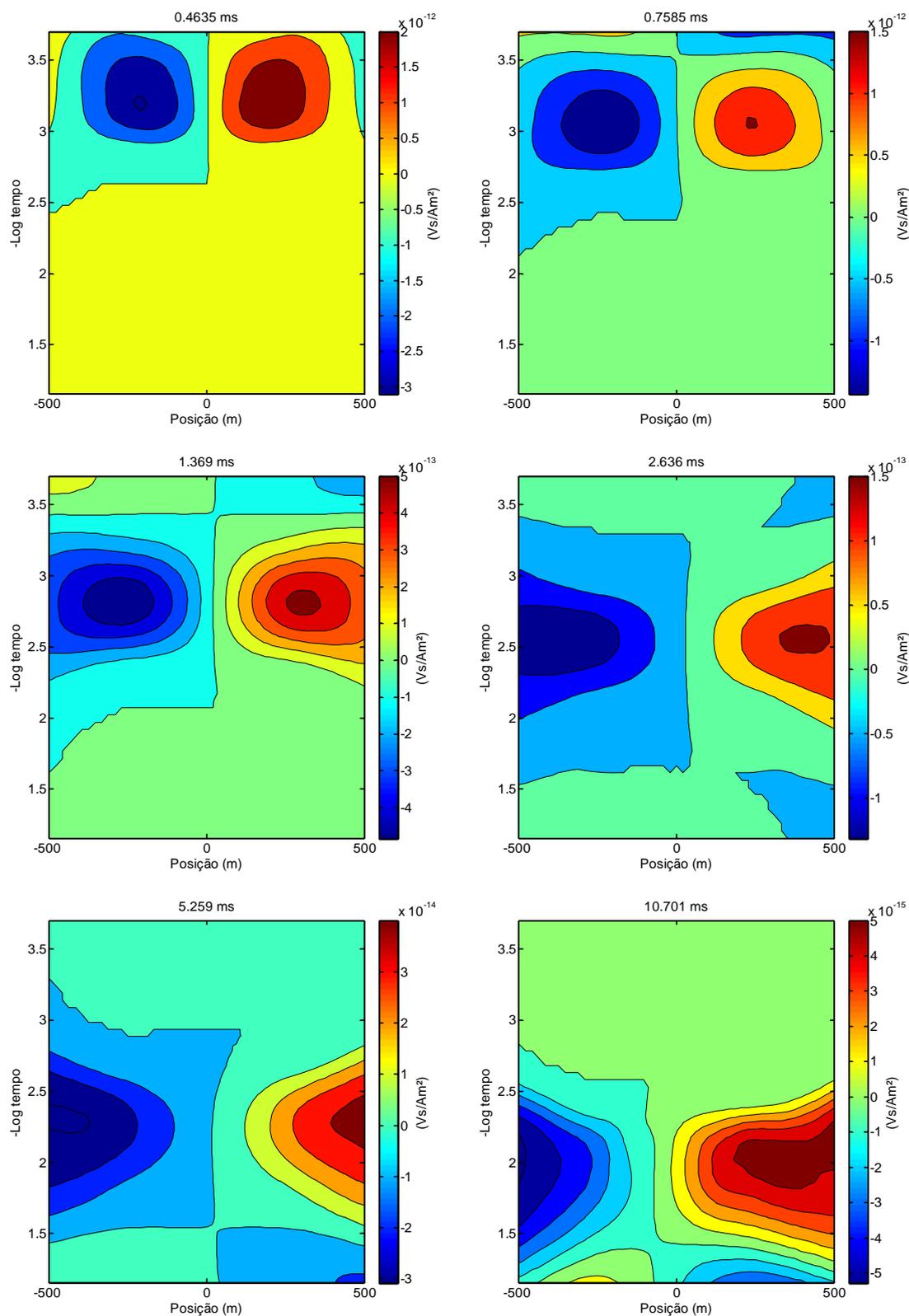


Figura 65. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 7.5 Hz para tempos diferentes.

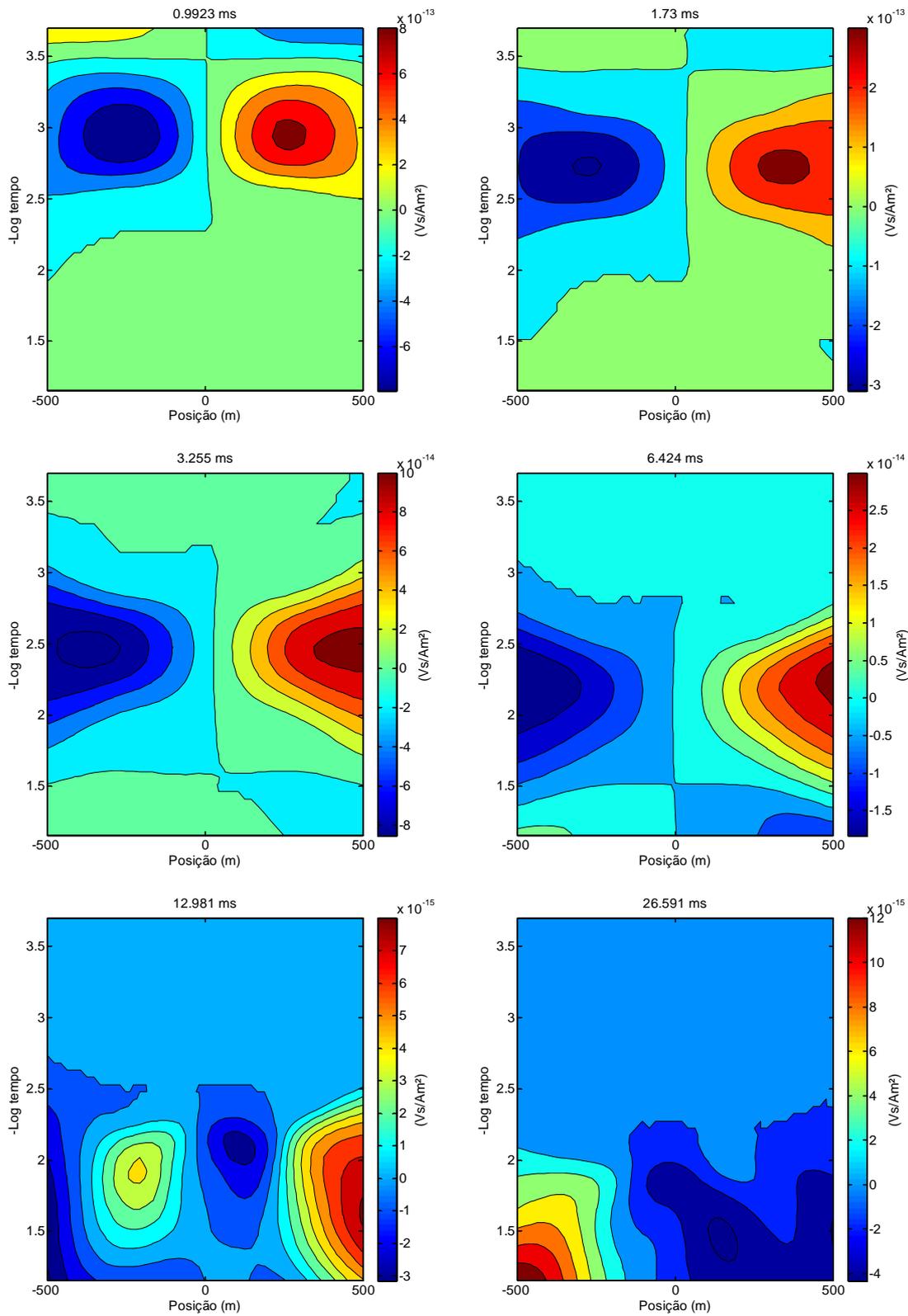


Figura 66. Evolução temporal do campo magnético secundário na componente x calculado para a frequência de 3 Hz para tempos diferentes.

Já que a componente y , como foi mostrado anteriormente, não prevê informação importante devido à configuração e orientação do arranjo, o cálculo do campo magnético secundário B_y foi omitido, porém, foi incluída no cálculo do campo B -total (B_T), utilizando os valores de campo calculado. Isto com o objetivo de fazer o cálculo com toda a informação disponível, já que após realizar o cálculo sem utilizar a componente B_y se obteve um resultado praticamente igual, devido à baixa magnitude dos valores. Os valores foram calculados utilizando a relação $B_T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2}$.

A Figura 67 mostra as linhas equipotenciais no campo B_T e a sua difusão em função do tempo para as três frequências de aquisição. Note que o campo total B_T não possui valores negativos, isto devido à que o campo total é por definição positivo, que é a soma das contribuições de cada componente. Com isso, as figuras mostradas possuem uma notável simetria esférica, com uma tendência ao alongamento horizontal devido à passagem do campo pelos distintos meios no subsolo. Adicionalmente, as distorções no campo observadas na componente x são detectadas novamente na visualização do campo total B_T o que corrobora com as observações nessa componente mostrando que a distorção é consistente com os valores das componentes restantes e não uma variação aleatória associada ao ruído ou ao acoplamento.

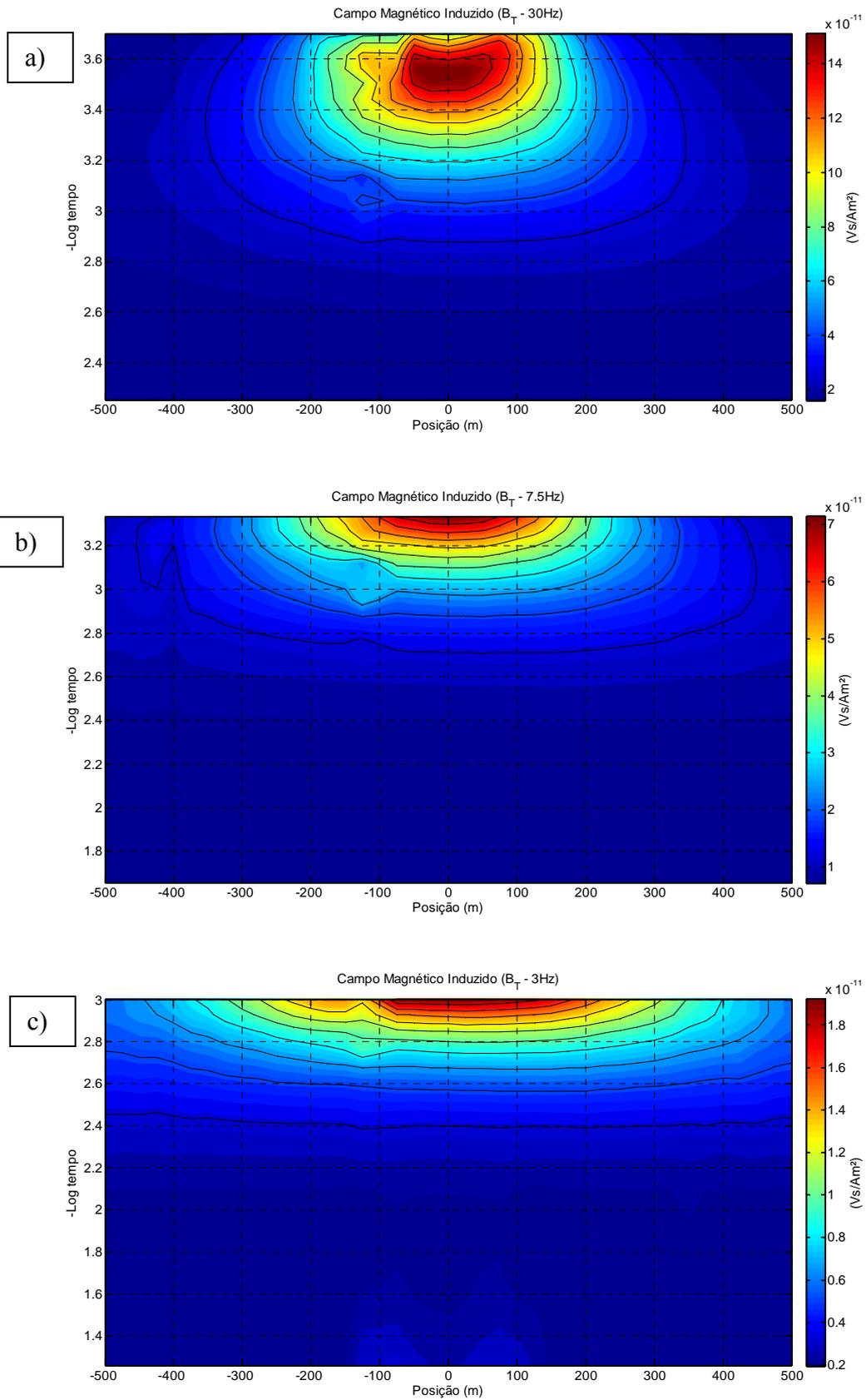


Figura 67. Campo Magnético Total B_T calculado para as três frequências de aquisição, a) 30 Hz, b) 7.5 Hz e c) 3 Hz.

6. Interpretação dos Resultados

6.1 Inversão dos dados TDEM

Modelagem

A modelagem é uma ferramenta matemática que consiste em gerar dados sintéticos a partir de um modelo geoeétrico escolhido, que para nosso caso são os dados de espessura e resistividade de cada camada. Os modelos geoeétricos representam a informação geológica prévia sobre a região de estudo que é representada em camadas de diferentes espessuras e resistividades.

As curvas de voltagem foram geradas utilizando o *software* IX1D (Interpex, Ltd) variando a distância em relação ao centro do *loop* transmissor e assumindo em primeira aproximação um modelo geoeétrico de muitas camadas, que fornecem uma estimativa inicial da variação de resistividade em função da profundidade. Esta ferramenta visa buscar o modelo de melhor ajuste matemático através de transições suaves de resistividade entre as muitas camadas.

Uma vez que um modelo geoeétrico plausível deve ter coerência com a realidade geológica, o modelo de muitas camadas deve ser transformado para representar melhor os pacotes geológicos esperados e portanto, um modelo de poucas camadas é preciso para englobar melhor essas características. Também são usados os dados de poços da região de estudo que fornecem informações vitais sobre o número e tipo de camadas geológicas que existem na região. Estudos feitos anteriormente na mesma região e em regiões próximas também ajudaram na criação do modelo.

Com dito anteriormente, os parâmetros do modelo inicial escolhido, geram curvas sintéticas de dados de voltagem e resistividade que são comparadas qualitativa e quantitativamente com os dados experimentais num processo de inversão. A inversão é um processo iterativo que busca ajustar a curva sintética de resistividade aparente com os dados experimentais fazendo pequenas variações nos parâmetros do modelo geoeétrico (espessura e resistividade das camadas) e minimizando o ajuste entre elas.

Foi utilizado para a inversão o *software* IX1D (Interpex, Ltd). As inversões foram realizadas na modalidade *offset loop* ou também conhecida como arranjo *fixed-loop*. Cada uma das sondagens foi invertida individualmente e subsequentemente um perfil 1D foi

gerado. No entanto, já que o propósito era fazer um perfil geoeletrico com as inversões de todas as sondagens individuais, foram utilizadas diversas estratégias visando gerar um modelo geoeletrico integrado, juntando todos os modelos.

O processo de inversão levou em conta as informações litológicas da região de estudo baseado na informação proveniente dos poços disponíveis no município de Ibirá e os estudos feitos anteriormente pelo grupo de Geofísica Aplicada do IAG/USP (Almeida, 2011; Bortolozo, 2011; Leite 2013; Couto 2015) em regiões perto da zona de estudo.

Inversão *loop* central

Os dados referentes às medições feitas com a bobina receptora dentro do *loop* transmissor fornecem dados geralmente mais claros, devido ao campo secundário ser mais intenso nas proximidades da fonte transmissora, bem como a simetria azimutal faz que as curvas sejam bem-comportadas. A inversão, portanto, forneceu resultados visivelmente mais estáveis em termos dos valores de ajuste para este grupo de medidas. Portanto, a inversão dos dados provenientes do *loop* central e o modelo geoeletrico resultado da sua inversão forneceram a base para as inversões fora do *loop* com o arranjo *fixed-loop*.

Utilizando um modelo geoeletrico baseado na informação litológica de poços da região de estudo, determinou-se o modelo de teste para a inversão. Isto com o objetivo de obter um resultado plausível e associado com as características geológicas da zona de estudo. Na Figura 68 mostra-se o modelo geoeletrico associado ao esquema de modelo litológico. Note que as duas primeiras camadas litológicas estão juntas numa camada de 20 m de espessura, isto devido à resolução do método está ligada ao tamanho do *loop*, portanto, em nosso caso, para um *loop* de 200 m x 200 m, a resolução é aproximadamente 1/10 do lado do *loop*, ou seja, ~20 m, o que não permite recuperar camadas com uma espessura menor.

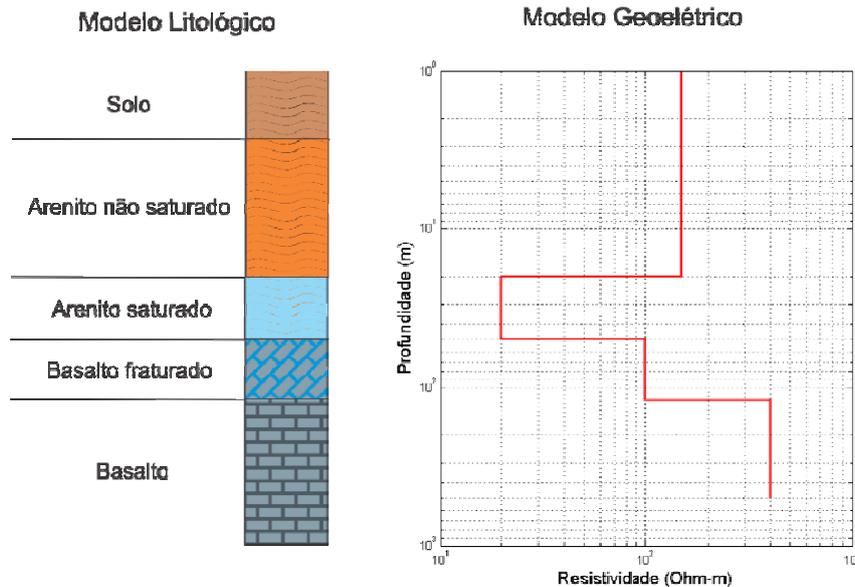


Figura 68. Esquema de modelo litológico e modelo geoeétrico associado.

Crítério de ajuste

O resultado da inversão forneceu dois modelos geoeétricos que se ajustaram bem aos dados. O critério de ajuste foi baseado em termos do valor médio quadrático RMS resultado das inversões. A consideração de um valor de ajuste ótimo para a totalidade das inversões mostrou ser problemático devido às limitações do *software* e intrínsecas ao método de inversão. Como vai ser mostrado e discutido nas próximas figuras, a estabilidade da inversão depende diretamente dos picos nas curvas de resistividade aparente nas sondagens fora do *loop*. Esses picos de resistividade estão associados aos valores mais baixos de voltagem correspondem quentes ao ‘caminho’ das correntes induzidas mostrado na seção anterior (Figura 37). Os valores altos de resistividade associados a estas regiões são o resultado das limitações próprias do algoritmo de modelagem e inversão do *software*, o qual só pode inverter dados provenientes da componente z do campo secundário. Isto faz que as regiões em que o campo B_z é baixo (valores baixos de voltagem) sejam associadas a valores de resistividade muito altos, sendo interpretadas pelo *software* como regiões altamente resistivas que causam uma atenuação grande do sinal (Figura 69). A teoria do método discutida brevemente no capítulo 3, deixa claro que o termo de resistividade aparente é calculado só mediante a componente z do campo magnético (Equação (3.27), a qual aproveita a simetria axial do arranjo *loop* central para gerar uma curva de resistividade aparente baseada principalmente na variação do campo secundário dB_z/dt , o tempo, a corrente e a geometria do *loop*.

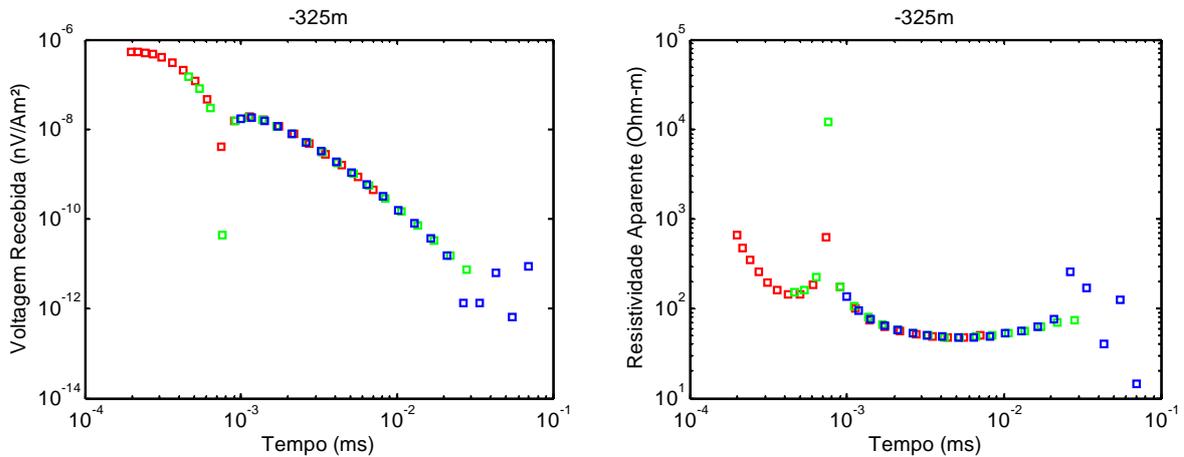


Figura 69. Curvas de voltagem e resistividade para a sondagem na posição de -325m em relação ao centro do *loop* transmissor.

Sendo o campo B_z , o único levado em conta para o cálculo da resistividade aparente, as zonas com valores de voltagem extremamente baixos correspondem a sondagens fora do *loop* transmissor possuem informação dificilmente resgatável, devido à instabilidade nos processos de modelagem e de inversão quando as diferenças de resistividade acontecem de forma abrupta. Isto faz com que o ajuste dos modelos não seja ótimo e gera como resultado um valor %RMS alto. Um exemplo pode ser observado na inversão da curva de resistividade aparente correspondente a posição -325 m mostrada na Figura 70. Os resultados da inversão para esta sondagem mostraram valores de % RMS de ajuste altos e da mesma forma, um diagrama de modelos equivalentes muito variável, o que indica uma alta divergência no processo de inversão. Porém, apesar dos altos valores de %RMS, a convergência geral é bastante boa, com uma divergência localizada na parte de transição entre valores de resistividade negativos e positivos, devidos à transição entre valores negativos e positivos de voltagem, correspondem a variações do campo magnético dB_z comentadas anteriormente.

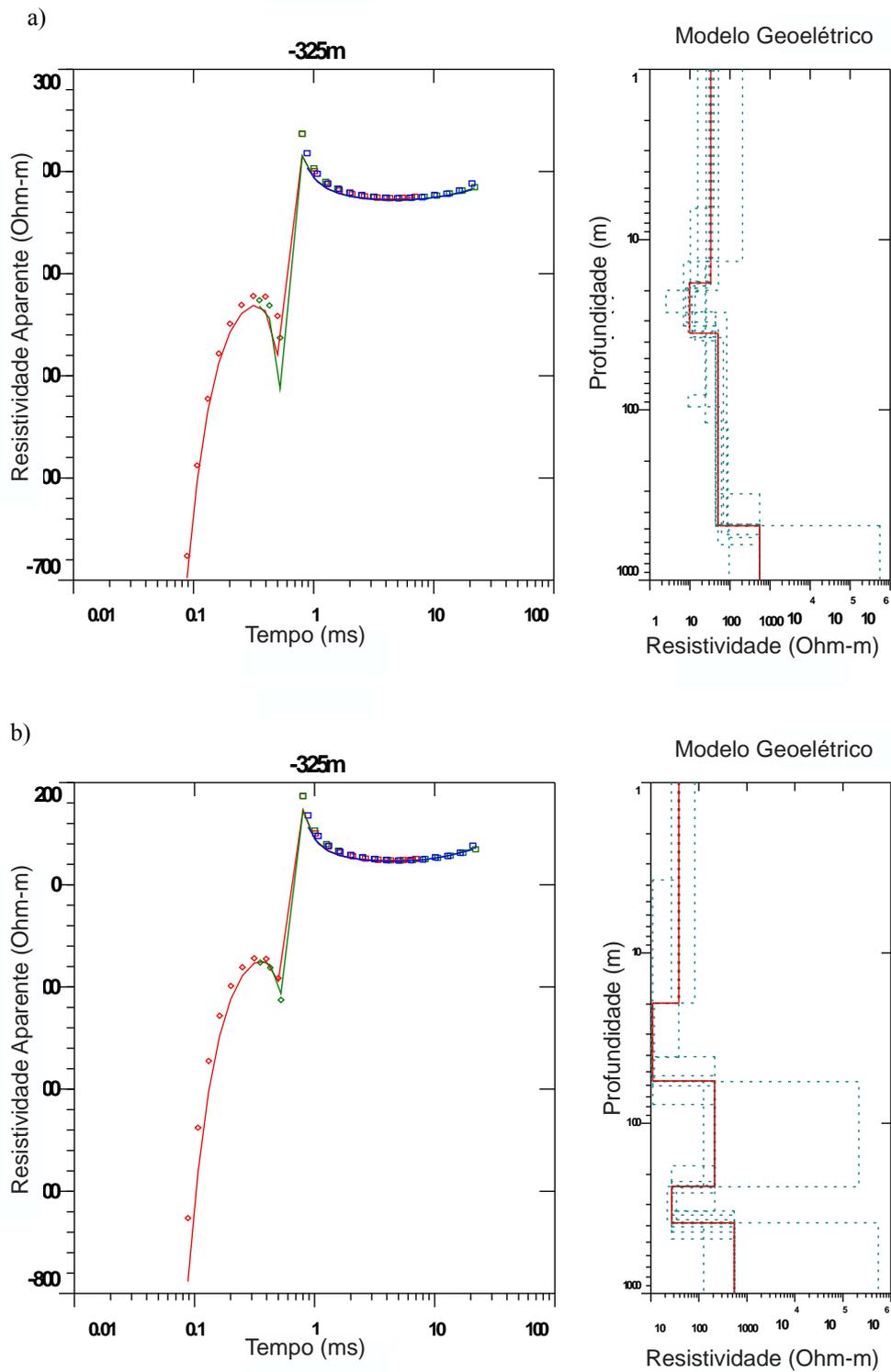


Figura 70. Inversão das curvas de resistividade para os dois modelos propostos e o modelo geoeétrico invertido. a) modelo 1 %RMS 21.83; b) modelo 2 %RMS 15.67.

Modelos

O processo de inversão começa inicialmente pela geração de um modelo de muitas camadas, com o objetivo de obter uma estimativa inicial da variação da resistividade no subsolo. Consequentemente, o modelo de 4 camadas baseado na informação litológica de poços, foi utilizado como modelo inicial, com o objetivo de obter um modelo plausível e de acordo com a informação geológica existente.

Um modelo suave de 40 camadas foi gerado utilizando a opção de variações suaves ou modelo de camadas equivalentes, chamado de inversão de Occam (Constable et al., 1987), o qual indicou a possibilidade de um modelo de 4 camadas. Posteriormente, o modelo associado a litologia de poços, foi inserido como modelo inicial no *software*. O modelo invertido mostrou correlação com o modelo geoeletrico inicial proposto, destacando as mesmas camadas condutivas/resistivas e indicando um RMS de ajuste adequado. A Figura 71 mostra o resultado da inversão e o modelo geoeletrico associado.

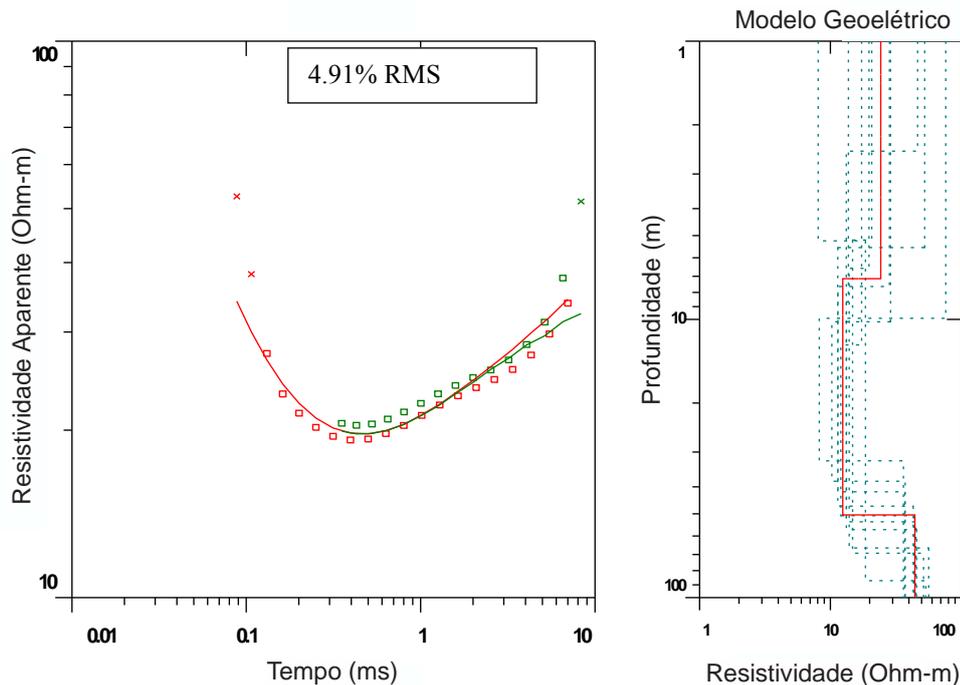


Figura 71. Inversão dos dados do arranjo *loop*-central (posição 0m). Um modelo geoeletrico suave de 40 camadas (verde) mostrou concordância com um modelo de 4 camadas. A inversão apresentou como resultado um modelo de 4 camadas (vermelho) que concorda na disposição das camadas com o modelo inicial.

O segundo modelo foi uma variação ao modelo anterior resultado da modelagem inicial de muitas camadas, mas neste caso sem variações suaves. Foram utilizadas 40 camadas neste processo de modelagem, porém, nesta vez a modelagem permitiu a geração de um modelo com resistividades que podiam variar fortemente em contraste com o modelo de inversão de Occam (Figura 72). A escolha deste tipo de modelagem foi fundamentada na possível presença de estruturas variadas no basalto (fraturas/lineamentos/zonas de drenagem), que gerariam fortes variações nos valores de resistividade aparente.

O modelo resultante da inversão mostrou uma região condutiva adicional que não foi mostrada na inversão inicial. As variações neste modelo indicaram a possibilidade de uma camada condutiva adicional que mostrou um ajuste melhor em termos do valor de ajuste (% RMS).

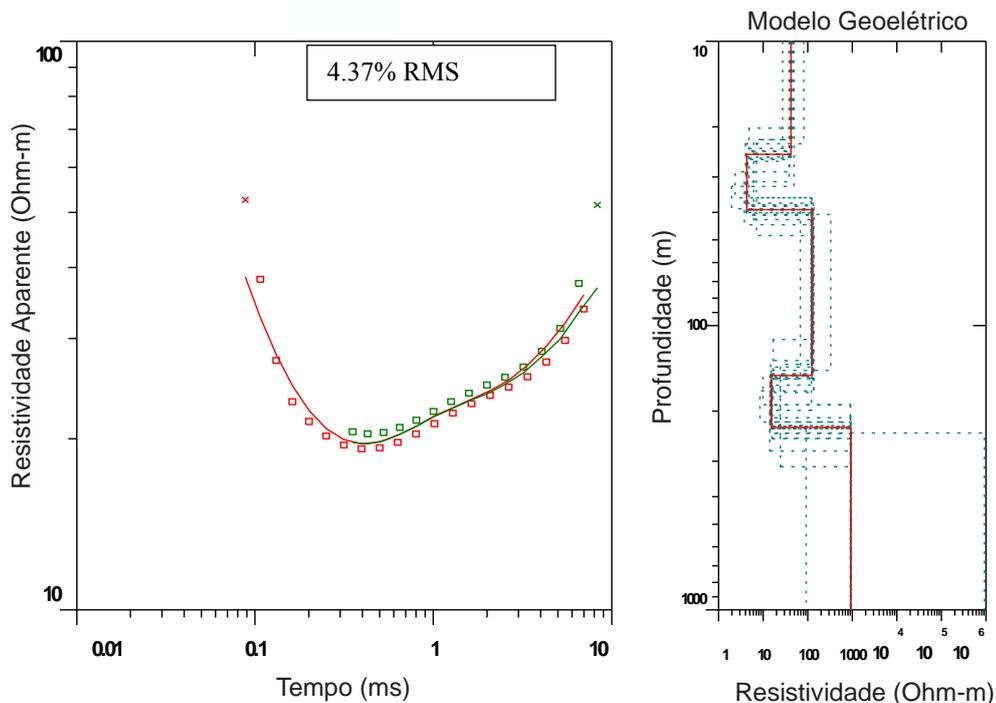


Figura 72. Inversão dos dados do arranjo *loop*-central (posição 0m). Um segundo modelo geoeétrico de 40 camadas (verde) indicou um a possibilidade de uma camada adicional e um modelo de 5 camadas (vermelho).

A modelagem inicial utilizando um modelo de muitas camadas só foi possível nas sondagens dentro e próximas ao *loop* transmissor. Isto foi devido à que na maior parte das sondagens restantes, este tipo de modelagem não convergia para nenhum modelo, o que indicou novamente a instabilidade na modelagem e inversão para os dados das sondagens fora do *loop* transmissor e as limitações intrínsecas ao cálculo da resistividade aparente.

Os dois modelos geoeletricos resultantes do processo de inversão mostraram se ajustar bem aos dados obtidos. Como foi tratado anteriormente, devido à maior clareza dos dados provenientes do arranjo *loop*-central, estes modelos invertidos são utilizados como modelos iniciais para os processos de inversão individuais das sondagens restantes realizadas. Porém, a inserção de cada um destes modelos como modelo inicial, forneceu resultados interessantes em cada caso quando se compara o percentual de ajuste RMS obtido. Um gráfico dos valores % RMS de ajuste da inversão de cada sondagem foi gerado a fim de visualizar como cada um destes processos de inversão geraram modelos que se ajustaram de uma forma distinta aos dados. A Figura 73 mostra os valores de ajuste para cada sondagem utilizando como modelos iniciais das inversões mostradas anteriormente: modelo de 4 camadas (modelo 1) e modelo de 5 camadas (modelo 2). Os resultados mostraram uma clara tendência na parte central do perfil correspondem quente as sondagens próximas ao *loop* transmissor, com valores de ajuste consideravelmente mais baixos em comparação aos correspondem quentes das sondagens fora do *loop* transmissor.

Cada modelo mostrou resultados individuais, porém similares em relação as regiões maior/menor ajuste, com uma clara correlação nos perfis de ajuste gerados. O modelo 1 forneceu um perfil de valores de ajuste %RMS mais altos e dois picos mais pronunciados em comparação ao modelo 2. Estas regiões mostraram similaridades em termos da dificuldade de recuperar um modelo geoeletrico que se ajustasse aos dados. Note que os modelos não diferem muito entre si, portanto os resultados similares de ajuste estão relacionados às variações que o *software* faz nos modelos iniciais por meio do processo iterativo de inversão na busca do modelo de melhor ajuste. Os resultados mostraram que o modelo 2 teve em geral um ajuste melhor em comparação ao modelo 1 e concordava com as medições SEV mostradas no capítulo seguinte portanto, foi escolhido como o adequado para a interpolação e geração do perfil pseudo-2D. Porém, esta hipótese, leva em conta que as informações devidas a componente z do campo (B_z) são insuficientes para recuperar adequadamente a distribuição estratigráfica das camadas, o que geraria um ajuste deficiente nas extremidades do perfil, devido aos picos de resistividade correspondem quentes aos valores mais baixos de voltagem, como foi mostrado anteriormente. Além de que o processo de modelagem é 1D, os modelos gerados somente consideram variações verticais, o que explicaria a dificuldade para encontrar melhores valores de ajuste nas extremidades do perfil.

No entanto, os modelos invertidos mostraram ser altamente compatíveis e as divergências não geraram modelos geoeletricos distantes da litologia conhecida, conservando

coerência com o modelo inicial proposto, baseado nas informações geológicas da região. A observação detalhada das inversões individuais permitiu detectar que as causas principais para os valores altos de %RMS se devem principalmente aos picos de resistividade, mostrando uma divergência localizada para os valores próximos a esta zona. A transição entre valores de voltagem positivos e negativos da componente z do campo, criam uma região com valores de resistividade muito altos e de difícil ajuste para o algoritmo de inversão, porém, o ajuste geral é muito bom como pode ser visto nas inversões individuais (ver apêndice C) e os valores de %RMS não refletem a convergência do processo de inversão na sua totalidade. Esta análise foi avaliada pelas informações dos outros métodos geofísicos utilizados e as informações litológicas dos poços da região.

A interpretação e análise desses resultados, bem como as implicações do modelo de 5 camadas e as possíveis interpretações em termos do método e a geologia da região serão apresentadas a seguir.

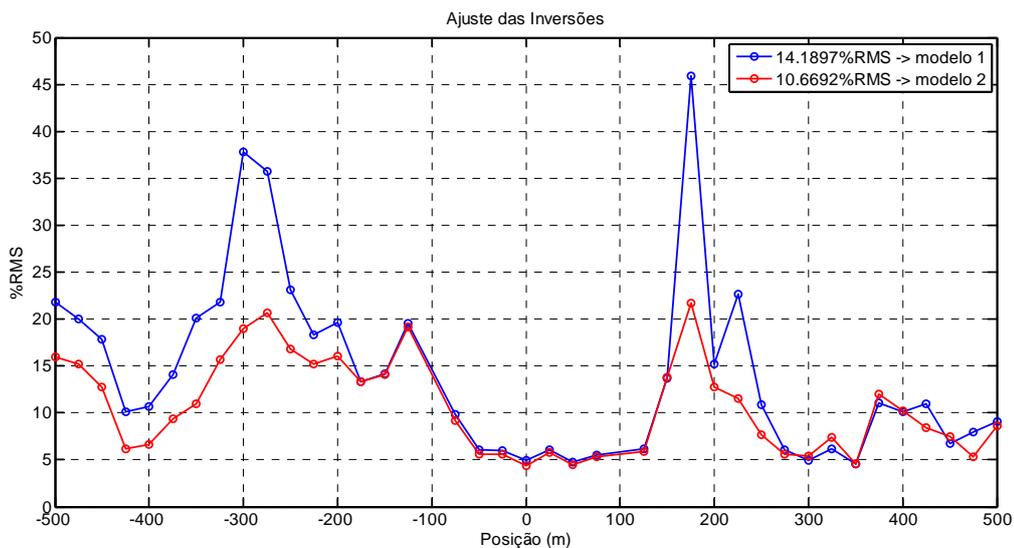


Figura 73. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão de cada sondagem nos dois modelos propostos.

6.2 Perfis pseudo-2D

Os resultados das inversões individuais são mostrados utilizando a interpolação de todos os modelos com o objetivo de gerar um perfil pseudo-2D da área de estudo. O *software* utilizado para fazer a inversão cria um modelo de blocos a partir da distância entre sondagens e a profundidade das camadas, gerando um diagrama como mostrado na Figura 74. Desta

forma, os perfis individuais correspondem a blocos de 25 m de largura que se distribuem ao longo do perfil. Posteriormente foi gerado um perfil interpolando os valores de resistividade individual de cada camada e para cada bloco em função da altitude com a informação topográfica da área de estudo.

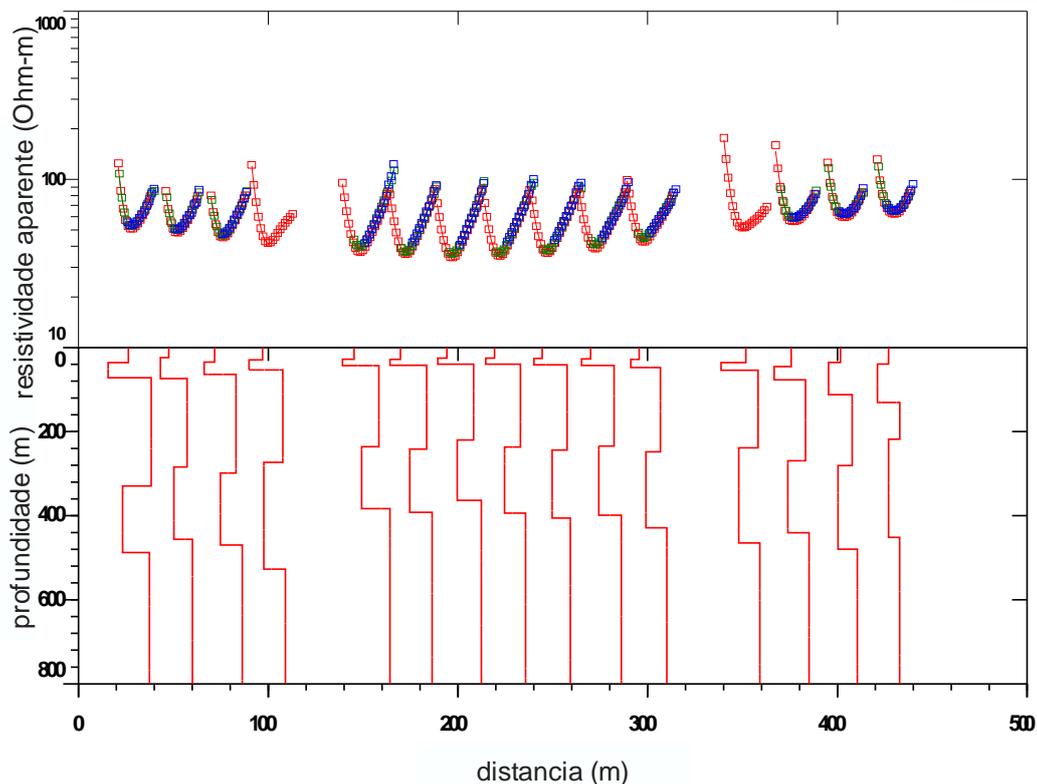


Figura 74. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM1.

Resultados dos levantamentos correspondem a caminamentos TDEM CTDEM1, CTDEM2 e CTDEM3 realizados de acordo com o mapa da Figura 19 são mostrados a seguir.

CTDEM1

A Figura 75 mostra o modelo geológico dos dados do caminhamento TDEM CTDEM1. Este perfil pseudo-2D foi gerado através das interpolações dos modelos invertidos individuais (ver apêndice A) e seguiram a mesma linha de procedimento descrita no capítulo de inversão dos dados. Os resultados das inversões individuais tiveram bons níveis de ajuste (Figura 76) devido à pouca extensão do arranjo e a remoção de pontos que tiveram variações

iniciais muito fortes nas curvas individuais de voltagem. A remoção destes pontos permitiu uma fácil convergência, porém, a notável diferença na qualidade de dados no começo das curvas de resistividade causou uma perda considerável de pontos que geraram uma tendência de curvar o perfil como observado na figura do perfil CTDEM1. Isto pode ser interpretado como sendo devido ao *software* tentar completar a informação faltante no início das curvas, gerando modelos laterais deslocados verticalmente. Este efeito foi observado nos dados de CTDEM1 e CTDEM2, que será mostrado logo adiante, em que as limitações próprias da bobina 1D e inconvenientes iniciais com a bobina 3D que geraram uma perda das componentes *x* e *y* junto com perda de pontos nas curvas de voltagem, não permitiram uma adequada clareza de resultados, porém, as informações destes dois caminhamentos foram importantes para fazer uma melhor interpretação final do CTDEM3.

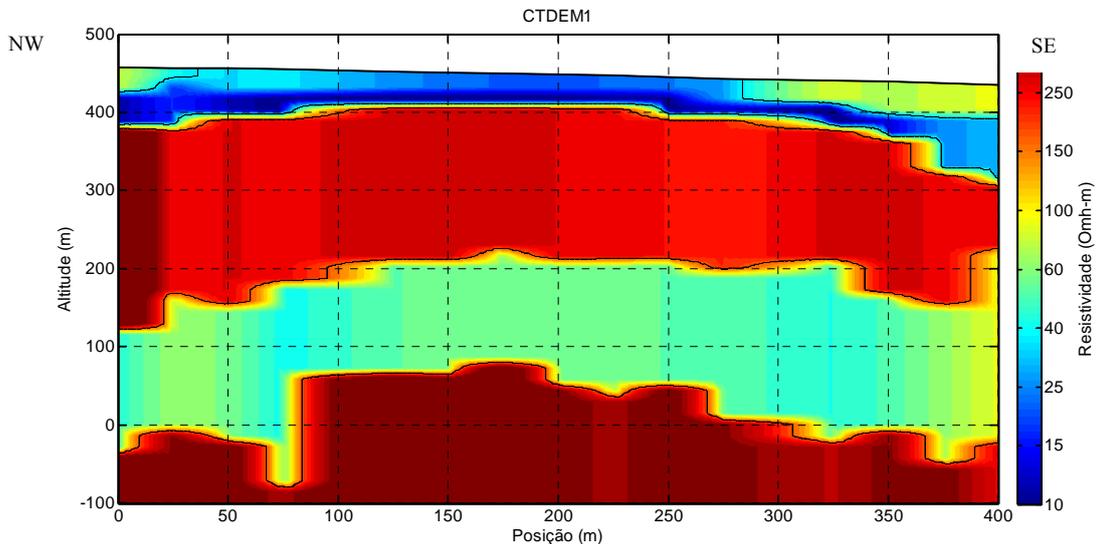


Figura 75. Modelo geoeétrico dos dados CTDEM1 ao longo da linha de 400 m gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente.

O perfil pseudo-2D mostra 5 regiões com distintos valores de resistividade, os quais serão associados as camadas geológicas provenientes das informações litológicas de poços na região. A parte mais superficial do perfil exhibe uma região com resistividade relativamente baixa (entre 20 e 70 Ohm-m) com espessura variável (~18 m), que segundo as informações de poços da região e o modelo geoeétrico associado, correspondem que aos arenitos não saturados da Formação Adamantina. Note-se que devido a baixa resolução do método, não é possível resolver camadas com espessuras menores a 20 m (10% da largura do *loop Tx*), portanto é observado como esta camada possui valores baixos de resistividade em comparação com o

modelo geoeletrico inicial. Este é um resultado subestimado do valor de resistividade devido à proximidade desta camada com a superfície e pela sua pequena espessura. Abaixo desta, encontra-se uma região condutiva (azul) com ~22 m de espessura associada aos arenitos saturados da Formação Adamantina (Aqüífero Bauru). Esta camada foi muito bem resolvida devido à grande capacidade do método TDEM para caracterizar camadas condutivas. Porém, o efeito de curvatura anteriormente mencionado faz com que o perfil possua profundidades deslocadas nos extremos. Contudo, a interface entre esta região condutiva e a resistiva abaixo foi bem marcada e a região condutiva associada ao aqüífero sedimentar raso é bem delimitada.

O CTDEM1 conseguiu enxergar camadas mais profundas, permitindo mapear o topo da camada resistiva correspondente à camada de basaltos da Formação Serra Geral, o qual encontra-se aproximadamente em 45 m de profundidade, com valores de resistividade entre 150 e 400 Ohm-m. Esta região, representada com uma cor laranja, entre os ~400 m e ~200 m de altitude indica a presença de camadas basálticas pouco fraturada. Logo abaixo tem-se uma região condutiva de cor verde claro de aproximadamente 100 m de espessura caracterizada por baixos valores de resistividade (150-200 Ohm-m). Estes valores são indicativos de uma região basáltica fraturada devido aos baixos valores de resistividade, o que indicaria a presença de água nas fraturas e que concorda com as informações litológicas dos poços presentes na região de estudos. E finalmente observa-se uma região resistiva (cor vermelha) com valores superiores aos 300 Ohm-m na parte inferior do perfil, estando relacionada provavelmente à camada de basaltos são. Neste perfil, a zona condutiva identificada dentro da camada resistiva associada aos basaltos, forneceu um primeiro indicativo da presença de zonas de fraturas que podem estar associadas ao aqüífero cristalino da Formação Serra Geral.

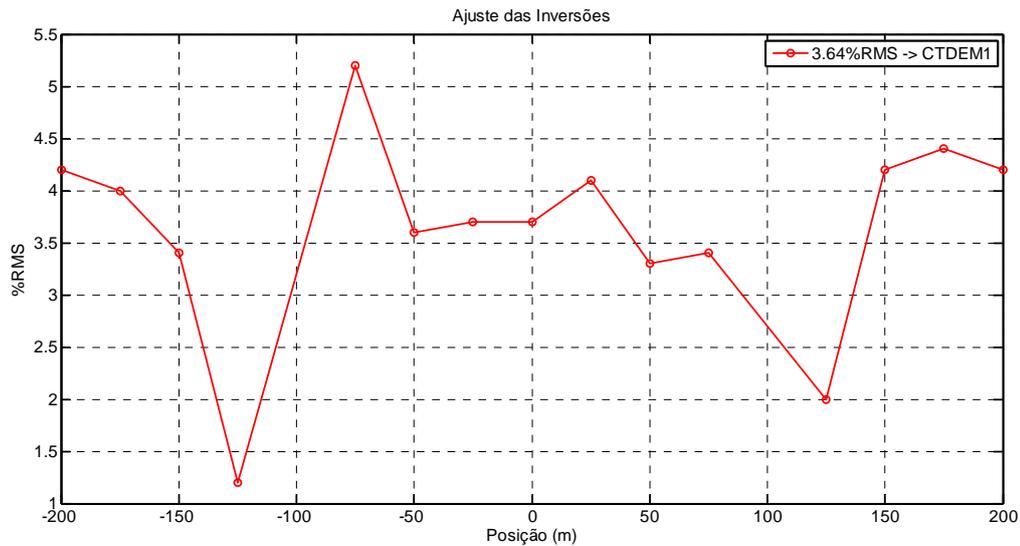


Figura 76. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão 1D de cada sondagem individual do CTDEM1.

A Figura 77 mostra o modelo geoeletrico invertido dos dados do Caminhamento Elétrico-CE1 o qual foi realizado sobre a linha de CTDEM1, porém, com uma extensão maior de 600 m, em que o CE1 começa 100 m antes do perfil CTDEM1 e finaliza 100 m depois do final do CTDEM1. O arranjo utilizado foi o Wenner-Schulmberger com aberturas de 10 e 30 m e utilizando o *software* RES2DINV para o processo de inversão. Nesta figura é possível observar várias sequências geoeletricas associadas a diferentes camadas com distintos valores de resistividade: a primeira é uma região que exibe uma resistividade relativamente alta com espessura variável entre 2 m e 20 m, que segundo as informações de poços da região, correspondem que aos arenitos não saturados da Formação Adamantina. Esta camada varia na direção NW-SE, diminuindo a sua espessura em direção a SE. Estas informações concordam com as observações da área de estudo que mostraram uma possível zona de recarga próximo ao final do perfil observado no mapa da Figura 19, junto com a variação da topografia também registrada no perfil. Abaixo desta camada, encontra-se uma camada condutiva que, segundo a geologia da região, está relacionada com o aquífero sedimentar raso no arenito saturado da Formação Adamantina. Esta camada tem valores de resistividade entre 10 e 40 Ohm-m com uma espessura média de ~30 m e é representada pela região azul escuro na figura. Como foi visto no capítulo de aspectos geológicos, a maior parte dos poços de exploração de água subterrânea na região são poços rasos que exploram água desta camada. Finalmente, na parte inferior do perfil, pode ser observada uma região medianamente resistiva com valores acima de 80 Ohm-m com uma tendência suave ao aumento. O topo desta camada

resistiva começa em torno de 60 m de profundidade na região ao começo do perfil (NW) e 40 m de profundidade no final (SE). Esta mesma região continua com valores de resistividade similares com um aumento suave até cerca de 250 Ohm-m na parte mais inferior. Esta camada correspem que, segundo às informações litológicas, aos basaltos da Formação Serra Geral, porém, os baixos valores de resistividade (entre 80 e 250 Ohm-m) indicam a possível presença de basalto fraturado com água, o que concorda com algumas das informações de poços.

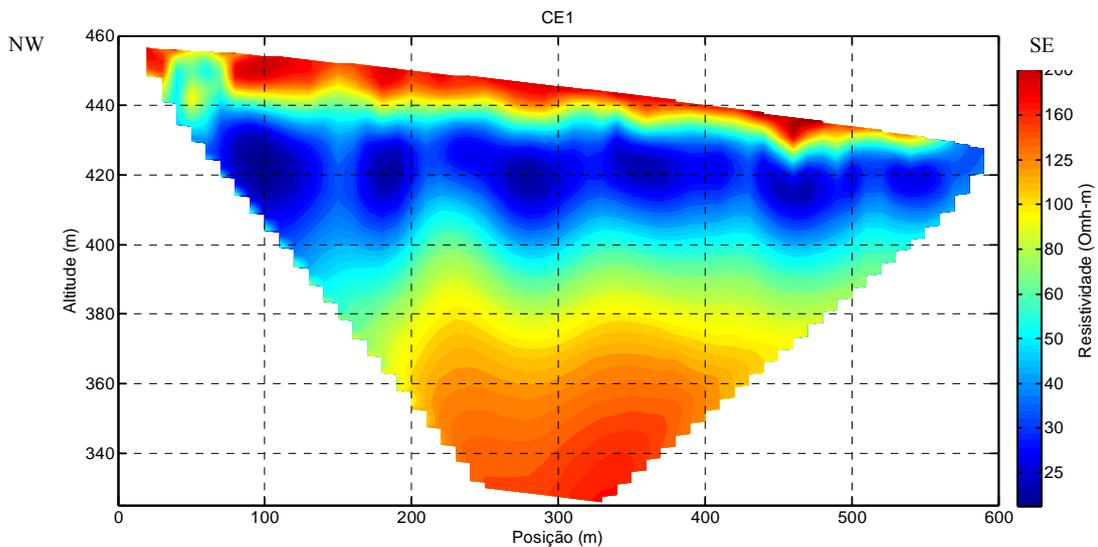


Figura 77. Modelo invertido dos dados de caminhamento elétrico com o arranjo Wenner-Schulmberger.

A comparação entre os dois perfis indica regiões em comum e interpretações similares. Em resumo, os resultados do CTDEM1 e o CE1 estão de acordo com as informações litológicas de poços da região de estudo e mostraram modelos geoeletricos similares. O método TDEM permitiu enxergar camadas mais profundas o que permitiu uma análise adequada das possíveis estruturas associadas ao aquífero cristalino na Formação Serra Geral. Um aspecto detectado, foi que a camada superficial associada ao arenito não saturado é melhor visualizada no CE1 devido a melhor resolução do método para definir estruturas rasas. Por outro lado, no CTDEM1 esta camada não é bem delimitada devido as capacidades próprias do método, ou seja, o TDEM apresenta baixa resolução nos primeiros 20 m de profundidade. No entanto, tanto no CTDEM1 como no CE1, a região condutiva associada ao aquífero sedimentar raso é bem delimitada e facilmente observável.

Apesar do efeito de curvatura observado no CTDEM1, a interface correspem quente ao topo da Formação Serra Geral é bem delimitada e coincide com os valores obtidos em profundidade mostrados no CE1. Ambos métodos mostraram valores baixos de resistividade para a camada correspem quente ao basalto, o que sugerem a possibilidade da existência de zonas de fraturas com água na área de estudo.

CTDEM2

Seguindo o mesmo procedimento feito no CTDEM1, o conjunto de inversões individuais permitiram a geração de um perfil pseudo-2D por interpolação. A Figura 78 mostra o conjunto de medições para o CTDEM2 em que foram realizadas 15 sondagens TDEM individuais ao longo de uma linha de 400 m utilizando um *loop* transmissor Tx de 200 m de lado junto com a bobina receptora Rx 3D e duas sondagens SEV no centro e no final do perfil com uma abertura AB/2 de 500 m. No mapa da Figura 19 observa-se que o final do perfil de caminhamento TDEM coincide com uma região marcada como uma linha de drenagem, delimitada na Figura 8. A Figura 79 mostra os resultados das inversões das sondagens individuais TDEM que mediante interpolação geraram o perfil pseudo-2D CTDEM2. Nesta oportunidade, as medidas sofreram perdas consideráveis de dados no começo e final das curvas, dificultando o processo de inversão devido ao incremento de ambiguidade. Os resultados mostraram mais dificuldades na convergência para as sondagens fora do *loop* transmissor. Os modelos individuais resultado das inversões (ver apêndice B) não resolveram bem a camada resistiva superficial evidenciada no conjunto de medidas CTDEM1. O perfil da Figura 79 mostra em resumo duas regiões claramente diferenciáveis, uma região condutiva com valores entre 10 e 25 Ohm-m, representada com a cor azul que está associada ao arenito saturado da Formação Adamantina e outra região mediamente resistiva com valores entre 150 e 200 Ohm-m, que está associada aos basaltos da Formação Serra Geral, isto, conservando a linha de interpretação baseada nas informações litológicas dos poços da região.

Para as sondagens fora do *loop* transmissor, a perda de pontos nas curvas de resistividade fez com que as inversões dos dados tiveram um aumento adicional de instabilidade e um nível de incerteza grande. Por este motivo, a totalidade das sondagens não tiveram a mesma capacidade de convergência devido à diferença em qualidade dos pontos fora do *loop* transmissor em relação as sondagens adquiridas dentro do *loop*, como pode ser visto na Figura 80, em que é observado claramente a diferença de ajuste entre as sondagens

centrais e as laterais, com valores de %RMS menores a 5% para as sondagens dentro do Tx e valores de ajuste superiores a 10% para as sondagens fora. Para mostrar este contraste, um perfil pseudo-2D contendo somente as sondagens realizadas dentro do *loop* transmissor é mostrado na Figura 81. Neste perfil foi feito o mesmo processo de inversão, no entanto, os modelos individuais convergiram para um modelo diferente do anterior mostrado na Figura 79. Note-se que neste perfil, os modelos enxergaram uma camada condutiva adicional em 200 m de profundidade aproximadamente. Em contraste com o CTDM1, este perfil não mostrou uma última camada resistiva na parte inferior, o qual é explicado pela perda de informação comentada anteriormente, que pode não ter permitido resolver a camada resistiva adicional. Este novo perfil contendo somente as sondagens dentro do *loop* transmissor, fornece uma primeira evidência da dificuldade do processo de inversão para as sondagens fora do *loop* e como podem ser obtidos diferentes modelos para diferentes arranjos. Contudo, ambos perfis mostraram uma boa delimitação do topo da camada resistiva associada ao basalto. Ambos perfis, mostraram valores de resistividade similares para esta camada e apresentaram valores de profundidade próximos na marcação do topo desta camada.

Além das regiões comentadas, uma anomalia adicional foi observada no perfil da Figura 79 na posição entre 300-350 m, mostrando um bloco resistivo na parte superficial (entre 0 e 50 m de profundidade) e um relativamente condutivo numa profundidade de 300 m aproximadamente, o que indicaria uma possível convergência local ao modelo de 5 camadas proposto inicialmente, provavelmente associado à divergência do processo de inversão acentuada para esta posição.

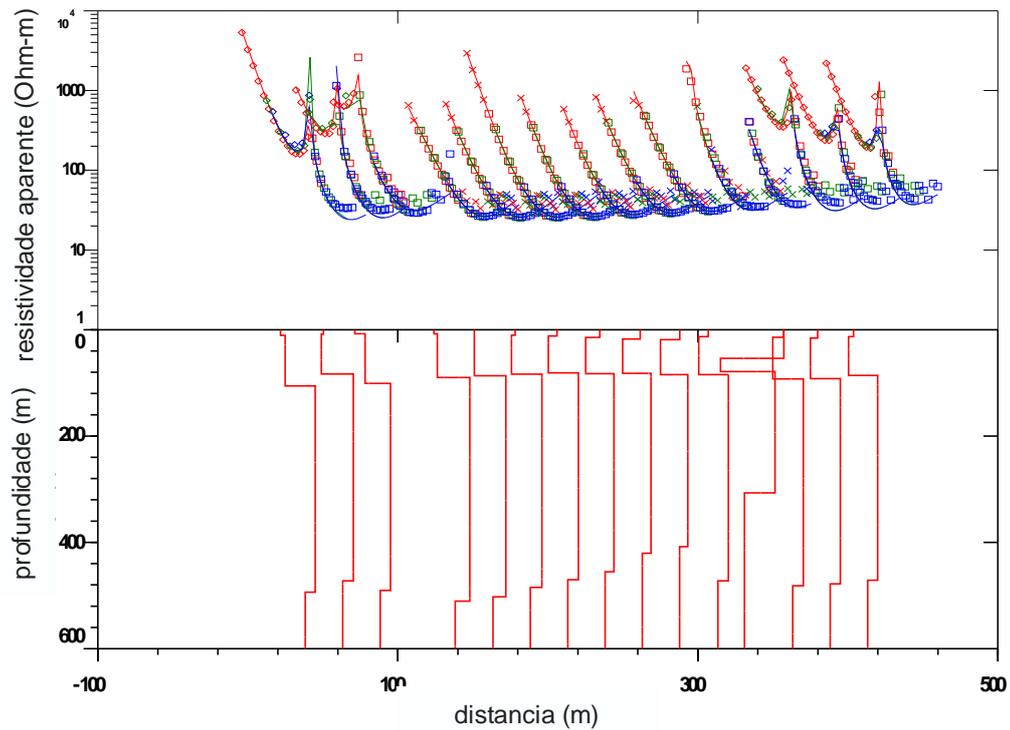


Figura 78. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM2.

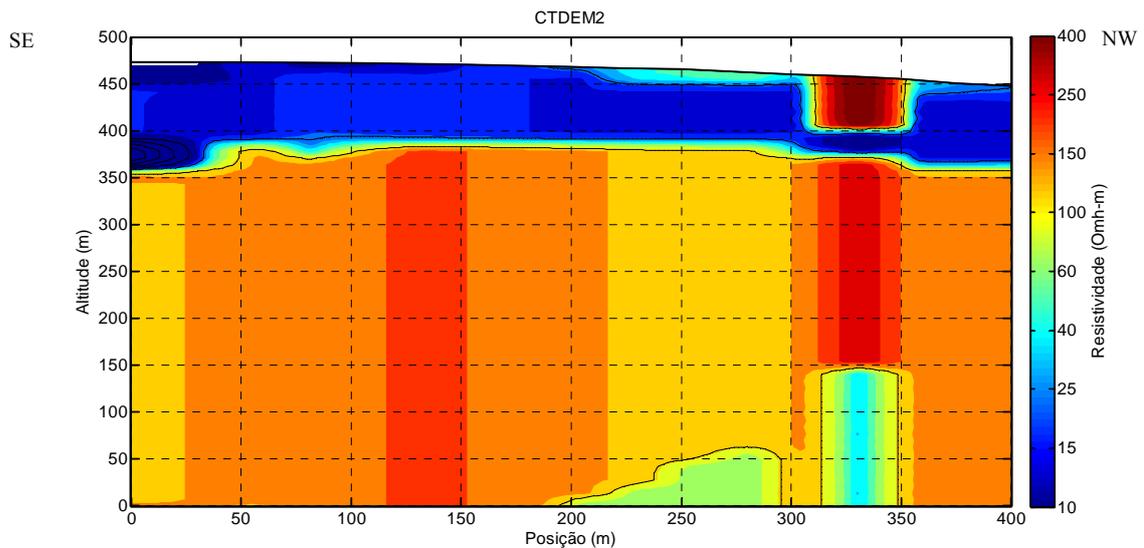


Figura 79. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 ao longo da linha de 400 m gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente.

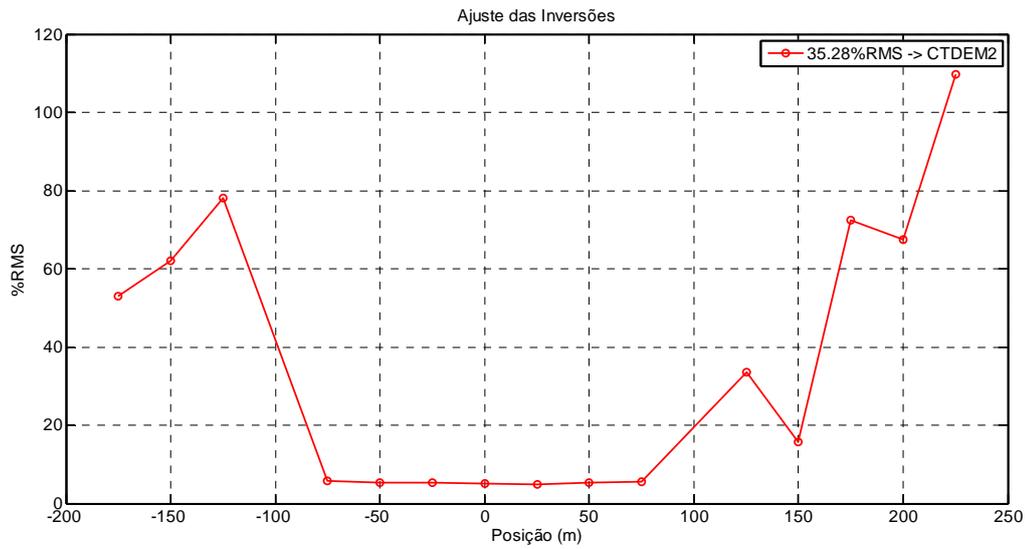


Figura 80. Valores de ajuste % RMS correspondentes ao processo de inversão 1D de cada sondagem individual do CTDEM2.

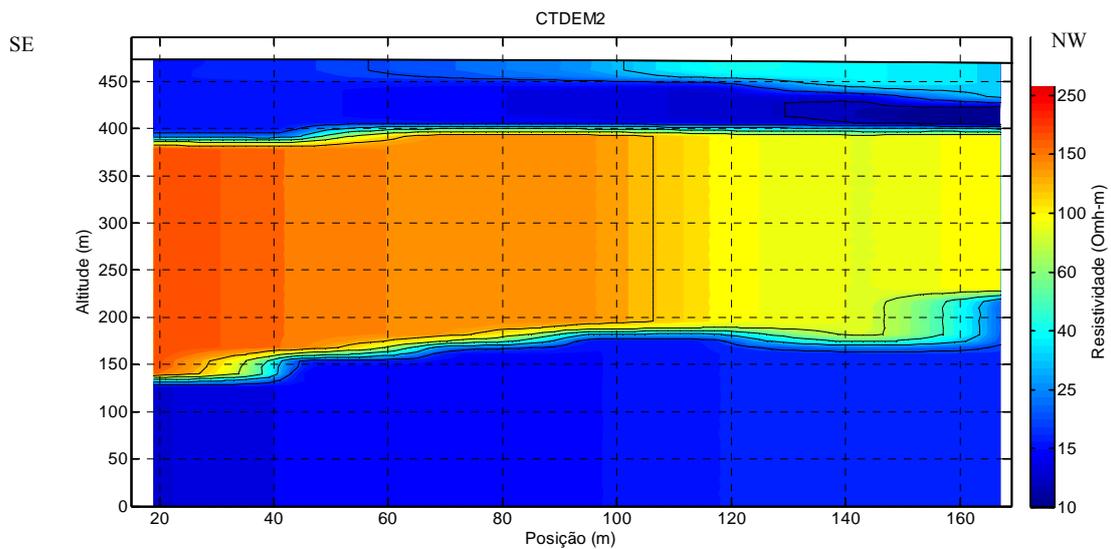


Figura 81. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 gerado por interpolação linear dos modelos invertidos individualmente das sondagens realizadas dentro do *loop* transmissor.

Adicionalmente, as SEVs realizadas ao longo deste perfil forneceram informações importantes na avaliação dos perfis gerados. Os resultados destas sondagens permitiram complementar as informações dos dados TDEM para as camadas resistivas que não apareceram nos perfis TDEM e ajudaram na comparação com a profundidade do topo da camada resistiva associada aos basaltos. A Figura 82 e Figura 83 mostram as SEVs realizadas nas posições de 200 m e 400 m do perfil CTDEM2, respectivamente. Os resultados

mostraram uma fina camada de solo pouco resistivo (~ 1 e ~ 2 m de espessura, respectivamente), seguida por uma camada resistiva associada ao arenito não saturado e uma camada condutiva associada aos arenitos saturados da Formação Adamantina (2 m e 25 m de espessura, respectivamente). E finalmente uma camada medianamente resistiva (~ 150 Ohm-m) associada aos basaltos da Formação Serra Geral com o topo do basalto em 88 m e 74 m de profundidade, respectivamente. No entanto, no resultado da inversão na Figura 82 a camada associada ao arenito saturado está representada por duas camadas, porém, ambas com resistividades semelhantes, o que pode ser interpretado como uma variação suave de resistividade nessa posição, o que gerou uma camada adicional no processo de inversão ou por outro lado, um efeito 2D das variações litológicas na área de estudo ao longo da extensão do arranjo da SEV

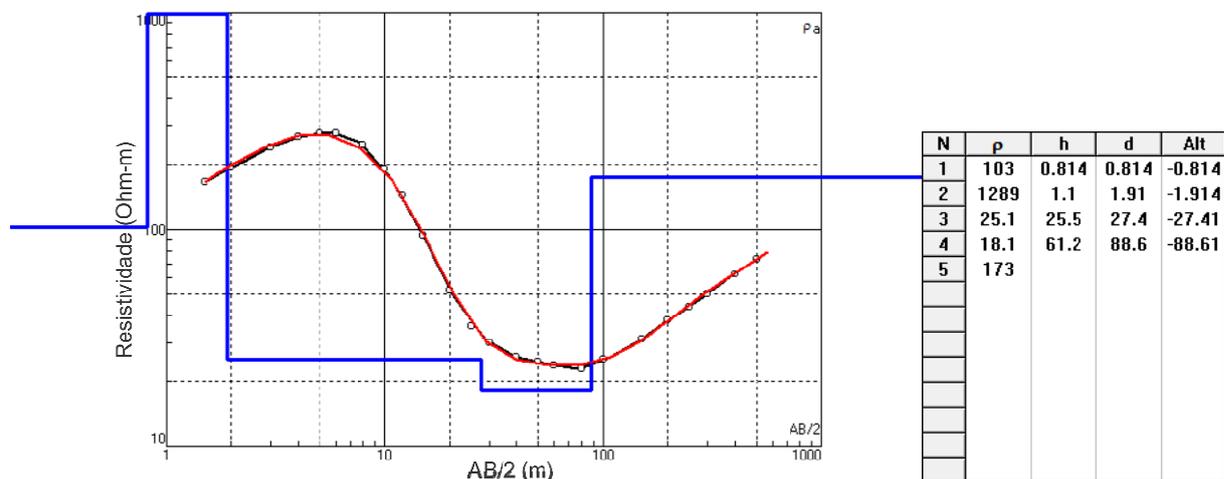


Figura 82. Resultado da inversão dos dados da SEV realizada na posição de 200 m do perfil CTDEM2.

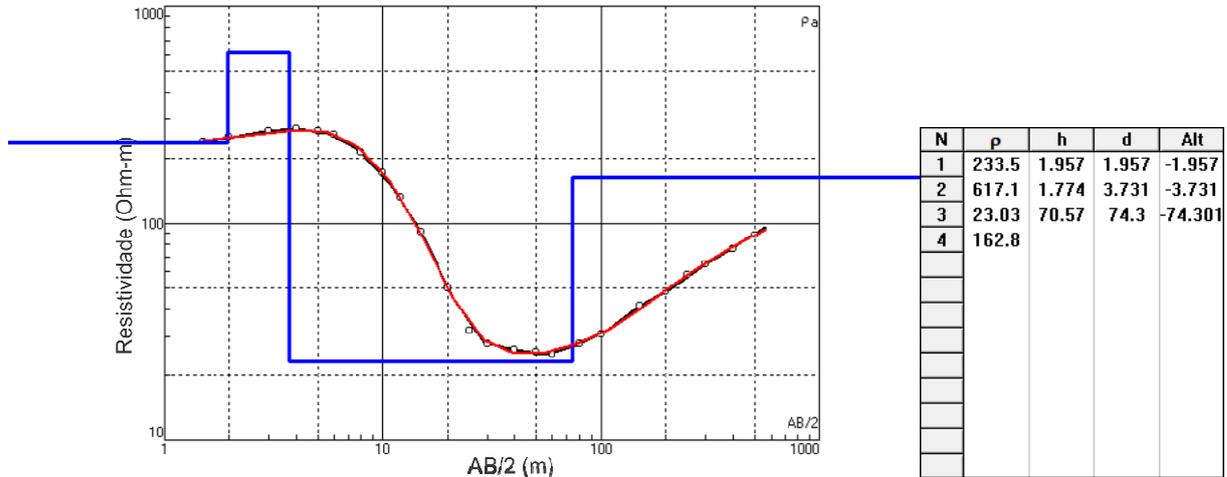


Figura 83. Resultado da inversão dos dados da SEV realizada na posição de 400 m do perfil CTDEM2.

Contudo, o perfil CTDEM2 mostra concordância com os resultados das sondagens SEV realizadas, delimitando claramente o topo da região resistiva correspondente aos basaltos da Formação Serra Geral. As sondagens SEV, mostraram pequenas diferenças quanto à profundidade do topo do basalto em relação ao perfil CTDEM2. Isto pode estar relacionado ao efeito de curvatura no perfil CTDEM2 gerado. Um perfil resumindo os resultados CTDEM2 e SEVs é mostrado na Figura 84.

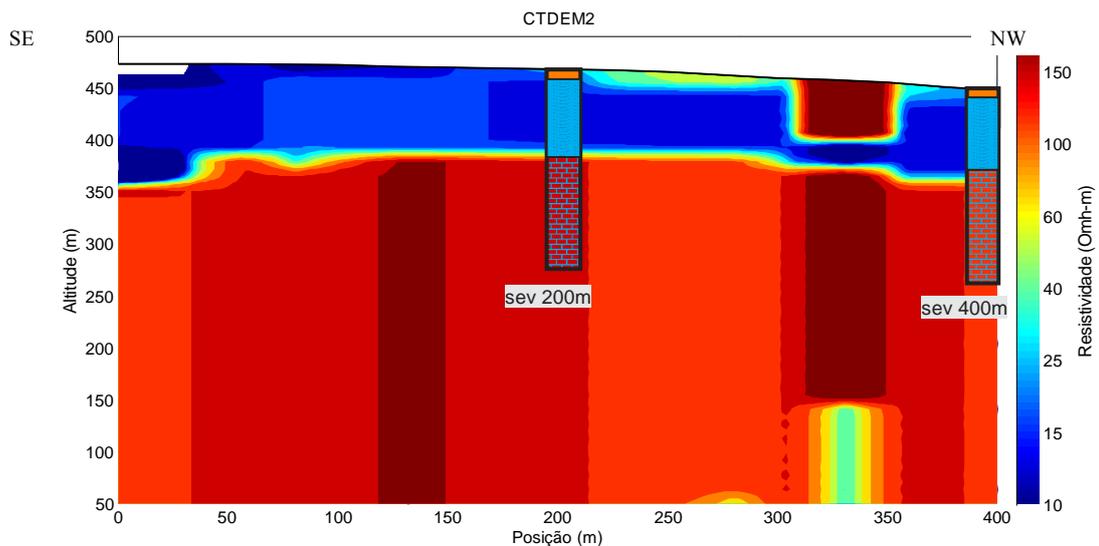


Figura 84. Perfil pseudo-2D dos dados CTDEM2 ao longo da linha de 400 m junto com os resultados das SEVs.

CTDEM3

A Figura 85 mostra o conjunto de dados CTDEM3 com 1000m de comprimento em que foi utilizado um *loop* transmissor de 200 m de lado junto com a bobina receptora 3D. O perfil pseudo-2D gerado pela interpolação linear das inversões individuais (ver apêndice C) das sondagens TDEM é mostrado na Figura 86. Neste perfil de CTDEM3 foram adquiridas 39 sondagens espaçadas de 25 m, cujo *loop* Tx fixo foi de um *loop* quadrado com 200 m de lado e as medidas foram feitas com a bobina receptora 3D. O perfil mostra claramente um modelo geológico composto por 5 camadas. A primeira camada resistiva superficialmente (entre 30 e 60 Ohm-m) está relacionada com os arenitos não saturados da Formação Adamantina. Note que esta camada foi melhor resolvida em comparação com o perfil CTDEM1 e CTDEM2, devido a alta qualidade dos dados provenientes da bobina receptora 3D. Esta camada superficial mostrou uma região mais condutiva no começo do perfil, especialmente na zona entre 100 e 200 m do perfil, que coincide com uma linha de drenagem visualizada no local das medições e indicada no mapa da Figura 8. Abaixo desta, observa-se claramente uma camada bastante condutiva com valores entre 10 e 20 Ohm-m e com uma espessura média de 30 m, que está relacionada com os arenitos saturados da Formação Adamantina (aquífero Bauru). Da mesma forma que os resultados anteriores provenientes do CTDEM1 e CTDEM2, o perfil CTDEM3 também mostrou uma boa delimitação para o topo da camada resistiva e mostrou concordância com os modelos anteriores. Esta camada é caracterizada por valores medianamente resistivos (entre 100 e 170 Ohm-m) e está associada aos basaltos da Formação Serra Geral. Adicionalmente observam-se regiões mais condutivas entre a posição 100 e 225 m (retângulos vermelhos Figura 86). Este bloco mais condutivo estaria associado à uma região mais condutiva nessa porção do basalto, podendo estar relacionado com uma região fraturada preenchida com água que geraria valores baixos de resistividade. A segunda opção avaliaria o modelo proposto por Rocha (2005) como um lineamento de drenagem que conteria fraturas sub-verticais preenchidas com água, que seriam uma conexão entre o aquífero sedimentar raso e o aquífero cristalino. Além disso, uma deflexão na topografia do basalto nesta zona, observada também no perfil entre a posição 175 e 225 m corrobora com esta possibilidade (linha vermelha Figura 86). Apesar da perda de resolução com o aumento de profundidade evidenciada pelas fortes variações na espessura das camadas, esta hipótese concorda com o que pode ser observado no perfil CE2 como também explicaria as variações percebidas nos perfis de campo magnético secundário, que mostraram uma região de descontinuidade horizontal. A possibilidade de existir uma região mais condutiva no meio da

camada basáltica devido às fraturas preenchidas com água, seria interpretado como uma descontinuidade horizontal não considerada na teoria de inversão 1D convencional, a qual assume uma disposição de camadas plano paralelas. Isto poderia ter gerado os valores %RMS de ajuste mais altos dos usuais, que foram efetivamente observados e mostrados na Figura 73 e dificultaria ainda mais a convergência dos modelos invertidos nas posições sobre e depois deste lineamento, o que foi igualmente evidenciado nas variações das espessuras das camadas no começo do perfil CTDEM3. As implicações deste lineamento no processo de inversão estariam relacionadas com o aumento de incerteza no começo do CTDEM3, que mostra um menor ajuste para as sondagens localizadas na esquerda do *loop* transmissor Tx (Figura 73), o que implicaria que as correntes induzidas atravessaram por uma estrutura vertical na posição ~150 m afetando o comportamento do campo para as sondagens nas posições ao começo do CTDEM3.

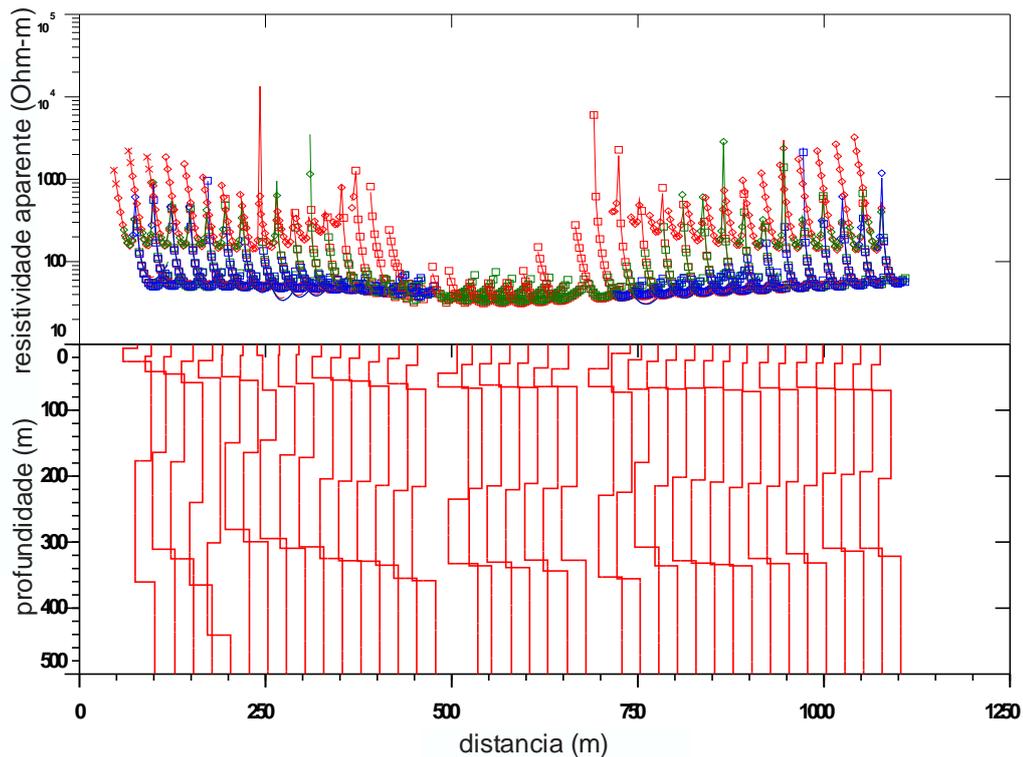


Figura 85. Conjunto de todas os modelos resultados das inversões individuais 1D ao longo do perfil CTDEM3.

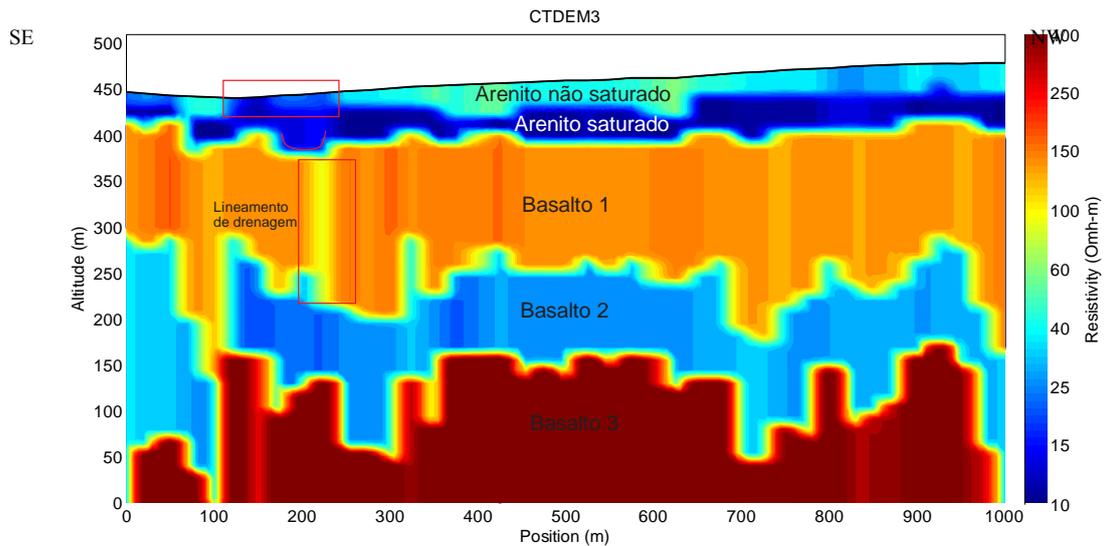


Figura 86. Perfil pseudo-2D a longo da linha de 1000m gerado por interpolação dos modelos invertidos individualmente do caminhamento CTDEM3.

Finalmente, como foi observado em todos os perfis gerados a partir do CTDEM, a camada de basalto teve valores de resistividade em geral baixos e distribuídos em 3 camadas, com uma camada particularmente condutiva no meio. Esta camada foi bem resolvida no CTDEM1, CTDEM3 e no perfil gerado com o resultado das sondagens dentro do *loop* do CTDEM2. Na figura Figura 86 podem ser observadas as suas distribuições e valores de resistividade, com uma camada mais superficial (~60 m de profundidade para o topo) com valores médios de 150 Ohm-m (basalto 1), a camada seguinte consideravelmente condutiva com valores médios de 30 Ohm-m (basalto 2) e a mais profunda, com valores superiores a 400 Ohm-m (basalto 3). Esta distribuição poderia estar associada as variações na geometria e distribuição das fraturas presentes no basalto e o conteúdo de água nas mesmas. A camada medianamente resistiva poderia estar associada a basalto pouco fraturado com tendência de ir para um basalto sem fraturas, o que explicaria os valores pouco resistivos observados no perfil. Posteriormente, a camada condutiva poderia indicar uma zona basáltica fraturada provavelmente preenchida com água nas fraturas que correspem queria ao Aquífero cristalino Serra Geral. Por último, a camada mais profunda poderia ser interpretada como basalto são, que concordaria com os altos valores resistivos observados.

O perfil CTDEM1 também mostrou os basaltos 1, 2 e 3 com espessuras e valores de resistividade similares aos resultados do CTDEM3. No entanto, o perfil CTDEM2 mostrou inicialmente um modelo de 4 camadas sem a presença do basalto 2, o que indicaria um

modelo mais simples que representaria as camadas basalto 1 e 2 como uma só e significaria um basalto igualmente fraturado para toda a camada. Por outro lado, o perfil gerado com as inversões das sondagens dentro do *loop* no CTDEM2, mostraram novamente a camada condutiva (basalto 2) mas sem a presença do basalto 3, provavelmente devido à perda de pontos nas curvas. Isto reforçaria a idéia de que a falta de clareza nos dados do CTDEM2 fez com que a inversão inicialmente convergisse para um modelo mais simples de 4 camadas. Contudo, os dados do CTDEM1, CTDEM2 e CTDEM3 permitiram mapear com uma boa clareza o Aquífero Bauru na Formação Adamantina e detectaram a presença do basalto 1 como uma região com resistividade baixa que estaria associada ao basalto fraturado da Formação Serra Geral. A presença do basalto 2, representada como uma região com uma densidade maior de fraturas e/ou um conteúdo maior de água nelas foi observado no CTDEM1, CTDEM3 e no perfil feito com as sondagens dentro do *loop* do CTDEM2. A detecção do basalto 3 está ligada a qualidade dos dados e a profundidade de investigação, o que claramente foi percebido com o CTDEM2, em que essa camada não foi resolvida. No CTDEM1 apesar de ter sido usada a bobina receptora 1D, foi possível observar o basalto 3 concordando com a distribuição do perfil CTDEM3.

Para o grupo de dados correspondente ao CTDEM3 foram feitas três sondagens SEV na parte central do caminhamento e um CE2 adicional exatamente sobre a linha CTDEM3. A Figura 87 mostra o perfil de CE2 realizado com o arranjo polo-dipolo com uma abertura de 25 m e com a variação topográfica da zona na escala de profundidade de investigação do CE2. Na figura pode ser observada uma região de valores medianamente resistivos superficiais que possuem uma acumulação central perceptível, (região amarela-vermelha) similar aos valores obtidos no CTDEM3. Adicionalmente, esta camada torna-se bastante fina em espessura na posição entre 0 e 250 m. Esta zona, observando o mapa de localização das medições (Figura 8) e as observações realizadas no trabalho de aquisição, corresponde a uma linha de drenagem, o que explicaria a pouca espessura da camada de solo e arenito não saturado nessa parte do perfil. Além disso, a camada correspondente ao arenito saturado da Formação Adamantina é observada como regiões azuis que vão desde os 20 m de profundidade até o final do perfil. A profundidade de investigação fornecida pelo arranjo (40 m aproximadamente), não permitiu observar a camada correspondente aos basaltos da Formação Serra Geral, uma vez que não se detectaram regiões resistivas abaixo da camada condutiva, o que indicou que a presença desta camada deveria estar numa profundidade maior. Isto foi confirmado pelas sondagens SEV, que indicaram uma camada

resistiva numa profundidade entre 50 e 60 metros, conforme pode ser visto nas figuras (Figura 88, Figura 89 e Figura 90).

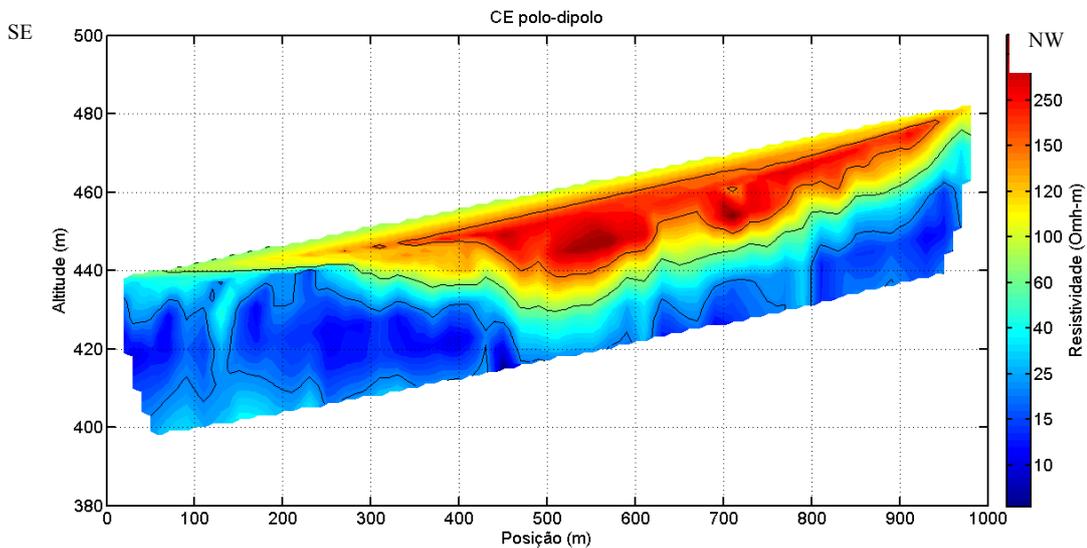


Figura 87. Perfil do modelo geoeletrico dos dados de caminhada eletrica CE2 com o arranjo polo-dipolo.

Os modelos resultantes do processo de inversão das SEVs são mostrados nas seguintes figuras (Figura 88, Figura 89 e Figura 90). Os modelos resultantes das inversões forneceram como resultado 3 camadas geoeletricas, com exceção da SEV na posição 400 m, que resultou num modelo de 4 camadas com uma aparência similar ao resultado da SEV realizada no CTDEM2 mostrado na Figura 82. Estes modelos mostraram em geral uma camada fina superficial resistiva associada ao solo junto com uma camada resistiva de espessura maior associada ao arenito não saturado da Formação Adamantina. Abaixo da camada resistiva, tem-se uma camada condutiva com valores entre 5 e 20 Ohm-m com espessura variável para cada SEV. No caso da SEV realizada na posição central de 500 m, o resultado mostrou uma camada condutiva de uma espessura notavelmente diferente das realizadas nas posições 400 e 600 m (Figura 88), caracterizada com 15.6 m de espessura, que não concordou com as outras sondagens SEV próximas a esta posição. As sondagens realizadas nas posições 400 m e 600 m, concordaram na profundidade do topo do basalto mostrada no perfil CTDEM3, mostrando uma camada com valores pouco resistivos (entre 150 e 180 Ohm-m) e coincidindo com os valores do obtidos com o TDEM. A sondagem na posição 500 m por outro lado, mostrou valores de resistividade similares aos obtidos nas outras sondagens, porém, não foi compatível

com as profundidades mostradas nas outras SEV e no perfil CTDEM3, o que pode estar relacionado com efeitos 2D a longo da extensão do arranjo da SEV para essa posição.

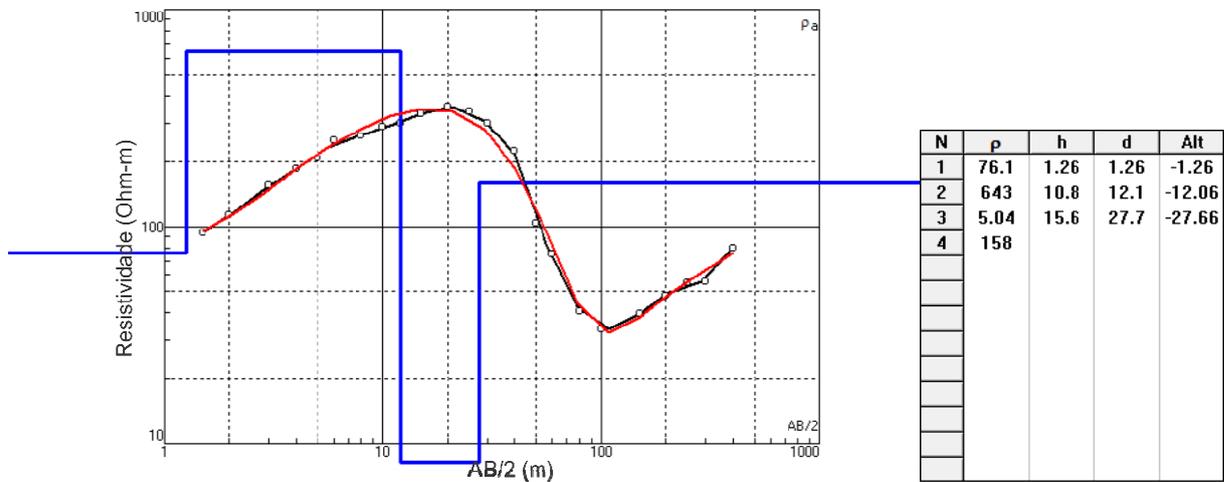


Figura 88. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 500 m no centro do perfil CTDEM3.

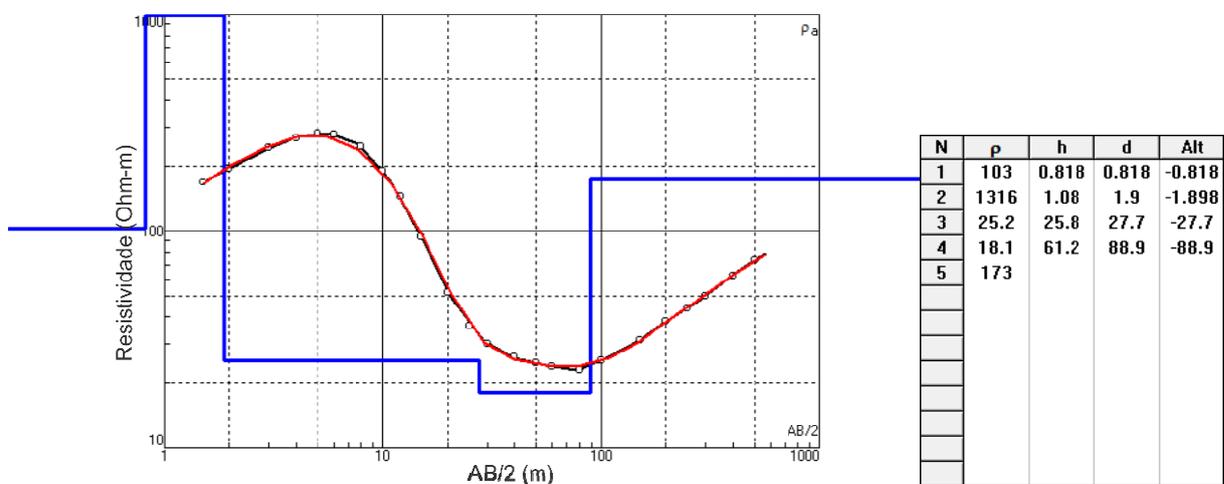


Figura 89. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 400 m sobre o perfil CTDEM3.

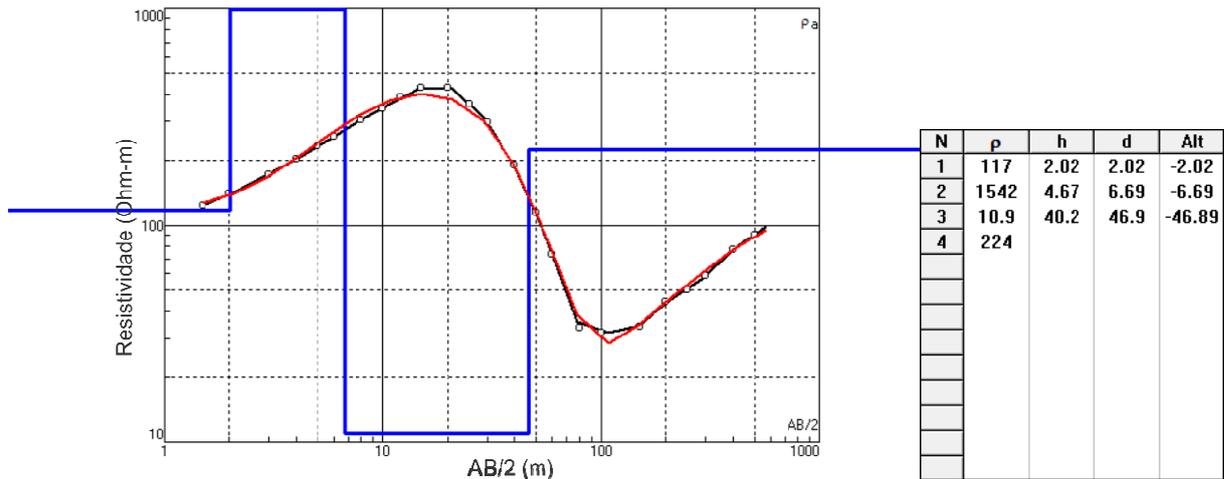


Figura 90. Resultados da inversão dos dados da SEV realizada na posição 600 m sobre o perfil CTDEM3.

Com o objetivo de ligar os modelos das sondagens feitas fora do *loop* transmissor com as sondagens TDEM com o arranjo *loop* central, foram realizadas inversões individuais destes dados seguindo um procedimento similar ao descrito no capítulo de inversões. Mas nestes casos, devido a utilização do *loop* transmissor Tx com medidas menores (100m de lado) a profundidade de investigação foi afetada, conseguindo resolver só o topo da camada resistiva associada ao basalto. As sondagens TDEM individuais utilizando o arranjo *loop* central são mostradas nas seguintes figuras (Figura 91, Figura 92 e Figura 93), em que pode ser observado que os resultados das inversões mostraram se ajustar à um modelo geoeletrico de 3 camadas similar aos resultados com as SEVs.

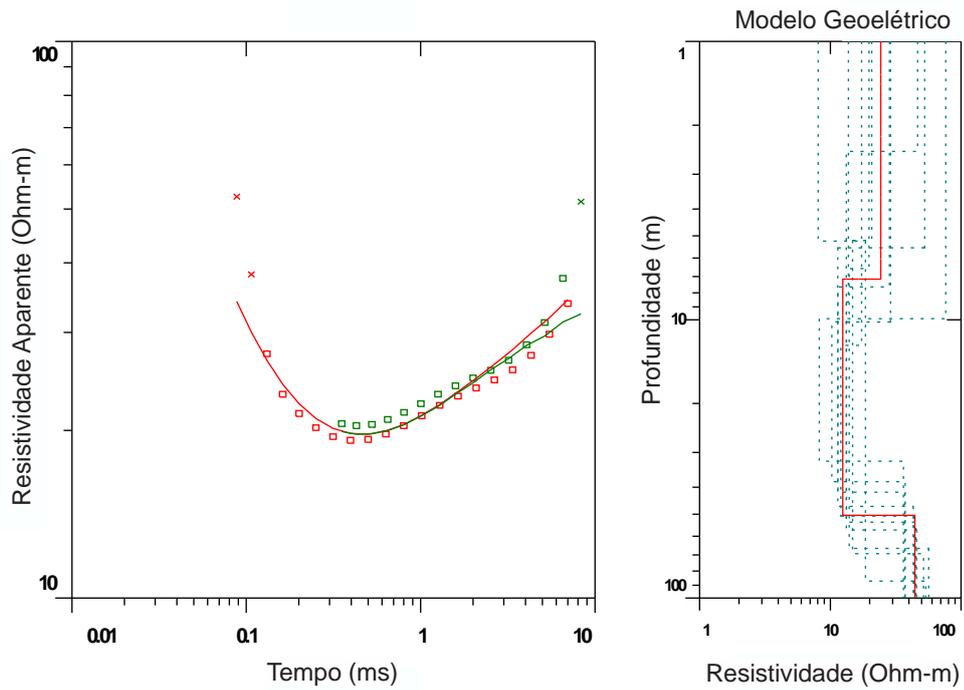


Figura 91. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o perfil CTDEM3 na posição 0 m.

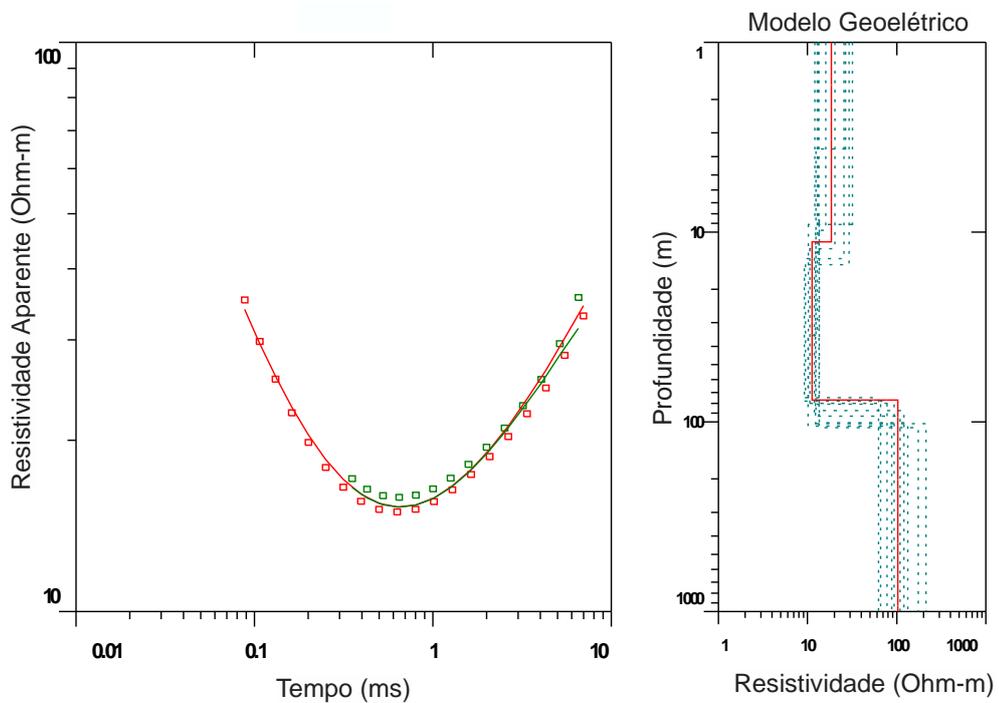


Figura 92. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o perfil CTDEM3 na posição 850 m.

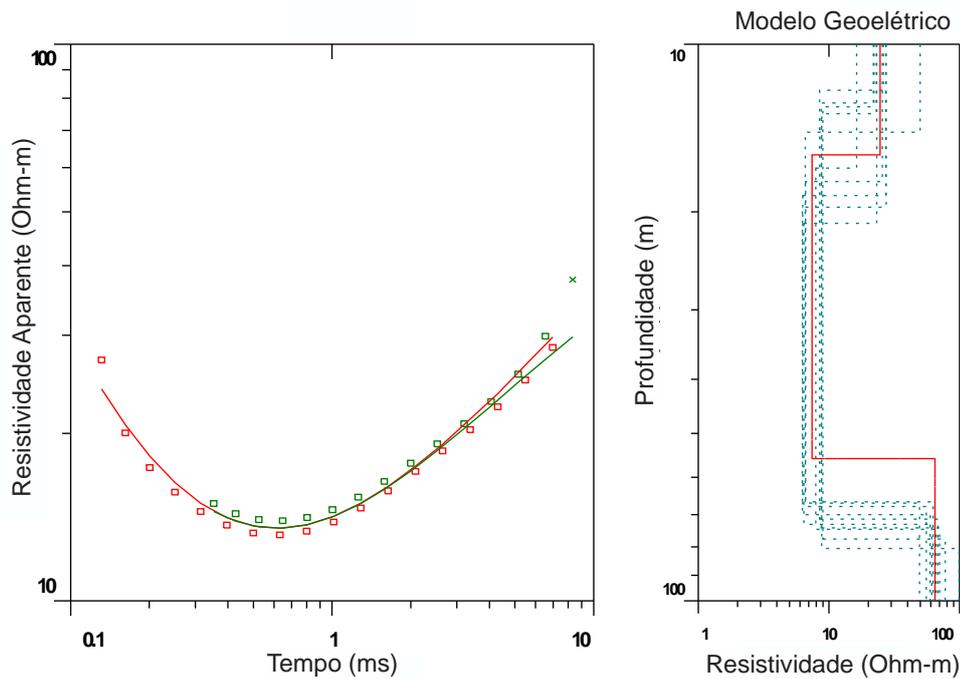


Figura 93. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o perfil CTDEM3 na posição 950 m.

A Figura 94 mostra o perfil de CTDEM3 junto com os resultados integrados contendo as sondagens adicionais TDEM e as SEVs. Os resultados das sondagens TDEM e SEVs adicionais, permitiram delimitar melhor os valores da primeira camada resistiva associada aos arenitos não saturados e confirmaram os valores de profundidade do topo do basalto. A espessura da camada resistiva mais superficial associada ao arenito não saturado teve valores variados para cada sondagem mostrando diferenças perceptíveis em relação ao perfil CTDEM3, o que evidencia a dificuldade do arranjo *fixed-loop* para resolver camadas superficiais de espessura menor a 20 m. Com a exceção da SEV central na posição 500 m, tanto as sondagens SEV restantes como as TDEM adicionais, foram de acordo com a profundidade do topo da camada resistiva associada ao basalto, corroborando com o TDEM na delimitação de interfaces entre camadas resistivas e condutivas.

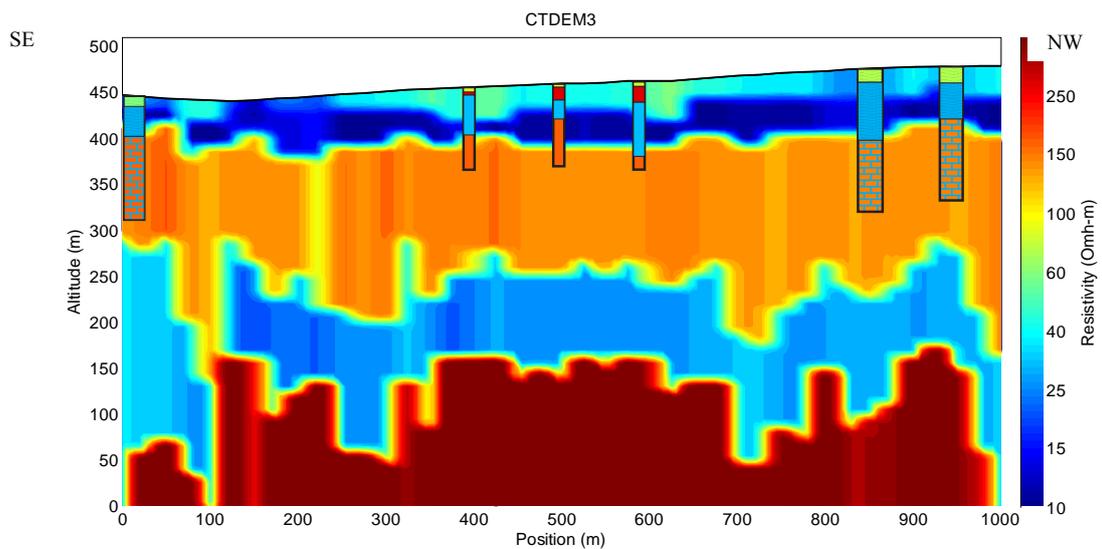


Figura 94. Perfil pseudo-2D ao longo da linha de 1000m do CTDEM3 junto com os modelos invertidos das sondagens individuais TDEM com o arranjo *loop*-central realizadas nos extremos e os modelos invertidos das SEV realizadas na parte central do perfil.

Em resumo, apesar das incertezas nos processos de inversão dos dados, o método TDEM mostrou uma alta capacidade para determinar o aquífero sedimentar raso e os basaltos fraturados da Formação Serra Geral. As informações fornecidas pelos perfis forneceram modelos geoeletricos plausíveis que foram complementados e comparados com os resultados das SEVs, CE e as sondagens adicionais TDEM, compatíveis com as informações litológicas fornecidas pelos poços da região de estudos.

7. Conclusões e recomendações

Campo Magnético Induzido

A utilização do arranjo *fixed-loop* junto com a utilização da bobina 3D mostrou ser eficiente na coleta de dados e uma melhoria evidente na qualidade dos dados, permitindo cobrir uma grande extensão em menos tempo e a obtenção de informações da variação lateral do campo devidas aos dados das componentes B_x e B_y .

As medições realizadas na superfície mediante a bobina receptora móvel Rx, permitiram mapear claramente a variação do campo magnético induzido no subsolo e mostraram seu comportamento associado com a geometria do arranjo utilizado e a distribuição das camadas litológicas.

O campo magnético secundário mostrou ser simétrico espacialmente e dependente da geometria do arranjo utilizado. As imagens geradas mostraram concordância com a teoria e forneceram informação importante em relação às amplitudes e tempos de propagação do campo na subsuperfície.

Os ‘*Smoke-rings*’ foram claramente observados por meio da análise da propagação do campo magnético secundário na subsuperfície para as frequências de 30Hz, 7,5Hz e 3Hz. Os valores de tensão positivos e negativos delimitaram a área destes anéis mostrando o seu alargamento ao longo do tempo.

Foi possível detectar alterações notáveis na continuidade dos dados na componente B_x associadas à um lineamento de drenagem que atravessava a linha de caminhamento. A sua detecção mostrou a vantagem na utilização da bobina 3D e a análise das componentes adicionais na procura de variações laterais da litologia.

Inversão dos dados

As limitações próprias do processo de inversão 1D, o qual considera modelos estratificados paralelamente faz que a divergência seja alta e que os valores obtidos de %RMS correspem quentes ao ajuste da inversão, sejam consideravelmente altos para os dados das sondagens fora do *loop* transmissor. Porém, uma observação detalhada do processo, mostrou que a divergência está localizada na região de transição dos dados na curva de voltagem para

as sondagens fora do *loop* Tx, em que ocorre uma mudança de polaridade negativa para positiva, que posteriormente gera valores anormalmente baixos e altos de resistividade.

O ajuste fora da zona de transição é bastante bom e os modelos gerados mostraram concordância e similaridade entre eles. Isto mostrou que o valor de ajuste %RMS pode ser uma medida pouco adequada da qualidade do ajuste no processo de inversão 1D de dados com o arranjo *fixed-loop* e não reflete a convergência do processo de inversão na sua totalidade. Isto, no entanto, está relacionado com o processo de inversão utilizado, o que ocasionaria intrinsecamente um erro grande no processo de inversão 1D quando só é considerada a componente *z* do campo magnético induzido.

Além, a alta ambiguidade na convergência dos modelos para o CTDEM3 ao começo do perfil, pode ser um indicativo adicional da existência de estruturas 2D (falhas) orientadas verticalmente.

Modelos geoeletricos e perfis pseudo-2D

O processo de inversão 1D permitiu gerar perfis geoeletricos pseudo-2D compatíveis com a geologia da área de estudo, mostrando a versatilidade do método TDEM no mapeamento geoeletrico e sua aplicação na procura de aquíferos sedimentares rasos e fraturados na bacia sedimentar do Paraná. Os estudos mostraram que o método TDEM pode ser uma alternativa viável na busca de novas fontes para exploração de água subterrânea, contribuindo assim para minimizar os problemas com a falta de água em vários municípios do Estado de São Paulo.

Apesar das limitações próprias do processo de inversão utilizado, foi possível gerar um perfil pseudo-2D plausível de acordo com os dados litológicos da região de estudo. O método TDEM utilizando o arranjo *fixed-loop* mostrou a capacidade para analisar uma grande área de estudo com a utilização de um único *loop* transmissor, o que maximizou a eficiência da coleta de dados, minimizando o tempo de aquisição dos mesmos.

Recomendações

Para os trabalhos futuros recomenda-se o desenvolvimento e emprego de algoritmos de inversão 2D para as três componentes do campo magnético secundário (B_x , B_y e B_z). Este procedimento proporcionará a elaboração de perfis geoeletricos 2D mais realísticos e um mapeamento mais detalhado de regiões com possíveis estruturas sub-verticais.

8. Bibliografia

- Almeida, E.R. Caracterização geoeétrica na região de Bebedouro-SP por meio de sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo (TDEM), dissertação de mestrado, IAG, Universidade de São Paulo, 2011.
- Barsukov, P. O., Fainberg, E. B. Superparamagnetic effect over gold and nickel deposits, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6, 91-72, 2001
- Bortolozzo, C.A. Inversão conjunta 1d de dados de SEV e TDEM: Aplicações em hidrogeologia, dissertação de mestrado, IAG, Universidade de São Paulo, 2011.
- Buselli, G. The effect of near-surface superparamagnetic material on electromagnetic measurements: *Geophysics*, 47, 1315-1324, 1981.
- Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* 52, 289-300, 1987
- Couto, M. A. Caracterização Hidrogeoeétrica na Região de Termas de Ibirá, Bacia do Paraná, por meio de Inversão Conjunta 1D de Sondagens TDEM/SEVs, dissertação de mestrado, IAG, Universidade de São Paulo, 2015.
- Danielsen, J.E., Auken, E., Jorgensen, F., Sem quergaard, V.H. and Sorensen, K.I. The Application of the Transient Electromagnetic Method in Hydrogeophysical Surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 181-198, 2003.
- Espindola C. R., Daniel, L. A. Laterita e solos lateríticos no Brasil, *Boletim Técnico da FATEC-SP-BT/24*, 21-24, 2008.
- Etchebehere, M. L. C., Saad, A. R., Fulfaro, V. J. Análise de bacia aplicada a prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP, *Geociências*, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p. 229-247, 2007.
- Everett, M.E, and Meju, M. A. Near surface controlled-source electromagnetic induction: background and recent advances. In *hydrogeophysics*, ed Y. Rubin and S. S Hubbard. New York, NY: Springer, pp.157-183, 2005.

- Everett, M.E. Transient electromagnetic response of a *loop* source over a rough Geological medium, *Geophys. J. Int.* 177, 421-429, 2009.
- Fernandes, A. J., Maldaner, C. H., Rouleau, A. Análise das Fraturas nos Basaltos de Ribeirão Preto, SP: Aplicação à Elaboração de Modelo Hidrogeológico Conceitual, *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 11, n. 3, p. 43-64, 2011.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Censo Sao Paulo 2010, http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/tabelas_pdf/Sao_paulo.pdf
- Irritani, M. A., Ezaki, S. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo. Secretaria de Estado do Meio Ambiente – SMA. 104p, 2009.
- Kaufman, A. and Keller, G.V. *Frequency and Transient Sounding*. Elsevier. Amsterdam, 1983.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third Edition. England: Blackwell Science Ltd, 2002.
- Keller, G.V. Rock and mineral properties. *Investigations in Geophysics*, no 3, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, 1, p.13-51, 1987.
- Kirsch, R. *Groundwater Geophysics: A tool for Hydrogeology*. Ed. Springer. 1a edição, 2006.
- Kozhevnikov, N. O., Antonov, E. Y. The magnetic relaxation effect on TEM responses of a uniform earth, *Russian Geology and Geophysics* 49, 197–205, 2008.
- Kozhevnikov, N. O., Antonov, E. Y. Magnetic relaxation of a horizontal Layer: Effect on TEM data, *Russian Geology and Geophysics* 52, 398–404, 2011.
- Leite, D. N. Caracterização geolétrica por meio de inversão conjunta 1D de SEV/TDEM na região de Urupês-SP, Bacia do Paraná: Aplicações em Hidrogeologia. Dissertação de mestrado. IAG, Universidade de São Paulo, 2013.
- Milani, J., França, A. B., Scheinder. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n. 1, p. 66-82, jan/mar, 1994.
- Milani, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 255p, 1997.

Milani E. J., Ramos V. A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 473-484, 1998.

Milani, E., Melo, J., Souza, P., Fernandes, L., França, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, No.1, 265-287. Rio de Janeiro, Brasil, 2007.

McNeill, J.D. Applications of transient electromagnetic techniques, Geonics Limited, technical note TN-7 Geonics Ltd., Mississauga, Ont., Canada, 1980.

McNeill, J.D. Use of electromagnetic methods for groundwater studies, in *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Vol 1: Review and Tutorial, ed. S.H. Ward, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma, USA, 191-218, 1990.

McNeill, J.D. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding, Technical Note TN-27, Geonics Ltd, Mississauga, Ontario, Canada, 1994.

Nabighian, M. N. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Volume 2, Applications, parts A and B, Society of Exploration Geophysicist, 1991.

Porsani, J.L., Borges, W.R., Rodrigues, S.I. & Hiodo, F.Y. O sítio controlado de geofísica rasa do IAG-USP: Instalação e resultados GPR 2D-3D. *Revista Brasileira de Geofísica* 24(1), 49-61, 2006.

Porsani, J.L., Almeida, E.R., Bortolozzo, C.A., Monteiro Santos, F.A. TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary basin, Northern São Paulo State, Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 80, 1-9, 2012a.

Porsani, J.L., Bortolozzo, C.A., Almeida, E.R., Santos Sobrinho, E. N., Santos, T.G. TDEM survey in urban environmental for hydrogeological study at USP campus in São Paulo city, Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 76, 102-108, 2012b.

Rocha, G. Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo: escala 1:1.000.000: nota explicativa. IG-Instituto Geológico: IPT Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2005.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), <http://siagasweb.cprm.gov.br>.

Spies, B.R. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, Vol. 54, No.7, 872-888, 1989.

Stognii, Vas.V., Kozhevnikov, N.O., Antonov, E. Yu. TEM surveys for magnetic viscosity of rocks in situ. *Russian Geology and Geophysics* 51, 1219-1226, 2010.

Sørensen, K.I., Auken E., Christensen N.B., and Pellerin L. An Integrated Approach for Hydrogeophysical Investigations: New Technologies and a Case History, publication in SEG NSG Vol II: Applications and Case Histories, 21p, 2005.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Thompson, S. Seismic Stratigraphy and global change of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. IN: Payton, C. E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy: applications of hydrocarbon exploration*. Tulsa, Okla.: American Association of American Geologists. p. 205-212. (AAPG Memoir, 26), 1977.

Zadorozhnaya, V. Y., Kozhevnikov, N.O., Nyabeze, P. Superparamagnetic effect, effect provided by “red soil” in Southern Africa, Extended Abstract, 21st EM Induction Workshop, 2012.

Apêndice A

Sondagens TDEM realizadas sobre o CTDEM1

As inversões individuais 1D foram apresentadas considerando a distância da bobina receptora Rx em relação ao centro do *loop* transmissor Tx, portanto a legenda no topo dos resultados das inversões mostra esta distância. Assim, o centro do *loop* (*loop* central) corresponde a posição de 0m. A partir do centro do *loop* em direção a NW, as distâncias são negativas, e a partir do centro do *loop* em direção a SE, as distâncias são positivas.

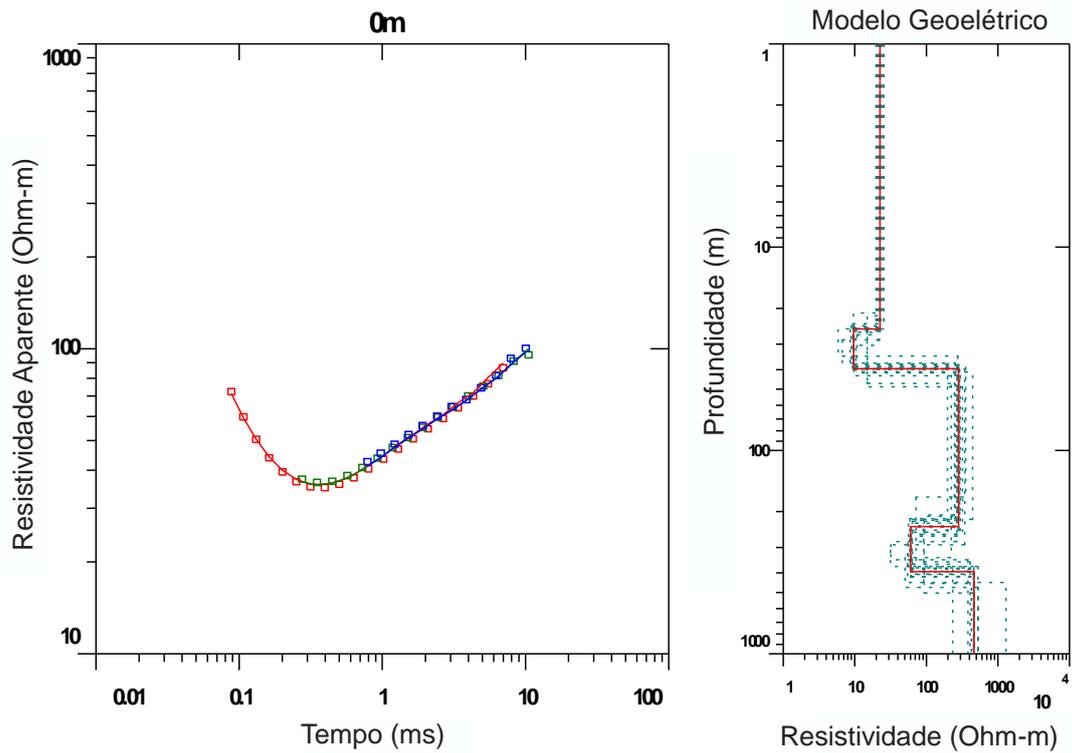


Figura A 1. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o perfil CTDEM1 na posição 200 m.

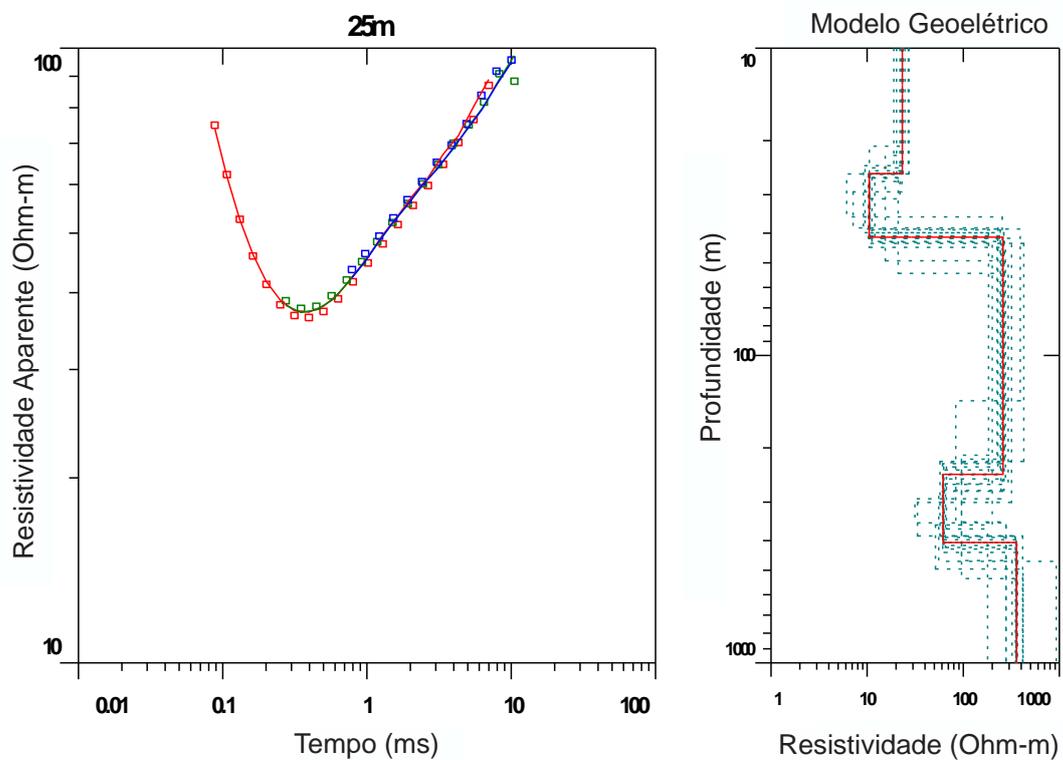


Figura A 2. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o perfil CTDEM1 na posição 225 m.

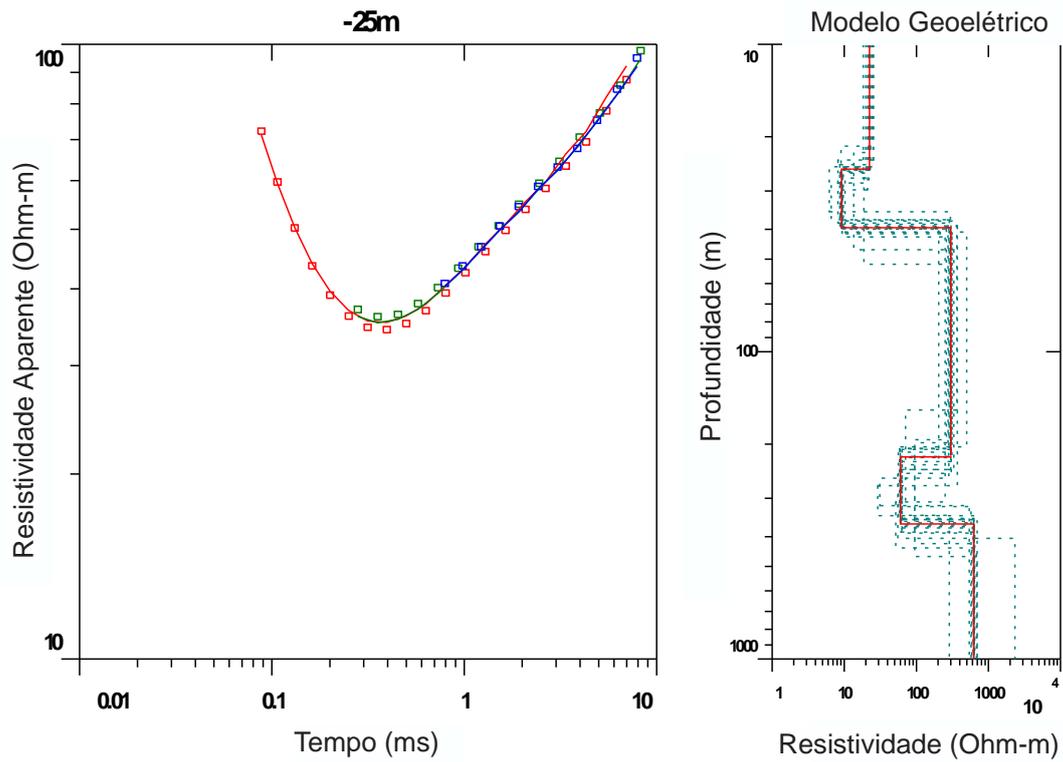


Figura A 3. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 175 m.

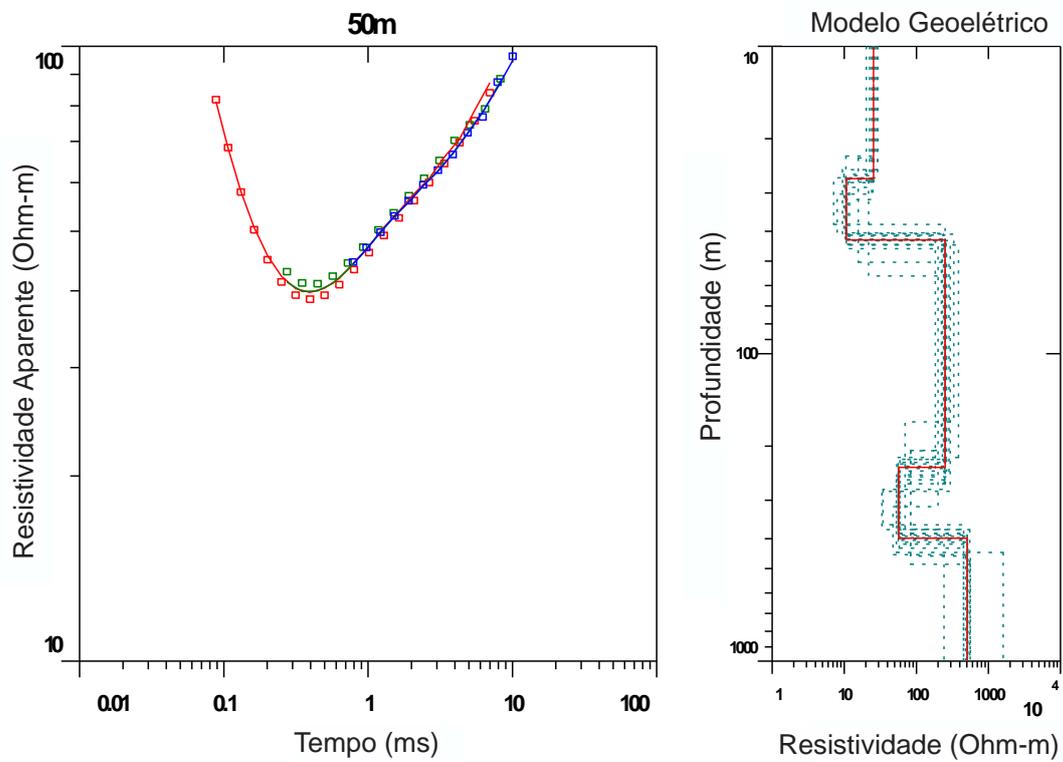


Figura A 4. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 250 m.

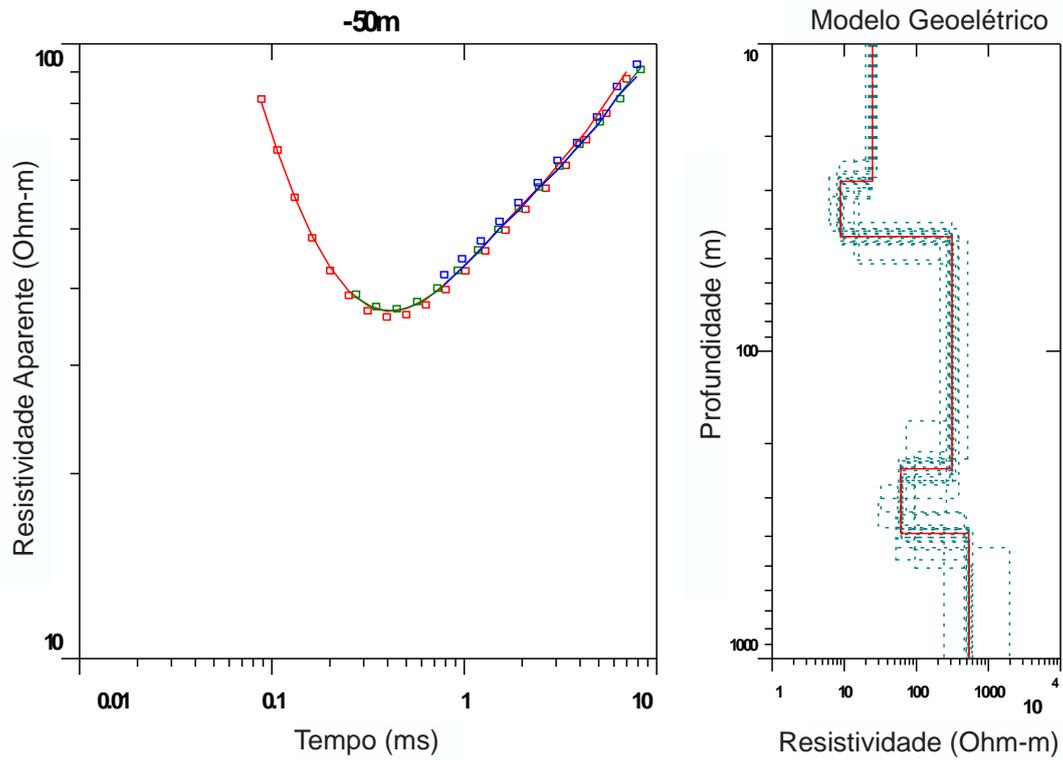


Figura A 5. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 150 m.

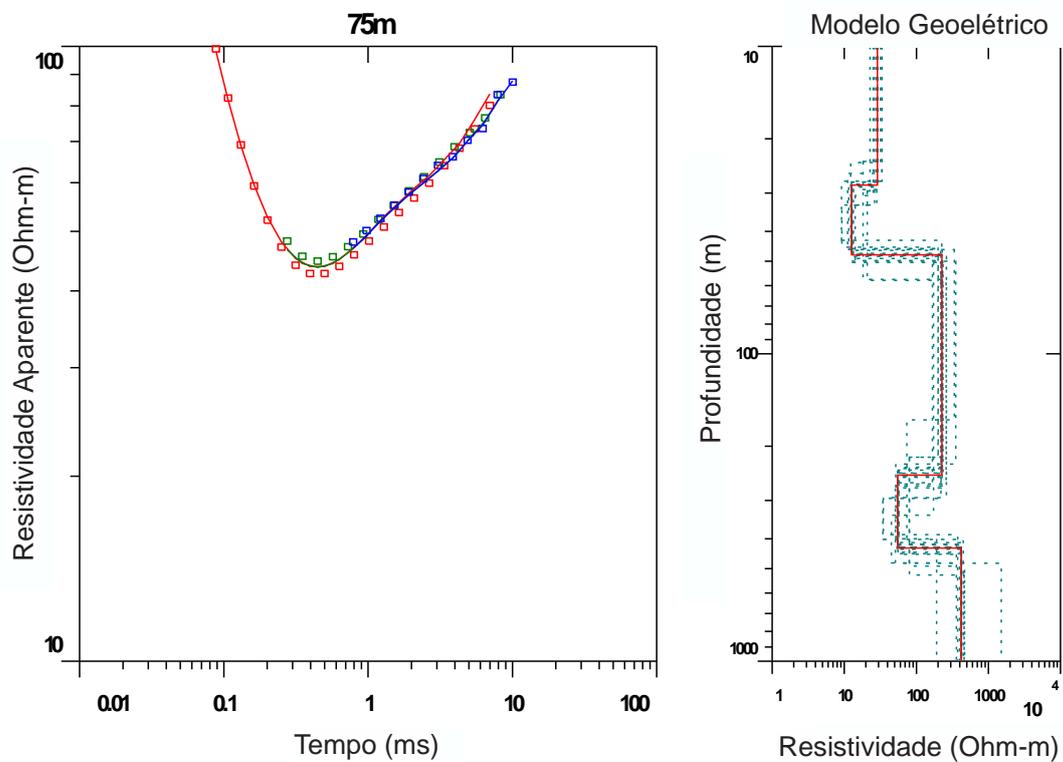


Figura A 6. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 275 m.

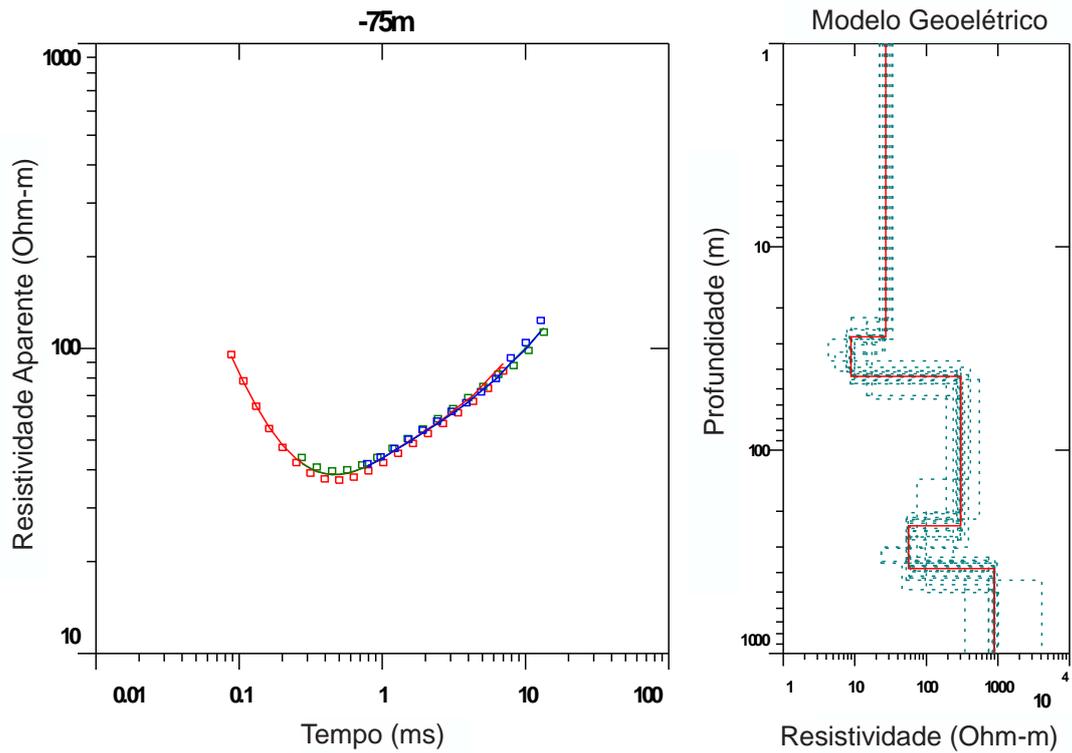


Figura A 7. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 125 m.

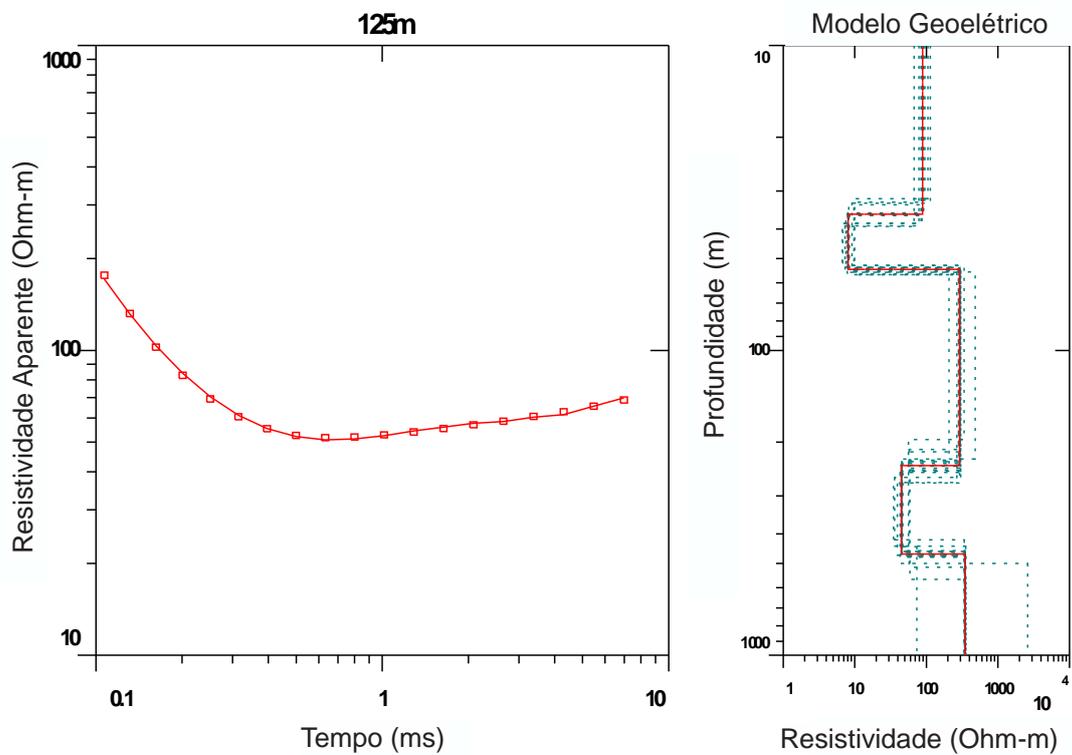


Figura A 8. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 325 m.

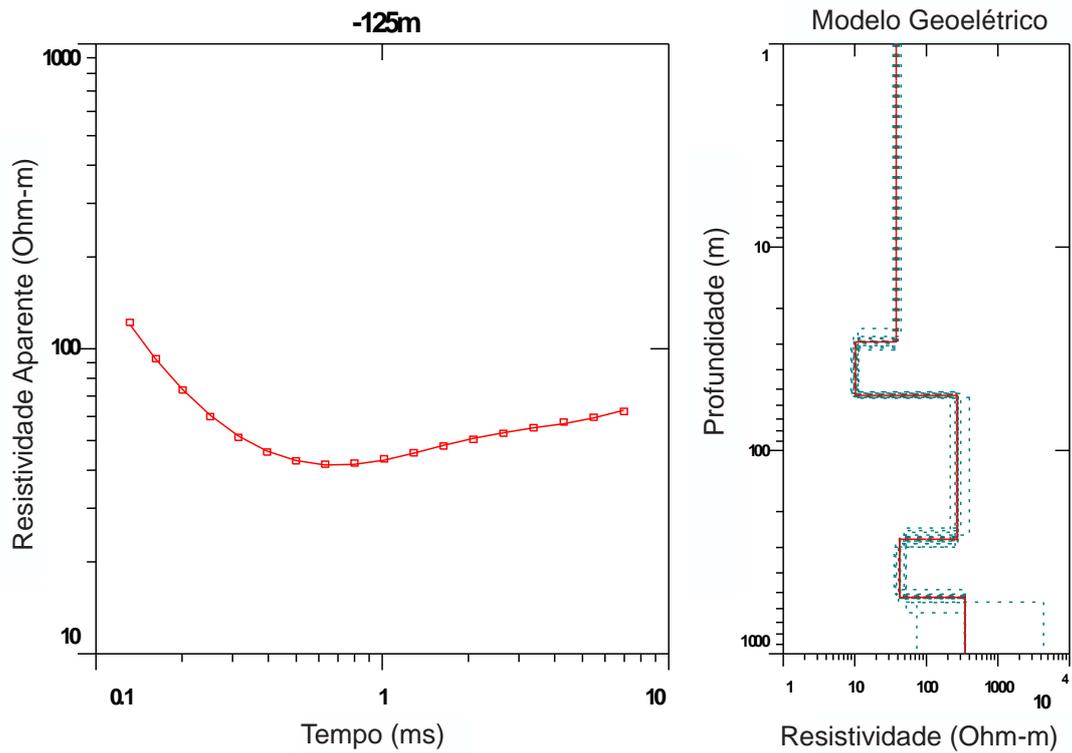


Figura A 9. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 75 m.

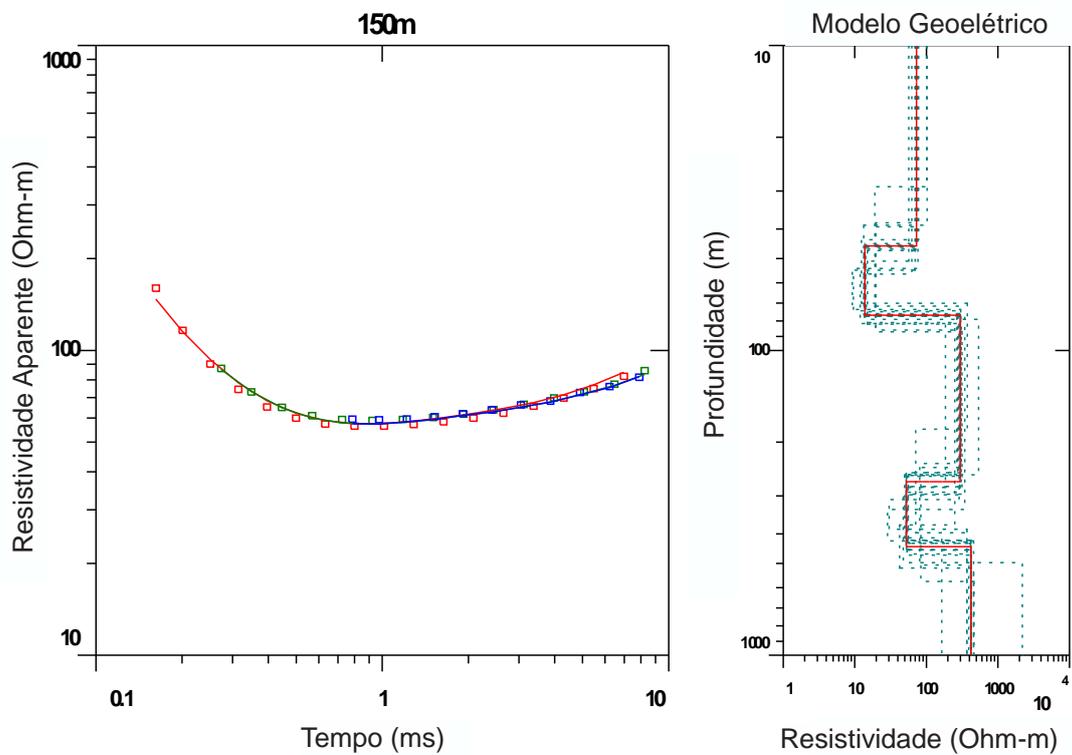


Figura A 10. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 350 m.

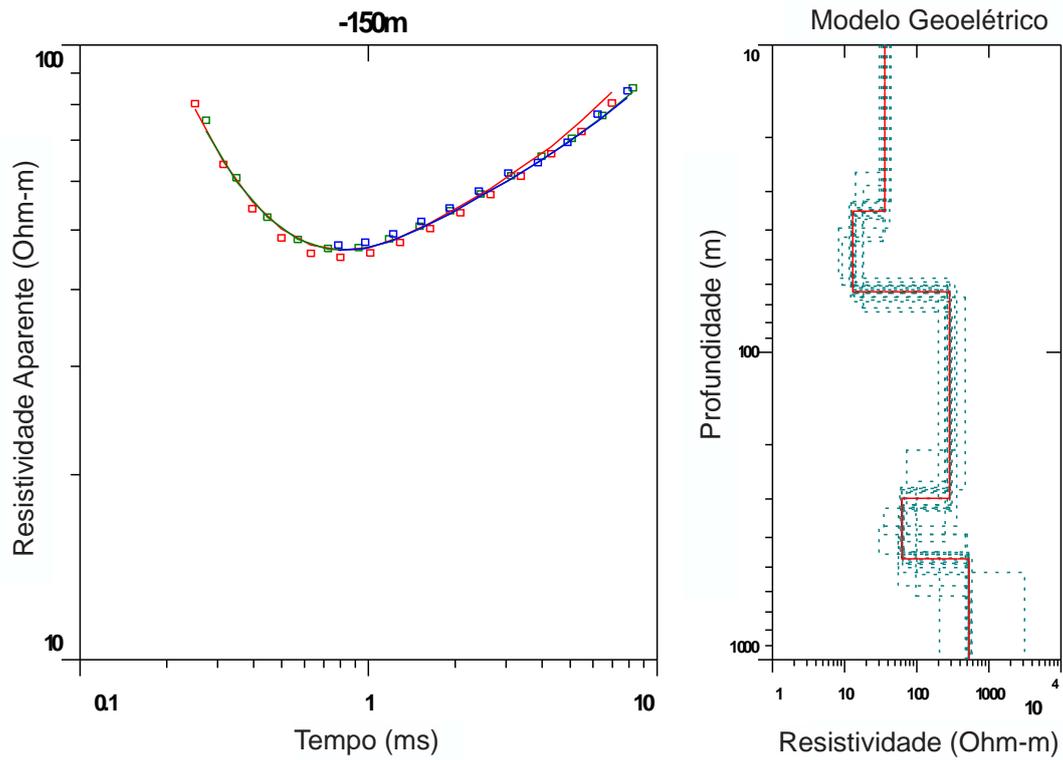


Figura A 11. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 50 m.

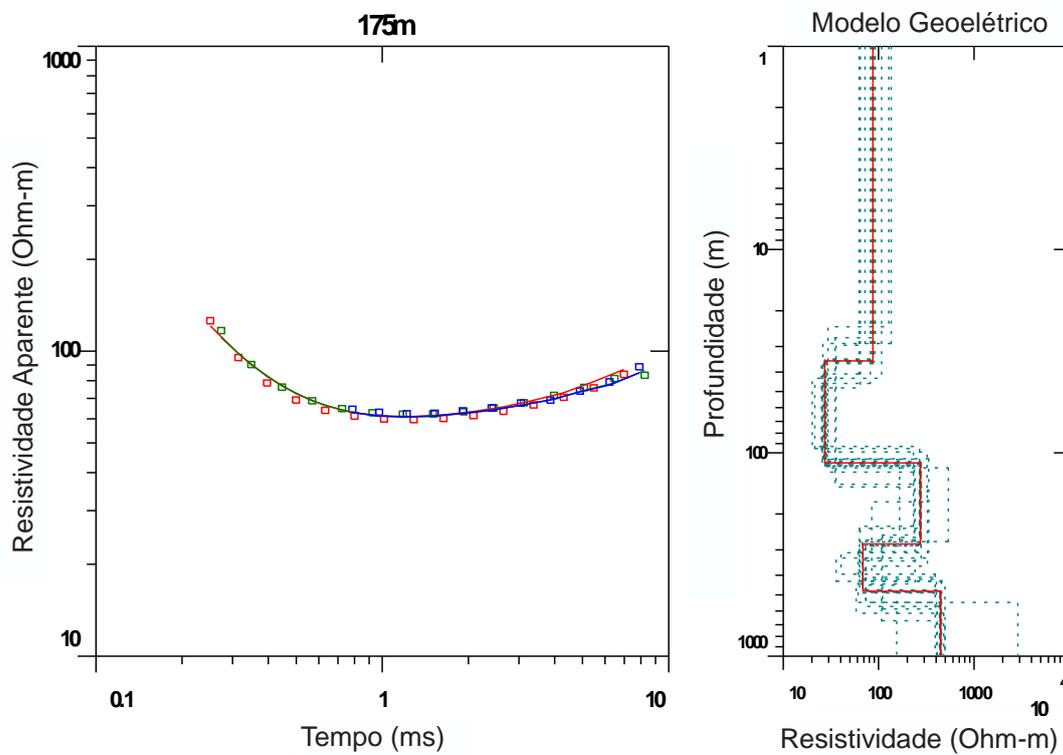


Figura A 12. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 375 m.

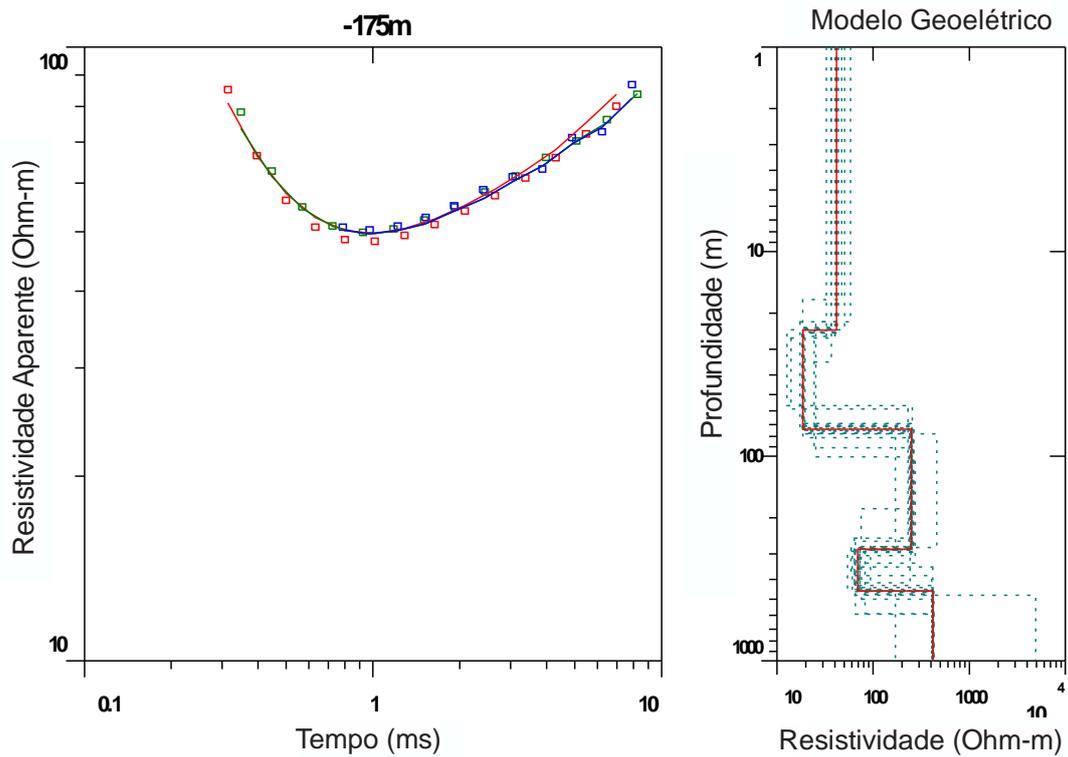


Figura A 13. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 25 m.

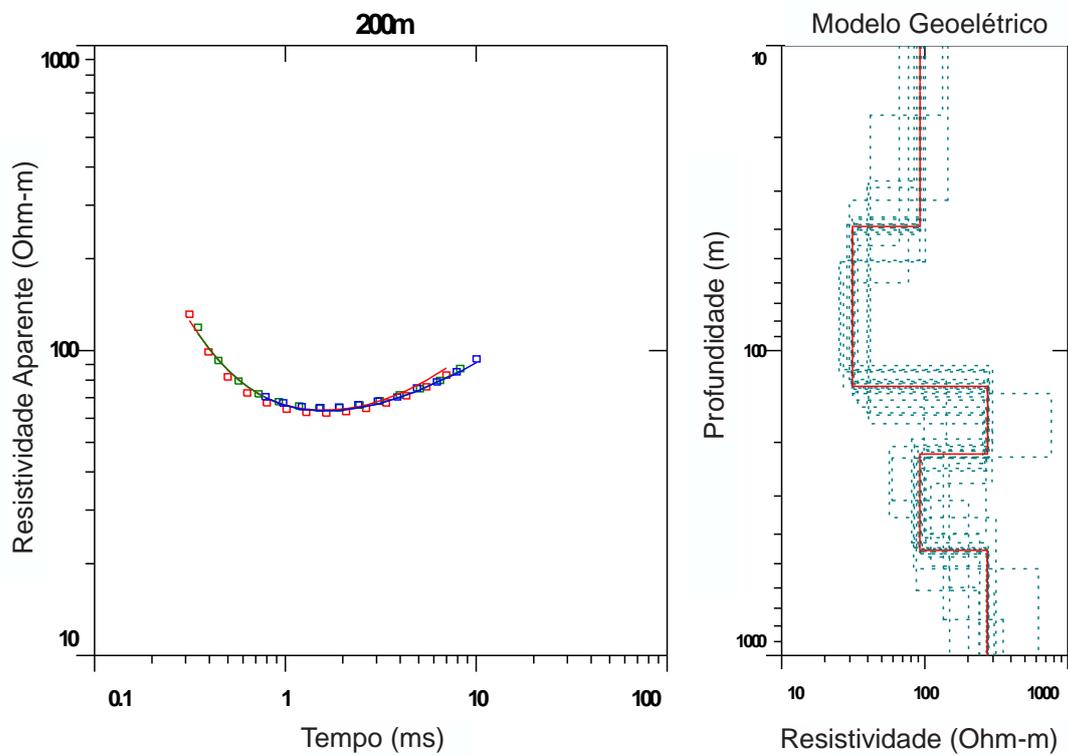


Figura A 14. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 400 m.

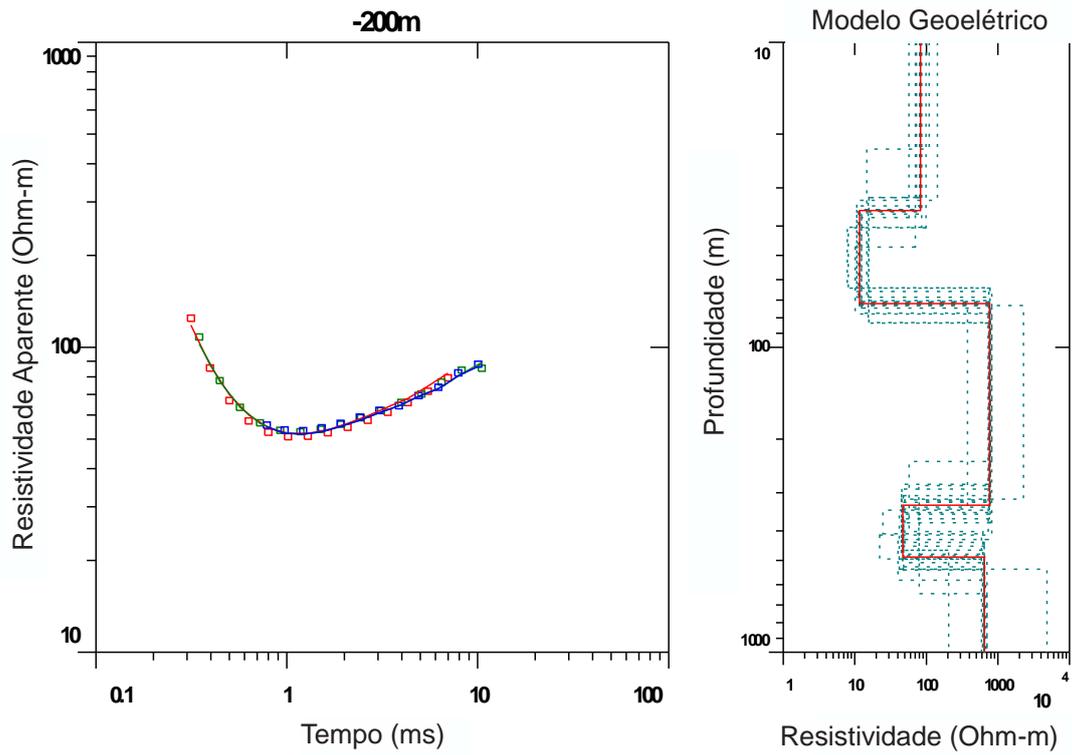


Figura A 15. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM1 na posição 0 m.

Apêndice B

Sondagens TDEM realizadas sobre o CTDEM2

As inversões individuais 1D foram apresentadas considerando a distância da bobina receptora Rx em relação ao centro do *loop* transmissor Tx, portanto a legenda no topo dos resultados das inversões mostra esta distância. Assim, o centro do *loop* (*loop* central) corresponde a posição de 0m. A partir do centro do *loop* em direção a SE, as distâncias são negativas, e a partir do centro do *loop* em direção a NW, as distâncias são positivas.

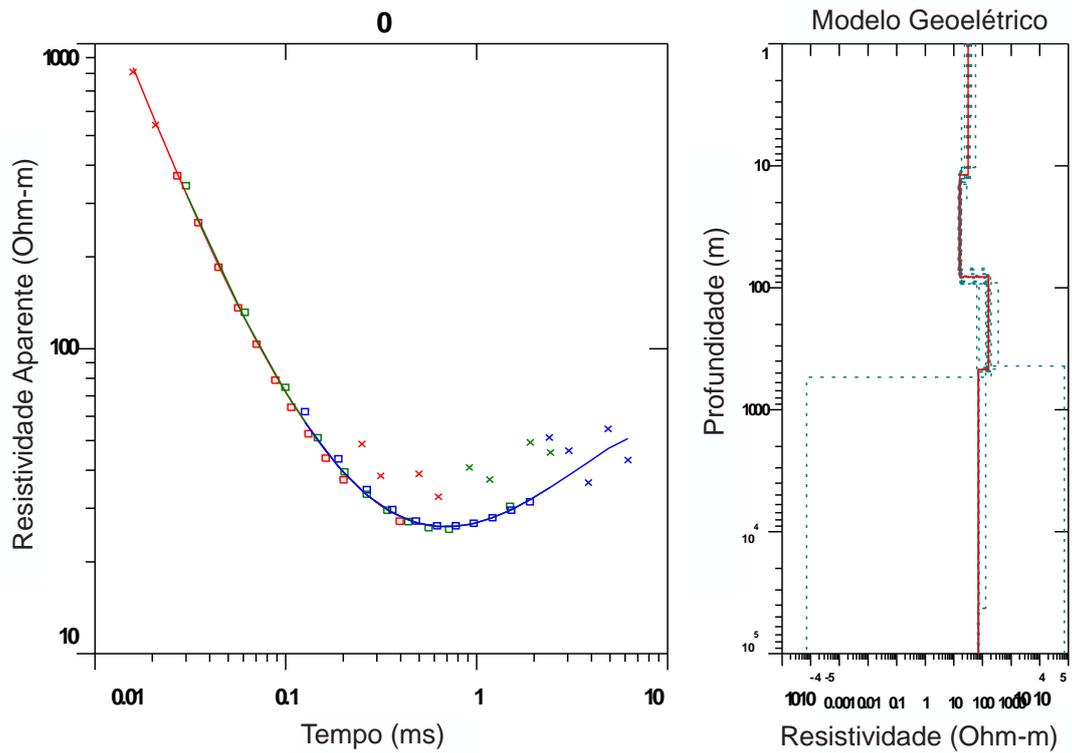


Figura B 1. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o CTDEM2 na posição 175 m.

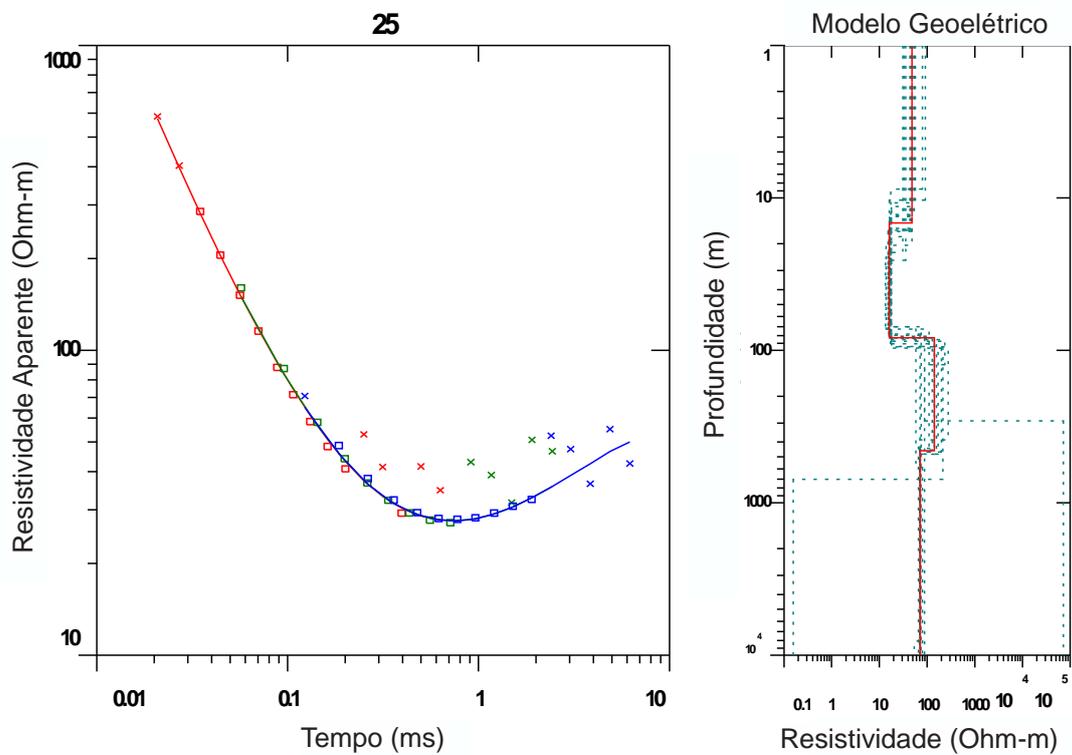


Figura B 2. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 200 m.

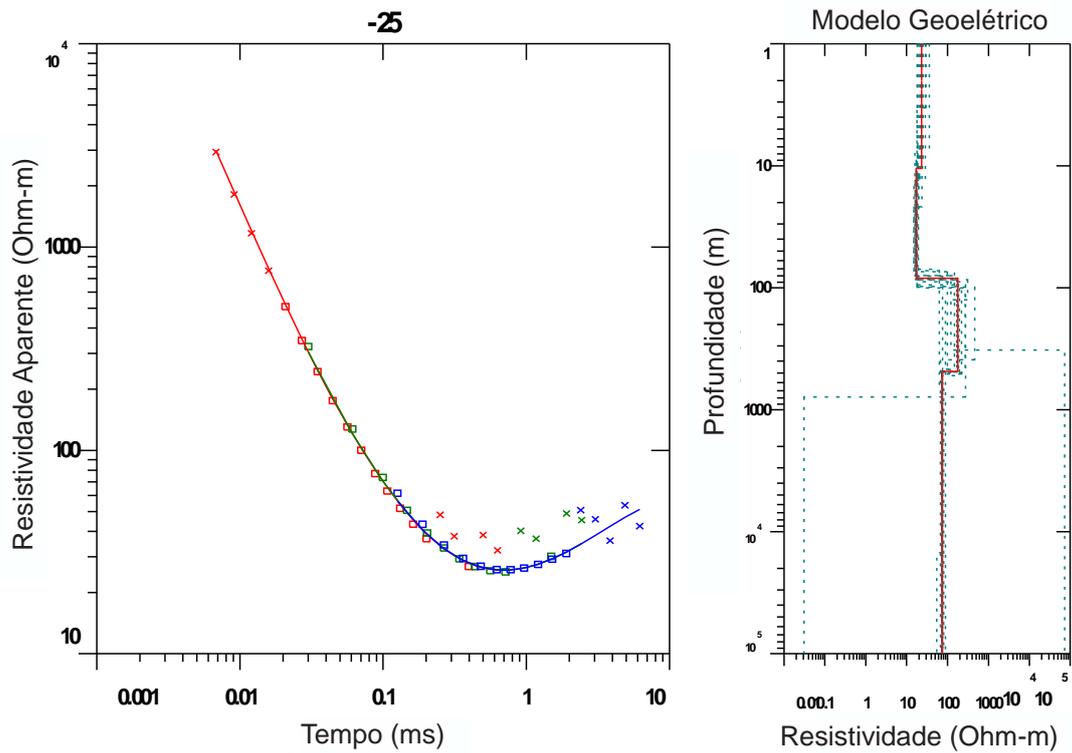


Figura B 3. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 150 m.

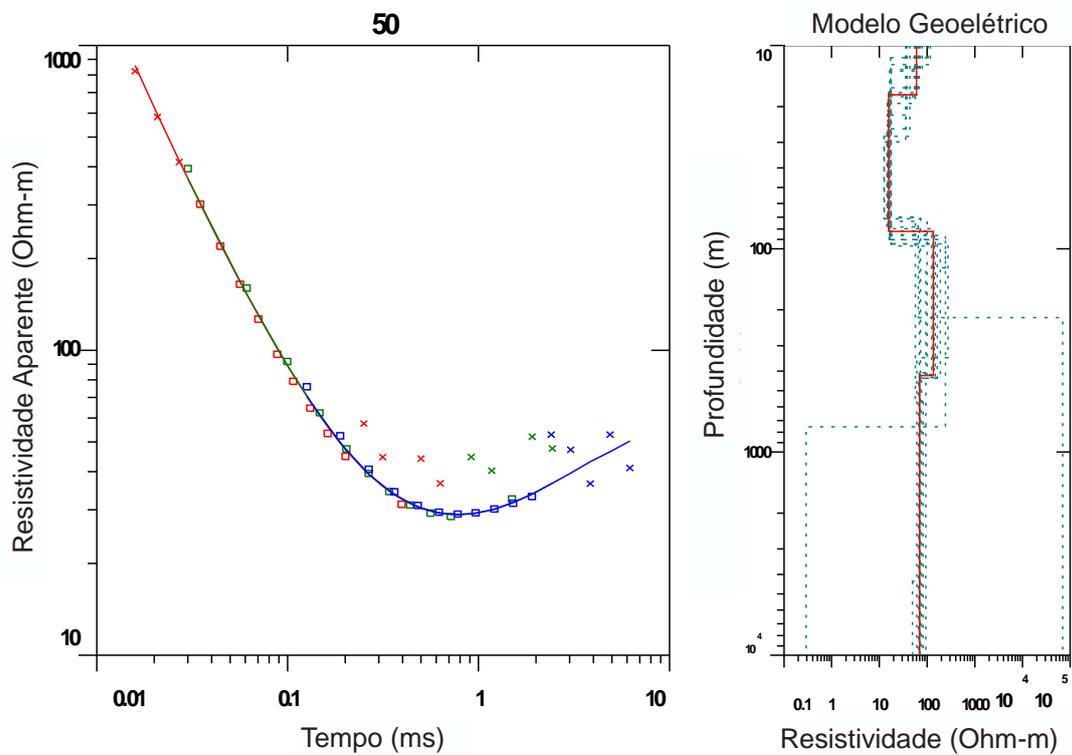


Figura B 4. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 225 m.

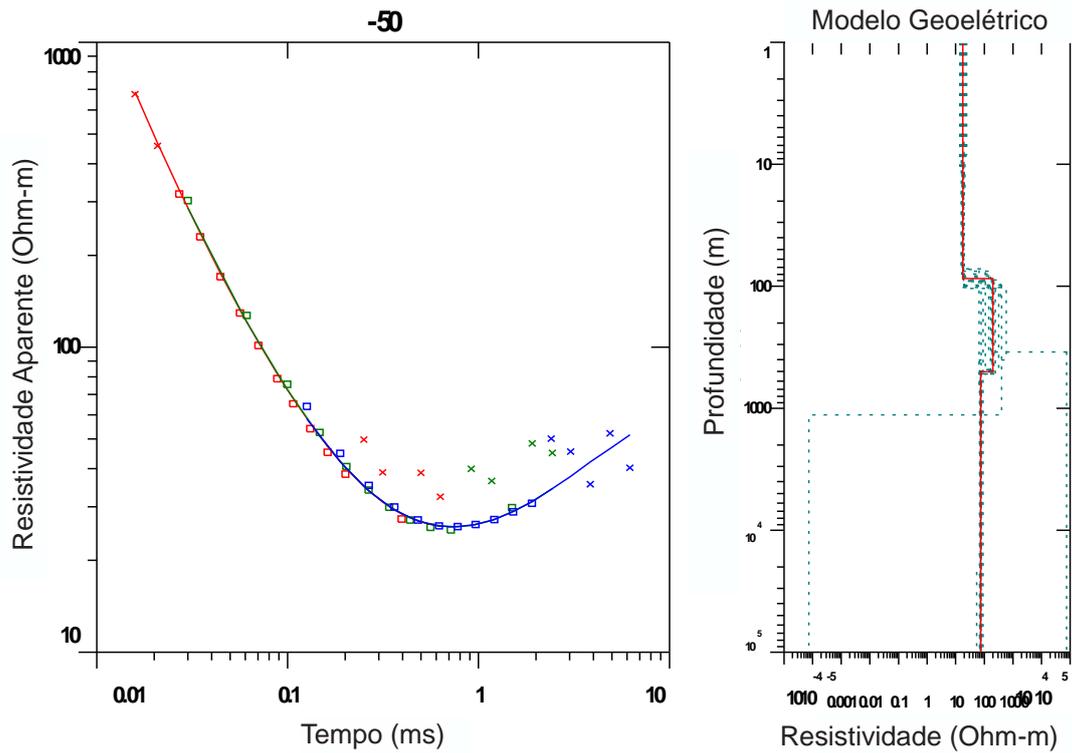


Figura B 5. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 125 m.

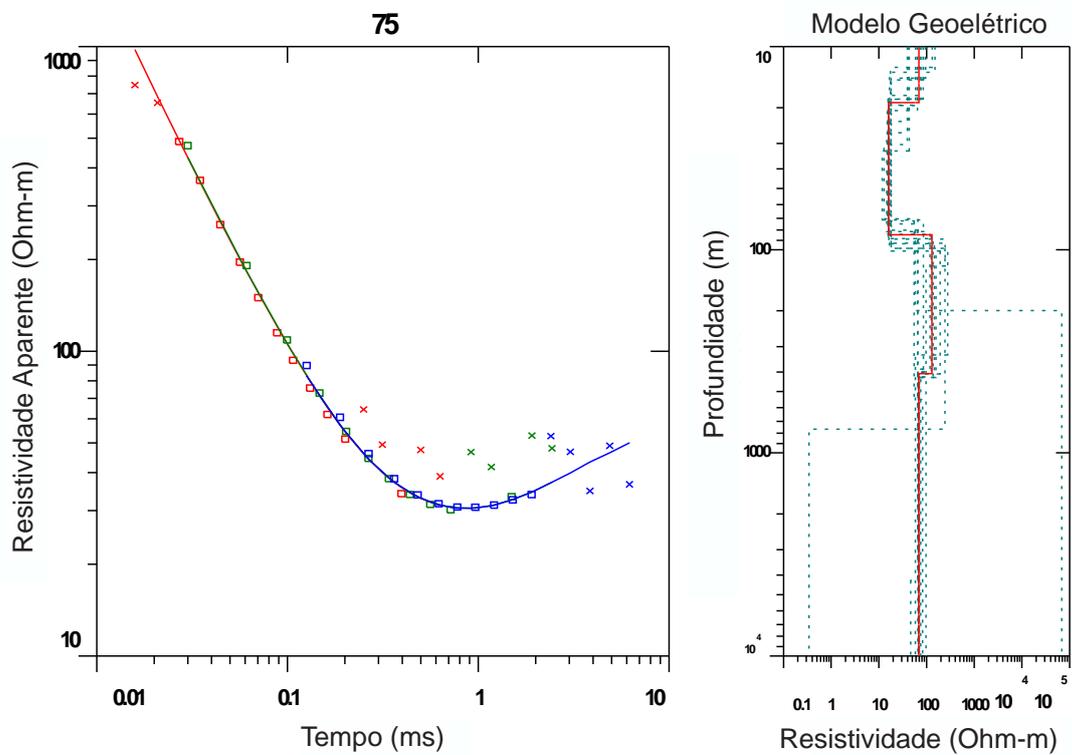


Figura B 6. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 250 m.

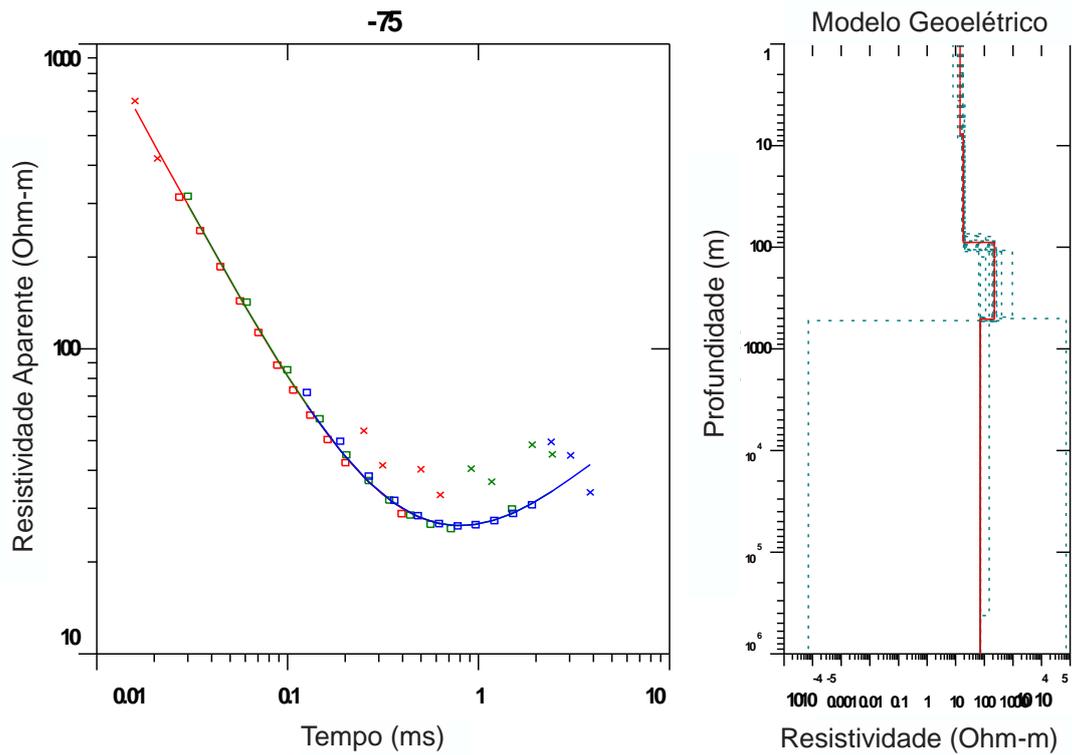


Figura B 7. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 100 m.

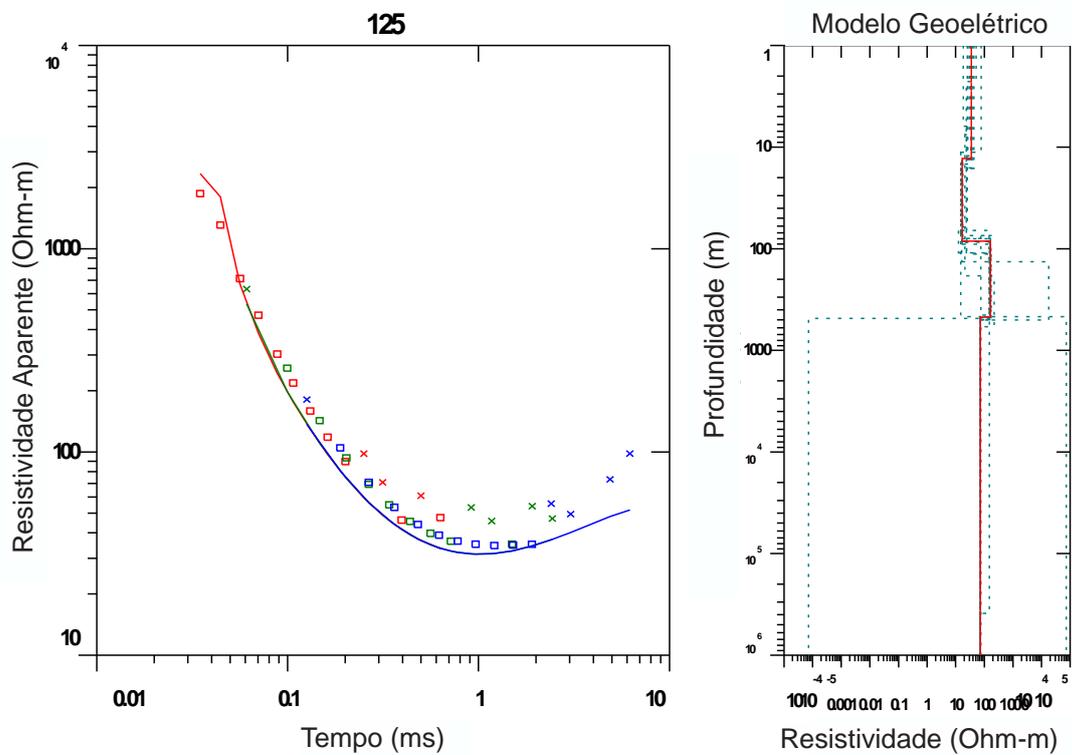


Figura B 8. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 275 m.

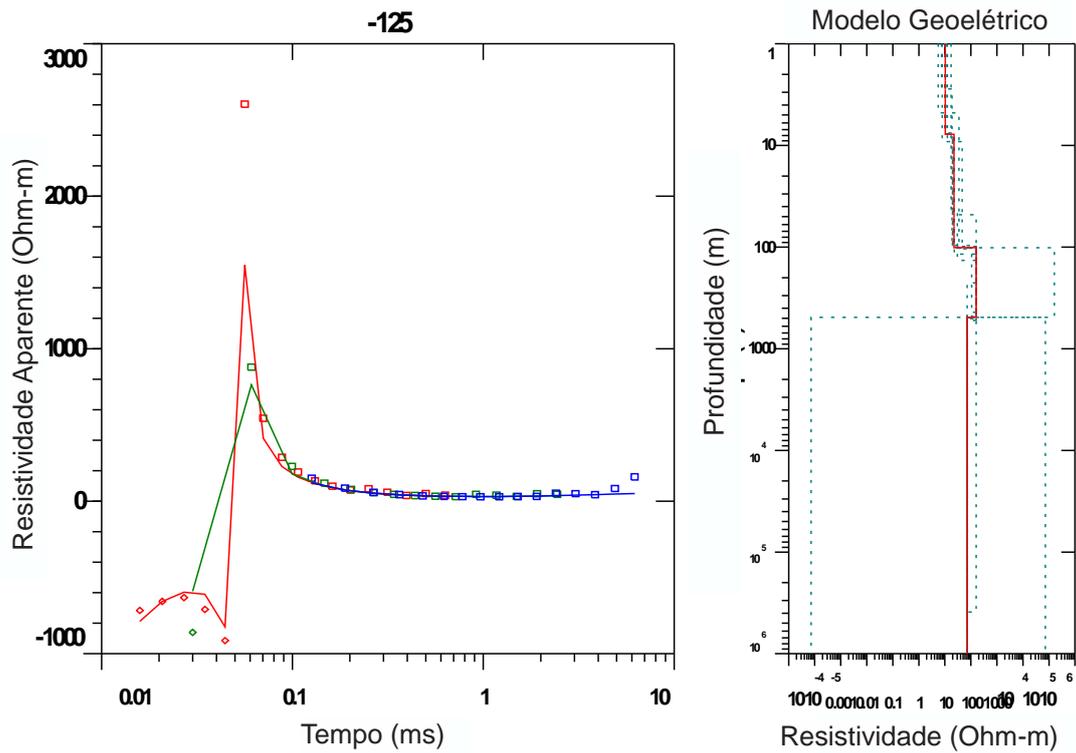


Figura B 9. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 50 m.

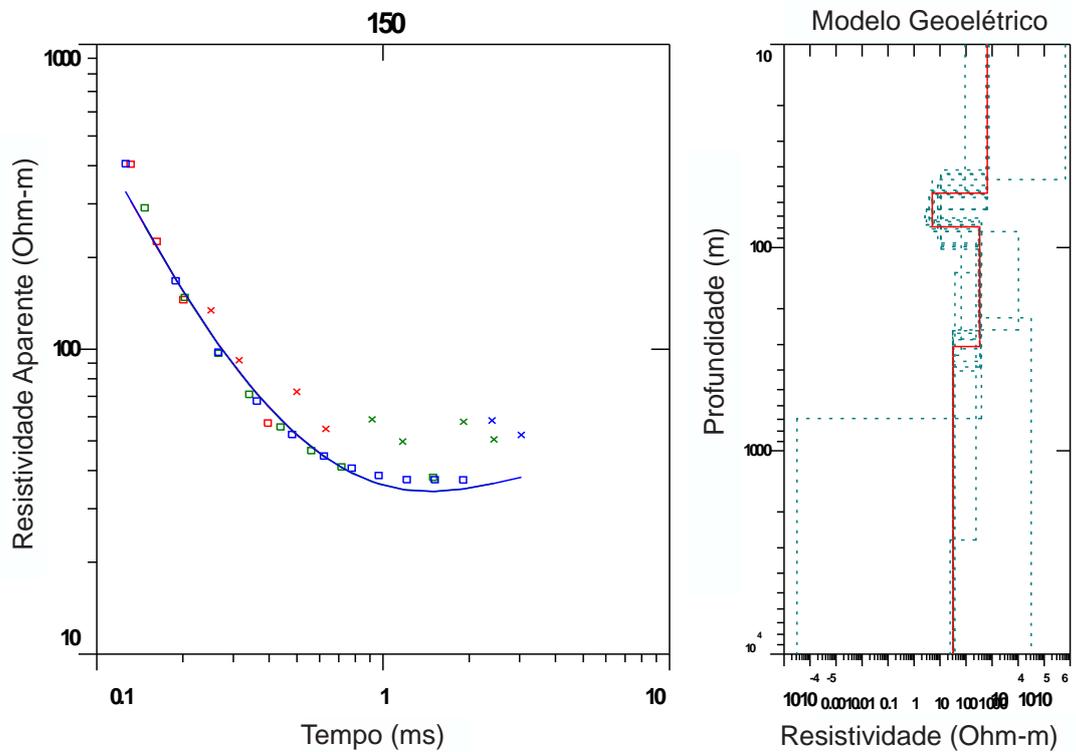


Figura B 10. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 325 m.

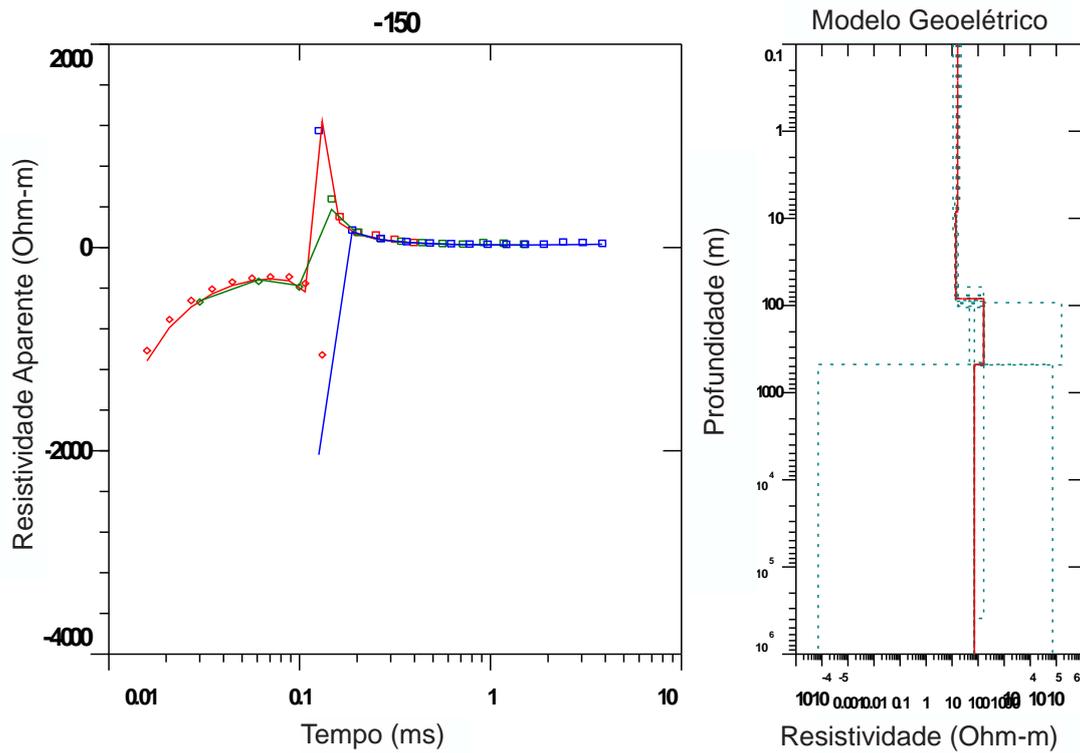


Figura B 11. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 25 m.

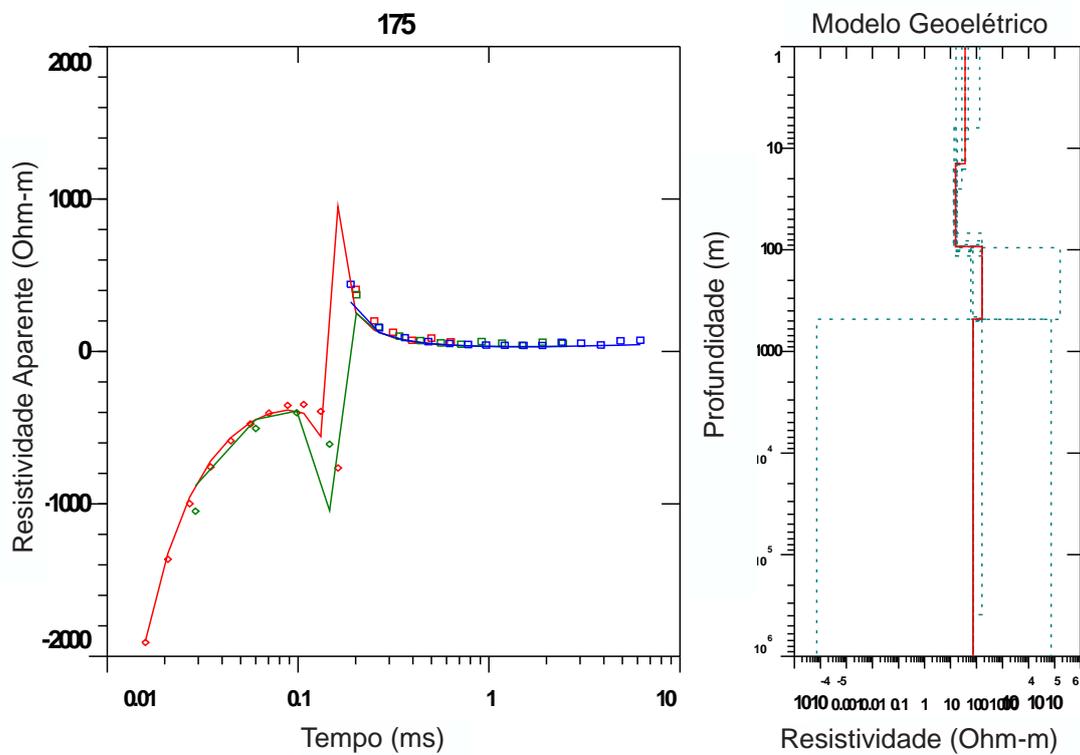


Figura B 12. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 350 m.

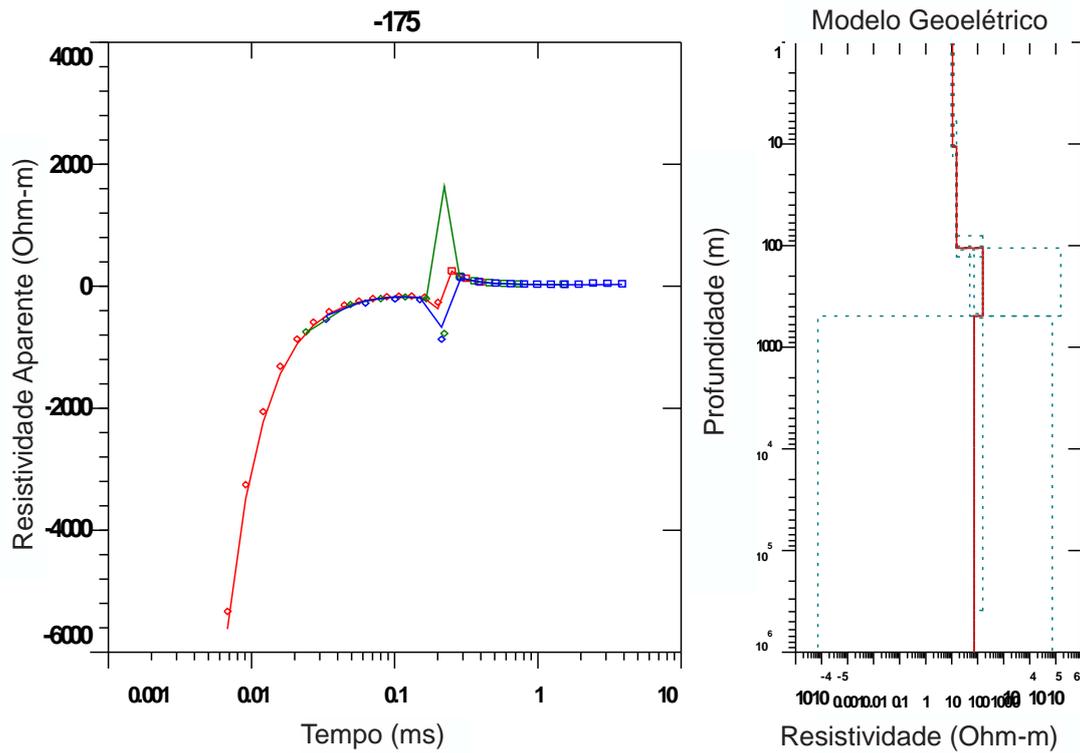


Figura B 13. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 0 m.

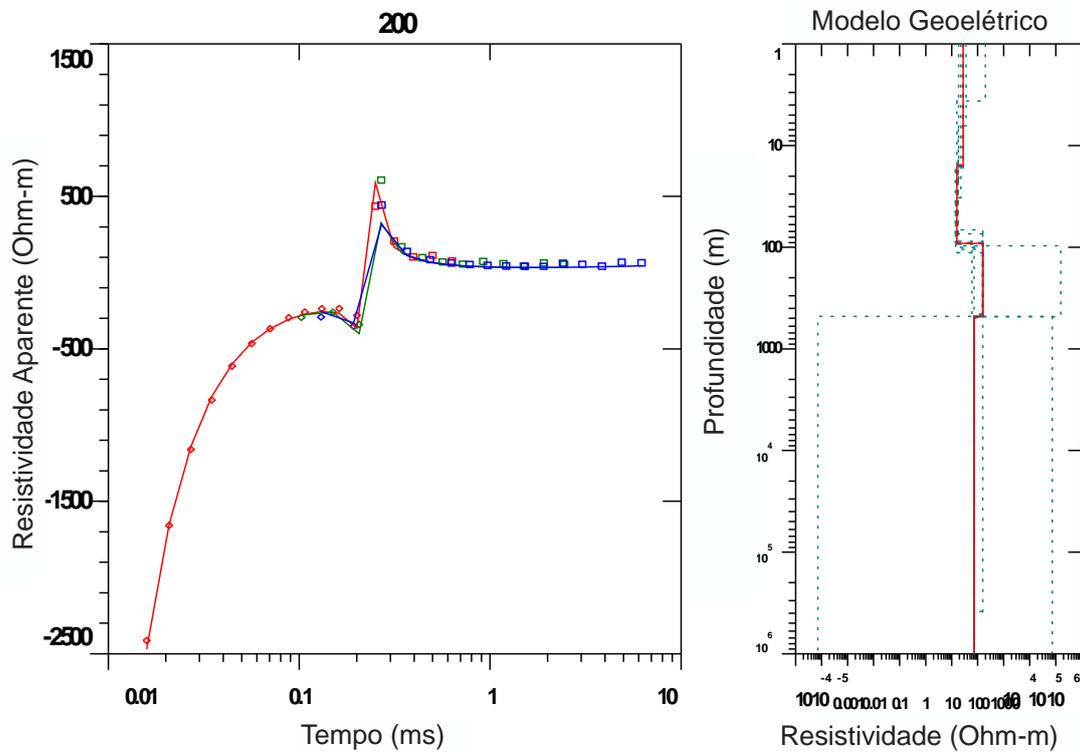


Figura B 14. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 375 m.

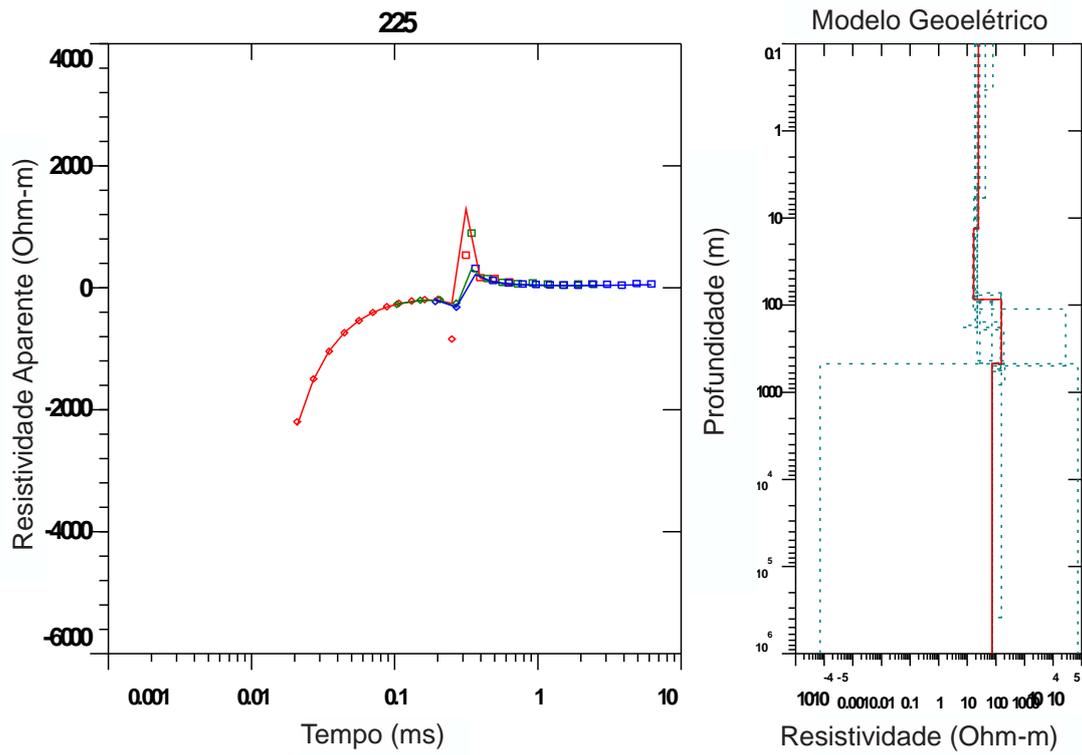


Figura B 15. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre CTDEM2 na posição 400 m.

Apêndice C

Sondagens TDEM realizadas sobre o CTDEM3

As inversões individuais 1D foram apresentadas considerando a distância da bobina receptora Rx em relação ao centro do *loop* transmissor Tx, portanto a legenda no topo dos resultados das inversões mostra esta distância. Assim, o centro do *loop* (*loop* central) corresponde a posição de 0m. A partir do centro do *loop* em direção a SE, as distâncias são negativas, e a partir do centro do *loop* em direção a NW, as distâncias são positivas.

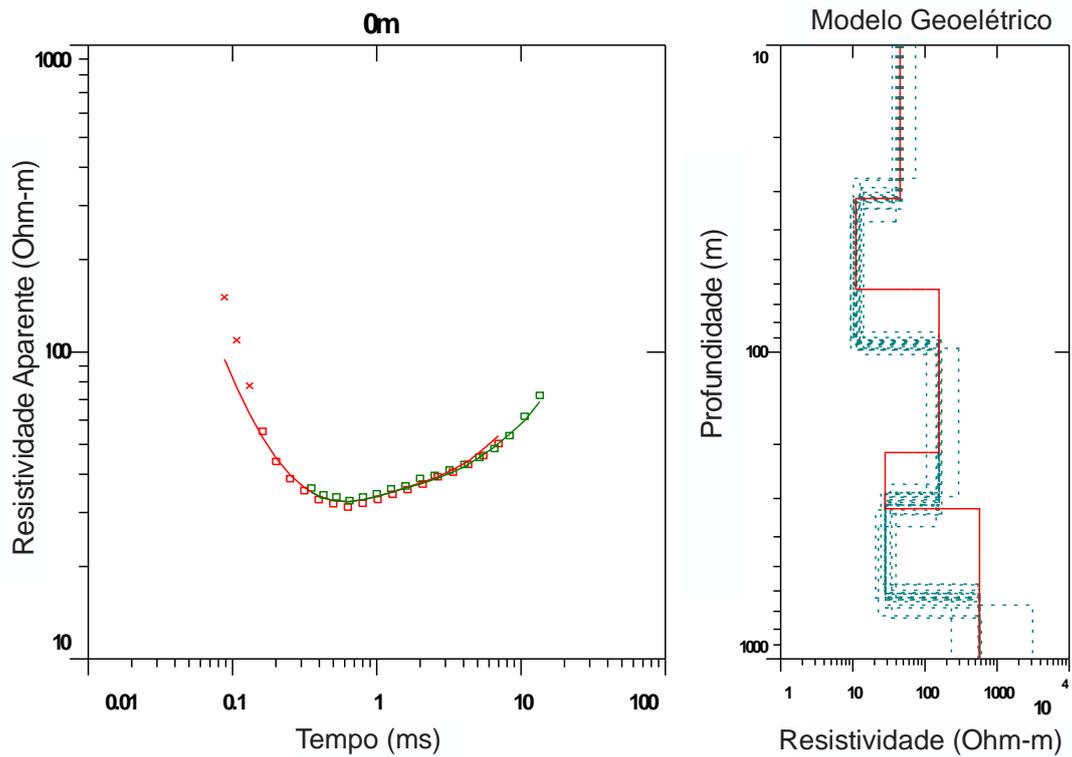


Figura C 1. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *loop* central sobre o CTDEM3 na posição 500 m.

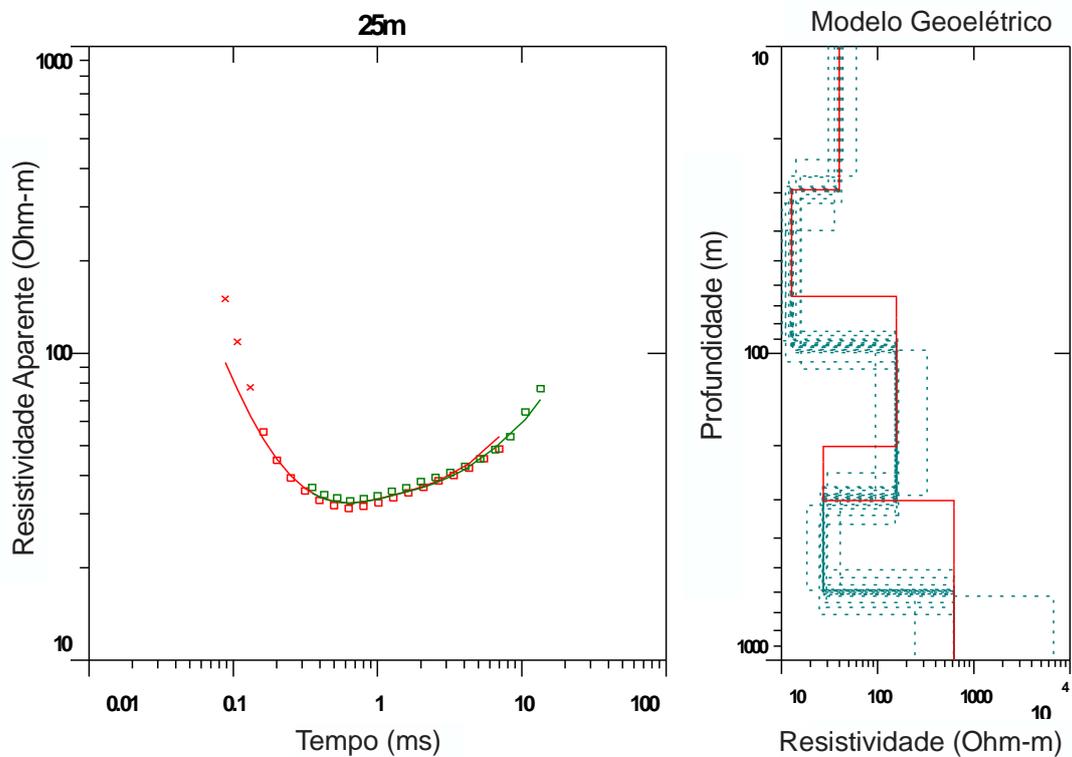


Figura C 2. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 525 m.

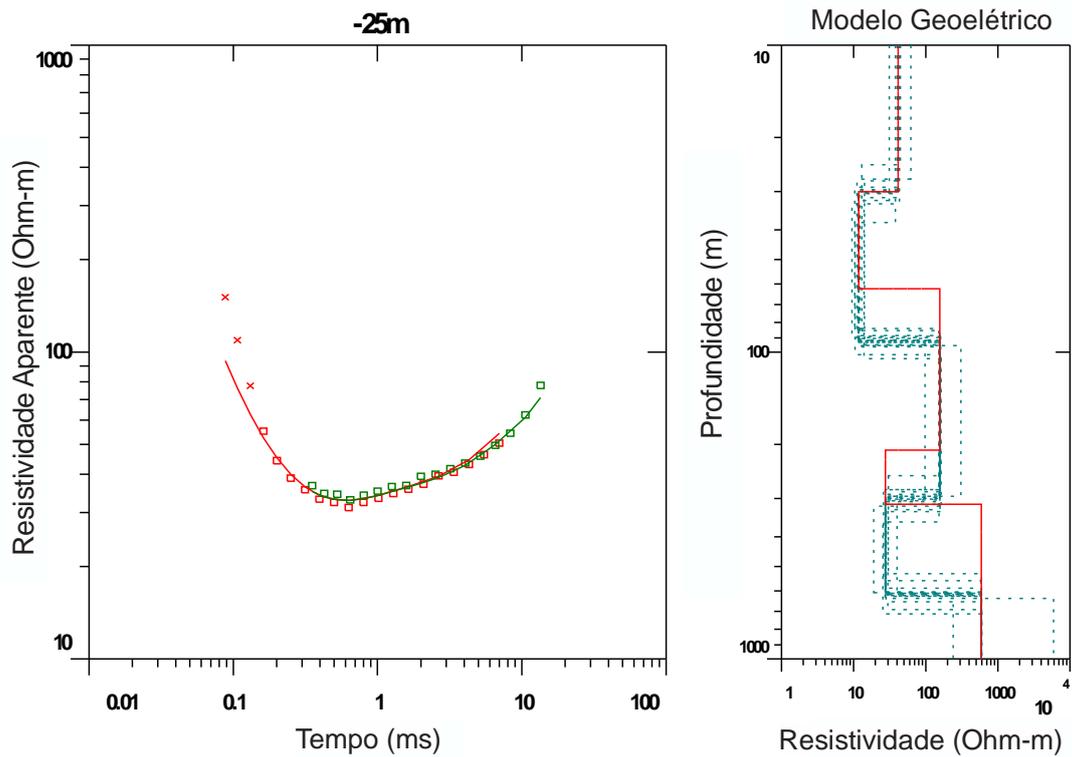


Figura C 3. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 475 m.

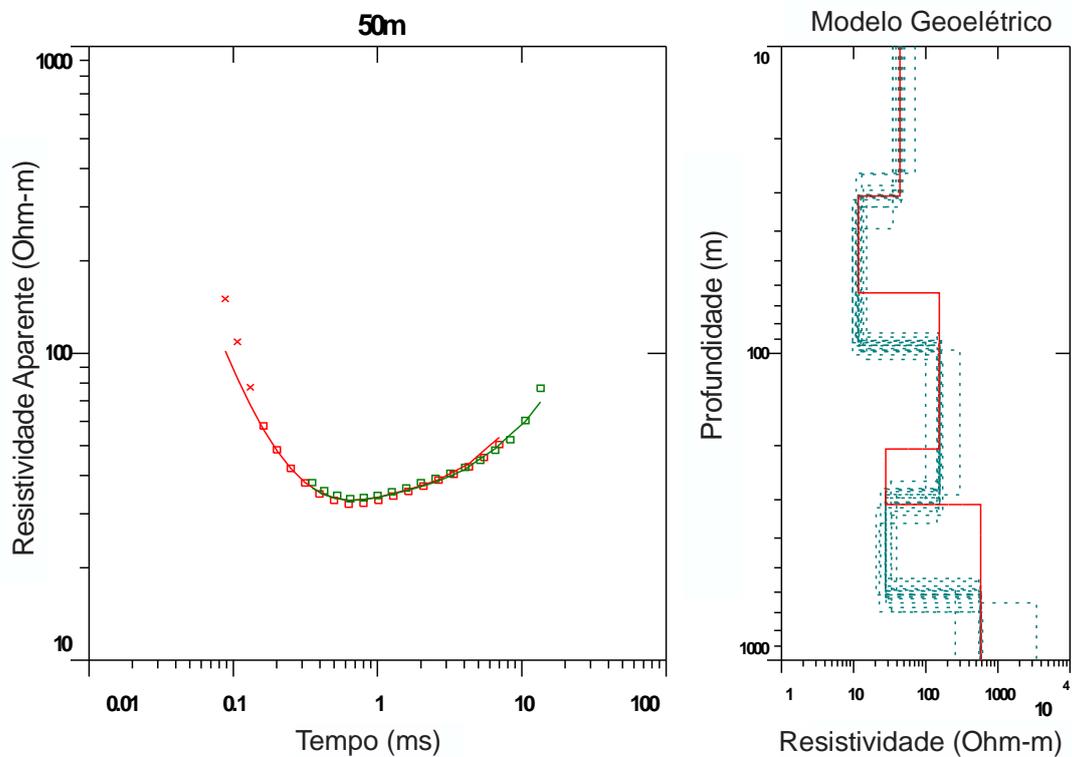


Figura C 4. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 550 m.

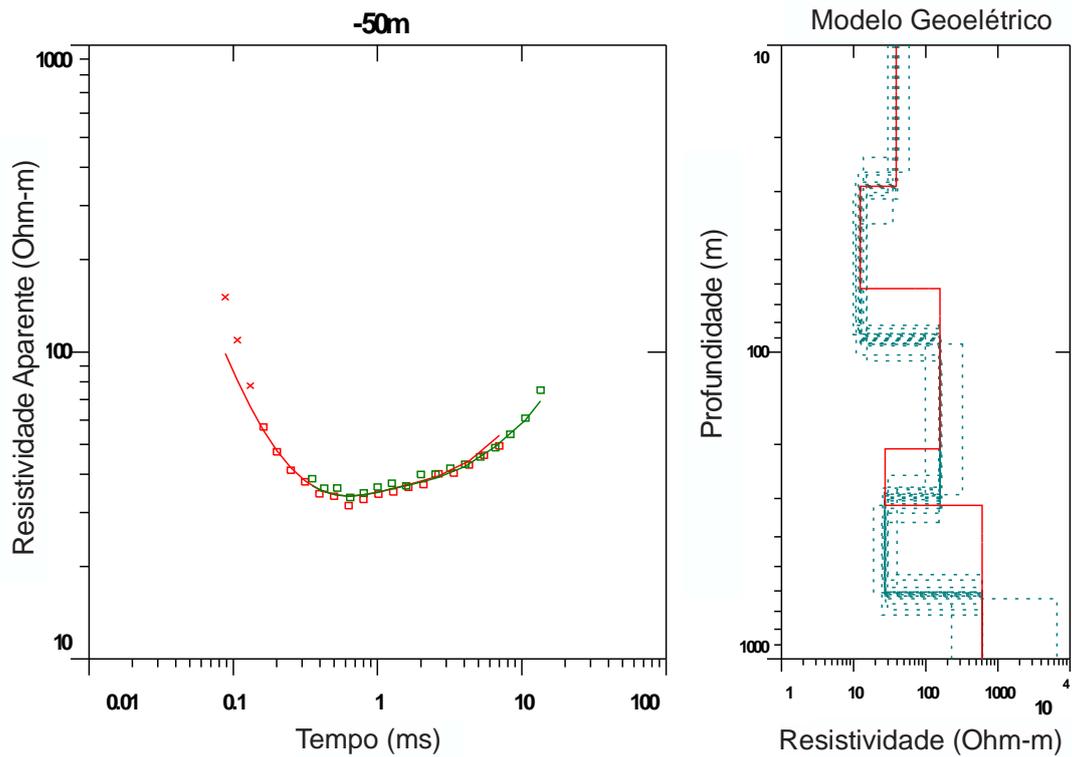


Figura C 5. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 450 m.

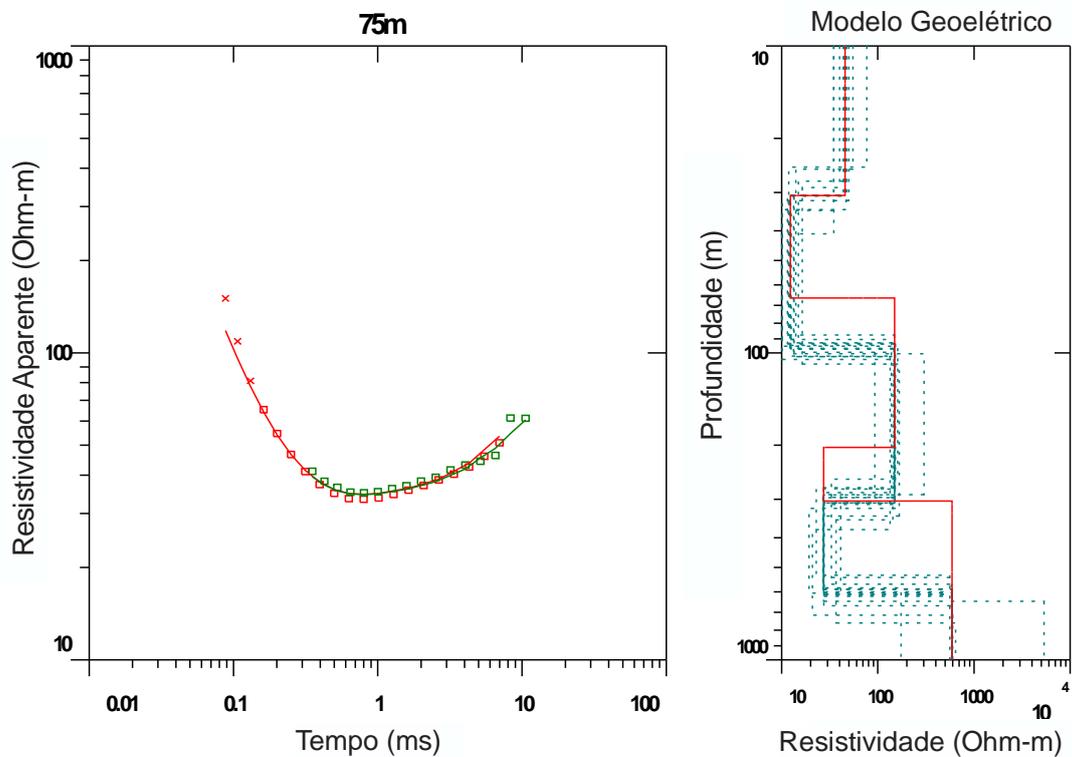


Figura C 6. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 575 m.

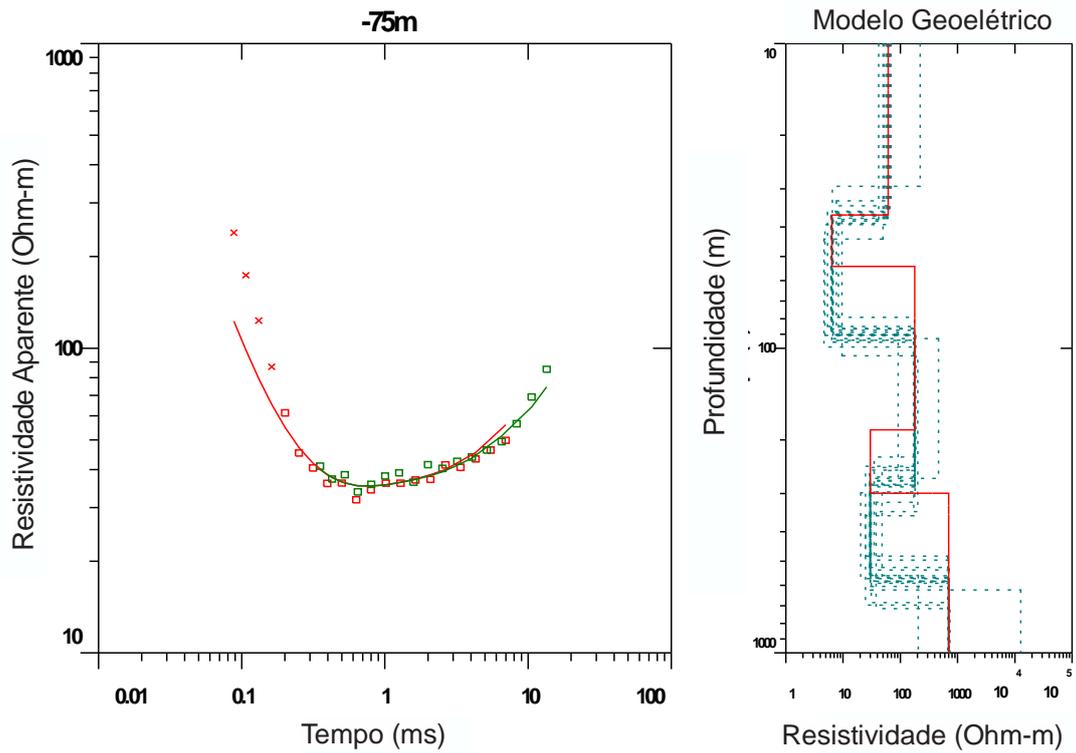


Figura C 7. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 425 m.

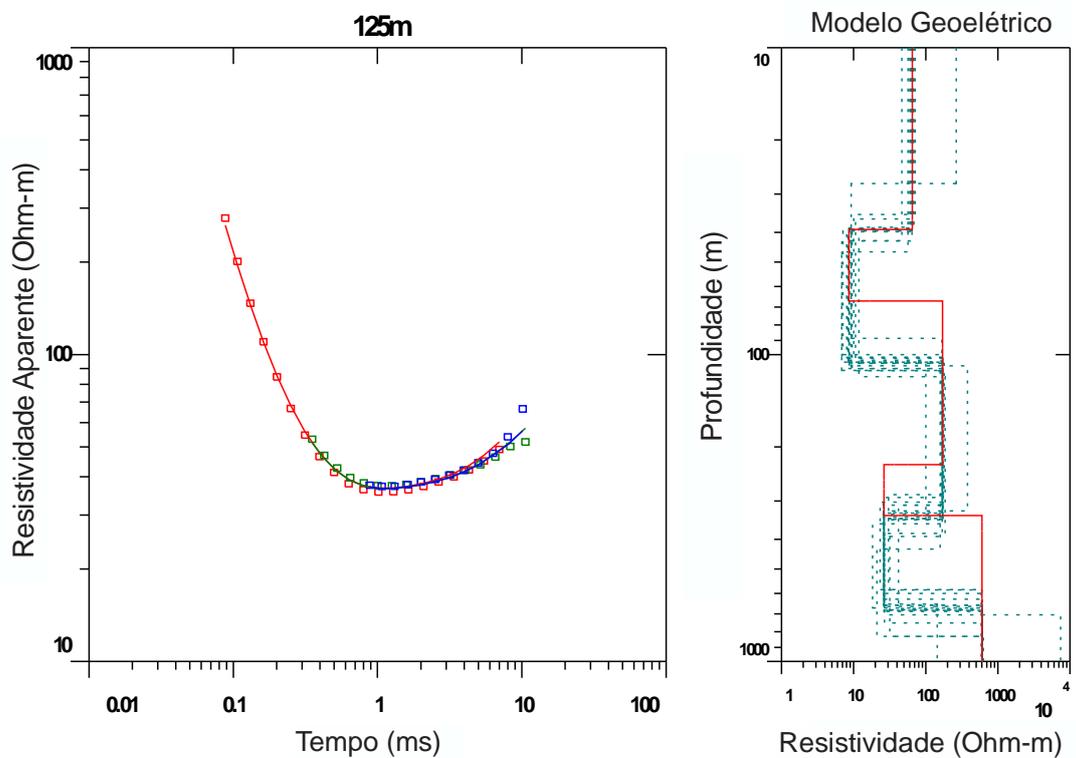


Figura C 8. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 625 m.

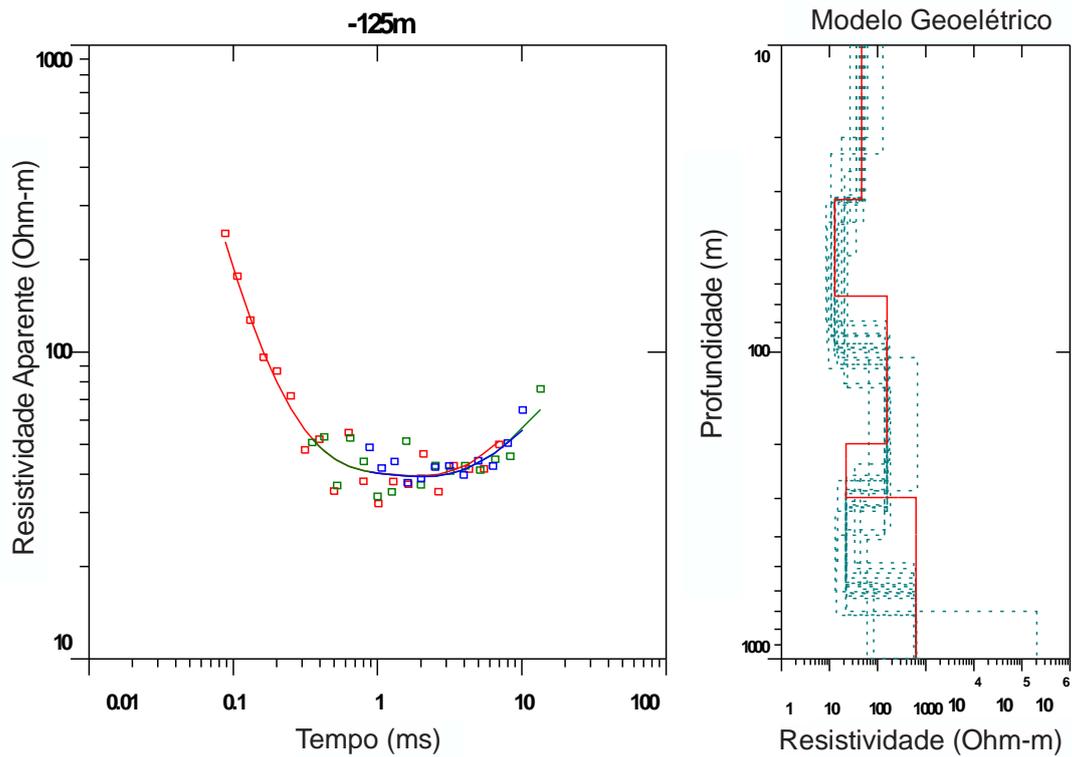


Figura C 9. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 375 m.

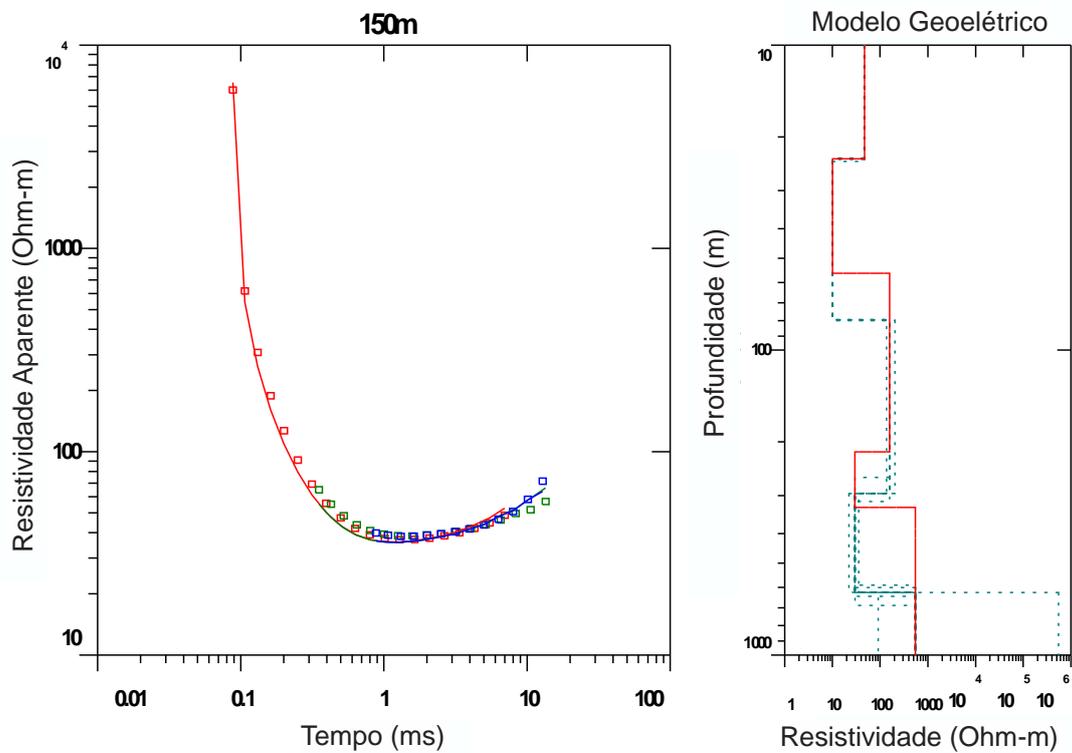


Figura C 10. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 650 m.

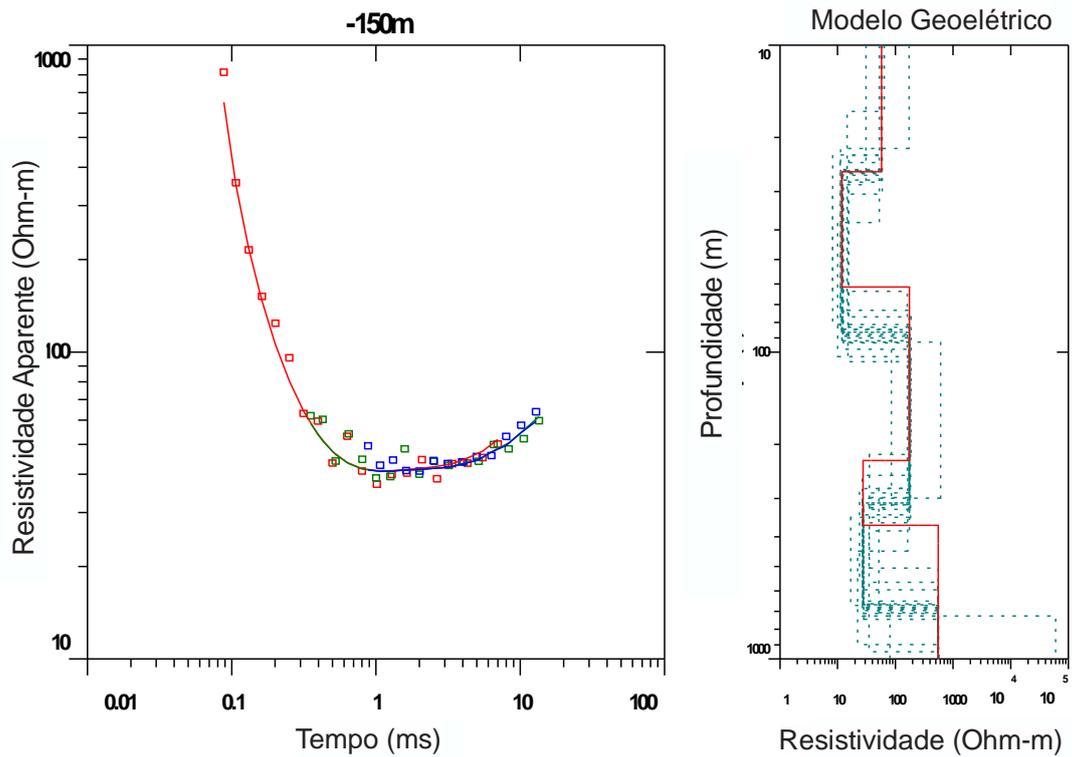


Figura C 11. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 350 m.

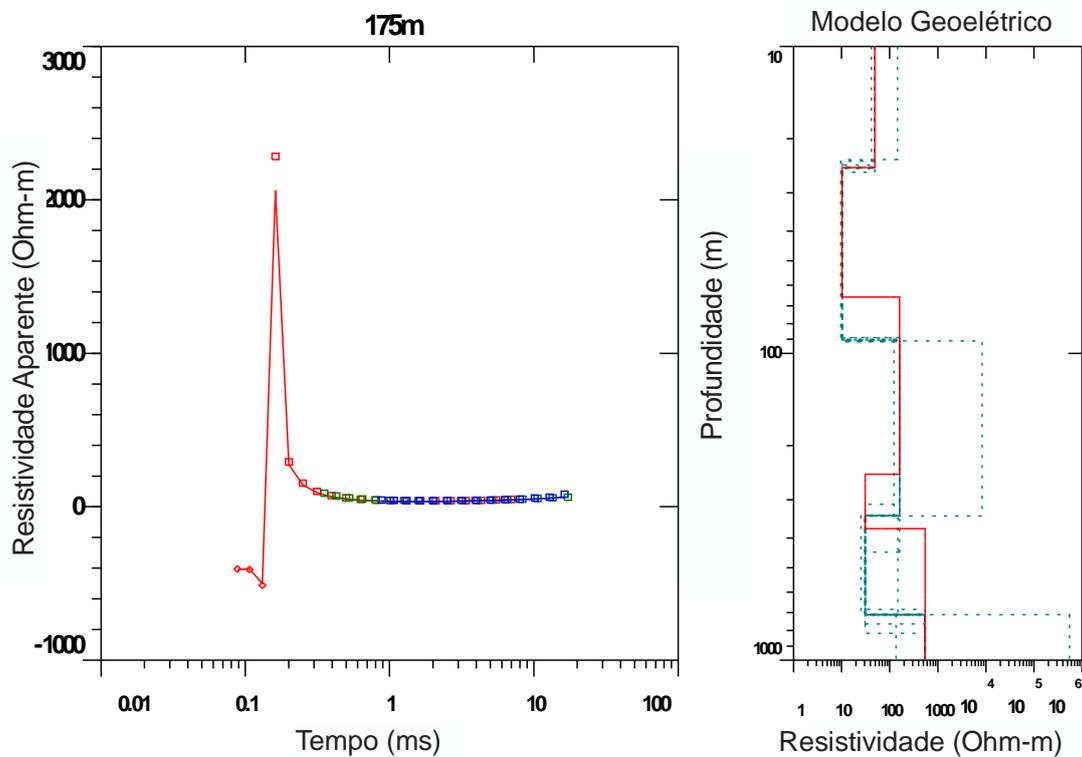


Figura C 12. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 675 m.

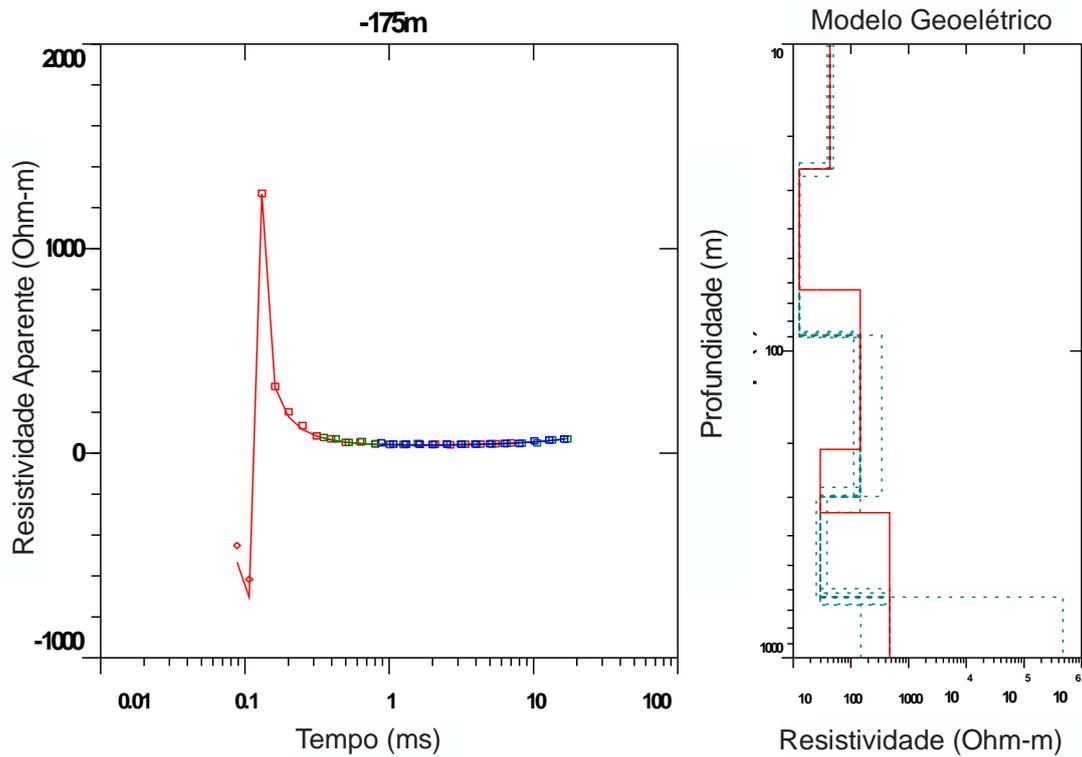


Figura C 13. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 325 m.

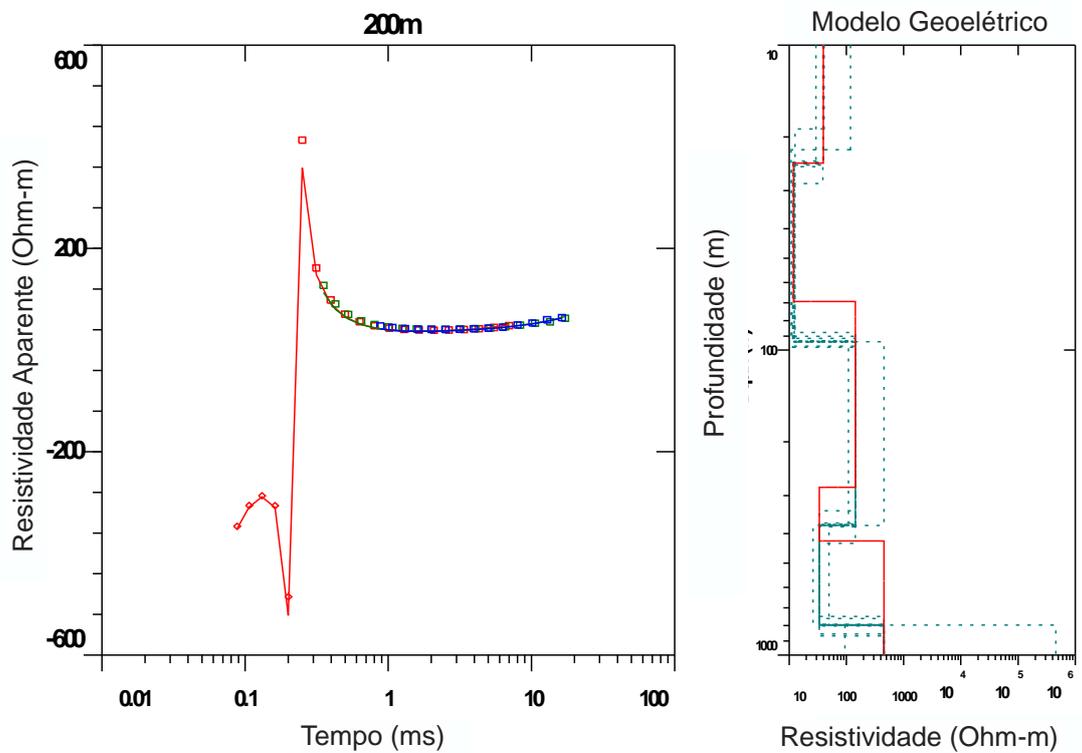


Figura C 14. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 700 m.

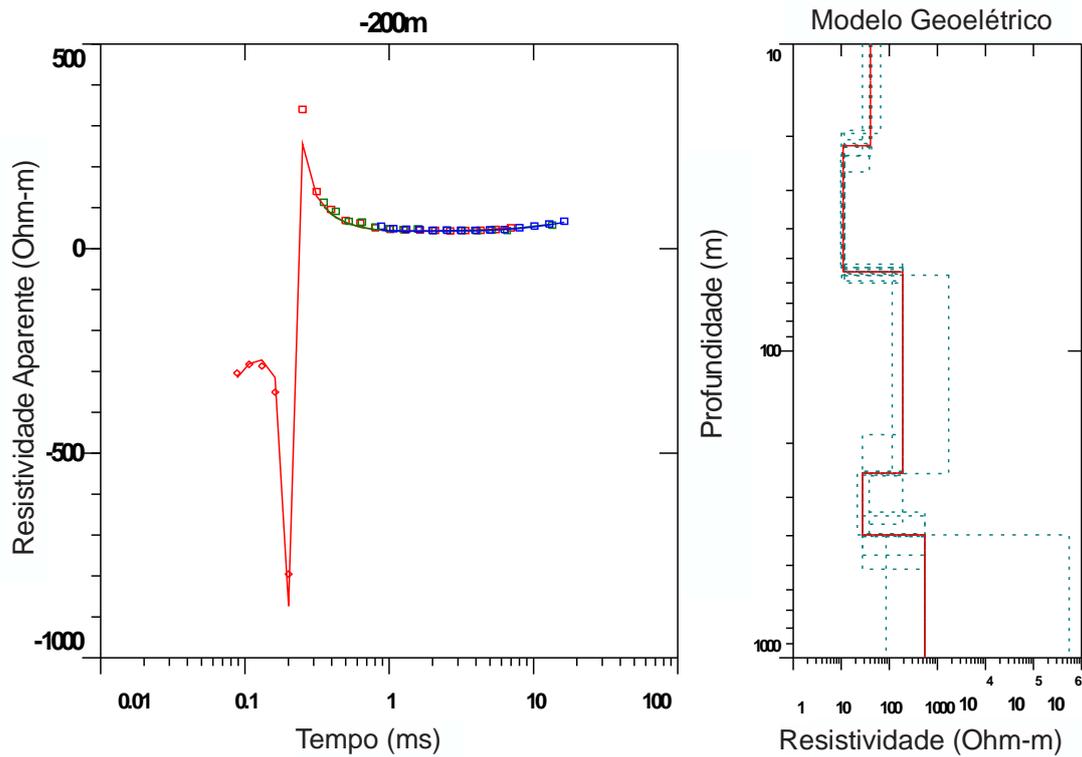


Figura C 15. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 300 m.

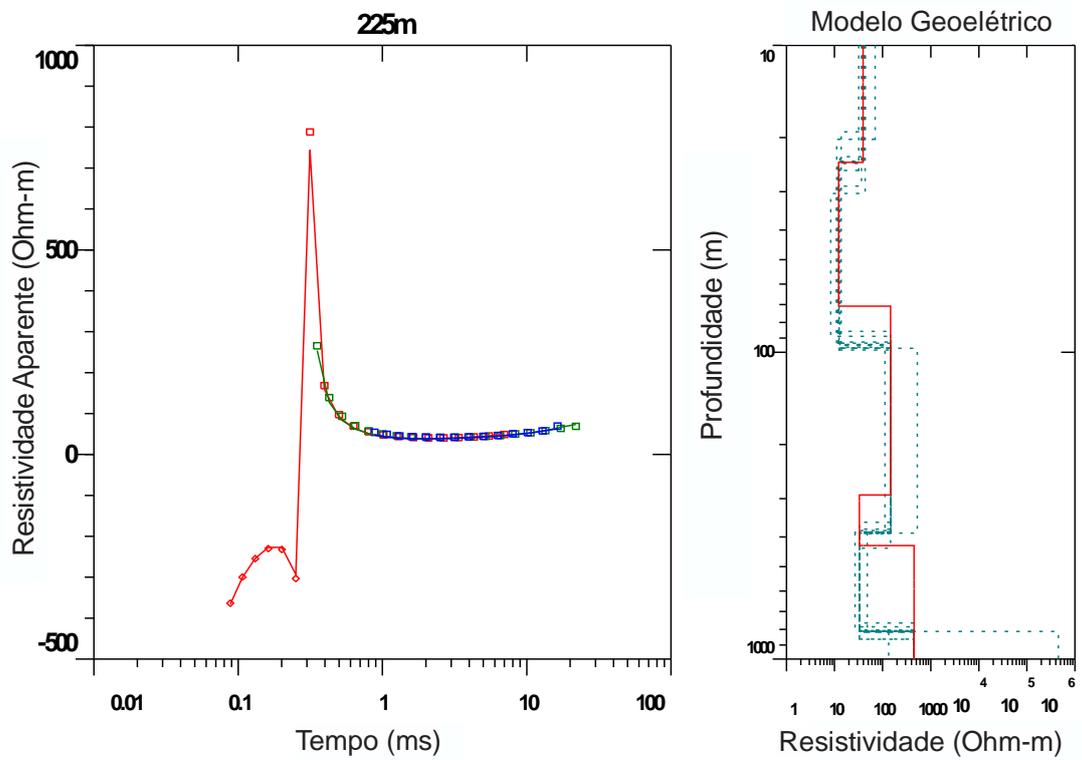


Figura C 16. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 725 m.

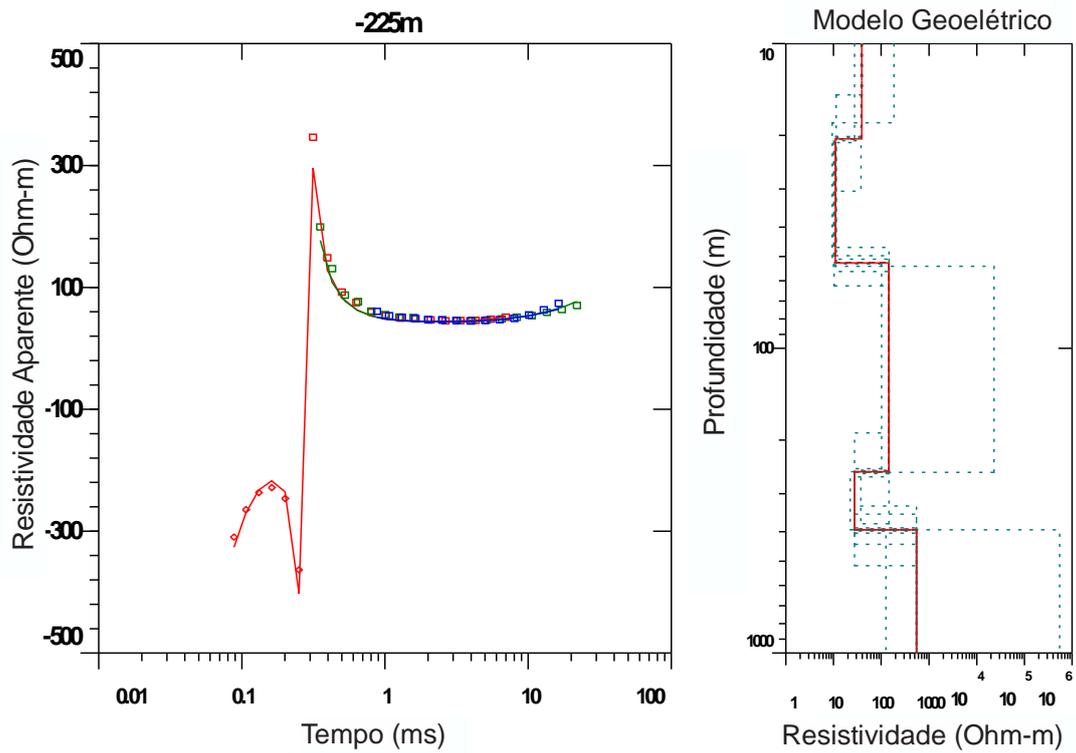


Figura C 17. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 275 m.

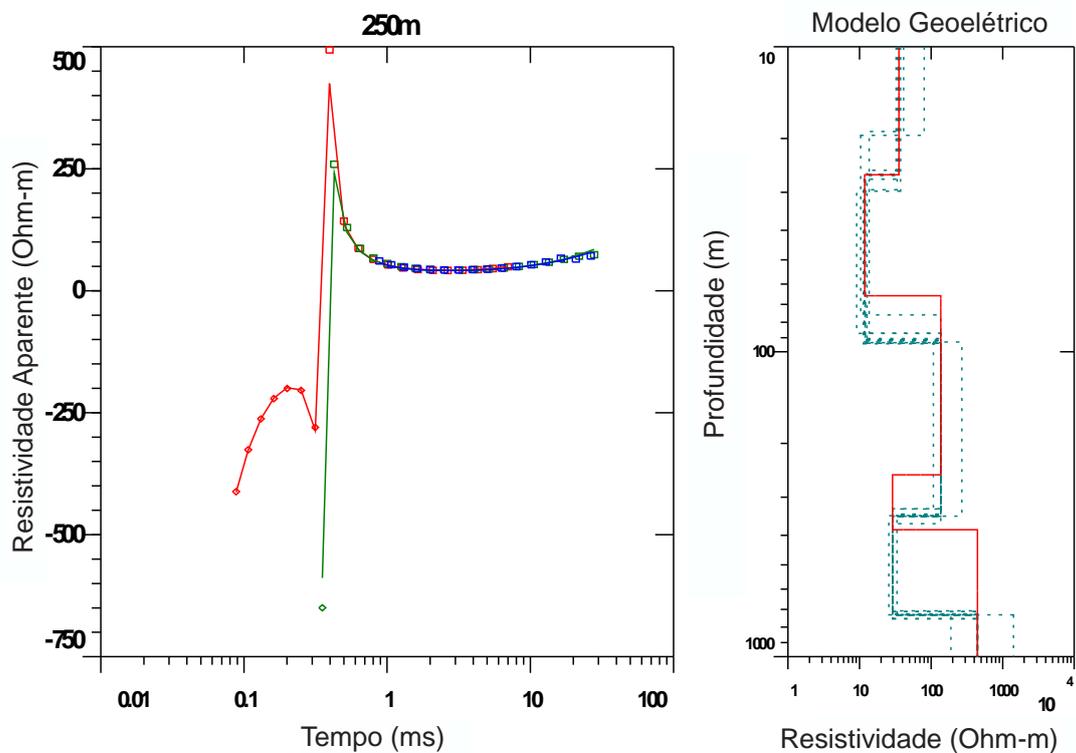


Figura C 18. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 750 m.

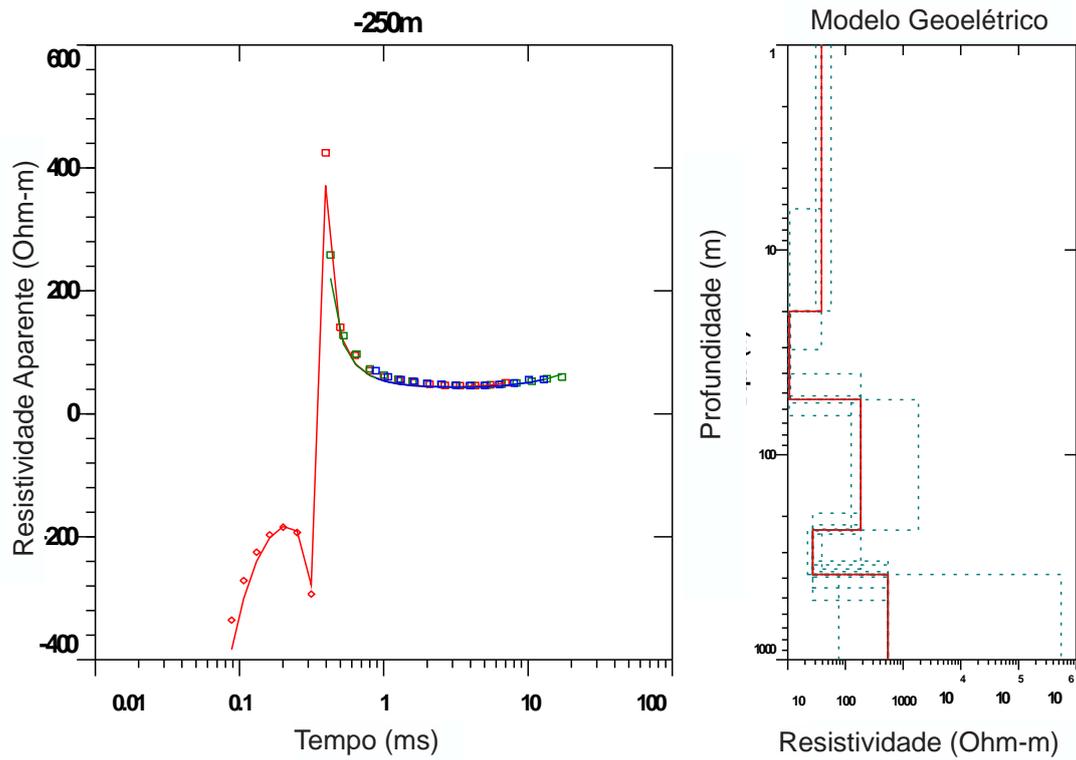


Figura C 19. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 250 m.

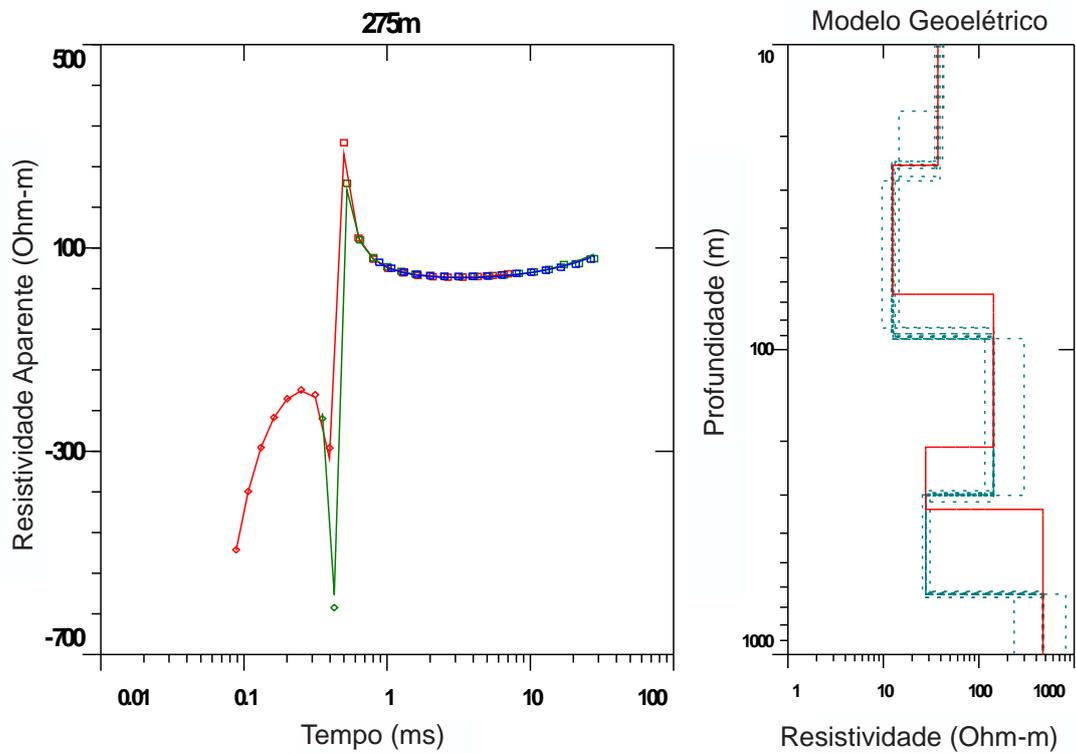


Figura C 20. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 775 m.

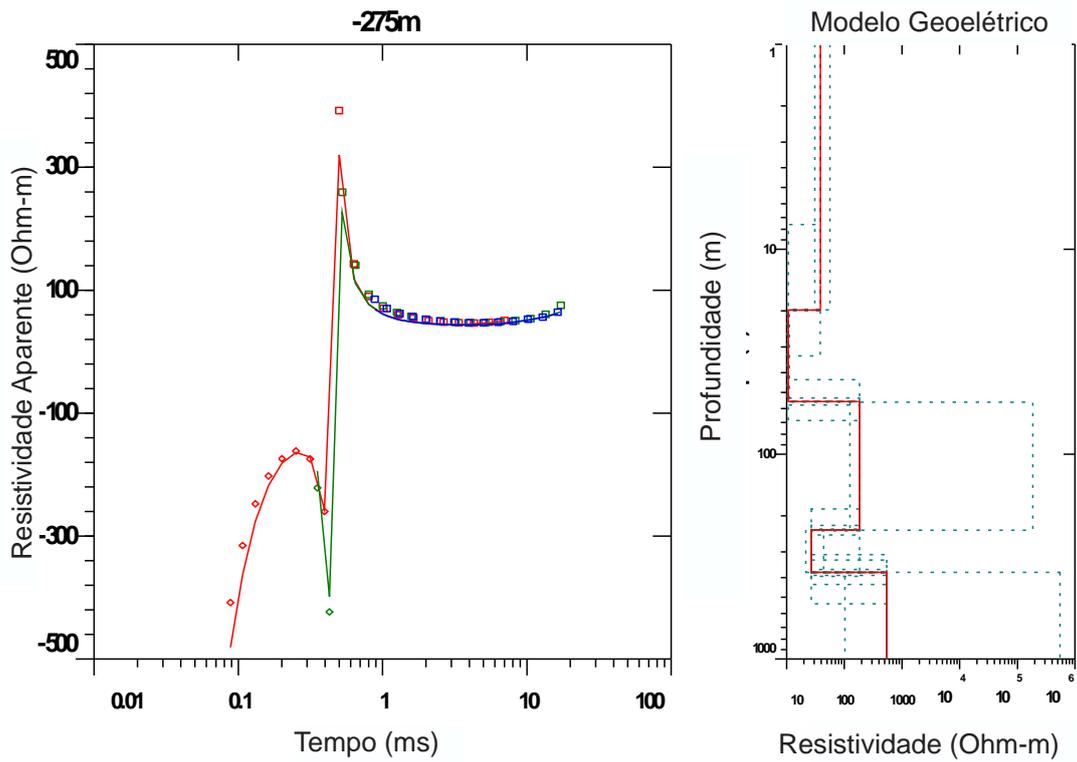


Figura C 21. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 225 m.

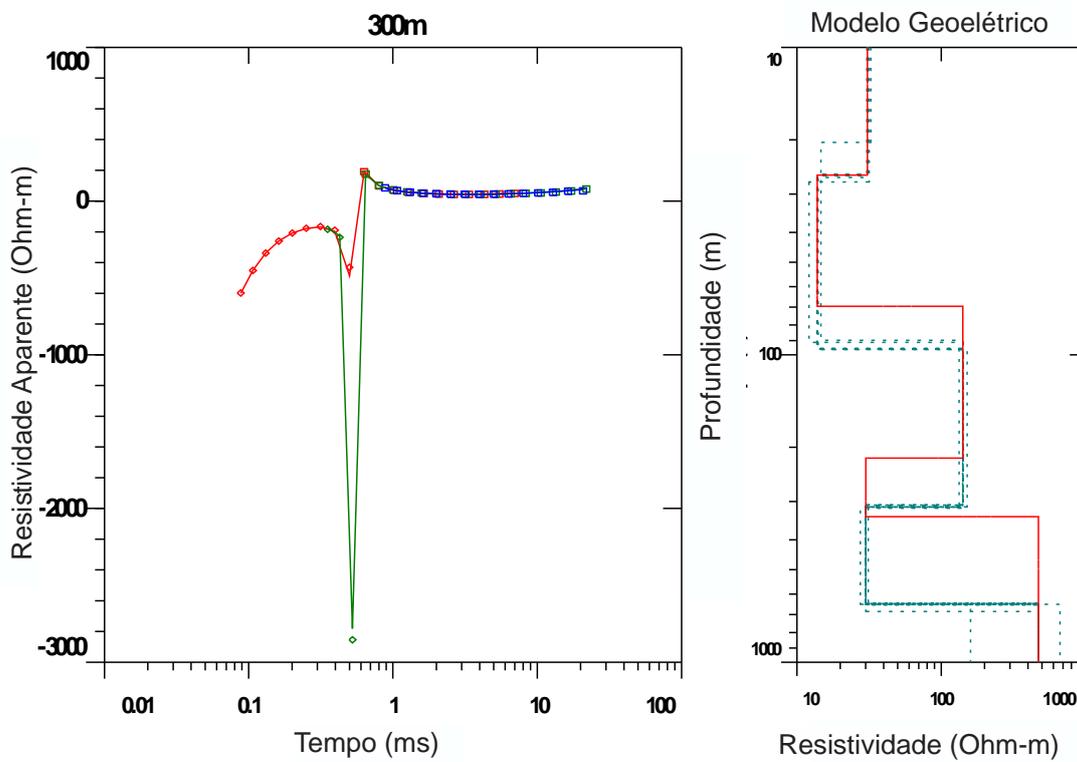


Figura C 22. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 800 m.

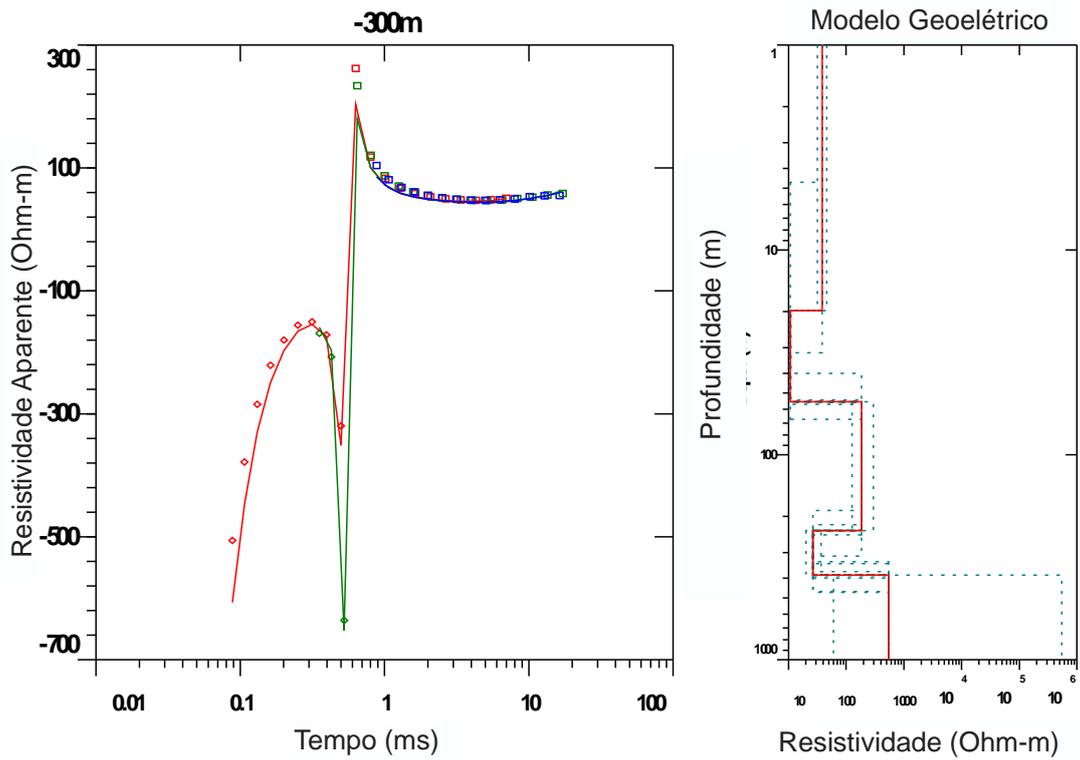


Figura C 23. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 200 m.

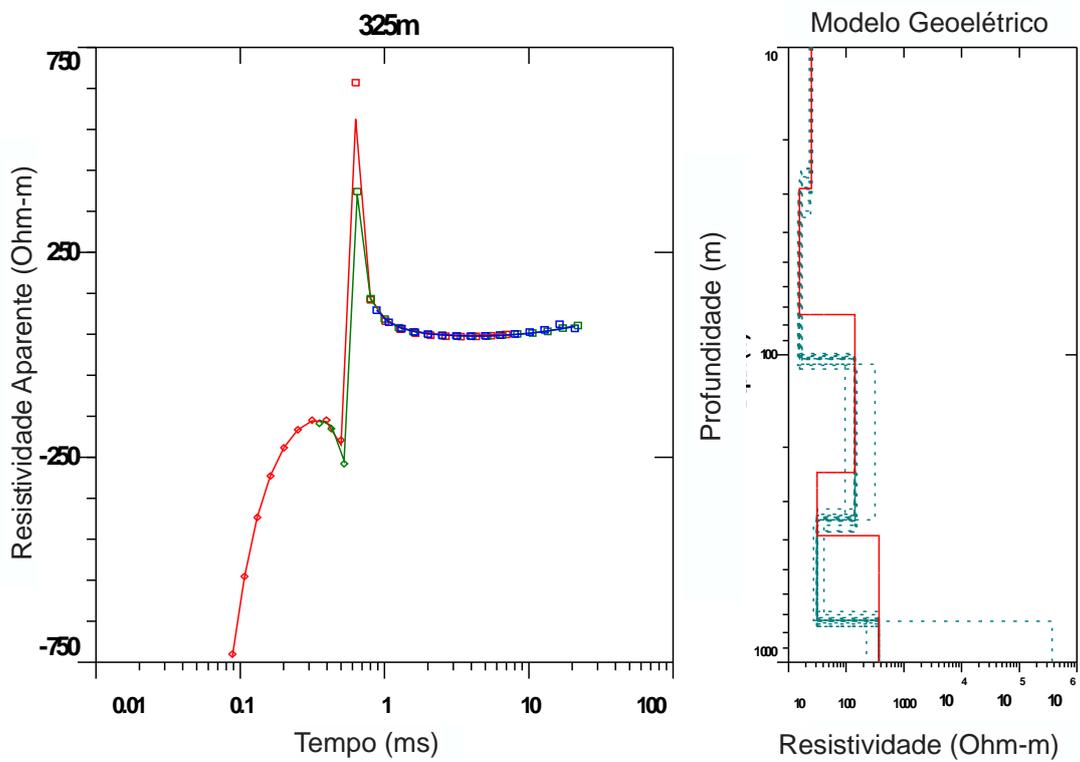


Figura C 24. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 825 m.

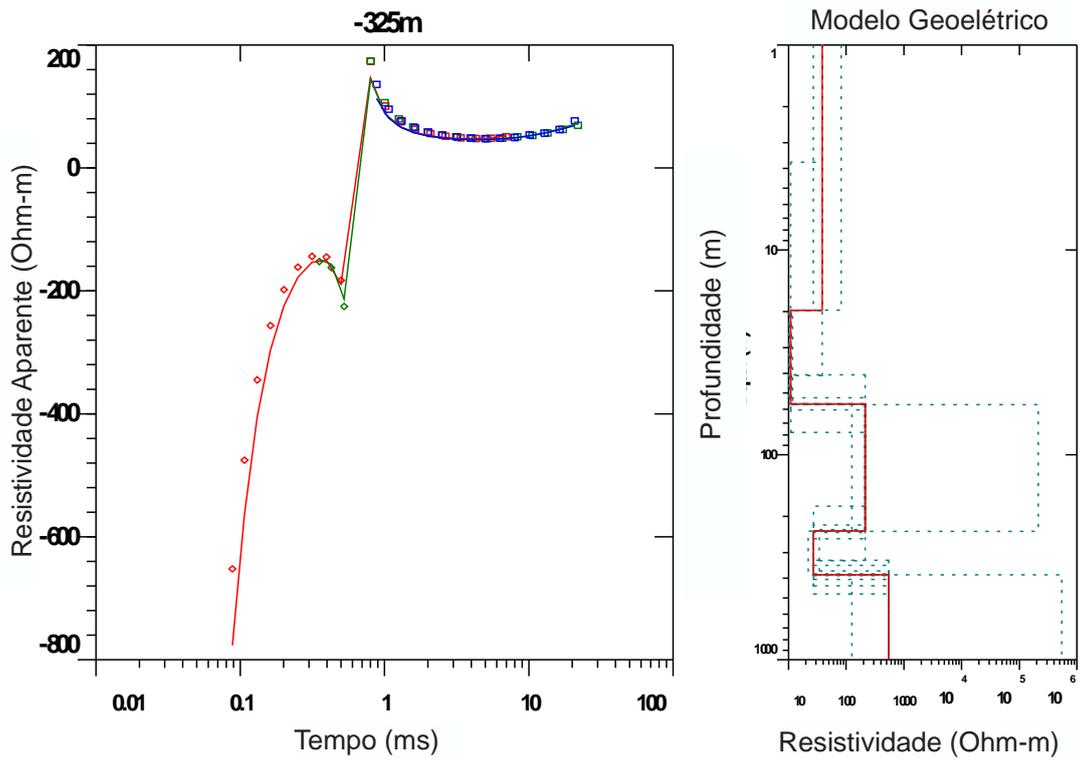


Figura C 25. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 175 m.

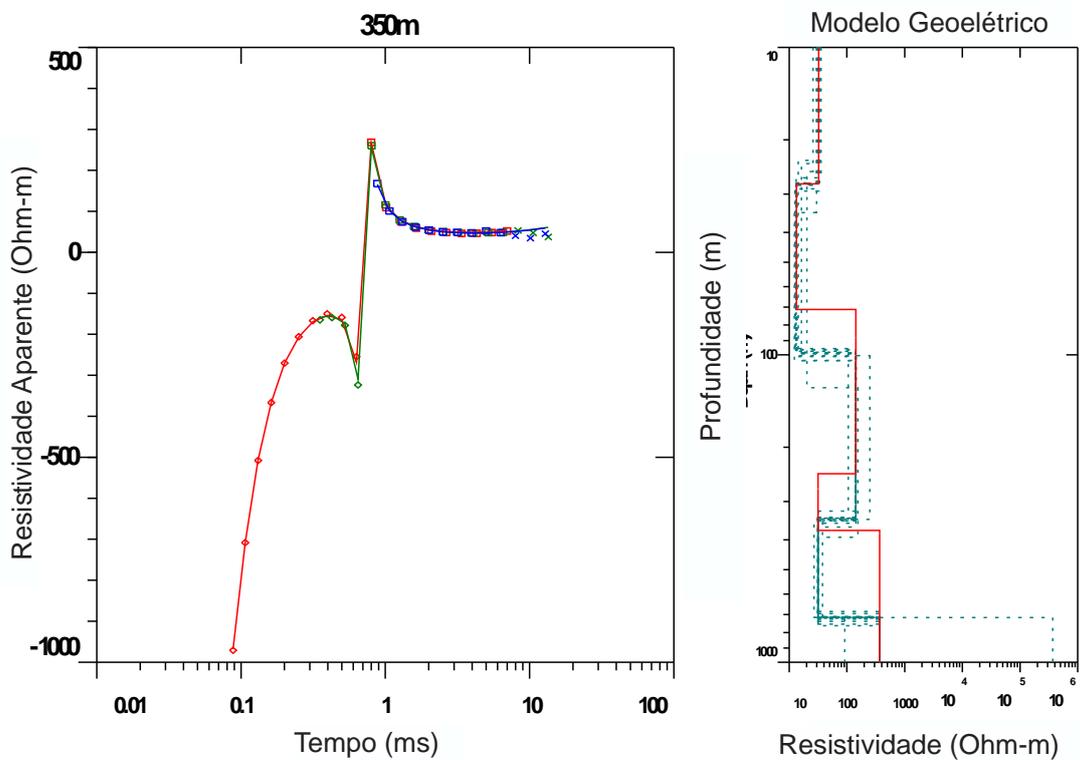


Figura C 26. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 850 m.

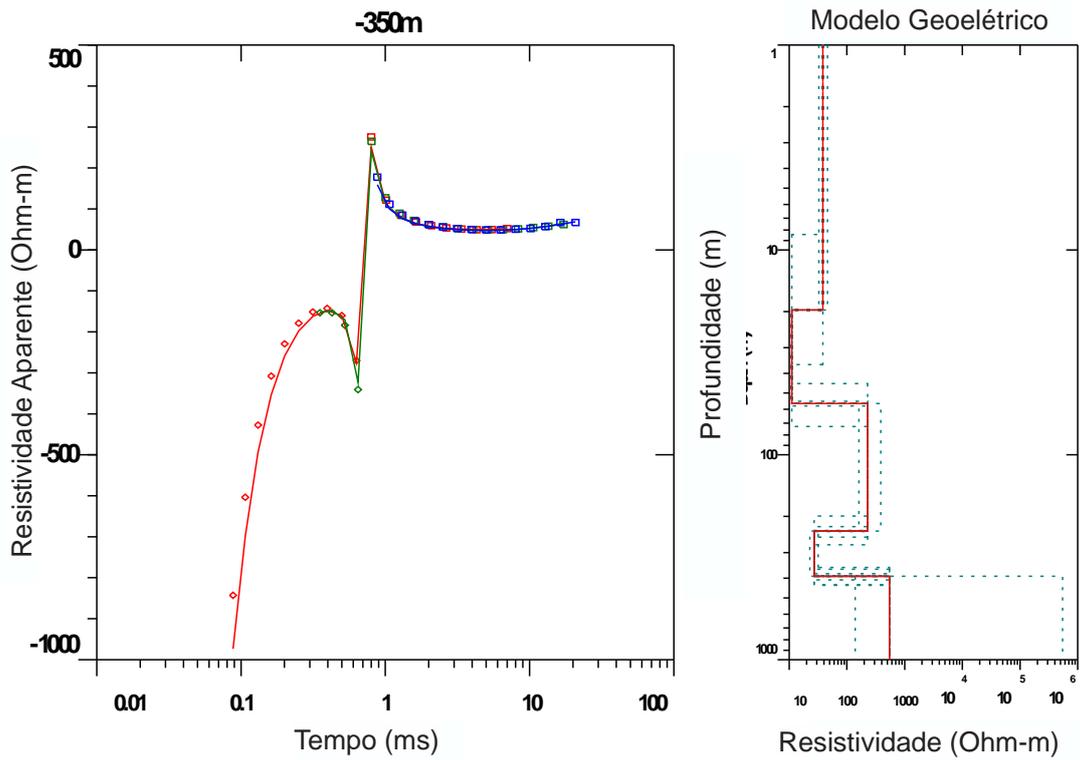


Figura C 27. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 150 m.

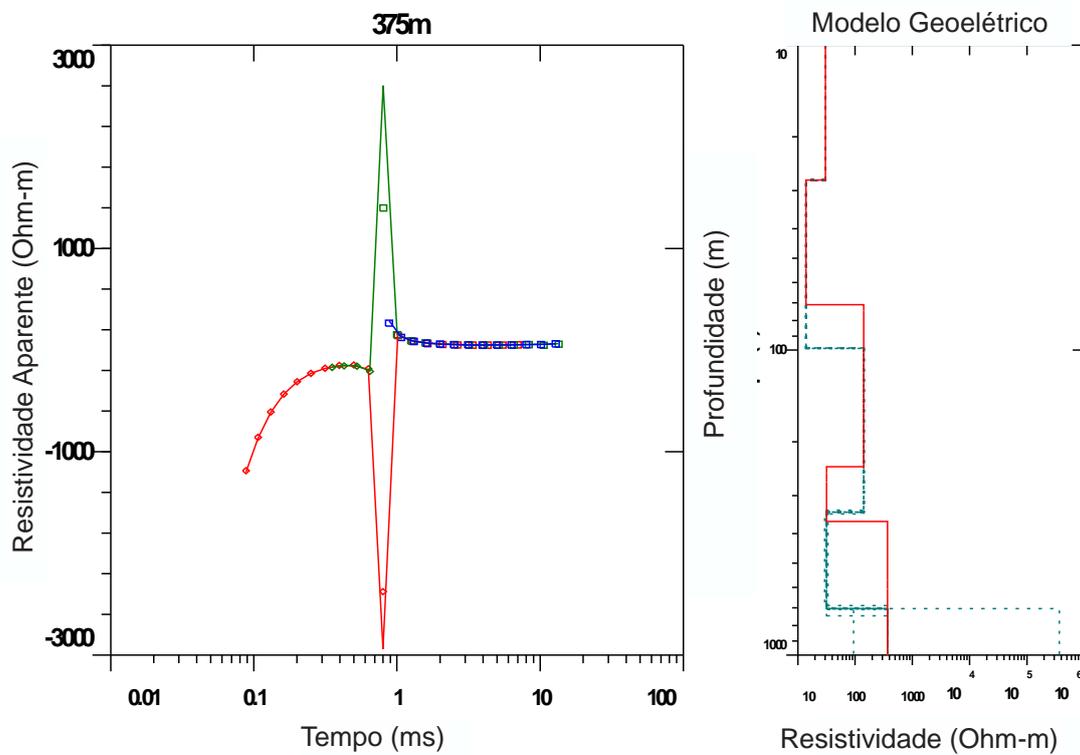


Figura C 28. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 875 m.

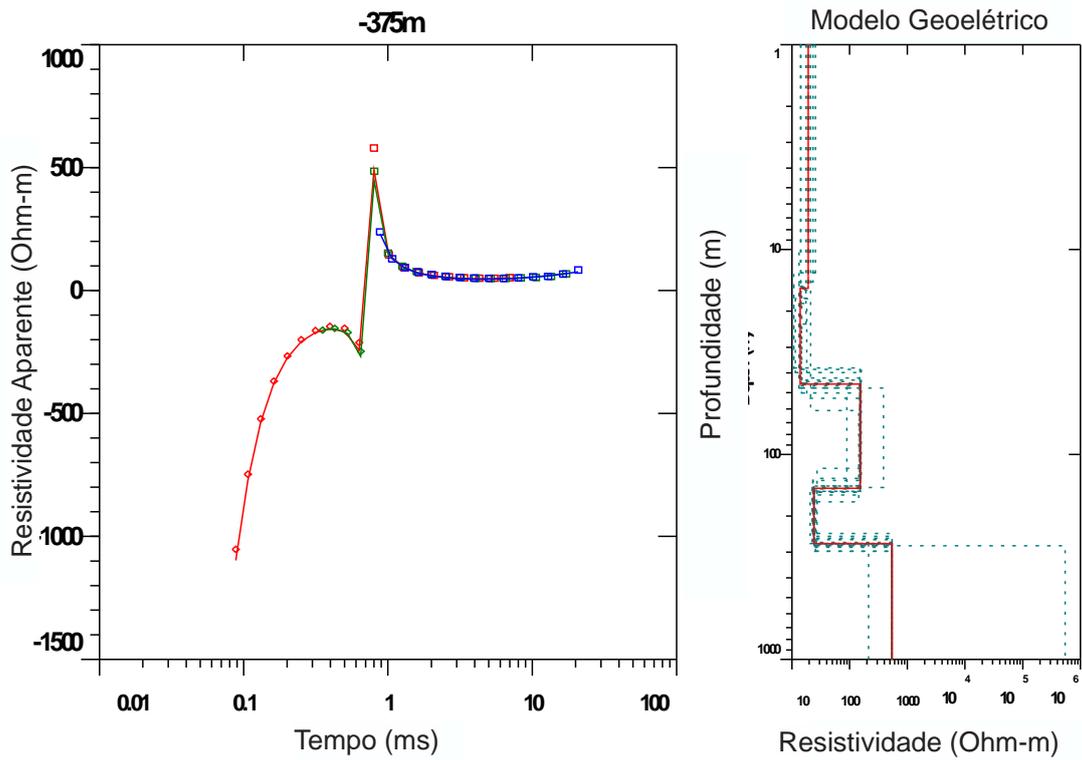


Figura C 29. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 125 m.

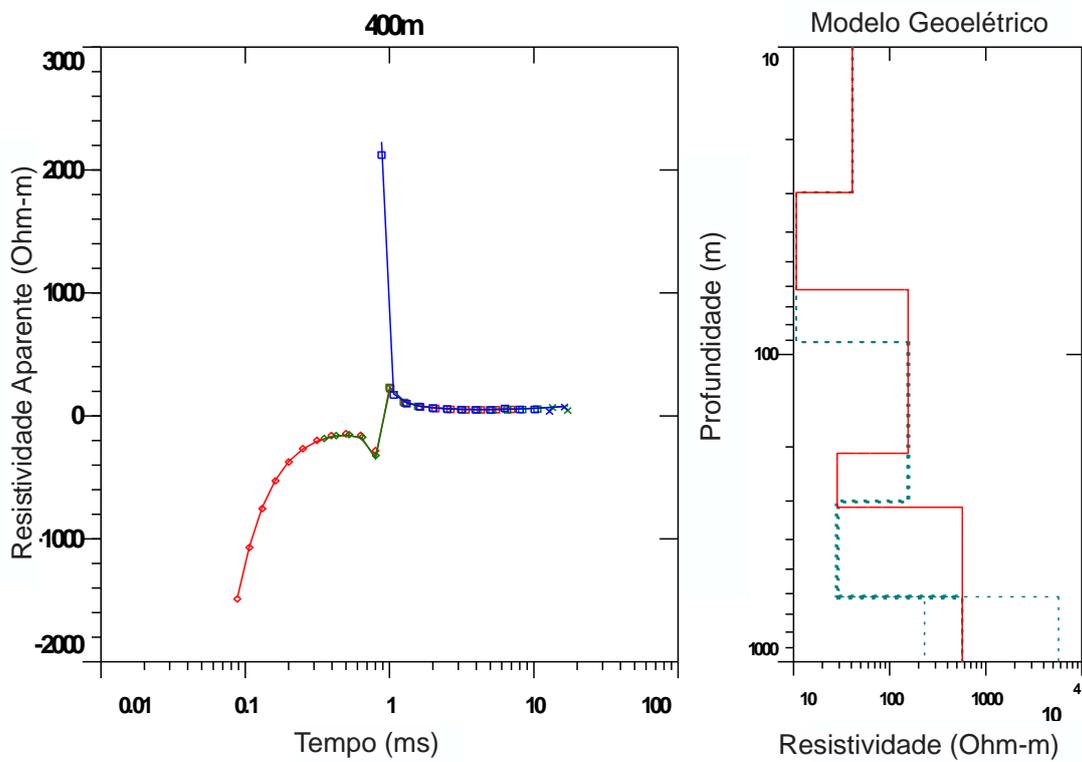


Figura C 30. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 900 m.

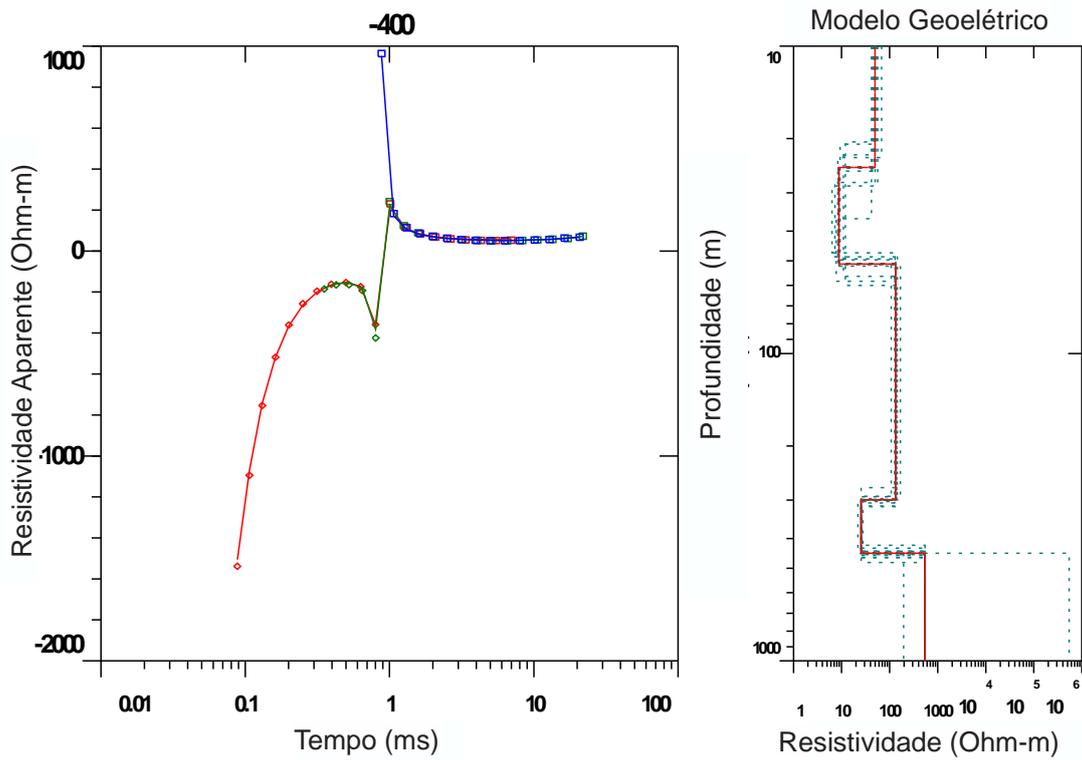


Figura C 31. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 100 m.

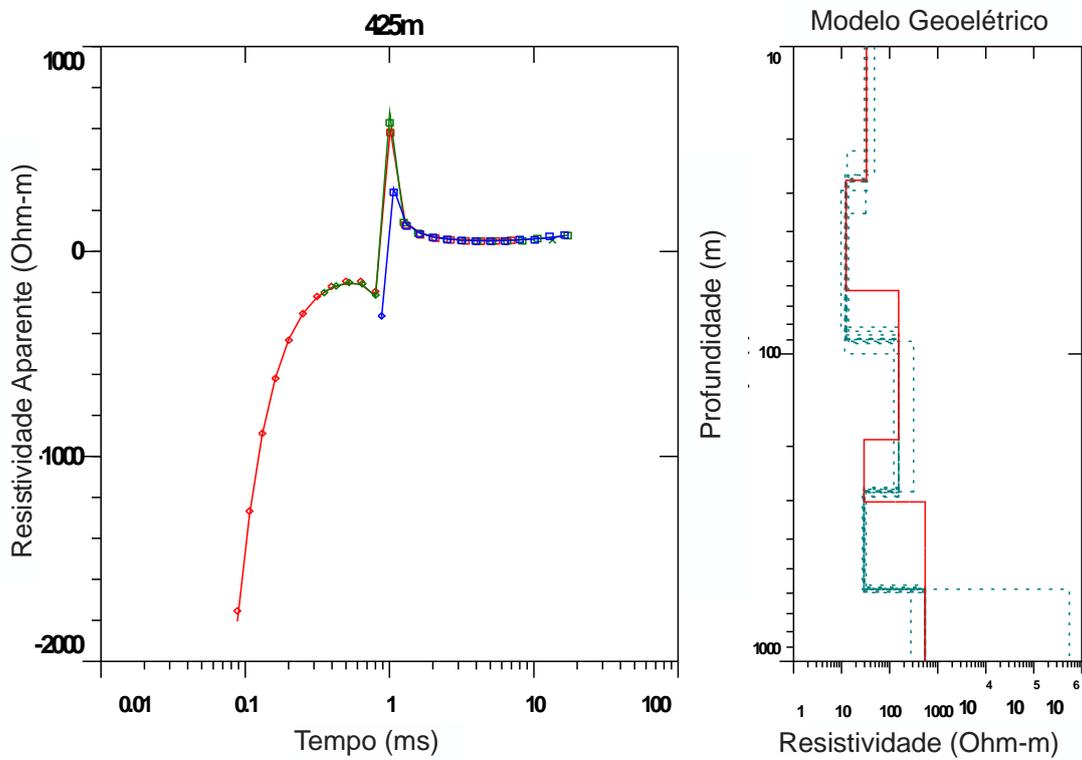


Figura C 32. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 925 m.

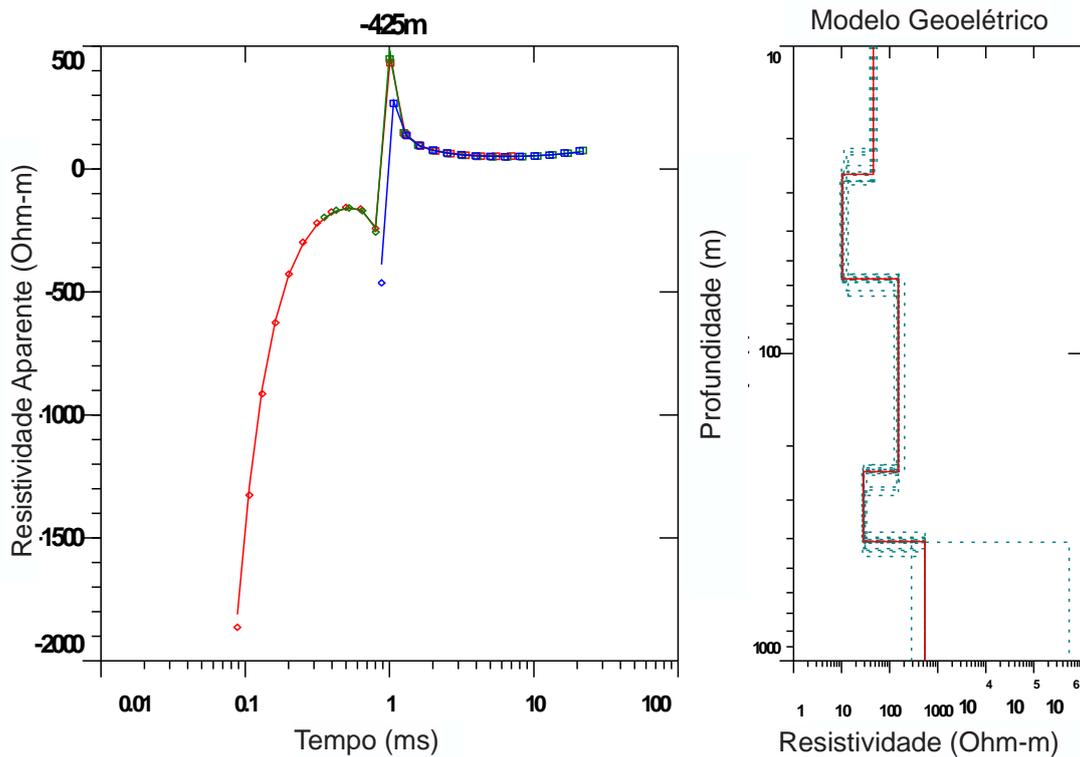


Figura C 33. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 75 m.

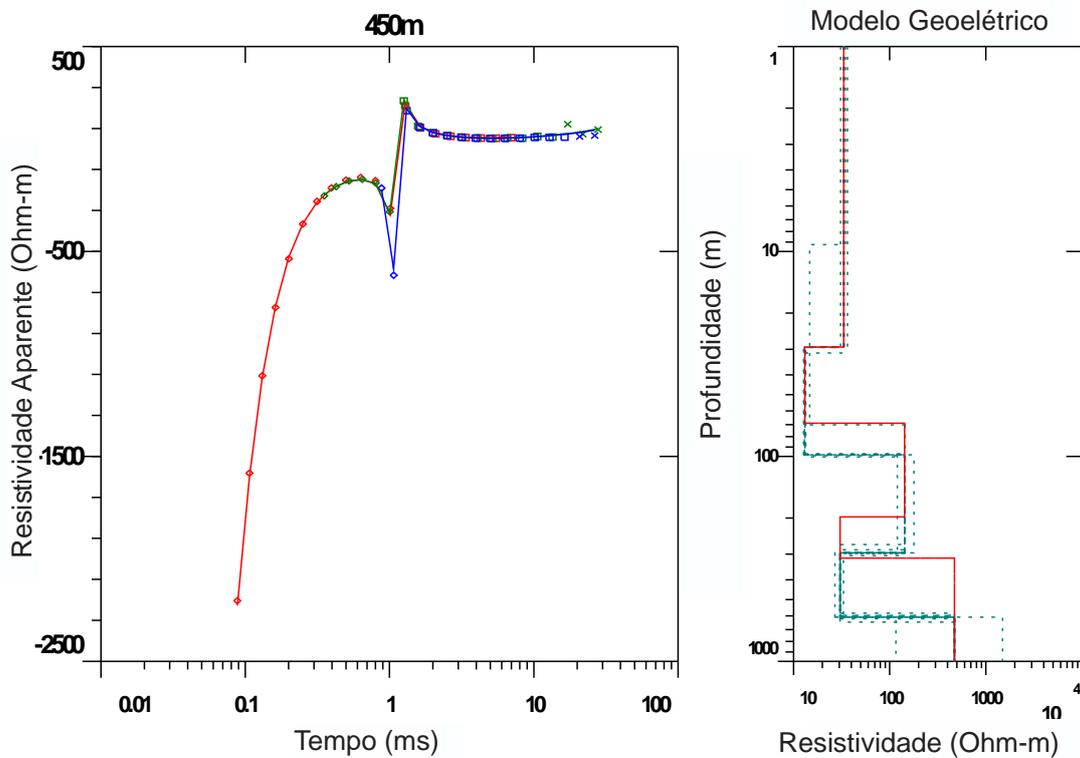


Figura C 34. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 950 m.

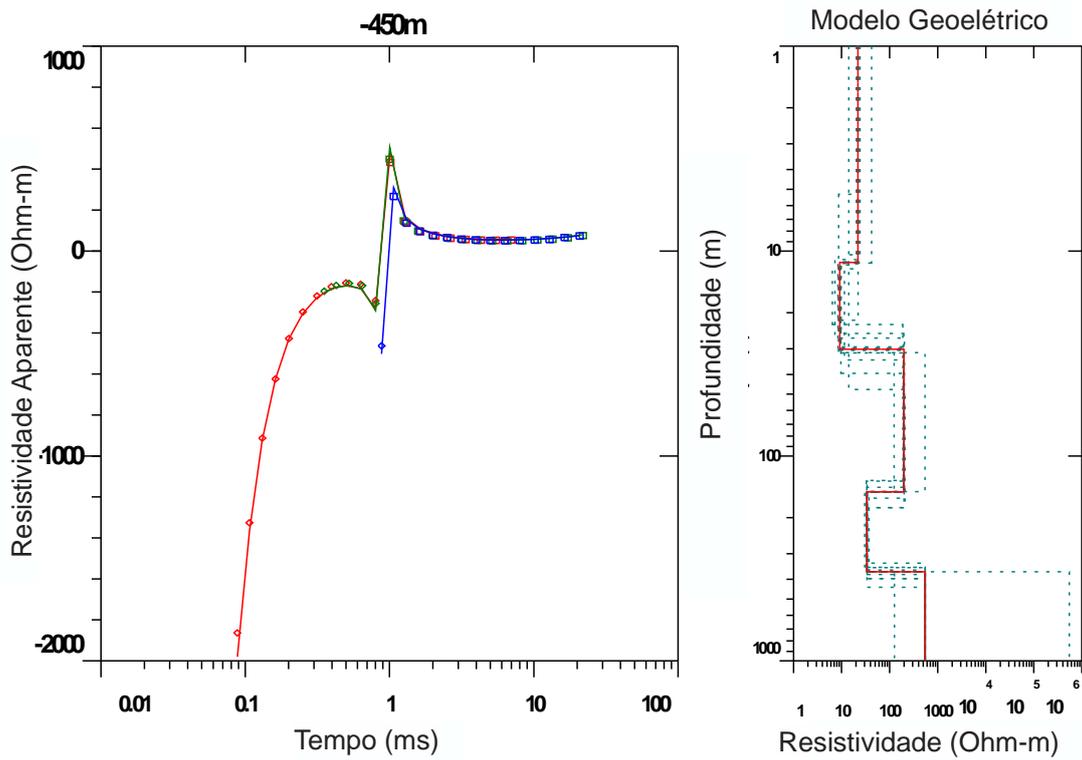


Figura C 35. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 50 m.

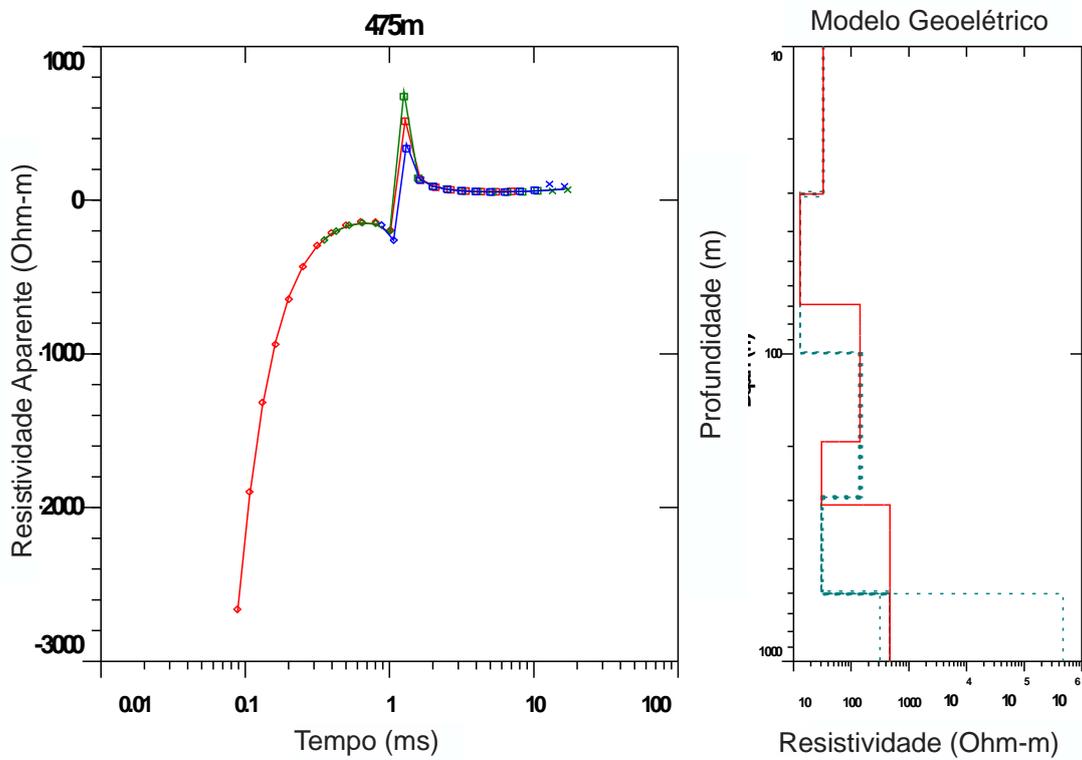


Figura C 36. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 975 m.

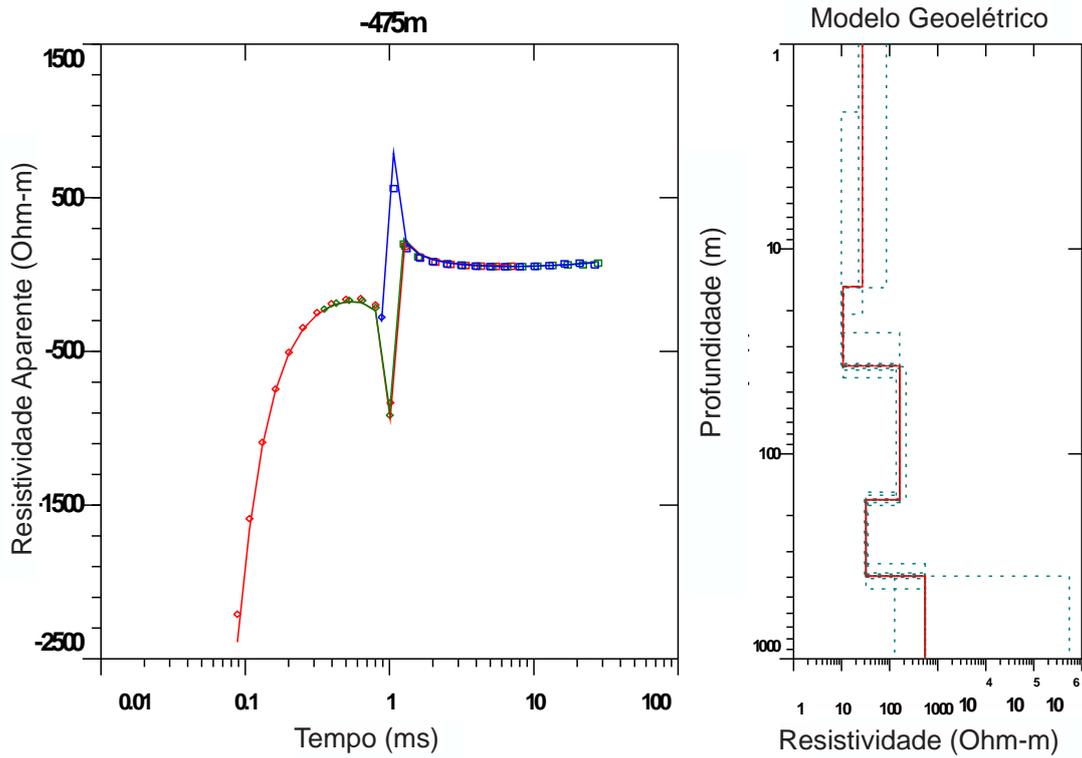


Figura C 37. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 25 m.

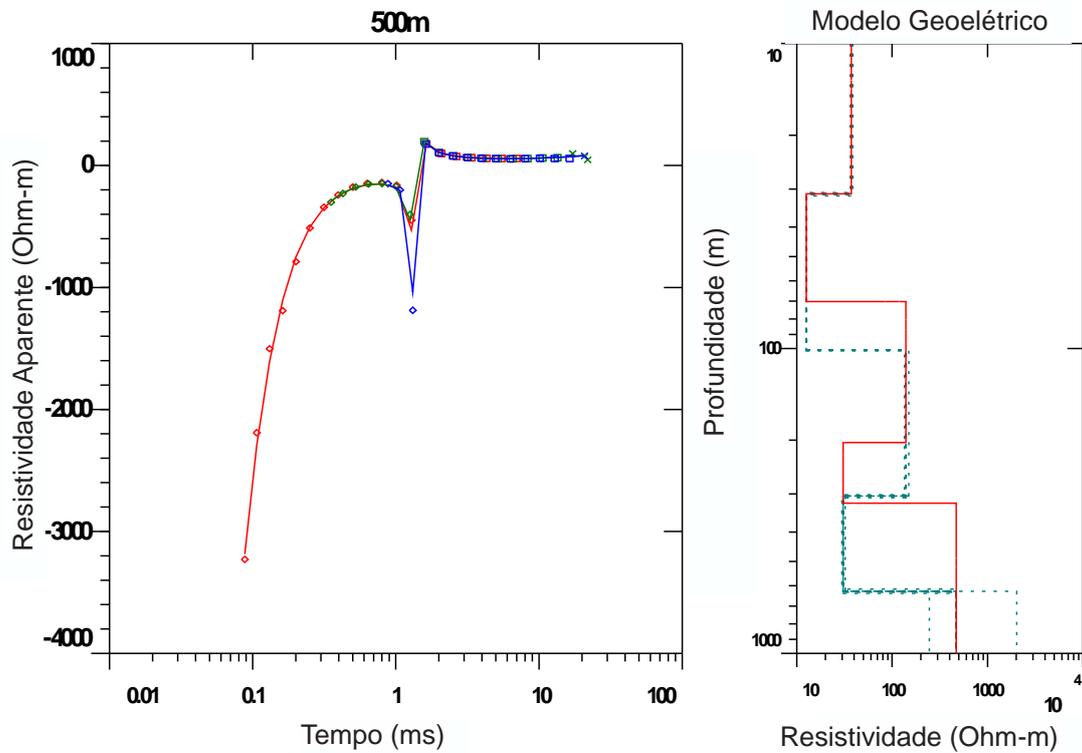


Figura C 38. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 1000 m.

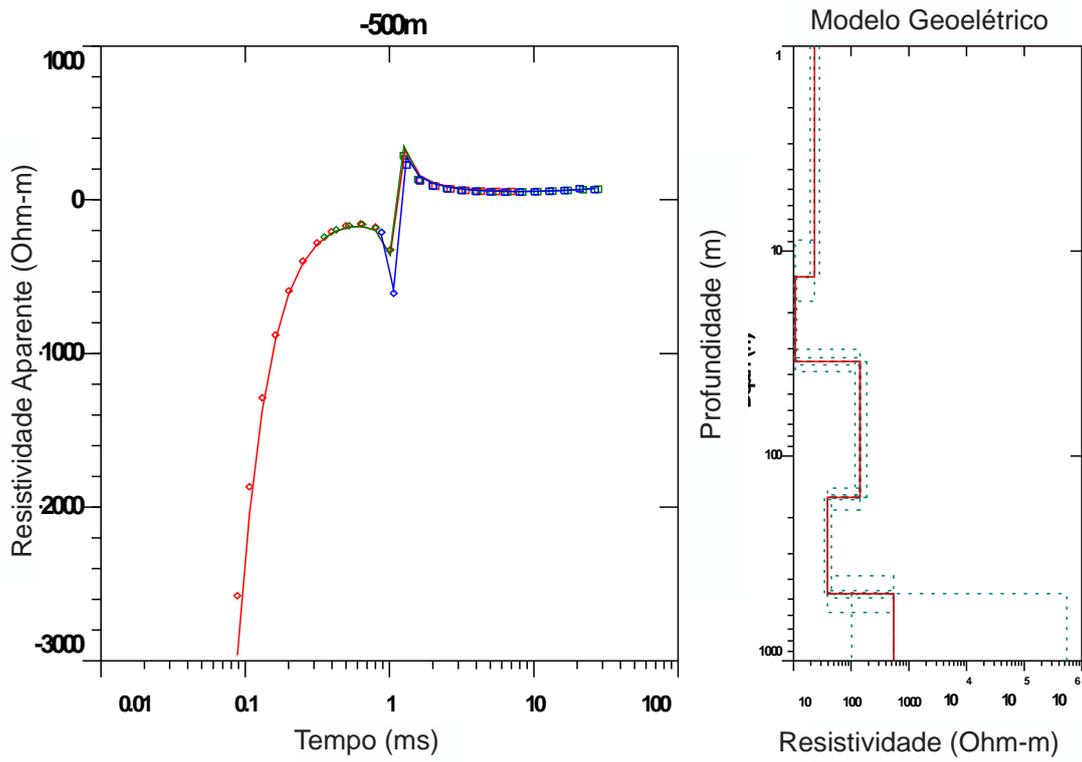


Figura C 39. Resultado da inversão para a sondagem TDEM com o arranjo *fixed-loop* sobre o CTDEM3 na posição 0 m.