



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



Dissertação de Mestrado

Caracterização geométrica na região de Bebedouro-SP por meio de sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo (TDEM)

Aluno: Emerson Rodrigo Almeida

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani

São Paulo, 01 de março de 2011

*“Who is ‘I’ without a past?
A river without a source?
An event without a cause?”*

*Threads of different lengths
Some longer, some shorter
So many of them spun together*

*The crone's keep on weaving
The algorithm of our lives
Cause and effect, the fates of men”*

*– Trecho da música “To Holmgard and
Beyond” (Turisas)*

“Do... or do not. There is no try.” – Mestre Yoda

*“I have come here to chew bubblegum and kick ass...
and I'm all out of bubblegum.” – George Nada*

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado a oportunidade de completar o meu Mestrado em uma instituição como a USP.

À minha família: meu pai Tadeu, minha mãe Aparecida e minha irmã Vivian pela educação e disciplina que sempre me deram, pelo incentivo em continuar os estudos após o término da graduação. Em memória de meu padrinho Luis que também sempre me ajudou e me deu incentivo.

À minha esposa Samantha pelos momentos de muita alegria, pelo apoio, pelo crescimento pessoal e pela compreensão nos meus momentos de maior ansiedade.

Aos amigos [fubangos] Cassiano (Pira), Vinícius, Divanir (Limeira), Tiago (XV), Henrique, e também aos técnicos de campo e amigos Ernande C. Santos e Marcelo C. Stangari, pelo auxílio durante o desenvolvimento da presente pesquisa, durante as campanhas de campo e pelas discussões produtivas e cordiais ocorridas nos dias de trabalho duro, mostrando que o bom senso é um fator fundamental na vida de um bom geofísico.

Ao professor Jorge L. Porsani, do IAG/USP, pela orientação, paciência e pela disposição em passar seus conhecimentos.

Ao professor Fernando A. M. dos Santos, da Universidade de Lisboa, pela cooperação durante esta pesquisa e por cordialmente ceder seu programa de modelagem 2D de dados TDEM.

Ao professor Francisco Y. Hiodo, do IAG/USP, pelo auxílio com os dados de perfilagem térmica dos poços na região de estudo.

Aos pesquisadores do laboratório de Sismologia do IAG/USP por disponibilizar dados de localização epicentral utilizados neste estudo.

Ao professor Renato L. Prado, do IAG/USP, pelo auxílio com os dados de refração sísmica de Bebedouro.

Ao Sr. José Cagnin e à sua família, pela cooperação e pelo apoio durante as campanhas de campo em sua propriedade e nas propriedades próximas.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro desta pesquisa através de bolsa de Mestrado.

À FAPESP pelo apoio financeiro aos projetos de auxílios (Processos nos. 2007/04325-0 e 2009/08466-3) que foram fundamentais para custear os trabalhos de campo.

Ao IAG/USP e às secretarias do Departamento de Geofísica (Teca e Virgínia), que estão sempre prontas a nos ajudar.

SUMÁRIO

Resumo	xiii
Abstract	xiv
1. Introdução.....	1
2. Área de estudo	3
2.1. Contexto geológico e hidrogeológico	3
2.2. Histórico da sismicidade na região	9
3. Aspectos Teóricos.....	11
3.1. Método TDEM.....	12
3.2. Tipos de arranjos.....	19
3.3. Fontes de ruído	20
3.4. Método da Eletrorresistividade.....	21
4. Metodologia de aquisição e tratamento dos dados.....	23
4.1. Aquisição dos dados	23
4.2. Tratamento, inversão e modelagem dos dados.....	27
5. Interpretação dos resultados 1D	32
5.1. Região de Andes – 2007	34
a) Perfil A1/2007.....	34
b) Perfil A2/2007 (sondagens T07 e T06)	38
c) Perfil A3/2007 (sondagens T05 e T04)	40
d) Perfil A4/2007.....	43
5.2. Região de Andes – 2008	45
a) Perfil A1/2008.....	45
5.3. Região de Andes – 2010	47
a) Perfil A1/2010.....	47
b) Perfil A2/2010.....	50
c) Perfil A3/2010.....	53
d) Perfil A4/2010.....	55
e) Perfil A5/2010.....	57
5.4. Região de Botafogo – 2007	59
a) Perfil B1/2007.....	59
5.5. Região de Botafogo – 2008	61

a) Perfil B1/2008	61
b) Perfil B2/2008	63
c) Perfil B3/2008	65
5.6. Região de Botafogo – 2010	67
a) Perfil B1/2010	67
b) Perfil B2/2010	70
6. Interpretação das modelagens 2D.....	73
7. Discussão dos resultados	85
8. Conclusões e Recomendações	102
9. Referências Bibliográficas	105
APÊNDICE A – Sondagens TDEM	108
APÊNDICE B – Sondagens Elétricas Verticais (SEVs).....	133
APÊNDICE C – Localização dos poços na região de estudo.....	156
APÊNDICE D – Localização das sondagens TDEM na região de estudo	157

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo e principais fazendas da região.....	3
Figura 2. Principais poços de exploração de água subterrânea na região de estudos.....	4
Figura 3. Cota do topo do basalto interpolada a partir das informações dos poços de exploração de água subterrânea.	6
Figura 4. Litologia e dados de perfilagem térmica do poço produtor da Fazenda Santa Ana (PSA) segundo Assumpção <i>et. al</i> (2010).	7
Figura 5. Localização de duas linhas de refração sísmica (linhas verdes) na Área A. As cruzes vermelhas sobre as linhas e seus respectivos valores representam a cota do basalto segundo Schumann & Prado (2009).	8
Figura 6. Localização da estrutura geológica identificada como falha ou fratura (CPRM, 2004).	8
Figura 7. Evolução dos epicentros (pontos vermelhos) nas regiões de Andes (delimitada pelo quadrado amarelo) e Botafogo (delimitada pelo quadrado verde). a) ano de 2005. b) ano de 2006. c) ano de 2007. d) ano de 2008. e) ano de 2009. f) ano de 2010. Dados fornecidos pela equipe de sismologia do IAG/USP. Observa-se que os surtos de tremores começaram primeiramente na região de Andes, ocorrendo um surto na região de Botafogo durante um período mais curto e de menor número de tremores.	10
Figura 8. Princípio de funcionamento do método TDEM. a) Ao se desligar a corrente na bobina transmissora o campo magnético primário associado também sofre uma queda abrupta. b) A variação do campo magnético primário induz uma f.e.m. em subsuperfície. c) A f.e.m. induz o aparecimento das correntes <i>eddy</i> , que variam no tempo e possuem um campo magnético secundário associado, igualmente variável em função do tempo.	12
Figura 9. Tipos de arranjos para uma aquisição de dados TDEM. a) arranjo <i>loop</i> central. b) arranjo <i>loop-loop</i> . c) arranjo <i>loop</i> coincidente.....	20
Figura 10. Efeitos do acoplamento do transmissor na curva de dados. a) Acoplamento galvânico. b) Acoplamento capacitivo (Danielsen <i>et al.</i> , 2003).....	21
Figura 11. Princípio da aquisição de uma SEV. A e B são os eletrodos de corrente, por onde a corrente elétrica é injetada no solo, e M e N são os eletrodos de potencial, por onde é medido o campo elétrico equipotencial associado às linhas de corrente.	22
Figura 12. Equipamento Protem (Geonics) utilizado na aquisição de dados. a) Receptor PROTEM. b) Transmissor TEM57-MK2 e gerador à gasolina. c) Bobina receptora.	23

Figura 13. Localização das sondagens TDEM na região de Andes. A área em cinza-claro delimita aproximadamente a área de maior concentração de epicentros registrados (denominada de área sísmica A). As sondagens em vermelho foram descartadas devido à influência de forte ruído eletromagnético sobre os dados de resistividade aparente.....	26
Figura 14. Localização das sondagens TDEM na região de Botafogo. A área em cinza-claro delimita aproximadamente a área de maior concentração de epicentros registrados (denominada de área sísmica B).	27
Figura 15. Processo de concatenação das curvas de dados. a) Curva de 30Hz. B) Curva de 7.5Hz. c) Curva de 3Hz. d) Curvas de 30Hz, 7.5Hz e 3Hz concatenadas.	28
Figura 16. Curva tratada, com os pontos discrepantes excluídos.....	29
Figura 17. Processo de modelagem e inversão de uma curva TDEM. a) modelo de camadas suaves ou de muitas camadas. b) Modelo de poucas camadas sobreposto ao modelo de muitas camadas. c) Modelos de camadas equivalentes sobreposto ao modelo de poucas camadas.	31
Figura 18. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T39. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	35
Figura 19. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T10. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	35
Figura 20. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T13. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	36
Figura 21. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T11. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	36
Figura 22. Litologia do poço P07 (localizado na Fazenda Aparecida) e sondagens T39, T13, T10 e T11 dispostas no Perfil A1/2007.	37
Figura 23. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T07. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	38
Figura 24. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T06. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	39
Figura 25. Sondagens T07 e T06 dispostas no Perfil A2/2007.	40

Figura 26. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T05. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	41
Figura 27. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T04. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	41
Figura 28. Sondagens T05 e T04 dispostas no Perfil A3/2007.	42
Figura 29. Modelo representando como as camadas condutivas aparecerem muito espessas nos modelos das sondagens TDEM. Dependendo da disposição das fraturas, o sinal pode demorar mais tempo para voltar a atingir o basalto são, afetando as curvas de resistividade aparente como se fossem camadas condutivas espessas. O modelo geológico (à esquerda) não está na mesma escala de profundidade do modelo geoeétrico (à direita), gerado a partir dos dados da sondagem T04. ...	43
Figura 30. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T08. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	44
Figura 31. Sondagens T08, T05, T07 e T13 dispostas no perfil A4/2007.	45
Figura 32. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T32. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	46
Figura 33. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T33. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	46
Figura 34. Sondagens T32 e T33 dispostas no perfil A1/2008.	47
Figura 35. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T68. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	48
Figura 36. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T69. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	49
Figura 37. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T70. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	49
Figura 38. Litologia do poço P10 da Fazenda Aparecida e sondagens T68, T69, T70 e T71 dispostas no Perfil A1/2010. Apesar de a camada de resistividade próxima de 80 Ω .m acima do basalto parecer	

coerente com a litologia do poço, esta resistividade não é coerente com a esperada para uma camada de sedimentos saturados. Modelagens 2D mostraram que esta camada é efeito de estruturamento do topo do basalto próximo ao ponto de sondagem. 50

Figura 39. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T59. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 51

Figura 40. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T60. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 52

Figura 41. Litologia do poço PSA (localizado na Fazenda Santa Ana) e sondagens T59 e T60 dispostas no Perfil A2/2010. 53

Figura 42. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T64. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 54

Figura 43. Sondagens T62, T63, T64, T65 e T66 dispostas ao longo do Perfil A3/2010. 55

Figura 44. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T82. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 56

Figura 45. Sondagens T75 a T82 e T86 dispostas ao longo do perfil A4/2010..... 57

Figura 46. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T61. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 58

Figura 47. Sondagens T84, T85, T83 e T61 dispostas ao longo do Perfil A5/2010. 59

Figura 48. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T23. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 60

Figura 49. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T18. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 60

Figura 50. Sondagens T18 e T23 dispostas no Perfil B1/2007 juntamente com a litologia do poço produtor P15b (localizado na Fazenda Palmeiras). O topo do basalto obtido na sondagem T18, raso, mostrou-se decorrente da influência de variação lateral de resistividade causada por estruturamento na interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral. 61

Figura 51. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T21. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	62
Figura 52. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T31. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	62
Figura 53. Sondagens T19, T21, T31, T25 e T24 dispostas ao longo do perfil B1/2008.	63
Figura 54. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T28. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	64
Figura 55. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T22. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	64
Figura 56. Sondagens T28, T22 e T21 dispostas ao longo do Perfil B2/2008.....	65
Figura 57. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T27. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	66
Figura 58. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T36. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	66
Figura 59. Sondagens T24, T27 e T36 dispostas ao longo do perfil B3/2008. A sondagem T36 atingiu apenas o topo do basalto devido à influência de fontes de ruído eletromagnético sobre os pontos das curvas de 7,5Hz e 3Hz, referentes à porções mais profundas da sondagem.	67
Figura 60. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T48. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	68
Figura 61. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T55. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	69
Figura 62. a) Curva de resistividade aparente <i>versus</i> tempo para a sondagem T50. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.....	69
Figura 63. Sondagens T48 a T55 distribuídas ao longo do perfil B1/2010. A grande variação na elevação da base da camada de basalto sugere a existência de estruturação geológica, que por sua	

vez pode estar associada ao surto sísmico ocorrido no ano de 2007. As sondagens que apresentam resistividade mais baixa para a camada de basalto podem estar sofrendo influência de pequenas zonas de fraturas saturadas ou de variações 3D do meio. 70

Figura 64. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T42. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 71

Figura 65. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T45. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica..... 71

Figura 66. Sondagens T40 a T47 dispostas ao longo do Perfil B2/2010 juntamente com a litologia do poço produtor da Fazenda Palmeiras (P15b). As sondagens T40 e T41 alcançaram apenas o topo da camada de basalto pois as curvas de dados foram afetadas por ruídos eletromagnéticos que invalidaram metade da curva de 7,5Hz e toda a curva de 3Hz. 72

Figura 67. Modelo 2D obtido para a sondagem T10. 74

Figura 68. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T10..... 74

Figura 69. Modelo 2D obtido para a sondagem T39. 75

Figura 70. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T39..... 75

Figura 71. Curva de resistividade aparente, modelagem 1D e interpretação da sondagem T37. 76

Figura 72. Modelo 2D obtido para a sondagem T37. 76

Figura 73. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T37..... 77

Figura 74. Modelo 2D obtido para a sondagem T68. 78

Figura 75. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T68..... 78

Figura 76. Modelo 2D obtido para a sondagem T69. 79

Figura 77. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T69..... 79

Figura 78. Modelo 2D obtido para a sondagem T69. 80

Figura 79. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T74..... 80

Figura 80. Modelo 2D obtido para a sondagem T18. 81

Figura 81. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T18..... 81

Figura 82. Modelo 2D obtido para a sondagem T50.	82
Figura 83. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T50.....	82
Figura 84. Modelo 2D obtido para a sondagem T56.	83
Figura 85. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T56.....	84
Figura 86. Mapa de espessura da camada de sedimentos da Formação Adamantina na Área A.	85
Figura 87. Mapa de espessura da camada de sedimentos da Formação Adamantina na Área B.	86
Figura 88. Cotas do topo da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área A.	87
Figura 89. Detalhe da região de maior concentração de sondagens TDEM na área A.	88
Figura 90. Cota do topo da camada de basalto na área B.	89
Figura 91. Cota da base da camada de basalto da Formação Serra Geral na área A.	90
Figura 92. Cota da base da camada de basalto da Formação Serra Geral na área B.	91
Figura 93. Espessura da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área A.	92
Figura 94. Detalhe da região de maior concentração de sondagens TDEM na área A.	93
Figura 95. Espessura da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área B.	94
Figura 96. Distribuição do efeito 2D nas sondagens próximas aos poços produtores P07, P09 e P10. A localização exata da estrutura 2D em cada uma é desconhecida, portanto os círculos representam apenas a distância de onde as variações podem estar localizadas. Nas sondagens 1D os números em itálico próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.	96
Figura 97. Estruturação 2D na sondagem T74. Nas sondagens 1D os números em itálico próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.	97
Figura 98. Efeito 2D do topo da camada de basalto nas sondagens T18, T50 e T56. Nas sondagens 1D os números próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.	98

Figura 99. Possíveis zonas fraturadas no interior da camada de basalto. Apenas as sondagens adquiridas em 2007 apresentaram zonas condutivas no interior da camada de basalto, indicando que a migração dos epicentros para a região NW do mapa possa estar associada à redução do conteúdo de água das fraturas na região SE da área de estudo. 100

Figura 100. As sondagens TDEM T24, T25, T31, T43, T44, T45, T46, T48 e T53 adquiridas na área B mostraram a camada de basalto com valores relativamente mais baixos de resistividade em comparação com as demais sondagens da região. Isto sugere que existam zonas de fraturas saturadas pequenas nesta camada, que não podem ser resolvidas como as camadas condutivas no interior do basalto como ocorre nas sondagens da Área A, mas que são suficientes para afetar o sinal EM abaixando o valor de resistividade de todo o pacote de basalto. Contudo, esta resistividade relativamente baixa também pode ser causada por efeitos 3D no meio, de modo que é necessário ter cautela ao se interpretar estes dados. 101

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Informações a respeito da perfuração e vazão dos principais poços de exploração de água subterrânea na região de estudo, obtidos através do DAEE / Bebedouro.....	4
Tabela 2. Localização dos poços de exploração de água subterrânea na região de estudos e informações da litologia, obtidos através do DAEE / Bebedouro.....	5
Tabela 3. Profundidades do nível d'água do aquífero sedimentar da Formação Adamantina modelados nas SEVs.....	33

Resumo

O método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM) vem sendo amplamente empregado ao redor do mundo para estudos de hidrogeologia, devido à sua grande profundidade de investigação e à sensibilidade do método na detecção de camadas condutivas. No Brasil sua aplicação ainda é incipiente, havendo poucos estudos publicados. A presente pesquisa empregou o método TDEM sobre rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, na região de Bebedouro (SP). Esta região vem apresentando a ocorrência de surtos de sismos desde o ano de 2005, os quais podem estar sendo induzidos por poços profundos perfurados para exploração de água subterrânea. Na região de estudo existem duas áreas de atividade sísmica: a área de Andes e a área de Botafogo. A pesquisa teve como objetivos mapear a estratigrafia geoeétrica destas áreas, com ênfase no mapeamento da camada de basaltos e das eventuais zonas de fraturas com água em seu interior a fim de contribuir com os estudos sobre a origem das atividades sísmicas na região de Bebedouro. Foram adquiridas e modeladas 86 sondagens TDEM em adquiridas em sete etapas de campo ocorridas durante os anos de 2007, 2008 e 2010. Nos trabalhos de campo de 2010 foram adquiridas ainda um conjunto de 46 SEVs a fim de mapear o nível d'água no aquífero sedimentar raso e contribuir para a melhoria dos modelos geoeétricos provenientes dos dados TDEM. As sondagens TDEM permitiram mapear zonas fraturadas saturadas no interior da camada de basalto da Formação Serra Geral que coincidem com a profundidade estimada para os hipocentros dos tremores na região de estudos (Assumpção *et al.*, 2010), bem como permitiram detectar o contato da base do basalto com o arenito saturado da Formação Botucatu (Aquífero Guarani). Algumas sondagens indicaram a presença de estruturas 2D nas áreas sísmicas, sobretudo próximo aos poços de grande vazão na região de Andes. Estas estruturas foram modeladas como degraus no topo da camada de basalto, mostrando variações bruscas na interface do basalto com as rochas da Formação Adamantina. A análise dos dados adquiridos em anos diferentes sugere que as zonas de fraturas no interior do basalto sejam muito localizadas e que o caráter migratório da concentração de eventos sísmicos observado na região pode estar associado à redução do volume de água que preenche algumas das zonas fraturadas do basalto. Os dados TDEM foram comparados com outros dados geofísicos, tais como sísmica de refração e perfilagem térmica. A interpretação integrada desses resultados deu suporte para o modelo geoeétrico elaborado para a região de estudos, o qual apresenta uma boa concordância com as informações litológicas de poços.

Palavras-chave: Sondagens TDEM, Modelagem TDEM, Bacia do Paraná, Bebedouro-SP, Hidrogeologia, Aquífero sedimentar, Aquífero fraturado na camada de basalto.

Abstract

The Time-Domain Electromagnetics (TDEM) method has been widely employed worldwide for hydrogeological studies, due to its great depth investigation and its sensibility in conductive layers detection. In Brazil, the TDEM method is not very used, with few published studies. This research used TDEM method at Paraná sedimentary basin, in Bebedouro region (SP). This region has been showing the occurrence of seismic activity since 2005, which may be induced by deep wells drilled for groundwater exploration. In the study region there are two seismic activity areas: Andes (Area A) and Botafogo (Area B). The research has as objectives to map the geoelectrical stratigraphy in these areas, with emphasis on the mapping of the basalt layer and the possible fractured water-filled zones within the basalt layer in order to contribute with the studies about the origin of seismic activities in Bebedouro region. An amount of 86 TDEM soundings were acquired along seven field campaigns occurred during 2007, 2008 and 2010. During the campaigns in 2010, an amount of 46 VES were also acquired, aiming the mapping of the water table in the sedimentary aquifer and contributing to improve TDEM geoelectric models. The TDEM soundings allowed the mapping of the fractured zones within the basalt layer of the Serra Geral Formation, which matches to the depth estimated for quakes hypocenter in the studied region (Assumpção *et al.*, 2010), and also allowed the detection of the contact between the basalt layer base and the saturated sandstone of Botucatu Formation (Guarani Aquifer). Some soundings showed the presence of 2D structures in seismic areas, especially next to wells with high flow of groundwater in Andes area. These structures were modeled as steps on the top of the basalt layer, showing abrupt variations between the basalt and the sediments of Adamantina Formation. The analysis of data acquired in different years suggest that the fractured zones filled with water within the basalt layer are very well located and that the migratory behavior of seismic events may be related to a reduction in the water volume that fills the fractures in basalt. TDEM data were compared with other geophysical data, such as refraction seismic and thermal profiling. The integration of these results gave support to the geoelectrical model developed for the studied region, which presents a good agreement with the lithological information from wells.

Keywords: TDEM soundings, TDEM modeling, Paraná Basin, Bebedouro-SP, Hydrogeology, Sedimentary aquifer, Fractured aquifer in basalt layer.

1. Introdução

O método TDEM (*Time Domain Electromagnetic* – Eletromagnético no Domínio do Tempo) é um método relativamente novo quando comparado aos métodos eletromagnéticos no domínio da frequência (FDEM, magneto-telúrico) e eletrorresistivo, sobretudo no campo da hidrogeofísica. Este método foi desenvolvido em meados da década de 1980 e desde então tem sido empregado e aprimorado em diversas regiões do mundo, apresentando ampla aplicação na prospecção de água subterrânea (Fitterman & Stewart, 1986; McNeill, 1994; NGA, 2002; Danielsen *et al.*, 2003; Jørgensen *et al.*, 2003; Krivochieva & Chouteau, 2003; Land *et al.*, 2003; Sørensen *et al.*, 2003; Nielsen *et al.*, 2007), exploração mineral (McNeill, 1994), estudos de contaminação do meio ambiente (NGA, 2002; Moreira, 2005) e caracterização estratigráfica (Morais & Menezes, 2005) dentre outros.

Fitterman & Stewart (1986) apresentam um estudo de modelagem para detecção de diferentes sistemas: aquíferos de sedimentos aluviais sobre embasamento, lentes de areia e cascalho saturadas em tills, detecção da interface entre água doce e salgada em aquíferos e determinação de hidroestratigrafia.

McNeill (1994) faz uma revisão da base teórica do método TDEM, focando-se no conceito de resistividade aparente numa sondagem TDEM e nos procedimentos de aquisição e interpretação de dados.

NGA (2002) apresenta uma revisão do método TDEM voltado para exploração de água subterrânea, depósitos minerais e estudos ambientais.

Danielsen *et al.* (2003) empregaram o método TDEM para mapeamento de vales enterrados no Condado de Aarhus, na Dinamarca. Nesta área foram feitas sondagens isoladas e perfis de dados TDEM, a partir dos quais foi possível identificar um sistema de vales enterrados até então desconhecido, localizados em uma região de substrato argiloso. Os autores descrevem ainda a utilização de sistemas de aquisição de dados desenvolvidos especialmente para este estudo.

Jørgensen *et al.* 2003 fizeram um estudo com sondagens TDEM na porção ocidental da Dinamarca para mapear vales enterrados num ambiente composto por argila lacustre, tills e areias provenientes de água de degelo, sendo esta última a camada saturada de onde é extraída água para abastecimento público. Apesar de ser um ambiente muito condutivo, os modelos obtidos com as sondagens apresentaram boa correlação com testemunhos tirados de poços de observação.

Krivochieva & Chouteau (2003) empregaram o método TDEM em conjunto com sondagens MT para caracterização de um aquífero na Bacia do México. Os dados TDEM foram utilizados neste estudo para identificar zonas condutivas abaixo da camada basáltica do vulcão Santa Catarina. Os autores propuseram um modelo hidrogeológico onde a camada condutiva que se estende por todas as sondagens TDEM pode ser atribuída a rochas porosas ou fraturadas saturadas, sendo a segunda hipótese a mais provável por comparação com poços perfurados na região. A área de estudo apresenta uma seqüência estratigráfica semelhante à presente na região de Bebedouro (SP).

Land *et al.* (2003) utilizaram o método TDEM para estudos hidrogeológicos na planície costeira na Carolina do Norte (EUA), objetivando demarcar o contato entre a água doce e a cunha de água salina. O estudo evidenciou um avanço da cunha salina devido à extração de grandes volumes de água doce subterrânea.

Sørensen *et al.* (2003) apresentam um estudo abrangente, onde explicam os objetivos principais que se busca atingir quando o método TDEM é usado em estudos hidrogeológicos. Explicam também os conceitos básicos de uma exploração hidrogeológica e a tecnologia desenvolvida pelos mesmos para melhoria do método. Os autores apresentam ainda um estudo de caso na região de Ormslev (Dinamarca), o qual buscou dar suporte a modelos hidrogeológicos utilizados na tomada de decisões para classificação de zoneamento de água e terras, e também para adoção de medidas para proteção dos aquíferos.

Morais & Menezes (2005) elaboraram um estudo da estratigrafia geolétrica da Formação Riachuelo na Bacia de Sergipe-Alagoas (Brasil) utilizando sondagens TDEM dispostas ao longo de quatro perfis. Os dados de TDEM foram comparados com resultados de sísmica 2D, sondagens elétricas e dados de geologia de superfície. Com os resultados do estudo os autores puderam definir três litotipos principais, caracterizados pelo contraste de resistividade.

Moreira (2005) empregou o método TDEM em conjunto com o método de Eletorresistividade em uma área contaminada por derivados de petróleo, obtendo resultados que comprovam a boa aplicabilidade do método TDEM em estudos ambientais.

Nielsen *et al.* (2007) utilizaram um conjunto de 98 sondagens TDEM para mapeamento de lentes de água doce e intrusões salinas em Gana. Os dados obtidos apresentaram uma relação sinal-ruído alta, proporcionando bons resultados na identificação do topo de camadas condutoras caracterizadas por sedimentos saturados com água salgada.

Tremores de terra induzidos pela abertura de poços tubulares profundos (profundidades de cerca de 100 a 200m) são raros, ao contrário do que acontece com tremores induzidos por reservatórios hidrelétricos, estes relativamente mais comuns (Gupta, 1992; Assumpção *et al.*, 2002). Um caso de sismicidade induzida pela perfuração de poços tubulares foi bem estudado em Nuporanga (SP) por Yamabe & Hamza (1996) e Yamabe (1999). Esta região encontra-se situada sobre basaltos da formação Serra Geral, que por sua vez fazem parte da Bacia do Paraná. Além deste caso confirmado existem ainda evidências de situações similares em Presidente Prudente (Yamabe & Berrocal, 1991) e em Fernando Prestes (Berrocal *et al.*, 1984). Desde o ano de 2004 regiões próximas à cidade de Bebedouro vêm apresentando indícios de sismicidade induzida pela perfuração de poços tubulares profundos (Assumpção *et al.*, 2010) e vêm sendo alvo de diversos estudos geofísicos (Assumpção *et al.*, 2010; Carlos, 2010).

Na presente pesquisa uma série de sondagens TDEM foram adquiridas visando o mapeamento da estratigrafia geolétrica da Bacia do Paraná na região de Bebedouro, com ênfase na determinação do contato entre as Formações Adamantina e Serra Geral, bem como o contato entre as Formações Serra Geral e Botucatu (Aquífero Guarani). As sondagens TDEM foram dispostas individualmente e ao longo de perfis cruzando as áreas de maior concentração de epicentros, visando mapear zonas fraturadas no basalto e relacionar as zonas de maior vazão de poços conhecidos com possíveis zonas de fraturamento, contribuindo para o esclarecimento da causa dos tremores na região de Bebedouro.

2. Área de estudo

2.1. Contexto geológico e hidrogeológico

A cidade de Bebedouro localiza-se na porção norte do estado de São Paulo, sobre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná. A Figura 1 mostra a localização da cidade, da região de estudo e de algumas das fazendas da região.

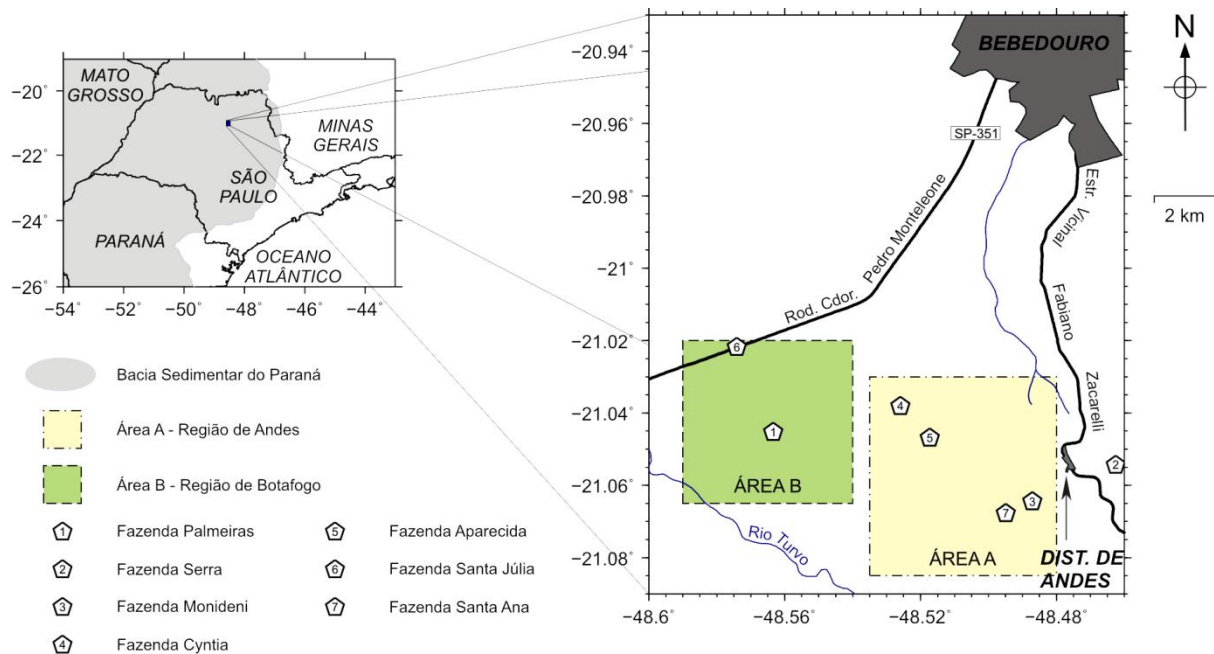


Figura 1. Localização da área de estudo e principais fazendas da região.

A região de Bebedouro é caracterizada por uma camada superficial que corresponde ao arenito Bauru (Formação Adamantina), cuja espessura varia entre 50 e 100 metros. Abaixo desta camada, encontra-se um pacote de basalto com espessura estimada entre 400 e 600 metros. Não há informação exata da espessura da camada de basalto, pois nenhum poço na região atravessou o pacote inteiro para explorar água diretamente do aquífero Guarani. Os poços “profundos” localizados na região de Andes furam os primeiros 50m a 100m de basalto (o que corresponde a uma profundidade de 150 a 200 metros) à procura de aquíferos em zonas de fraturas ou em discontinuidades interderrames (Giampá & Souza, 1982).

Nesta região pratica-se o cultivo de cana-de-açúcar e de laranjas. A água dos aquíferos existentes é amplamente explorada para irrigação da cultura de laranjas nos meses de estiagem. A Figura 2 mostra a localização dos principais poços de exploração de água subterrânea na região de estudos.

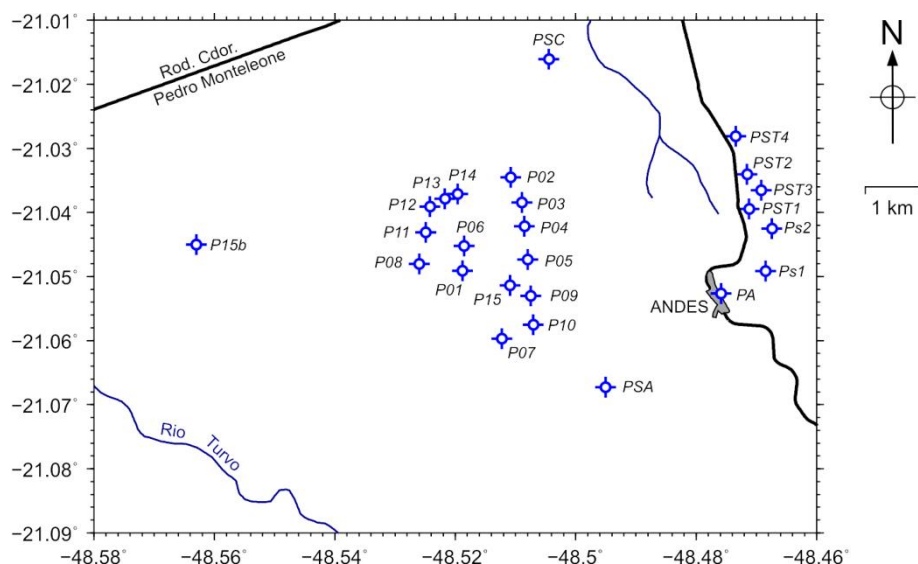


Figura 2. Principais poços de exploração de água subterrânea na região de estudos.

A Tabela 1 mostra informações a respeito da vazão dos poços apresentados no mapa e a Tabela 2 mostra a litologia dos poços.

Poço	Ano de Perfuração	Profundidade (m)	Nível Estático (m)	Nível Dinâmico (m)	Vazão (m ³ /h)	Bombeamento (h/dia)	Cota (m)
P01	1973	90	35.70	72.19	18.00	20	581
P02	Abril/2003	220	25.36	153.00	37.00	20	608
P03	Abril/2003	196	55.34	165.10	22.00	20	608
P04	Abril/2003	228	53.08	96.12	31.50	20	601
P05	Maiio/2003	180	50.16	166.74	19.00	20	587
P06	Maiio/2003	175	50.07	90.63	60.00	20	578
P07	Junho/2003	124	18.80	66.23	190.00	20	552
P08	Maiio/2003	192	48.20	136.88	35.00	20	606
P09	Maiio/2003	157	43.11	68.31	88.00	20	567
P10	Junho/2003	117	22.17	76.15	158.00	20	544
P11	Julho/2003	190	53.69	98.74	46.60	20	610
P12	Março/2006	190	-	-	80	20	613
P13	Março/2006	182	-	-	113	20	606
P14	Março/2006	180	-	-	41	20	594
P15	-	-	-	-	-	-	565
PSC	Maiio/2004	160	40	70	54	-	607
PS1	Outubro/2004	154	40	70	54	-	624
PS2	Outubro/2004	148	-	-	-	-	656
PSA	Setembro/2005	176	-	-	34	-	575
PST1	-	150	-	-	-	-	652
PST2	-	150	-	-	-	-	647
PST3	-	180	-	-	-	-	634
PST4	-	180	-	-	-	-	641
PA	-	84	-	-	-	-	637
P15b	2008	147	-	-	65	-	549

Tabela 1. Informações a respeito da perfuração e vazão dos principais poços de exploração de água subterrânea na região de estudo, obtidos através do DAEE / Bebedouro.

Poço	Localização	Perfil Estratigráfico (m)	Perfil Geológico - Detalhe (m)
P01	Faz. Aparecida	0 a 90 - Adamantina	0 a 25 – solo / 25 a 90 - arenito
P02	Faz. Aparecida	0 a 102 – Adamantina 102 a 220 - Serra Geral	0 a 6 - solo / 6 a 100 - arenito basalto vesicular fraturado
P03	Faz. Aparecida	0 a 106 – Adamantina 106 a 196 - Serra Geral	0 a 6 - solo / 6 a 106 - arenito basalto vesicular fraturado
P04	Faz. Aparecida	0 a 94 – Adamantina 94 a 228 - Serra Geral	0 a 10-solo / 10 a 24,7-argila / 24,7 a 94-arenito basalto vesicular fraturado
P05	Faz. Aparecida	0 a 86 – Adamantina 86 a 180 - Serra Geral	0 a 6 - solo / 6 a 86 - arenito basalto vesicular fraturado
P06	Faz. Aparecida	0 a 82 – Adamantina 82 a 175 - Serra Geral	0 a 6 - solo / 6 a 82 – arenito basalto fraturado
P07	Faz. Aparecida	0 a 68 – Adamantina 68 a 124 - Serra Geral	0 a 10-solo / 10 a 26-argila / 26 a 68-arenito em 72 e 115 - basalto vesicular fraturado
P08	Faz. Aparecida	0 a 95 – Adamantina 95 a 192 - Serra Geral	0 a 19 - solo / 196 a 95 – arenito basalto vesicular fraturado
P09	Faz. Aparecida	0 a 61 – Adamantina 61 a 157 - Serra Geral	0 a 10-solo / 10 a 42-argila / 42 a 61-arenito basalto vesicular fraturado
P10	Faz. Aparecida	0 a 70 – Adamantina 70 a 117 - Serra Geral	0 a 10-solo / 10 a 25,7-argila / 25,7 a 70-arenito basalto vesicular fraturado
P11	Faz. Aparecida	0 a 112 – Adamantina 112 a 190 - Serra Geral	0 a 10-solo / 10 a 27,3-argila / 27,3 a 112-arenito basalto vesicular fraturado
P12	Faz. Aparecida	0 a 114 – Adamantina 114 a 190 - Serra Geral	-
P13	Faz. Aparecida	0 a 96 – Adamantina 96 a 182 - Serra Geral	-
P14	Faz. Aparecida	0 a 102 – Adamantina 102 a 180 - Serra Geral	-
P15	Faz. Aparecida	-	-
PSC	Faz. Santa Cruz		0 a 53 – Aluvião / 53 a 105 – Arenito 105 a 160 - Basalto
PS1	Fazenda Serra		0 a 16,5 – Sedimento / 16,5 a 40 – Arenito/Areia / 40 a 125 – Arenito / 25 a 154 - Basalto
PS2	Fazenda Serra		0 a 28,5 – Arenito/Areia 28,5 a 137 – Arenito / 137 a 148 - Basalto
PSA	Fazenda Santa Ana		0 a 20 – Solo / 20 a 50 – Arenito / 50 a 176 - Basalto
PST1	Fazenda Santa Tereza		0 a 24 – Solo / 24 a 136 – Arenito / 136 a 150 - Basalto
PST2	Fazenda Santa Tereza		0 a 14 – Solo / 14 a 135 – Arenito / 135 a 150 - Basalto
PST3	Fazenda Santa Tereza		0 a 21 – Solo / 21 a 116 – Arenito / 116 a 180 - Basalto
PST4	Fazenda Santa Tereza		0 a 20 – Solo / 20-120 – Arenito / 120 – 120 - Basalto
PA	Andes	-	-
P15b	Fazenda Palmeiras		0 a 47 – Sedimentos / 47 a 147 - Basalto

Tabela 2. Localização dos poços de exploração de água subterrânea na região de estudos e informações da litologia, obtidos através do DAEE / Bebedouro.

Com base nas informações dos poços, foi elaborado um mapa da cota do topo do basalto da Formação Serra Geral, mostrado na Figura 3. Como as informações provenientes de observações diretas são poucas e esparsas, em alguns pontos a altitude do topo do basalto no mapa é aproximada.

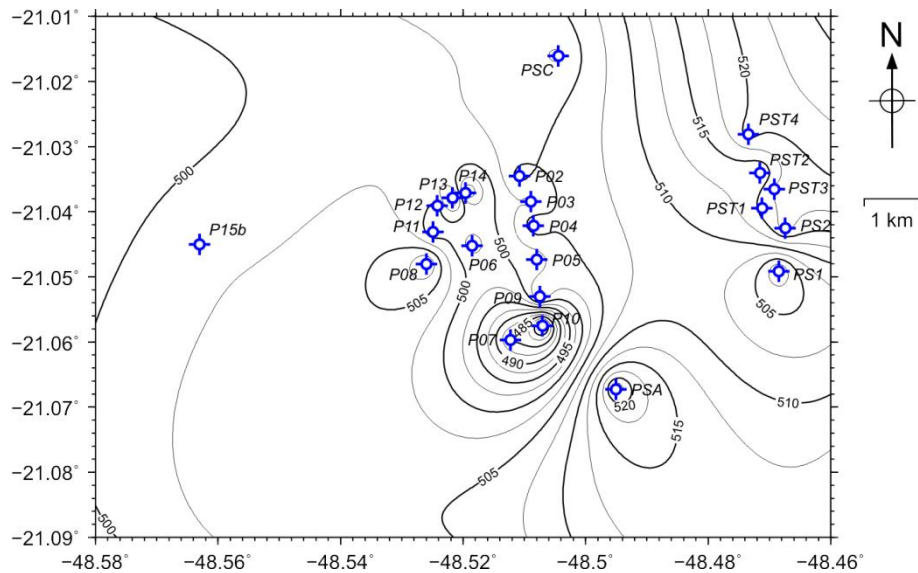


Figura 3. Cota do topo do basalto interpolada a partir das informações dos poços de exploração de água subterrânea.

No Poço PSA, na Fazenda Santa Ana, foram coletados dados de perfilagem térmica por parte dos pesquisadores do IAG/USP a fim de localizar em profundidade as zonas fraturadas que alimentam a produção de água deste poço. Os dados de perfilagem térmica do poço PSA e a estratigrafia obtida através destes são mostrados na Figura 4. Nestes dados o topo do basalto encontra-se a uma profundidade de aproximadamente 50 metros. Foram observadas também zonas fraturadas não saturadas no basalto às profundidades de 88 metros e 100 metros. O aquífero profundo composto por zonas fraturadas saturadas no basalto foi detectado à profundidade de 122 metros.

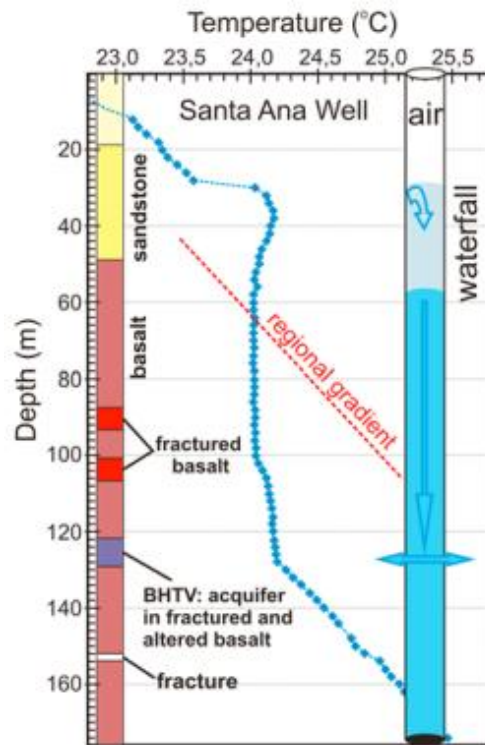


Figura 4. Litologia e dados de perfilagem térmica do poço produtor da Fazenda Santa Ana (PSA) segundo Assumpção *et. al* (2010).

Em algumas regiões da Área A foram feitas linhas de refração sísmica (Schumann & Prado, 2009), cujas cotas obtidas para o topo do basalto são mostradas no mapa da Figura 5. Estes dados mostram que o topo da camada de basalto apresenta variações de profundidade da ordem de 15 metros em espaços de aproximadamente 50 metros. A profundidade do topo do basalto varia entre 30 e 51 metros na linha mais ao norte e varia entre 37 e 50 metros na linha mais ao sul. Os dados evidenciam a ocorrência de variações no topo do basalto, contudo não fornecem conclusões a respeito da presença de estruturas nesta camada.

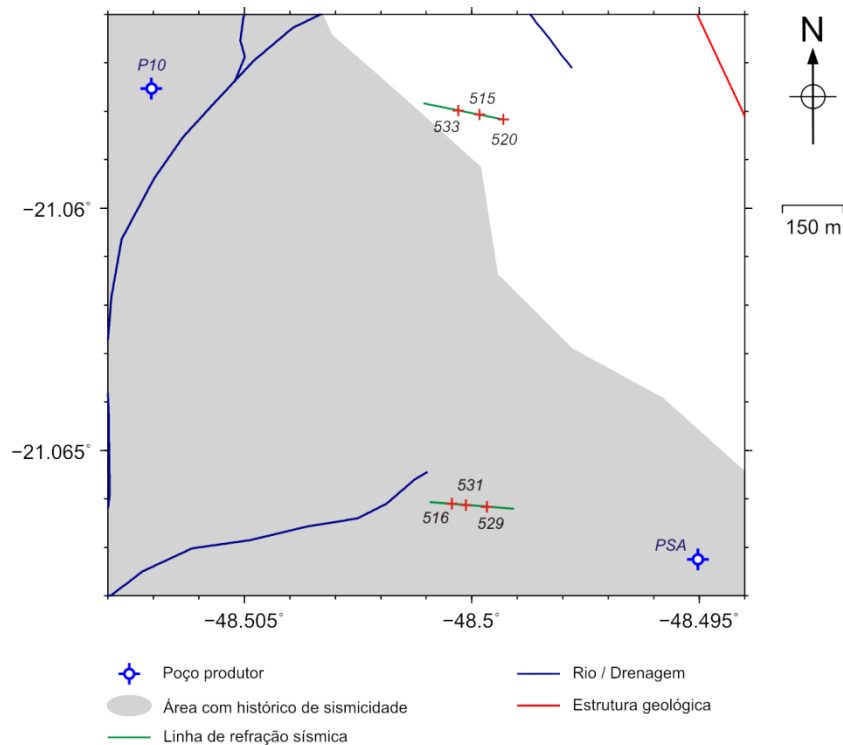


Figura 5. Localização de duas linhas de refração sísmica (linhas verdes) na Área A. As cruzes vermelhas sobre as linhas e seus respectivos valores representam a cota do basalto segundo Schumann & Prado (2009).

Existe ainda uma estrutura geológica identificada como uma zona de falha ou fratura (CPRM, 2004), que passa pela Área A na direção SE-NW, paralelamente ao alinhamento entre os poços PSA, P02 e P03 (Figura 2). Em termos regionais, o alinhamento estrutural é mostrado em vermelho na Figura 6.

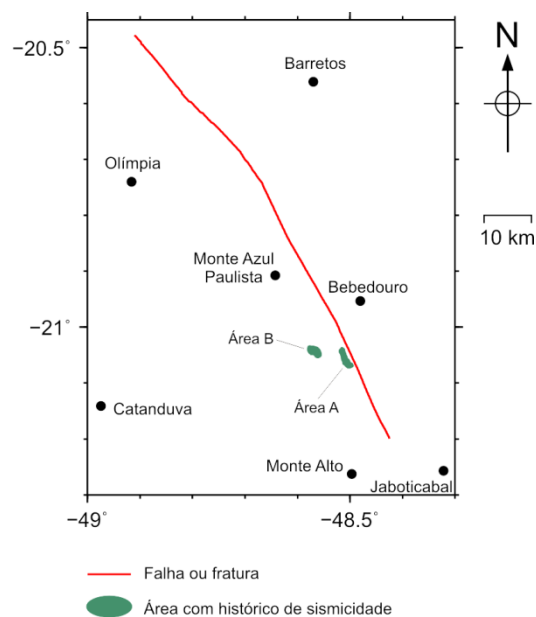


Figura 6. Localização da estrutura geológica identificada como falha ou fratura (CPRM, 2004).

2.2. Histórico da sismicidade na região

Nos meses de março e abril de 2003 os proprietários da Fazenda Aparecida, no Distrito de Andes, perfuraram 10 poços tubulares profundos que atravessaram 50 a 100 metros de arenito e penetraram cerca de 50 a 80 metros na camada de basalto, totalizando aproximadamente 180 metros de profundidade. Três destes poços apresentam vazões extremamente altas, da ordem de 80 a 190 m³/h. No ano seguinte, vários tremores de pequena magnitude começaram a ser sentidos em sítios próximos à Fazenda. Inicialmente pensou-se tratar de explosões de uma pedreira, pois os abalos não eram muito fortes; porém não existem pedreiras nas proximidades desses sítios. Essa atividade inicial durou até o mês de julho de 2004. Ao final de dezembro de 2004 os tremores voltaram a ocorrer, com maior frequência e intensidade. Atendendo à solicitação da Prefeitura de Bebedouro, no início de março de 2005 o IAG/USP instalou uma rede de sismógrafos em Andes para estudar o fenômeno. Até maio de 2007 a rede registrou cerca de 2500 tremores. Os hipocentros dos eventos localizam-se principalmente entre 100 e 300m de profundidade (Dicelis *et al.*, 2010), correspondendo a profundidades já dentro da camada de basalto. Paralelamente a isto, durante o ano de 2007 foram registrados pequenos tremores na região de Botafogo, um pouco mais a oeste de Andes. Estes tremores foram reduzindo em número em 2008 e 2009 e provavelmente têm relação com um poço profundo perfurado nas imediações em fim de 2005/começo de 2006 (Assumpção *et al.*, 2007). A Figura 7 mostra a evolução dos epicentros na região desde o ano de 2005 até meados de 2009. A fim de facilitar o estudo dos dados adquiridos na região, esta foi subdividida em duas áreas: a região de Andes (denominada Área A), onde os surtos foram registrados em primeiro lugar, e a área de Botafogo (denominada Área B), onde houve um surto de menor duração e menor número de tremores.

A atividade sísmica apresenta uma periodicidade que observou-se estar relacionada a períodos mais chuvosos do ano e, conseqüentemente, aos meses em que o bombeamento nos poços é menor (Assumpção *et al.*, 2007). Assumpção *et al.* (2010) sugeriram que a perfuração dos poços na Fazenda Aparecida ocasionou uma conexão entre dois sistemas aquíferos na região. Segundo esses autores, o aquífero superior é livre e encontra-se nas rochas sedimentares da Formação Adamantina. O aquífero inferior é confinado e encontra-se em meio à porção fraturada no interior do basalto da Formação Serra Geral. Antes da perfuração dos poços a água no aquífero fraturado encontrava-se a uma determinada pressão, em equilíbrio com as forças de tensão da rocha. Porém, segundo a hipótese proposta por Assumpção *et al.* (2010), após a perfuração dos poços houve a conexão dos dois sistemas aquíferos e a água do aquífero sedimentar passou a escoar para o aquífero fraturado, aumentando a pressão no interior das fraturas e causando um desequilíbrio das forças e gerando os tremores. A periodicidade dos surtos de tremores pode ser explicada por este comportamento, uma vez que durante as épocas de bombeamento a pressão é aliviada pela extração da água das fraturas. Por outro lado, o poço de Botafogo não é bombeado continuamente, portanto não apresenta a mesma periodicidade observada na área sísmica de Andes. De posse dessas informações, a hipótese sobre a suposta zona de fraturas com água dentro da camada de basalto passou a ser um alvo importante para ser mapeado pelo método TDEM, cujos resultados serão discutidos adiante.

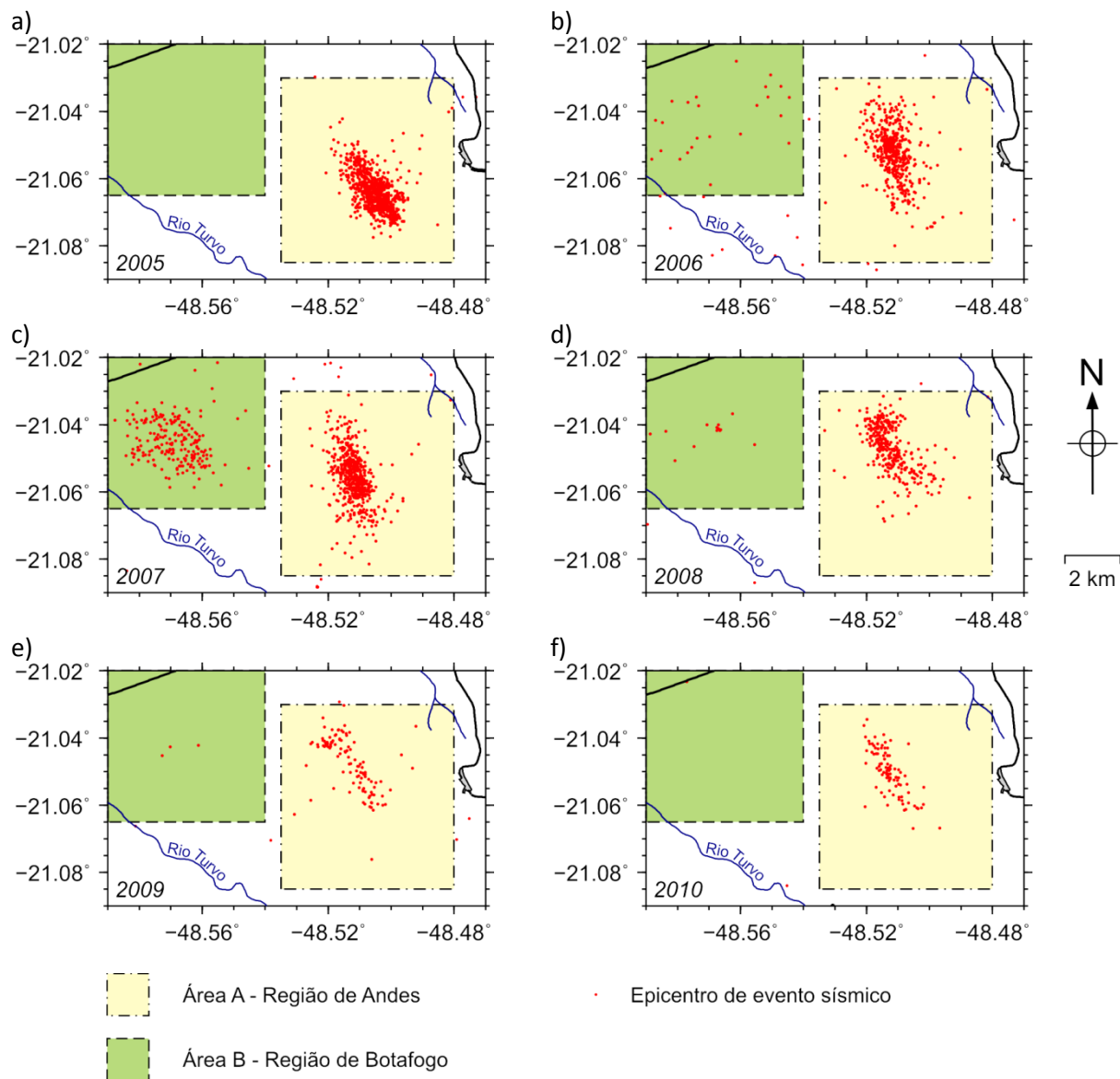


Figura 7. Evolução dos epicentros (pontos vermelhos) nas regiões de Andes (delimitada pelo quadrado amarelo) e Botafogo (delimitada pelo quadrado verde). a) ano de 2005. b) ano de 2006. c) ano de 2007. d) ano de 2008. e) ano de 2009. f) ano de 2010. Dados fornecidos pela equipe de sismologia do IAG/USP. Observa-se que os surtos de tremores começaram primeiramente na região de Andes, ocorrendo um surto na região de Botafogo durante um período mais curto e de menor número de tremores.

3. Aspectos Teóricos

Os métodos eletromagnéticos de sondagem baseiam-se na estimativa da geologia de um local através da medição de um campo magnético secundário induzido nas rochas na presença de um campo magnético primário alternado, gerado em superfície. Nos métodos de sondagem eletromagnética no domínio da frequência este campo primário é muito mais forte do que o campo secundário, e está presente durante a tomada de dados. Para uma correta análise dos dados deve-se eliminar a influência do campo magnético primário obtendo-se apenas o campo magnético secundário induzido pelas rochas. Com a intenção de contornar este problema foi desenvolvido o método TDEM, visando a análise dos dados de campo magnético secundário sem a presença do campo magnético primário. Para tal, efetua-se a medição após o desligamento do campo primário na fonte, e a informação de geologia é obtida através da medida da taxa de variação temporal do campo magnético secundário.

O método consiste em fazer circular uma corrente elétrica através de uma bobina ou espira posicionada na superfície que, segundo a Lei de Ampère, possui um campo magnético associado denominado campo magnético primário. Quando a corrente no transmissor é desligada o campo primário associado também se desliga; porém o desligamento da corrente não se dá de forma instantânea, demorando um rápido intervalo de tempo para ir de um estado a outro. Esta variação do campo primário no tempo gera um fluxo magnético no interior da bobina transmissora. Conforme postulado pela Lei de Faraday o fluxo magnético variando no tempo gera uma força eletromotriz (f.e.m.) nas rochas em subsuperfície. Como o material em subsuperfície possui uma resistência elétrica, a f.e.m. terá uma corrente elétrica associada, conforme a Lei de Ohm. Essa corrente elétrica induzida é denominada corrente *eddy* e circula pelo material geológico inicialmente pela mesma área da bobina transmissora. Nos instantes de tempo seguintes as correntes *eddy* induzidas difundem-se pelo material geológico aumentando em área conforme a profundidade da difusão aumenta, num efeito chamado de anéis de fumaça (*smoke rings*).

Assim como a corrente que circula na bobina transmissora, as correntes *eddy* também possuem um campo magnético associado, e este é o campo magnético secundário que será medido em superfície. Devido ao efeito *Joule* a energia das correntes *eddy* são convertidas em calor fazendo com que estas sejam atenuadas em função do tempo. Dessa forma, a atenuação das correntes *eddy* está relacionada à resistividade do material geológico, i.e., quanto mais condutivo for o material menor será a perda de energia das correntes *eddy* e conseqüentemente mais tempo demorará para que as correntes se atenuem. Portanto, medindo-se na superfície a taxa de variação do campo magnético secundário associado às correntes *eddy* é possível obter uma informação a respeito da resistividade das rochas em subsuperfície. A Figura 8 mostra um diagrama ilustrando o processo descrito.

A corrente elétrica gerada pelo equipamento transmissor é na forma de pulsos alternados para evitar a polarização do meio. A medida do campo magnético secundário não é feita de modo contínuo, mas sim discretizada em intervalos de tempo denominados *gates* que variam conforme o instrumento receptor utilizado.

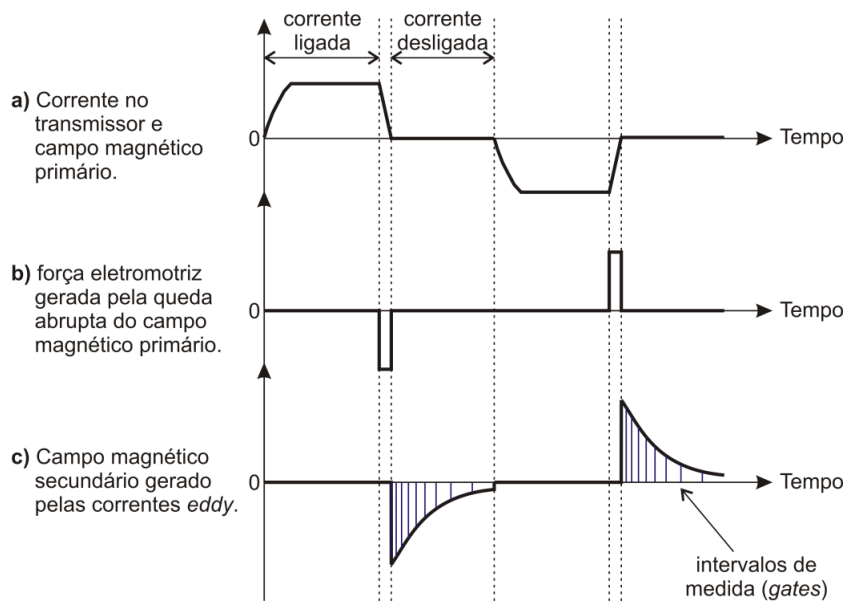


Figura 8. Princípio de funcionamento do método TDEM. a) Ao se desligar a corrente na bobina transmissora o campo magnético primário associado também sofre uma queda abrupta. b) A variação do campo magnético primário induz uma f.e.m. em subsuperfície. c) A f.e.m. induz o aparecimento das correntes *eddy*, que variam no tempo e possuem um campo magnético secundário associado, igualmente variável em função do tempo.

3.1. Método TDEM

O método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM), assim como todos os métodos eletromagnéticos, é fundamentado em funções vetoriais de intensidade de campo elétrico, intensidade de campo magnético e densidade de corrente elétrica, as quais relacionam-se entre si através das equações de Maxwell:

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

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

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

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

onde: \mathbf{E} = intensidade do campo elétrico (V/m);

\mathbf{H} = intensidade do campo magnético (A/m);

\mathbf{J} = densidade de corrente elétrica (A/m²);

\mathbf{D} = densidade de fluxo elétrico (C/m²) = $\epsilon \mathbf{E}$;

σ = condutividade elétrica do meio (S/m);

\mathbf{B} = indução magnética (T) = $\mu \mathbf{H}$;

μ = permeabilidade magnética do meio (para a maioria dos materiais geológicos considera-se que $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m, onde μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo);

ρ = densidade volumétrica de carga (C/m³).

Fazendo as devidas substituições das relações constitutivas do meio ($\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$, $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$ e $\mathbf{D} = \varepsilon\mathbf{E}$) e aplicando-se a transformada de Fourier nas equações (3.1) a (3.4), obtém-se as equações de Maxwell no domínio da frequência em função das componentes \mathbf{E} e \mathbf{H} . Como condição de contorno considera-se que não existam cargas elétricas livres no meio, portanto $\rho = 0$, resultando:

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H} \quad (3.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} \quad (3.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (3.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (3.8)$$

A fim de simplificar a resolução das equações adota-se um potencial vetorial \mathbf{A}^* , definido arbitrariamente. Assim, conforme descrito em Kauffman & Keller (1983), resolvendo-se as equações de Maxwell obtém-se a equação de Helmholtz para difusão do campo eletromagnético (3.9) e as componentes do campo eletromagnético (3.10) e (3.11):

$$\nabla^2 \mathbf{A}^* + k^2 \mathbf{A}^* = 0 \quad (3.9)$$

$$\mathbf{E} = i\omega\mu \nabla \times \mathbf{A}^* \quad (3.10)$$

$$\mathbf{H} = k^2 \mathbf{A}^* + \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}^*) \quad (3.11)$$

onde $k^2 = i\sigma\omega\mu_0$ é o número de onda complexo para campos EM de baixa frequência, caso em que se considera que as correntes de deslocamento possam ser negligenciadas restando apenas o termo referente às correntes de condução.

Como condição de fronteira, impõe-se que a componentes tangenciais dos campos elétrico e magnético são contínuas através das interfaces, ou seja,

$$[\mathbf{n} \times \mathbf{E}_1] = [\mathbf{n} \times \mathbf{E}_2] \quad (3.12)$$

$$[\mathbf{n} \times \mathbf{H}_1] = [\mathbf{n} \times \mathbf{H}_2] \quad (3.13)$$

onde \mathbf{n} é a normal à superfície da Terra e $\mathbf{E}_1, \mathbf{E}_2$ e $\mathbf{H}_1, \mathbf{H}_2$ são os campos elétrico e magnético nos meios 1 e 2 em cada lado da interface.

Por considerações de simetria, o campo elétrico possui apenas a componente vertical, então pode-se escrever que

$$\mathbf{A}^* = (0, 0, A_z^*) \quad (3.14)$$

portanto a equação (3.9) pode ser escrita simplesmente como

$$\nabla^2 A_z^* + k^2 A_z^* = 0 \quad (3.15)$$

e o campo magnético vertical, que é o princípio de funcionamento do método TDEM, pode ser escrito a partir da equação (3.11) como

$$H_z = k^2 A_z^* + \frac{\partial^2 A_z^*}{\partial z^2} \quad (3.16)$$

Para buscar a solução da equação (3.15), esta é expandida em coordenadas cilíndricas, como segue

$$\frac{\partial^2 A_z^*}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial A_z^*}{\partial r} + \frac{\partial^2 A_z^*}{\partial z^2} + k^2 A_z^* = 0 \quad (3.17)$$

A equação diferencial parcial assim obtida pode ser resolvida através do método de separação de variáveis. Para tal, o potencial vetorial A_z^* é representado por duas funções, cada qual dependente de apenas uma das coordenadas:

$$A_z^* = U(r)V(z) \quad (3.18)$$

Com isto pode-se reescrever a equação diferencial parcial em (3.17) como um sistema de duas equações diferenciais ordinárias de segunda ordem:

$$\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{Ur} \frac{dU}{dr} = -m^2 \quad (3.19)$$

$$\frac{1}{V} \frac{d^2 V}{dz^2} + k^2 = m^2 \quad (3.20)$$

onde m é a constante de separação.

Através de manipulações algébricas a solução geral das equações aparece na forma

$$A_z^* = \frac{M}{4\pi} \int_0^\infty [C_m e^{-m_1 z} + D_m e^{m_1 z}] J_0(mr) dm \quad (3.21)$$

onde $m_1 = (m^2 - k_1^2)^{1/2}$, $J_0(mr)$ é a função de Bessel de primeiro tipo e ordem zero e C_m , D_m são os coeficientes da solução geral.

Aplicando as condições de fronteira para o potencial vetorial pode-se calcular os coeficientes C_m e D_m , e chegar à equação que o define no interior do meio condutivo em sua forma integral, dada por:

$$A_z^* = \frac{M}{4\pi} \int_0^\infty \frac{2m}{m + m_1} e^{-m_1 z} J_0(mr) dm \quad (3.22)$$

Substituindo-se a equação (3.22) na equação (3.16) obtém-se a componente vertical do campo magnético em sua forma integral no interior do meio condutivo:

$$H_z = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty \frac{m^3}{m + m_1} e^{-m_1 z} J_0(mr) dm \quad (3.23)$$

Quando a fonte do campo eletromagnético encontra-se na superfície da Terra, i.e., em $z = 0$, o termo exponencial da equação (3.23) desaparece. Portanto neste caso tem-se

$$H_z = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty \frac{m^3}{m + m_1} J_0(mr) dm \quad (3.24)$$

Fazendo uso da integral de Sommerfeld¹, pode-se resolver a forma integral da equação do campo magnético vertical e expressá-la em termos elementares, obtendo-se finalmente a equação (3.25) que define a intensidade do campo magnético vertical em um ponto qualquer da superfície terrestre, dada por

$$H_z = \frac{9M}{2\pi k^2 r^5} \left[1 - \left(1 - ikr - \frac{4}{9} k^2 r^2 + \frac{1}{9} i k^3 r^3 \right) e^{ikr} \right] \quad (3.25)$$

A equação (3.25) define o campo magnético vertical no domínio da frequência. Para desenvolver o campo magnético de modo que possa ser usado no método TDEM para estudo da geologia de subsuperfície é necessário calcular sua intensidade no domínio do tempo. Para isto, utiliza-se a transformada de Fourier, conforme segue:

¹ $\frac{e^{ikR}}{R} = \int_0^\infty \frac{m}{m_1} e^{-m_1 |z|} J_0(mr) dm$, onde $R = (r^2 + z^2)^{1/2}$

$$F(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{-i\omega t} d\omega \quad (3.26)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) e^{i\omega t} dt \quad (3.27)$$

onde $F(t)$ é a transformada de Fourier para o domínio do tempo e $F(\omega)$ é a transformada de Fourier inversa, para o domínio da frequência.

Assumindo que a fonte de corrente seja descrita por uma função degrau conforme a equação (3.28), tem-se o espectro do campo primário e que é descrito pela equação (3.29):

$$H_0(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ H_0 & t \geq 0 \end{cases} \quad (3.28)$$

$$H_0(\omega) = -\frac{1}{i\omega} \quad (3.29)$$

Deste modo, segundo Kauffman & Keller (1983) o campo magnético primário pode ser escrito como

$$H_0(t) = -\frac{H_0}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-i\omega t}}{\omega} d\omega \quad (3.30)$$

onde o intervalo de integração não pode incluir o ponto $\omega = 0$.

Para obter a expressão que define o campo magnético vertical secundário no domínio do tempo faz-se uso das seguintes integrais:

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ 1 & t > 0 \end{cases} \quad (3.31)$$

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ikr} \frac{e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ 1 - \phi(u) & t > 0 \end{cases} \quad (3.32)$$

onde $\phi(u)$ é a integral de probabilidade

$$\phi(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^u e^{-(t^2/2)} dt \quad (3.33)$$

onde, por sua vez,

$$u = \frac{2\pi r}{\tau} \quad (3.34)$$

$$\tau = \sqrt{2\pi\rho t \cdot 10^{-7}} \quad (3.35)$$

A grandeza τ representa o tempo normalizado pela resistividade de um semi-espaço homogêneo de resistividade ρ igual à resistividade da primeira camada. Esta grandeza é usada como artifício matemático para desenvolvimento dos cálculos.

Aplicando-se a transformada de Fourier à equação (3.25) obtém-se, após algum tratamento algébrico, a equação que define a taxa de variação da componente vertical do campo magnético secundário conforme Kauffman & Keller (1983):

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{9M\rho}{2\pi\mu r^5} \left[\phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} e^{-(u^2/2)} u \left(1 + \frac{u^2}{3} + \frac{u^4}{9} \right) \right] \quad (3.36)$$

Procedendo-se à integração por partes da equação (3.36), obtém-se a equação que define a componente vertical do campo magnético transiente observado na superfície de um semi-espaço homogêneo, para uma aproximação quase estacionária, dada por:

$$H_z = -\frac{M}{4\pi r^3} \left[1 - \left(1 - \frac{9}{u^2} \right) \phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} e^{-(u^2/2)} u \left(2u + \frac{9}{u} \right) \right] \quad (3.37)$$

Na fase inicial do decaimento do campo magnético tem-se os tempos próximos de zero, o que faz com que se tenha $\tau/r \rightarrow 0$ e, conseqüentemente, $u \rightarrow \infty$. Neste estágio o campo magnético é descrito a partir da equação (3.37) como

$$H_z = -\frac{9M\rho}{2\pi\mu r^5} t \quad (3.38)$$

A equação (3.38) descreve a componente vertical do campo magnético apenas para os tempos $t > \tau_0$, onde $\tau_0 = r\sqrt{\mu\varepsilon}$ é o tempo que a onda eletromagnética demora para percorrer a distância entre o loop transmissor e a bobina receptora. Na configuração em loop-central, que será descrita adiante, esse tempo é considerado muito pequeno.

Para os tempos tardios do campo magnético transiente, ou para distâncias pequenas entre o loop transmissor e a bobina receptora, admite-se que $\tau/r \gg 1$ (Kauffman & Keller, 1983). Assim, a equação que define a componente vertical do campo magnético transiente neste estágio é dada por:

$$H_z = -\frac{M}{30} \left(\frac{\sigma\mu}{\pi t}\right)^{3/2} \quad (3.39)$$

Em tempos tardios a taxa de variação do campo magnético vertical é dada pela equação (3.40)

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{M}{20} \left(\frac{\sigma\mu}{\pi}\right)^{3/2} t^{-5/2} \quad (3.40)$$

Nota-se pela equação (3.40) que tanto o campo magnético vertical quanto a sua taxa de variação são sensíveis às variações de condutividade do terreno em uma proporção de $\sigma^{3/2}$. Esta informação é fundamental para a utilização do método TDEM em estudos geológicos da subsuperfície. Rearranjando os termos da equação (3.40) chega-se à equação que define a resistividade aparente do meio geológico (Mc Neill, 1994), dada por:

$$\rho_a(t) = \left| \frac{M^{2/3} k}{V(t)^{2/3} t^{5/3}} \right| \quad (3.41)$$

Onde

$$k = \frac{\mu^{5/3}}{20^{2/3} \pi} \quad (3.42)$$

$$V(t) = -an\mu \frac{\partial H_z}{\partial t} \quad (3.43)$$

onde: $V(t)$ = tensão induzida pela variação do fluxo magnético do campo secundário na bobina receptora;

a = área da bobina receptora;

n = número de espiras da bobina receptora.

Dessa forma, nota-se que a velocidade aparente do decaimento do campo magnético é menor quando o material geológico é mais condutivo. Além disso, o método TDEM é mais sensível para detectar camadas condutivas do que camadas resistivas, sendo portanto um método muito bom para mapear zonas condutivas dentro de formações geológicas de caráter resistivo como é o caso das zonas de fraturas saturadas no interior do pacote de basaltos da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, a qual compreende boa parte das regiões Sudeste e Sul do Brasil incluindo o Noroeste do estado de São Paulo onde está localizada a cidade de Bebedouro.

Detalhes a respeito do desenvolvimento teórico das equações que regem o método TDEM podem ser encontradas em Kauffman & Keller (1983), Nabighian & Macnae (1991) e Christiansen *et al.* (2006).

3.2. Tipos de arranjos

Existem três tipos de arranjos no método TDEM: arranjo *loop-central*, arranjo *loop-loop* e o arranjo *loop-coincidente*.

O arranjo *loop-central* consiste em posicionar a bobina receptora no centro do *loop* transmissor, que normalmente é *single turn* (apenas uma volta de cabo). Este tipo de arranjo é utilizado quando o *loop* transmissor é maior do que 40 x 40 metros, sendo o mais utilizado em estudos hidrogeológicos (Danielsen *et al.*, 2003; Jørgensen *et al.*, 2003; Krivochieva & Chouteau, 2003; entre outros), visto que há o interesse na investigação de grandes profundidades. Em sondagens com *loop* transmissor menor do que 40 x 40 metros deve ser usado o arranjo *loop-loop*, pois se a bobina receptora for posicionada no interior de um *loop* pequeno o campo primário irá causar interferência na parte eletrônica da bobina receptora e do próprio receptor (Christiansen *et al.*, 2006). Na presente pesquisa foi utilizado o arranjo *loop-central* com um *loop* transmissor quadrado de 100 metros de lado.

O arranjo *loop-loop* consiste em posicionar a bobina receptora a uma distância entre 6 e 20 metros fora do *loop* transmissor e costuma ser utilizado quando se faz uma sondagem usando *loop* transmissor cujas dimensões são menores do que 40 x 40 metros ou um *loop* transmissor montado com uso de cabo *multi-turn*. O cabo *multi-turn* é construído de forma a colocar várias voltas de um mesmo cabo encapsuladas juntas. Desta forma o campo magnético pode ser intensificado no interior do *loop*, como acontece em um solenóide, permitindo que o *loop* transmissor ocupe uma

área menor sem alterar drasticamente seu momento magnético² quando comparado com um *loop single-turn*.

Por fim, o arranjo *loop-coincidente* resume-se a utilizar a própria bobina transmissora como bobina receptora após o desligamento da corrente primária, e praticamente não é utilizado. A Figura 9 mostra os três tipos de arranjos: *loop-central*, *loop-loop* e *loop-coincidente*.

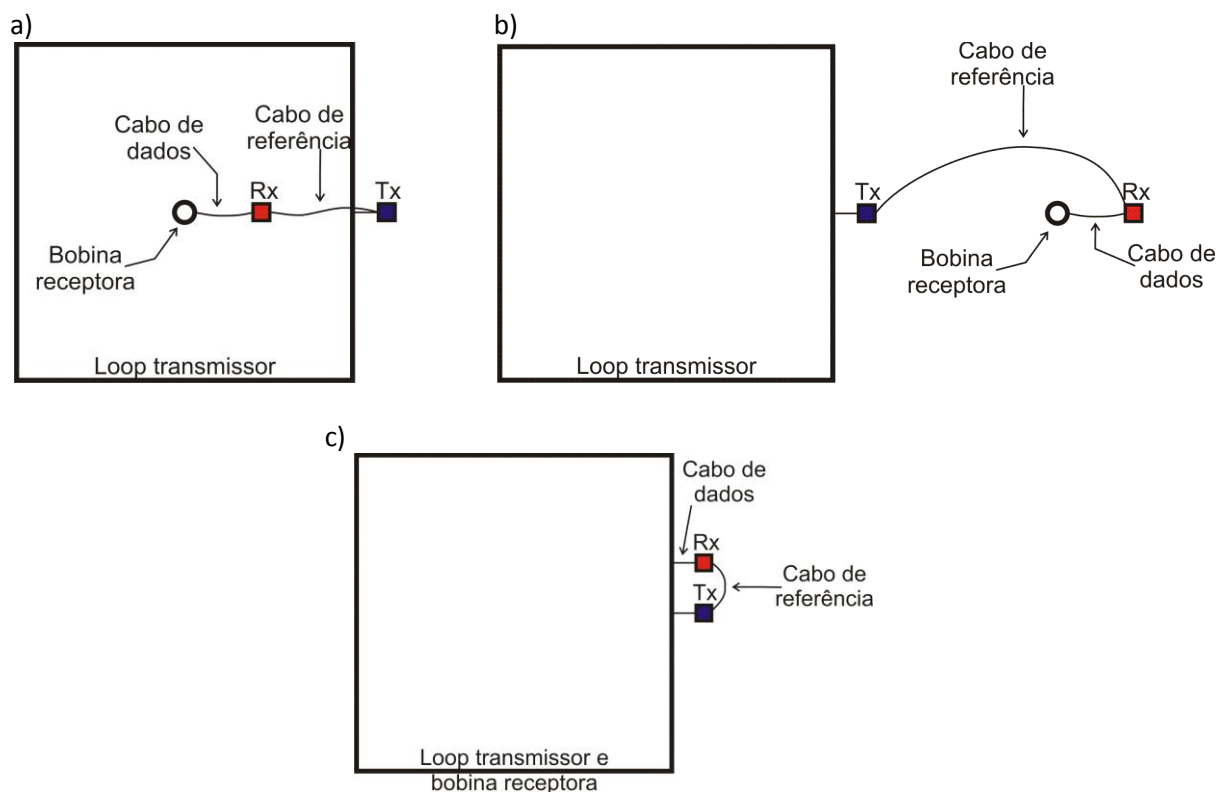


Figura 9. Tipos de arranjos para uma aquisição de dados TDEM. a) arranjo *loop central*. b) arranjo *loop-loop*. c) arranjo *loop coincidente*.

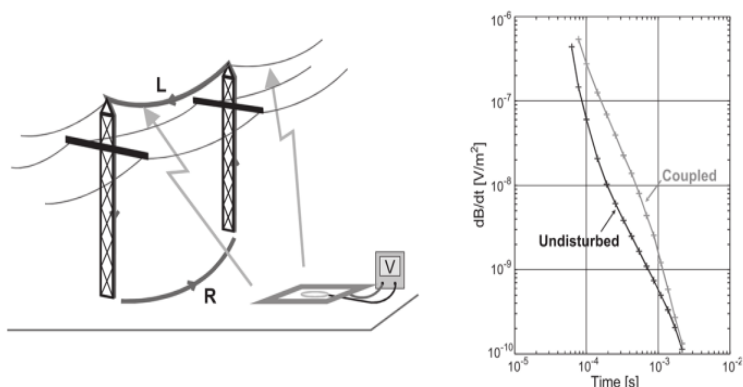
3.3. Fontes de ruído

Um fator crucial na interpretação dos dados TDEM é o acoplamento do transmissor com os condutores artificiais presentes em superfície. Sørensen *et al.* (2000) apud Danielsen *et al.* (2003) discriminam dois tipos de acoplamento: galvânico e capacitivo. No acoplamento galvânico, o transmissor induz uma corrente em um condutor que está em contato galvânico com o solo (ex.: linhas de transmissão com torres aterradas), formando um circuito LR que apresenta decaimento exponencial com o tempo. Este tipo de influência induz a interpretações errôneas de camadas de baixa resistividade e só é identificado pela comparação com sondagens relativamente próximas. No acoplamento capacitivo as correntes induzidas pelo transmissor no núcleo de um cabo enterrado vazam para o solo através do isolamento deste cabo, num regime capacitivo, formando assim um

² $M = A \cdot I \cdot N$; onde A é a área do loop, I é a corrente elétrica e N é o número de voltas do cabo.

circuito LC com decaimento oscilante facilmente reconhecível na curva de dados. A Figura 10 mostra os efeitos que estes acoplamentos podem causar nas curvas de dados.

a)



b)

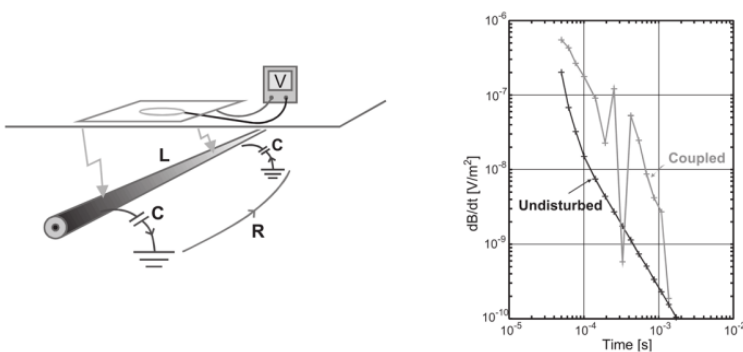


Figura 10. Efeitos do acoplamento do transmissor na curva de dados. a) Acoplamento galvânico. b) Acoplamento capacitivo (Danielsen *et al.*, 2003).

A fim de minimizar os ruídos em sondagens TDEM e melhorar a qualidade do sinal, sugere-se que para solos com resistividade entre 40 e 80 $\Omega.m$, a sondagem deve ficar a uma distância de 125 a 150 metros de rodovias com cabeamento subterrâneo, tubulações e outros condutores artificiais (Sørensen *et al.*, 2000 apud Danielsen *et al.*, 2003). Esta distância deve ser aumentada para solos com resistividade maior, porém dentro dos limites aceitáveis e possíveis para a aquisição de dados.

Durante ensaios realizados no campus da USP foi observado que em boa parte das sondagens estes efeitos podem ser minimizados desde que se utilize um transmissor capaz de emitir um campo primário de alta potência. Isto permite ter maior confiabilidade nos dados adquiridos em locais próximos a possíveis fontes de interferência.

3.4. Método da Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade visa investigar o meio em subsuperfície por meio de aplicação direta de corrente elétrica no terreno através de eletrodos cravados no solo. Assim como no método TDEM, aqui o objetivo é obter as espessuras e resistividades elétricas de cada camada.

A Figura 11 ilustra o princípio físico da técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV) com arranjo Schlumberger, também utilizada no desenvolvimento desta pesquisa. A corrente elétrica é

injetada no solo através dos eletrodos A e B (eletrodos de corrente). A corrente flui pelas rochas indo de um eletrodo até outro, fechando o circuito elétrico e formando linhas de corrente em subsuperfície. As linhas de corrente possuem um campo elétrico associado, cujos pontos equipotenciais são medidos em superfície através dos eletrodos M e N (eletrodos de potencial).

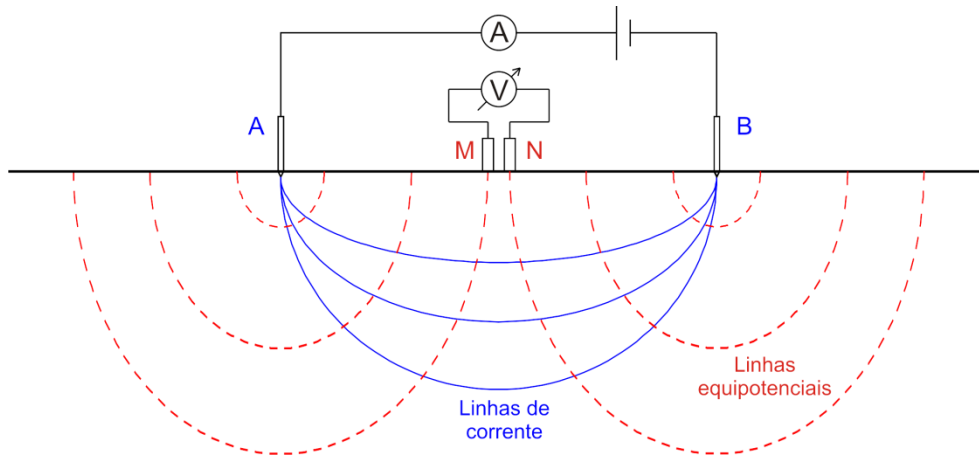


Figura 11. Princípio da aquisição de uma SEV. A e B são os eletrodos de corrente, por onde a corrente elétrica é injetada no solo, e M e N são os eletrodos de potencial, por onde é medido o campo elétrico equipotencial associado às linhas de corrente.

A resistividade aparente medida é dada pela equação abaixo

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (3.44)$$

onde ΔV é a diferença de potencial medida em superfície e I é a corrente elétrica injetada no solo (Kearey *et. al*, 2009).

O arranjo Schlumberger consiste em aumentar a distância \overline{AB} (eletrodos de corrente) independentemente da distância \overline{MN} (eletrodos de potencial). Os eletrodos de potencial são mantidos fixos até que o sinal medido se torne muito fraco, e só então se aumenta a distância \overline{MN} . O afastamento dos eletrodos de corrente segue uma escala logarítmica, onde comumente se empregam oito pontos de medida por década. Este arranjo foi escolhido por ser o mais prático em campo.

As SEVs foram dimensionadas com comprimento total de $AB/2$ igual a 200 metros. Foram utilizados como eletrodos de potencial dois eletrodos porosos preenchidos com uma solução saturada de sulfato de cobre (CuSO_4). Esta solução faz o contato entre o solo e os cabos elétricos de cobre utilizados com o equipamento, permitindo medidas de potencial elétrico com maior precisão e ao mesmo tempo evitando a polarização do eletrodo, possibilitando que fossem coletados simultaneamente dados de polarização induzida (IP).

No estudo desenvolvido as sondagens elétricas verticais foram utilizadas para análise dos primeiros 10 metros do terreno, região que não é bem amostrada pelo método TDEM com *loop* quadrado de 100x100 metros, visando principalmente à detecção do nível freático raso. Esta informação foi utilizada durante a etapa de modelagem dos dados TDEM, buscando uma melhor estimativa do modelo em pequenas profundidades conforme será discutido mais adiante.

4. Metodologia de aquisição e tratamento dos dados

4.1. Aquisição dos dados

Para aquisição dos dados TDEM o transmissor TEM57-MK2 e o receptor PROTEM foram utilizados, ambos fabricados pela empresa canadense Geonics. Como fontes de corrente foram empregados dois geradores à gasolina com potências de 0.650kVA a 1kVA, fabricados pela Honda. Embora o transmissor suporte correntes de até 30A, a corrente efetivamente utilizada foi da ordem de 15A a 19A, limitada pela potência dos geradores.

Para o *loop* transmissor foi empregado um cabo de cobre comum disposto sobre o solo na forma de um quadrado de 100x100 metros. A Figura 12 apresenta fotos do equipamento utilizado na aquisição dos dados.

a)



b)



c)



Figura 12. Equipamento Protem (Geonics) utilizado na aquisição de dados. a) Receptor PROTEM. b) Transmissor TEM57-MK2 e gerador à gasolina. c) Bobina receptora.

O equipamento foi disposto segundo o arranjo em *loop*-central, no qual a bobina receptora é posicionada no centro do *loop* transmissor. Empiricamente considera-se uma aproximação da ordem de 1/10 do lado do loop com sendo a menor profundidade investigada.

O transmissor TEM57-MK2 permite a aquisição de dados nas frequências de 30Hz, 7.5Hz e 3Hz independentemente, proporcionando três níveis de investigação de acordo com o princípio do

*skin depth*³. Além do efeito de *skin depth*, no domínio da frequência, o campo EM sofre ainda uma perda de energia no domínio do tempo, a qual depende igualmente da resistividade do material geológico. Deste modo, para cada uma das frequências do equipamento haverá uma **profundidade de difusão** diferente para o sistema de correntes. A profundidade de difusão é dada, em metros, pela equação (4.1) (Christiansen, 2006).

$$z_d \approx 1,26 \times \sqrt{\rho t} \quad (4.1)$$

onde ρ é dado em $\Omega.m$ e t é dado em μs .

Assim, são adquiridos dados em cada uma das três frequências separadamente e posteriormente são analisados em conjunto, formando uma única curva onde constam os dados das três frequências. Para melhorar a relação sinal-ruído da curva de dados final adotou-se o procedimento de adquirir cada curva durante 60 segundos, após os quais as medidas são empilhadas formando uma curva de dados de determinada frequência. Este processo é repetido três vezes, tendo-se ao final três curvas para cada frequência. Ao se empilhar as três curvas é possível ter um melhor controle do espalhamento dos dados, permitindo uma análise qualitativa da confiabilidade dos dados. Após a aquisição dos dados nas três frequências obtém-se no total nove curvas de dados, com três medidas em cada *gate*, que são então concatenadas e exibidas na mesma escala para posterior tratamento dos dados, seguido pelos estudos de modelagem e inversão.

As sondagens foram realizadas de modo a cobrir os limites das áreas sísmicas próximas a Bebedouro. Hierarquicamente, optou-se por realizar sondagens próximas a poços e em seguida realizar sondagens de modo a construir perfis perpendiculares à orientação preferencial das zonas sísmicas, a qual indicaria uma possível estruturação das rochas em subsuperfície. Contudo, a alocação dos pontos de sondagem esteve sempre sujeita à disponibilidade de áreas para estudo, i.e., algumas áreas não permitem acesso de veículos com o equipamento de aquisição, outras áreas são ocupadas por canais e só poderiam ser estudadas caso a cana de açúcar já tivesse sido cortada ou ainda estivesse recém plantada e baixa. Por este motivo, sete etapas de campo tiveram que ser planejadas de modo a cobrir satisfatoriamente a área de estudo.

A aquisição dos dados TDEM na região de Bebedouro iniciou-se em 2007 como parte de um projeto de pesquisa coordenado pelo Prof. Dr. Marcelo Assumpção, do Laboratório de Sismologia do Departamento de Geofísica do IAG/USP, e no qual foram empregados diferentes métodos geofísicos visando um estudo integrado da região. A primeira campanha para aquisição de dados TDEM foi realizada entre os dias 21 a 25 de outubro e a segunda realizada entre os dias 29 de novembro e 02 de dezembro de 2007. Nestas campanhas foram adquiridas 23 sondagens, dispostas preferencialmente na região de Andes. As sondagens foram distribuídas de modo que algumas ficassem próximas aos poços de maior vazão da Fazenda Aparecida e outras ficassem distantes da região de concentração dos epicentros. Com isto, pôde-se observar a diferença entre as curvas de dados de locais onde se esperava que houvesse zonas de fraturas e aquelas de locais onde se

³ O *skin depth* representa a profundidade teórica de investigação e é aproximado, em metros, pela relação $\delta = \sqrt{2/\omega\mu_0\sigma}$.

esperava encontrar o basalto não fraturado, mostrando que o método poderia ser empregado com sucesso no mapeamento destas estruturas. No ano de 2008 foram realizadas a terceira e a quarta campanhas, sendo a terceira realizada entre os dias 29 de maio a 01 de junho e a quarta entre os dias 26 a 28 de outubro deste ano, compondo um grupo de mais 18 sondagens. Desta vez o estudo foi focado na região sísmica de Botafogo visando identificar as zonas fraturadas desta região tal como havia sido feito no ano anterior.

As três últimas campanhas na região foram feitas no ano de 2010, já como parte exclusiva do presente projeto de pesquisa. Estas campanhas foram realizadas entre os dias 05 a 20 de abril, 05 a 20 de junho e 21 a 28 de outubro, compondo um grupo de 46 sondagens TDEM, todas com SEVs associadas, e mais 18 SEVs independentes. As SEVs foram adquiridas imediatamente após a aquisição TDEM em cada ponto de sondagem e todas foram feitas com abertura de $AB/2$ igual a 200m visando o auxílio da modelagem dos dados TDEM nas porções mais rasas dos pacotes sedimentares da região. Estas sondagens foram distribuídas de modo a aumentar a densidade de pontos de sondagem na região de Andes e cobrir a área sísmica de Botafogo, até então pouco explorada com este método.

Inicialmente o projeto previa a interpretação de todas as sondagens adquiridas desde o ano de 2007, compondo um único conjunto de dados com diversos perfis de sondagens TDEM para uma interpretação 2D a partir de modelagens 1D. A interpretação presumia que as estruturas tidas como supostas fontes dos eventos (i.e., zonas de fraturas no basalto preenchidas com água) pudessem ser detectadas em toda a região, embora a atividade sísmica registrada se mostre dinâmica em termos de concentração de eventos sísmicos. Após a análise preliminar dos dados adquiridos em 2010 observou-se que algumas sondagens não poderiam ser agrupadas em um único conjunto formando perfis longos, uma vez que foram adquiridas em diferentes épocas. Apesar disso, os dados adquiridos possibilitaram uma possível explicação para a migração dos eventos sísmicos na região uma vez que foram adquiridos perfis inteiros em uma única campanha, conforme será discutido mais adiante.

Ao final das campanhas foram adquiridas 86 sondagens TDEM, das quais apenas três foram descartadas devido à má qualidade dos dados (constituindo, portanto, aproximadamente 96,5% de aproveitamento das sondagens). A Figura 13 mostra a localização das sondagens TDEM adquiridas na região de Andes e a Figura 14 mostra a localização das sondagens TDEM adquiridas na região de Botafogo. As sondagens T09, T35 e T03, em vermelho na Figura 13, são as sondagens cujos dados foram fortemente afetados por ruído, e portanto foram descartadas.

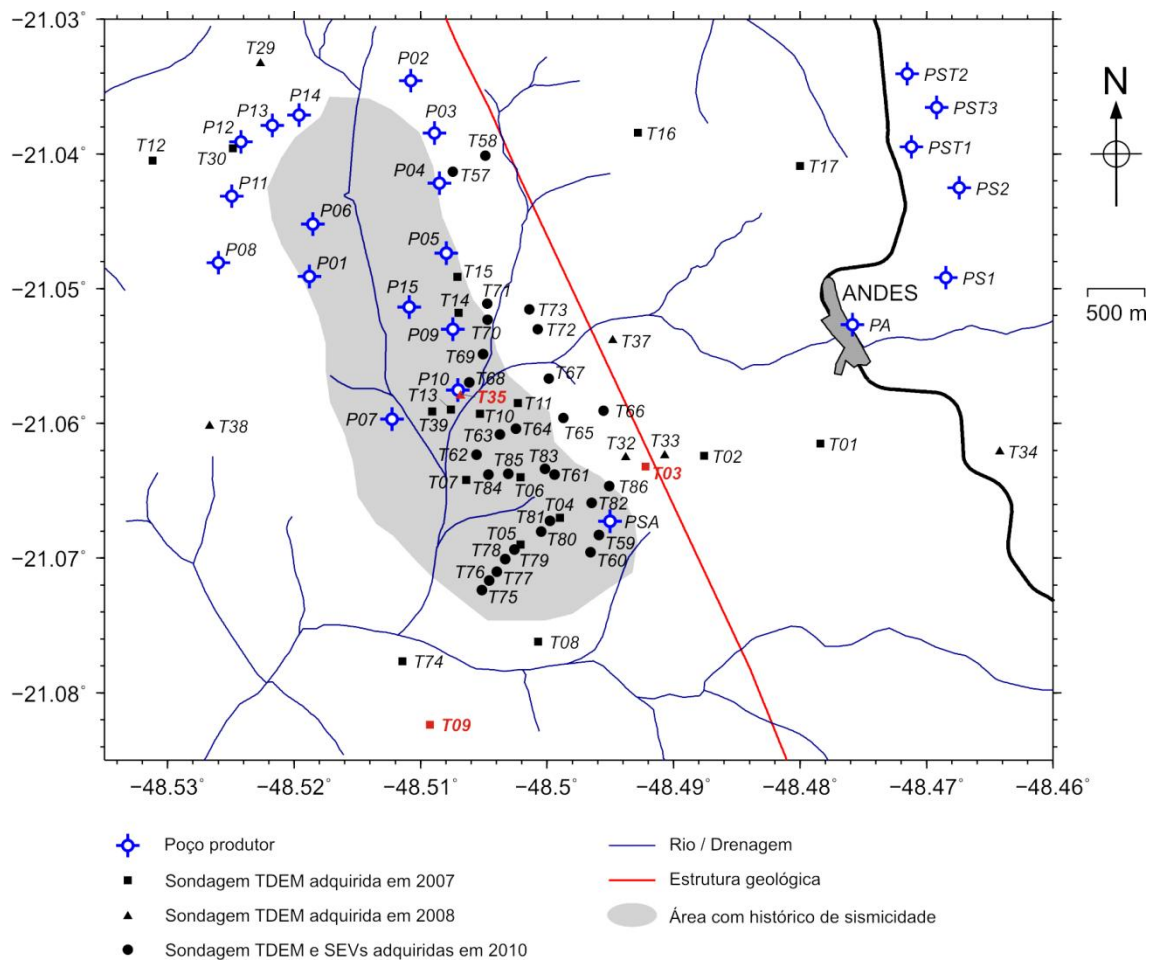


Figura 13. Localização das sondagens TDEM na região de Andes. A área em cinza-claro delimita aproximadamente a área de maior concentração de epicentros registrados (denominada de área sísmica A). As sondagens em vermelho foram descartadas devido à influência de forte ruído eletromagnético sobre os dados de resistividade aparente.

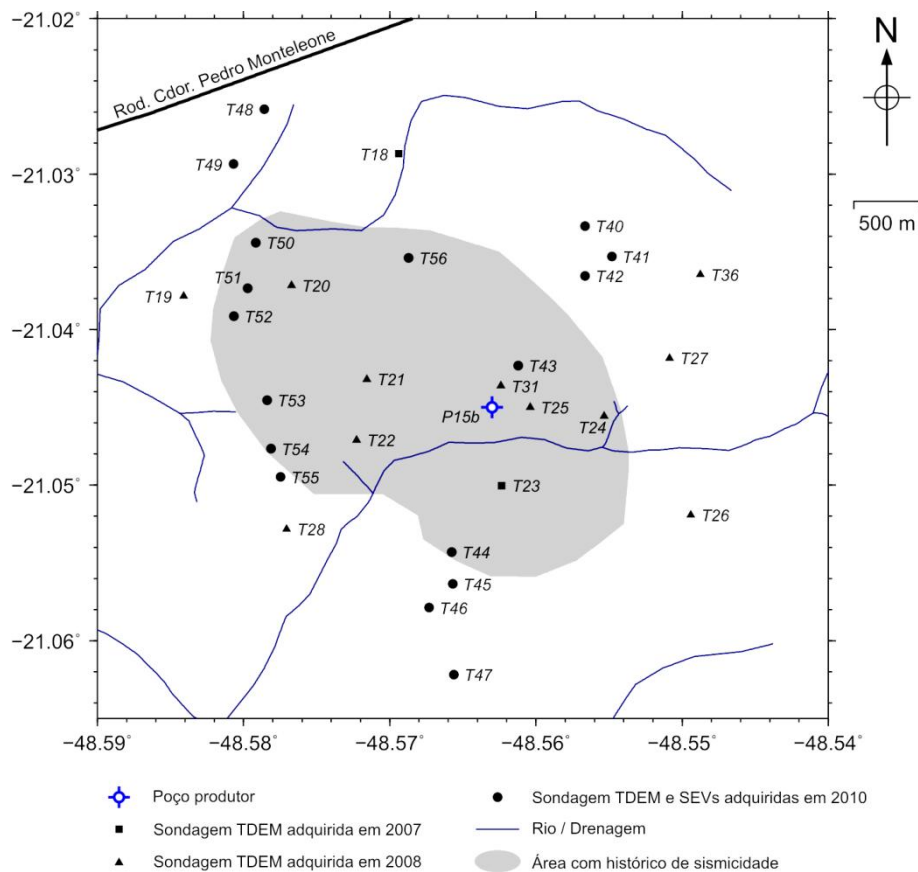


Figura 14. Localização das sondagens TDEM na região de Botafogo. A área em cinza-claro delimita aproximadamente a área de maior concentração de epicentros registrados (denominada de área sísmica B).

4.2. Tratamento, inversão e modelagem dos dados

Para visualização, tratamento, modelagem e inversão 1D dos dados, tanto de SEV quanto de TDEM, foi utilizado o software IX1D v3.40, desenvolvido pela empresa Interpex.

O processo de aquisição de três curvas para cada frequência permite que se identifique melhor as sondagens sob influencia de ruídos. Ruídos externos ou o enfraquecimento do sinal captado pelo receptor provocam o espalhamento dos pontos na curva de dados, devendo ser feito o tratamento desta antes da modelagem. O tratamento consiste em eliminar os pontos mais discrepantes da curva de dados para as três frequências já concatenadas. Quando os dados estão muito espalhados em um determinado *gate*, elimina-se todas as medidas no *gate* em questão. Caso o espalhamento não seja tão pronunciado, pode-se optar por eliminar apenas o ponto mais discrepante. Durante o processo de inversão, o software considera um valor médio para cada *gate*. A Figura 15 e a Figura 16 mostram um exemplo do processo de concatenação e tratamento dos dados de uma sondagem TDEM.

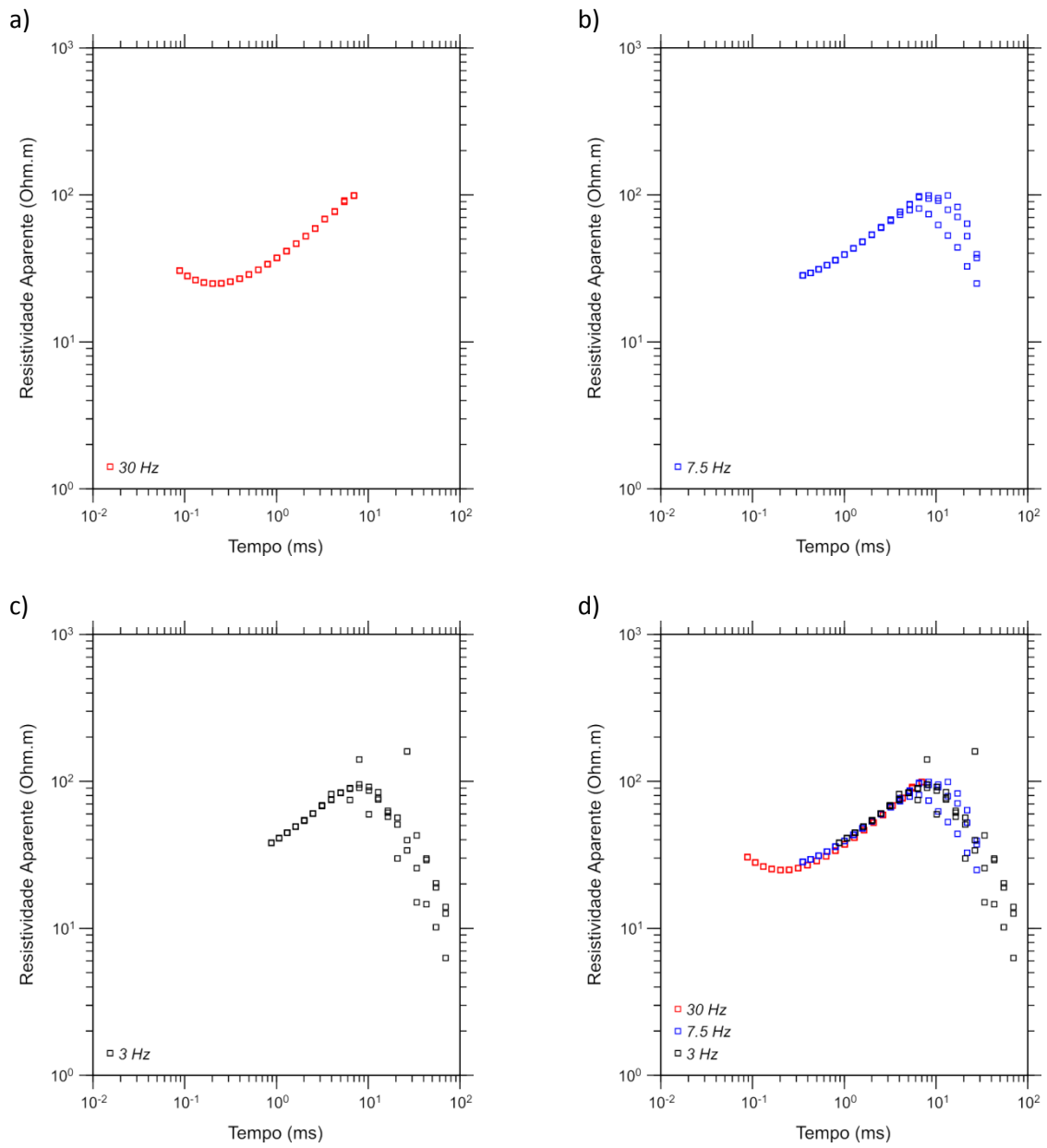


Figura 15. Processo de concatenação das curvas de dados. a) Curva de 30Hz. B) Curva de 7.5Hz. c) Curva de 3Hz. d) Curvas de 30Hz, 7.5Hz e 3Hz concatenadas.

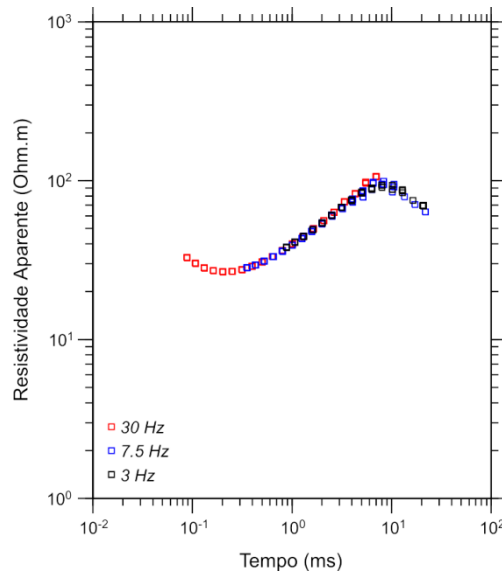


Figura 16. Curva tratada, com os pontos discrepantes excluídos.

Após o tratamento é feito o processo de inversão, que é uma ferramenta matemática e consiste em obter os parâmetros do modelo geoeétrico (espessura e resistividade de cada camada). Quando se tem um modelo geoeétrico, é feita uma modelagem sobre este de modo a se obter uma curva sintética de dados de resistividade aparente semelhante à curva de dados experimentais. A curva sintética gerada na modelagem possui um erro em relação à curva de dados. O processo de inversão é um processo iterativo onde o algoritmo busca ajustar a curva sintética de resistividade aparente àquela obtida por meio de dados experimentais, usando para isto pequenas variações no modelo geoeétrico. Isto é feito minimizando-se o erro quadrático do ajuste da curva sintética aos dados experimentais. Este processo permite obter o modelo geoeétrico de melhor ajuste matemático; porém nem sempre este modelo representa a realidade da geologia local devendo ser bem estudado antes de se obter conclusões. O erro quadrático a ser minimizado, ou erro RMS, é dado pela equação (4.2):

$$Q(\mathbf{p}) = \sum_{i=1}^n (d_i - f_i(\mathbf{p}))^2 \quad (4.2)$$

onde: \mathbf{p} é o vetor de parâmetros (resistividades e espessuras) do modelo;
 n é o número de dados;
 d_i é o i -ésimo dado experimental;
 $f_i(\mathbf{p})$ é o i -ésimo dado sintético calculado em função dos parâmetros do modelo.

O software IX1D para inversão dos dados conta com o recurso de criar um modelo invertido de muitas camadas (modelo suave) através de um processo denominado **inversão de Occam** (Constable *et al.*, 1987), proporcionando uma estimativa inicial da variação da resistividade em função da profundidade. Esta inversão visa buscar o modelo de melhor ajuste matemático através

de transições suaves de resistividade entre as muitas camadas. Para tal devem ser informados ao programa o número de camadas do modelo, as profundidades mínima e máxima do modelo a ser obtido e a resistividade da camada inicial como parâmetros iniciais para a inversão. Os modelos de muitas camadas gerados para as sondagens de Bebedouro têm 50 camadas, com profundidade mínima de 10 metros e profundidade máxima de 1000 metros. A resistividade da camada inicial foi um parâmetro definido para cada sondagem independentemente através de várias tentativas de inversão, i.e, vários valores iniciais de resistividade foram testados até que se encontrasse aquele que permitisse a convergência do processo de inversão para o menor erro possível. Para tal, utilizou-se como informação a priori os dados de SEVs.

Como um modelo geológico de 50 camadas não é plausível para um método geofísico de sondagem eletromagnética, deve-se gerar um modelo mais coerente com a realidade geológica onde entram as questões de resolução do método utilizado e dos pacotes geológicos esperados. Tal procedimento consiste em identificar as maiores variações de resistividade existentes no modelo suave obtido a partir da inversão de Occam e criar um modelo de poucas camadas que englobe estas variações proporcionando um erro quadrático de ajuste semelhante ao obtido pelo modelo de muitas camadas. Com isso, é feita a discretização das unidades geológicas no ponto de sondagem. No modelo de poucas camadas é inserida também a informação da profundidade do nível freático obtida com as SEVs. O melhor ajuste do modelo de poucas camadas aos dados experimentais é então obtido pelo algoritmo de inversão para poucas camadas (Jupp & Vozoff, 1975).

De posse de um modelo de poucas camadas com bom ajuste quadrático à curva de dados e que represente a geologia dentro dos limites esperados para a região passa-se à análise dos modelos de camadas equivalentes. Esta etapa consiste em utilizar uma ferramenta presente no software para gerar diversos modelos semelhantes àquele obtido na inversão com poucas camadas e que igualmente proporcionem bons ajustes quadráticos à curva de dados, permitindo assim exibir graficamente a questão da ambigüidade na estimativa dos parâmetros de espessura e resistividade do modelo. Qualitativamente, quanto menor for a variabilidade dos parâmetros dos modelos equivalentes, mais confiável é a modelagem. A Figura 17 mostra o processo de elaboração do modelo geoeletrico da sondagem TDEM exemplificada anteriormente (Figura 16).

Como critério de aceitação da qualidade da inversão e modelagem das curvas de dados considerou-se como aceitável um erro quadrático de inversão menor do que 10%. Contudo, algumas sondagens apresentaram erros ligeiramente maiores. Isto se deve ao fato de o erro RMS ser calculado com base no ajuste do modelo sobre toda a curva e, salvo algumas exceções, os pontos finais da curva de 7.5Hz e grande parte dos dados da curva de 3Hz apresentam uma ligeira dispersão, enquanto que nos dados da curva de 30Hz isto raramente ocorre. Nestes casos não é possível definir com clareza os valores da curva, mas nota-se que existe uma tendência da mesma para determinado valor de resistividade. Nestes casos optou-se por manter a pequena dispersão dos pontos para que não fossem gerados dados tendenciosos e para que o programa pudesse estimar os parâmetros da curva com base num valor médio nestes pontos. Além de aumentar o erro RMS do ajuste a não eliminação da dispersão dos pontos também faz com que os modelos equivalentes tenham uma variabilidade maior na porção mais profunda do modelo.

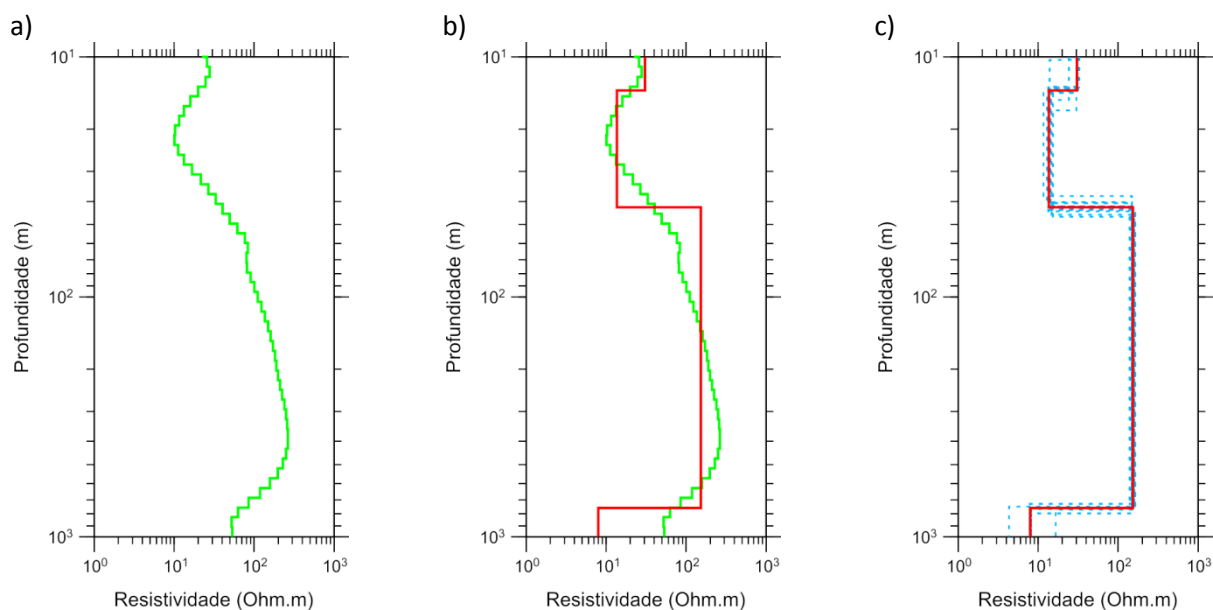


Figura 17. Processo de modelagem e inversão de uma curva TDEM. a) modelo de camadas suaves ou de muitas camadas. b) Modelo de poucas camadas sobreposto ao modelo de muitas camadas. c) Modelos de camadas equivalentes sobreposto ao modelo de poucas camadas.

Algumas sondagens adquiridas neste estudo apresentaram influência de variação lateral de resistividade nas curvas de dados. Ao se trabalhar as curvas afetadas por esta variação com o software IX1D é possível obter um ajuste com erro RMS baixo, porém o modelo geoeletrico assim obtido apresenta a interface correspondente ao topo da camada de basalto em uma profundidade anômala, diferente daquela que é descrita na literatura, da observada na litologia dos poços, ou ainda daquela obtida na inversão e modelagem de sondagens adjacentes. Nestes casos faz-se necessário o uso de um programa específico para modelagem 2D. No presente estudo foi utilizado o programa Tem2d-v2 (não publicado), que foi desenvolvido pelo professor Fernando A. M. Santos, da Universidade de Lisboa, e gentilmente cedido para ser utilizado nesta pesquisa

Este programa utiliza o método de Diferenças Finitas no Domínio do Tempo (FDTD – *Finite Differences in Time Domain*), descrito por Yee (1966). Este método visa obter uma solução numérica das equações de Maxwell na forma diferencial, que regem o comportamento do campo eletromagnético em regime transitório, utilizando para isto a expansão destas em séries de Taylor. As derivadas das equações diferenciais são assim substituídas por diferenças finitas, onde as taxas de variação das equações diferenciais são substituídas por incrementos de espaço (Δx e Δy) e de tempo (Δt). O modelo é elaborado na forma de uma malha bidimensional, onde a cada nó é atribuída a informação da resistividade do meio. A solução numérica é dada para cada elemento de área associado aos nós da malha. Mais detalhes a respeito do desenvolvimento deste método para utilização em modelagens TDEM podem ser encontrados em Oristaglio & Hohmann (1984).

Cada intervalo entre nós da malha utilizada na modelagem corresponde à distância de 10 metros no modelo geoeletrico, tanto na direção x quanto na direção z . A saída do programa não disponibiliza o erro RMS do ajuste, de modo que o ajuste foi analisado qualitativamente. Os modelos obtidos no processo de inversão foram correlacionados com as litologias dos poços mais próximos às sondagens, de modo a obter o modelo geoeletrico da região de estudo.

5. Interpretação dos resultados 1D

A seguir serão apresentados os resultados das principais sondagens adquiridas durante o desenvolvimento do projeto de pesquisa, dispostas ao longo de perfis nas áreas sísmicas de Andes (Área A) e de Botafogo (Área B). Foram adquiridas no total 84 sondagens TDEM e 46 SEVs cujos pontos centrais coincidem exatamente com o posicionamento da bobina receptora do TDEM.

Dada a grande densidade de dados, a interpretação foi feita de acordo com a época e a área em que as sondagens foram adquiridas. Durante a análise dos dados foi observado que entre 2007 e 2010 houve alteração no padrão das curvas de resistividade aparente adquiridas em pontos muito próximos, i.e., sondagens adquiridas em 2007 mostraram possíveis zonas fraturadas com água no interior do basalto, enquanto sondagens adquiridas em 2010 em pontos próximos não mostraram tal característica. Esta alteração pode estar associada à variação da atividade sísmica registrada entre 2007 e 2010 na área de estudo, de modo que a análise de todas as sondagens como um único conjunto torna-se inviável.

Inicialmente a aquisição de SEVs não foi prevista para este projeto de pesquisa, porém sua aquisição foi feita como parte de outro projeto nesta mesma área. Assim, estes mesmos dados foram aproveitados de forma a melhorar a investigação da parte rasa da geologia local, o que corresponde aos primeiros 10 a 15 metros de profundidade. Esta prática visa demarcar principalmente o nível d'água no aquífero sedimentar, uma vez que nas sondagens TDEM esta interface pode estar localizada a menos de 10 metros de profundidade e, portanto, abaixo do limite de resolução teórico do método. O conhecimento da interface de uma camada condutiva rasa, onde o TDEM não possui resolução para investigar, é importante pois mesmo que esta camada não seja evidenciada na sondagem ela ainda pode afetar o sinal eletromagnético, prejudicando a acurácia da modelagem a maiores profundidades conforme foi observado durante as modelagens dos dados. Apesar da inclusão desta informação, algumas sondagens TDEM não apresentam o nível d'água à mesma profundidade que as SEVs, porém a variabilidade dada pelos modelos equivalentes sempre compreende a profundidade sugerida.

Uma observação importante acerca dos dados de sondagem elétrica vertical é com relação aos valores de resistividade das camadas, principalmente nas porções próximas a 100 metros de profundidade, correspondente à camada de basalto. Nesta camada os modelos obtidos geralmente mostram resistividades entre 200 e 500 Ω .m, que são consideradas baixas para uma rocha vulcânica não fraturada. Contudo, além de os modelos equivalentes sugerirem uma grande variação de valores possíveis para a resistividade do basalto, ainda há o fator do deslocamento estático. Este efeito corresponde a um deslocamento de toda a curva de dados em relação ao eixo da resistividade aparente. O deslocamento é causado pelo contato direto dos eletrodos com o solo, que invariavelmente acabam por ficar posicionados em heterogeneidades do solo conforme é alterada a distância entre os eletrodos de potencial. A correção deste efeito é feita a partir da curva TDEM (Krivochieva & Chouteau, 2003; Meju, 2005), onde não há a influência deste tipo de efeito uma vez que não há contato direto de eletrodos com o solo. Conforme será mostrado no próximo capítulo os valores de resistividade típicos de uma sondagem TDEM são baixos, portanto espera-se que na SEV correspondente, sem efeito estático, os valores de resistividade sejam coerentes entre os dois

conjuntos de dados. Nas SEVs apresentadas nesta pesquisa não foi feita a correção do efeito estático, uma vez que o interesse maior está apenas na determinação da profundidade do nível d'água do aquífero sedimentar e não nos valores de resistividade das camadas em maiores profundidades.

A Tabela 3 mostra as profundidades do nível freático obtidas nas modelagens das curvas de dados das SEVs associadas às sondagens TDEM. Para maiores informações a respeito destes dados, as curvas e os modelos das sondagens TDEM são apresentados no Apêndice A e as curvas e modelos das SEVs são apresentados no Apêndice B. Neste capítulo serão abordados apenas os resultados das sondagens TDEM.

SEV	TDEM associada	Prof. do nível d'água (m)	SEV	TDEM associada	Prof. do nível d'água (m)
SEV01	T40	3,5	SEV24	T63	7,1
SEV02	T41	6,6	SEV25	T64	8,1
SEV03	T42	7,2	SEV26	T65	3,4
SEV04	T43	4,5	SEV27	T66	2,4
SEV05	T44	4,7	SEV28	T67	5,5
SEV06	T45	13,4	SEV29	T68	3,9
SEV07	T46	13,8	SEV30	T69	5,7
SEV08	T47	7,4	SEV31	T70	4,6
SEV09	T48	3,4	SEV32	T71	5,3
SEV10	T49	5,0	SEV33	T72	15,3
SEV11	T50	2,4	SEV34	T73	10,3
SEV12	T51	3,1	SEV35	T75	9,3
SEV13	T52	3,2	SEV36	T76	5,4
SEV14	T53	10,7	SEV37	T77	4,6
SEV15	T54	2,5	SEV38	T78	4,4
SEV16	T55	2,0	SEV39	T79	10,2
SEV17	T56	4,7	SEV40	T80	5,1
SEV18	T57	8,3	SEV41	T81	5,6
SEV19	T58	6,0	SEV42	T82	7,9
SEV20	T59	8,4	SEV43	T83	3,4
SEV21	T60	1,4	SEV44	T84	2,9
SEV22	T61	3,4	SEV45	T85	5,4
SEV23	T62	4,1	SEV46	T86	3,6

Tabela 3. Profundidades do nível d'água do aquífero sedimentar da Formação Adamantina modelados nas SEVs.

As modelagens das curvas de dados TDEM, que são o foco principal desta pesquisa, são apresentadas a seguir. As curvas e os modelos apresentam valores de resistividade relativamente mais baixos do que aqueles que tipicamente se encontra em sondagens de eletrorresistividade. Isto se deve à influência do volume de rocha sobre o sinal eletromagnético e também ao efeito estático nas curvas de resistividade aparente nas SEVs. Portanto, a interpretação dos modelos foi baseada principalmente no contraste entre valores de resistividade e não somente no valor absoluto obtido na inversão. Isto significa que o modelo geoeletrico de uma sondagem pode mostrar uma transição

de uma camada de 35 Ω .m para uma camada de 90 Ω .m e o modelo geoeletrico de uma sondagem adjacente pode mostrar uma transiçao de uma camada de 20 Ω .m para uma camada de 200 Ω .m. Porém geologicamente esta transiçao serA interpretada como a interface entre as rochas saturadas da Formaçaõ Adamantina com o basalto sA da Formaçaõ Serra Geral (contanto, obviamente, que a profundidade da transiçao nos modelos seja compatível com a informaçaõ litolõgica de poços).

As sondagens TDEM adquiridas nas áreas A e B sAõ, de modo geral, de muito boa qualidade. Isto permitiu o mapeamento da espessura do pacote de basaltos da Formaçaõ Serra Geral na maioria das sondagens. Em algumas sondagens foi possível identificar claramente a presença de uma zona condutiva no interior do basalto, porém nas sondagens em que isto aconteceu nAõ foi possível mapear o contato entre o basalto da Formaçaõ Serra Geral e o arenito Botucatu, devido A atenuaçaõ do sinal pelo efeito de *skin depth*. Outras sondagens mostraram ainda um forte ruído influenciando principalmente a curva de 3Hz, e em outras ainda o ruído aparece jA na curva de 7,5Hz. Esta deterioraçaõ nas partes mais tardias da curva de dados prejudicou a modelagem das porções mais profundas das camadas estratigrAficas, possibilitando apenas o mapeamento do contato entre os sedimentos da Formaçaõ Adamantina e os basaltos da Formaçaõ Serra Geral.

Como a densidade de dados a serem analisados A grande, a interpretaçaõ foi feita de acordo com a A poca e a A rea em que as sondagens foram adquiridas. Os dados serAõ apresentados primeiramente para a regiAõ de Andes e posteriormente para a regiAõ de Botafogo de modo a facilitar a anAlise dos dados devido A sua variaçaõ temporal.

5.1. RegiAõ de Andes – 2007

a) Perfil A1/2007

A Figura 18 A Figura 21 mostram os dados correspondentes A s primeiras sondagens TDEM realizadas na regiAõ de estudo. A numeraçaõ das sondagens nAõ representa necessariamente a ordem em que estas foram adquiridas. Os pontos vermelhos representam a freqüência de 30 Hz, os azuis representam a freqüência de 7,5 Hz e os pretos representam a freqüência de 3 Hz. Nestas figuras pode-se observar a boa qualidade dos dados. Nota-se tambAem que a inversAõ das curvas gerou modelos aceitAveis na maioria dos casos, fato que se conclui atravAes da anAlise da variabilidade das espessuras e resistividades dos modelos equivalentes, devido ao pouco espalhamento gerado nos modelos. As sondagens T39 (Figura 18) e T10 (Figura 19) apresentam um pacote resistivo entre 31,0 metros e 478,0 metros de profundidade. Esta camada pode ser interpretada como sendo o basalto da Formaçaõ Serra Geral, pois corresponde A espessura descrita na literatura para esta formaçaõ. Acima desta camada observa-se um pacote menos resistivo (15,8 Ω .m na T39 e 13,8 Ω .m na T10), que pode ser associado A porçAõ saturada das rochas da Formaçaõ Adamantina, representando o aqüífero sedimentar raso. Abaixo da camada espessa e resistiva observa-se um segundo pacote condutivo (26,7 Ω .m na T39 e 4,7 Ω .m na T10), que pode ser associado A s rochas saturadas do arenito Botucatu, correspondendo portanto ao aqüífero Guarani. Em contrapartida, observa-se nas sondagens T13 (Figura 20) e T11 (Figura 21) que o basalto apresenta uma espessura muito menor do que nas demais sondagens deste perfil, seguida por um pacote altamente condutivo. Na sondagem T13 o basalto encontra-se entre 80 metros e 184,5 metros de profundidade e na sondagem T11 encontra-se entre 76,4 metros e 187,7 metros de profundidade, com resistividades de 2151,1 Ω .m e 70,7 Ω .m respectivamente. A espessura da

camada de basalto é muito menor do que a descrita na literatura para esta formação e difere das espessuras obtidas nas sondagens T39 e T10, portanto o pacote condutivo abaixo do basalto pode ser interpretado provavelmente como uma zona fraturada saturada com água dentro da camada de basalto, cuja resistividade é de 2,7 $\Omega.m$ na sondagem T13 e de 2,2 $\Omega.m$ na sondagem T11. A sondagem T11 mostra ainda uma camada de resistividade 57,7 $\Omega.m$ a 266,9 metros de profundidade, o que corresponde novamente ao basalto não fraturado.

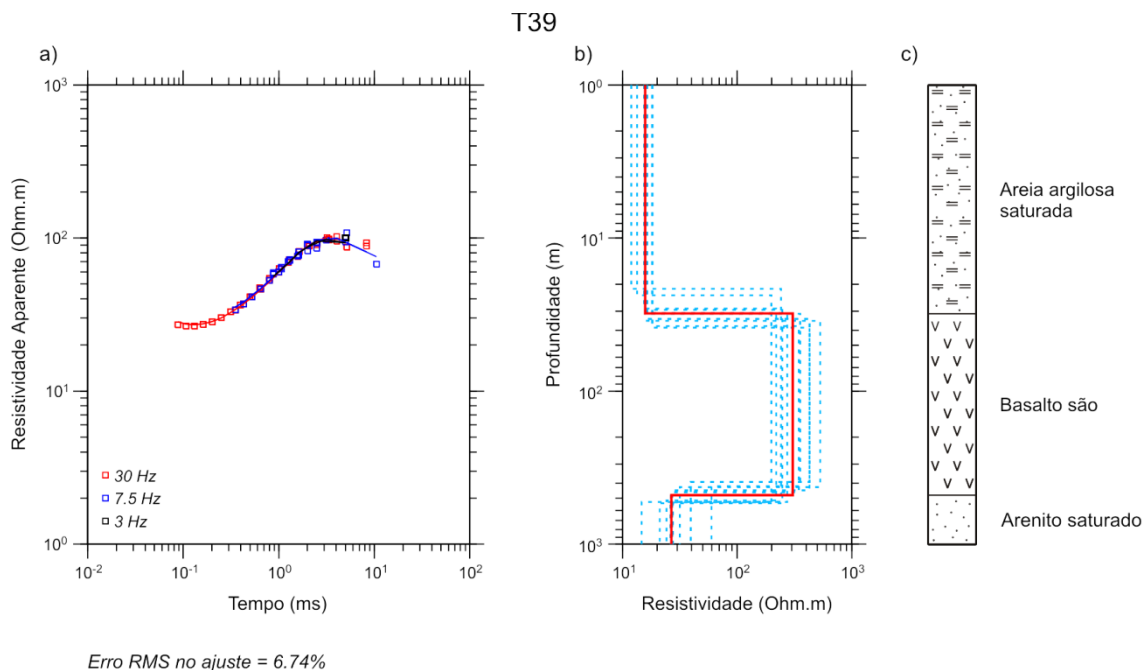


Figura 18. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T39. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

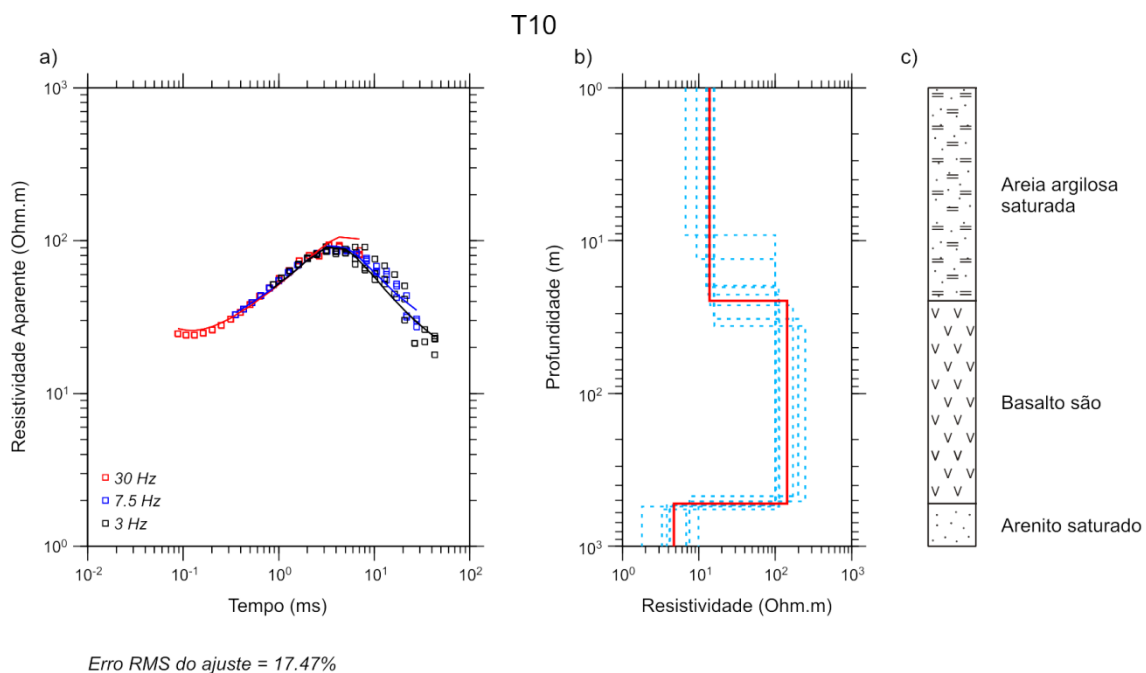


Figura 19. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T10. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

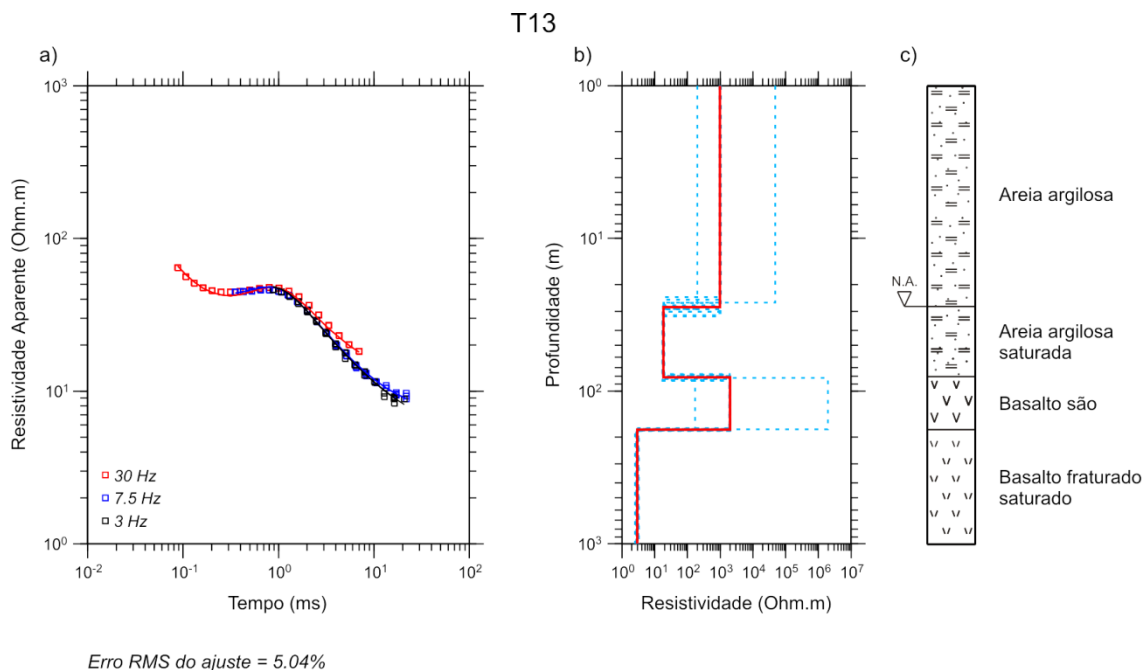


Figura 20. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T13. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

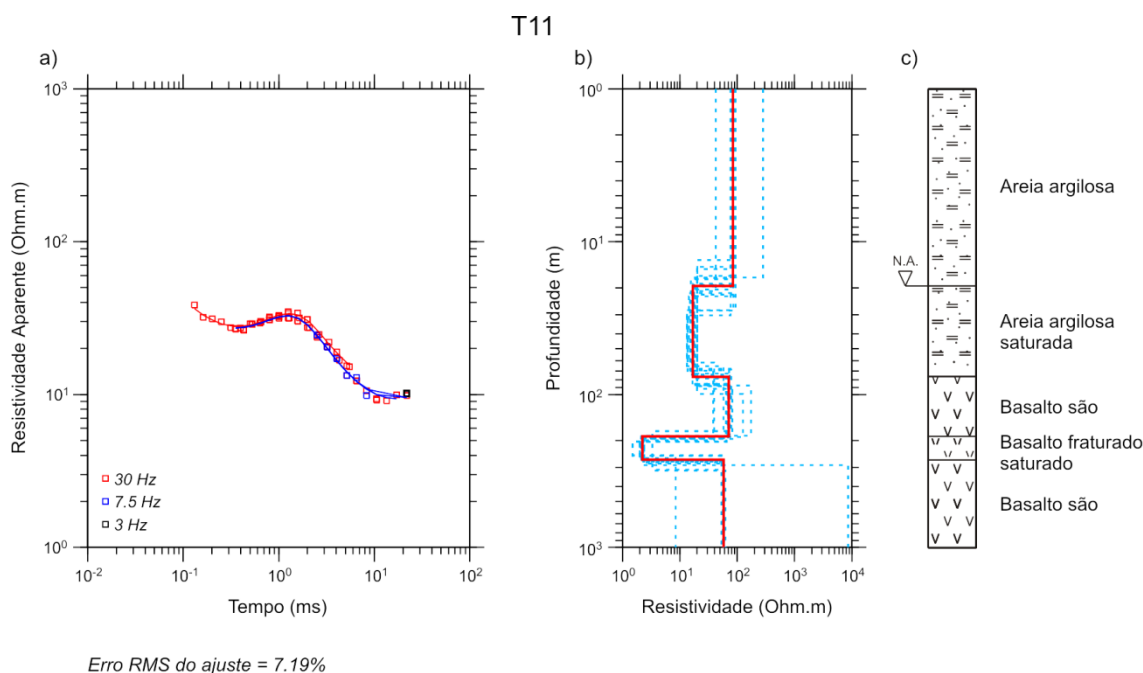


Figura 21. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T11. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 22 mostra os modelos destas sondagens dispostas no perfil A1/2007. As elevações das interfaces e os valores de resistividade foram obtidos diretamente a partir dos modelos geolétricos gerados no software IX1D. As barras verticais (linhas pretas) entre as interfaces

geoeletricas representam a variabilidade da elevação das camadas e foram obtidas diretamente através dos modelos equivalentes gerados pelo software. A inversão dos dados mostra o topo do basalto com elevação maior do que aquela observada em poços próximos, além de apresentar um grande espalhamento dos modelos equivalentes. Este efeito pode ser causado por uma variação lateral de resistividade, visto que o método TDEM sofre influência de uma grande área durante a aquisição dos dados. As modelagens 2D feitas com estes dados que corroboram esta hipótese serão apresentadas e discutidas adiante. Na sondagem T13 (Figura 20) observa-se que o topo do basalto está em uma elevação menor do que a observada pelo testemunho do poço P10, o que é coerente com a grande variação esperada para o topo do basalto neste local de acordo com o mapa já apresentado na Figura 3.

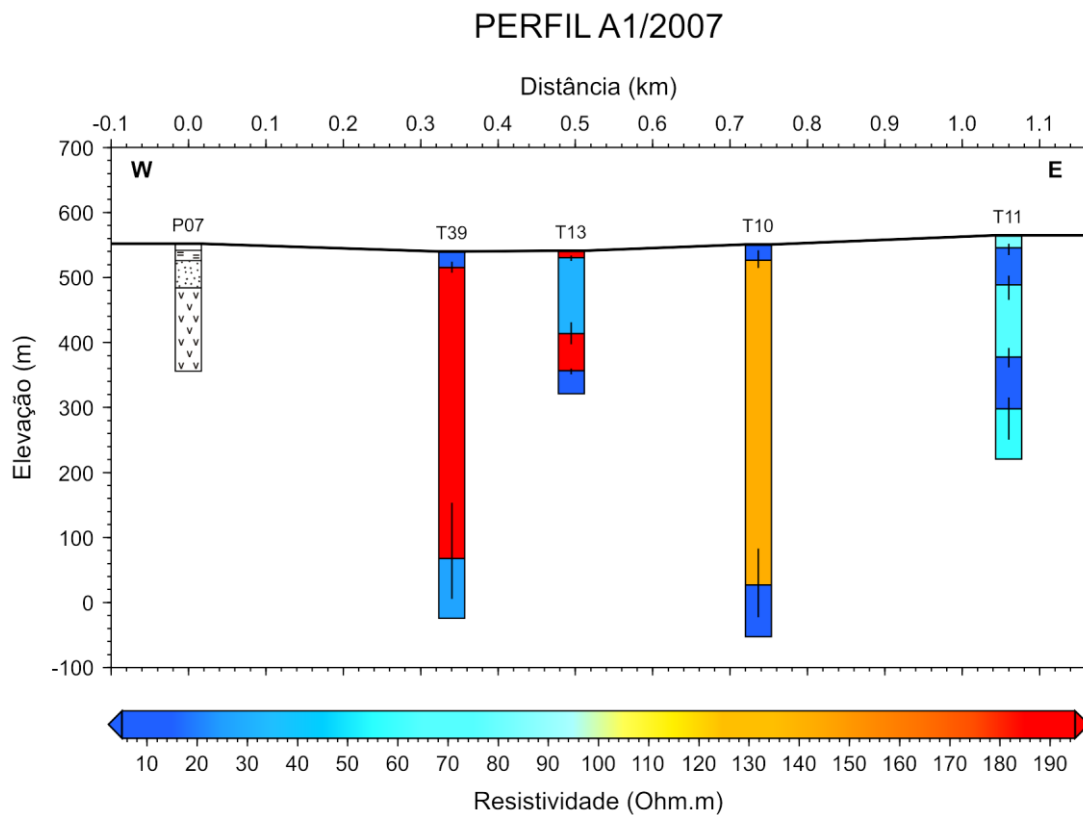


Figura 22. Litologia do poço P07 (localizado na Fazenda Aparecida) e sondagens T39, T13, T10 e T11 dispostas no Perfil A1/2007.

Dicelis *et. al* (2010) descreve que as melhores estimativas de localização dos hipocentros dos eventos é entre 100 metros e 300 metros, no interior da camada de basalto. As zonas condutivas abaixo do topo do basalto nas sondagens T13 (Figura 20) e T11 (Figura 21) indicam que esta pode ser a região de origem dos eventos. A variação na profundidade do basalto mostrada pela sondagem T13 e a variação 2D da resistividade na sondagem T39 adjacente (mostrada adiante) fornecem fortes elementos para explicar a alta vazão no poço P10 (vazão de 158 m³/h). É possível que haja a presença de uma estrutura que tenha sido atingida pela perfuração do poço, proporcionando um canal de ligação entre o sistema aquífero sedimentar raso e o aquífero fraturado confinado.

b) Perfil A2/2007 (sondagens T07 e T06)

A Figura 23 e a Figura 24 mostram os dados correspondentes a duas sondagens TDEM, T07 e T06. Este não se trata exatamente de um perfil, por conter apenas duas sondagens, mas estes dois pontos foram assim denominados para que se pudesse fazer uma comparação do conteúdo geológico em uma porção mais ao sul e paralela ao perfil A1/2007, permitindo uma análise mais satisfatória do que apenas estudando as sondagens independentemente. Na sondagem T07 (Figura 23) observa-se o início da porção saturada da Formação Adamantina em 16,5 metros de profundidade com resistividade de 23,1 Ω .m. Abaixo desta está o basalto da Formação Serra Geral, a uma profundidade de 68,1 metros e com resistividade de 219,6 Ω .m. Em 198,4 metros ocorre uma queda no valor da resistividade para 5,5 Ω .m e em 407,9 metros este valor torna a subir, agora para 88,4 Ω .m. Isto indica que existe uma zona condutiva no interior do basalto, provavelmente decorrente de zonas de fraturas saturadas. Na sondagem T06 (Figura 24) observa-se um comportamento similar dos dados, com o início da porção saturada da Formação Adamantina em 39,4 metros de profundidade e com resistividade 12,7 Ω .m, seguido pelo basalto à profundidade de 84,4 metros com resistividade 197,5 Ω .m. Abaixo desta camada observa-se novamente a queda no valor da resistividade para 2,2 Ω .m à profundidade de 154,7 metros e o seu aumento para 155,4 Ω .m à profundidade de 276,3 metros, o que sugere a presença de uma zona fraturada saturada dentro da camada de basaltos.

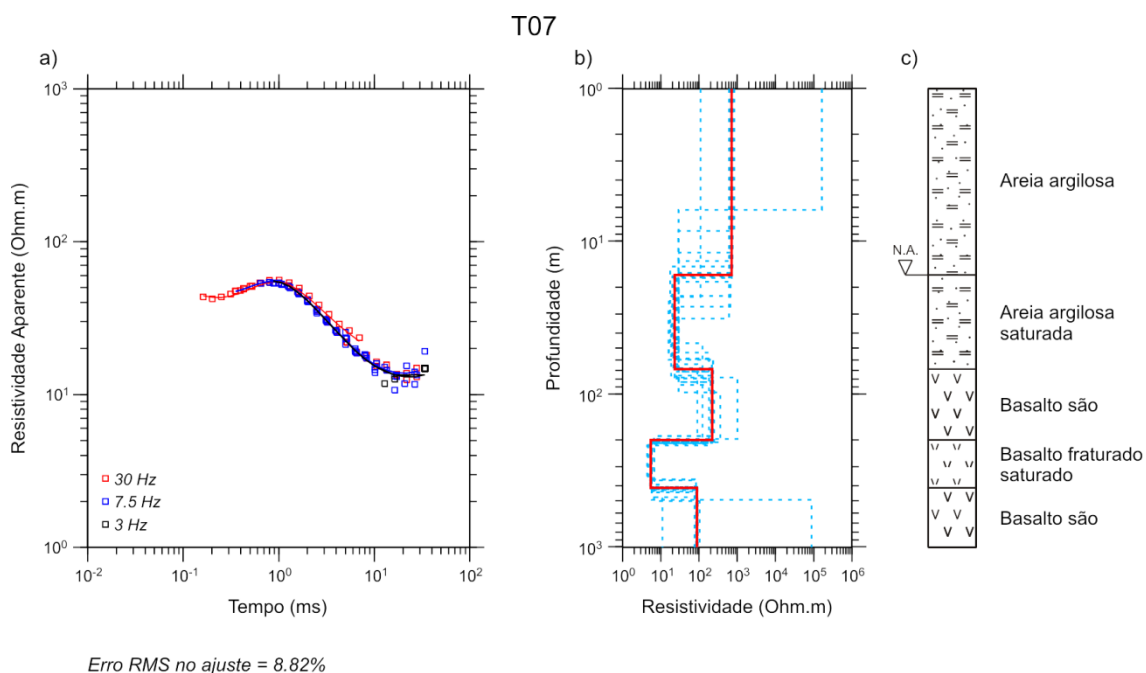


Figura 23. a) Curva de resistividade aparente versus tempo para a sondagem T07. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

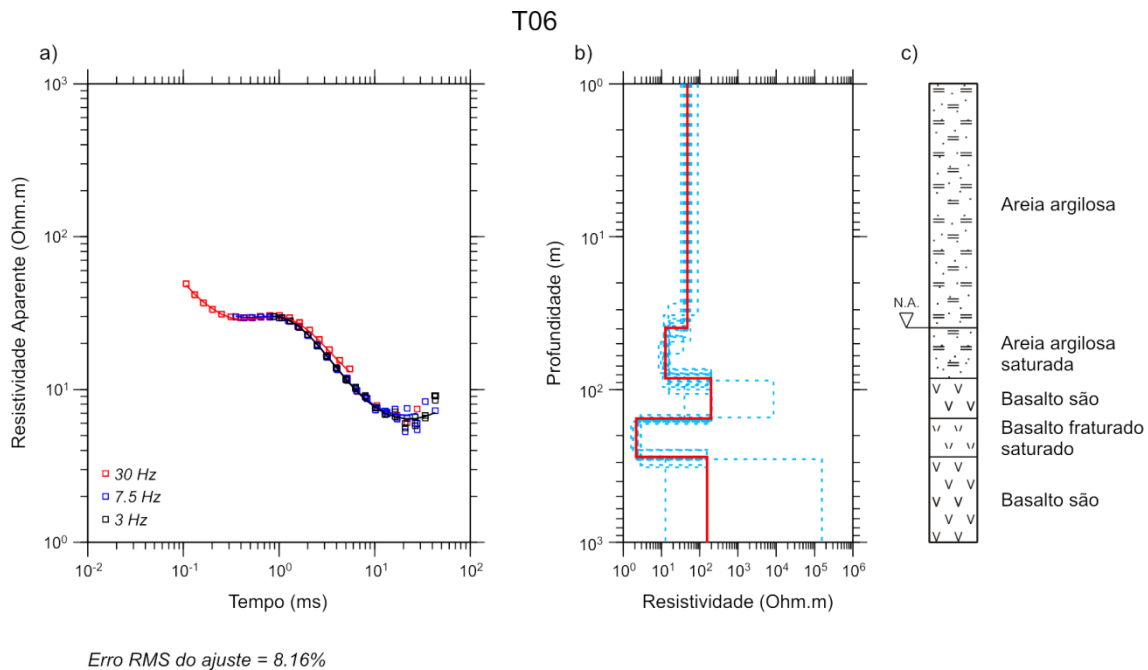


Figura 24. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T06. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 25 mostra o perfil A2/2007. Como este perfil compõe-se de apenas duas sondagens não é possível especificar a orientação preferencial das zonas fraturadas no basalto apenas com estes dados. No entanto a sua comparação com os dados do perfil A1/2007 (Figura 22) indica que as estruturas podem ter uma orientação preferencial na direção SE-NW (quase N-S). A cota das zonas condutivas entre as duas camadas resistivas associadas ao basalto é similar à das zonas condutivas identificadas nas sondagens T13 e T11 do perfil A1/2007 e é coerente com a profundidade sugerida para os hipocentros dos eventos sísmicos (Assumpção *et al.*, 2010; Dicelis *et al.* 2010). A zona de fratura detectada na sondagem T07 (Figura 23) pode estar relacionada àquela detectada na sondagem T13 (Figura 20) e a zona de fratura detectada na sondagem T06 (Figura 24) pode estar relacionada àquela detectada na sondagem T11 (Figura 21). Além disso, a hipótese desta provável orientação é reforçada pela orientação preferencial dos eventos sísmicos registrados, fornecendo fortes indícios de que estas estruturas estejam ligadas à origem dos sismos. Nestas sondagens observa-se um aumento de resistividade na porção mais profunda, abaixo da zona condutiva no basalto. Esta região poderia indicar a continuação do basalto da Formação Serra Geral, porém esta região é modelada a partir dos últimos pontos da curva de resistividade aparente e permite uma grande quantidade de modelos equivalentes. Isto pode ser observado pela grande variabilidade na profundidade da interface, sobretudo na sondagem T07. Observa-se também que nesta sondagem a camada mais profunda de basalto apresenta uma resistividade menor do que a camada mais profunda de basalto da sondagem T06. Esta variação pode ser causada pela influência lateral de outros grupos de fraturas próximas à T07 ou pela grande variabilidade dos modelos equivalentes devido ao espalhamento dos últimos pontos da curva de resistividade aparente.

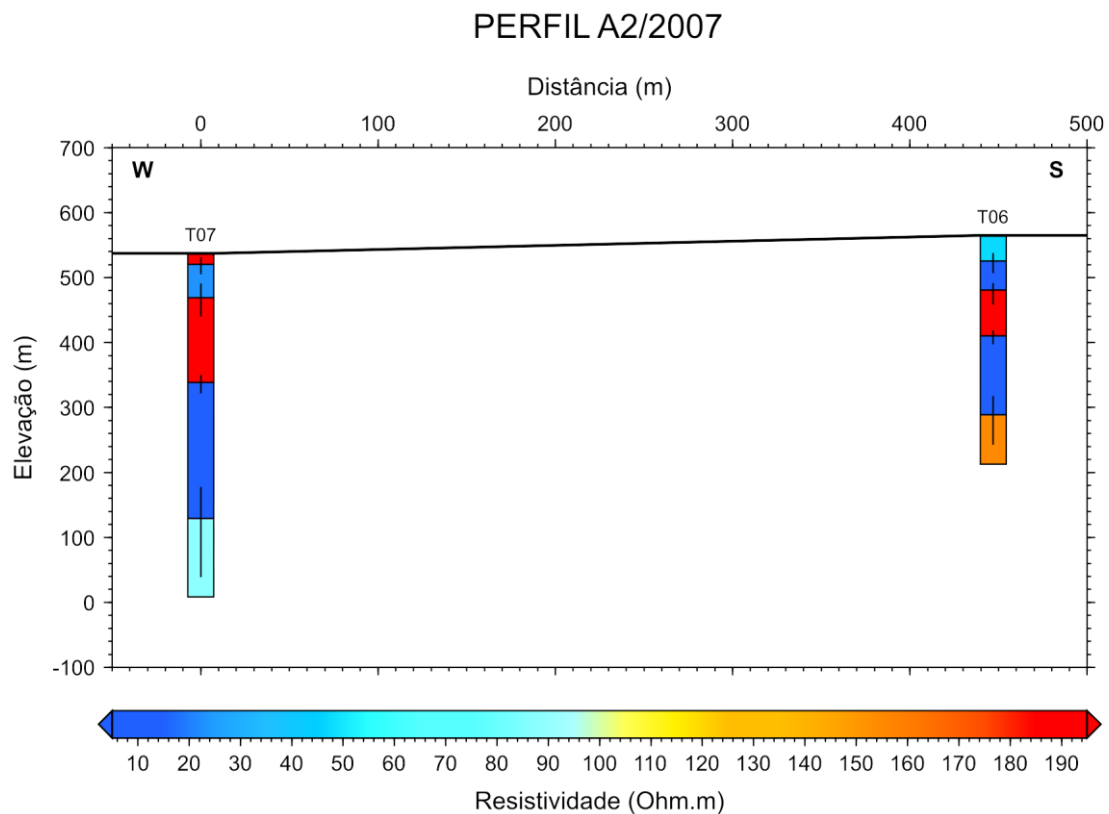


Figura 25. Sondagens T07 e T06 dispostas no Perfil A2/2007.

c) Perfil A3/2007 (sondagens T05 e T04)

A Figura 26 e a Figura 27 mostram os dados correspondentes a duas sondagens TDEM, T05 e T04 respectivamente. Novamente este perfil compõe-se de apenas duas sondagens, organizadas lado a lado para auxiliar a interpretação. Na sondagem T05 (Figura 26) observa-se o início da porção saturada da Formação Adamantina em 25,4 metros de profundidade com resistividade de 20,8 Ω .m, seguido pelo topo da camada de basalto à profundidade de 74,5 metros com resistividade de 101,6 Ω .m. Em 254,5 metros de profundidade a resistividade cai para 6,7 Ω .m, indicando tratar-se de uma zona de fratura saturada no interior do basalto por comparação com as sondagens dos perfis anteriores. A sondagem T04 (Figura 27) mostra o nível d'água à profundidade de 12 metros com resistividade de 14,8 Ω .m, seguido pelo basalto à profundidade de 62,0 metros com resistividade de 117,0 Ω .m. Em 267 metros de profundidade a resistividade cai para 4,4 Ω .m sugerindo novamente a presença de uma zona de fratura saturada.

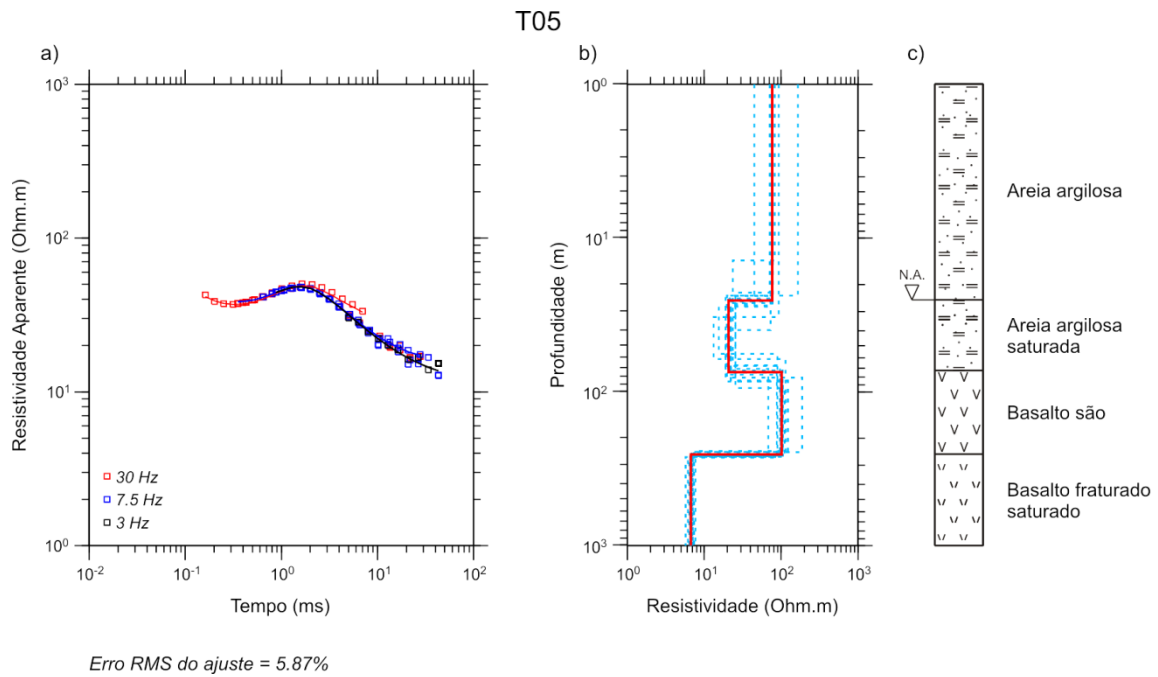


Figura 26. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T05. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

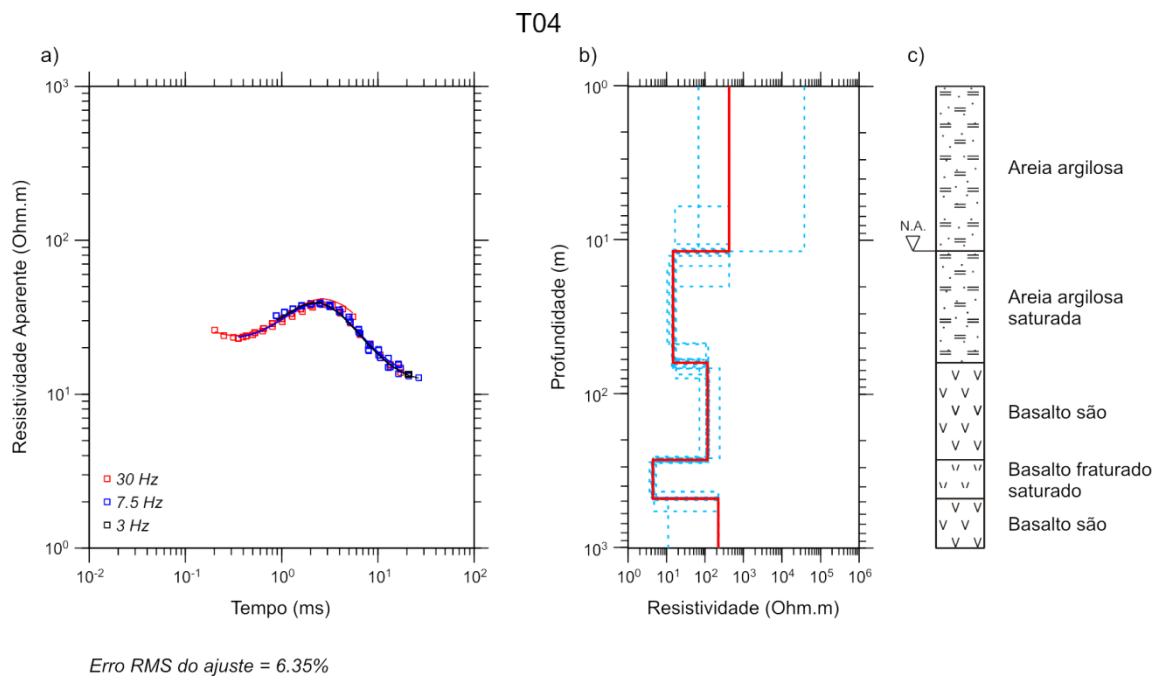


Figura 27. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T04. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 28 mostra as sondagens T05 e T04 dispostas lado a lado para comparação. É possível identificar novamente nestas sondagens a presença de zonas condutivas no interior do basalto. Apesar de estas sondagens estarem localizadas um pouco mais distante da área de maior concentração de eventos, ainda foram detectados sismos nesta região em 2007, indicando que as zonas fraturadas também possam existir nestes pontos. Além disso, um poço próximo à sondagem

T04 localizado na propriedade da Fazenda Santa Ana (PSA) é abastecido pela água extraída do aquífero fraturado conforme mostram dados de perfilagem térmica (Assumpção *et al.*, 2010). A zona fraturada detectada na perfilagem térmica deste poço encontra-se em uma profundidade menor do que a detectada pelos dados TDEM; por outro lado a perfilagem do poço mostrou que as fraturas possuem uma espessura pequena para serem resolvidas individualmente pela sondagem TDEM. Portanto, a camada condutiva que é descrita nas sondagens deste perfil e dos outros dois perfis anteriores referem-se à influência geral de conjuntos de zonas fraturadas em meio ao basalto e não a camadas individuais.

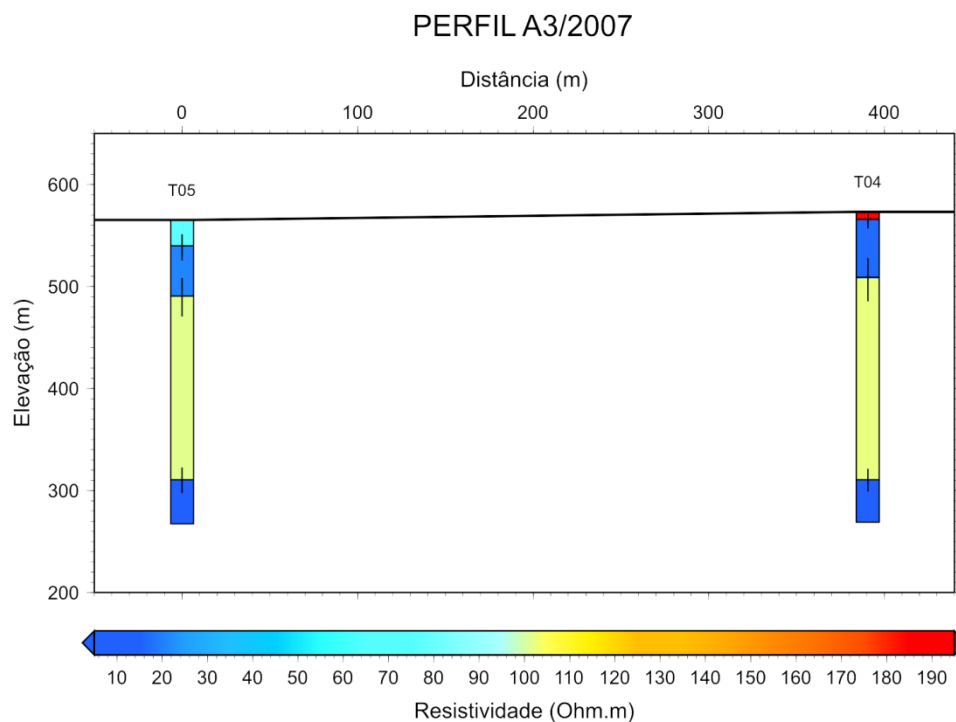


Figura 28. Sondagens T05 e T04 dispostas no Perfil A3/2007.

A grande espessura detectada para as zonas fraturadas no basalto pode ser devido à influência do meio 3D representado na sondagem como sendo um meio 1D. Isto significa que se no ponto da sondagem existir uma rede de fraturas saturadas grande o suficiente e cujos planos de fratura encontrem-se muito inclinados, então o sinal irá sofrer influência desta rede condutiva conforme avança no tempo (e, conseqüentemente, em profundidade) dando margem à falsa interpretação de que existe no local uma camada condutiva muito espessa. Para justificar esta hipótese foi proposto um modelo, representado esquematicamente na Figura 29.

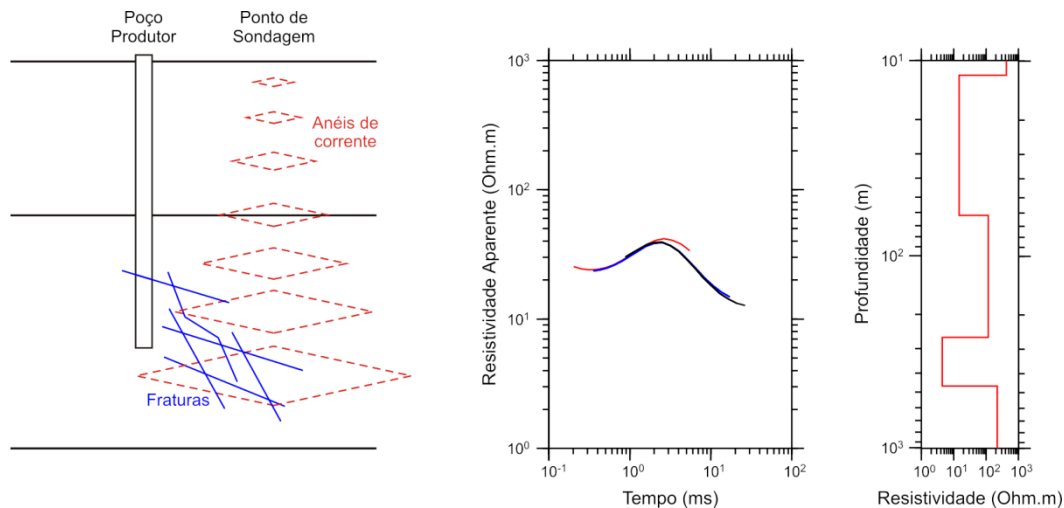


Figura 29. Modelo representando como as camadas condutivas aparecerem muito espessas nos modelos das sondagens TDEM. Dependendo da disposição das fraturas, o sinal pode demorar mais tempo para voltar a atingir o basalto são, afetando as curvas de resistividade aparente como se fossem camadas condutivas espessas. O modelo geológico (à esquerda) não está na mesma escala de profundidade do modelo geoeletrico (à direita), gerado a partir dos dados da sondagem T04.

d) Perfil A4/2007

O último perfil montado com as sondagens adquiridas em 2007 apresenta as sondagens T08, T05, T07 e T13, todas já apresentadas nos perfis anteriores com exceção da sondagem T08 (mostrada na Figura 30 a seguir). Este constitui o único perfil na direção SE-NW nesta região com os dados adquiridos em 2007. A sondagem T08 mostra o início da porção saturada da Formação Adamantina à profundidade de 14,7 metros com resistividade de 25,4 Ω .m seguida pelo basalto à profundidade de 63,1 metros com resistividade de 148,6 Ω .m. Em 270,9 metros de profundidade a resistividade cai para 3,9 Ω .m, indicando a presença de uma zona de fratura saturada no interior do basalto.

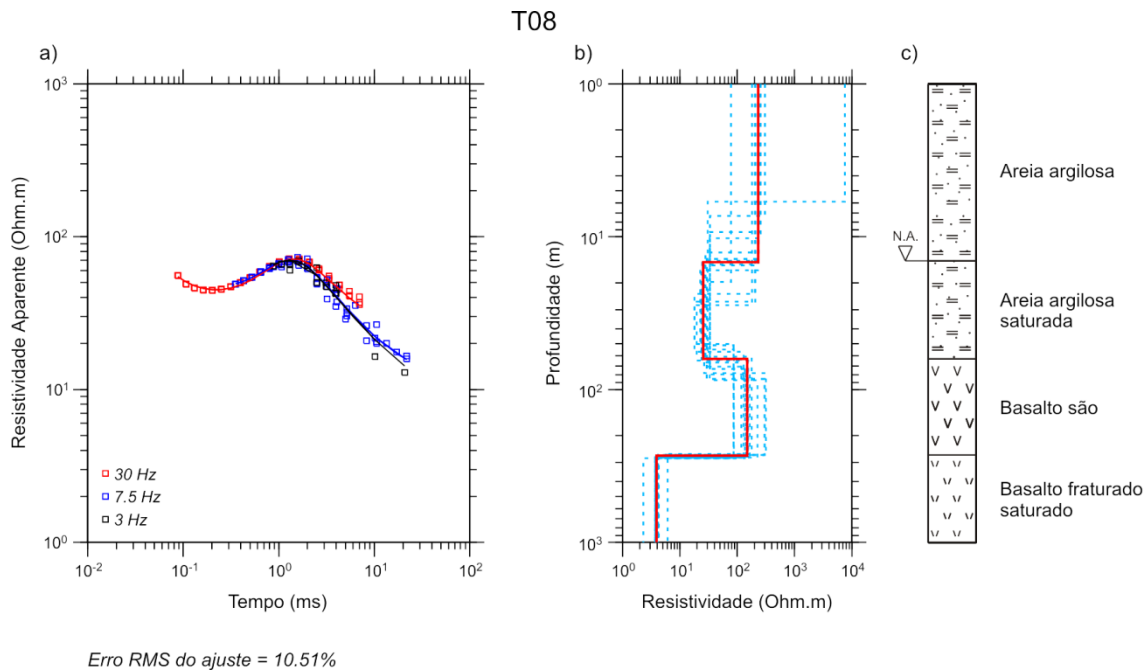


Figura 30. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T08. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 31 mostra o perfil montado com as sondagens T08, T05, T07 e T13, visando analisar a relação entre as zonas fraturadas no interior do basalto, e que também existem na sondagem T08. Devido ao grande espaçamento entre as sondagens não se pode fazer uma suposição concreta de que as zonas fraturadas das quatro sondagens representem sempre o mesmo grupo de estruturas no basalto; porém a pequena variação entre as profundidades da interface entre a zona condutiva e o basalto acima dela tornam esta suposição plausível. Apenas a sondagem T07 foi capaz de fornecer alguma informação a respeito da geologia abaixo da zona fraturada, porém, como já foi discutido, esta porção do modelo está sujeita a um grande número de modelos equivalentes e não pode ser interpretada com muita precisão. A sondagem T05 apresenta um valor de resistividade mais baixo do que as sondagens próximas na porção referente ao basalto são (entre 490,5 metros e 310,5 metros de elevação). Esta redução pode ser devida à influência de zonas condutivas próximas ao local da sondagem tais como zonas fraturadas menores. Aqui foi descartado o efeito 2D da geologia local, pois as modelagens não mostram indícios para tal suposição.

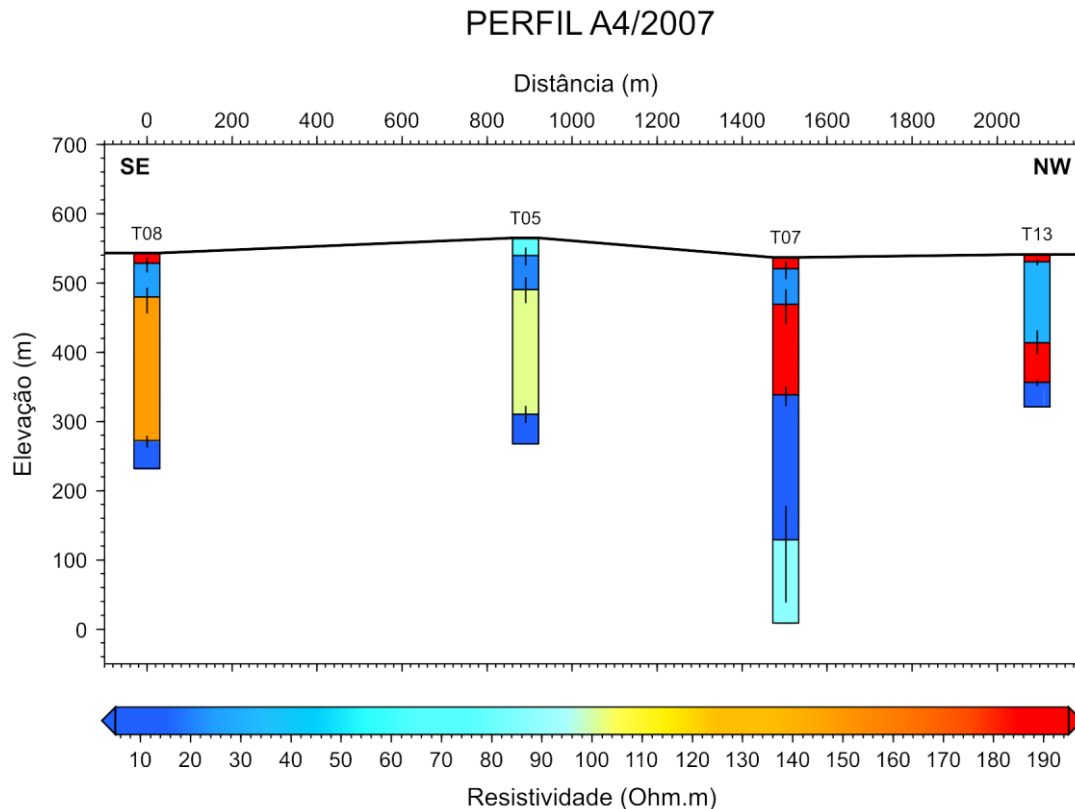


Figura 31. Sondagens T08, T05, T07 e T13 dispostas no perfil A4/2007.

5.2. Região de Andes – 2008

a) Perfil A1/2008

A Figura 32 e a Figura 33 mostram os dados correspondentes às sondagens TDEM mais significativas realizadas na região de Andes em 2008. Ambas apresentaram elevado nível de ruído nas curvas de 3Hz e por este motivo os dados desta frequência foram quase que inteiramente excluídos. Observa-se nas curvas de resistividade aparente que ambas as sondagens apresentam uma camada resistiva até aproximadamente 8,5 metros que pode ser associada à porção não saturada dos sedimentos da Formação Adamantina. Esta camada não é bem resolvida devido à sua pequena profundidade e alta resistividade, conforme é esperado segundo a teoria do método. Logo abaixo desta camada observa-se um pacote com condutividade mais baixa, de valores 10,1Ω.m na sondagem T32 (Figura 32) e 16,7Ω.m na sondagem T33 (Figura 33). Este pacote condutivo pode ser associado à porção saturada da Formação Adamantina, constituindo portanto o sistema aquífero raso que se estende até as profundidades de 51,3 metros e 74,6 metros nas sondagens T32 e T33 respectivamente. Abaixo deste horizonte aparece um pacote altamente resistivo de 403,2 Ω.m e 2818,8 Ω.m, nas sondagens T32 e T33 respectivamente. Este pacote pode ser associado ao basalto não fraturado da Formação Serra Geral. Não foi possível obter informação em maiores profundidades devido à exclusão dos dados das curvas de 3Hz, os quais apresentaram um grande espalhamento provocado por ruído EM.

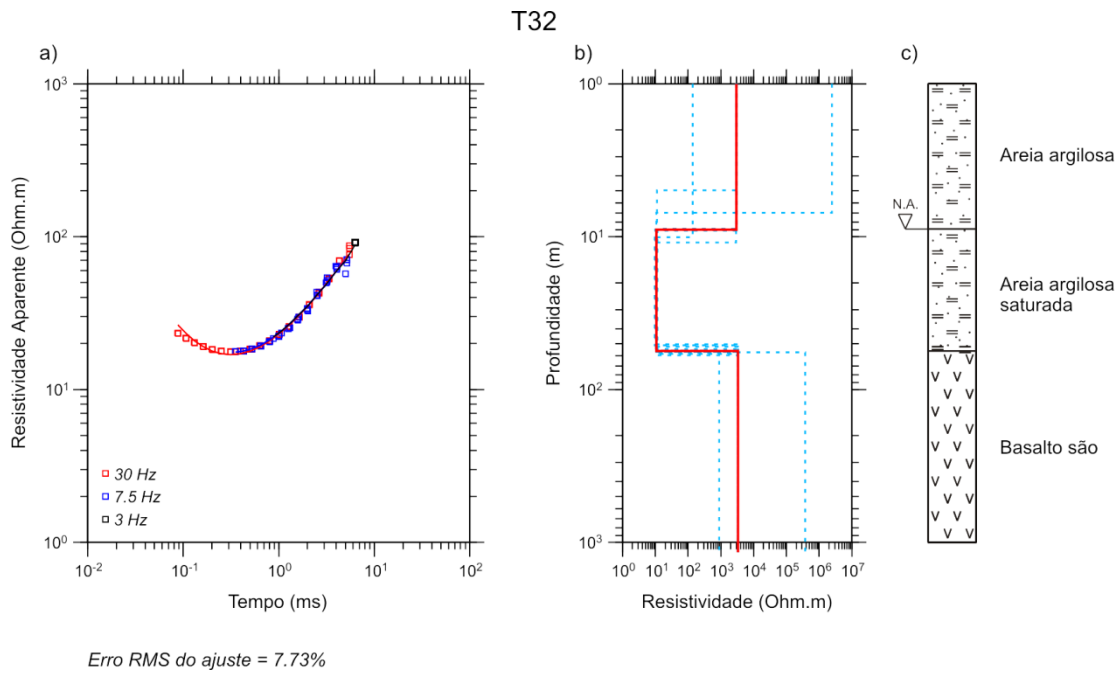


Figura 32. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T32. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

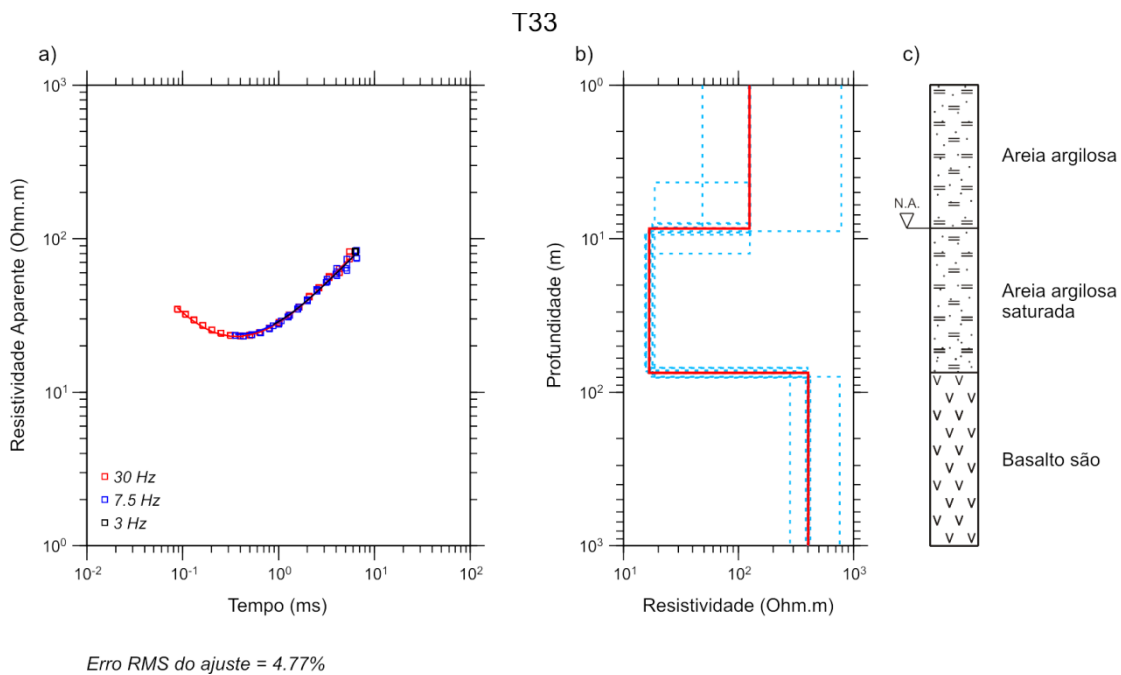


Figura 33. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T33. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 34 mostra as sondagens T32 e T33 lado a lado para comparação entre as camadas encontradas. Nota-se que a variação de profundidade do topo do basalto em ambas as sondagens acompanha a variação da superfície do terreno.

PERFIL A1/2008

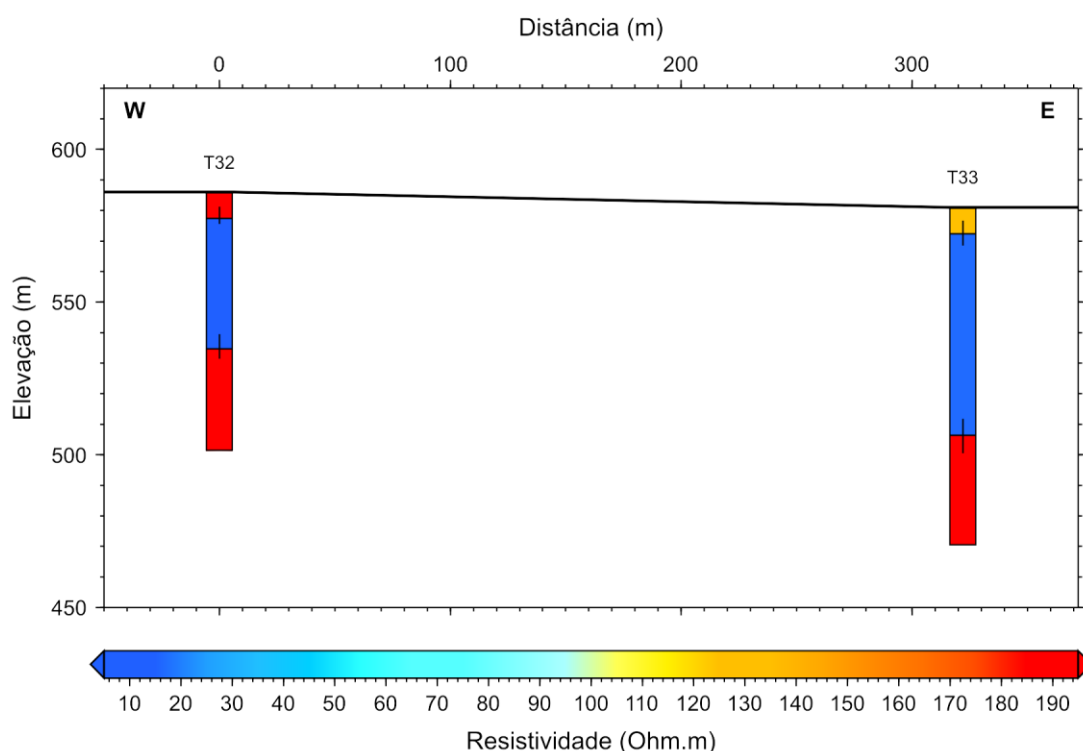


Figura 34. Sondagens T32 e T33 dispostas no perfil A1/2008.

5.3. Região de Andes – 2010

a) Perfil A1/2010

A Figura 35, a Figura 36 e a Figura 37 mostram três das curvas de dados adquiridas na região de Andes em 2010 para um dos perfis de resistividade. Na sondagem T68 (Figura 35) observa-se uma primeira camada resistiva ($3572,8 \Omega.m$) que vai até a profundidade de 4,7 metros e associada à porção não saturada da Formação Adamantina. Esta profundidade foi obtida através da SEV feita no local, uma vez que o método TDEM não possui resolução suficiente para detectar uma camada a esta profundidade. Logo abaixo encontra-se o sistema aquífero raso, evidenciado pela queda no valor de resistividade para $9,3 \Omega.m$. À profundidade de 19,3 metros há um aumento considerável na resistividade ($78,7 \Omega.m$) que é incompatível com o topo do basalto segundo a informação geológica obtida a partir do poço P10. Neste caso tal estrutura pode ser decorrente de estruturação 2D do basalto conforme será discutido em detalhes adiante. À profundidade de 63,4 metros há outra camada um pouco mais resistiva ($150,9 \Omega.m$) que poderia ser associada ao basalto da Formação Serra Geral. Abaixo do basalto, em uma profundidade de 569,3 metros, a resistividade cai para $4,9 \Omega.m$ marcando a interface da base dos basaltos da Formação Serra Geral com o arenito saturado da Formação Botucatu. Neste ponto, portanto, não há fraturamento ou as zonas fraturadas são muito pequenas para serem detectadas pelo método TDEM.

Na sondagem T69 (Figura 36) pode-se identificar a porção não saturada da Formação Adamantina até a profundidade de 6,1 metros dada pela resistividade de $33,0 \Omega.m$ e em seguida a sua porção saturada, dada pela queda no valor de resistividade para $11,5 \Omega.m$, até a profundidade de

23,2 metros. Abaixo disto, tem-se um aumento no valor de resistividade para 106,4Ω.m sugerindo a interface da Formação Adamantina com o basalto da Formação Serra Geral. Assim como a sondagem anterior, a sondagem T69 também apresentou uma provável influência de estruturação 2D, conforme será mostrado adiante. Esta camada de basalto estende-se até a profundidade de 621,9 metros, onde a queda no valor da resistividade para 2,8 Ω.m sugere novamente a interface do basalto com o arenito Botucatu saturado. A grande espessura do basalto sugere também que não existem zonas fraturadas ou que estas estão abaixo do limite de resolução do método.

Na sondagem T70 (Figura 37) observa-se a porção não saturada da Formação Adamantina com resistividade de 96,9 Ω.m até a profundidade de 5,3 metros. Nesta profundidade encontra-se o nível d'água da porção saturada, cuja resistividade é de 14,7 Ω.m até a profundidade de 40,8 metros. Abaixo do sistema aquífero raso observa-se uma camada de resistividade 147,5 Ω.m que se estende até a profundidade de 759,3 metros, a qual representa o basalto da Formação Serra Geral sem zonas fraturadas detectáveis e sem influência dos efeitos 2D que afetaram as sondagens T69 e T70. Abaixo do basalto encontra-se o arenito Botucatu saturado, cuja resistividade é de 7,9 Ω.m. A última sondagem deste perfil, a sondagem T71, apresentou resultados semelhantes à T70 e é apresentada no Apêndice A (Figura A 36).

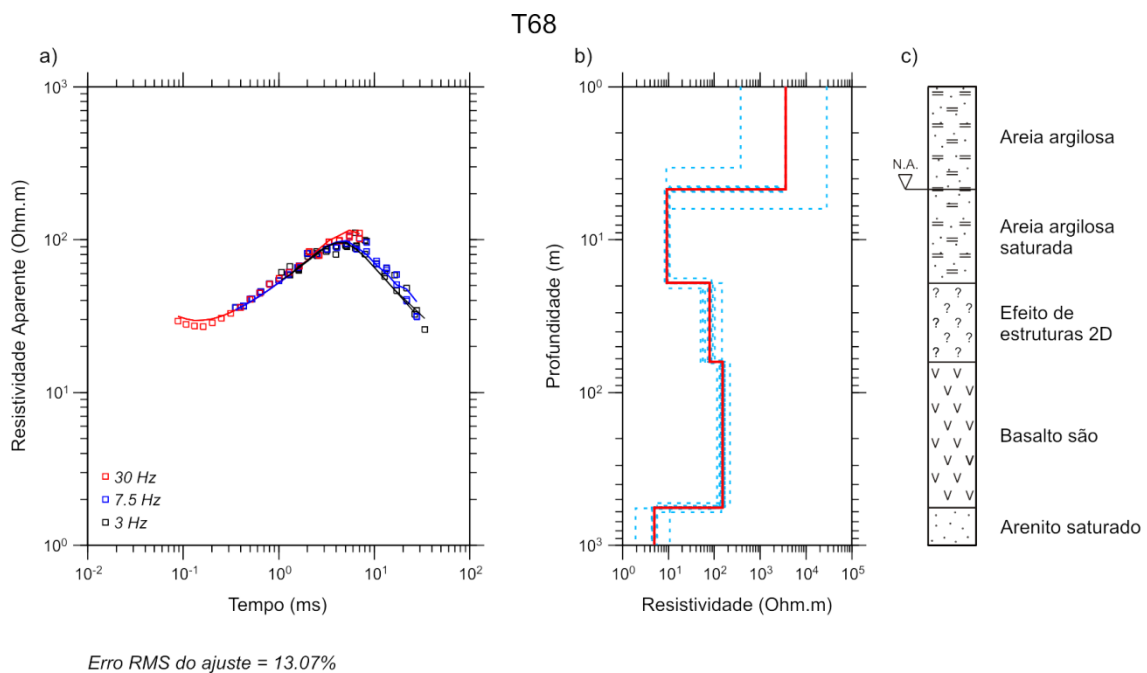


Figura 35. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T68. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

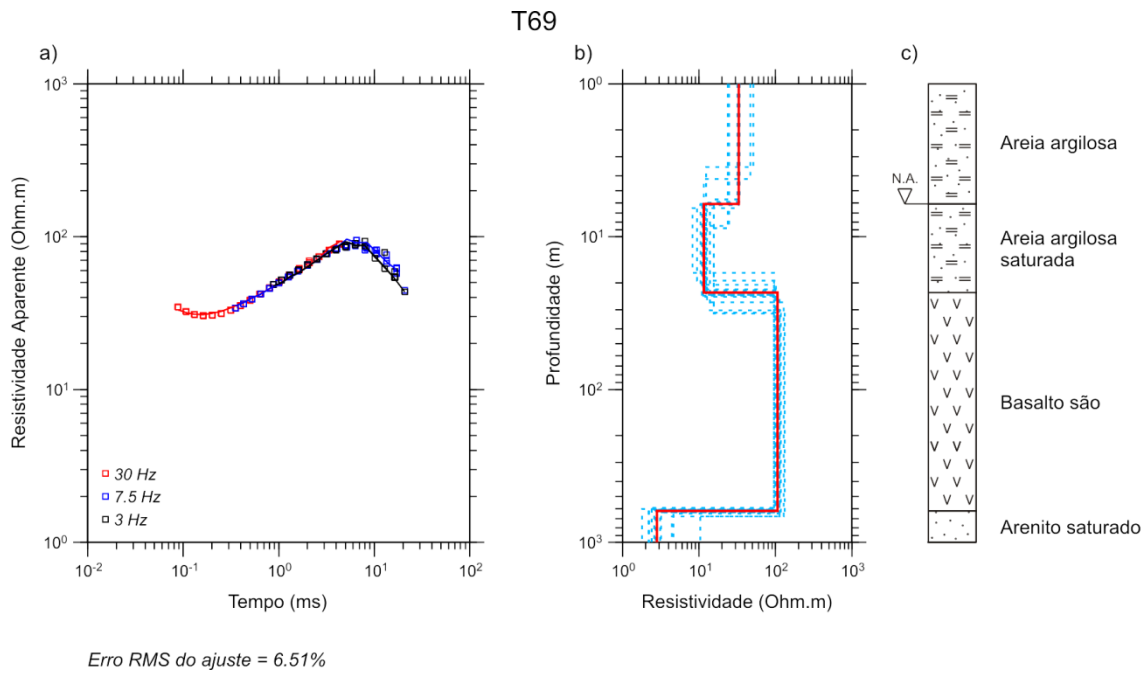


Figura 36. a) Curva de resistividade aparente versus tempo para a sondagem T69. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

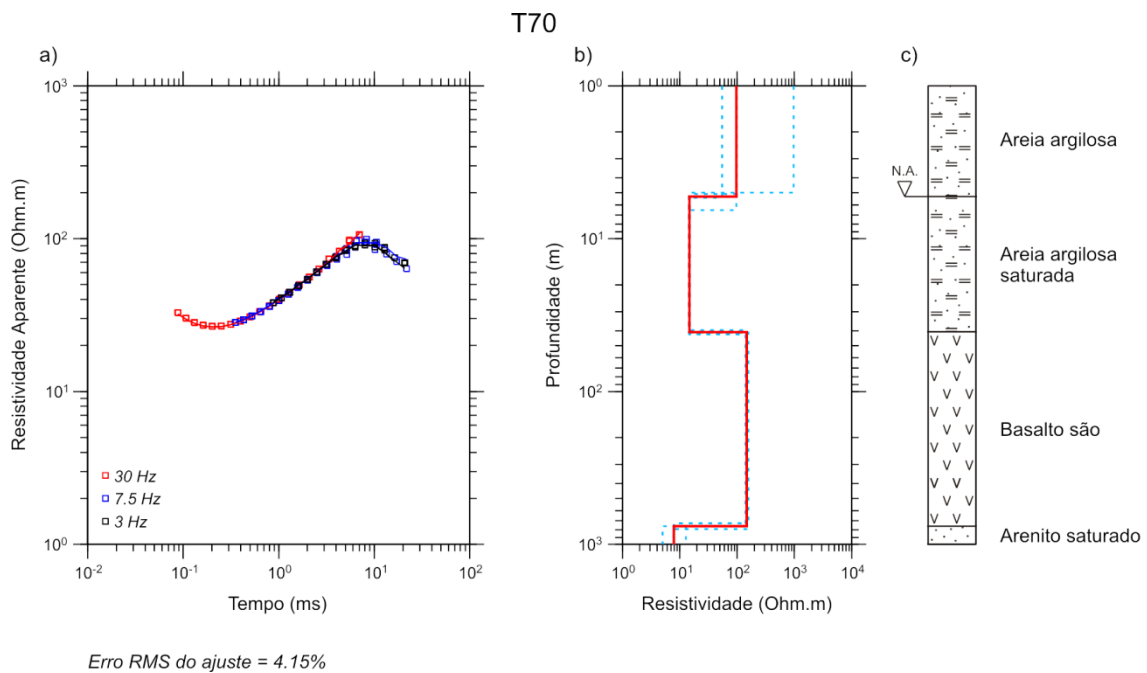


Figura 37. a) Curva de resistividade aparente versus tempo para a sondagem T70. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

Na Figura 38 é mostrado o perfil contendo as sondagens T68, T69, T70 e T71 juntamente com o perfil estratigráfico do poço P10. Observa-se que o topo da camada de basalto permanece aproximadamente constante, enquanto a base desta camada atinge maiores profundidades na porção NE do perfil. Na sondagem T69 o basalto aparece com um valor de resistividade menor do

que as sondagens adjacentes, o que pode ser devido à influência de uma possível estruturação 3D que não pôde ser modelada neste ponto ou pela presença de pequenas zonas de fraturas saturadas cujas espessuras estão abaixo do limite de resolução do método.

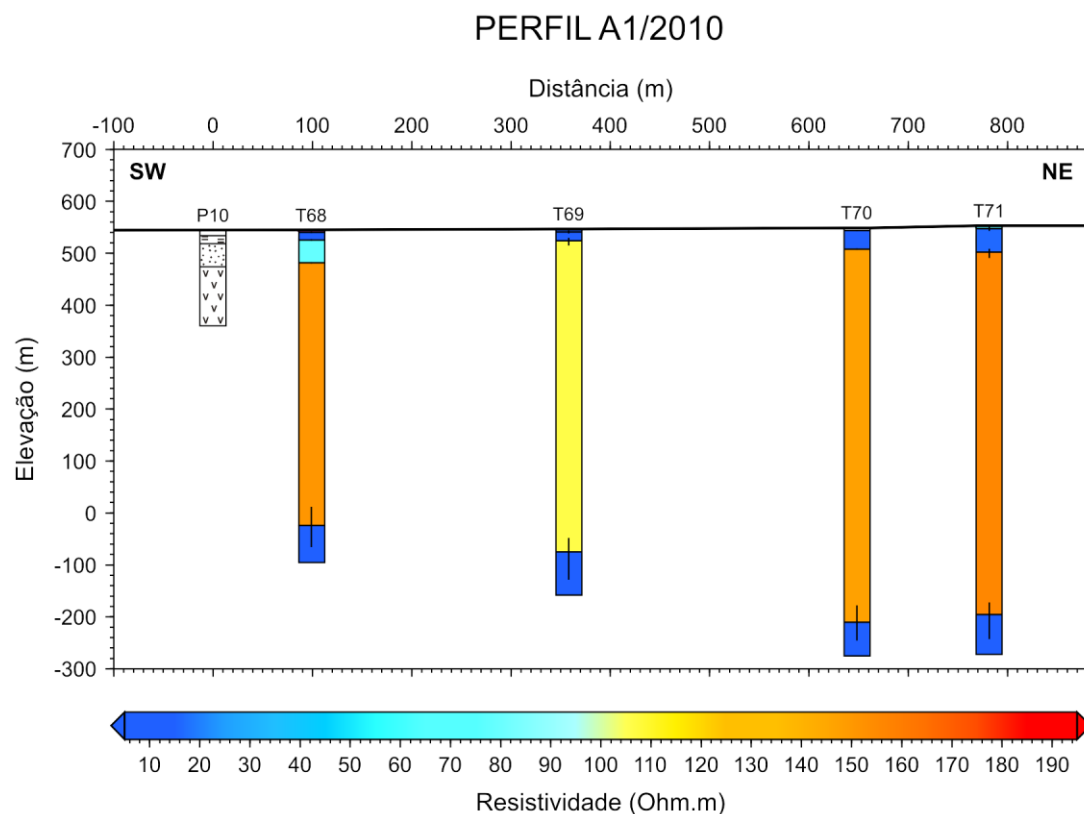


Figura 38. Litologia do poço P10 da Fazenda Aparecida e sondagens T68, T69, T70 e T71 dispostas no Perfil A1/2010. Apesar de a camada de resistividade próxima de 80 Ω .m acima do basalto parecer coerente com a litologia do poço, esta resistividade não é coerente com a esperada para uma camada de sedimentos saturados. Modelagens 2D mostraram que esta camada é efeito de estruturamento do topo do basalto próximo ao ponto de sondagem.

b) Perfil A2/2010

O segundo perfil de 2010 mostra sondagens T59 e T60 adquiridas próximo ao poço da Fazenda Santa Ana (PSA no mapa da Figura 2) a fim de obter a correlação dos dados TDEM com a geologia da região de estudo. A existência de dados de perfilagem térmica adquiridos por pesquisadores do IAG/USP (Assumpção *et. al*, 2010) permitem uma comparação mais precisa do que aquela feita com as informações de estratigrafia dos poços da Fazenda Aparecida.

De acordo com os dados de perfilagem (Figura 4) esta zona fraturada possui uma espessura de aproximadamente 7 metros, o que representa um valor muito menor do que a possível zona fraturada detectada nas sondagens T13 (Figura 20) e T11 (Figura 21). Isto pode ser explicado considerando-se que a perfilagem apenas acusa a presença da fratura sem indicar qual é a sua atitude, de modo que se a fratura tiver um ângulo de mergulho alto então a sondagem TDEM irá detectá-la como sendo uma camada mais espessa conforme mostrado na Figura 29.

As sondagens adquiridas próximas ao poço PSA são mostradas na Figura 39 e na Figura 40. Observa-se que o nível d'água encontra-se à profundidade de 4,7 metros na sondagem T59 (Figura 39) e 1,6 metros na sondagem T60 (Figura 40), conforme sugerido pelas baixas resistividades (23,0 $\Omega.m$ e 22,1 $\Omega.m$ respectivamente). Estes valores de profundidade foram obtidos a partir dos dados de SEV adquiridos no local. O basalto é mostrado na sondagem T59 como uma camada que se estende entre as profundidades de 66,6 metros e 578,8 metros cuja resistividade é de 217,6 $\Omega.m$. Na sondagem T60 o basalto é mostrado como uma camada que se estende entre as profundidades de 55,0 metros e 689,2 metros com resistividade de 184,0 $\Omega.m$. As profundidades detectadas para a interface entre a Formação Adamantina e o basalto da Formação Serra Geral apresentam uma boa correlação com a profundidade detectada pela perfilagem térmica do poço PSA. No entanto, as sondagens TDEM não mostram as zonas de fratura detectadas pela perfilagem térmica. Como os dois conjuntos de dados foram coletados em anos diferentes, é possível que a saturação das zonas de fraturas existentes nos arredores deste poço possam ter sofrido variação, acarretando na não detecção devido ao limite de resolução do método TDEM.

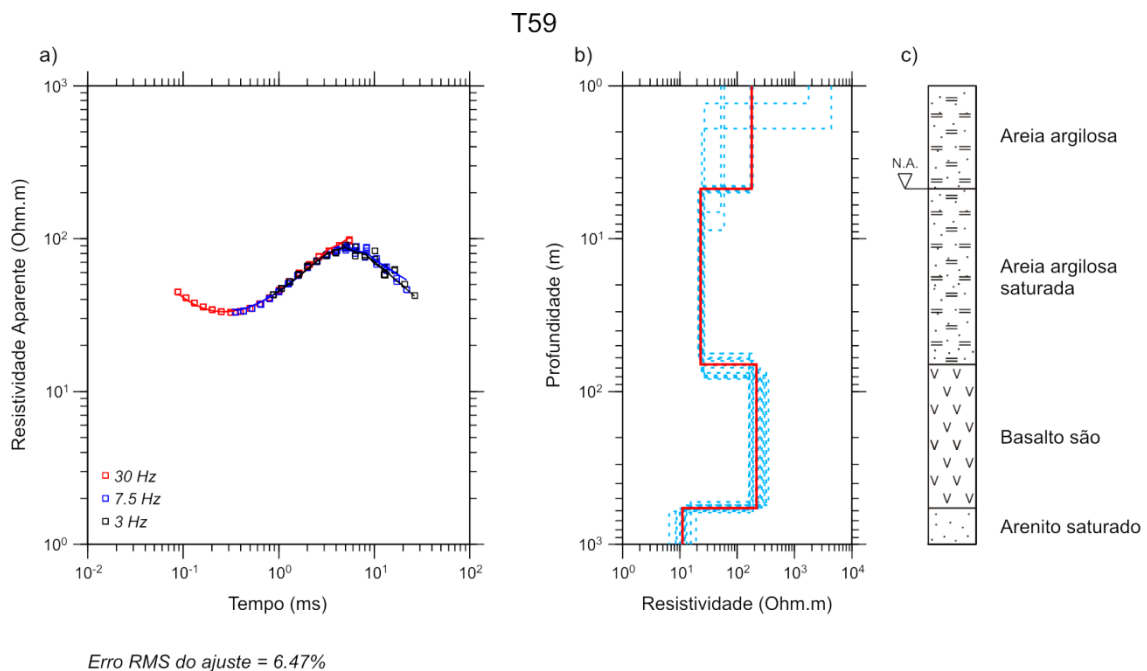


Figura 39. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T59. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

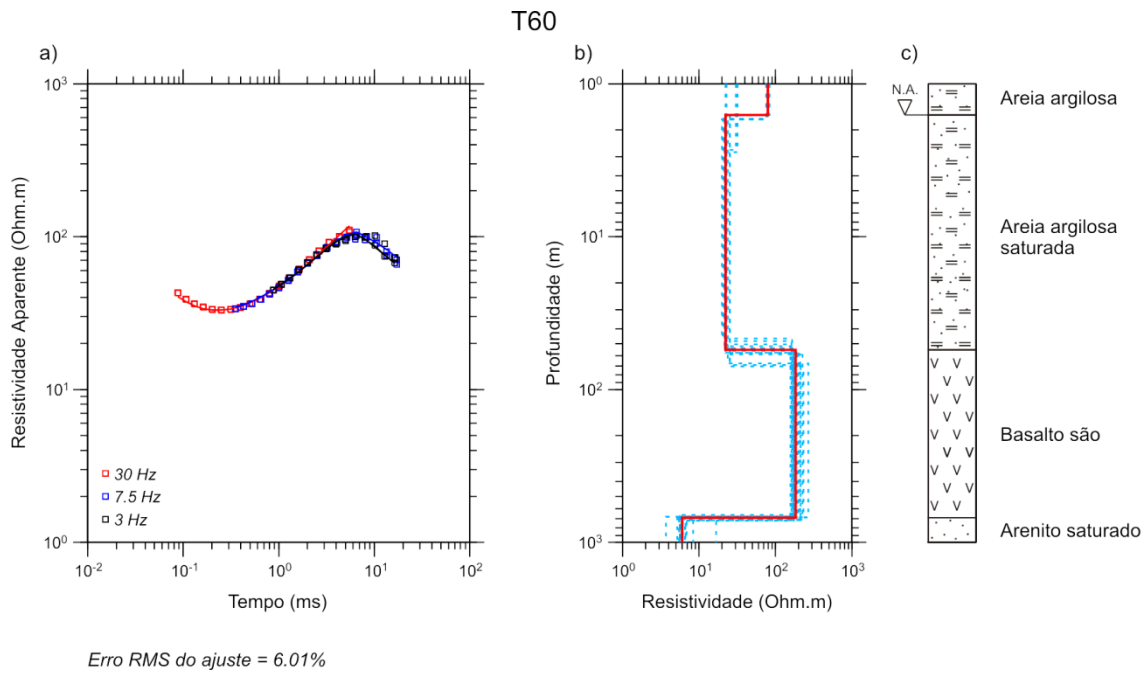


Figura 40. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T60. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 41 mostra o perfil obtido com as sondagens T59 e T60. A distância entre a sondagem T59 e o poço PSA foi escolhida de modo que se tivesse uma boa proximidade com o poço, mas que ao mesmo tempo estivesse suficientemente afastada de fontes de interferências provenientes da estrutura do mesmo. Observa-se claramente neste perfil que o pacote de basalto da Formação Serra Geral é espesso e não apresenta evidências de fraturas. Comparando-se estas sondagens com os mapas de epicentros da região observa-se que no ano de 2010 foram detectados menos sismos nesta porção da região de estudo em comparação com o ano de 2007. Atentando-se para o caráter migratório do foco dos epicentros para a porção NW desta área de estudo, pode-se formular a hipótese de que as zonas de fraturas tiveram sua saturação reduzida em função da grande exploração de água da região, tornando-se mais dificilmente detectáveis através do método TDEM. A diminuição da saturação das zonas de fraturas acarretaria também a redução da pressão da água no interior destas, reduzindo conseqüentemente a freqüência dos eventos sísmicos. Esta hipótese não pode ser comparada com os dados de perfilagem pois estes dados foram adquiridos alguns anos antes das sondagens TDEM e, supondo que esta variação tenha ocorrido em pouco tempo, não podem ser utilizados para uma comparação do dinamismo do sistema aquífero profundo. Também não há informações a respeito da atitude das fraturas detectadas pela perfilagem térmica e nem da sua distribuição pela região, de modo que a hipótese proposta pode ser analisada através da comparação temporal dos dados TDEM conforme será mostrado ao longo deste capítulo.

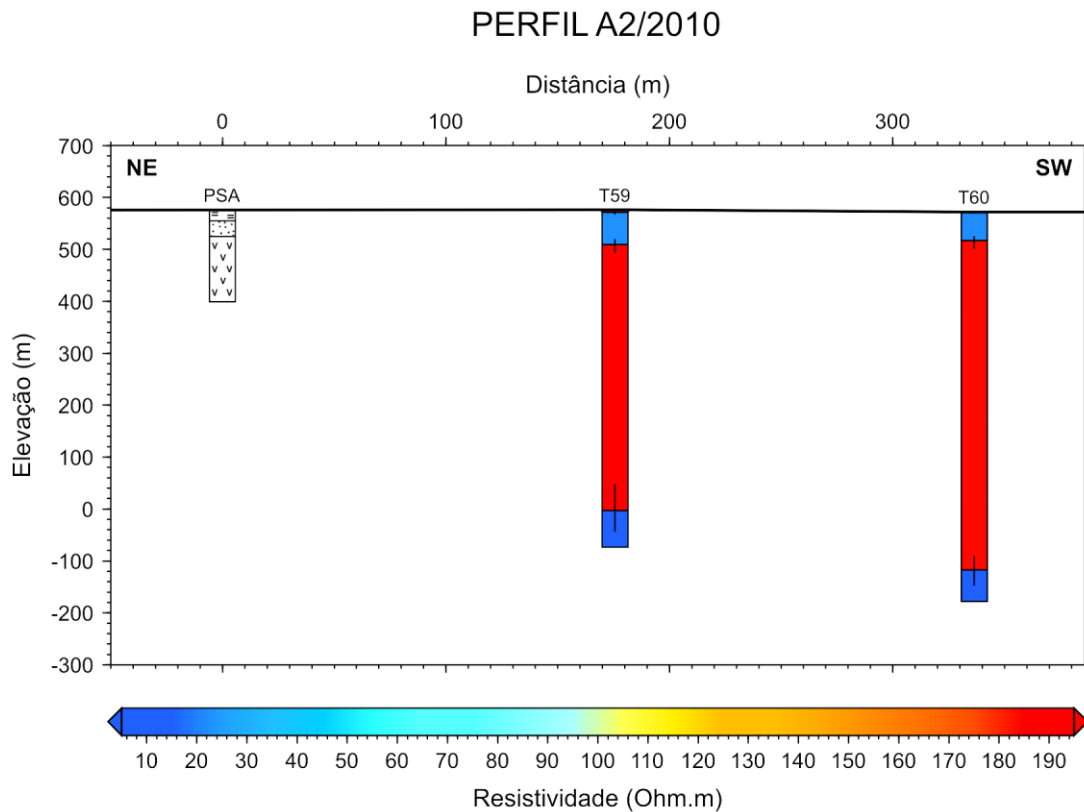


Figura 41. Litologia do poço PSA (localizado na Fazenda Santa Ana) e sondagens T59 e T60 dispostas no Perfil A2/2010.

c) Perfil A3/2010

O perfil A3/2010 foi feito de modo que as sondagens ficassem próximas às sondagens T06, T07, T10 e T11, adquiridas no ano de 2007, com o objetivo de definir as regiões fraturadas nesta porção da área sísmica. O espaçamento entre as sondagens é irregular devido ao fato de a alocação dos pontos estar sujeita à disponibilidade espacial para montagem do *loop* transmissor e à distância segura de fontes de interferência.

A Figura 42 mostra a curva de dados adquirida para a sondagem T64, uma das cinco sondagens do Perfil A3/2010. Na sondagem T64 o nível freático foi observado a 9,8 metros de profundidade, onde a resistividade cai de 60,8 Ω .m para 18,5 Ω .m, e estende-se até a profundidade de 63,1 metros. Neste ponto foi detectada a interface com o basalto da Formação Serra Geral, com resistividade de 211,1 Ω .m até a profundidade de 591,3 metros. Abaixo do basalto foi detectado o arenito Botucatu saturado com resistividade de 7,6 Ω .m. As outras quatro sondagens que compõem este perfil (T62, T63, T65, T66) são mostradas no Apêndice A (Figura A 31 à Figura A 34).

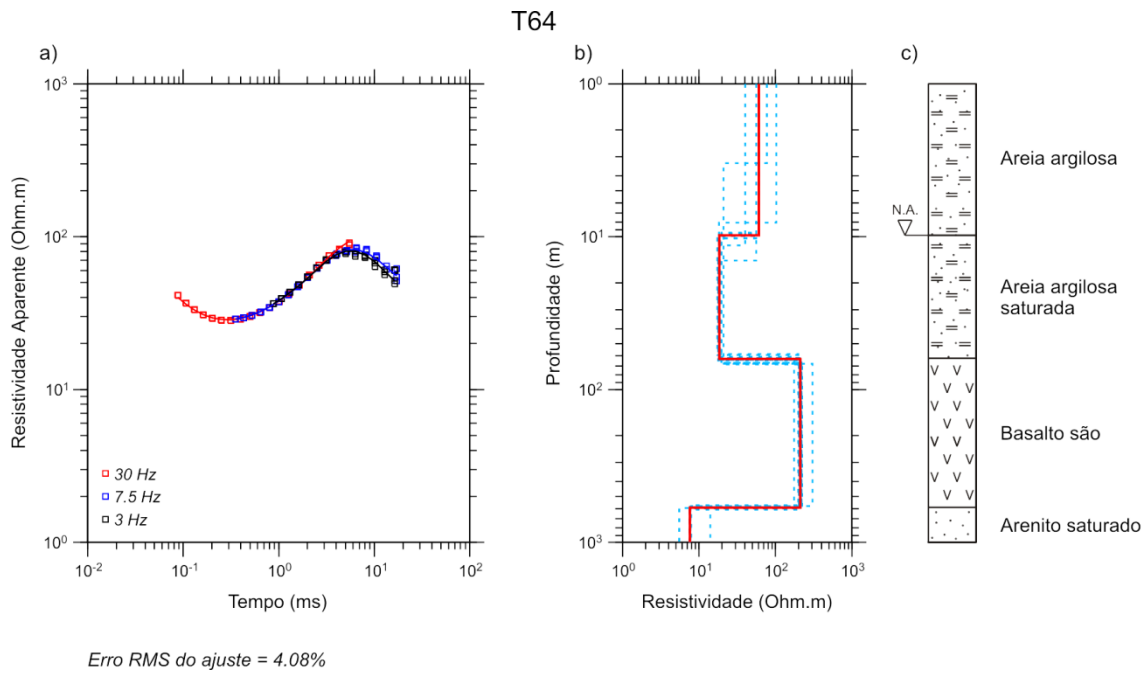


Figura 42. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T64. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

Quando comparadas às sondagens T06, T07, T10 e T11 – adquiridas no ano de 2007 – observa-se que existe uma discrepância no que se refere às zonas fraturadas encontradas nestas quatro primeiras sondagens. Os dados adquiridos em 2010 não mostram zonas condutivas no interior do basalto, indicando portanto que não haveriam zonas fraturadas saturadas ou que estas estão abaixo do limite de resolução do método. Comparando-se os mapas de epicentros de 2007 e de 2010 (Figura 7), observa-se que houve redução no número de eventos observados nesta porção da área de estudo. Novamente pode-se formular a hipótese de que as zonas fraturadas saturadas detectadas em 2007 podem ter diminuído quanto à saturação, tornando-se não detectáveis pelo método TDEM em 2010. Do mesmo modo como no perfil anterior, a redução da saturação pode ter aliviado a pressão no interior do basalto levando a um menor número de ocorrência de eventos sísmicos. A Figura 43 mostra as cinco sondagens (T62, T63, T64, T65, e T66) alinhadas ao longo do perfil A3/2010. Observa-se também que a profundidade da base do basalto aumenta conforme se avança na direção NE do perfil.

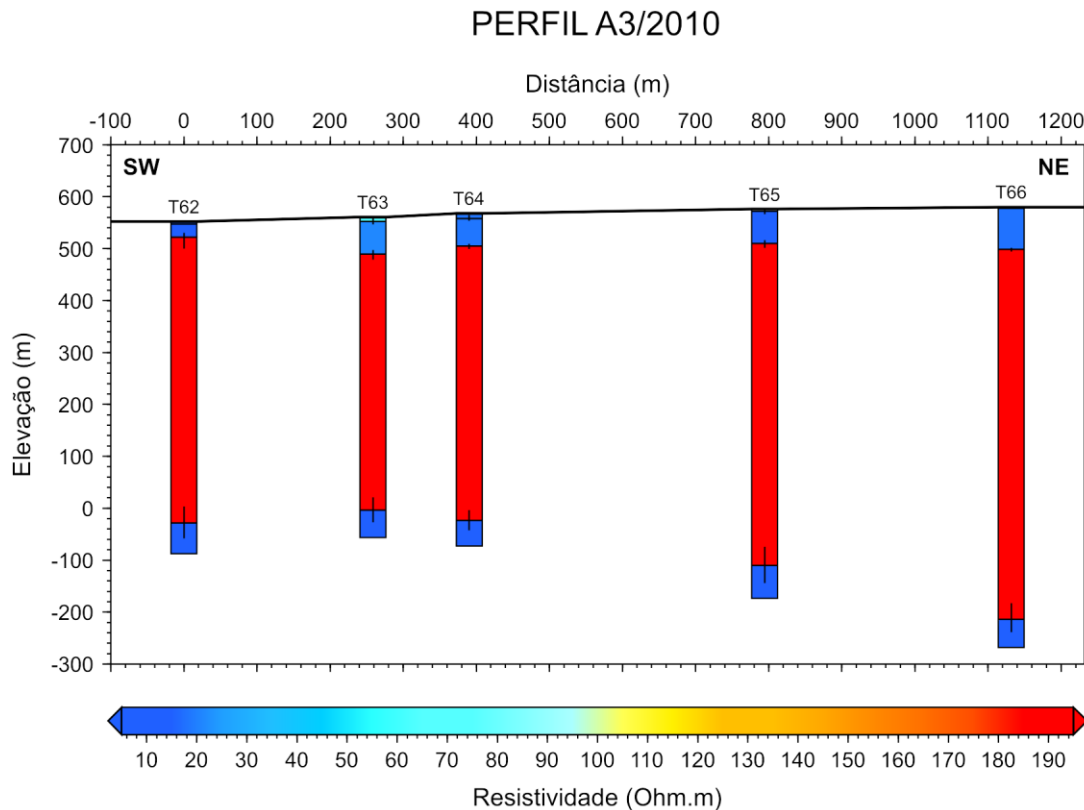


Figura 43. Sondagens T62, T63, T64, T65 e T66 dispostas ao longo do Perfil A3/2010.

d) Perfil A4/2010

O perfil A4/2010 é o que apresenta as sondagens mais uniformemente espaçadas entre si, em função de ter sido adquirido em uma grande área descampada algumas semanas após o corte de cana na região. Ele é composto por nove sondagens, constituindo também o perfil com maior número de sondagens obtido na região de Andes.

Na Figura 44 são mostrados a curva de dados, o modelo geoeétrico e a interpretação geológica da sondagem T82, uma das sondagens que compõem este perfil. Na sondagem T82 o nível freático encontra-se à profundidade de 6,6 metros e é marcado pela resistividade baixa de 15,1 Ω .m, o topo do basalto é marcado pelo aumento de resistividade para 854,4 Ω .m a 64,2 metros de profundidade e a base do basalto é marcada pela queda da resistividade para 3,9 Ω .m a 684,0 metros de profundidade. As demais sondagens do perfil (T75, T76, T77, T78, T79, T80, T81 e T86) apresentaram modelos geoeétricos semelhantes à T82 e, portanto, são apresentadas no Apêndice A (Figura A 40 à Figura A 46, e Figura A 50).

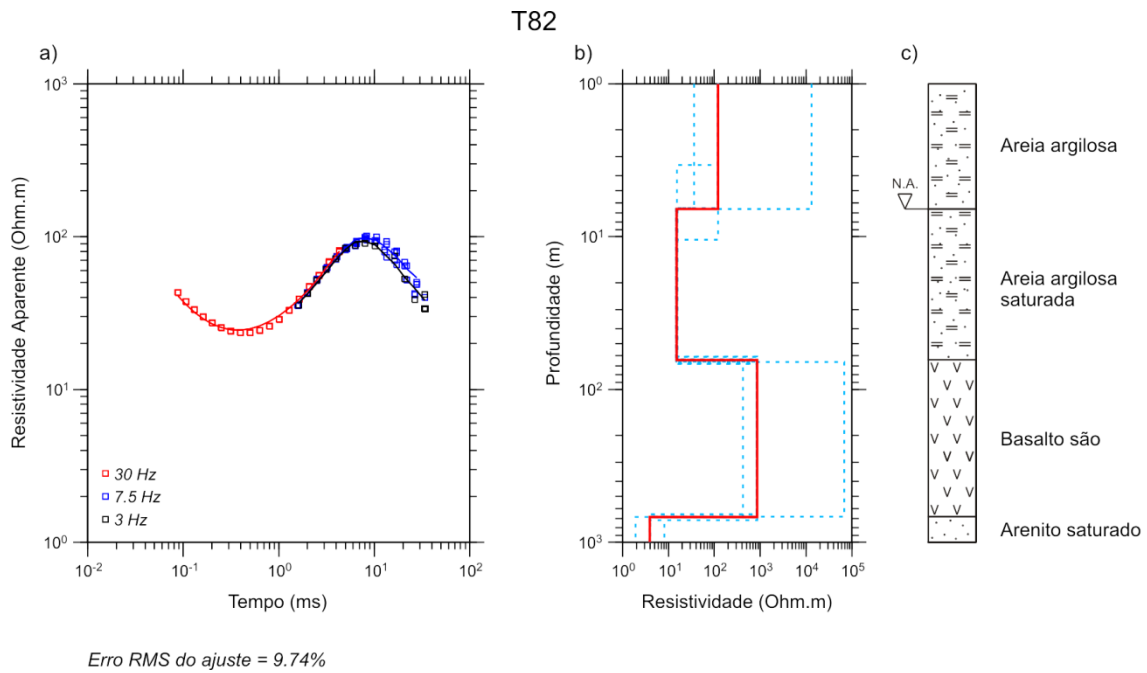


Figura 44. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T82. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 45 mostra o perfil completo obtido com as sondagens T75, T76, T77, T78, T79, T80, T81, T82 e T86. Observa-se que entre as sondagens T75, T76 e T77 a profundidade da base do basalto não sofre grande variação, assim como entre as sondagens T78, T79, T80, T81 e T82. Entretanto, entre as sondagens T77 e T78 há uma grande variação na profundidade da base do basalto, sugerindo que possa existir alguma estruturação geológica. O perfil A4/2010 alinha-se com as sondagens T04 e T05 adquiridas em 2007 e, além disso, a sondagem T79 está localizada à distância de apenas 60 metros do ponto onde foi adquirida a sondagem T05. A sondagem T05 (Figura 26) apresenta uma zona condutiva no interior da camada de basalto, a qual não aparece na sondagem T79 (Figura A 44). Este fato, associado à redução no número de eventos sísmicos nesta porção da área de estudo, sugere a hipótese de que a saturação das zonas de fraturas está variando com o tempo, implicando no alívio de pressão no interior do basalto e conseqüentemente na redução de tremores na porção sul da área sísmica de Andes.

PERFIL A4/2010

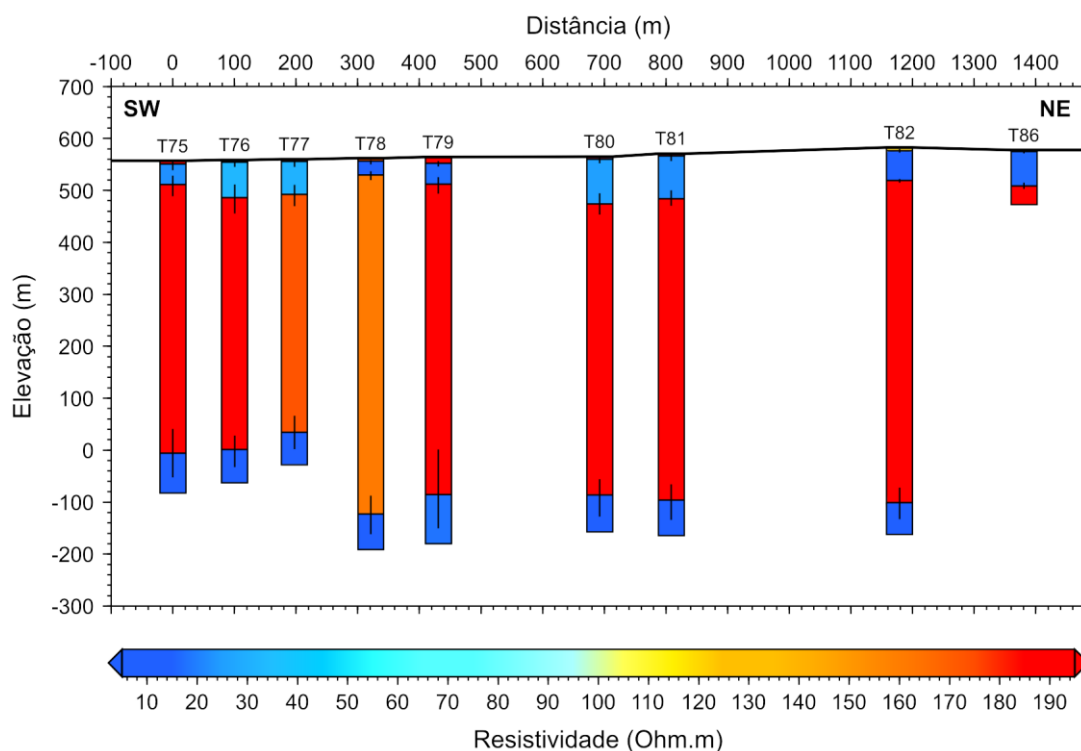


Figura 45. Sondagens T75 a T82 e T86 dispostas ao longo do perfil A4/2010.

e) Perfil A5/2010

O último perfil adquirido em Andes compõe-se de quatro sondagens (T83, T84, T85 e T61) e foi adquirido de modo a alinhar-se com as sondagens T06 e T07 adquiridas em 2007.

A sondagem T61, uma das quatro sondagens adquiridas neste perfil, é apresentada na Figura 46. Nesta sondagem o nível freático encontra-se à profundidade de 4,8 metros e é marcado pela resistividade baixa de 13,9 Ω .m, o topo do basalto é marcado pelo aumento de resistividade para 1161,3 Ω .m a 60,3 metros de profundidade e a base do basalto é marcada pela queda da resistividade para 3,5 Ω .m a 643,9 metros de profundidade. As outras três sondagens deste perfil (T83, T84 e T85) tiveram resultados semelhantes e são apresentadas no Apêndice A (Figura A 47 à Figura A 49).

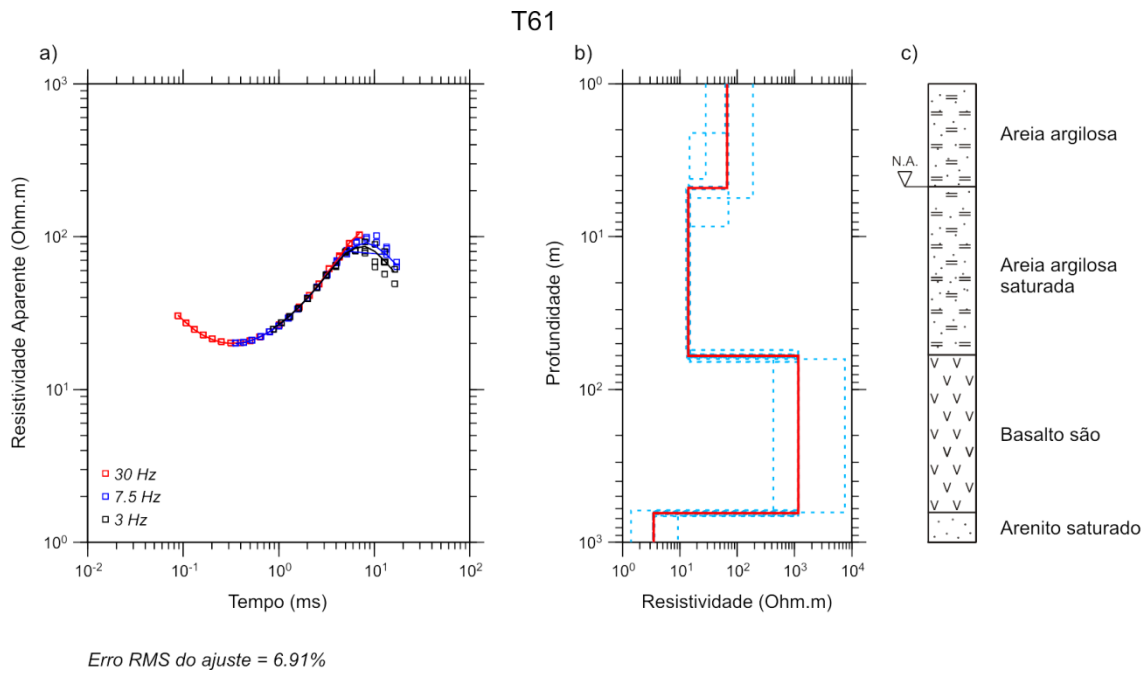


Figura 46. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T61. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

Na Figura 47 é mostrado o perfil completo com as quatro sondagens (T84, T85, T83 e T61). Nota-se que há um aumento na profundidade da base do basalto na porção central do perfil, enquanto o topo desta camada praticamente não varia. Não são observadas as zonas condutivas no interior do basalto que haviam sido detectadas nas sondagens T07 (Figura 23) e T06 (Figura 24) adquiridas em 2007. Isto mostra que a hipótese do dinamismo sugerida para o comportamento do aquífero fraturado no basalto é comum para a porção sul da área sísmica A, que vem mostrando uma redução gradual na atividade sísmica ao longo dos anos.

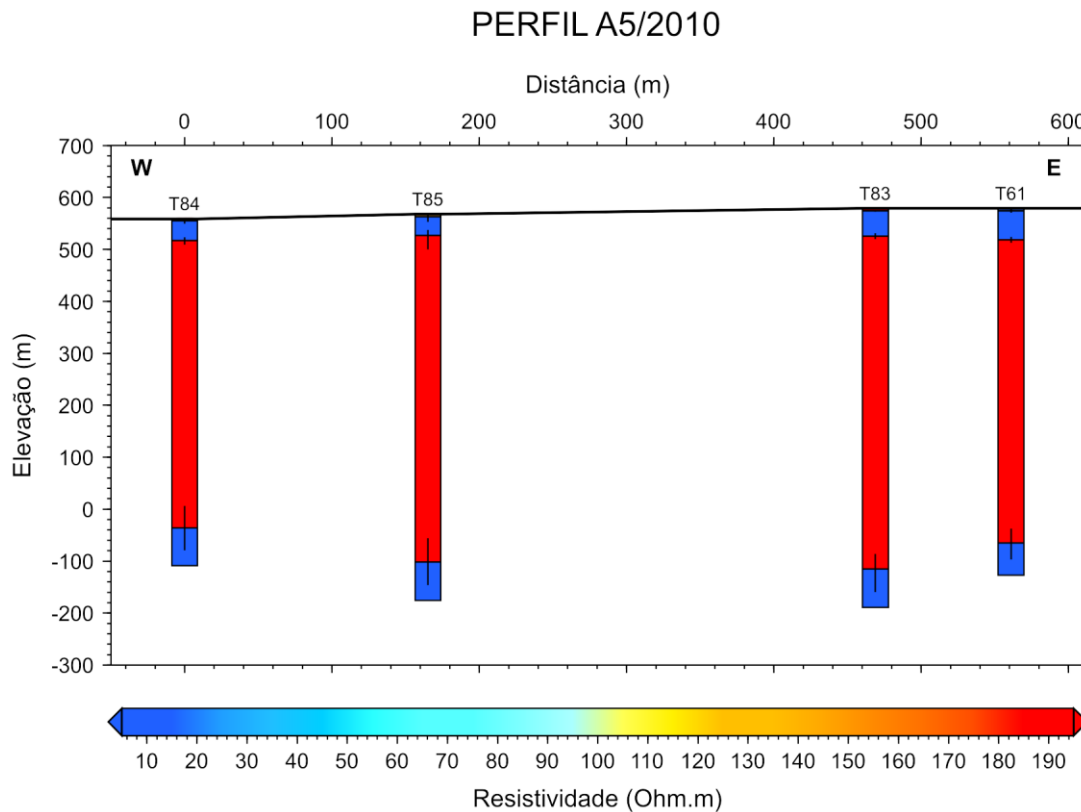


Figura 47. Sondagens T84, T85, T83 e T61 dispostas ao longo do Perfil A5/2010.

5.4. Região de Botafogo – 2007

a) Perfil B1/2007

No ano de 2007 foram feitas poucas sondagens na região de Botafogo, uma vez que a área de maior interesse era a área sísmica de Andes. Neste perfil são mostradas apenas duas sondagens e o único poço da região que tem sua estratigrafia conhecida, localizado na propriedade da Fazenda Palmeiras (P15b). Uma das sondagens, a T23, é mostrada na Figura 48. Observa-se que o basalto, identificado como sendo a camada resistiva de $90,0 \Omega.m$, tem seu topo modelado à profundidade de 44,9 metros, o que é coerente com o esperado pela comparação com a estratigrafia do poço P15b. Também pode-se observar o nível d'água na Formação Adamantina à profundidade de 7,4 metros e com uma resistividade de $17,8 \Omega.m$, embora os modelos equivalente mostrem um grande espalhamento a esta profundidade. O contato do basalto da Formação Serra Geral com o arenito Botucatu saturado se dá à profundidade de 577,5 metros, onde o arenito atinge a resistividade de $1,7 \Omega.m$.

A sondagem T18 (Figura 49) apresenta uma camada inicial condutiva ($18,0 \Omega.m$) seguida por uma camada resistiva ($90,0 \Omega.m$) a uma profundidade de 18,0 metros. A camada condutiva pode ser associada à porção saturada da Formação Adamantina. Como não foi realizada uma SEV juntamente com esta sondagem, o nível freático não pôde ser estimado e portanto a porção não saturada e a porção saturada foram modeladas como uma única camada. A camada resistiva situada abaixo desta pode ser associada ao topo do basalto da Formação Serra Geral devido ao grande aumento da resistividade, porém esta profundidade é incomum para a região. Isto mostrou-se decorrente da

variação lateral da profundidade do topo do basalto conforme demonstrado na modelagem 2D desta sondagem, cujo resultado é apresentado adiante.

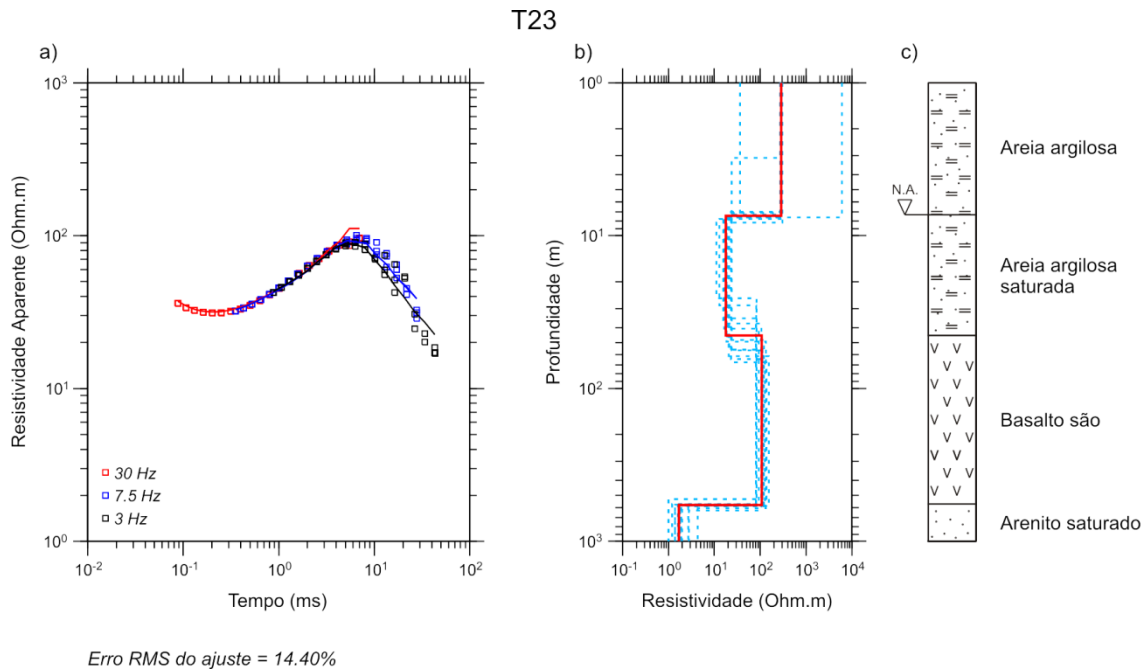


Figura 48. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T23. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

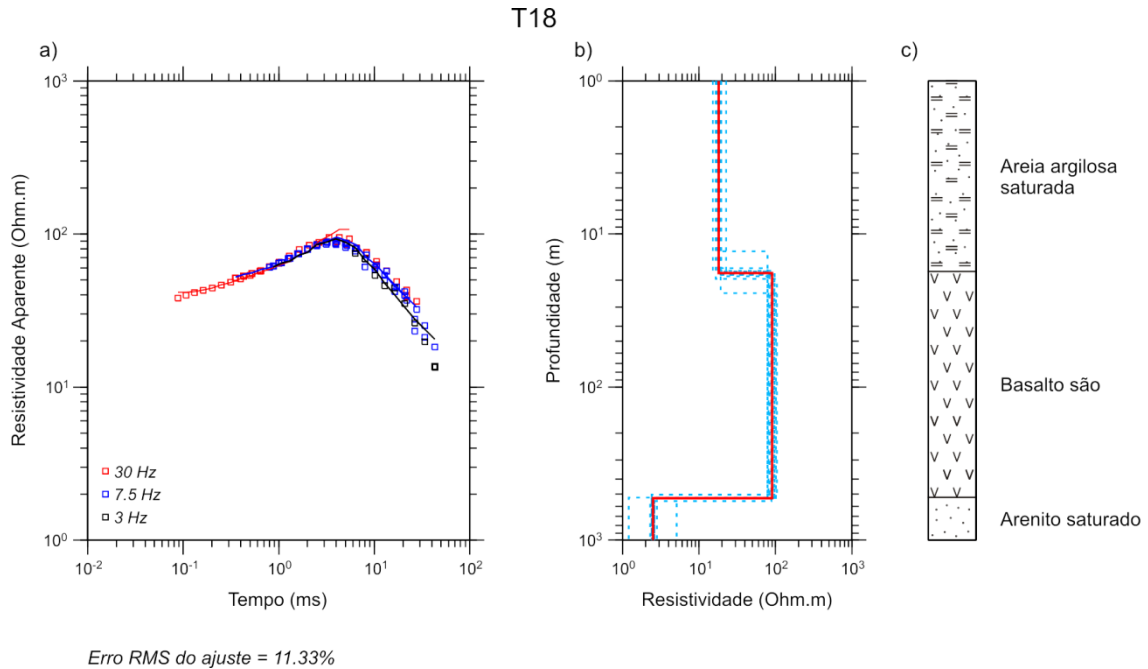


Figura 49. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T18. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

Na Figura 50 é apresentado o perfil com as duas sondagens (T18 e T23) e o poço produtor P15b. As sondagens são muito espaçadas entre si, portanto deve-se ter cuidado ao interpretar os resultados como um perfil. Apesar de haver uma distância de aproximadamente 2,0 km entre a sondagem T18 e o poço produtor, a profundidade obtida na modelagem para o topo da camada de basalto pode ser considerada incomum para a região. Portanto, para obter resultados mais coerentes foi feita uma modelagem 2D desta sondagem, que será apresentada no próximo capítulo. Embora haja um número considerável de eventos sísmicos registrados nesta área em 2007 estas duas sondagens não mostram evidências de zonas condutivas no interior do basalto que pudessem ser associadas aos tremores.

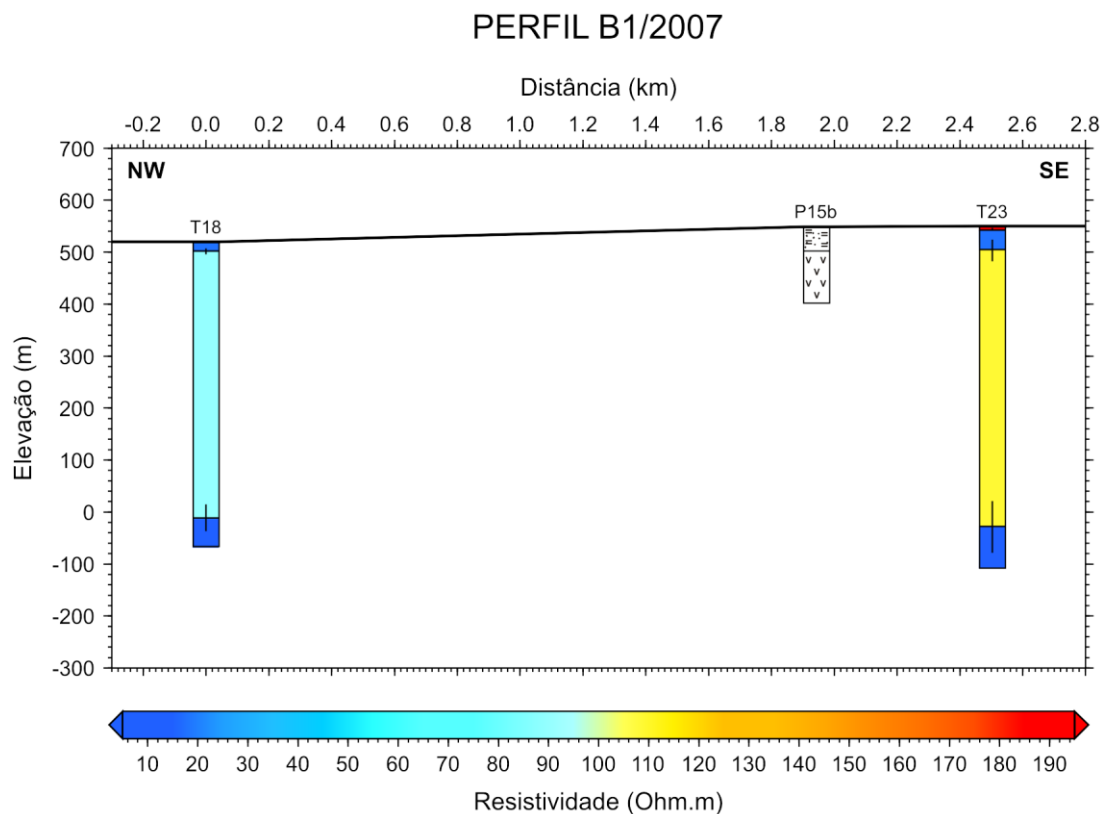


Figura 50. Sondagens T18 e T23 dispostas no Perfil B1/2007 juntamente com a litologia do poço produtor P15b (localizado na Fazenda Palmeiras). O topo do basalto obtido na sondagem T18, raso, mostrou-se decorrente da influência de variação lateral de resistividade causada por estruturamento na interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral.

5.5. Região de Botafogo – 2008

a) Perfil B1/2008

Este perfil foi montado com cinco sondagens (T19, T21, T31, T25 e T24), das quais duas (T21 e T31) são mostradas na Figura 51 e na Figura 52. Na sondagem T21 o nível freático encontra-se a 13,5 metros de profundidade, onde atinge a resistividade de 14,6 Ω .m. O basalto encontra-se entre as profundidades de 63,3 metros e 458,6 metros com resistividade de 420,1 Ω .m, seguido pelo arenito saturado cuja resistividade é de 9,2 Ω .m. Na sondagem T31 o nível freático está à

profundidade de 9,1 metros e apresenta uma resistividade de 18,4 Ω .m. Abaixo deste, encontra-se o basalto com resistividade de 133,9 Ω .m entre as profundidades de 55,0 metros e 614,4 metros e, em seguida, o arenito com resistividade de 7,9 Ω .m.

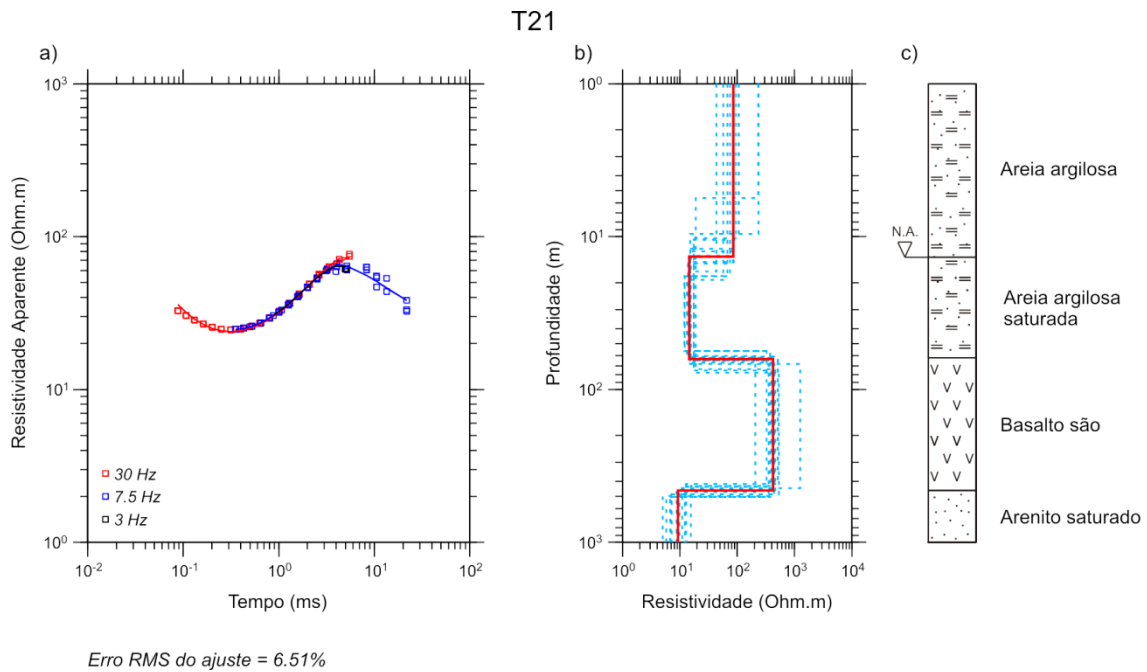


Figura 51. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T21. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

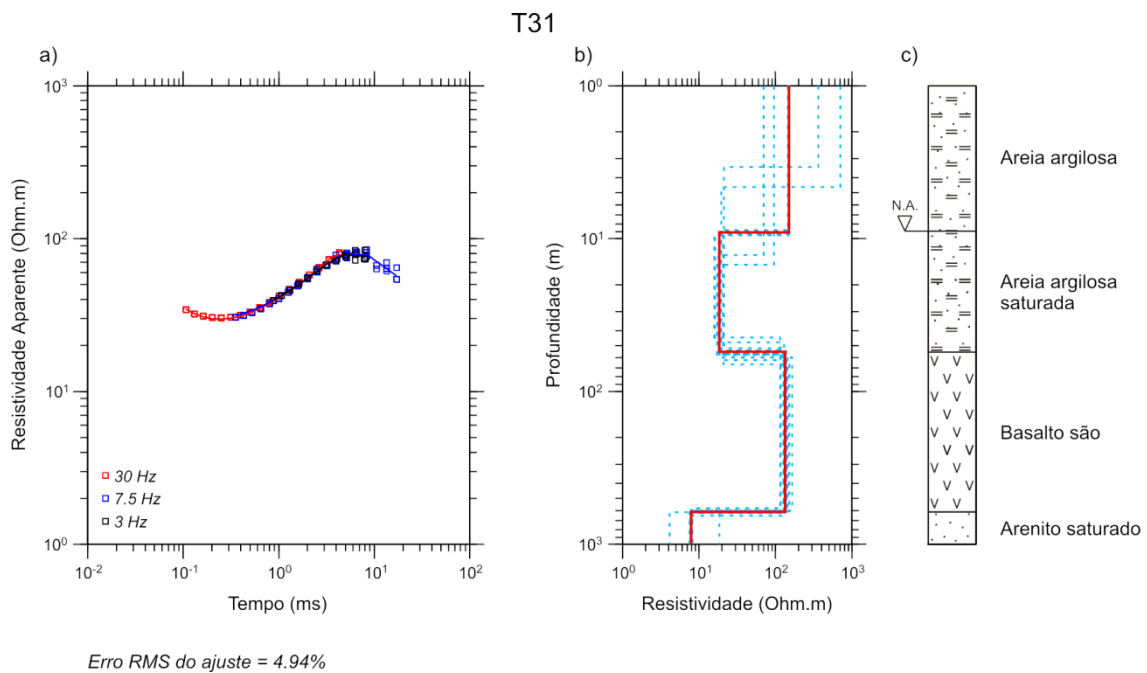


Figura 52. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T31. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

Na Figura 53 é apresentado o perfil composto pelas cinco sondagens (T19, T21, T31, T25 e T24). Observa-se que não há grandes variações na altitude do topo do basalto, porém existe uma grande variação na altitude da base desta camada, indicando que o basalto é menos espesso na região da sondagem T21. O perfil não mostra indícios de zonas de fraturas no interior do basalto. Porém, no ano de 2008 foram registrados poucos eventos sísmicos nesta região, de modo que possivelmente não existem grandes zonas fraturadas que pudessem desencadear a atividade sísmica como sugerido pelas sondagens adquiridas na região de Andes. O que pode ser sugerido aqui é que a menor resistividade do basalto nas sondagens T31, T25 e T24 em relação às sondagens T19 e T21 pode ser efeito de pequenas zonas fraturadas saturadas distribuídas no interior da camada, as quais não seriam suficientemente grandes para serem discretizadas nas sondagens, mas ainda assim poderiam afetar o sinal eletromagnético.

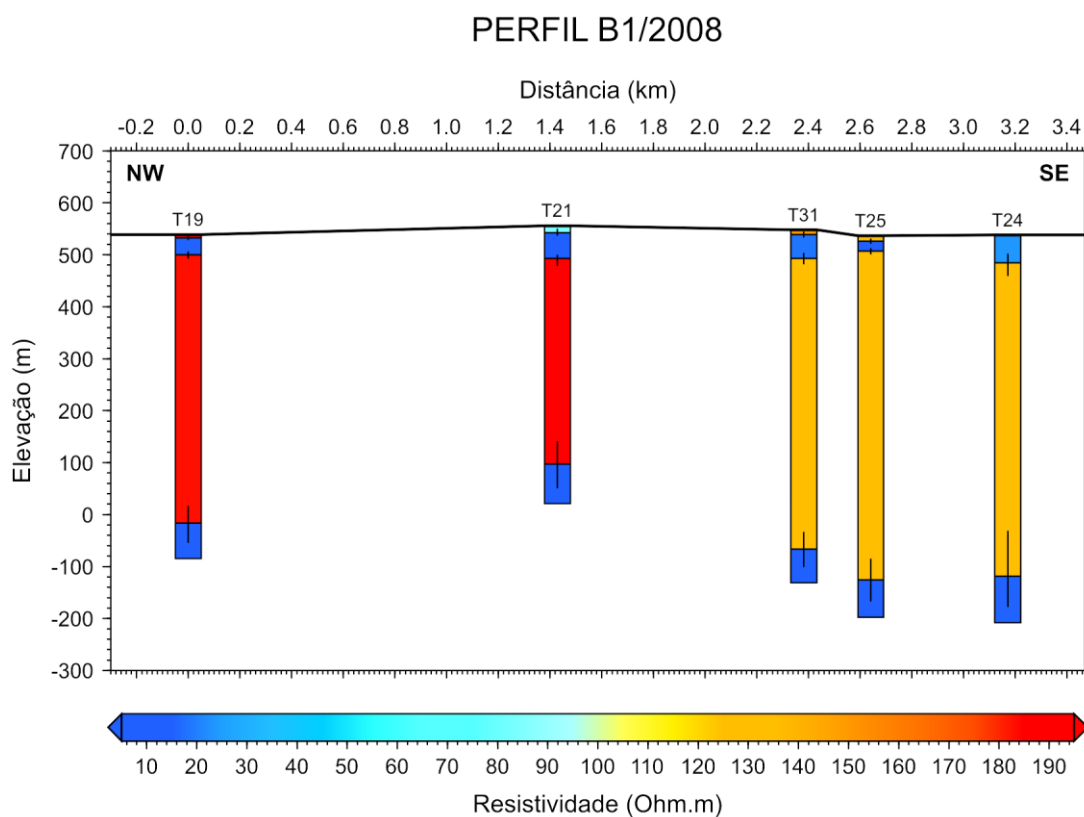


Figura 53. Sondagens T19, T21, T31, T25 e T24 dispostas ao longo do perfil B1/2008.

b) Perfil B2/2008

Este perfil compõe-se de três sondagens, localizadas na porção SW da área sísmica, tendo a sondagem T21 em comum com o perfil anterior. As outras duas sondagens, T28 e T22, são mostradas respectivamente na Figura 54 e na Figura 55. Na sondagem T28 observa-se que o topo da porção saturada da Formação Adamantina está situado à profundidade de 6,6 metros e possui uma resistividade de 17,3 Ω .m. Abaixo desta, entre as profundidades de 70,9 metros e 568,2 metros está a camada de basalto, com resistividade de 346,3 Ω .m. Em seguida está o arenito saturado, com uma resistividade de 6,1 Ω .m. Na sondagem T22 o nível freático está situado à profundidade de 14,7

metros, onde a resistividade cai de 36,9 $\Omega\cdot m$ para 13,4 $\Omega\cdot m$. O topo e a base do basalto estão a 50,2 metros e 558,0 metros de profundidade respectivamente, e o basalto possui uma resistividade de 183,3 $\Omega\cdot m$. O arenito saturado pôde ser modelado abaixo do basalto com uma resistividade de 7,3 $\Omega\cdot m$.

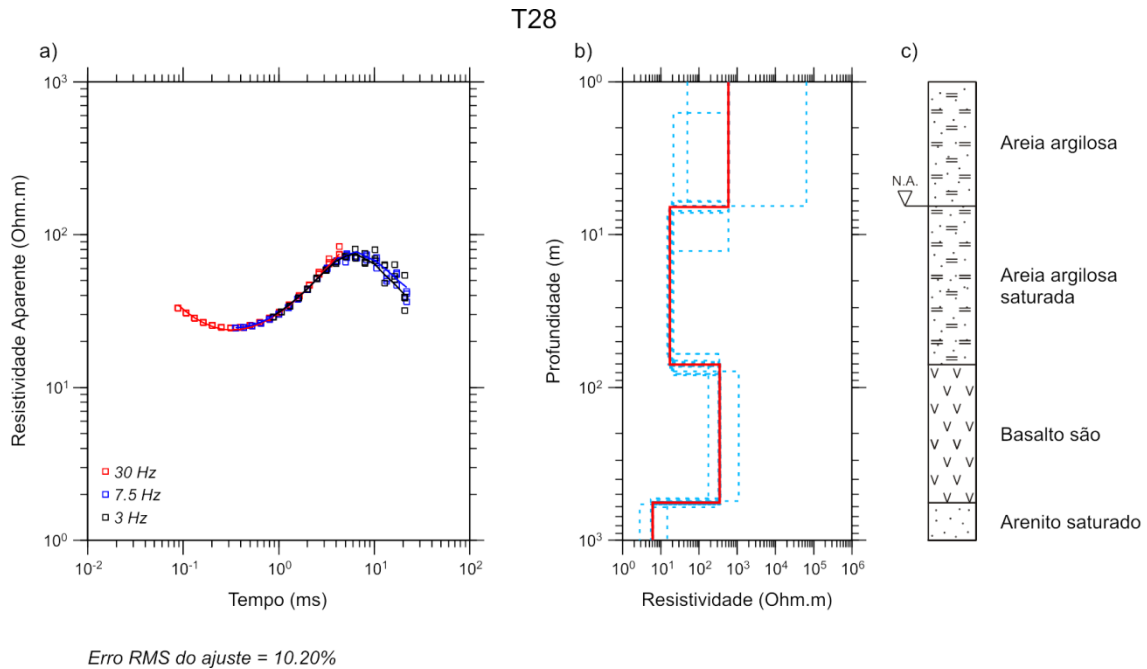


Figura 54. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T28. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

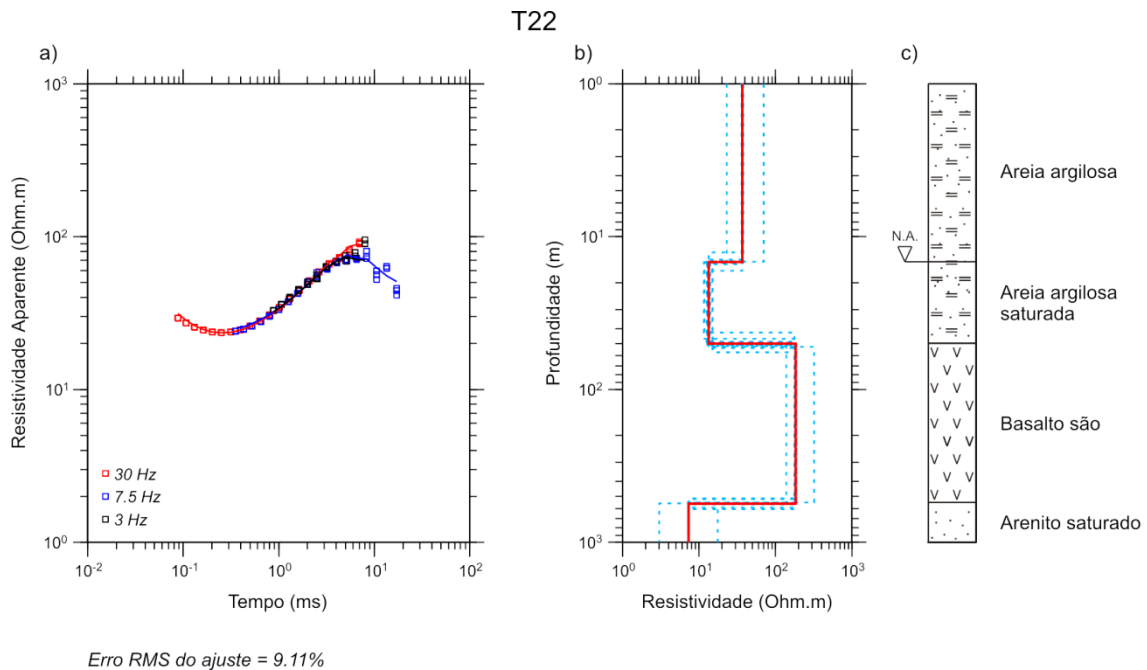


Figura 55. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T22. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 56 mostra o perfil obtido com estas duas sondagens e mais a sondagem T21 já apresentada (Figura 51). Observe que a elevação do topo do basalto é praticamente constante e não são observadas zonas condutivas em seu interior.

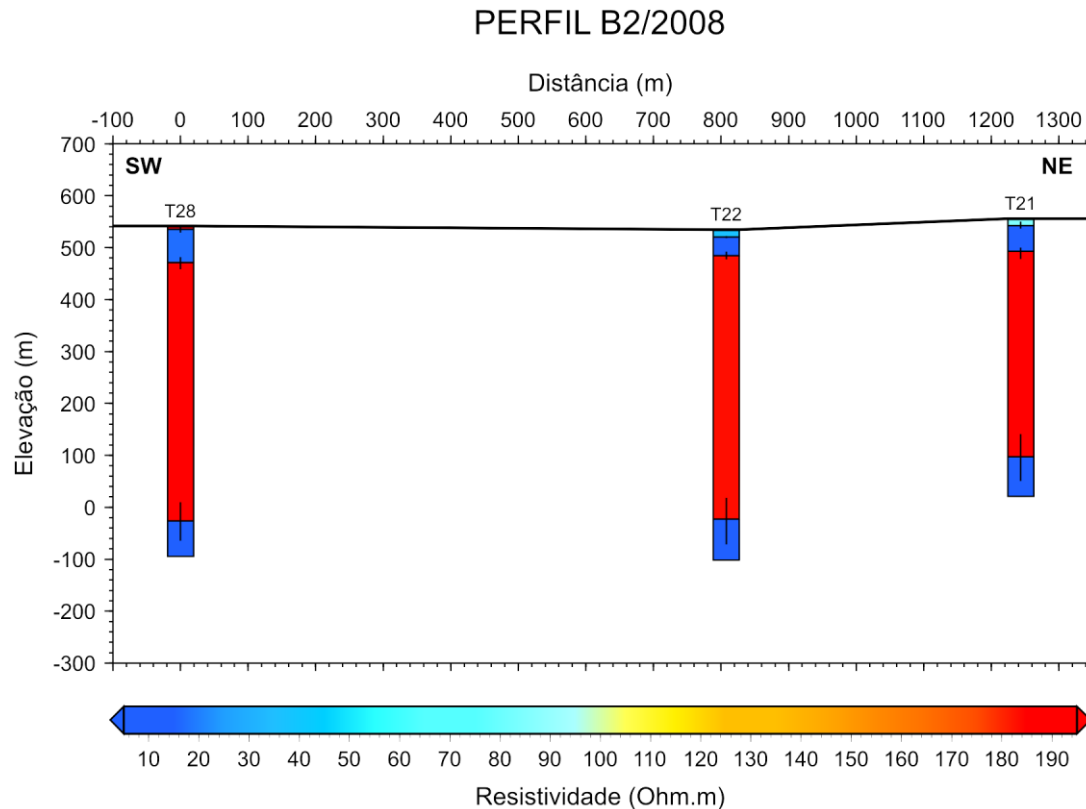


Figura 56. Sondagens T28, T22 e T21 dispostas ao longo do Perfil B2/2008.

c) Perfil B3/2008

O perfil B3/2008 foi elaborado a partir de três sondagens na porção NE da área sísmica, tendo a sondagem T24 em comum com o perfil B1/2008. As outras duas sondagens (T27 e T36) são mostradas na Figura 57 e na Figura 58 respectivamente. Na sondagem T27 (Figura 57) observa-se o nível freático em 8,3 metros com uma resistividade de 18,5 Ω .m. O aumento de resistividade para 182,1 Ω .m entre 81,1 metros e 669,8 metros de profundidade indica a camada de basalto. A camada de resistividade 6,2 Ω .m abaixo do basalto representa o arenito saturado da Formação Botucatu. Na sondagem T36 (Figura 58) observa-se o nível freático em 6,4 metros e com resistividade 20,9 Ω .m, seguido pelo topo da camada de basalto a 105,9 metros onde a resistividade sobe para 425,0 Ω .m. Esta sondagem apresentou altos níveis de ruído nos *gates* finais da frequência de 7,5 Hz e em toda a frequência de 3Hz devido à proximidade com fontes de interferência, de modo que os dados ruidosos foram excluídos da curva.

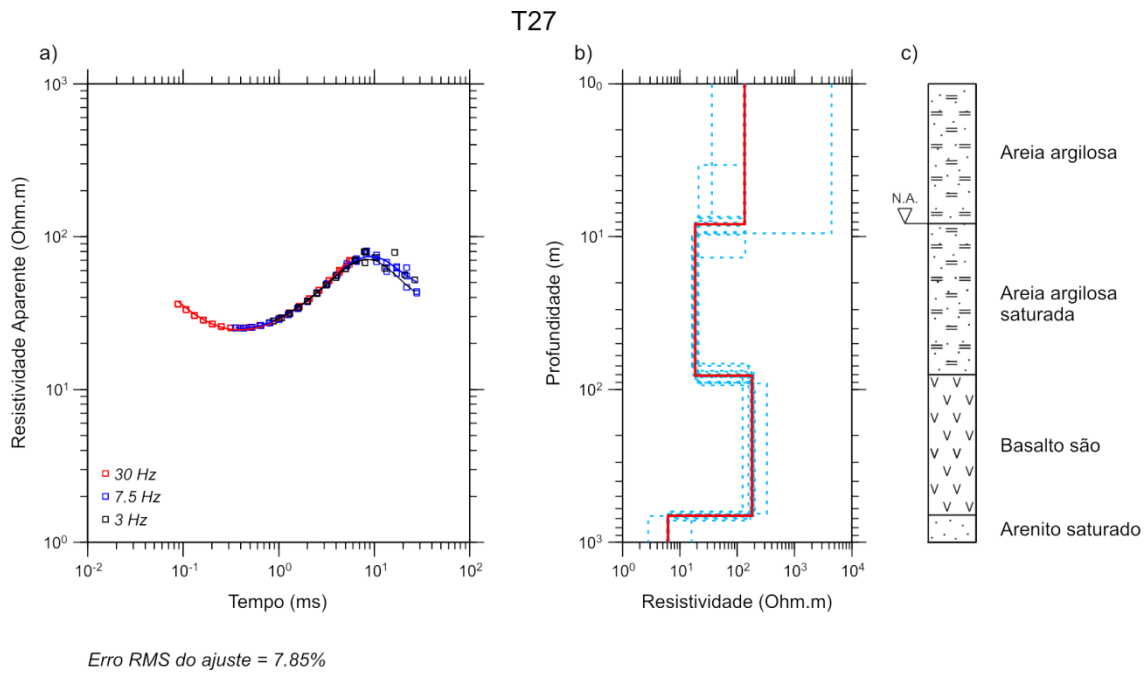


Figura 57. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T27. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

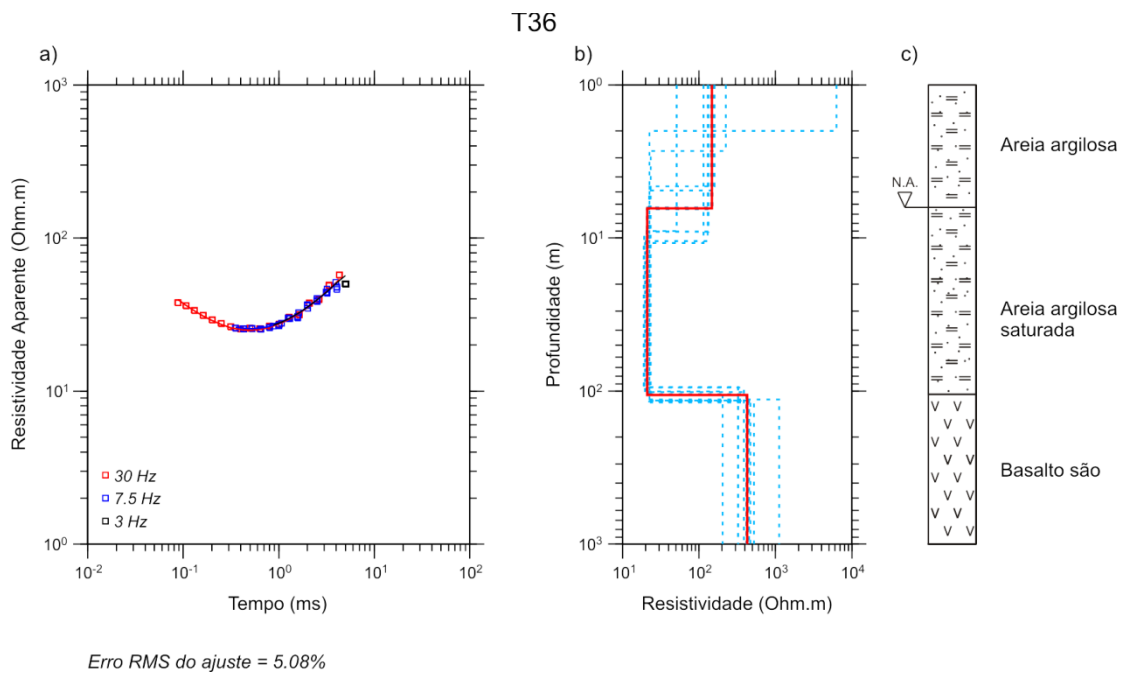


Figura 58. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T36. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 59 mostra estas duas sondagens alinhadas no perfil juntamente com a sondagem T24 do perfil B1/2008. Nas sondagens T24 e T27 a elevação da base do basalto não sofre grande variação, assim como o topo desta camada. A sondagem T24 apresenta uma resistividade menor para a camada do basalto em relação às sondagens T27 e T36, indicando que possam haver

pequenas zonas de fratura saturadas distribuídas no interior do basalto que estariam influenciando o sinal eletromagnético assim como nas sondagens do perfil B1/2008.

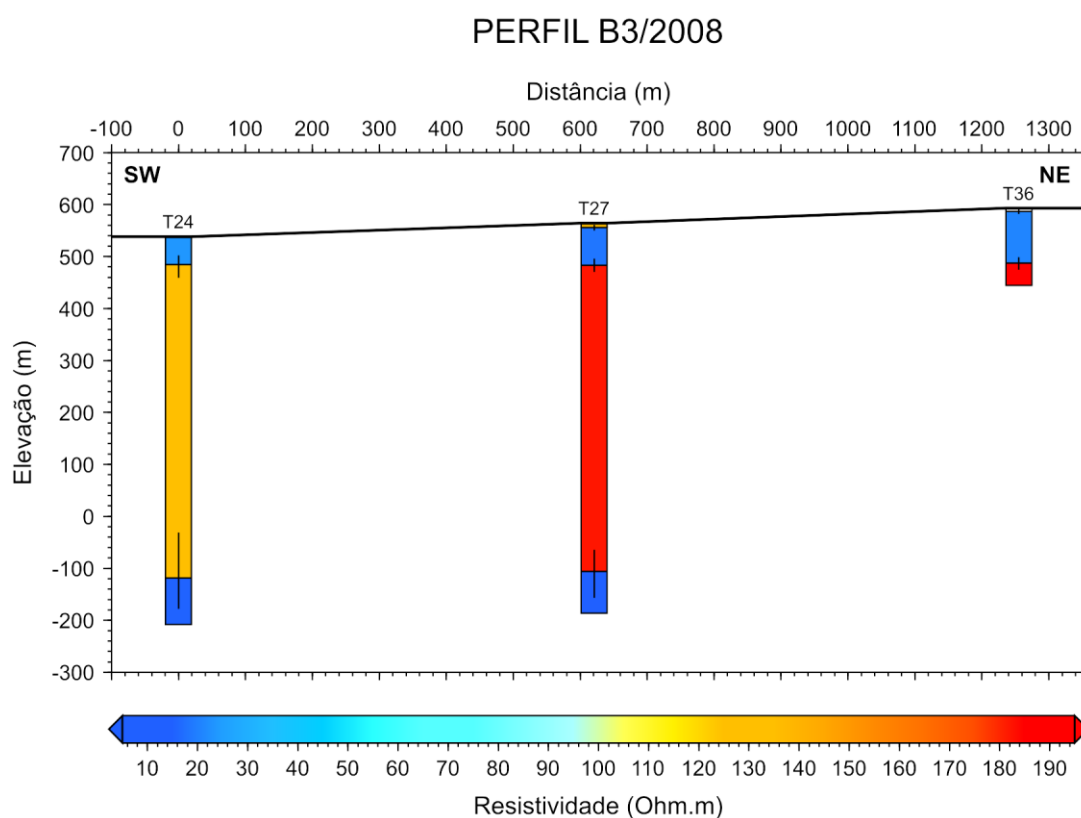


Figura 59. Sondagens T24, T27 e T36 dispostas ao longo do perfil B3/2008. A sondagem T36 atingiu apenas o topo do basalto devido à influência de fontes de ruído eletromagnético sobre os pontos das curvas de 7,5Hz e 3Hz, referentes à porções mais profundas da sondagem.

5.6. Região de Botafogo – 2010

a) Perfil B1/2010

O perfil B1/2010 está disposto perpendicularmente ao perfil B1/2008, em uma orientação N-S e está situado na porção oeste da área sísmica de Botafogo. Este perfil é composto por oito sondagens (T48 a T55). Três destas sondagens (T48, T55 e T50) são mostradas a seguir na Figura 60, na Figura 61 e na Figura 62, respectivamente. Na sondagem T48 observa-se o nível freático à profundidade de 3,8 metros, com uma resistividade de $17,0 \Omega.m$, seguido pelo topo da camada de basalto em 30,1 metros. O basalto é marcado pela resistividade de $139,9 \Omega.m$ até a profundidade de 695,7 metros onde observa-se a interface com o arenito saturado de resistividade $12,5 \Omega.m$. A sondagem T55 mostra a porção saturada da Formação Adamantina entre 4,9 metros e 59,3 metros de profundidade com uma resistividade de $13,2 \Omega.m$. O basalto ocorre entre 59,3 metros e 709,5 metros de profundidade com resistividade de $773,9 \Omega.m$ e abaixo dele está o arenito saturado de resistividade $5,9 \Omega.m$. Todas as demais sondagens deste perfil, com exceção da sondagem T50, apresentaram modelos geoeletricos com características similares e são apresentadas no Apêndice A (Figura A 23 à Figura A 27).

Na sondagem T50 o topo do basalto encontra-se à profundidade de 9,9 metros, onde observa-se a transição da resistividade de 7,5 Ω .m para 152,6 Ω .m. A baixa resistividade na porção mais rasa indica que o nível freático está muito raso para ser resolvido pelo TDEM, de modo que todo o pacote sedimentar raso foi modelado como uma única camada condutiva. O topo da camada de basalto está a uma profundidade incomum para a região, de modo que aqui existe claramente uma influência de estruturas 2D conforme será demonstrado pela modelagem apresentada no item 6.8 adiante. A base da camada de basalto encontra-se a 727,4 metros de profundidade, onde ocorre o contato com o arenito saturado de resistividade 6,4 Ω .m.

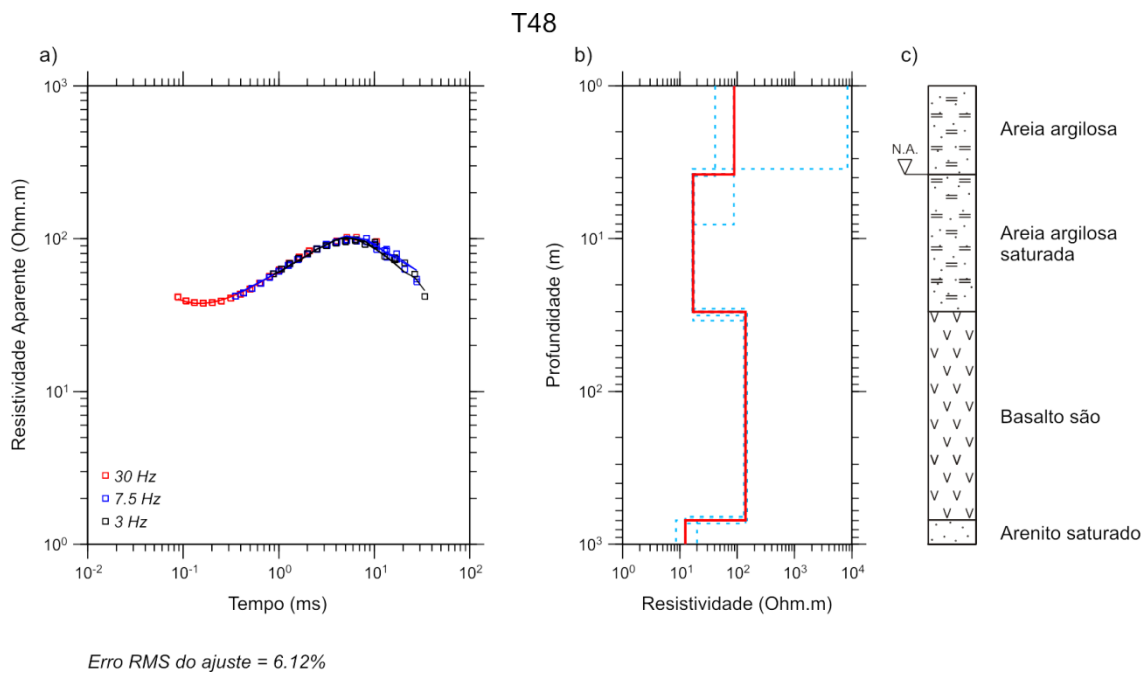


Figura 60. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T48. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

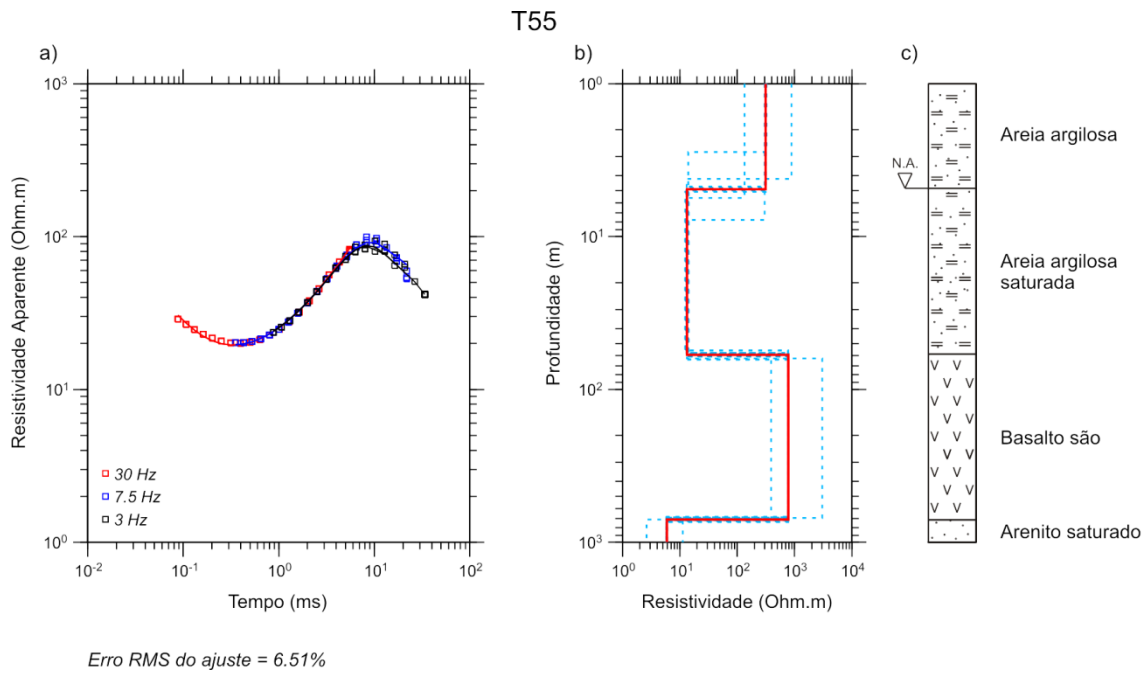


Figura 61. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T55. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

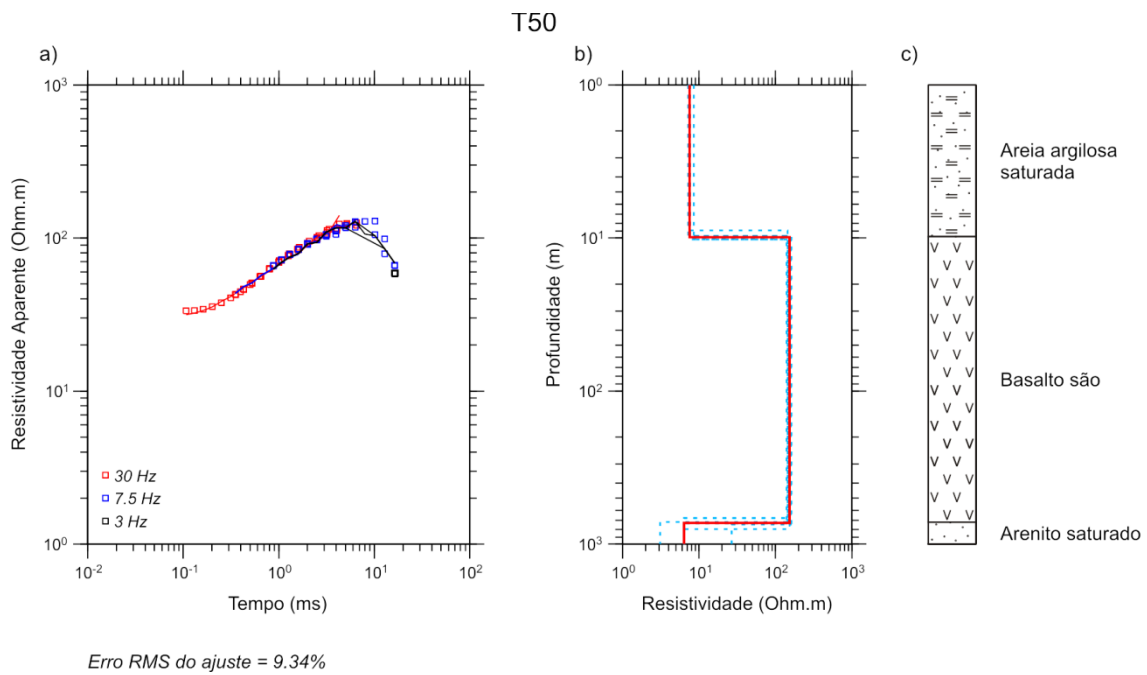


Figura 62. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T50. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 63 mostra as oito sondagens (T48 a T55) dispostas ao longo do perfil. Pode-se observar que a elevação do topo do basalto varia pouco entre uma sondagem e outra, contudo há grandes variações na elevação da base da camada de basalto entre as sondagens. Esta variação pode sugerir algum tipo de estruturação em profundidade. A maioria das sondagens do perfil apresenta a

camada de basalto com resistividade acima de 180 Ω .m; porém a sondagem T53 apresenta um valor relativamente mais baixo para esta camada (84,2 Ω .m) o que pode sugerir a existência de um pequeno sistema de fratura saturadas que estão afetando o sinal eletromagnético e diminuindo a resistividade da camada como um todo, ou pode sugerir a existência de variações 3D de resistividade. Na sondagem T48 o valor de resistividade da camada de basalto é de 139,9 Ω .m e portanto pode estar apresentando os mesmos efeitos que ocorrem na sondagem T53 mas com menor intensidade.

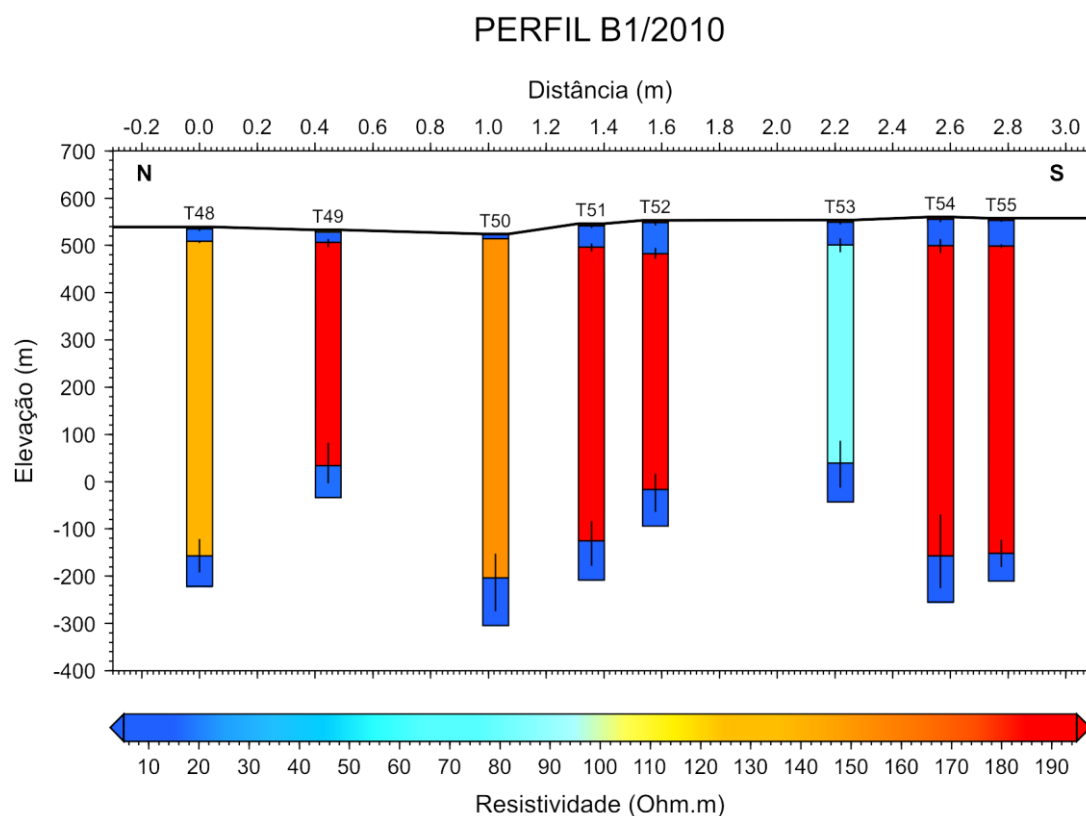


Figura 63. Sondagens T48 a T55 distribuídas ao longo do perfil B1/2010. A grande variação na elevação da base da camada de basalto sugere a existência de estruturação geológica, que por sua vez pode estar associada ao surto sísmico ocorrido no ano de 2007. As sondagens que apresentam resistividade mais baixa para a camada de basalto podem estar sofrendo influência de pequenas zonas de fraturas saturadas ou de variações 3D do meio.

b) Perfil B2/2010

O perfil B2/2010 é composto também por oito sondagens (T40 a T47), dispostas na direção NE-SW da área de estudo e situadas na porção leste da área sísmica de Botafogo. O poço P15b está incluso neste perfil. As sondagens T42 e T45, que fazem parte deste perfil, são mostradas na Figura 64 e na Figura 65 respectivamente. A sondagem T42 mostra o nível d'água a 4,6 metros de profundidade com uma resistividade de 16,0 Ω .m. O basalto localiza-se entre as profundidades de 89,3 metros e 704,4 metros, com resistividade de 1627,9 Ω .m, e abaixo deste encontra-se o arenito saturado com resistividade 2,6 Ω .m. Na sondagem T45 observa-se o nível freático a 10,5 metros de profundidade e com uma resistividade de 32,9 Ω .m, seguido pelo basalto a 99,0 metros de

profundidade e com resistividade de 73,3 Ω .m. Abaixo do basalto encontra-se o arenito da Formação Botucatu saturado, com resistividade de 5,3 Ω .m e cujo contato com o basalto ocorre em 565,0 metros de profundidade. As demais sondagens do perfil apresentaram modelos geolétricos semelhantes a estes, e portanto são mostradas no Apêndice A (Figura A 17 à Figura A 22).

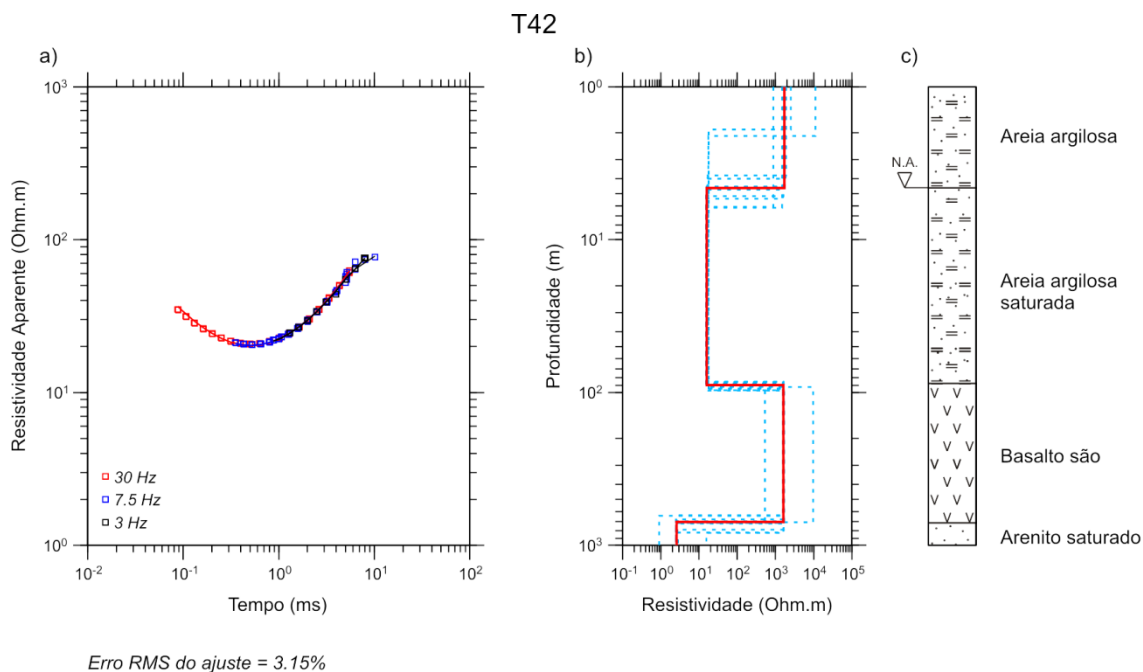


Figura 64. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T42. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

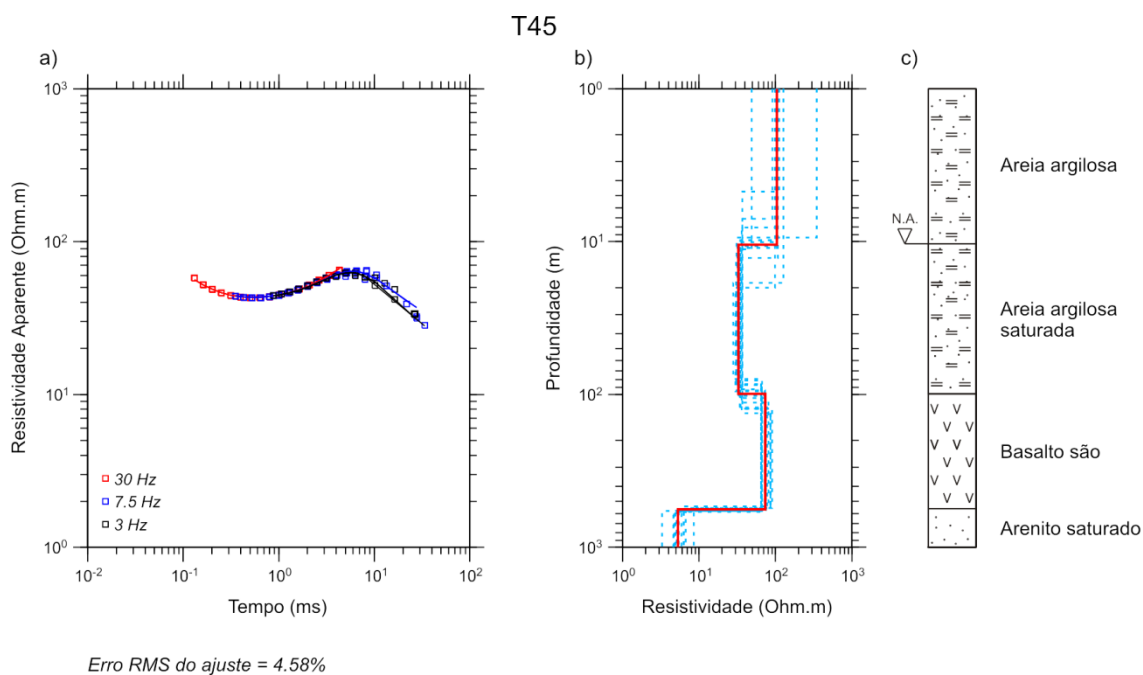


Figura 65. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T45. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

A Figura 66 mostra as sondagens dispostas no perfil B2/2010. A resistividade do basalto nas sondagens T43, T44, T45 e T46 sugerem que existe uma possível concentração de pequenas fraturas saturadas em meio ao basalto concentrada no ponto da sondagem T45 e que exerce influência nas sondagens T43, T44 e T46, uma vez que os valores de resistividade nestas sondagens são semelhantes entre si, e são intermediários entre os valores de resistividade da sondagem T45 e os valores das demais sondagens do perfil. Aqui se observa que a elevação da base da camada de basalto também sofre grandes variações, assim como nas sondagens do perfil B1/2010. Ambos os perfis de orientação aproximadamente N-S mostraram este tipo de variação, enquanto o perfil B1/2008 de orientação aproximadamente E-W mostra uma variação similar em uma região próxima mas de forma menos acentuada.

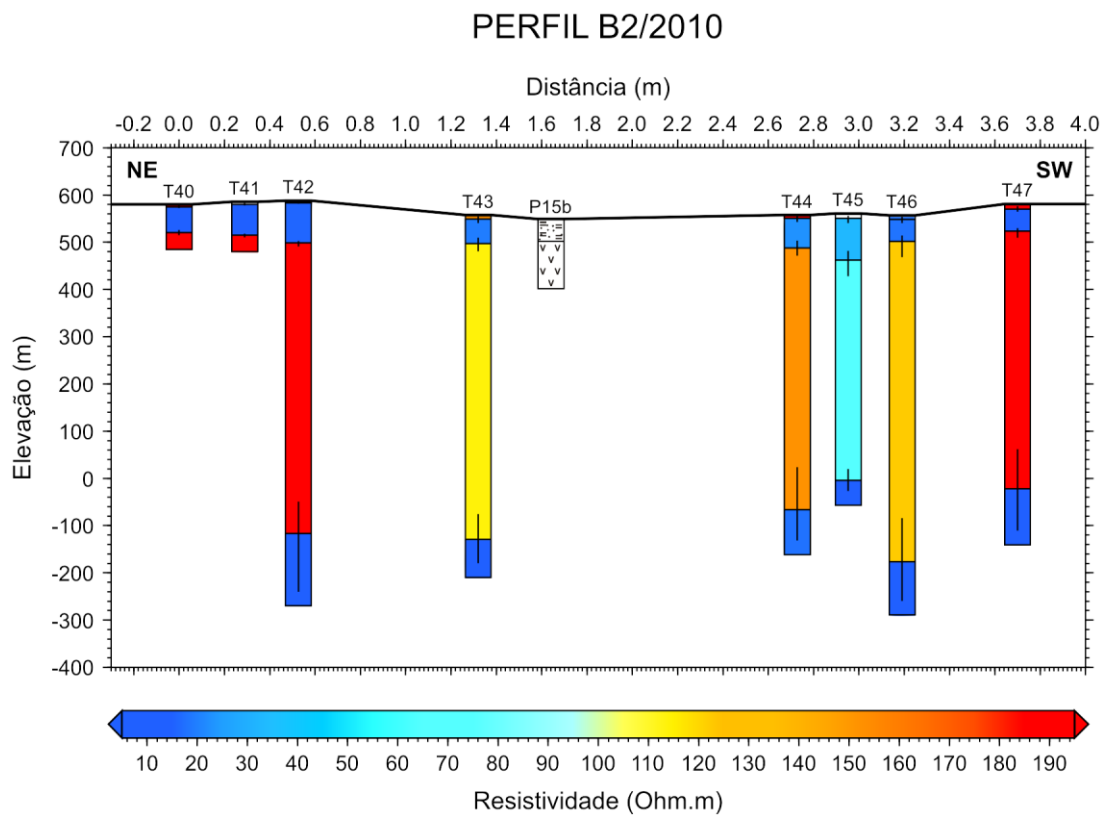


Figura 66. Sondagens T40 a T47 dispostas ao longo do Perfil B2/2010 juntamente com a litologia do poço produtor da Fazenda Palmeiras (P15b). As sondagens T40 e T41 alcançaram apenas o topo da camada de basalto pois as curvas de dados foram afetadas por ruídos eletromagnéticos que invalidaram metade da curva de 7,5Hz e toda a curva de 3Hz.

6. Interpretação das modelagens 2D

Neste capítulo serão apresentados os resultados das modelagens 2D das sondagens TDEM que não puderam ser modeladas como perfis de resistividade 1D. O programa utilizado nestas modelagens foi o Tem2d-v2 (não publicado), desenvolvido pelo professor Fernando A. M. Santos, da Universidade de Lisboa.

As sondagens escolhidas para modelagem 2D foram aquelas cujos dados, após passarem pelo processo de modelagem 1D com o software comercial IX1D (Interpex), não apresentaram modelos geoeletricos compatíveis com as informações litológicas de poços existentes nas proximidades ou com os modelos geoeletricos de sondagens adjacentes. A influência de variação lateral de resistividade é colocada nos modelos como um degrau no topo do basalto. Sua influência ocorre quando, durante a propagação do campo EM em profundidade, parte do sistema de correntes abrange os sedimentos saturados (condutivos) da Formação Adamantina e outra parte abrange o basalto da Formação Serra Geral (resistivo). Esta diferença lateral nos meios de propagação do campo EM alteram seu decaimento no tempo, pois na parte resistiva o decaimento é mais acentuado do que na parte condutiva.

Nos tópicos a seguir são mostrados os resultados destas modelagens. Todas as sondagens foram modeladas em um espaço bidimensional e também unidimensional para comparação dos resultados. Para a modelagem unidimensional foram usadas sempre duas profundidades diferentes para o topo da camada de basalto, correspondentes à maior e à menor profundidade do topo desta camada no modelo bidimensional.

6.1. Sondagem T10 (área A)

A modelagem 1D desta sondagem (Figura 19) mostra o topo do basalto a uma elevação de 526 metros, o que equivale a uma profundidade de 25 metros. Conforme observado pelo perfil A1/2007 (Figura 22) a inversão e a modelagem 1D destes dados mostraram o topo do basalto em uma elevação maior do que a esperada para esta região em comparação com o testemunho do poço produtor P07, onde o basalto está à cota de 474 metros (equivalente à profundidade de 78 metros), e também com a sondagem T11, adjacente, que mostrou o topo do basalto à cota de 488 metros (ou à profundidade de 77 metros). Esta elevação incomum mostrou-se resultado da influência de variação lateral de resistividade na interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral.

A Figura 67 mostra o modelo 2D obtido para esta sondagem. A modelagem indica que existe uma variação de cerca de 10 metros de profundidade no topo do basalto a uma distância de aproximadamente 50 metros do centro do *loop* transmissor.

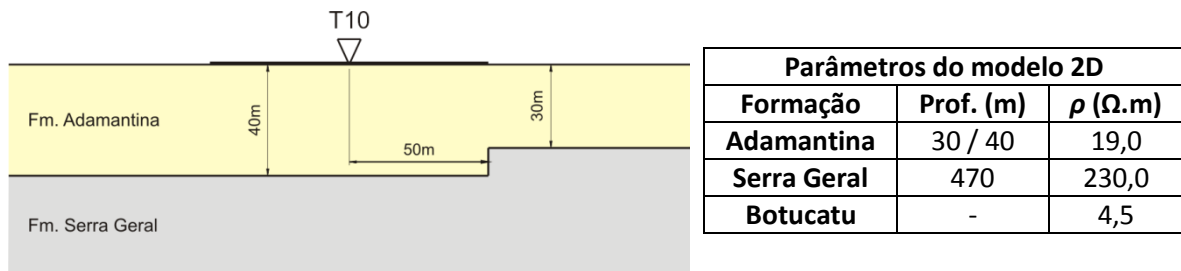


Figura 67. Modelo 2D obtido para a sondagem T10.

A Figura 68 mostra as curvas modeladas sobre os dados de resistividade aparente obtidos com o modelo apresentado. Conforme apresentado, as estruturas 2D nas camadas do subsolo podem de fato influenciar o campo EM e interferir na determinação do topo e da base da camada de basalto da Formação Serra Geral.

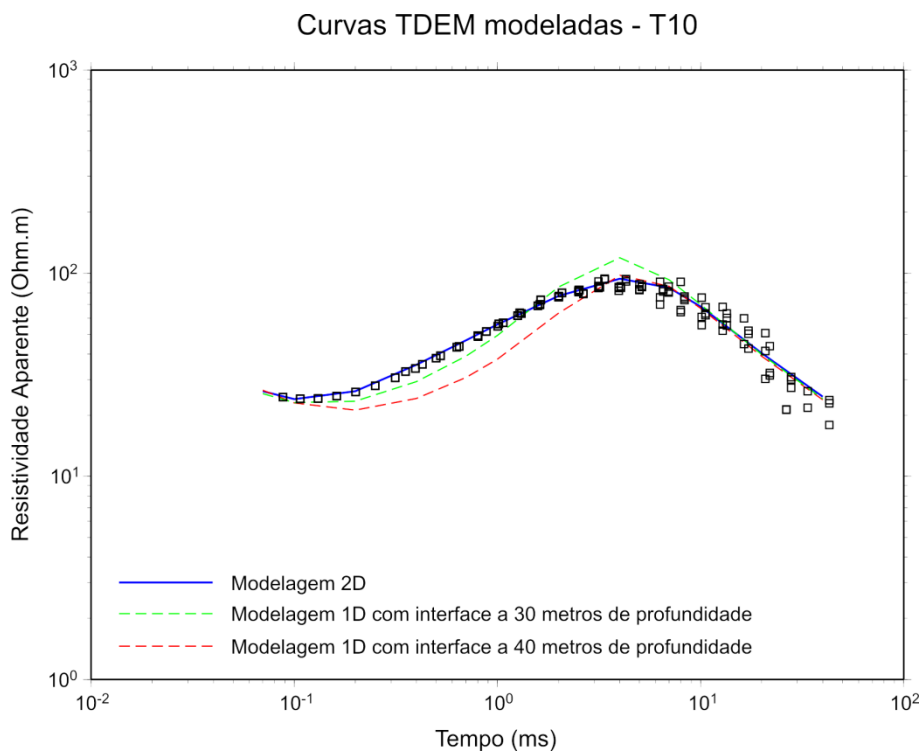


Figura 68. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T10.

6.2. Sondagem T39 (área A)

A sondagem T39, assim como a sondagem T10, apresenta o topo do basalto relativamente raso, a uma elevação de 515 metros (i.e., profundidade de 31 metros). Em comparação à litologia do poço produto P07, observa-se que esta interface está a uma elevação maior conforme já mostrado

na Figura 22. Deste modo, foi feita a modelagem 2D destes dados comprovando que também ocorre influência de variação lateral de resistividade.

A Figura 69 a seguir mostra o perfil 2D de resistividade obtido na modelagem. A elevação da interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral aparece a uma elevação de 474 metros na litologia do poço produtor P07 da Fazenda Aparecida. A elevação obtida para a porção mais profunda desta interface no modelo 2D é de 486 metros, o que se aproxima mais da elevação da interface do que aquela obtida na modelagem 1D destes dados, que foi de 515 metros.

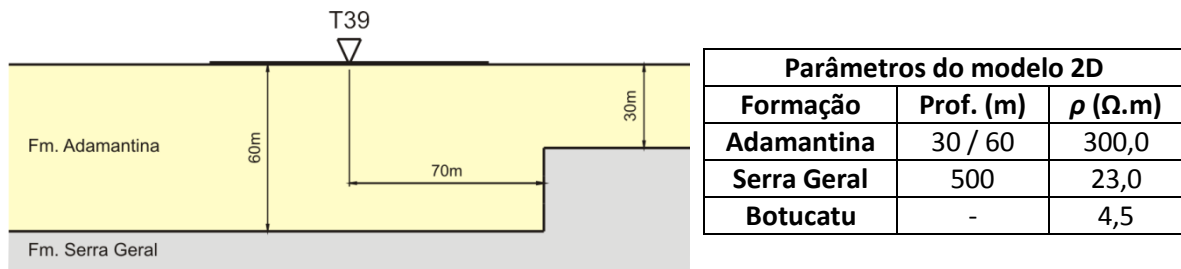


Figura 69. Modelo 2D obtido para a sondagem T39.

A Figura 70 mostra as curvas modeladas sobre os dados de resistividade aparente desta sondagem. Novamente observa-se com clareza que a sondagem T39 sob influência de estruturas 2D que tornam imprecisa a determinação da profundidade do topo e da base da camada de basalto.

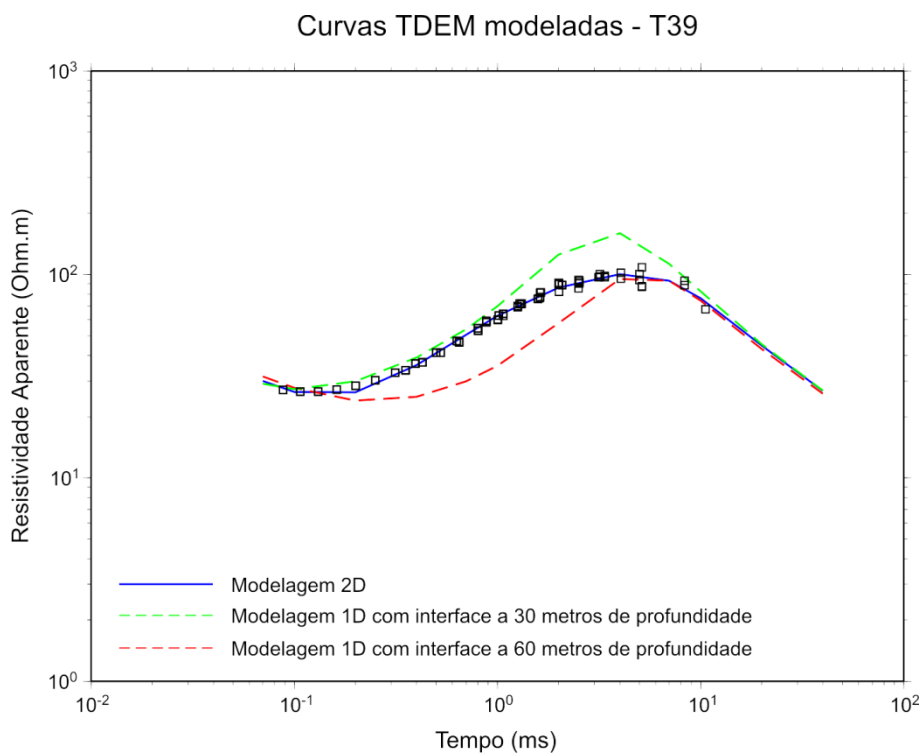


Figura 70. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T39.

6.3. Sondagem T37 (área A)

A Figura 71 mostra a sondagem T37 e seu modelo geoeletrico obtido na inversão e modelagem 1D. Aqui também ocorre variação lateral de resistividade, pois observa-se que a profundidade do basalto obtida na modelagem 1D é de apenas 25,4 metros (o que corresponde à elevação de 540,6 metros).

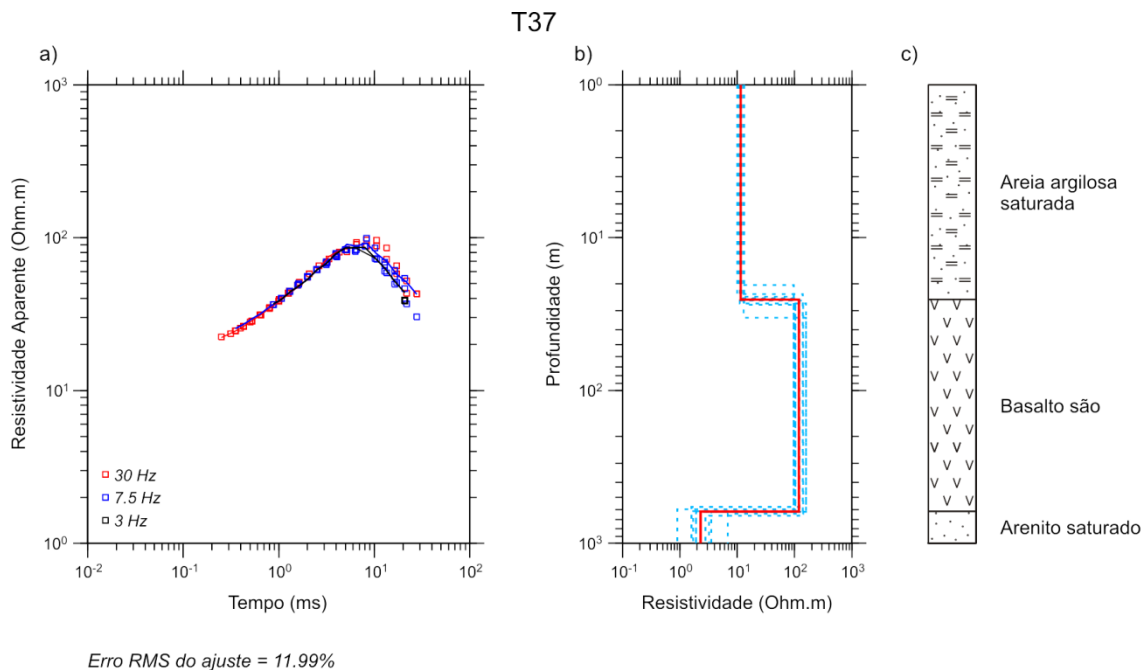


Figura 71. Curva de resistividade aparente, modelagem 1D e interpretação da sondagem T37.

Na Figura 72 a seguir é apresentado o modelo com variação lateral de resistividade obtido com a modelagem 2D. Observa-se que a profundidade do basalto atinge níveis mais coerentes com as demais sondagens da região. A linha sísmica rasa adquirida próximo a esta sondagem mostra que é geologicamente aceitável que haja variação do topo do basalto como a proposta neste modelo.

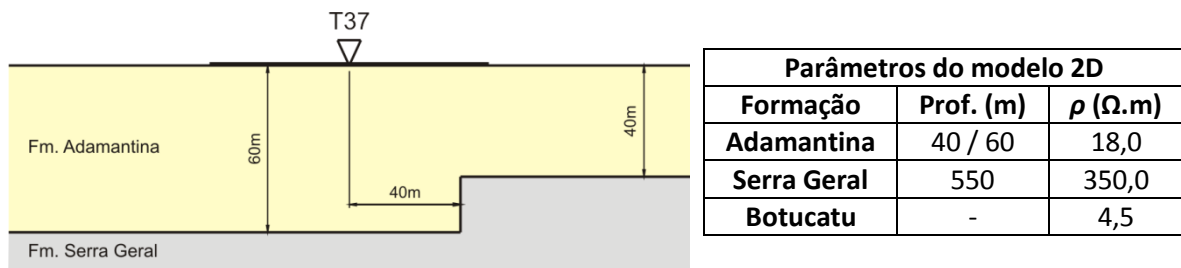


Figura 72. Modelo 2D obtido para a sondagem T37.

As curvas modeladas sobre os dados de resistividade aparente desta sondagem são mostradas na Figura 73. Observe que o ajuste entre os dados da sondagem T37 tornam-se aceitáveis somente por meio de um modelo 2D para a geologia de subsuperfície.

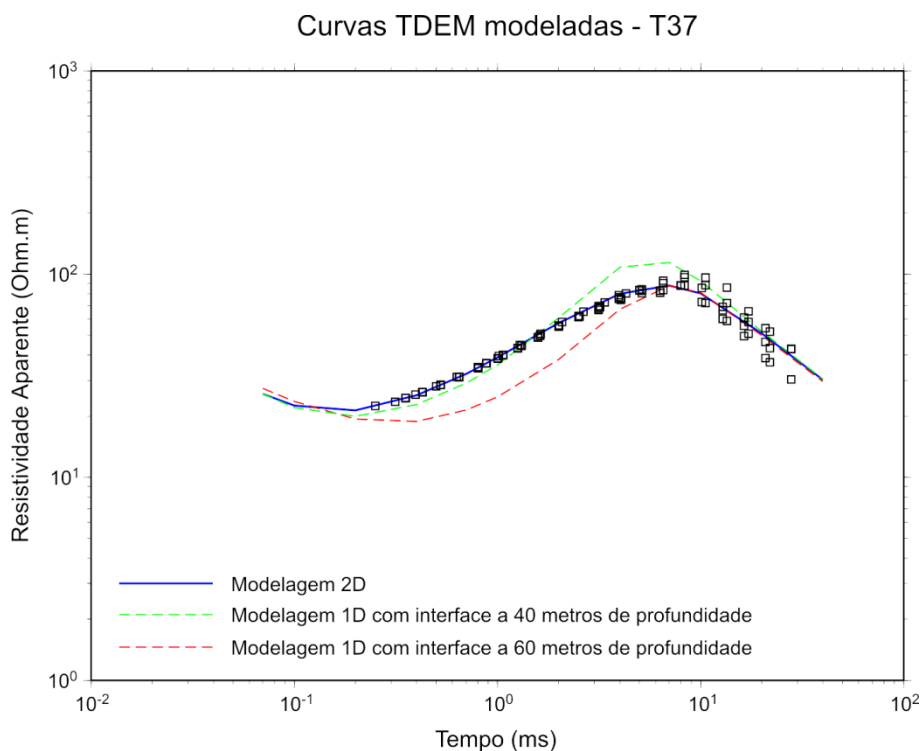


Figura 73. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T37.

6.4. Sondagem T68 (área A)

A sondagem T68 localiza-se próximo ao poço produtor P010 da Fazenda Aparecida. Conforme discutido anteriormente no item 5.3.a) a inversão e modelagem 1D para esta sondagem apresentaram uma camada resistiva entre as rochas sedimentares da Formação Adamantina e o basalto da Formação Serra Geral. Esta camada não tem uma explicação geológica plausível uma vez que não aparece nada correspondente a ela na litologia do poço, de modo que foi necessário fazer a modelagem 2D destes dados.

Na Figura 74 é mostrado o modelo com variação lateral de resistividade obtido na modelagem 2D da curva de resistividade aparente da sondagem T68. É interessante observar que a parte mais profunda da interface entre as rochas da Formação Adamantina e da Formação Serra Geral é compatível com a profundidade mostrada pela litologia do poço P10.

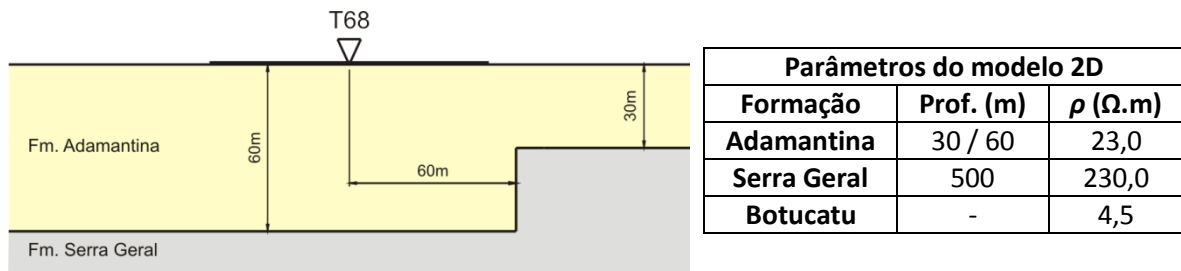


Figura 74. Modelo 2D obtido para a sondagem T68.

As curvas modeladas para a sondagem T68 são mostradas na Figura 75. Note novamente que a estruturação 2D no subsolo tornou o modelo interpretativo aceitável para a área de estudos, além de ser coerente com as informações litológicas do poço P10.

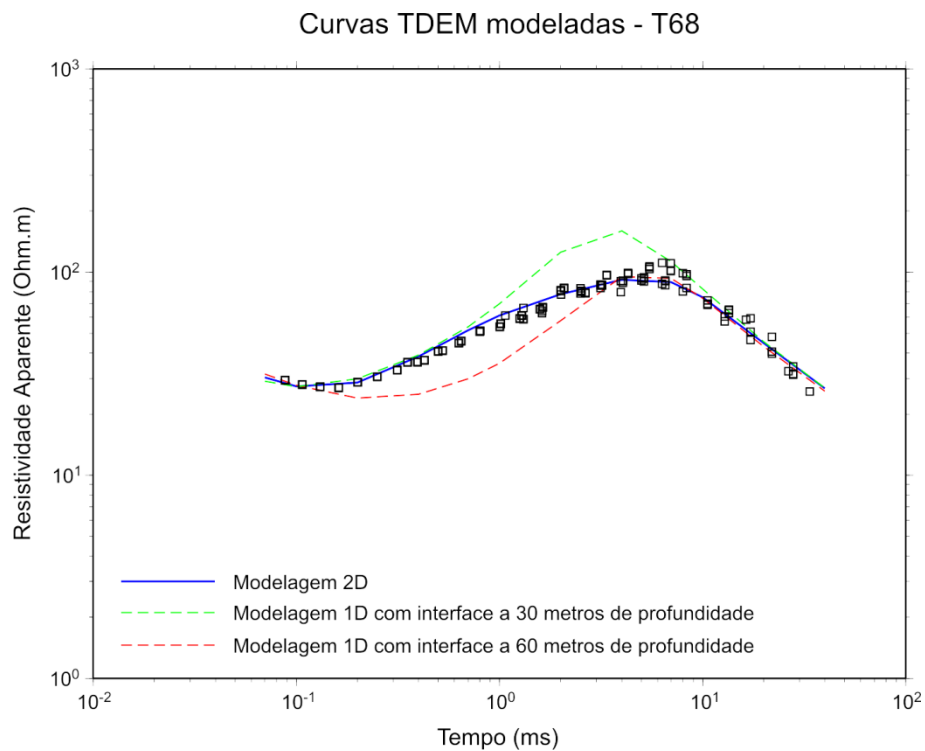


Figura 75. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T68.

6.5. Sondagem T69 (área A)

A sondagem T69 localiza-se a 260 metros de distância da sondagem T68, também no perfil A1/2008. O modelo 2D obtido é similar ao da sondagem T68, porém apresenta a parte mais alta do basalto a 40 metros de profundidade (i.e., cota de 505 metros). O poço mais próximo desta sondagem é o poço produtor P09 da Fazenda Aparecida e apresenta a interface do basalto a 30

metros de profundidade, o que corresponde à cota de 537 metros. O degrau no topo do basalto localiza-se a 60 metros do centro do loop transmissor. O modelo 2D é mostrado na Figura 76.

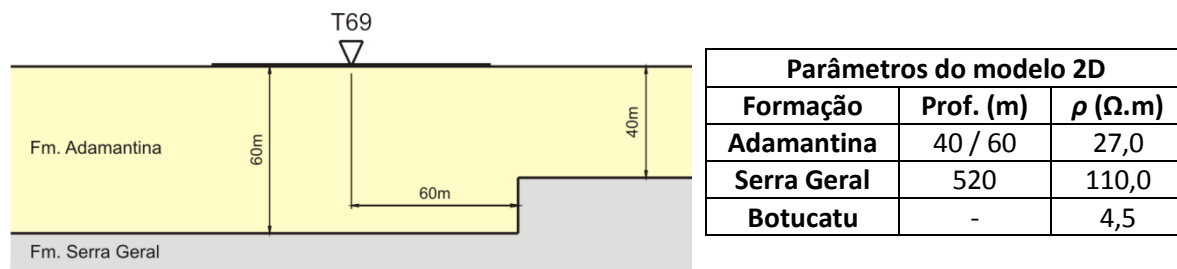


Figura 76. Modelo 2D obtido para a sondagem T69.

As curvas modeladas sobre os dados de resistividade aparente são mostradas na Figura 77. Nota-se que a curva gerada pelo modelo 1D com interface a 40 metros de profundidade também produz um resultado aceitável para a modelagem, porém o modelo 2D proporciona um ajuste melhor aos dados e é coerente com os modelos das sondagens adjacentes.

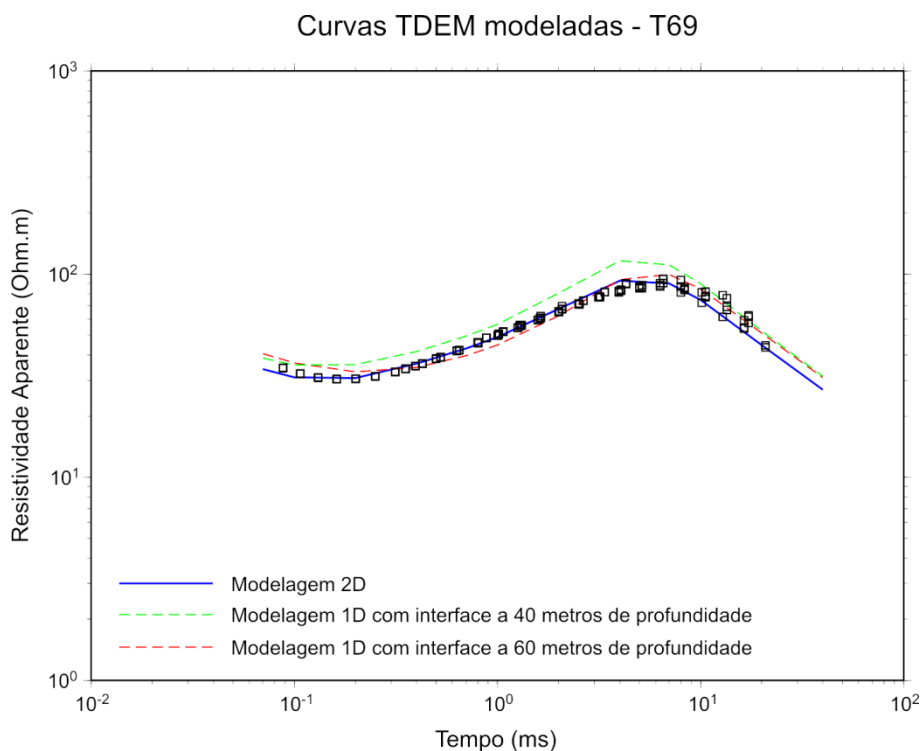


Figura 77. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T69.

6.6. Sondagem T74 (área A)

A modelagem 1D da sondagem T74 mostra o topo do basalto a uma profundidade de aproximadamente 20 metros (elevação igual a 529 metros). Esta profundidade é muito rasa em

comparação com as demais sondagens da região, portanto foi feita a modelagem 2D para verificação de possível influência de variação lateral de resistividade. A Figura 78 mostra o modelo 2D final. A variação no topo do basalto está localizada a 70 metros do centro da sondagem e é de apenas 10 metros.

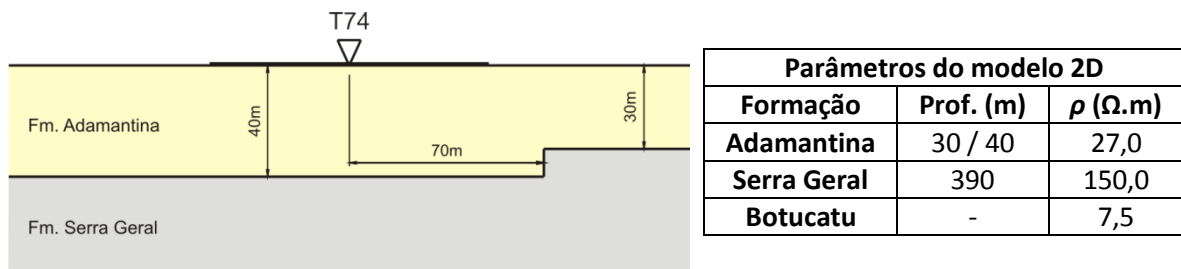


Figura 78. Modelo 2D obtido para a sondagem T69.

As curvas modeladas sobre os dados de resistividade aparente são mostradas na Figura 79. Observa-se que a curva obtida para um modelo 1D com topo do basalto a 30 metros de profundidade quase se ajusta à curva de dados, porém o modelo 2D proporciona um melhor ajuste da curva sintética.

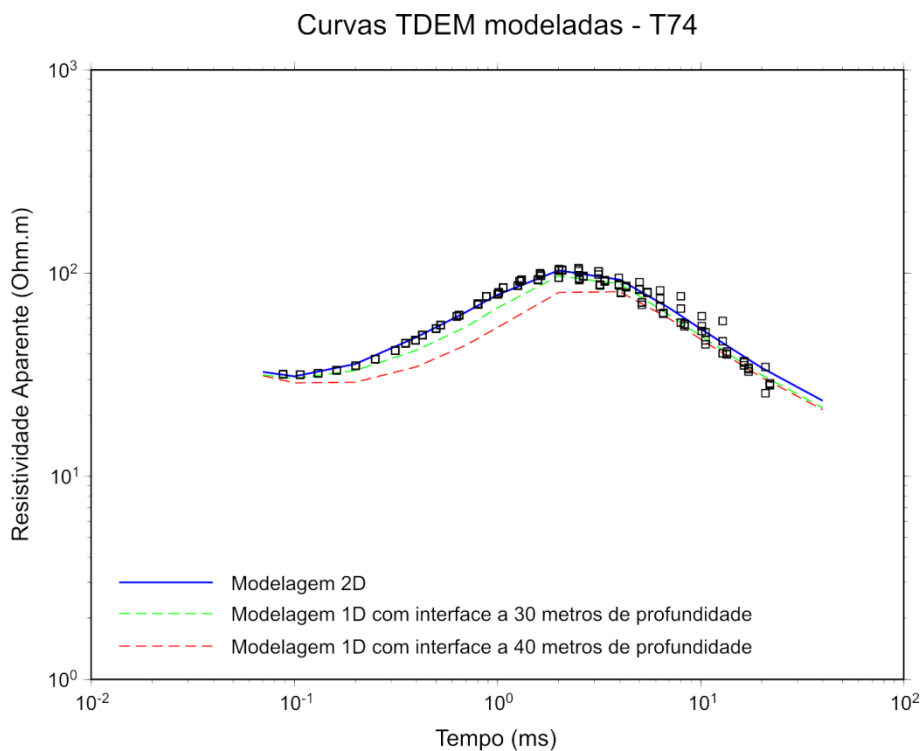


Figura 79. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T74.

6.7. Sondagem T18 (área B)

Esta sondagem foi adquirida na área sísmica B (Botafogo) em 2007, porém fora da área de maior concentração dos epicentros. Conforme discutido no item 5.4.a), a profundidade obtida para o topo da camada de basalto é de apenas 10 metros, o que é muito raso em comparação à litologia do poço P15b e às outras sondagens da região adquiridas nos anos subseqüentes.

O modelo 2D obtido para esta sondagem é mostrado na Figura 80. Existe uma pequena variação de 10 metros na profundidade do topo da camada de basalto, a 150 metros do ponto central do *loop* transmissor. Apesar de estar localizado a uma certa distância do ponto de sondagem, ainda há influência desta variação sobre a curva de dados.

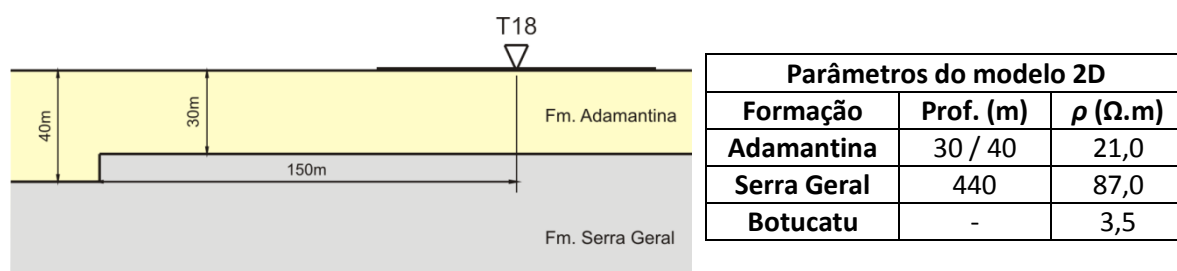


Figura 80. Modelo 2D obtido para a sondagem T18.

As curvas de dados obtidas a partir do modelo são mostradas na Figura 81. Como observado, o modelo 2D elaborado permite um ótimo ajuste com os dados TDEM da sondagem T18.

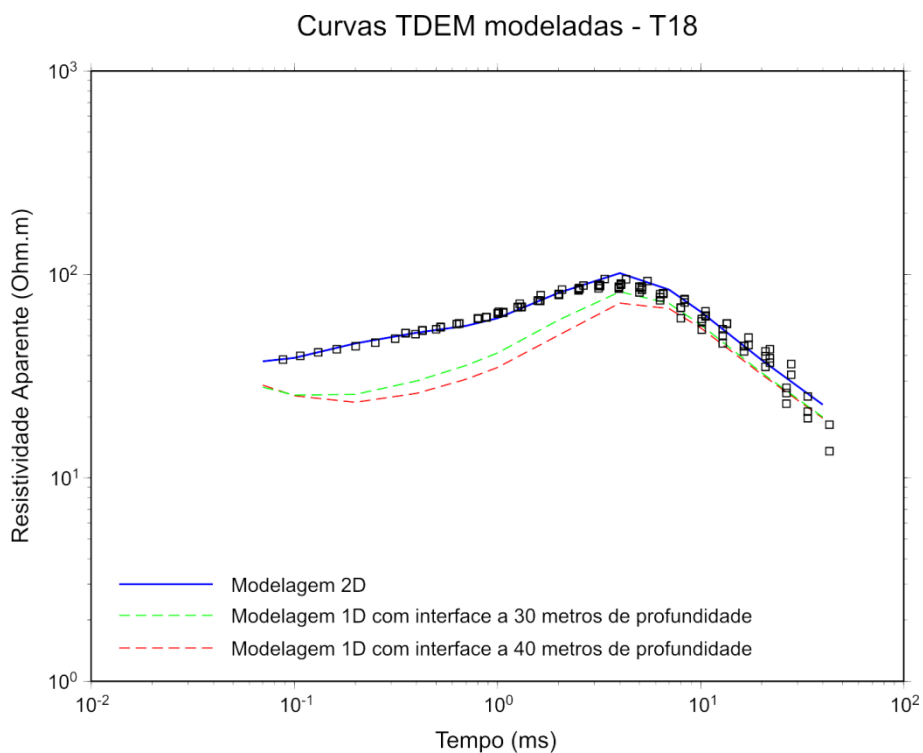


Figura 81. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T18.

6.8. Sondagem T50 (área B)

A inversão e a modelagem 1D da sondagem T50 mostram o topo do basalto a uma profundidade de aproximadamente 10 metros, o que é incompatível com o topo da Formação Serra Geral na região estudada. A Figura 82 mostra o modelo 2D obtido. Segundo este modelo, existe um degrau no basalto a cerca de 60 metros de distância do centro da sondagem, onde a profundidade do topo do basalto varia em 30 metros.

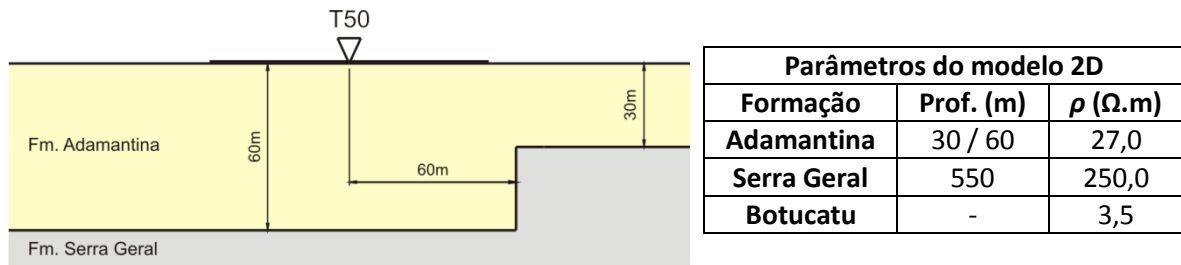


Figura 82. Modelo 2D obtido para a sondagem T50.

A Figura 83 mostra as curvas de dados obtidas a partir do modelo bidimensional da sondagem T50. Este resultado mostra novamente que as estruturas em subsuperfície podem ser modeladas em um espaço com variação bidimensional de resistividade, permitindo uma melhor estimativa da profundidade do topo e da base da camada de basalto.

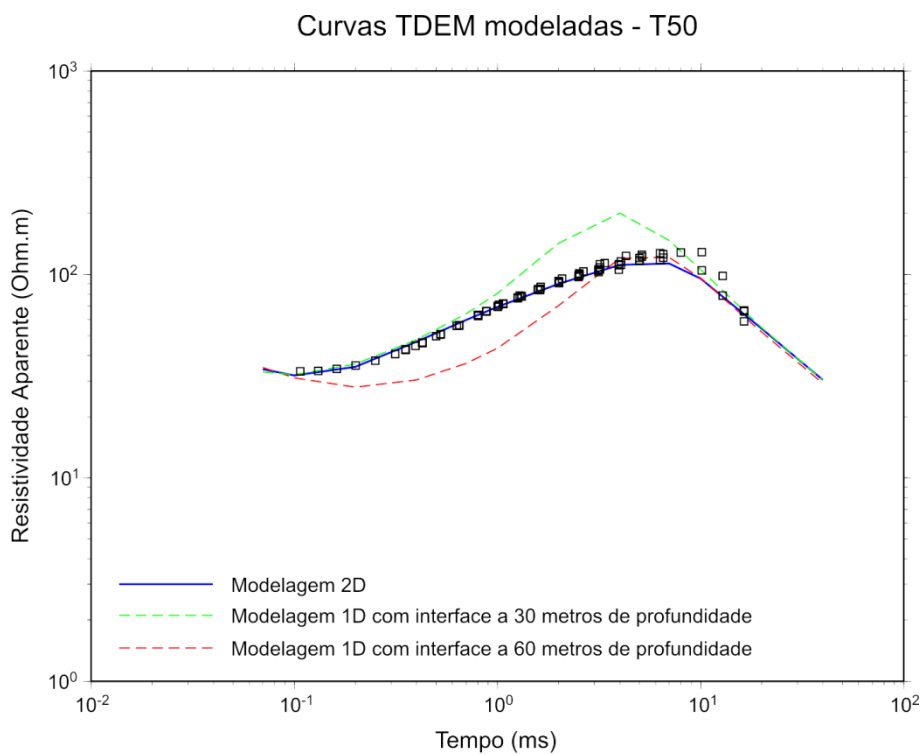


Figura 83. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T50.

6.9. Sondagem T56 (área B)

A sondagem T56 (Figura A 28 do Apêndice A) localiza-se na porção norte da região sísmica de Botafogo, entre os perfis B1/2010 e B2/2010. Esta sondagem não faz parte de um perfil, de modo que a comparação com sondagens mais distantes não dá informações precisas sobre o comportamento do topo da camada de basalto. Contudo, sabe-se que a profundidade obtida na modelagem 1D (aproximadamente 10 metros) é incoerente com a profundidade do topo do basalto observada nas outras sondagens da região (geralmente superior a 30 metros).

O modelo 2D obtido é mostrado na Figura 84. O degrau do basalto localiza-se a 60 metros de distância do centro da sondagem e a variação no topo do basalto é de 40 metros. Esta é a maior variação de profundidade do topo da camada de basalto observada dentre todas as sondagens onde se detectou a influência de variação lateral de resistividade.

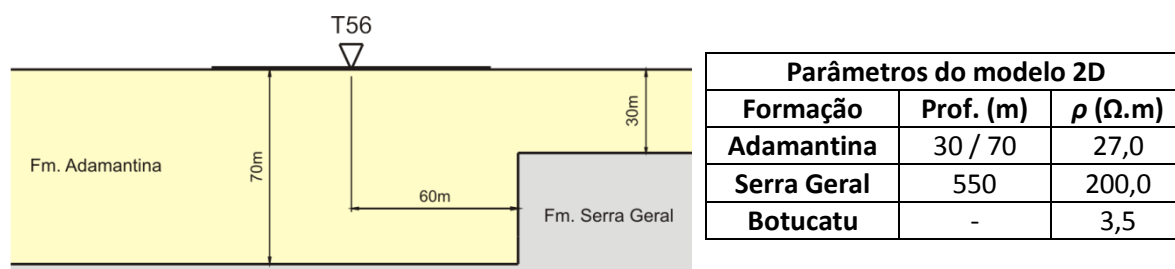


Figura 84. Modelo 2D obtido para a sondagem T56.

A Figura 85 mostra as curvas de dados sintéticas obtidas nas modelagens 2D. Observa-se que o modelo explica melhor a profundidade do topo do basalto do que um modelo 1D elaborado sobre estes mesmos dados.

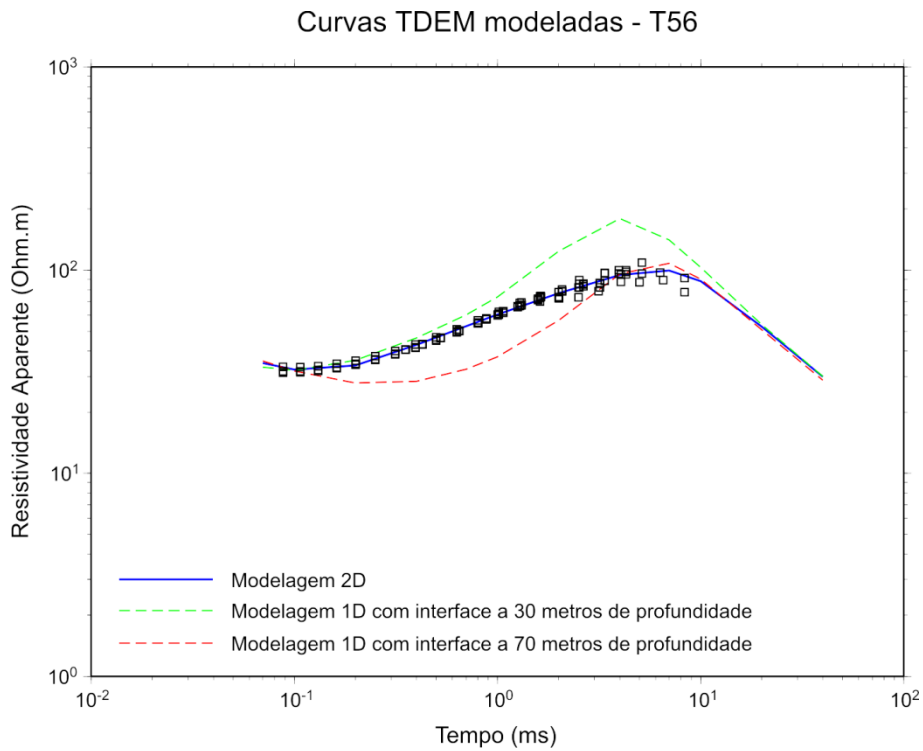


Figura 85. Curva de resistividade aparente e modelagens 1D e 2D da sondagem T56.

Estes resultados mostram que o ajuste entre os dados e o modelo só podem ser feitos de forma satisfatória se for considerada uma variação lateral de resistividade, representada no modelo como um degrau no topo da camada de basalto. Portanto, os estudos de modelagem 2D de sondagens TDEM foi fundamental nesta pesquisa para poder explicar melhor a profundidade do topo da camada de basalto da Formação Serra Geral. Os dados apresentados neste capítulo mostram-se mais coerentes com a litologia dos poços do que os modelos geoeletricos 1D obtidos para suas respectivas sondagens.

7. Discussão dos resultados

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados obtidos após a análise de todas as sondagens TDEM nas áreas de estudos, juntamente com informações de poços.

a) *Estratigrafia geoeétrica*

A Figura 86 mostra um mapa com a espessura dos sedimentos da formação Adamantina na Área A. Os dados foram interpolados a partir das informações obtidas individualmente nas sondagens TDEM. Na porção sul do mapa a espessura dos sedimentos é da ordem de 60 metros. Nas demais regiões os sedimentos sofrem um espessamento, ficando com uma espessura da ordem de 80 metros. Na região da sondagem T38 a camada de sedimentos apresenta a maior espessura nesta região, de 105 metros. Sob a área da Fazenda Aparecida os sedimentos atingem uma espessura entre 70 e 80 metros.

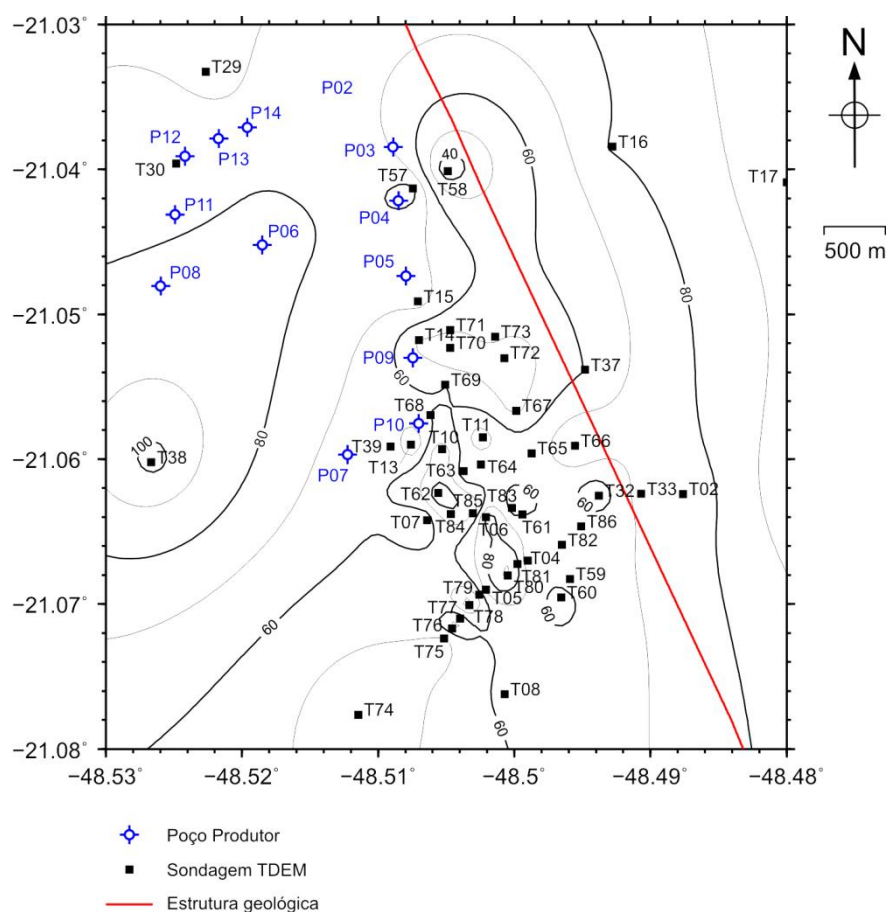


Figura 86. Mapa de espessura da camada de sedimentos da Formação Adamantina na Área A.

A Figura 87 mostra um mapa com a espessura dos sedimentos da Formação Adamantina na Área B. Nesta área os sedimentos mostram-se menos espessos do que na Área A, chegando à espessura de 40 metros próximo à sondagem T25 e também na porção NW do mapa. De modo geral a espessura se mantém em torno de 60 metros, aumentando para 80 metros na porção NE do mapa.

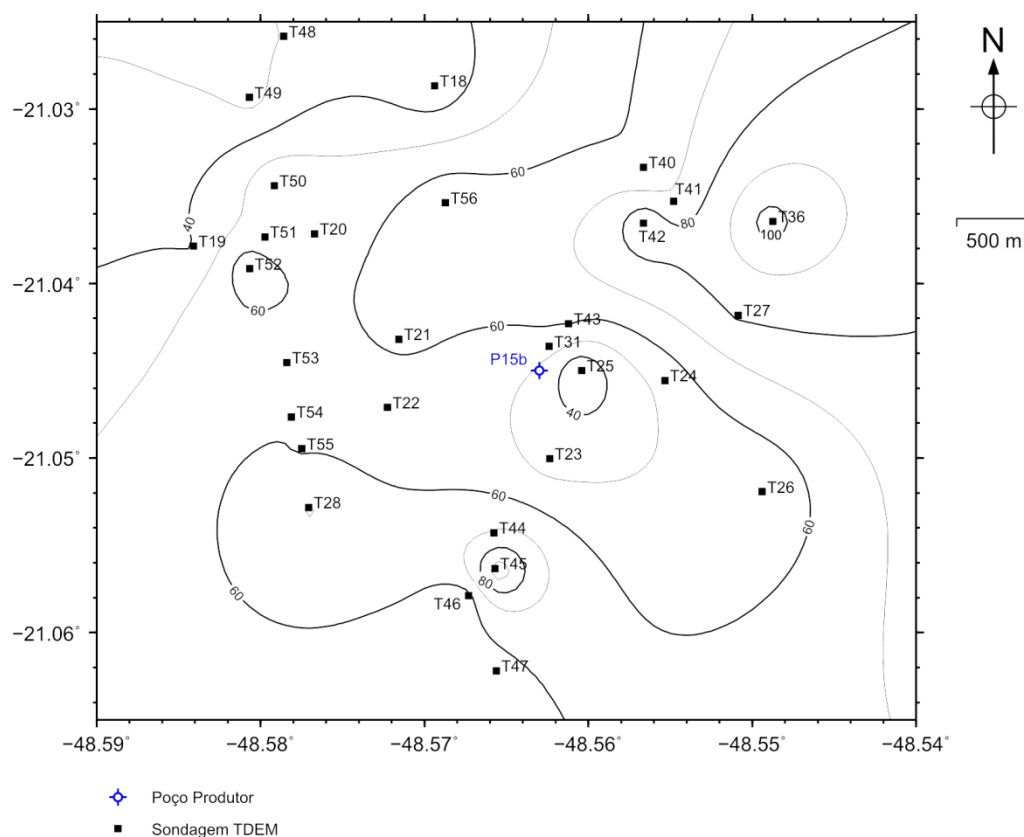


Figura 87. Mapa de espessura da camada de sedimentos da Formação Adamantina na Área B.

A Figura 88 mostra um mapa de contorno com as cotas do topo do basalto na área A. Na Figura 89 é mostrada uma ampliação da região de maior concentração das sondagens (demarcada pelo quadrado pontilhado na Figura 88), para proporcionar uma melhor visualização das curvas de nível. Para elaboração destes mapas foram consideradas tanto as cotas obtidas nos modelos geoeletricos 1D e 2D das sondagens TDEM quanto as cotas obtidas a partir da litologia dos poços produtores e das linhas sísmicas. As sondagens em preto indicam que a cota foi obtida a partir de modelo geoeletrico 1D e as sondagens em vermelho indicam que a cota foi obtida a partir de modelo geoeletrico 2D. Observa-se que próximo aos poços produtores P07, P09 e P10 existem muitas variações na topografia do basalto. Nas demais regiões a topografia é mais suave. Isto se deve em parte à maior densidade de sondagens próximo a estes poços, o que proporcionou maior detalhamento nesta região. Por outro lado, a concentração de sondagens com influência de variação 2D nestes locais indica que de fato existe uma variação maior próximo a estes poços. A porção NE da Área A é onde a camada de basalto apresenta maior elevação, o que é coerente com a topografia da região. O mapa de contorno do topo do basalto mostra que sob a Fazenda Aparecida o basalto não

apresenta redução na sua altitude conforme se avança para a porção sul do mapa, conforme sugerido pelo mapa da Figura 3. Na porção compreendida entre os poços P07, P10, P09 e PSA a grande concentração de sondagens mostra que sondagens próximas freqüentemente apresentam variações da ordem de 20 metros na elevação do topo da camada de basalto. A linha vermelha de direção NW-SE mostrada no mapa corresponde a uma linha estrutural que consta nos mapas da CPRM (Folha SF22). As sondagens estão em sua maioria localizadas a oeste desta estrutura devido à falta de locais propícios à alocação de pontos de sondagem a leste. A existência desta estrutura é mais um elemento geológico que pode estar contribuindo com a ocorrência de atividade sísmica nesta região.

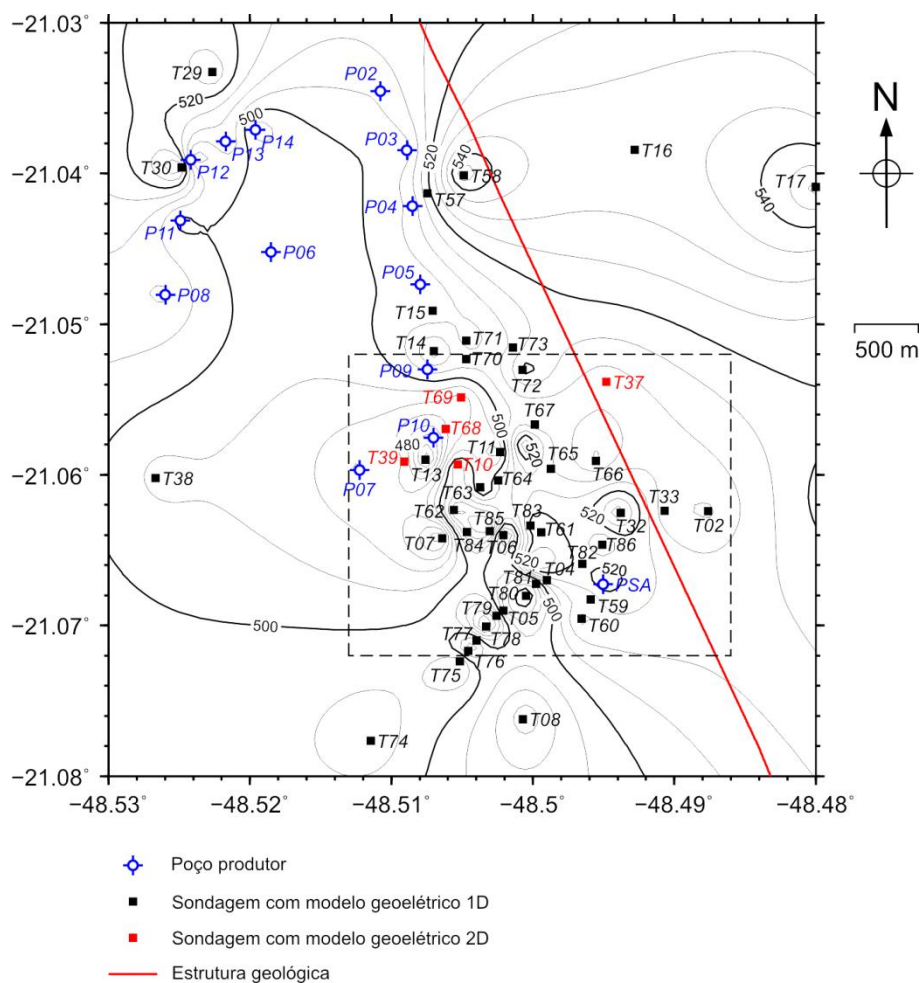


Figura 88. Cotas do topo da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área A.

Na Figura 89 é possível observar com mais nitidez as variações na cota do topo da camada de basalto na região a SE da Fazenda Aparecida. O ponto onde o topo desta camada atinge seu valor mais baixo é próximo à sondagem T80 (474 metros), sendo o mais baixo em toda a Área A. À distância de aproximadamente 200 metros a sudoeste deste ponto encontra-se a sondagem T05, que apresentou uma zona condutiva no interior do basalto que por sua vez foi associada a uma zona fraturada. À distância de aproximadamente 200 metros a nordeste da T80 encontra-se a sondagem

T04, que teve a mesma interpretação da T05. Estas zonas fraturadas podem estar associadas a esta variação no topo do basalto, indicando uma estruturação desta camada em proporções maiores do que aquelas observadas nas sondagens T10, T39, T68, T69 e T37. A estruturação também pode ter um caráter menos acentuado do que aquelas observadas nestas cinco sondagens, o que poderia justificar o fato das sondagens T76, T77, T78, T79, T05, T80, T81 e T04 não terem apresentado influência de variação 2D nas respectivas curvas de resistividade aparente.

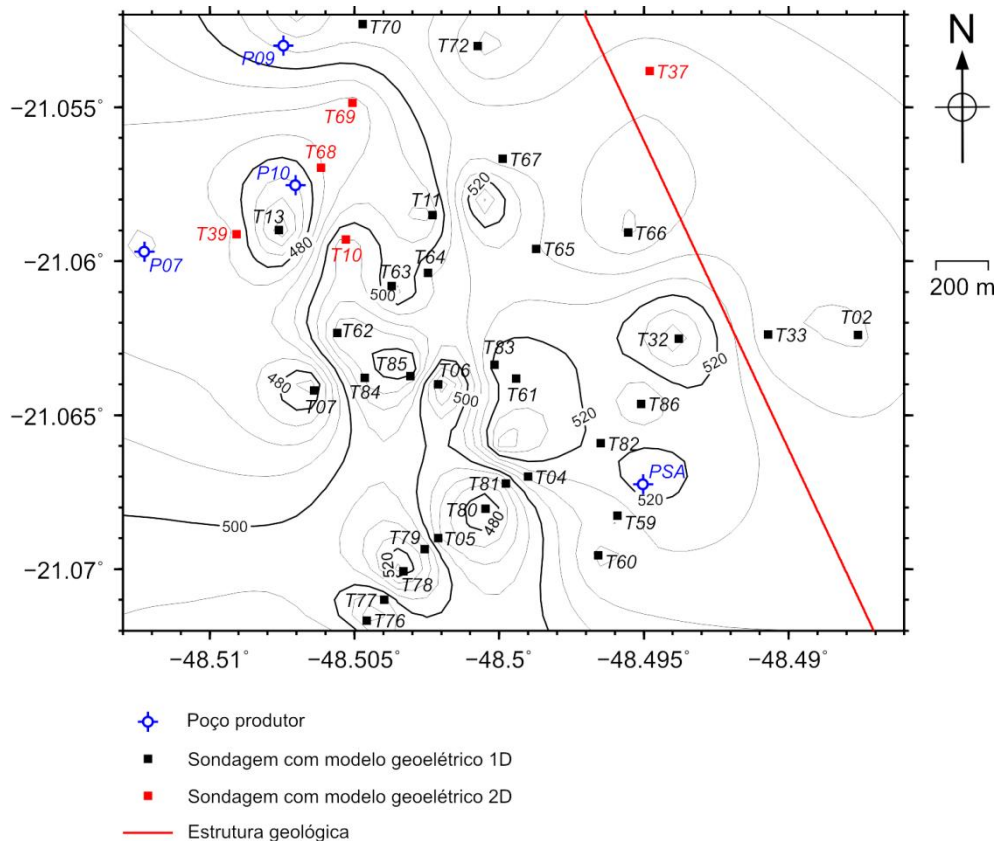


Figura 89. Detalhe da região de maior concentração de sondagens TDEM na área A.

A Figura 90 mostra a cota da camada de basalto na Área B. Nesta área a topografia do basalto varia mais suavemente do que na Área A. Observa-se que a cota do topo do basalto varia mais suavemente do que na Área A mantendo-se entre 480 e 500 metros, com exceção dos pontos próximos às sondagens T28, T45, T50 e T56. Nestes pontos o topo do basalto está numa cota menor do que 480 metros, atingindo os pontos mais baixos da Área B. Nas sondagens T50 e T56 a variação do topo do basalto foi suficiente para afetar a curva de dados de resistividade aparente, o que não ocorreu nas sondagens T28 e T45. Isto pode indicar que na porção norte da Área B o basalto apresenta uma maior estruturação, uma vez que as sondagens mostraram individualmente a existência de degraus no topo da camada de basalto. Nas sondagens T28 e T45, assim como nas sondagens adjacentes, as curvas de dados não apresentam a influência de estruturas 2D similares àsquelas encontradas nas sondagens T50 e T56. Assim supõe-se que a estruturação na porção

próxima às sondagens T28 e T45, na porção sul da área de estudo, é mais suave do que aquela encontrada próxima às sondagens T18, T50 e T56, na porção norte da área.

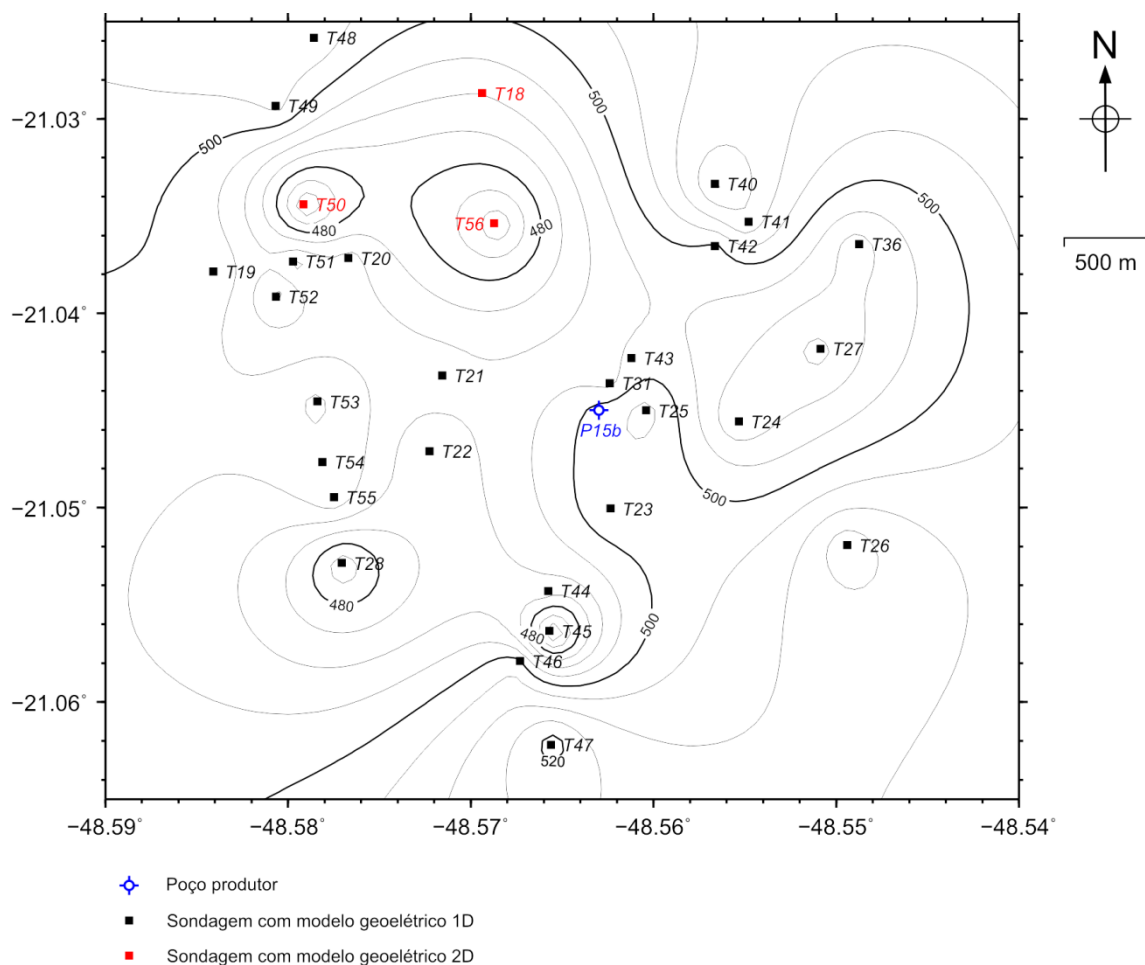


Figura 90. Cota do topo da camada de basalto na área B.

Note que no caso da sondagem T18 as curvas de nível se mostram suaves enquanto que o seu respectivo modelo 2D indica a existência de um degrau no topo do basalto. Esta discrepância se deve ao fato de que durante a elaboração do mapa de contorno foi inserida apenas a cota do topo do basalto do modelo geoeletrico obtida no ponto diretamente abaixo do ponto central da sondagem. O valor da cota do topo do basalto no degrau foi omitido para a elaboração deste mapa, uma vez que não se conhece a sua localização em planta.

Considerando-se a análise apresentada, pode-se supor que a atividade sísmica da região de Botafogo possa estar relacionada à estruturação na porção norte da Área B, uma vez que esta estruturação é similar àquela observada na porção da área A tida como o foco principal da atividade sísmica da região. Para confirmação desta hipótese é necessário obter conhecimento de poços próximos às sondagens T18, T50 e T56 que tenham extraído grandes volumes de água do aquífero fraturado, principalmente no ano de 2007. Caso exista algum poço produtor que se encaixe nesta condição, então pode-se dizer que as causas da sismicidade da Área B seria similar às causas da

sismicidade da Área A. Como pode ser verificado na complexa análise dos dados, mais estudos deverão ser feitos nesta região a fim de obter respostas para a atividade sísmica da Área B.

A Figura 91 mostra a cota da base da camada de basalto da Formação Serra Geral da Área A, que corresponde à topografia do contato entre esta e o arenito da Formação Botucatu. Nos pontos correspondentes às sondagens T66, T70 e T71 a interface atinge sua cota mínima, ficando abaixo de -150 metros. Observa-se uma tendência de queda da interface no sentido W-E do mapa, com os pontos mais altos apresentando a cota de aproximadamente 150 metros. De modo geral, na porção oeste do mapa a interface encontra-se à cota de 50 metros enquanto que na porção leste a cota é de em média -50 metros. Na porção central do mapa a cota de 0 metros ocorre na direção N-S, próximo à estruturação geológica existente na direção NW-SE (linha vermelha). Isto sugere que a topografia da interface entre a Formação Serra Geral e a Formação Botucatu possa estar relacionada à estrutura geológica documentada nesta região. Contudo, esta afirmação exige cautela pois não existe uma densidade tão grande de informações a respeito da interface na porção oriental da Área A quanto a que existe na sua porção ocidental. Assim, mais estudos são necessários visando a cobertura das áreas com menor concentração de sondagens.

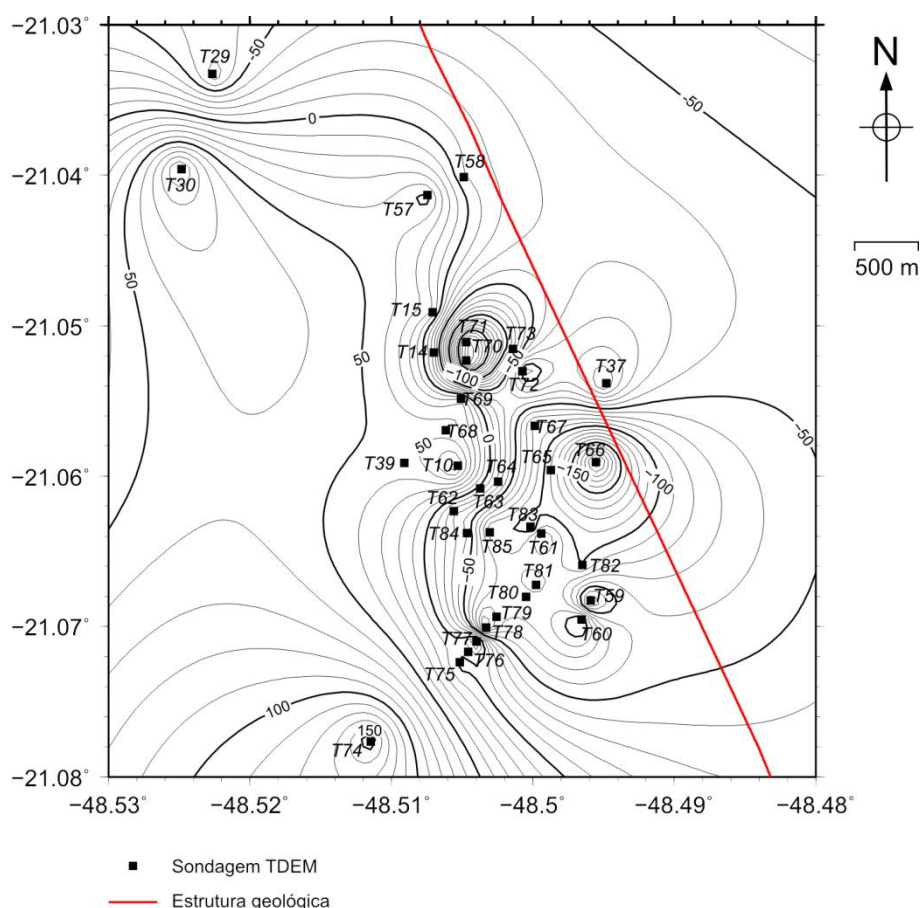


Figura 91. Cota da base da camada de basalto da Formação Serra Geral na área A.

A Figura 92 mostra a cota da base da camada de basalto na Área B, que corresponde à interface entre a Formação Serra Geral e a Formação Botucatu nesta área. Esta interface apresenta uma variação mais significativa do que a interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral, mostrada anteriormente.

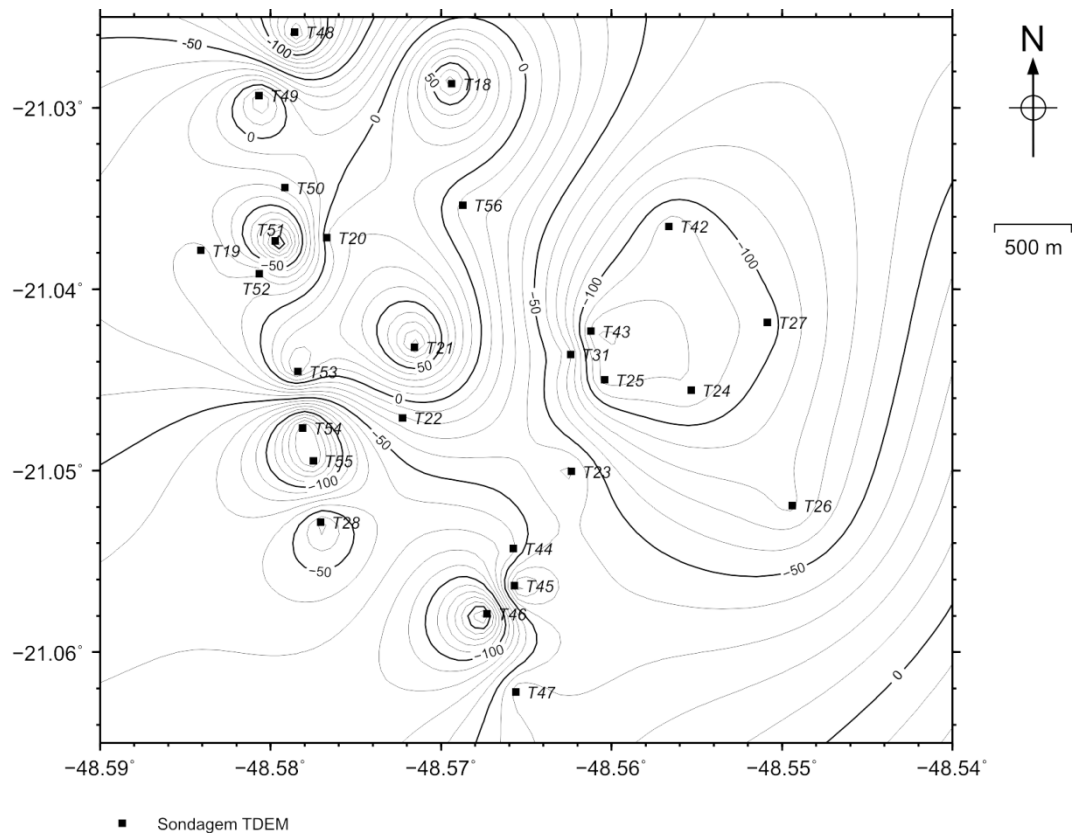


Figura 92. Cota da base da camada de basalto da Formação Serra Geral na área B.

Com base nos resultados apresentados foi elaborado um mapa com a espessura do basalto para cada área estudada. Na Figura 93 é mostrado o mapa da Área A. De modo geral o basalto apresenta espessura menor (aproximadamente 400 metros) na porção SW do mapa e o espessamento aumenta em direção à porção NE, onde atinge cerca de 600 metros de espessura. Os pontos mais espessos encontram-se sob as sondagens T66, T70 e T71, onde o basalto atinge os 650 metros de espessura. Os poços de grande vazão da Fazenda Aparecida (P07 e P10) localizam-se sobre os pontos onde o basalto possui espessura em torno de 450 metros.

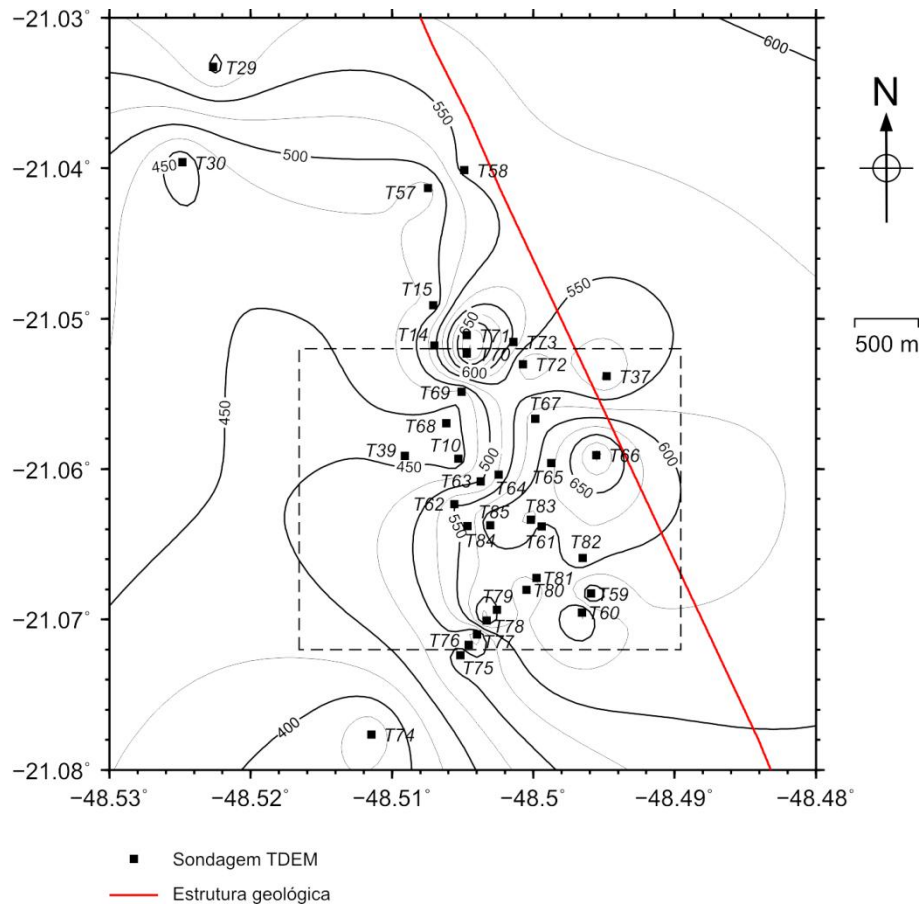


Figura 93. Espessura da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área A.

A Figura 94 mostra o detalhe da região de maior concentração das sondagens, demarcada pelo quadrado pontilhado na Figura 93. O poço da Fazenda Santa Ana (PSA) encontra-se sobre o ponto onde o basalto atinge os 550 metros de profundidade. Neste detalhe é possível observar com mais clareza a variação da espessura do basalto em mais de 200 metros no sentido W-E.

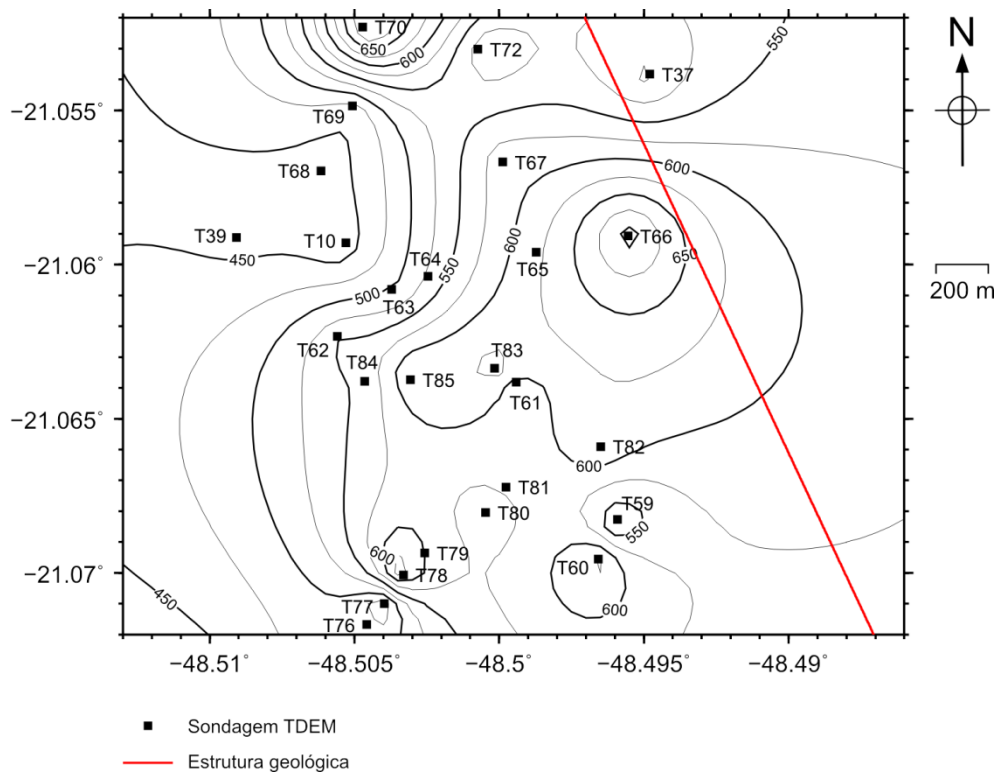


Figura 94. Detalhe da região de maior concentração de sondagens TDEM na área A.

Na Figura 95 é mostrado um mapa com a espessura da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área B. Nesta área a espessura do basalto varia mais suavemente do que na Área A. O ponto menos espesso encontra-se próximo à sondagem T18 e T21, onde o basalto atinge a espessura de menos do que 450 metros. Em contrapartida, o ponto mais espesso encontra-se próximo à sondagem T46, onde o basalto atinge espessura próxima a 650 metros. Salvo as variações em pontos específicos, o basalto mantém a espessura de aproximadamente 550 metros nesta área, não sendo observada uma tendência ao espessamento em uma determinada direção como foi observado na Área A.

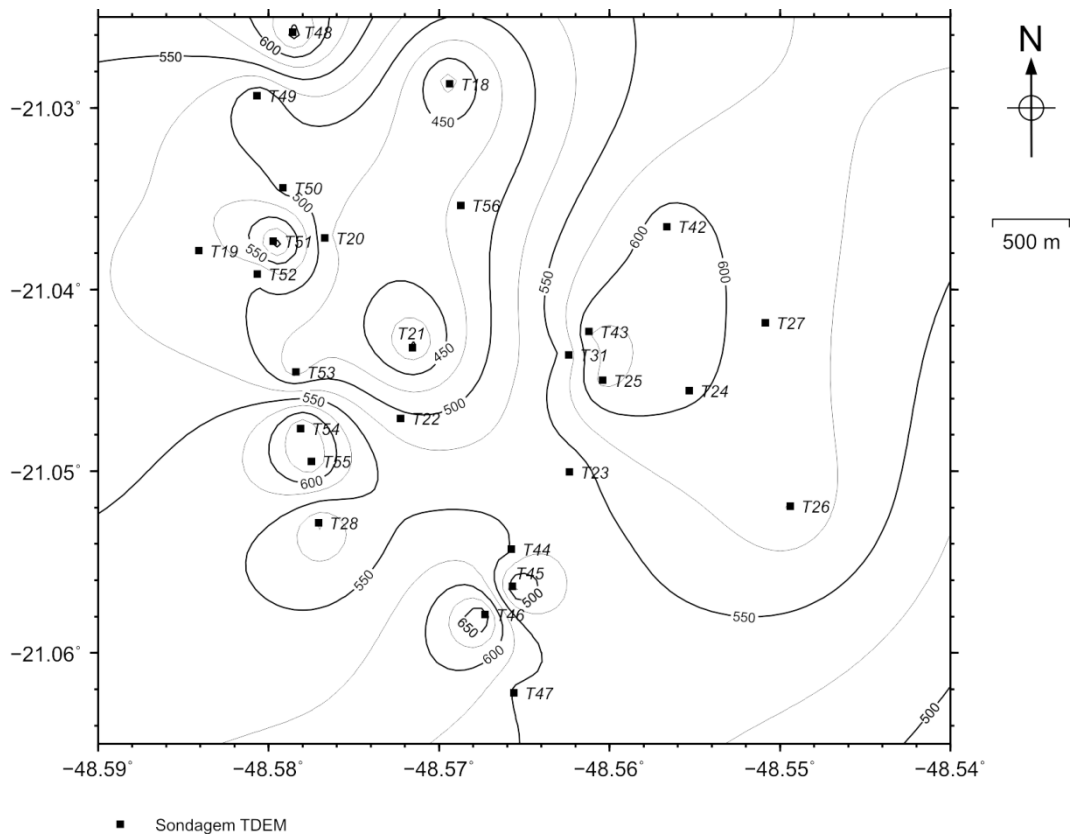


Figura 95. Espessura da camada de basalto da Formação Serra Geral na Área B.

b) Modelagens 2D

As sondagens T10, T18, T37, T39, T50, T56, T68, T69 e T74 apresentaram influência de variação lateral de resistividade, de modo que precisaram ser estudadas com ajuda de um programa de modelagem 2D. Para elaboração do mapa de contorno do topo da camada de basalto (Figura 88, Figura 89 e Figura 90) a profundidade da interface entre a Formação Adamantina e a Formação Serra Geral considerada foi aquela que, de acordo com os modelos 2D, encontram-se diretamente abaixo do ponto central da sondagem. A localização em planta das variações laterais de resistividade obtidas nos modelos 2D não pôde ser determinada, uma vez que a modelagem em um espaço bidimensional apenas permite computar a distância entre a variação lateral de resistividade e o ponto central da sondagem, e não sua localização espacial exata. Deste modo, para visualização dos resultados 2D de uma determinada sondagem em planta optou-se por considerar o raio da possível localização da variação de resistividade, i.e., dispor todas as possíveis localizações do degrau no topo do basalto em um círculo cujo raio representa a distância entre o degrau no basalto e o ponto central de cada sondagem. Assim, uma vez que não se conhece a localização espacial exata do degrau no topo do basalto, este pode estar localizado em qualquer ponto sobre o perímetro do círculo.

O mapa da Figura 96 mostra as sondagens T10, T37, T39, T68 e T69 com a possível localização das variações laterais de resistividade identificadas nas modelagens 2D (círculos pontilhados). As cruzes pretas representam os pontos de sondagens TDEM, as azuis representam os

poços produtores. As cruzes em vermelho representam a cota do topo do basalto obtida a partir dos dados de sísmica de refração. Os valores acima das cruzes representam a cota do topo do basalto nos respectivos pontos. No caso das sondagens com modelo geométrico 2D, além do valor próximo à cruz há ainda o valor sobre o círculo, o qual representa a cota do topo do basalto no degrau de acordo com o modelo 2D da sondagens. Nota-se que estas sondagens distribuem-se em pontos próximos a uma drenagem, sugerindo que esta seja um reflexo em superfície da estruturação no topo da camada de basalto. A sondagem T37 encontra-se localizada próximo à estrutura geológica documentada nos mapas da CPRM, sugerindo que possa existir uma relação entre esta estrutura e o degrau no topo da camada de basalto da Formação Serra Geral.

Pelo mapa da Figura 96 observa-se ainda que o poço P10 está localizado a uma distância de aproximadamente 100 metros da sondagem T68, a qual apresentou uma variação lateral do topo do basalto que sugere uma estruturação desta camada. Assim, a grande vazão deste poço pode ser atribuída a estruturações similares que tenham sido atingidas no processo de perfuração. Esta hipótese é válida também para o poço P07, embora a sondagem mais próxima deste poço tenha sido a T39. A sondagem T39 também apresentou um modelo 2D que sugere a existência de estruturação na camada de basalto, apesar de estar localizada a uma distância maior (aproximadamente 330 metros) do que a sondagem T68 está do poço P10. A existência de estruturações similares próximas ao poço P07 também poderiam explicar a alta vazão deste poço, contudo não foi possível realizar sondagens mais próximas do poço devido à impossibilidade de acesso ao interior da Fazenda Aparecida.

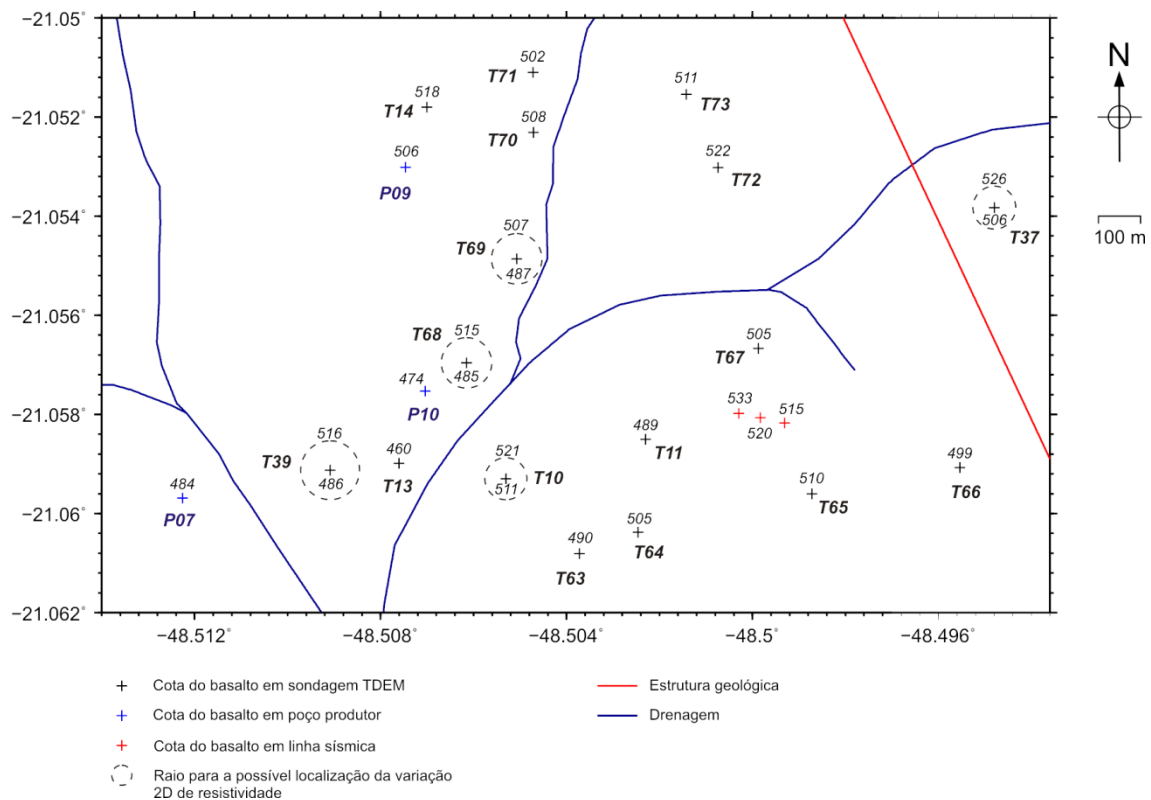


Figura 96. Distribuição do efeito 2D nas sondagens próximas aos poços produtores P07, P09 e P10. A localização exata da estrutura 2D em cada uma é desconhecida, portanto os círculos representam apenas a distância de onde as variações podem estar localizadas. Nas sondagens 1D os números em itálico próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.

Pode-se ainda associar a existência desta estruturação à atividade sísmica da região, uma vez que os poços perfurados através destas estruturas podem representar a via de conexão entre o aquífero sedimentar (raso) da Formação Adamantina e o aquífero fraturado (profundo) da Formação Serra Geral. De acordo com a hipótese proposta por Assumpção *et. al* (2010) os tremores ocorrem durante os meses chuvosos, quando o bombeamento nos poços cessa e a água do aquífero superior invade o aquífero inferior, provocando aumento da pressão no basalto. O aumento da pressão no interior do basalto pode portanto provocar o deslocamento e a acomodação das estruturas modeladas nos dados TDEM adquiridos próximo a estes poços.

Na Figura 97 é mostrado o mapa de uma região mais ao sul, ainda na área A. Neste mapa é mostrada a localização da sondagem T74, que também apresentou influência de variação lateral de resistividade sobre a curva de dados de resistividade aparente. Esta sondagem, assim como aquelas mostradas anteriormente, também se encontra localizada próximo a uma drenagem. Este ponto não apresenta grande atividade sísmica, o que sugere que se a atividade sísmica estiver de fato associada à pressão hidráulica no aquífero fraturado (causando reativação das estruturas na camada de basalto) então seu efeito é muito restrito, não atingindo esta porção da área de estudo.

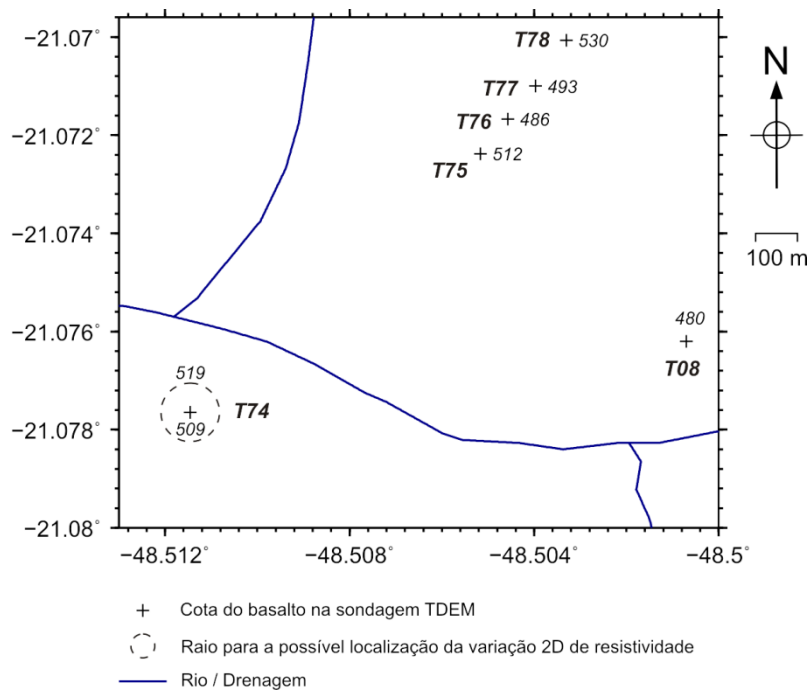


Figura 97. Estruturação 2D na sondagem T74. Nas sondagens 1D os números em itálico próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.

Na região de Botafogo há três sondagens (T18, T50 e T56) que apresentaram influência de variação lateral de resistividade sobre a curva de dados. As três sondagens são mostradas no mapa da Figura 98. Dentre todas as sondagens adquiridas na área B apenas estas três apresentaram este tipo de influência sobre os dados, sugerindo que a existência de estruturas na camada de basalto é bem localizada e restrita à porção Norte desta área de estudo. Isto sugere que a atividade sísmica possa estar condicionada à estruturação na camada de basalto; porém, como não há poços produtores documentados em pontos próximos às sondagens não há informação sobre vazão anômala ou sobre a litologia encontrada nesta porção da área de estudo. Assim, não se pode apontar definitivamente esta estruturação como causa da sismicidade, sendo necessária a realização de mais estudos nesta área.

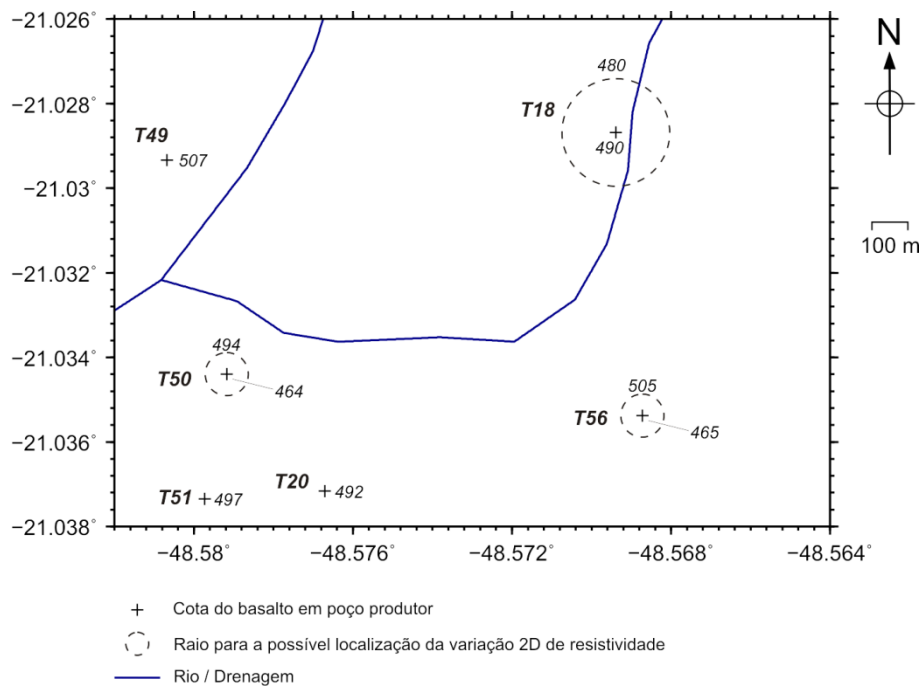


Figura 98. Efeito 2D do topo da camada de basalto nas sondagens T18, T50 e T56. Nas sondagens 1D os números próximos às cruzes indicam a cota do topo da camada de basalto. Nas sondagens 2D o número fora do círculo representa a cota do basalto em uma porção distante do centro da sondagem e o número dentro do círculo representa a cota do topo do basalto na porção mais próxima ao centro da sondagem.

De modo geral todas as sondagens que apresentaram influência de variação lateral de resistividade encontram-se localizadas próximas a rios ou drenagens que são observados no interior de suaves vales na região. A presença de estruturas 2D próximas a estas feições sugerem que a variação topográfica local possa estar condicionada às variações no topo do basalto.

As sondagens localizadas em pontos próximos à Fazenda Aparecida e que apresentaram influência de estruturas 2D (T10, T37, T39, T68 e T69) distribuem-se de forma que o raio de possível localização das estruturas no topo do basalto encontram-se quase que à mesma distância da drenagem em todas as sondagens. Além disso, o alinhamento destas sondagens é quase perpendicular à orientação preferencial estimada desta área sísmica. Dados de sísmica de refração mostram que a variação do topo da camada de basalto é da ordem de 20 metros nesta região (Schumann & Prado, 2009). As estruturas, por sua vez, podem ter sido interceptadas pela perfuração dos poços produtores proporcionando a comunicação entre os dois sistemas aquíferos existentes no local e proporcionando também a grande vazão nos poços produtores P07 e P10 da Fazenda Aparecida. Para comprovação desta hipótese seriam necessárias mais sondagens na região, desta vez dentro da propriedade da Fazenda Aparecida, e também dados de perfilagem dos poços produtores desta propriedade. Contudo, esta tarefa é de difícil realização dado o impedimento do acesso dos pesquisadores da USP ao interior da propriedade por parte de seus proprietários.

O desenvolvimento de um programa de modelagem e inversão 3D para o método TDEM seria de grande contribuição para os estudos nesta região. Isto permitiria localizar com mais exatidão as estruturas no topo do basalto em relação aos perfis de sondagens TDEM e permitiria

uma melhor interpretação dos conjuntos de sondagens, possibilitando a elaboração de um modelo geológico mais plausível para as áreas estudadas.

c) Zonas de fraturas

Os mapas da Figura 99 e da Figura 100 mostram as sondagens TDEM que detectaram zonas de fraturas no interior do basalto. Os pontos em preto representam as sondagens TDEM que identificaram o basalto são, os pontos em verde representam as sondagens que detectaram zonas condutivas no interior do basalto, sugerindo possíveis zonas fraturadas preenchidas com água. Os pontos em vermelho representam as sondagens que, devido à influência de ruído nos pontos finais da curva de resistividade aparente, detectaram apenas o topo do basalto impossibilitando saber se há ou não a existência de zonas fraturadas no interior do basalto. Após 2007 a ocorrência de eventos sísmicos foi reduzindo na região ao sul da Fazenda Aparecida, e sua concentração foi migrando para o interior da fazenda. Apenas as sondagens em 2007 detectaram zonas de fraturas. As sondagens adquiridas em 2008 e 2010 não detectaram zonas condutivas no interior do basalto que pudessem ser associadas a zonas fraturadas. Assim é possível que a migração da concentração dos epicentros tenha ocorrido devido a uma redução na quantidade de água presente nas fraturas ao sul da fazenda. Atualmente a maior parte da água extraída pelos poços pode estar vindo de zonas fraturadas localizadas mais a noroeste, no interior da propriedade. Para comprovação desta hipótese seriam necessárias novas sondagens TDEM no local onde encontra-se a atual concentração de epicentros de forma a verificar se é possível detectar zonas de fraturas saturadas nesta região. Além disso, seriam necessários dados de perfilagem geofísica de todos os poços da fazenda e também dados atualizados a respeito da vazão de cada um.

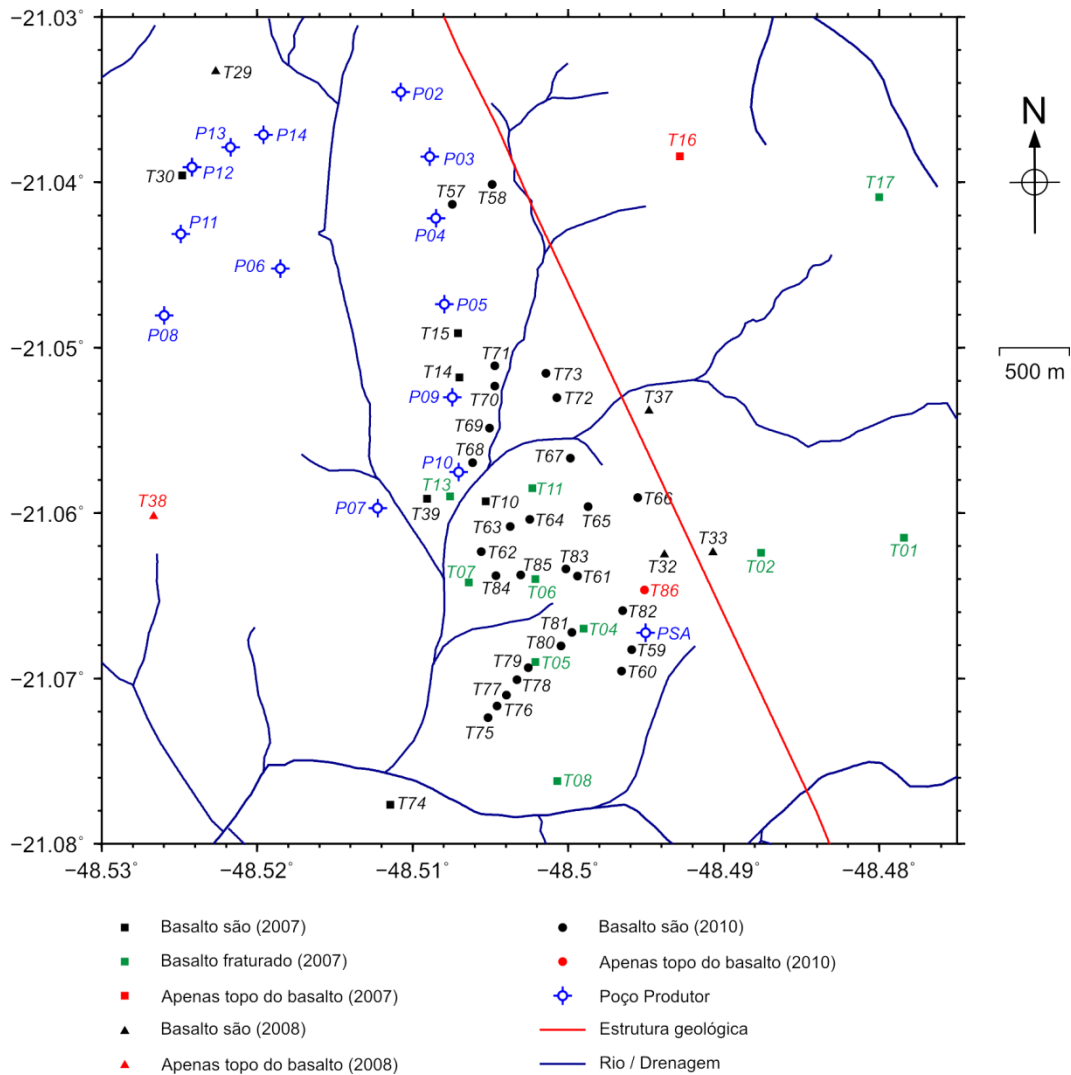


Figura 99. Possíveis zonas fraturadas no interior da camada de basalto. Apenas as sondagens adquiridas em 2007 apresentaram zonas condutivas no interior da camada de basalto, indicando que a migração dos epicentros para a região NW do mapa possa estar associada à redução do conteúdo de água das fraturas na região SE da área de estudo.

Na Área B não foi detectada zona de fratura no interior da camada de basalto, porém não se pode afirmar se as causas dos tremores são as mesmas da Área A porque apenas duas sondagens foram adquiridas no ano de maior atividade sísmica. Embora não tenham sido encontradas zonas fraturadas no basalto, de acordo com as modelagens 2D, três sondagens na porção norte da Área B (T18, T50 e T56) indicaram a existência de estruturação no topo da camada de basalto, sugerindo que a causa da sismicidade nesta área possa estar associada a esta estruturação. Além disso, as sondagens T24, T25, T31, T43, T44, T45, T46, T48 e T53 apresentaram valores de resistividade na camada de basalto relativamente mais baixos em comparação às sondagens adjacentes, sugerindo que possam existir pequenas zonas fraturadas no interior desta camada. Supondo que de fato existam estas pequenas zonas fraturadas saturadas, então pode-se observar que nesta área não ocorre a variação observada na Área A, já que sondagens adquiridas em 2008 e 2010 e em pontos próximos (sondagens T24, T25, T31 e T43) apresentaram o mesmo efeito. Entretanto, não se pode

definir se este efeito é de fato causado por pequenas zonas fraturadas ou por variações 3D do meio, uma vez que não há um programa de modelagem 3D disponível para que se pudesse testar esta hipótese. Deste modo, mais estudos são necessários nesta área para a identificação das causas da sismicidade. A Figura 100 mostra o mapa com as sondagens desta área.

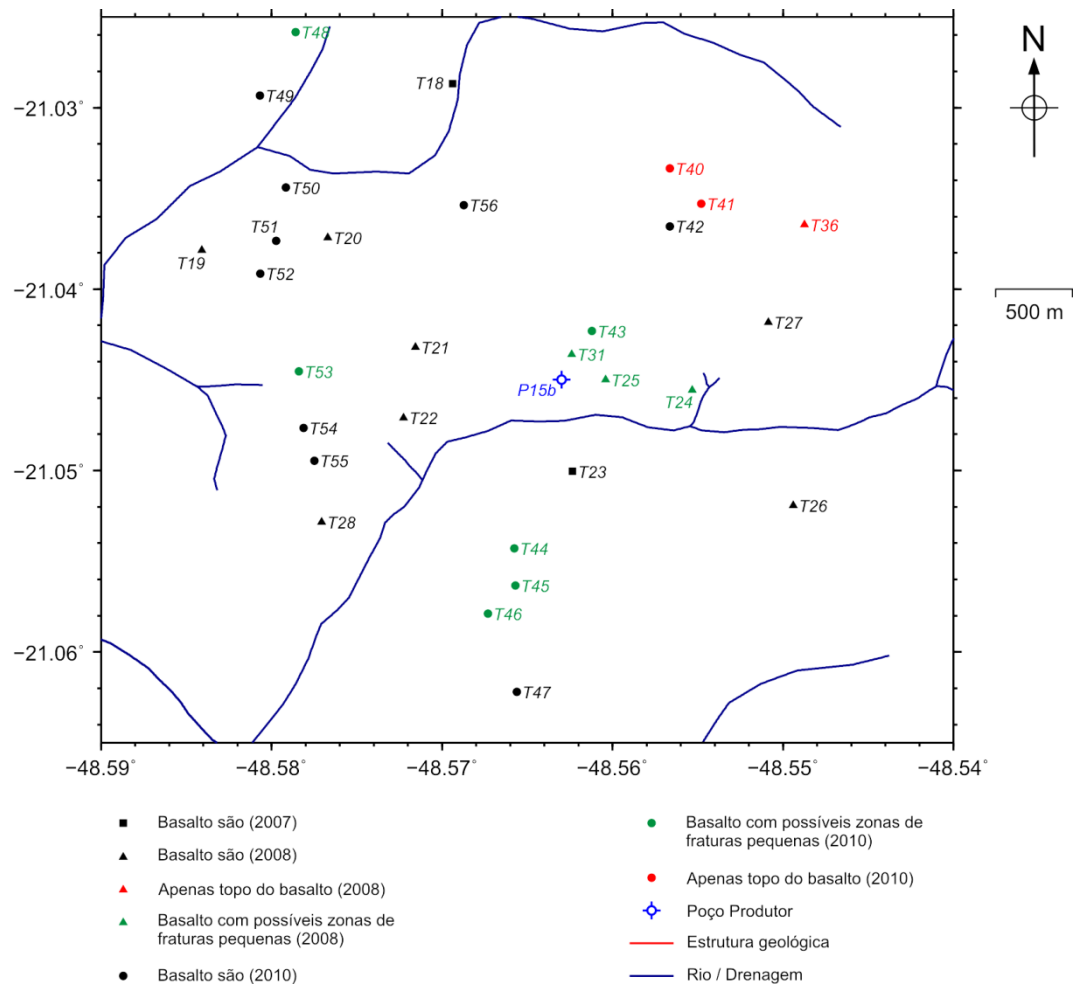


Figura 100. As sondagens TDEM T24, T25, T31, T43, T44, T45, T46, T48 e T53 adquiridas na área B mostraram a camada de basalto com valores relativamente mais baixos de resistividade em comparação com as demais sondagens da região. Isto sugere que existam zonas de fraturas saturadas pequenas nesta camada, que não podem ser resolvidas como as camadas condutivas no interior do basalto como ocorre nas sondagens da Área A, mas que são suficientes para afetar o sinal EM abaixando o valor de resistividade de todo o pacote de basalto. Contudo, esta resistividade relativamente baixa também pode ser causada por efeitos 3D no meio, de modo que é necessário ter cautela ao se interpretar estes dados.

8. Conclusões e Recomendações

A partir dos modelos geoeletricos obtidos com dados de 86 sondagens TDEM e 46 SEVs adquiridas na região de Bebedouro, Estado de São Paulo, foi possível estabelecer os mapas de contorno aproximados do topo e da base da camada de basalto da Formação Serra Geral, mostrando o comportamento da interface desta camada com os sedimentos da Formação Adamantina (topo) e com os sedimentos da Formação Botucatu (base). Duas regiões foram alvos desta pesquisa: Área de Andes (Área A) e Área de Botafogo (Área B). De uma maneira geral a qualidade dos dados foi muito boa. Entretanto, algumas sondagens foram afetadas por ruídos eletromagnéticos, sobretudo na curva de 3 Hz, de modo que os dados correspondentes à interface entre o basalto e o arenito Botucatu não puderam ser aproveitados. Nestas sondagens não se obteve informação acerca desta interface, apenas o topo da camada de basalto foi detectado. Do conjunto de 86 sondagens TDEM, apenas três (T03, T09 e T35) foram afetadas por ruído eletromagnético intenso, de modo que toda a curva precisou ser descartada.

Área de Andes

Os mapas de contorno mostram que na Área A os sedimentos da Formação Adamantina apresentam a espessura de 60 a 80 metros em toda esta área. A camada de basalto da Formação Serra Geral apresenta uma variação na cota do topo de cerca de 40 metros próximo aos poços P07 e P10. No restante da área o topo do basalto sofre variações de menor dimensão, permanecendo em torno da cota de 500 metros (i.e., em torno de 60 a 80 metros de profundidade) na porção sob a Fazenda Aparecida e em torno da cota de 540 metros (i.e., 80 metros de profundidade) na porção a leste desta Fazenda. A cota da base do basalto varia de 100 metros a -100 metros (o que equivale a profundidades em torno de 400 e 650 metros), o que é refletido portanto na espessura desta camada, que varia de 450 metros, próximo aos poços P07 e P10, até 650 metros em pontos adjacentes. A grande variação na cota da base do basalto deve-se em parte à degradação do sinal em profundidade, o que torna mais difícil estabelecer a profundidade do contato entre as Formações Serra Geral e Botucatu conforme pode-se notar nas curvas das sondagens pelo grande número de modelos equivalentes presentes no modelo geoeletrico.

No interior da camada de basalto, próximo à Fazenda Aparecida, foram detectadas zonas condutivas que foram associadas a zonas fraturadas saturadas correspondentes ao aquífero fraturado. Estas zonas condutivas encontram-se entre as profundidades de 100 e 300 metros, o que corresponde à zona estimada para a localização dos hipocentros registrados durante os surtos de sismicidade da região (Dicelis *et al.*, 2010). Este resultado sugere que estas zonas sísmicas estejam relacionadas à porção do basalto onde há ocorrência de fraturas preenchidas com água e que provavelmente estaria relacionado com a causa dos tremores. Contudo, as zonas condutivas no interior do basalto apenas foram detectadas nas sondagens adquiridas em 2007, não sendo detectadas nos anos subsequentes e sugerindo portanto a hipótese de que as zonas de fraturas sejam muito localizadas. Por outro lado, observa-se que entre os anos de 2007 e 2010 houve uma redução no número de eventos sísmicos registrados na porção a SE da Fazenda Aparecida, onde a

maior parte das sondagens foi adquirida. Isto sugere a hipótese de que poderia estar ocorrendo uma variação no conteúdo de água nas fraturas, que em 2010 passaram a estar abaixo do limite de resolução do método TDEM e, portanto, passaram a não ser detectadas nas sondagens. Assim, atualmente a maior parte da água extraída pelos poços poderia estar vindo principalmente de zonas fraturadas localizadas mais a NW, no interior desta Fazenda.

Para comprovação desta hipótese seriam necessárias novas sondagens TDEM no local onde se encontra a atual concentração de epicentros de forma a verificar se é possível detectar zonas de fraturas saturadas nesta região. Além disso, seriam necessários dados de vazão atualizados e de perfilagem geofísica dos poços da Fazenda Aparecida. Contudo, esta tarefa tem sido de difícil execução, uma vez que o acesso ao interior da Fazenda é vetado aos pesquisadores do IAG/USP.

Nesta área de estudo existe ainda uma estrutura geológica documentada pela CPRM nas proximidades dos pontos onde foram registrados os epicentros, porém não foi possível estabelecer qual sua relação com a atividade sísmica desta área. Assim, recomenda-se que mais sondagens sejam feitas para verificar se há relação entre esta estrutura e a atividade sísmica da Área A, bem como para buscar a detecção de zonas de fraturas no interior da camada de basalto.

Área de Botafogo

Os mapas de contorno da Área B mostram uma espessura de sedimentos da Formação Adamantina crescente no sentido W-E, variando de um modo geral de 40 a 80 metros de espessura e atingindo os 100 metros de espessura em pontos isolados. A cota do topo da camada de basalto é de 480 metros a 500 metros (i.e., de 60 a 80 metros de profundidade), não apresentando grandes variações como observado próximo aos poços P07 e P10 na Área A. A base da camada de basalto varia da cota de 0 metros à cota de -100 metros (i.e., de 550 a 650 metros de profundidade), ficando em torno de 50 metros em pontos isolados e também apresentando variações mais suaves que as observadas na Área A. A espessura do basalto nesta área varia de 450 a 600 metros, ficando na sua maior parte em torno dos 550 metros de espessura. Nesta área não foram detectadas zonas fraturadas no interior do basalto que pudessem ser relacionadas aos surtos de tremores sísmicos. No entanto, nove sondagens apresentaram resistividades relativamente baixas para a camada de basalto, sugerindo que exista influência de pequenas zonas fraturadas no interior do basalto. Esta análise deve ser feita com cautela, pois as sondagens podem estar sob efeito de estruturas 3D e até o momento não há programas desenvolvidos que permitam a modelagem 3D de dados TDEM. Deste modo, sugere-se a aquisição de mais sondagens pela área a fim de se poder determinar a existência de possíveis zonas fraturadas e se de fato há relação entre estas e os eventos sísmicos registrados.

Modelagem numérica 2D

As sondagens T10, T18, T37, T39, T50, T56, T68, T69 e T74 apresentam influência de variação lateral de resistividade, representada como um degrau no topo da camada de basalto, de modo que precisaram ser estudadas com ajuda de um programa de modelagem 2D. Os modelos 2D elaborados para as sondagens T10, T35, T37, T68 e T69 mostram variações bruscas no topo do basalto, sugerindo que existam estruturações nas rochas da Formação Serra Geral na área de estudos.

Supondo que estas estruturas estejam conectadas às zonas fraturadas saturadas no interior do basalto, então a alta vazão dos poços P07 e P10 pode ser explicada pela interceptação destas estruturas pelos poços durante o processo de perfuração.

As sondagens T74, ainda na Área A, e T18, T50 e T56, na Área B, mostram que existem estruturas similares na região. Na Área A estas estruturas parecem estar associadas à atividade sísmica, porém na Área B elas concentram-se fora da área de maior concentração de epicentros. A inexistência de poços de exploração de água subterrânea próximos às sondagens T18, T50 e T56 dificulta o estabelecimento de uma relação entre as estruturas no topo do basalto e a atividade sísmica desta área. Portanto, seria desejável a realização de mais sondagens a fim de verificar se as estruturas do topo do basalto ocorrem em outras partes ou se elas são restritas à porção NE da Área B. A modelagem 2D executada nesta pesquisa apenas fornece a distância entre o ponto central da sondagem TDEM e a estrutura 2D (i.e., o degrau na camada de basalto), não fornecendo a localização desta em planta. Isto dificulta a interpretação dos resultados como um todo, uma vez que não se sabe quais as relações entre os grupos de estruturas detectadas no topo do basalto. Para uma análise mais completa seria necessário fazer a modelagem 3D dos dados, porém ainda não existe um programa de modelagem 3D desenvolvido para aplicação em dados TDEM, de modo que no futuro próximo os estudos poderiam avançar nesta linha de pesquisa. Por fim, o adensamento do número de sondagens desta área também poderia ajudar na interpretação geral dos dados, pois sondagens mais próximas entre si permitem uma melhor correlação entre modelos geoeletricos.

9. Referências Bibliográficas

- Assumpção, M.; Marza, V.; Barros, L.; Chimpliganond, C.; Soares, J.E.; Carvalho, J., Caixeta, D., Amorim, A. & Cabral, E., 2002. Reservoir induced seismicity in Brazil, *Pure Appl. Geophys.*, 159, 597-617.
- Assumpção, M.; Yamabe, T.; Barbosa, J.R.; Lopes, A.E.V.; Balancin, L., 2007. Atividade Sísmica no Distrito de Andes, Bebedouro, 2005-2006, e sua Relação com a Perfuração de Poços Tubulares. Relatório publicado em http://www.iag.usp.br/~marcelo/bebedouro/RelatorioBebedouro_2005-2006.pdf (acessado em 18/02/2011).
- Assumpção, M.; Yamabe, T.; Barbosa, J. R.; Hamza, V.; Lopes, A.E.V.; Balancin, L.; Bianchi, M. B.; 2010. Seismic activity triggered by water wells in the Parana Basin, Brazil. *Water Resources Research*, v. 46, W07527.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H. & Veloso, J., 1984. Sismicidade do Brasil. IAG-USP/CNEN, São Paulo, 320 pp.
- Carlos, I. M.; 2010. Estimativa de parâmetros hidrogeológicos como subsídio para modelagem de aquífero integrada a estudos geofísicos na região de Bebedouro-SP. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 203pp.
- Constable, S. C.; Parker, R. L.; Constable C. G.; 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, nº52, pp. 289-300.
- CPRM, 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Sistema de Informações Geográficas, ed. 2004, v. CD-ROM.
- Christiansen, A. V.; Auken, E.; Sørensen, K., 2006. The transient electromagnetic method. *In* Groundwater Geophysics – A tool for Hydrogeology. Kirsh, R. (Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 1ed.
- Danielsen, J.E.; Auken, E.; Jorgensen, F.; Sondergaard, V.; Sørensen, K.I.; 2003. The application of the transient electromagnetic method in hidrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, v.53, p.181-198.
- Dicelis, G.; Assumpção, M.; Barbosa, J. R.; Prado, R. L.; 2010. Relocation of Hypocenters of the Induced Activity in Bebedouro, Paraná Basin, Brazil. Resumo Expandido. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília, 2010.
- Fitterman, D.V.; Stewart, M.T.; 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, v.51, n.4, p.955-1005.
- Giampá, C.E.Q.; Souza, J.C.; 1982. Potencial aquífero dos basaltos da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo. In: Congr. Bras. Águas Subterrâneas, 2, 1982, Salvador. Anais. p. 13.
- Gupta, H.K.; 1992. Reservoir - Induced Earthquakes. *Developments in Geotechnical Engineering*, 64, Elsevier, 364pp.
- Jorgensen, F.; Sandersen, P.B.E.; Auken, E.; 2003. Imaging buried Quaternary valleys using transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 199-213.
- Jupp, D. L. B.; Vozoff, K.; 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42, pp. 957-976.

- Kaufman, A.A.; Keller, G.V.; 1983. *Frequency and Transient Soundings*. Elsevier, N.Y.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I.; 2009. *Geofísica de exploração*. Tradução em português de Maria Cristina Coelho, Oficina de Textos, São Paulo, 438p.
- Krivochieva, S.; Chouteau, M.; 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, nº52, p. 23– 43.
- Land, A.L.; Lautier, J.C.; Wilson, N.C.; Chianese, G.; Webb, S.; 2003. Geophysical and Monitoring evaluation of coastal plain aquifers. *Ground Waters*, Vol 42, No1, p.59-67.
- McNeill, J.D; 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. Tech. Note TN-27 Geonics Ltd, Mississauga, Ont., Canada.
- Meju, M. A.; 2005. Simple relative space–time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implications for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most-squares criterion. *Geophysical Prospecting*, v.53, p.463–479.
- Morais, E.R.; Menezes, P.T.L; 2005. Estratigrafia Geométrica da Seção Carbonática da Bacia de Sergipe-Alagoas, Região do Campo de Riachuelo, Sergipe. *Revista de Geologia*, vol. 18, nº 2, pp.175-185.
- Moreira, C.A.; 2005. Aplicação do método eletromagnético transiente em área contaminada sob atenuação natural, Rio Claro, São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 161p.
- Nabighian, M.N.; Macnae, J.C.; 1991. Time domain electromagnetic prospection methods. *Investigations in Geophysics*, no 3. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, v.2, Application, Parts A and B, chapter 6, p.427-520.
- N.G.A.; 2002. Northwest Geophysical Associates - Time domain electromagnetic exploration. Nota técnica.
- Nielsen, L.; Jørgensen, N.O.; Gelting, P.; 2007. Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings. *Journal of Applied Geophysics*, nº62, pp. 1–15.
- Oristaglio. M. L.; Hohmann. G. W.; 1984. Diffusion of electromagnetic fields into a two-dimensional earth: A finite-difference approach. *Geophysics*, nº49, pp. 870-894.
- Schumann, F.B. ; PRADO, R. L.; 2009. O uso dos métodos de sísmica de refração e de ondas superficiais visando à caracterização da subsuperfície. In: 11th Inter. Congr. SBGf, 2009, Salvador (BA), v. CD-ROM.
- Sørensen, K.I.; Auken E.; Christensen N.B.; Pellerin L.; 2003. An Integrated Approach for Hydrogeophysical Investigations: New Technologies and a Case History, publication in SEG NSG Vol II: Applications and Case Histories, 63p.
- Sørensen, K.I.; Auken, E.; Thomsen, P.; 2000. TDEM in groundwater mapping — a continuous approach. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, Arlington, Virginia, pp. 485 – 491.
- Yamabe, T.H.; 1999. Estudos Geofísicos para Explicar a Sismicidade Induzida e Orientar a Exploração de Água Subterrânea em Nuporanga - SP. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Yamabe, T.H.; Hamza, V.M.; 1996. Geothermal investigation in an area of induced seismic activity, Northern São Paulo State, Brazil. *Tectonophysics*, 253: 209-225.

- Yamabe, T.H.; Berrocal, J.; 1991. A origem da atividade sísmica de Presidente Prudente (SP): induzida ou natural? 2º Congr. Inter da Soc. Bras. de Geofísica, Resumos Expandidos. Salvador, BA, vol. 2, pp. 521-528.
- Yee, K. S.; 1966. Numerical Solution of Initial Boundary Value Problems Involving Maxwell's equations in Isotropic Media. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. ap-14, Nº 8, 802-807.

APÊNDICE A – Sondagens TDEM

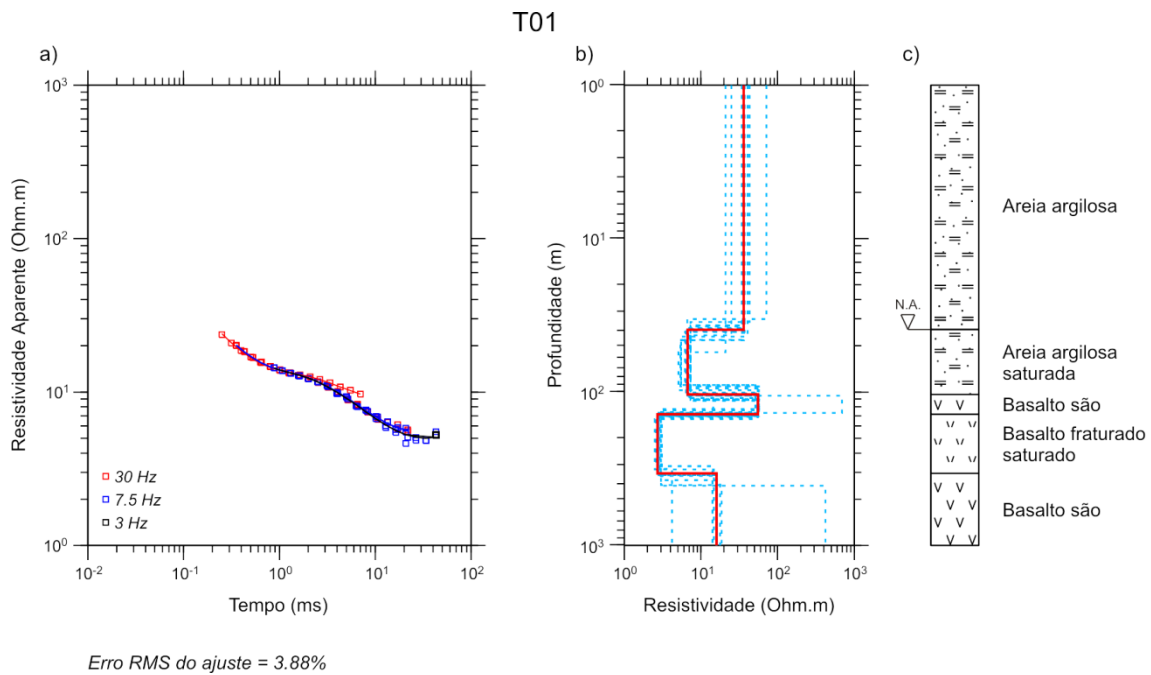


Figura A 1. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T01. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

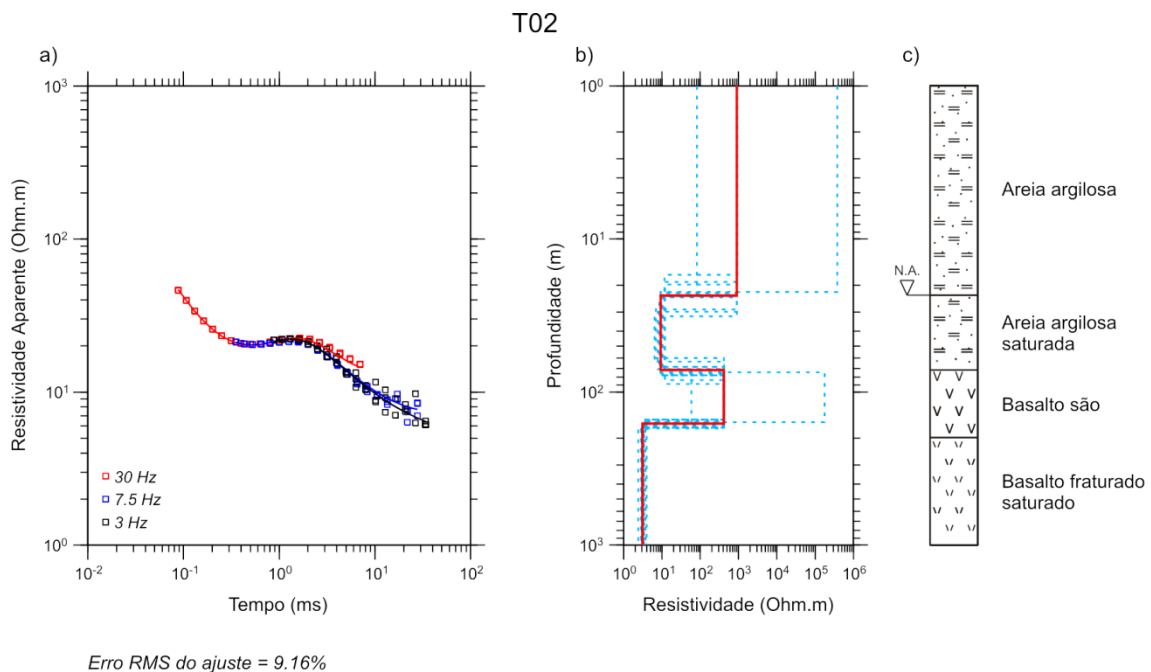


Figura A 2. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T02. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

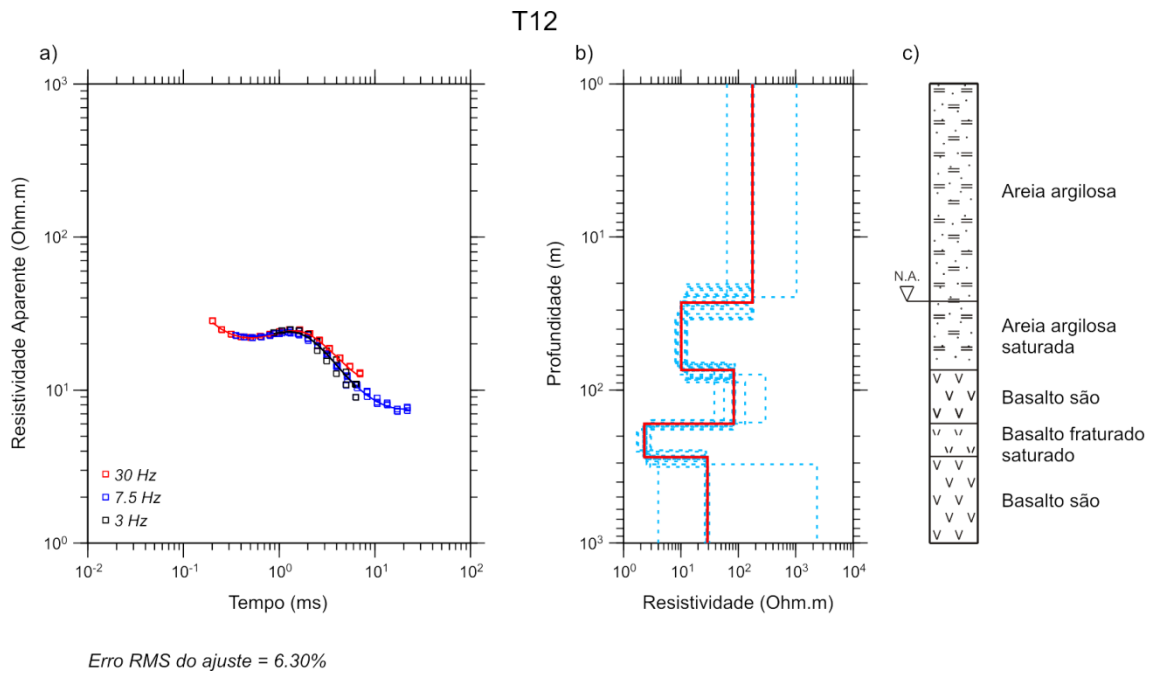


Figura A 3. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T12. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

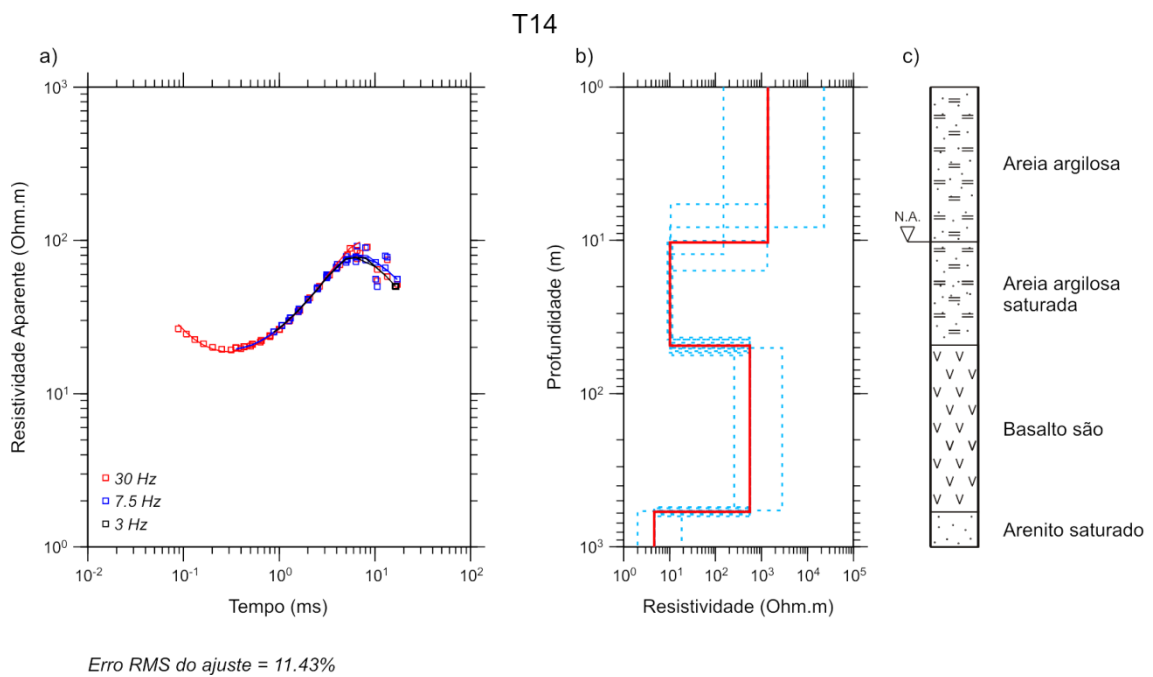


Figura A 4. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T14. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

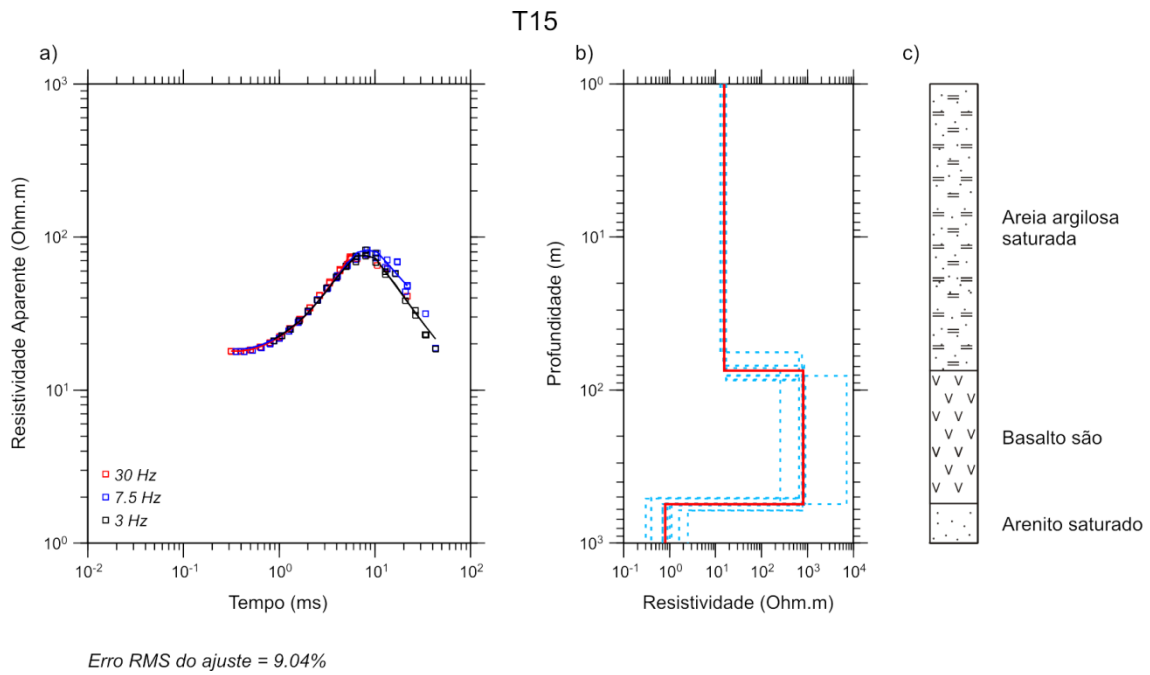


Figura A 5. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T15. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

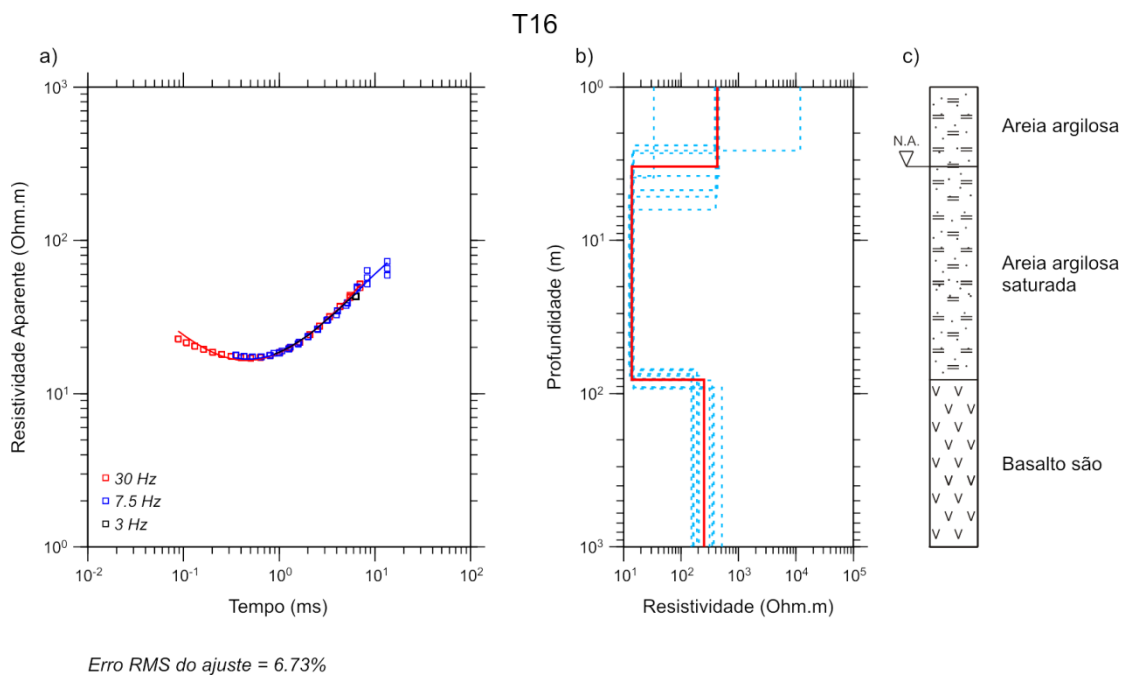


Figura A 6. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T16. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica

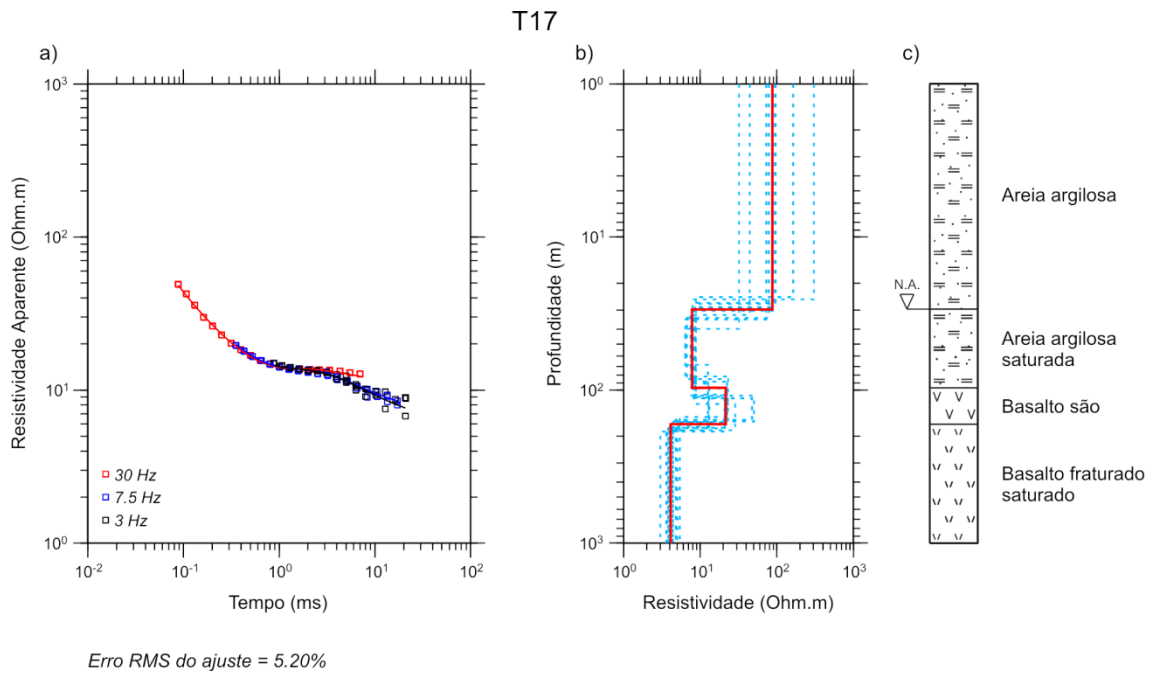


Figura A 7. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T17. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

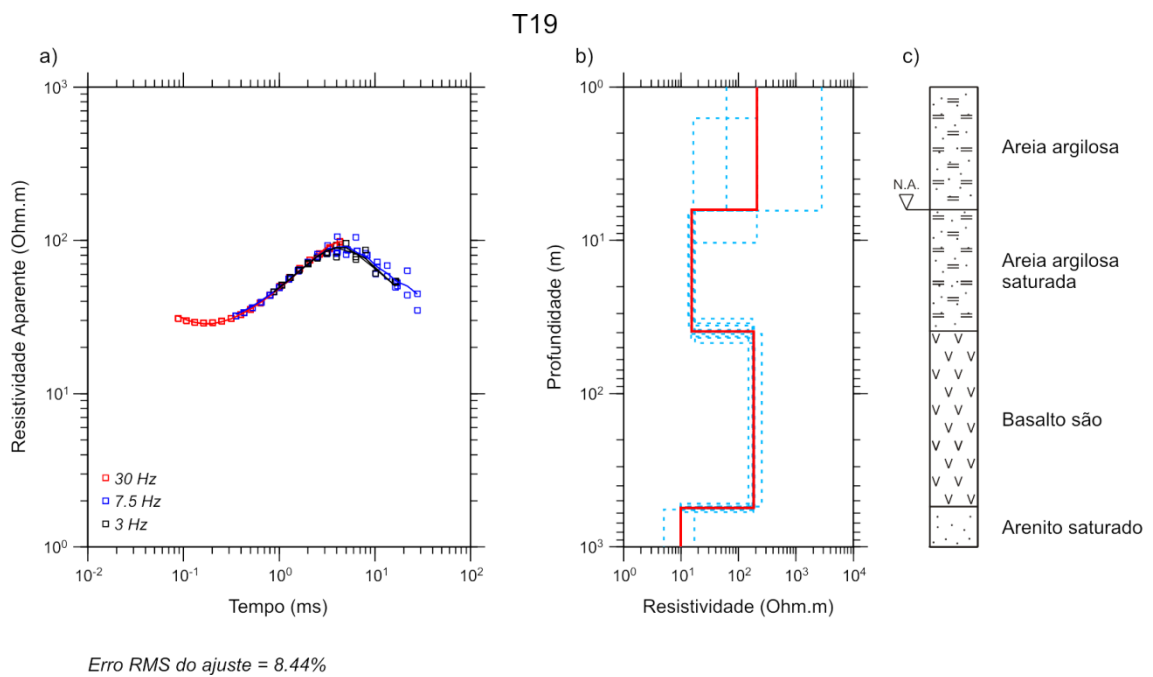


Figura A 8. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T19. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

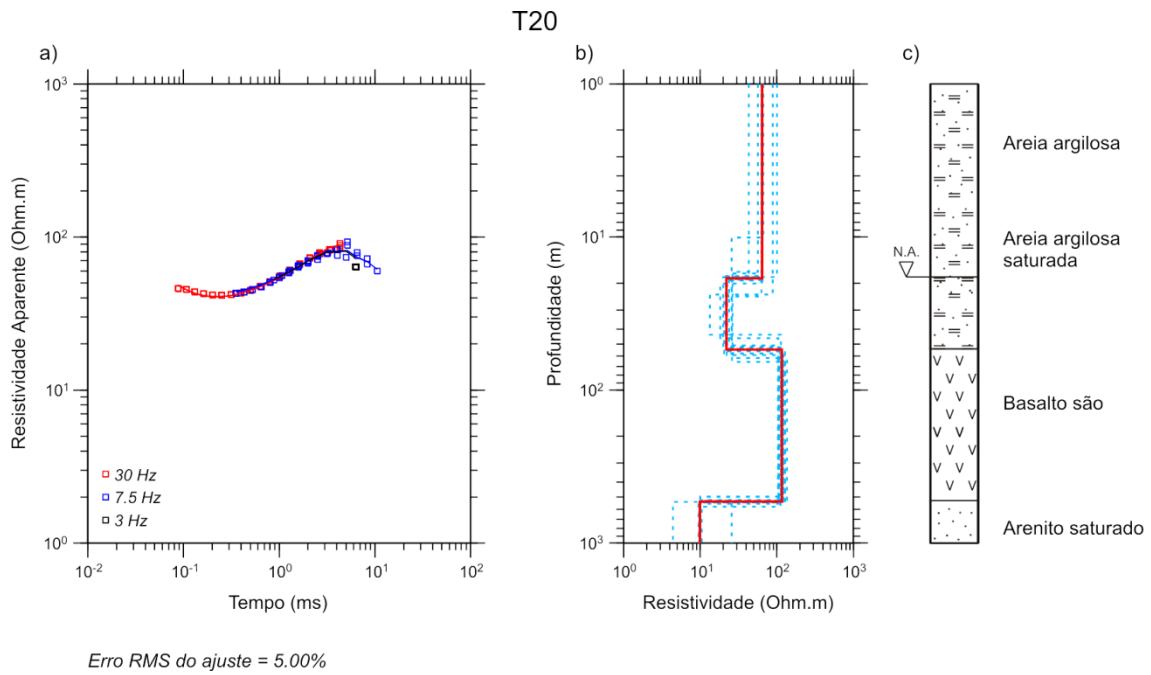


Figura A 9. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T20. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

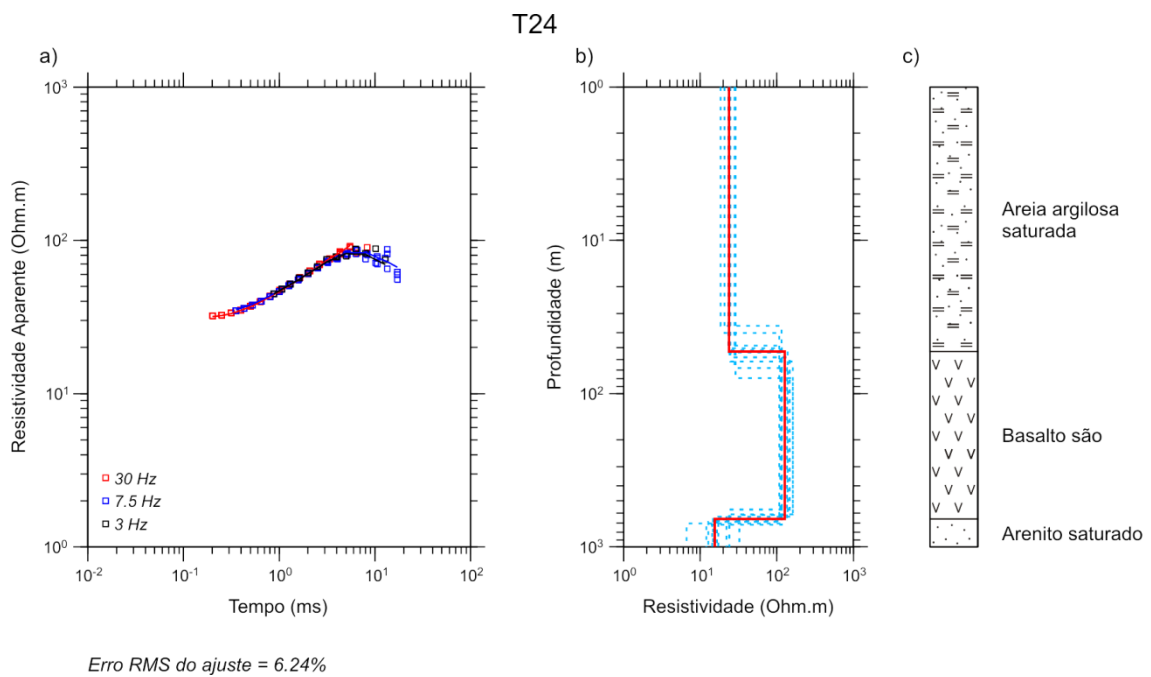


Figura A 10. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T24. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

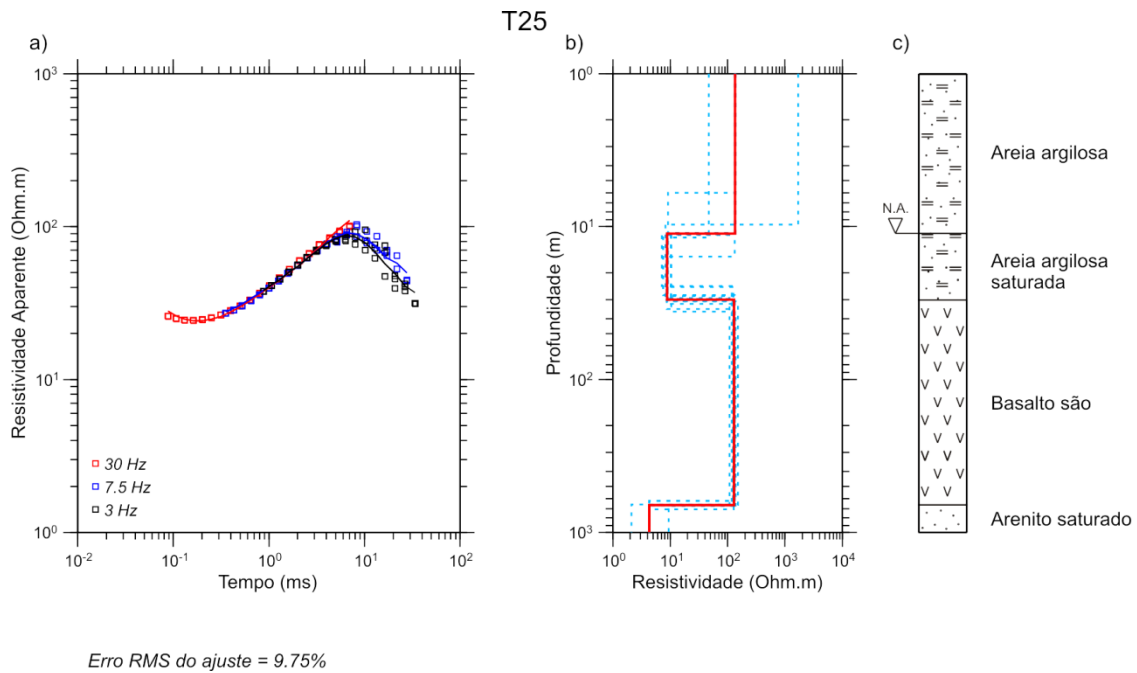


Figura A 11. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T25. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

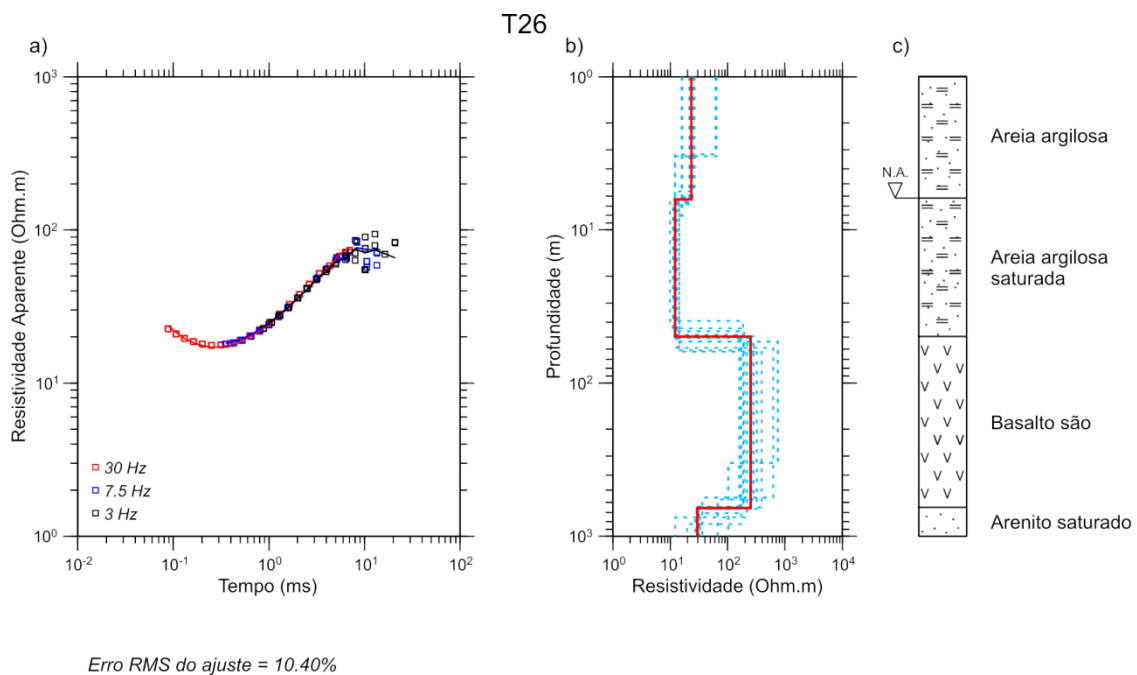


Figura A 12. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T26. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

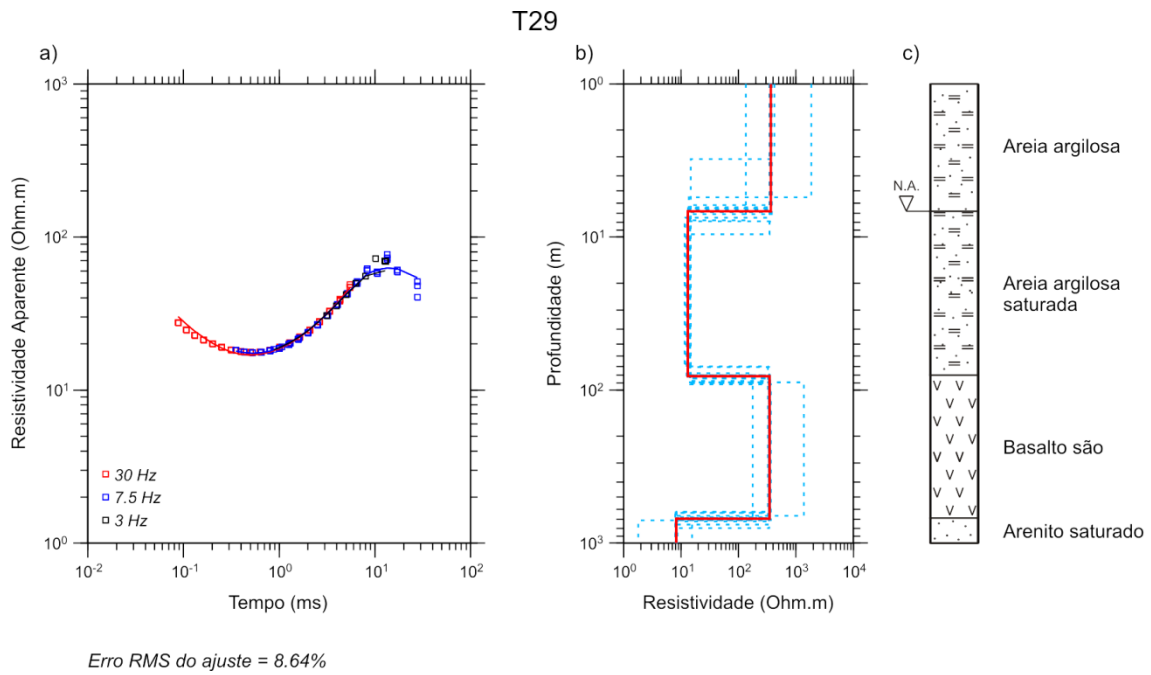


Figura A 13. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T29. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

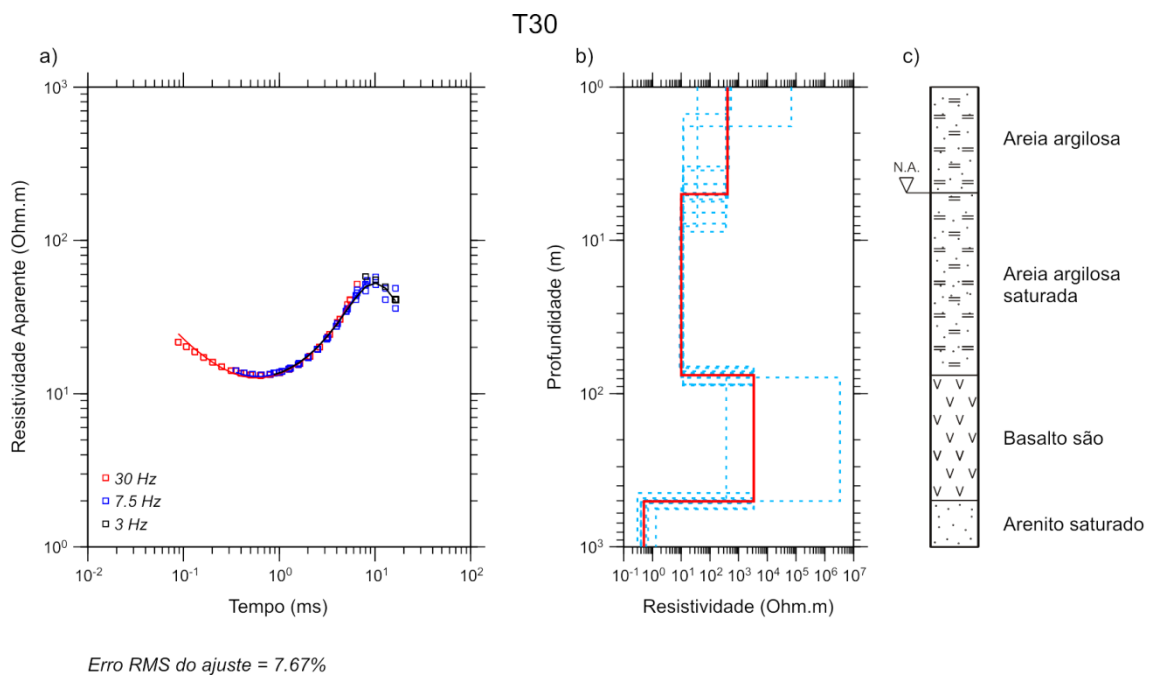


Figura A 14. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T30. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

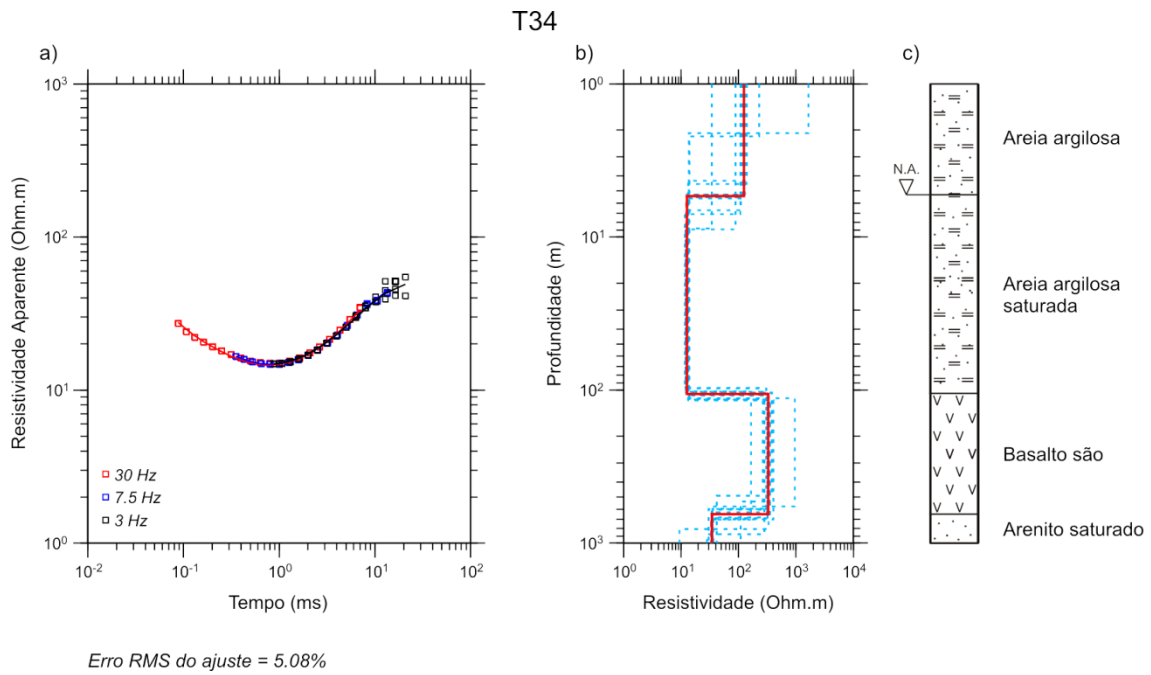


Figura A 15. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T34. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

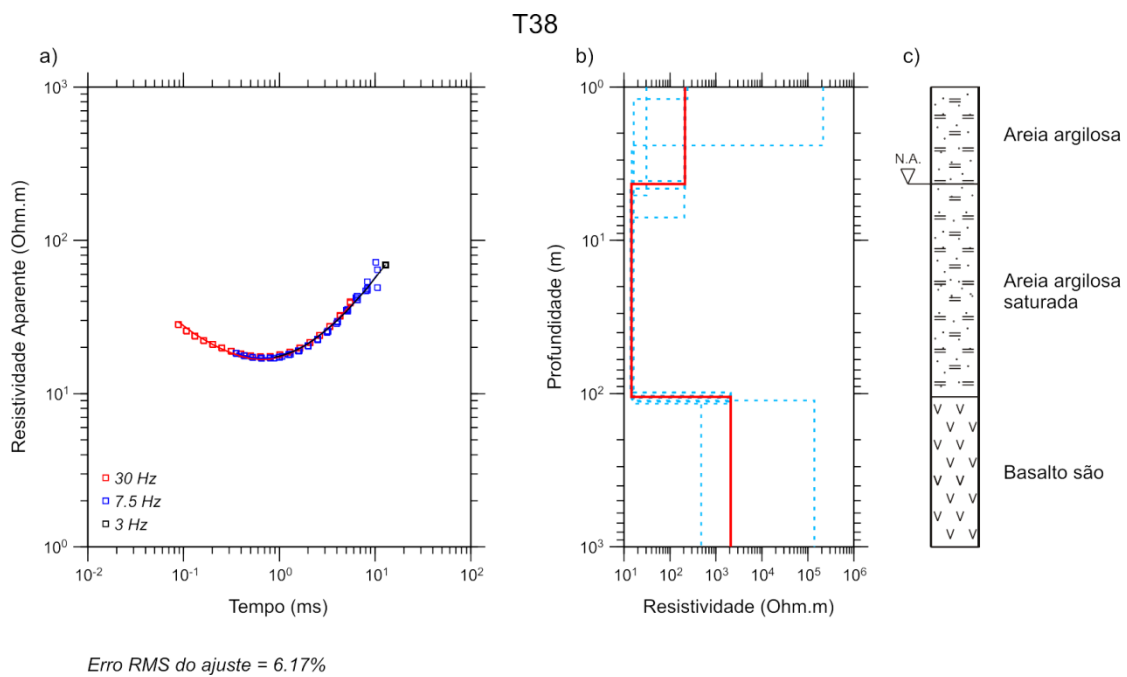


Figura A 16. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T38. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

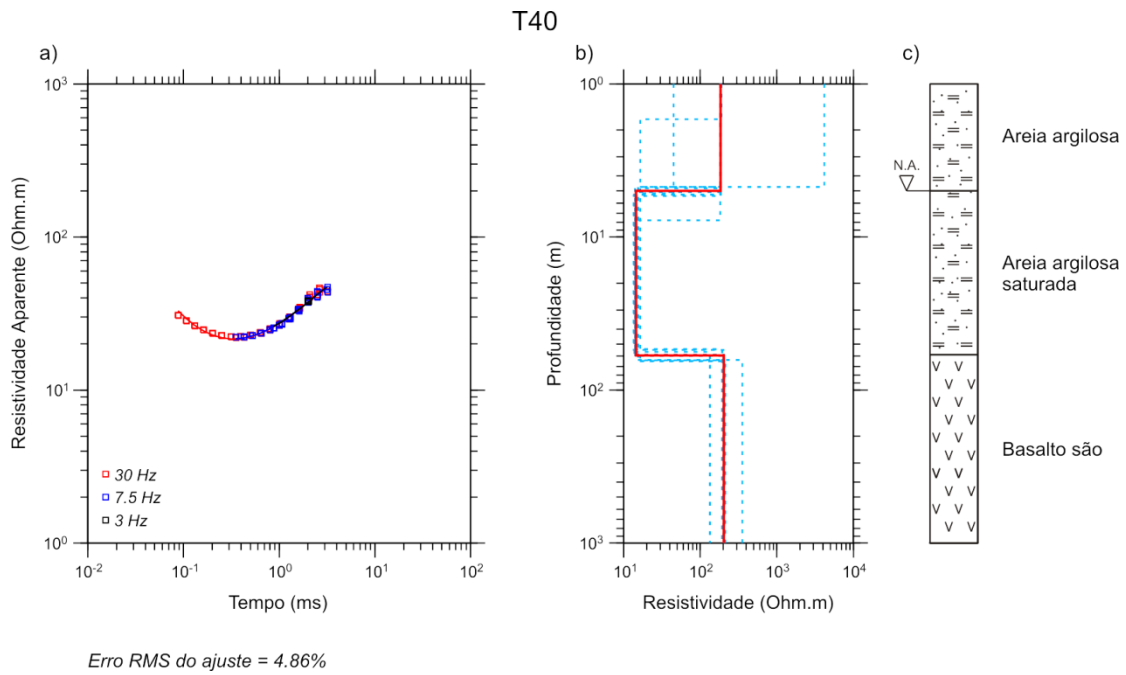


Figura A 17. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T40. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

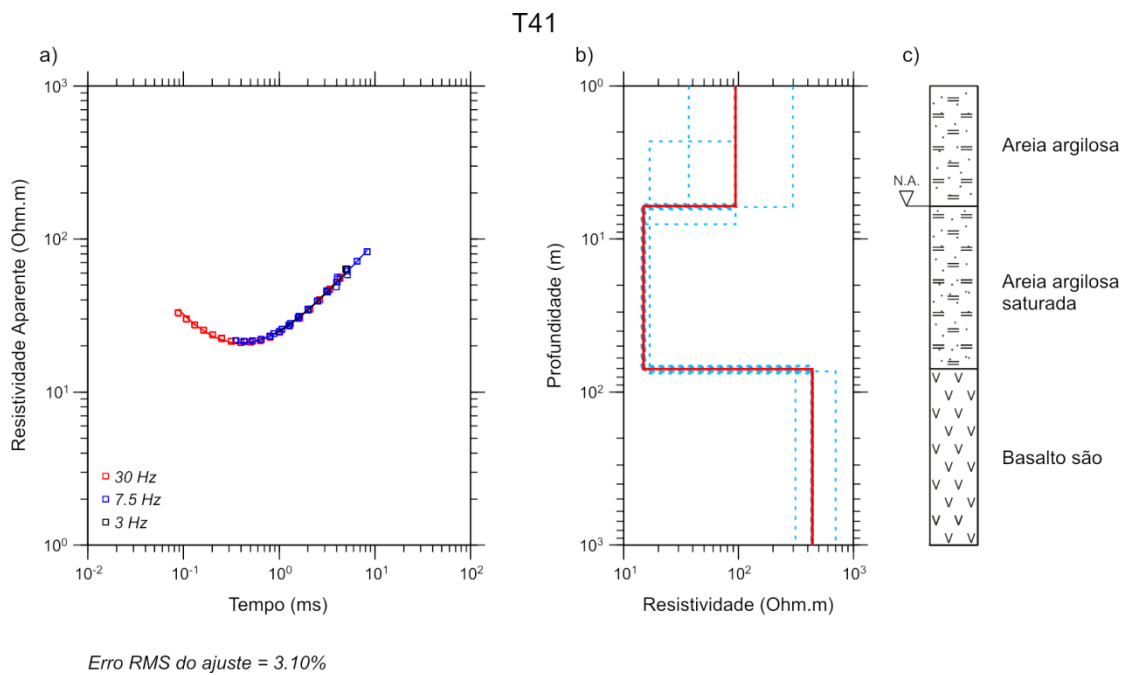


Figura A 18. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T41. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

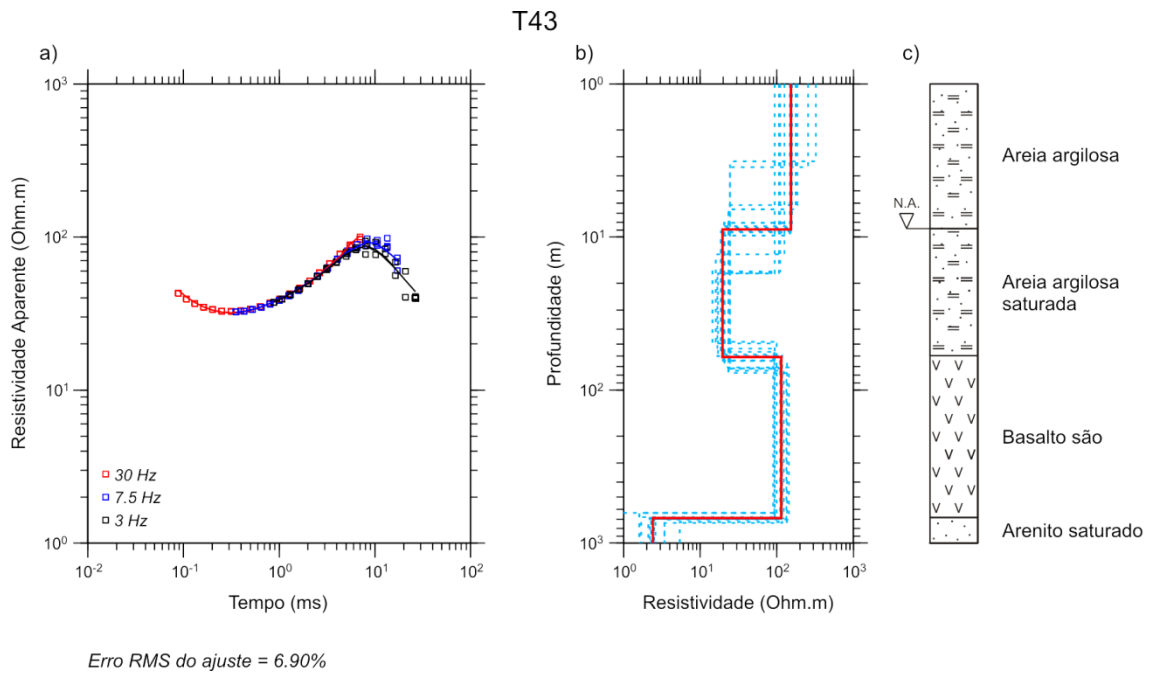


Figura A 19. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T43. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

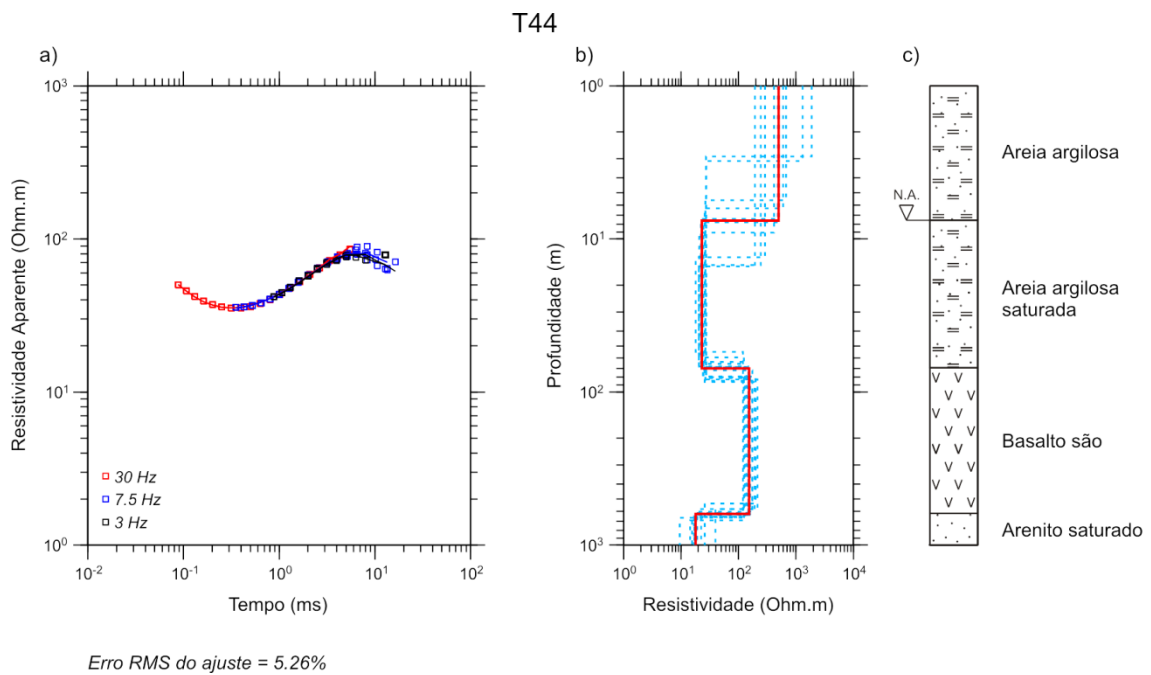


Figura A 20. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T44. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

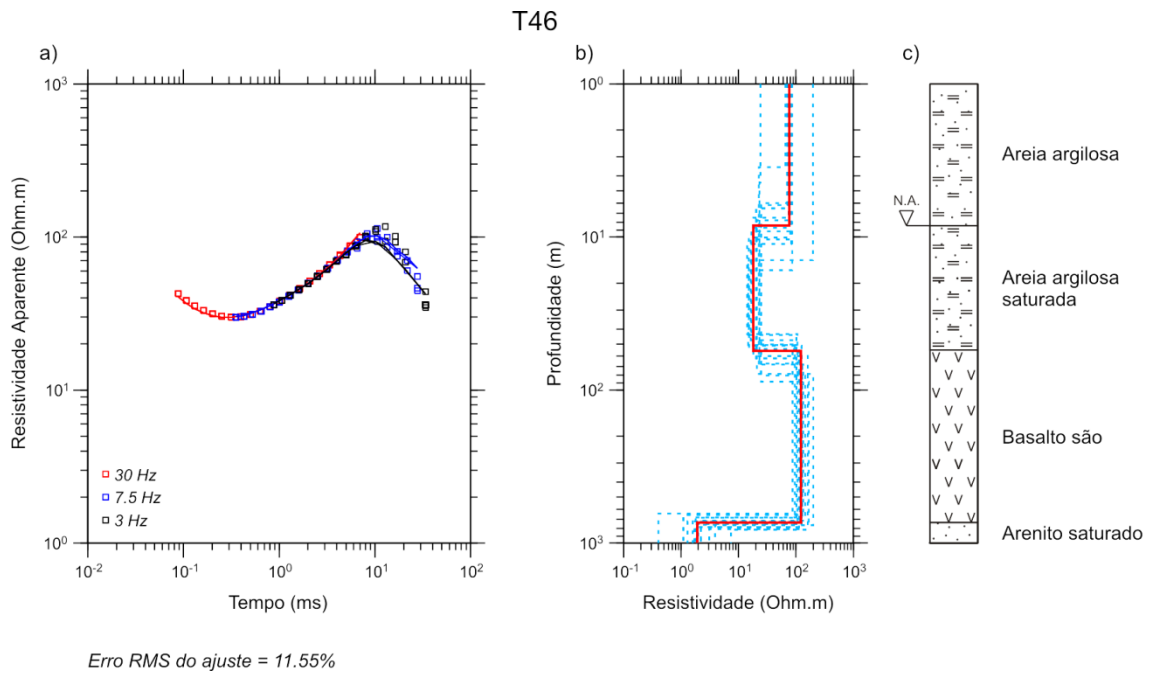


Figura A 21. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T46. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

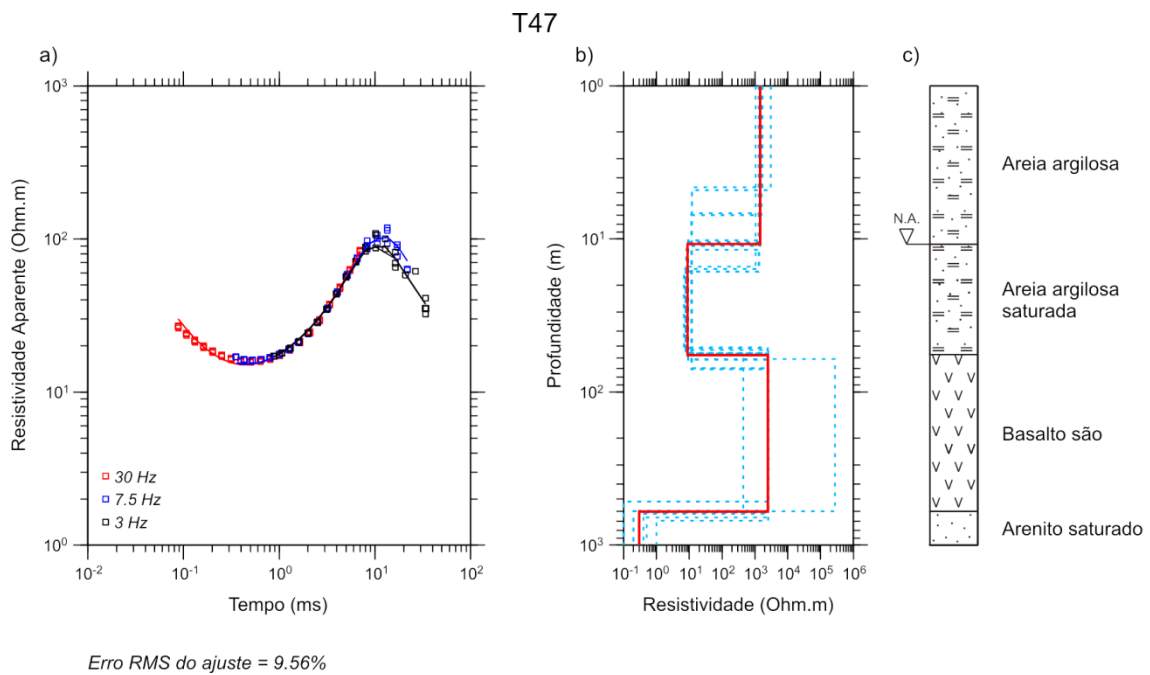


Figura A 22. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T47. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

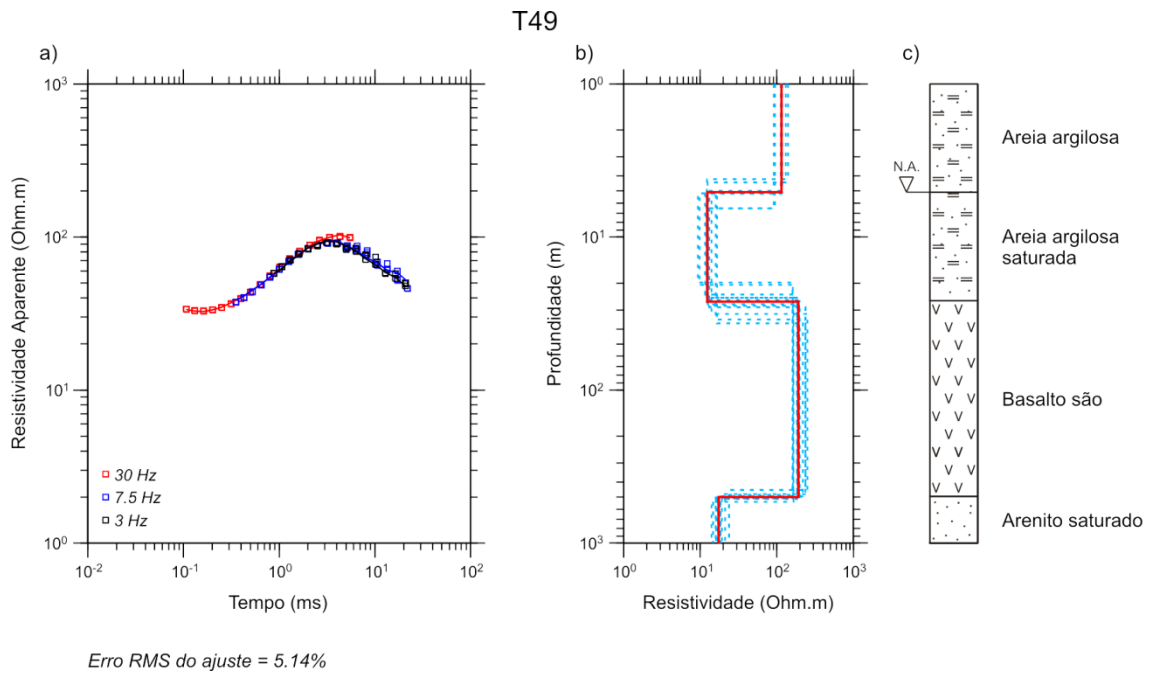


Figura A 23. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T49. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

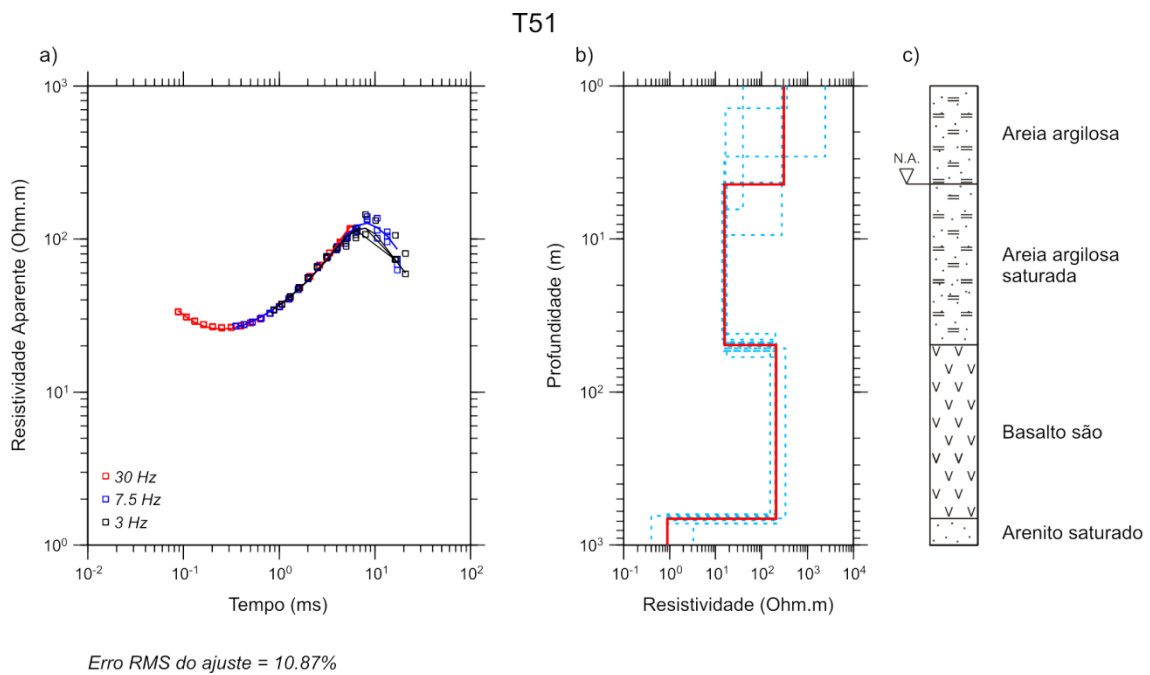


Figura A 24. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T51. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

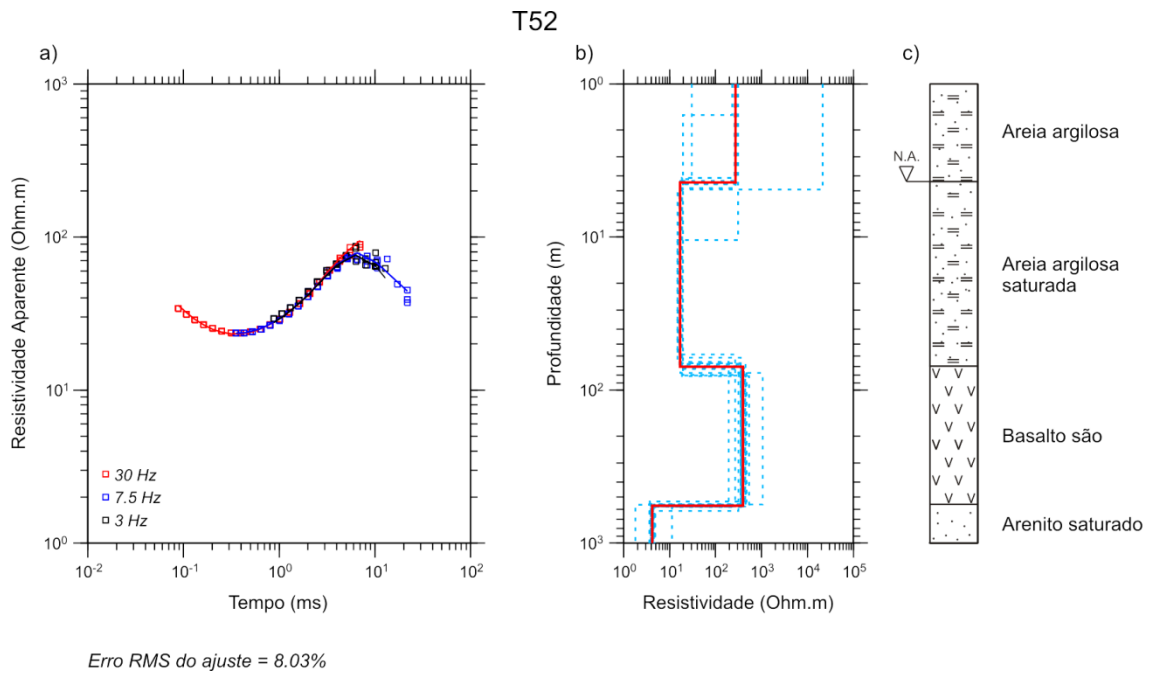


Figura A 25. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T52. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

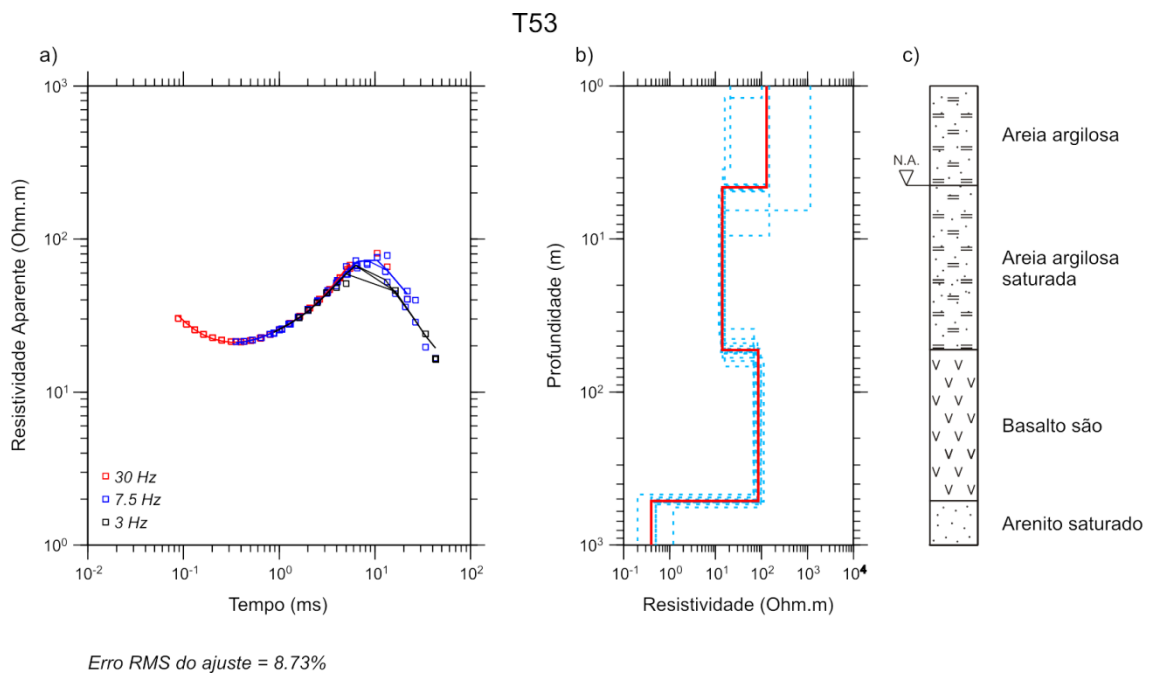


Figura A 26. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T53. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

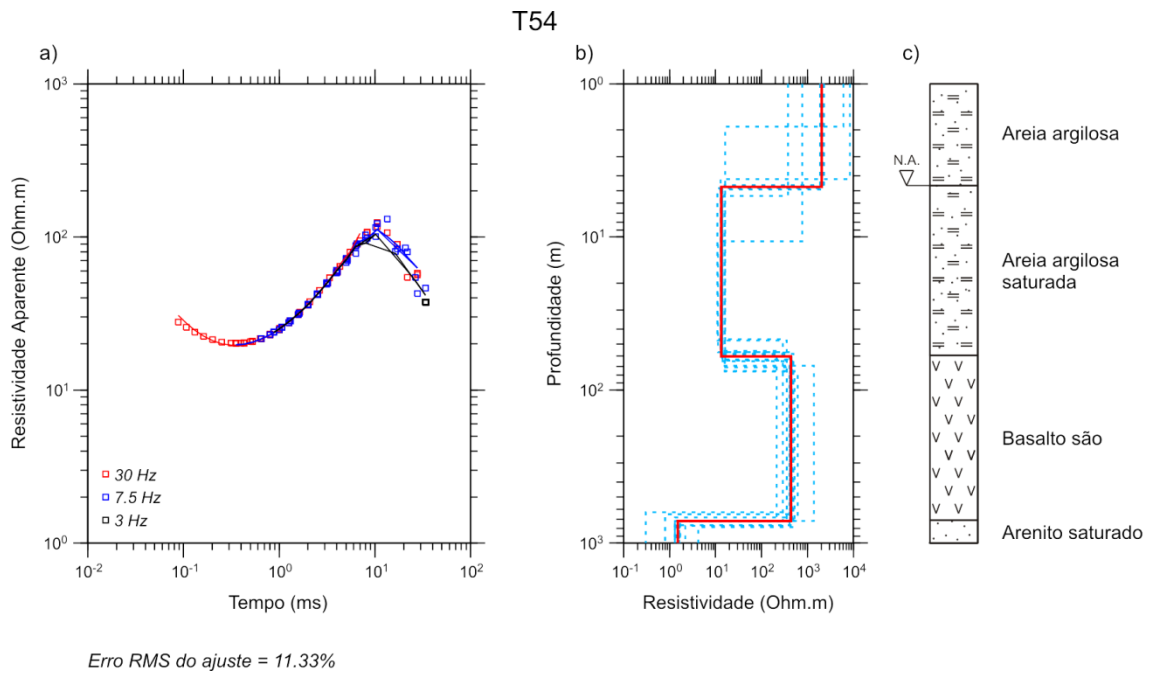


Figura A 27. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T54. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

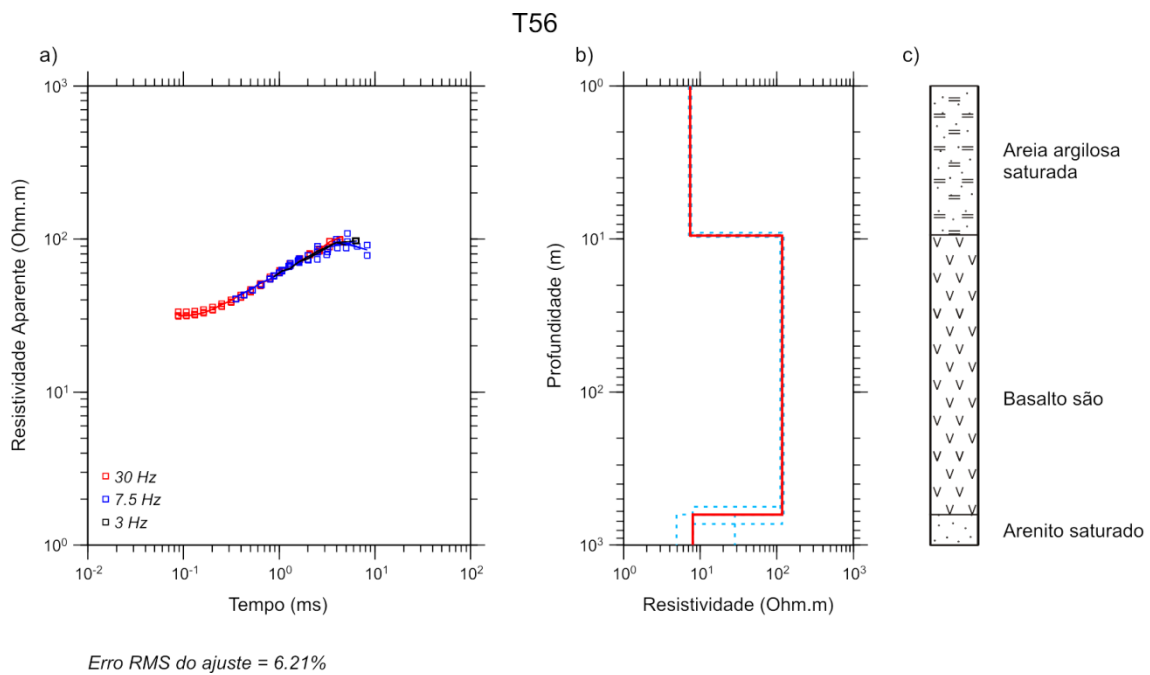


Figura A 28. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T56. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

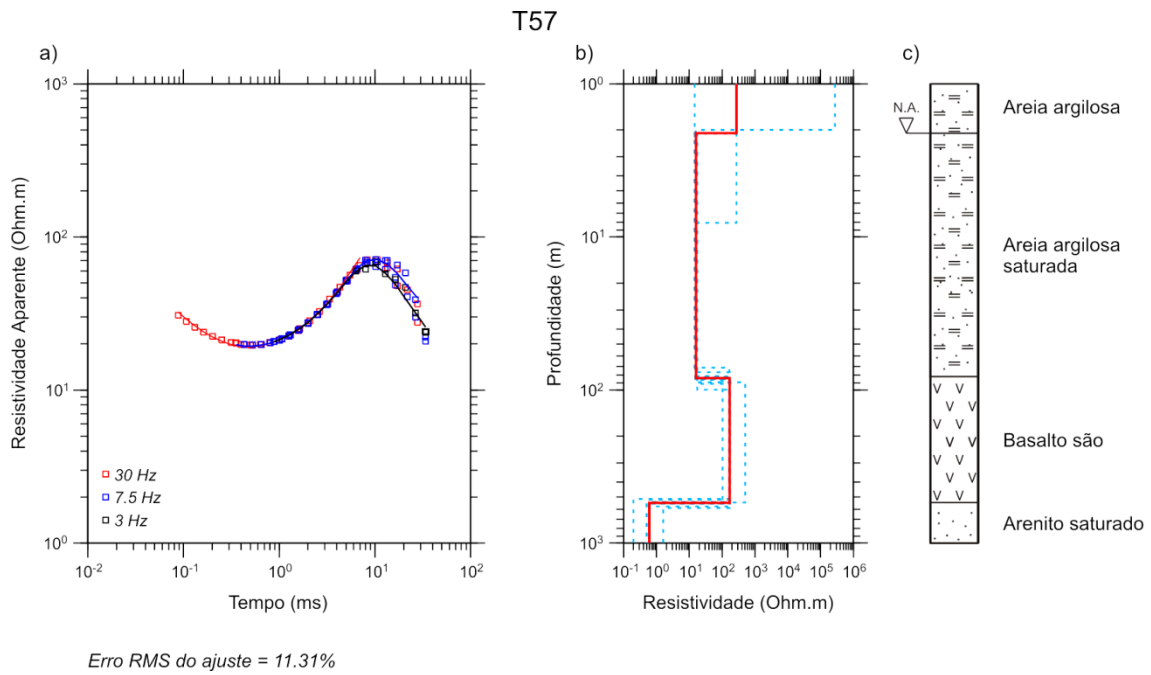


Figura A 29. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T57. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

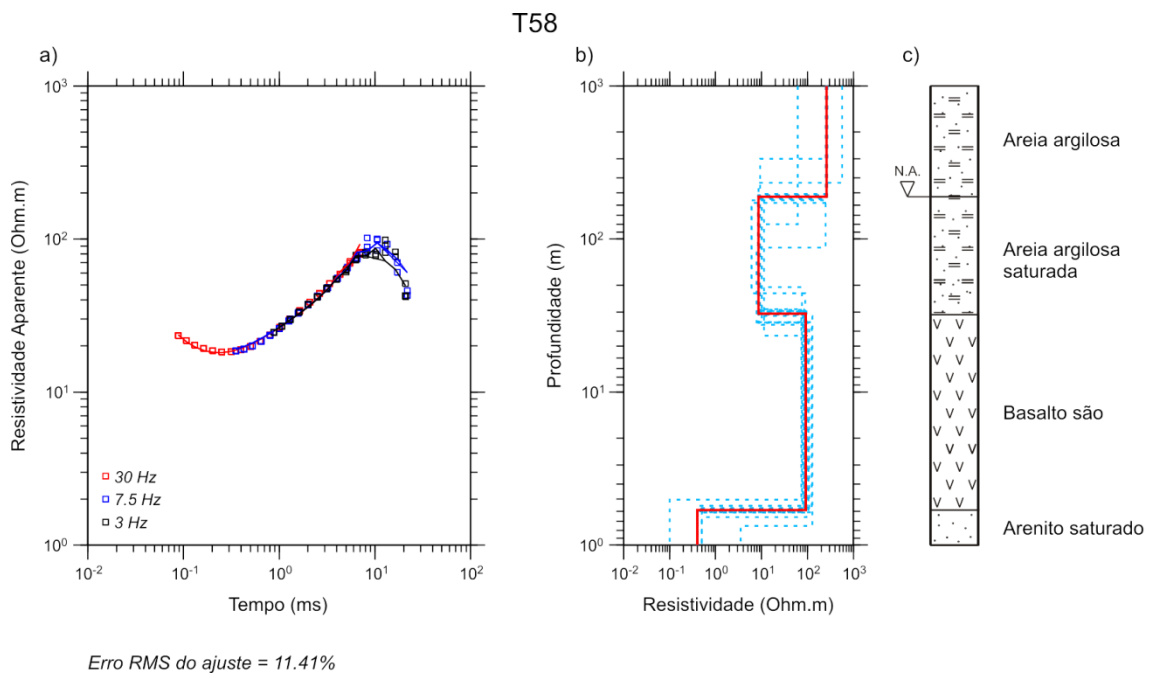


Figura A 30. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T58. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

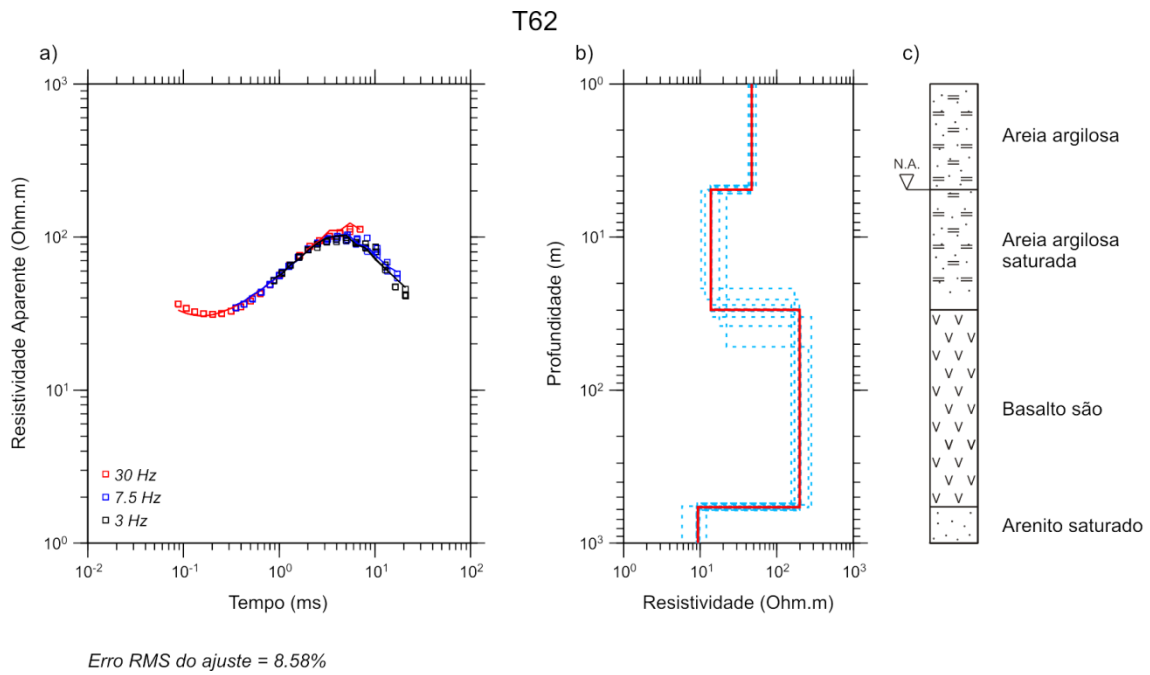


Figura A 31. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T62. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

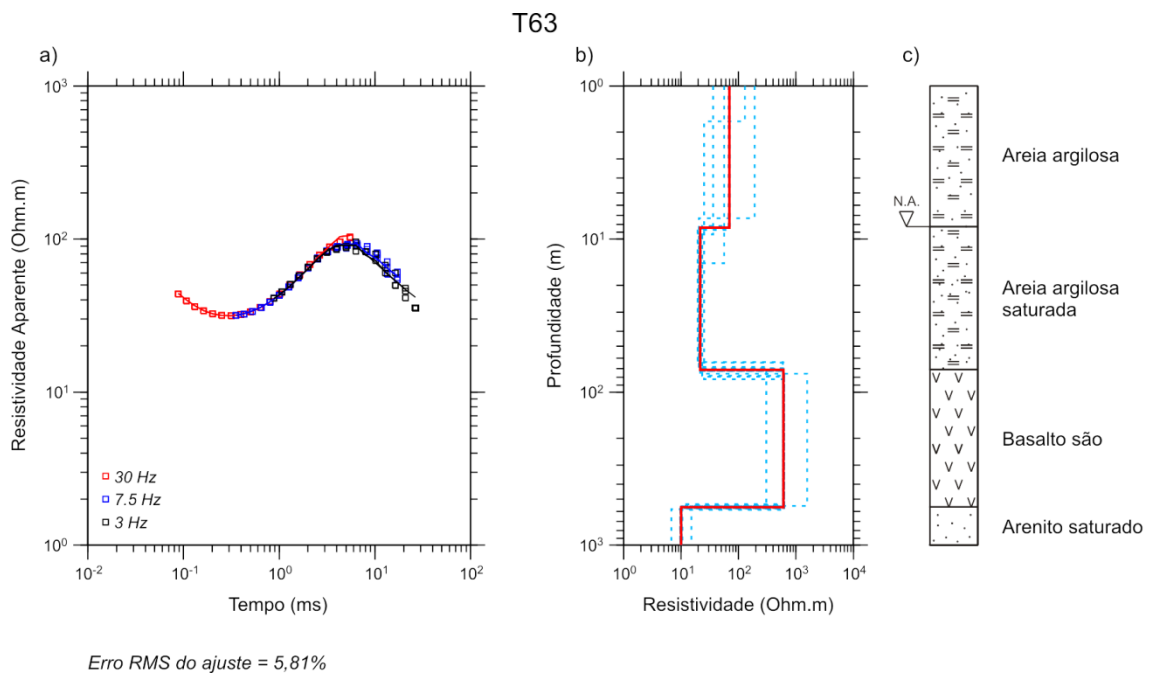


Figura A 32. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T63. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

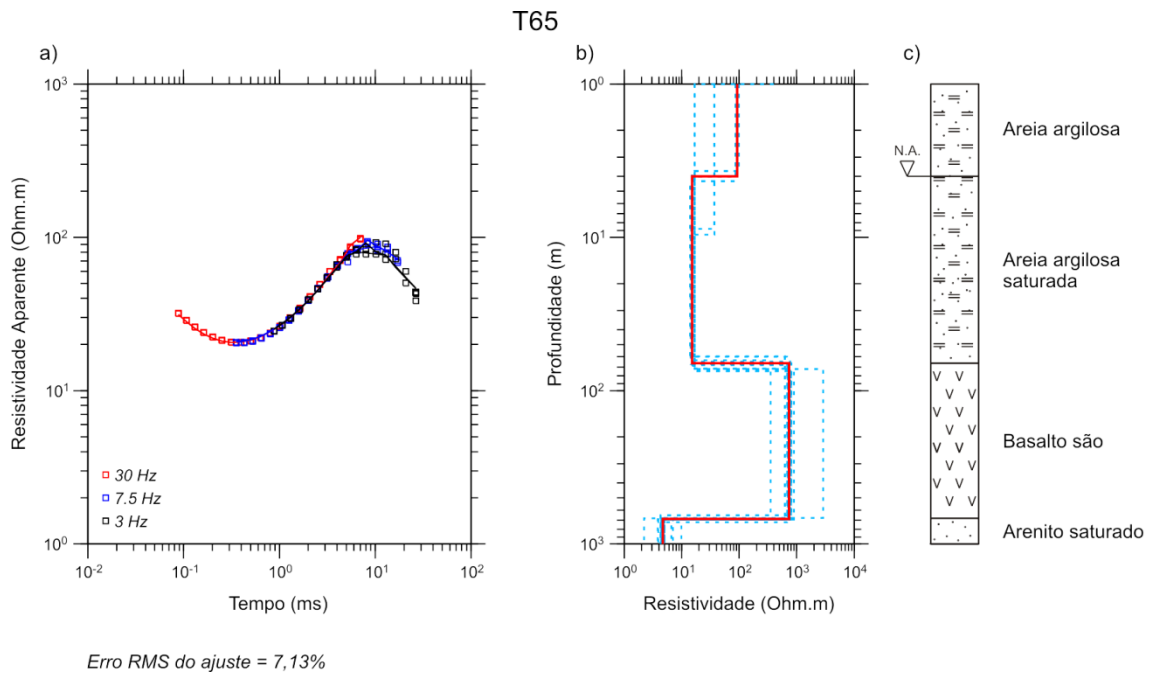


Figura A 33. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T65. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

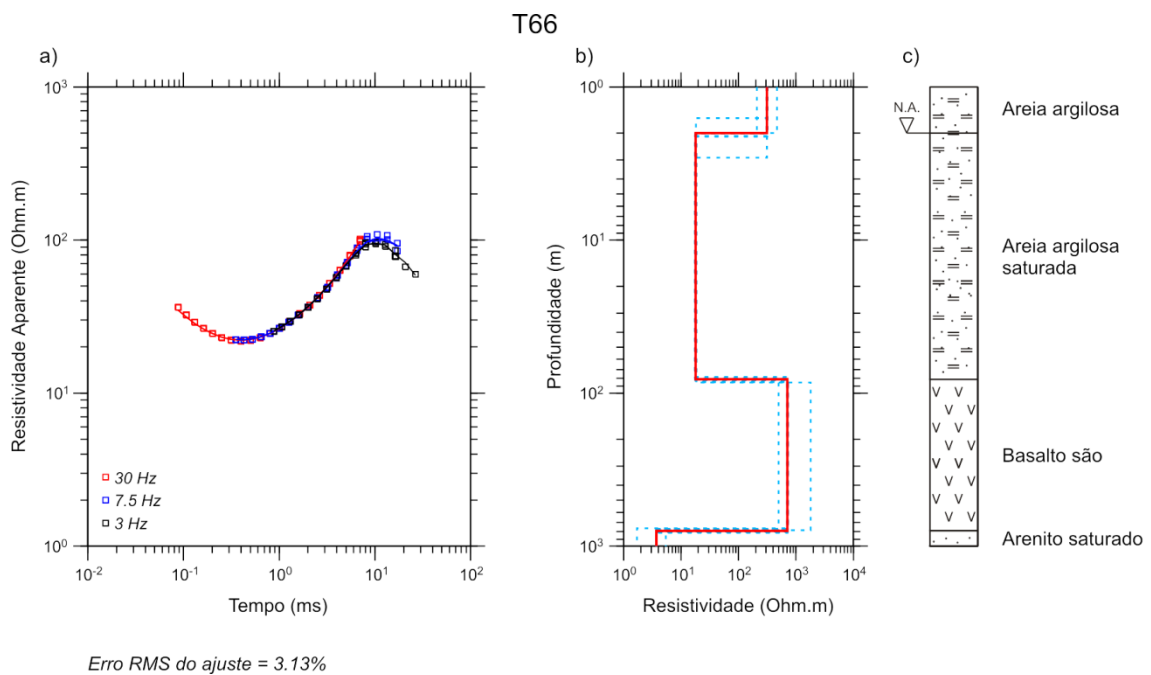


Figura A 34. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T66. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

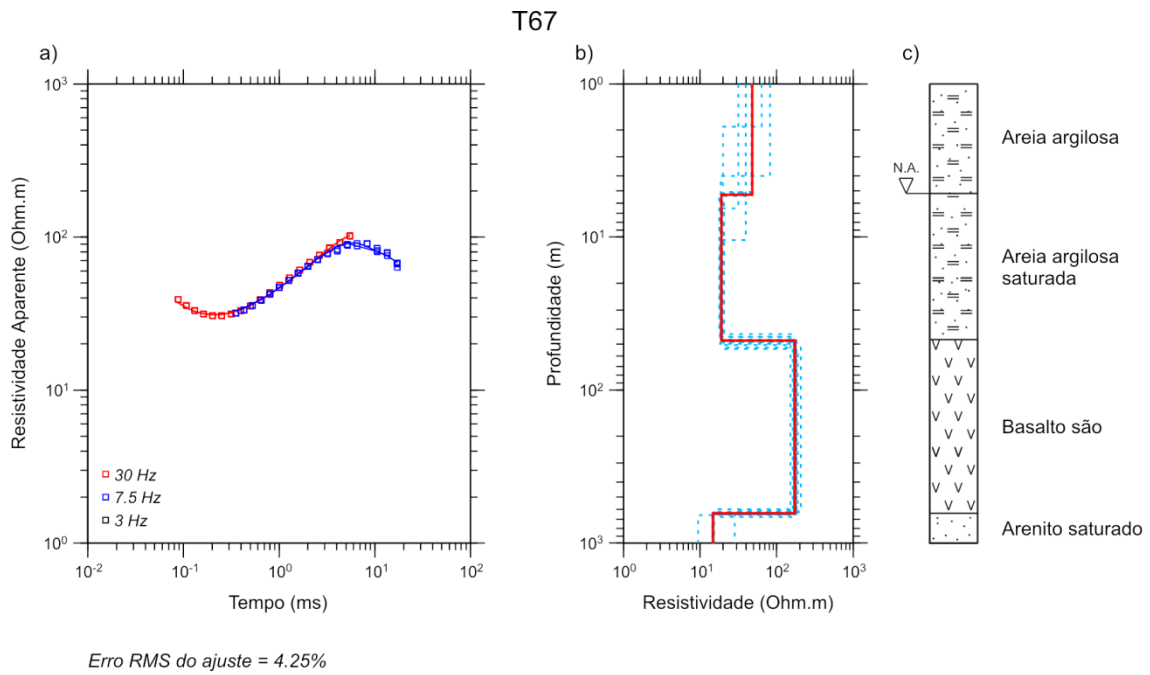


Figura A 35. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T67. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

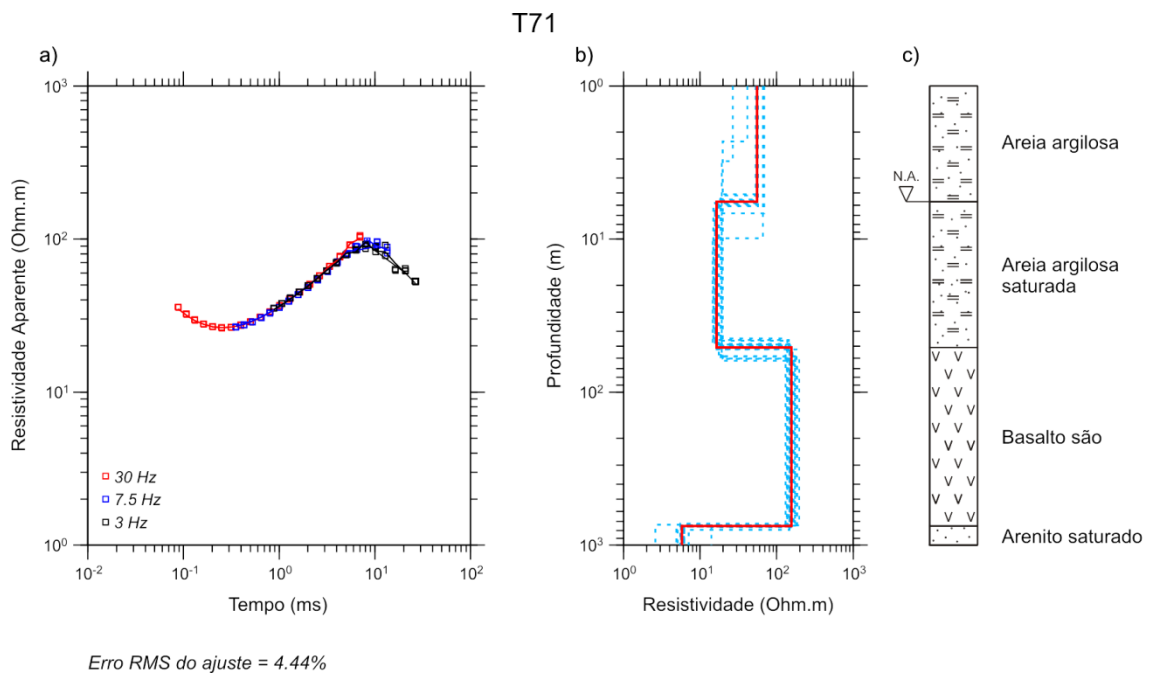


Figura A 36. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T71. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

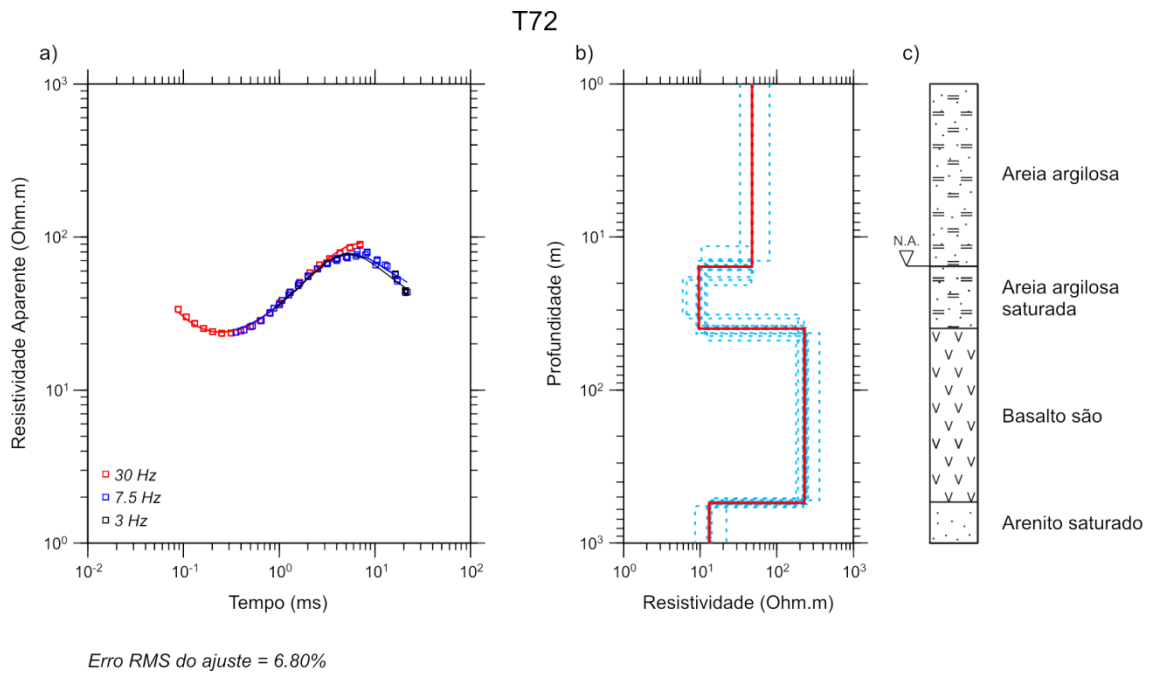


Figura A 37. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T72. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

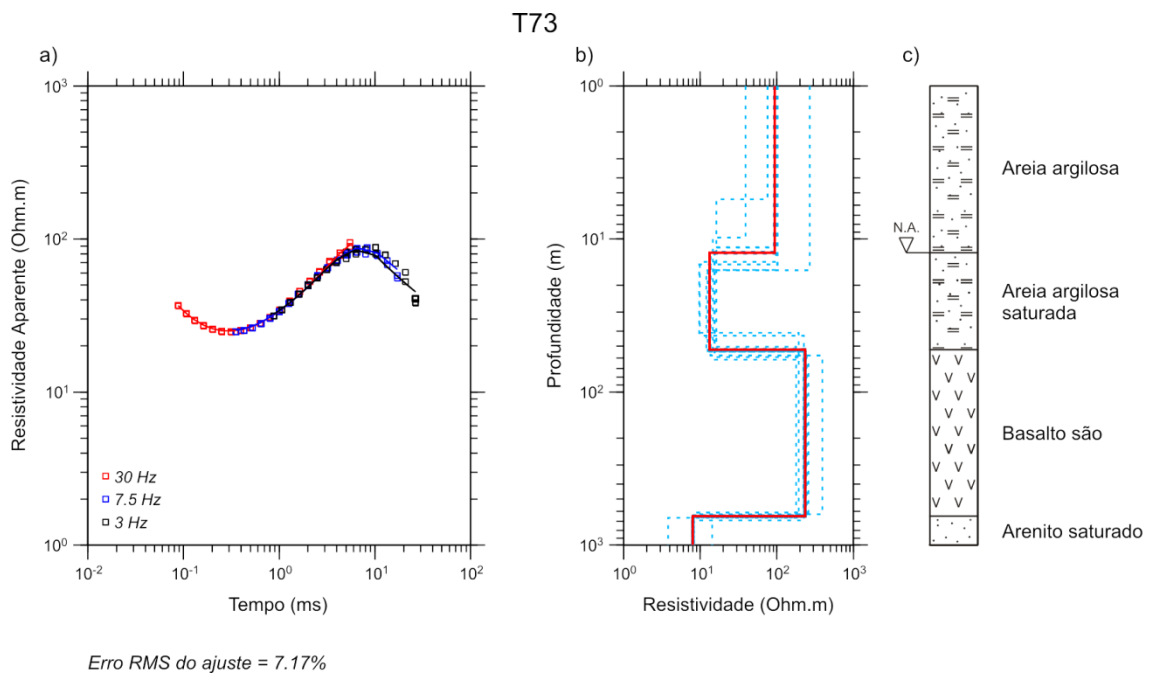


Figura A 38. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T73. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

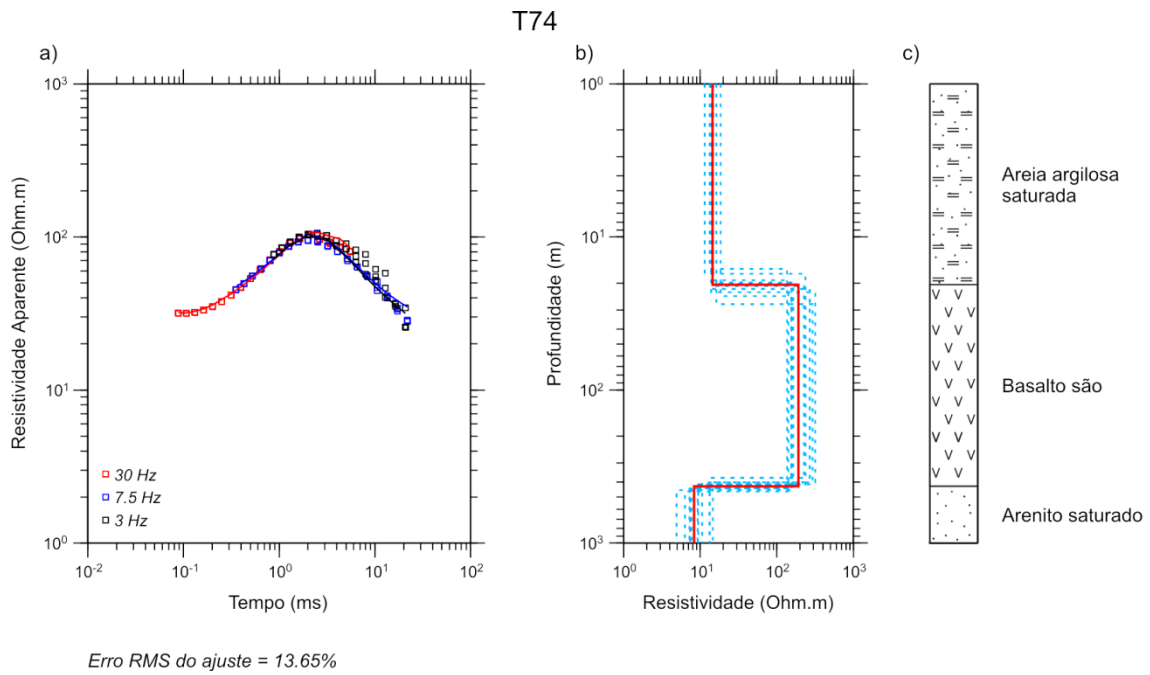


Figura A 39. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T74. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

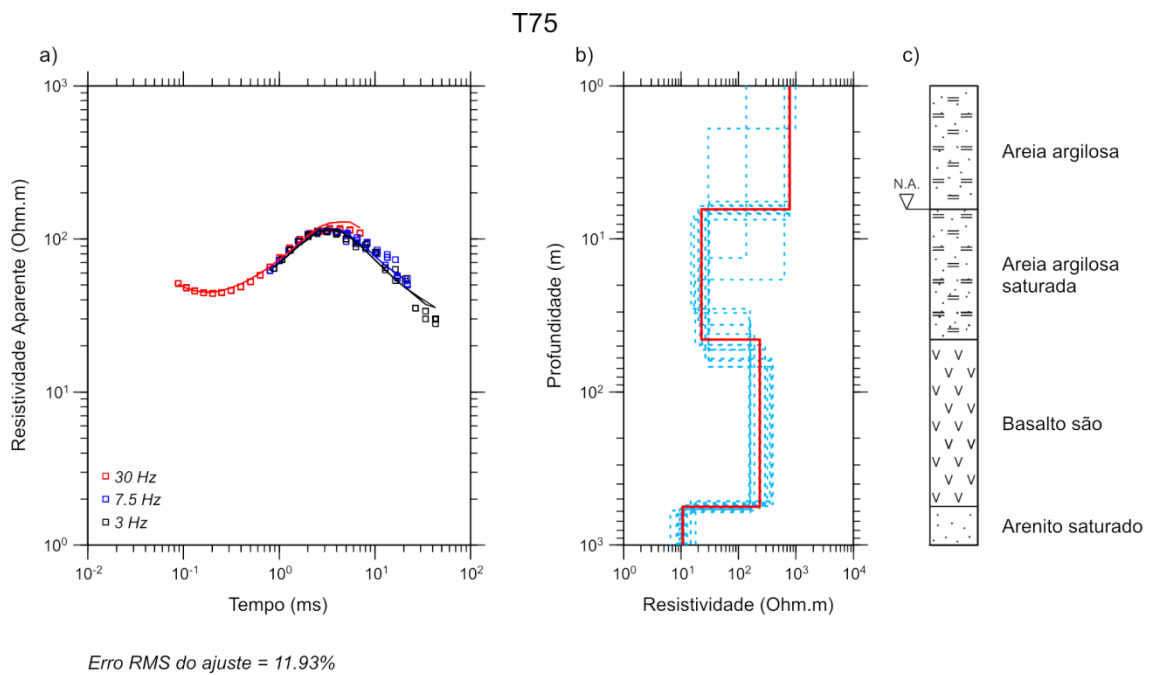


Figura A 40. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T75. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

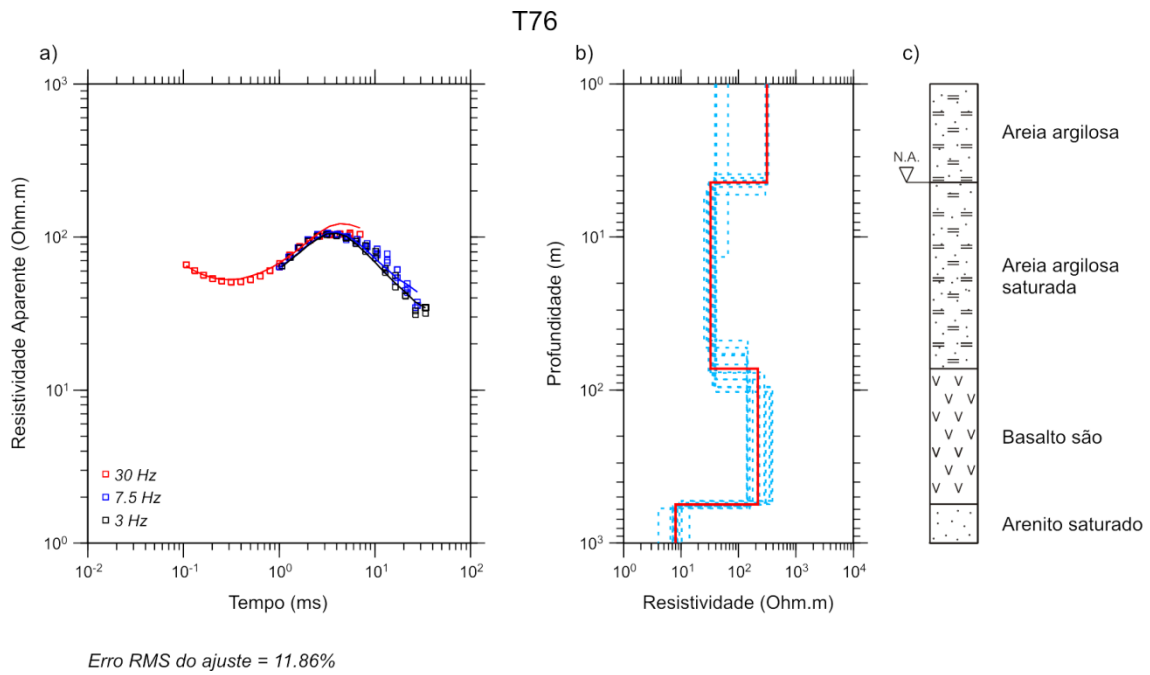


Figura A 41. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T76. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

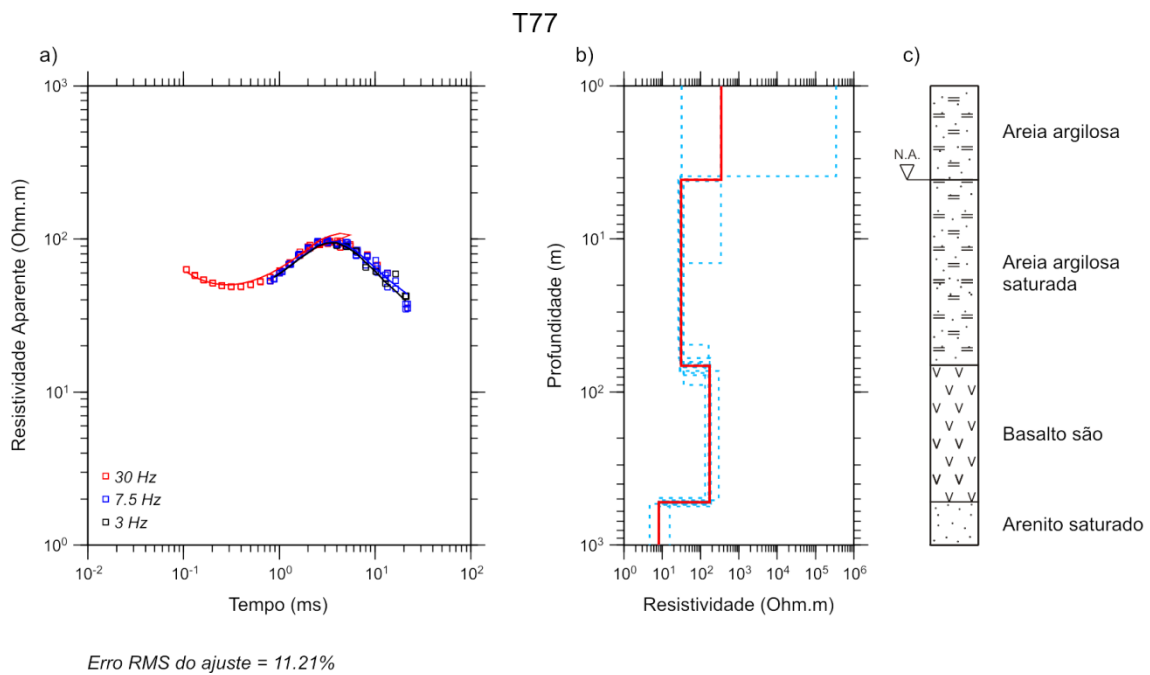


Figura A 42. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T77. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

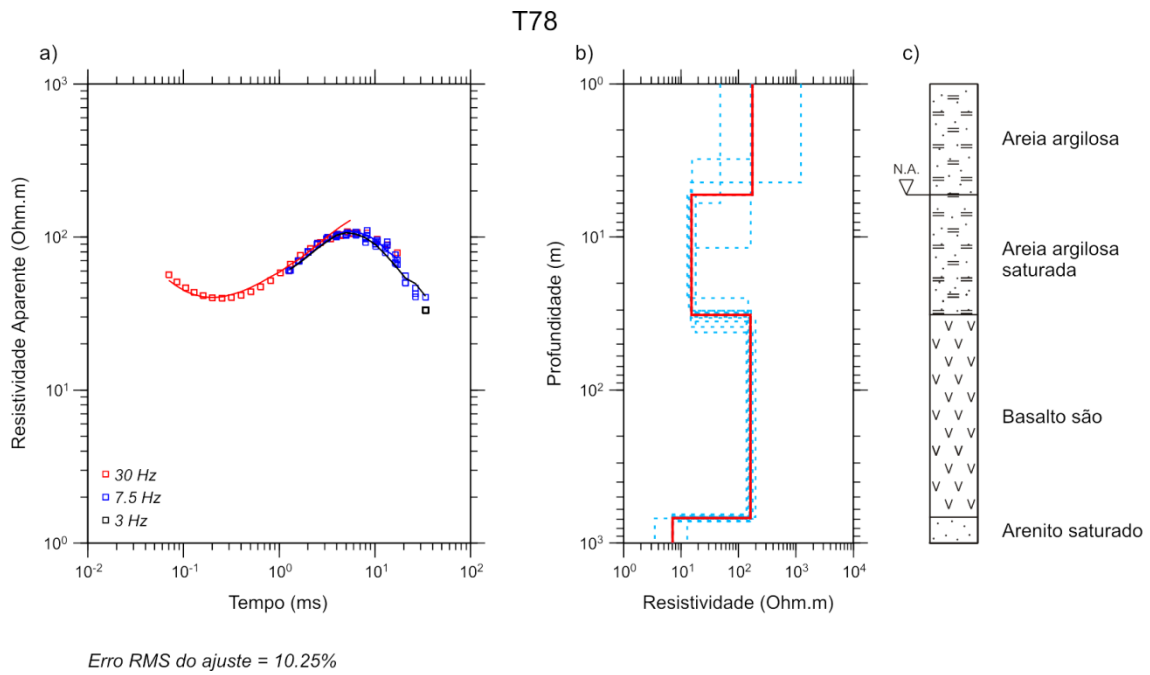


Figura A 43. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T78. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

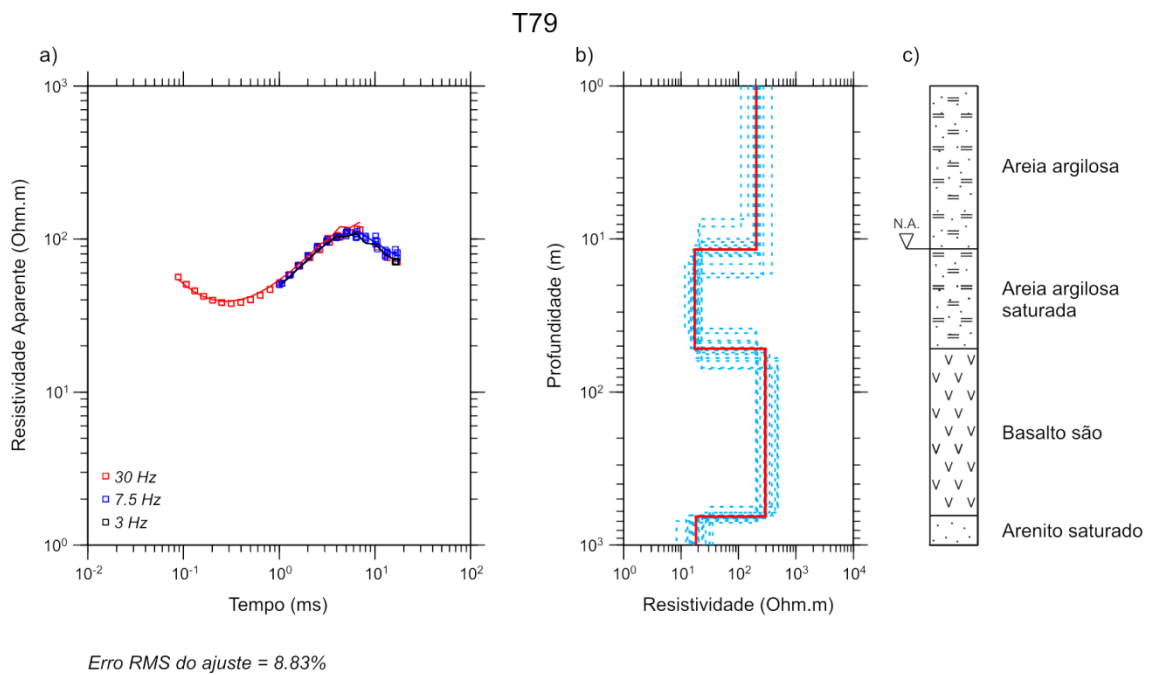


Figura A 44. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T79. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

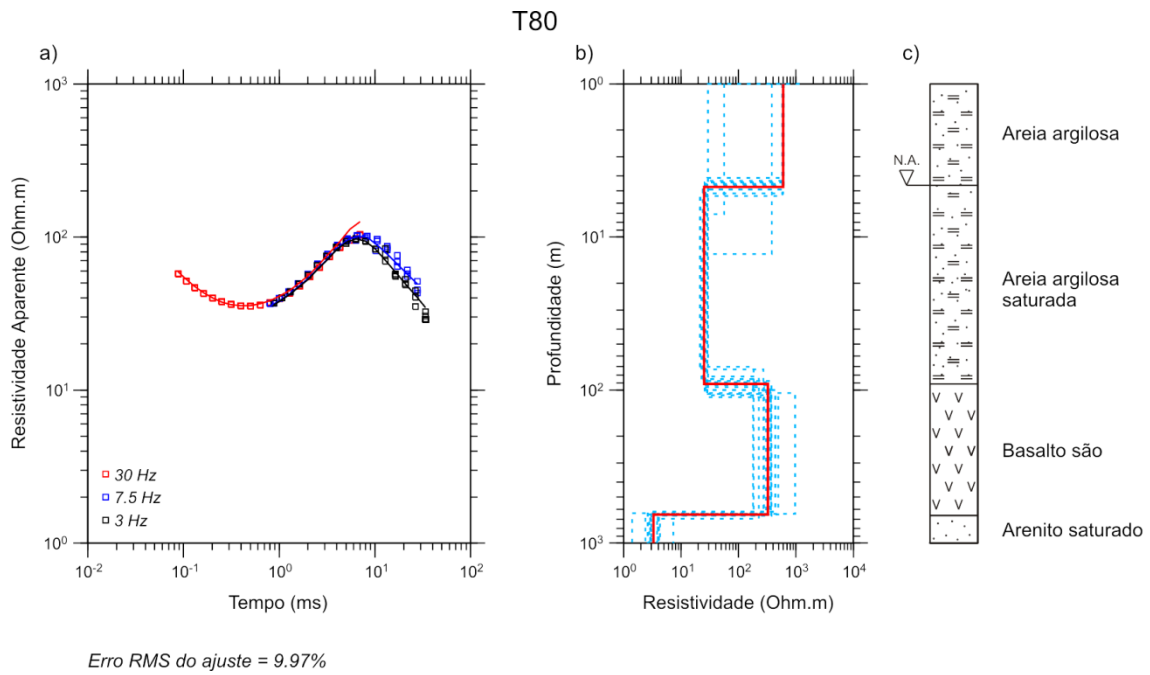


Figura A 45. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T80. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

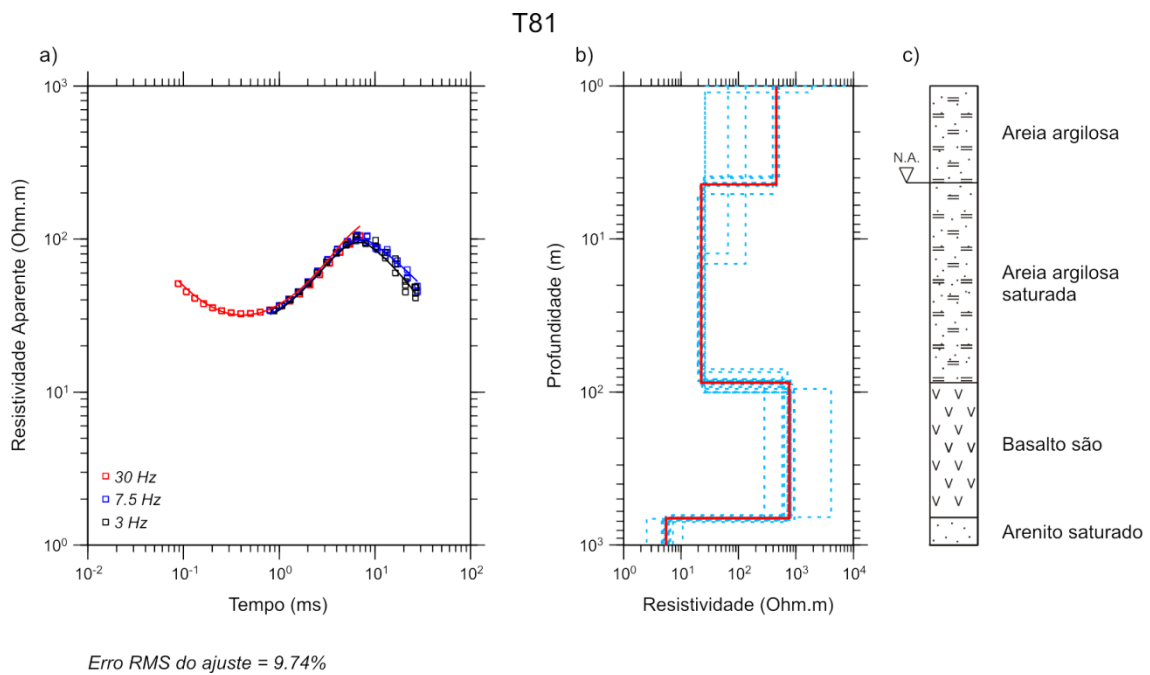


Figura A 46. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T81. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

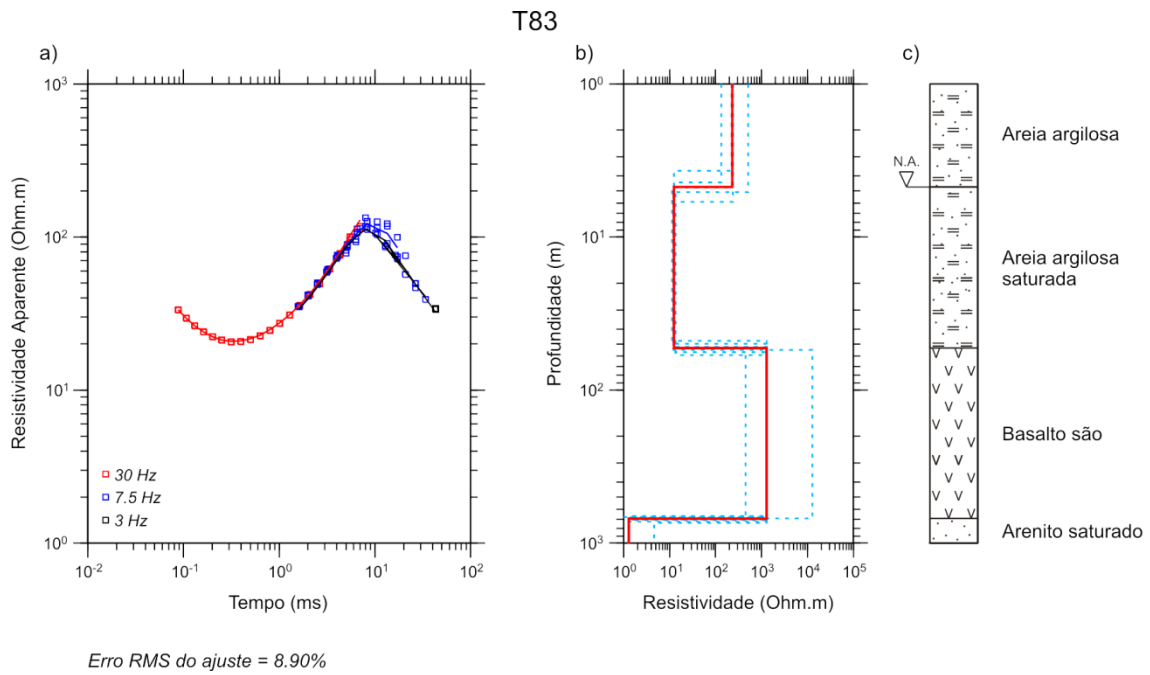


Figura A 47. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T83. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

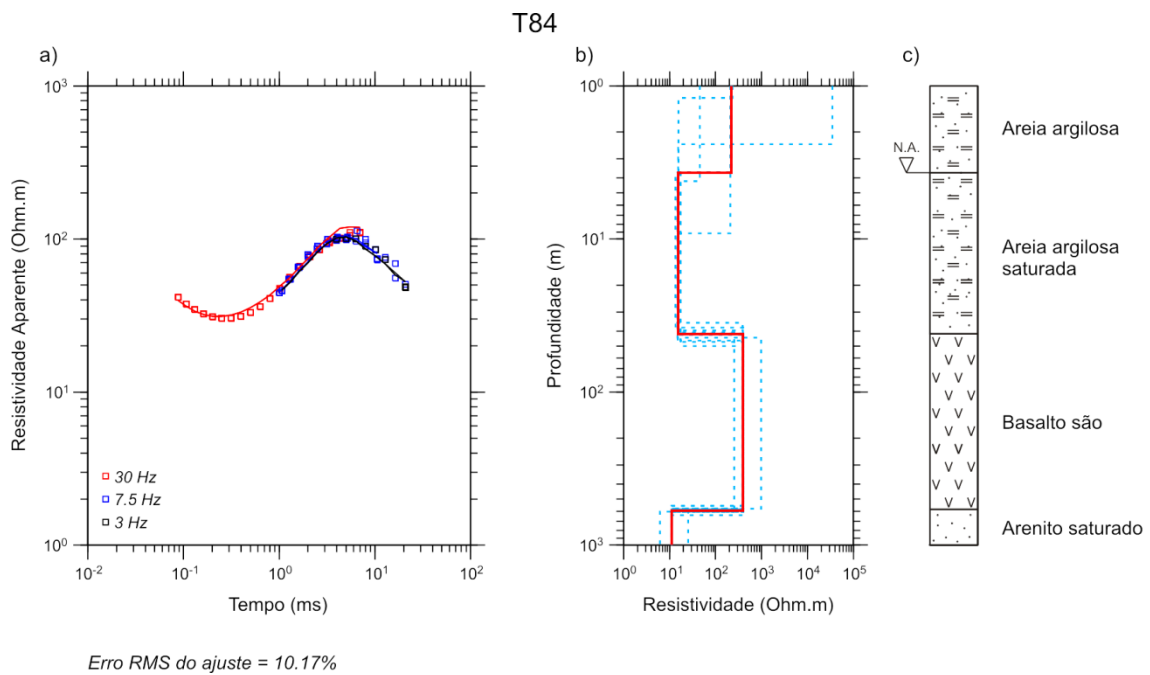


Figura A 48. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T84. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

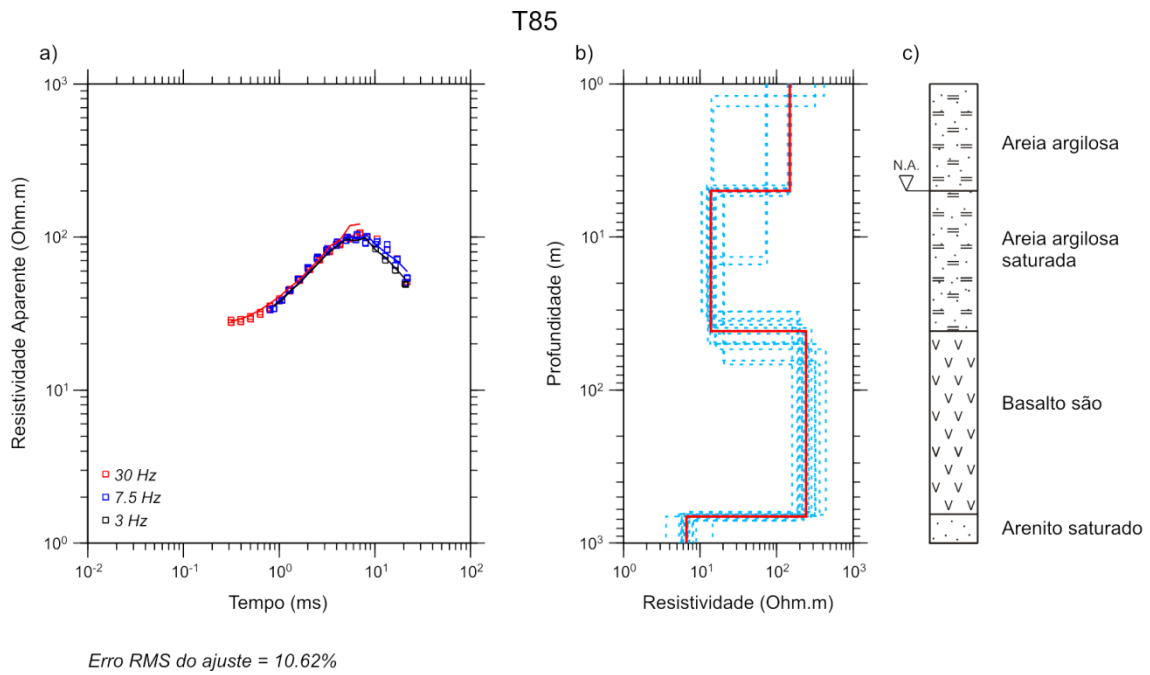


Figura A 49. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T85. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

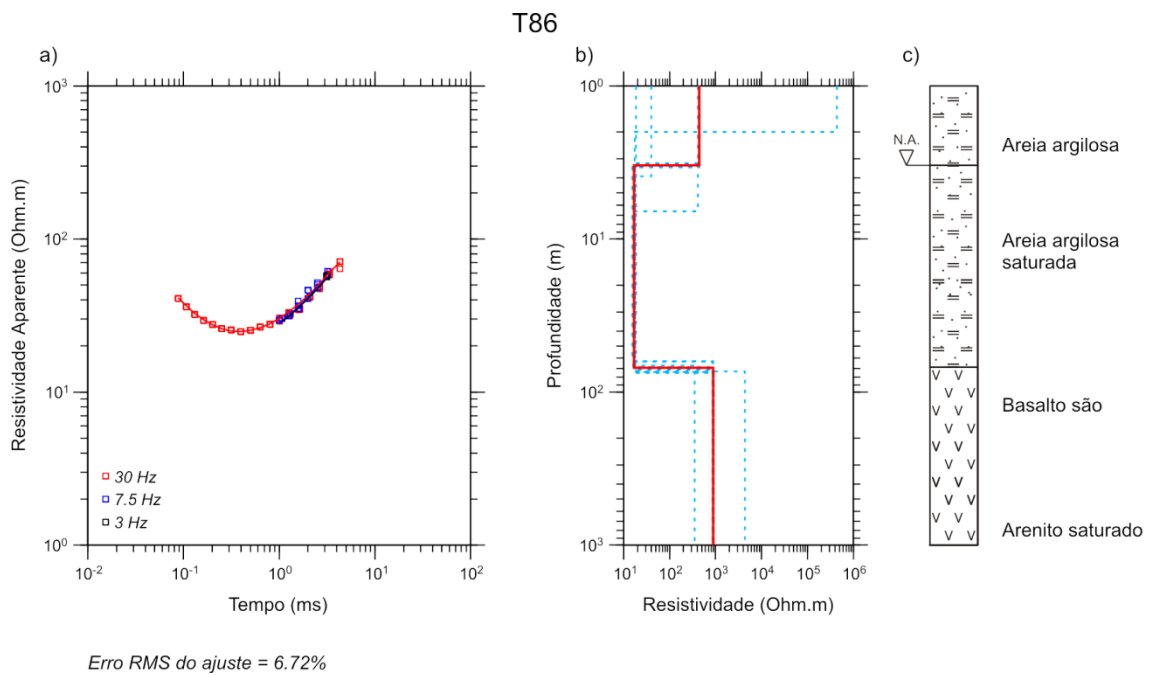


Figura A 50. a) Curva de resistividade aparente *versus* tempo para a sondagem T86. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

APÊNDICE B - Sondagens Elétricas Verticais (SEVs)

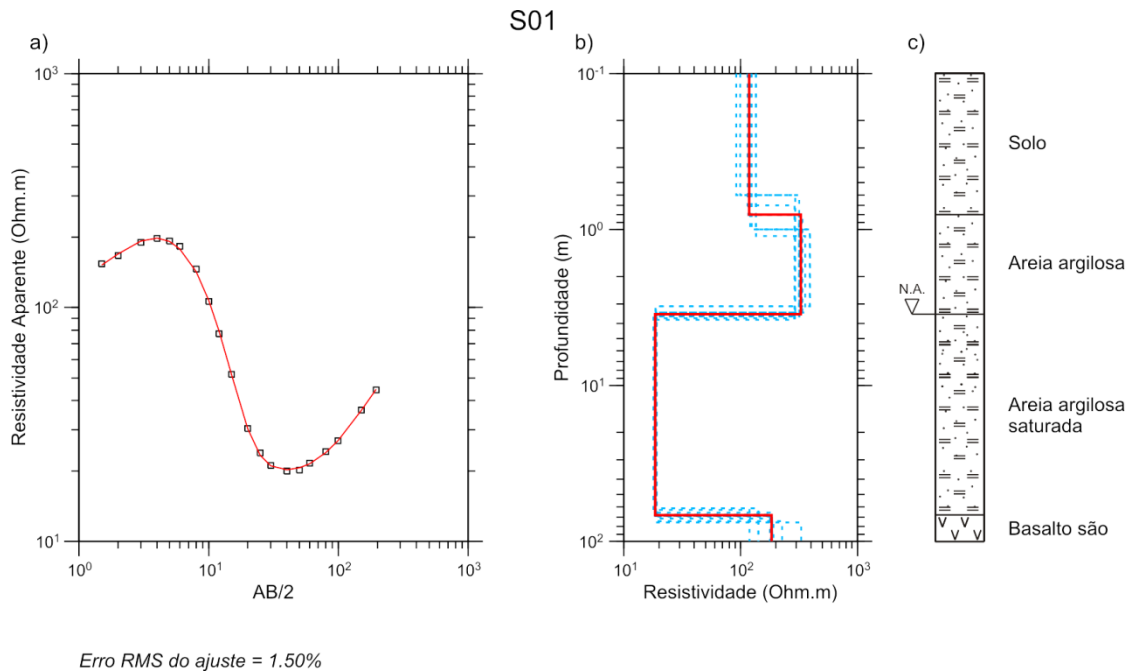


Figura B 1. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S01. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

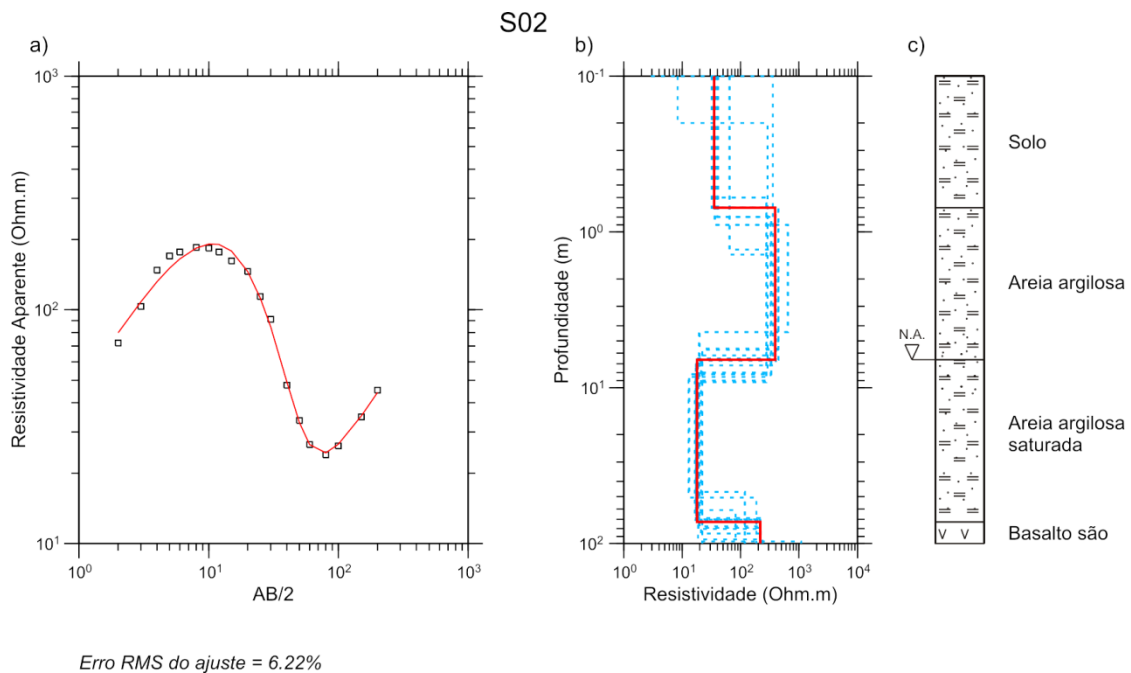


Figura B 2. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S02. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

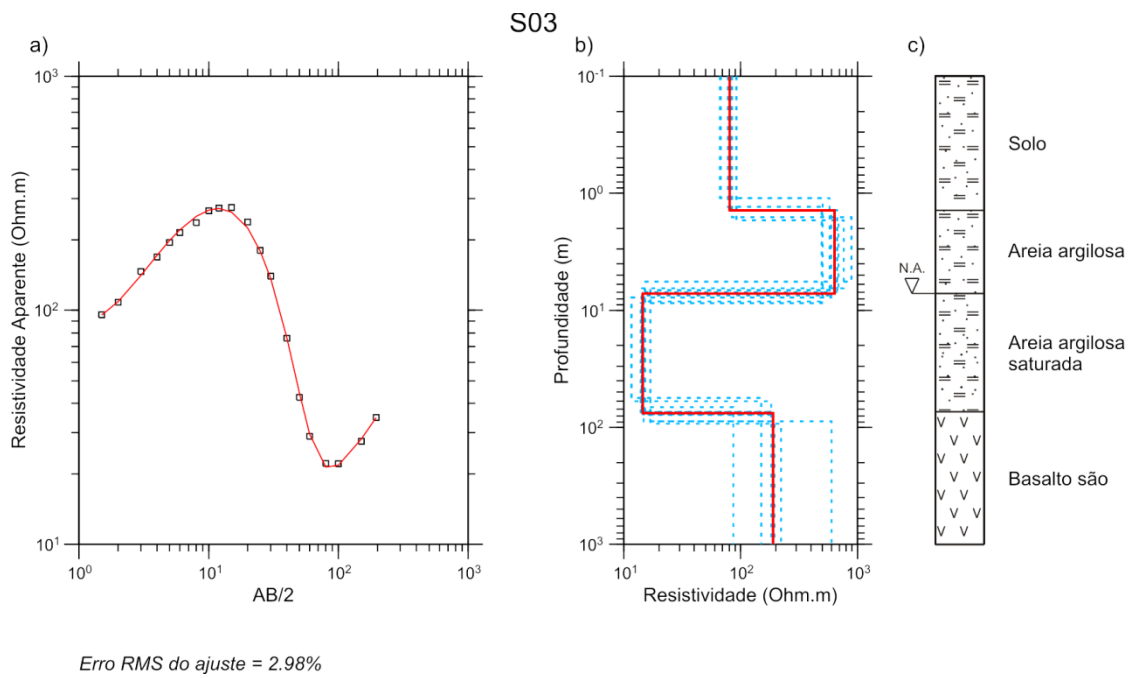


Figura B 3. a) Curva de resistividade aparente versus $AB/2$ para a sondagem S03. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

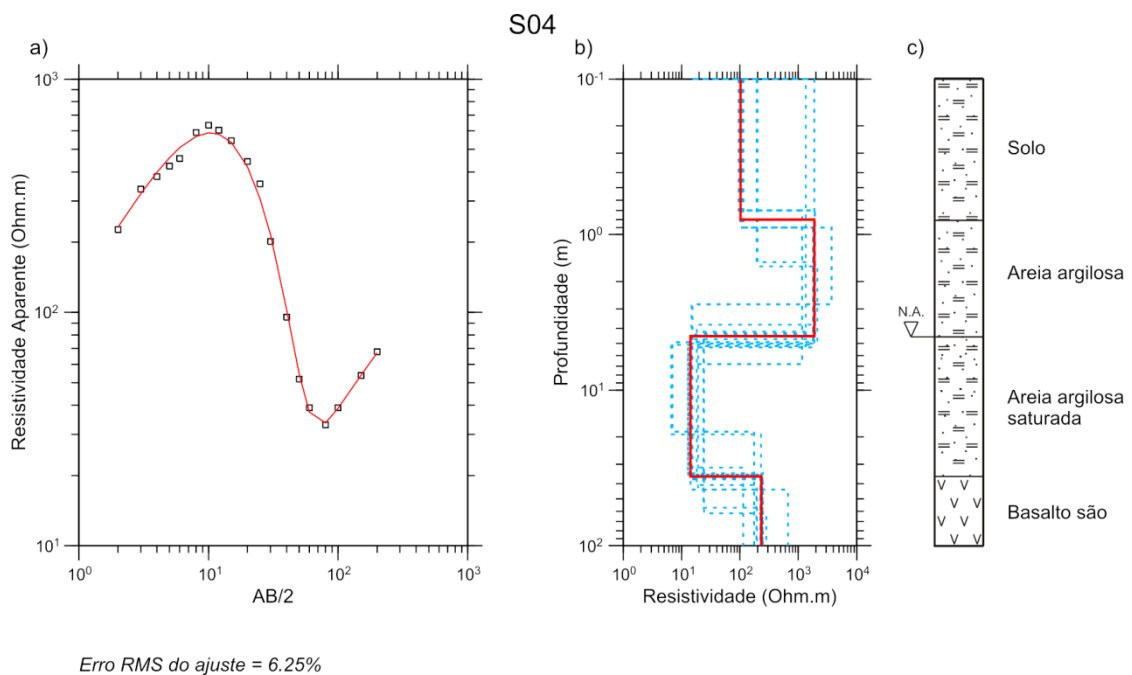


Figura B 4. a) Curva de resistividade aparente versus $AB/2$ para a sondagem S04. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

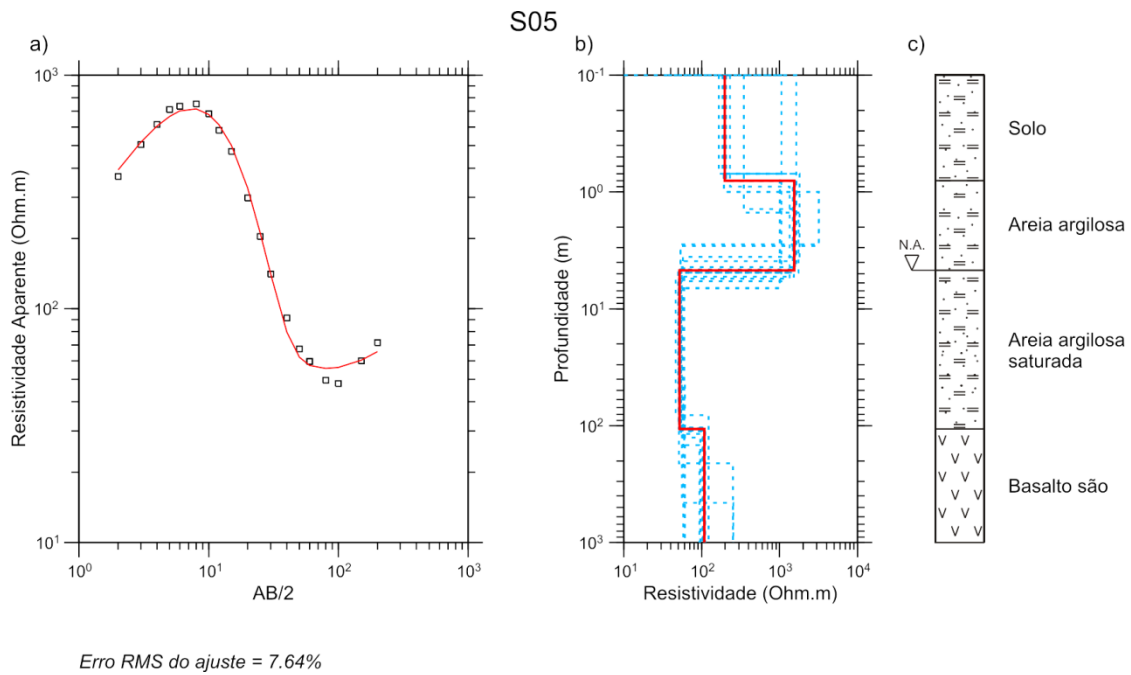


Figura B 5. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S05. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

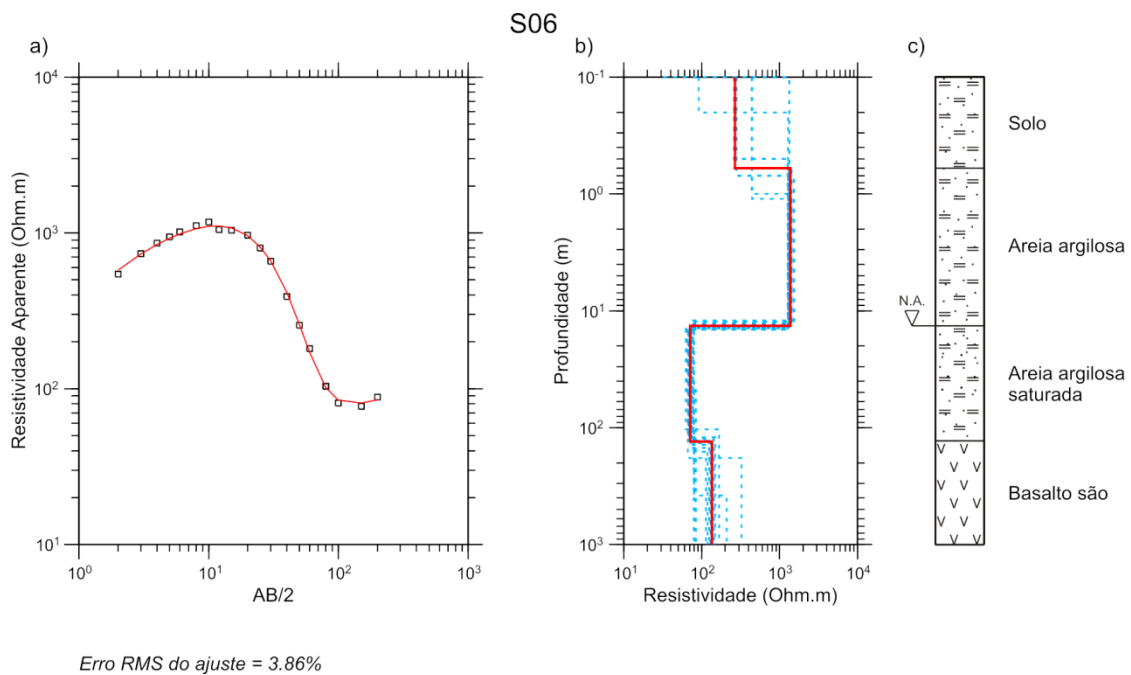


Figura B 6. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S06. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

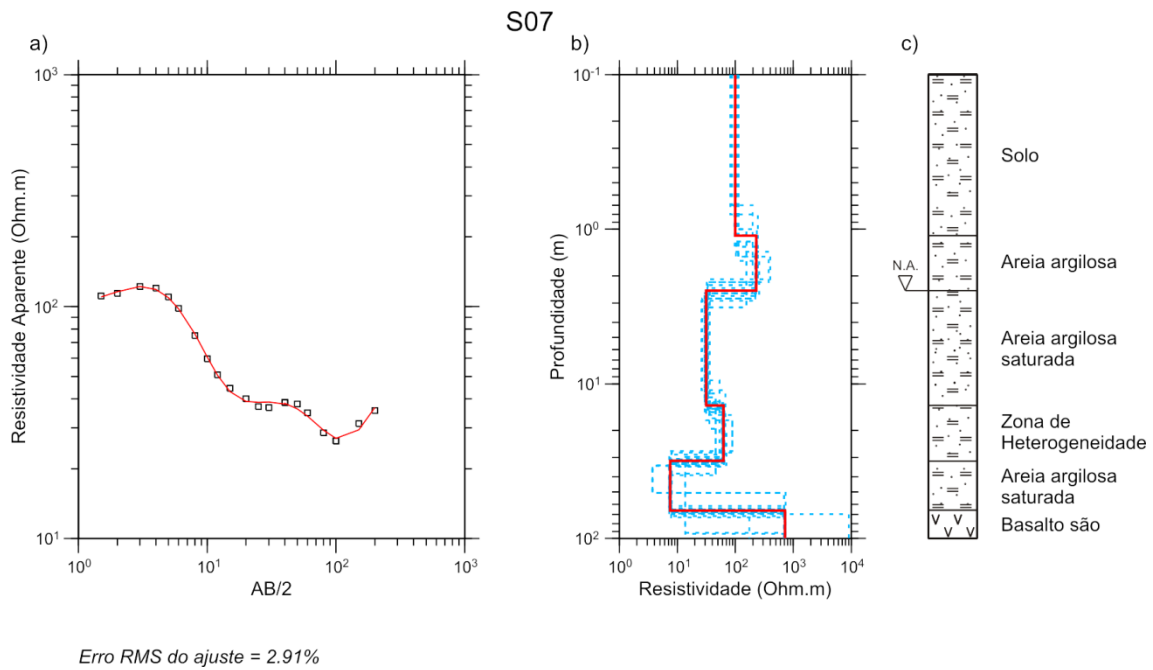


Figura B 7. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S07. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

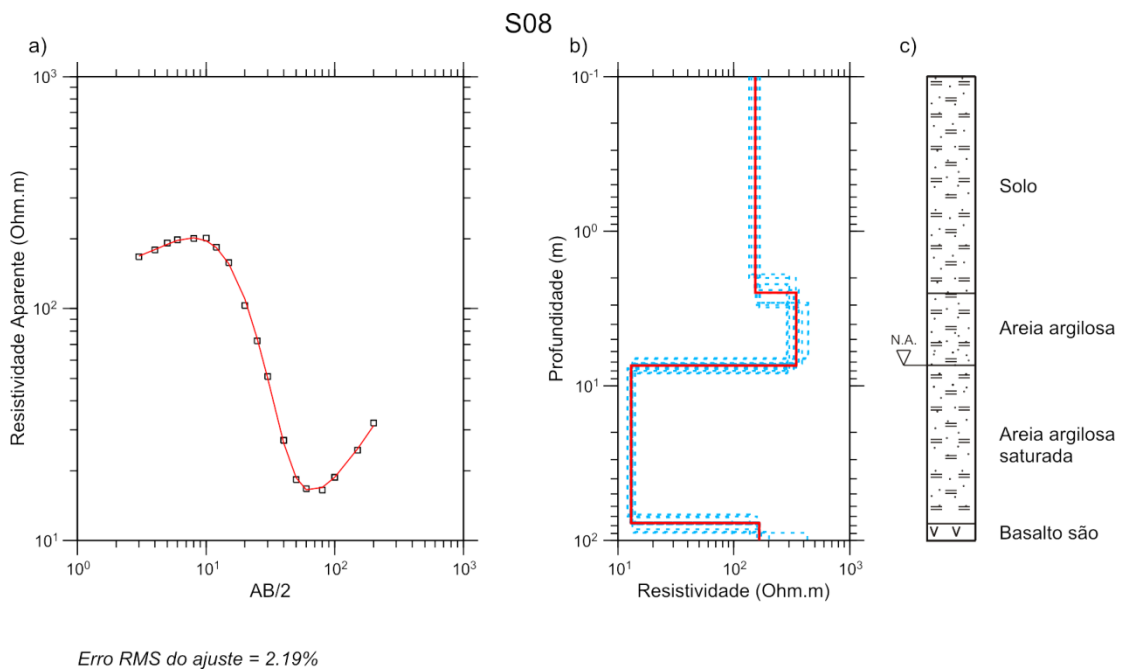


Figura B 8. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S08. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

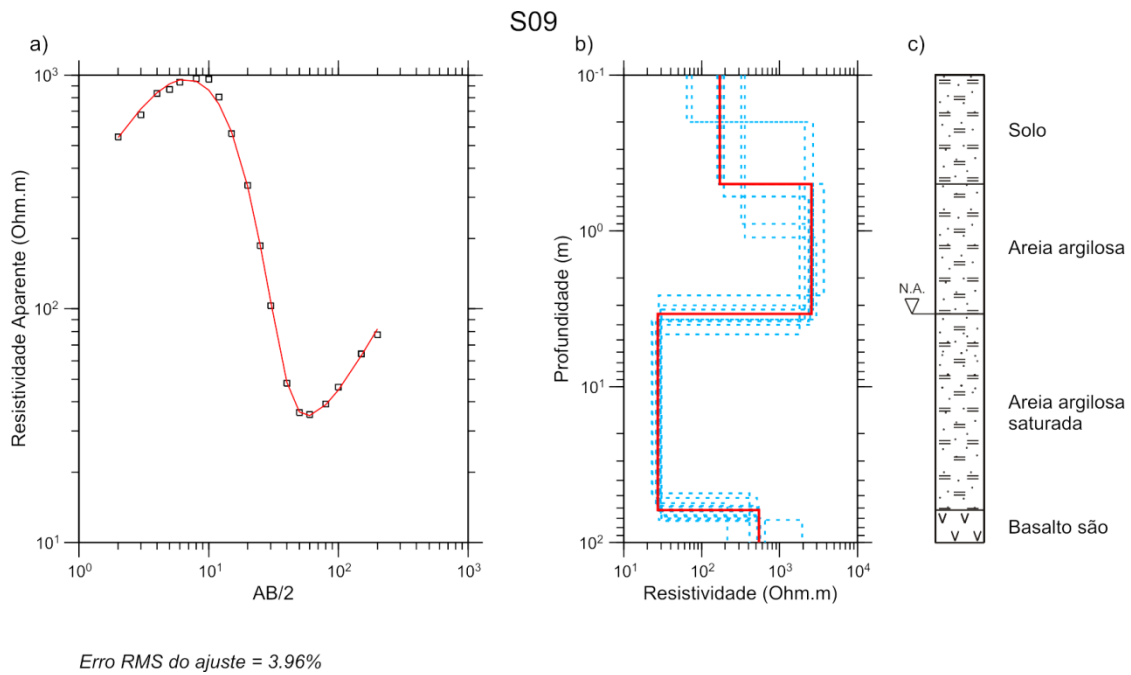


Figura B 9. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S09. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

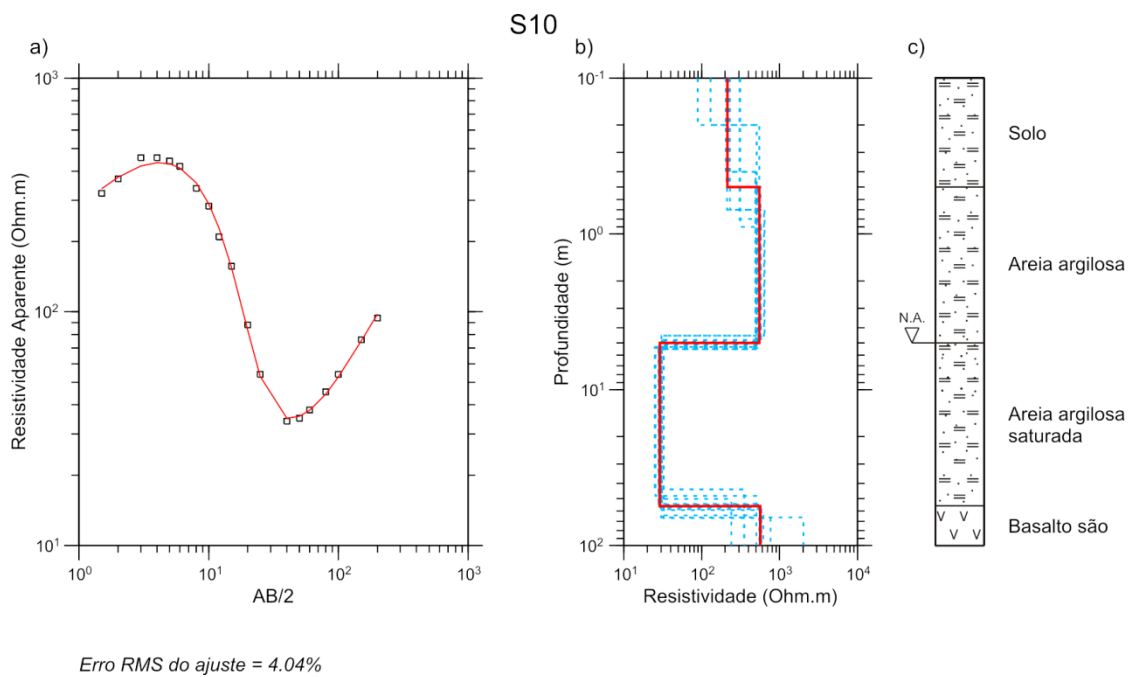


Figura B 10. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S10. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

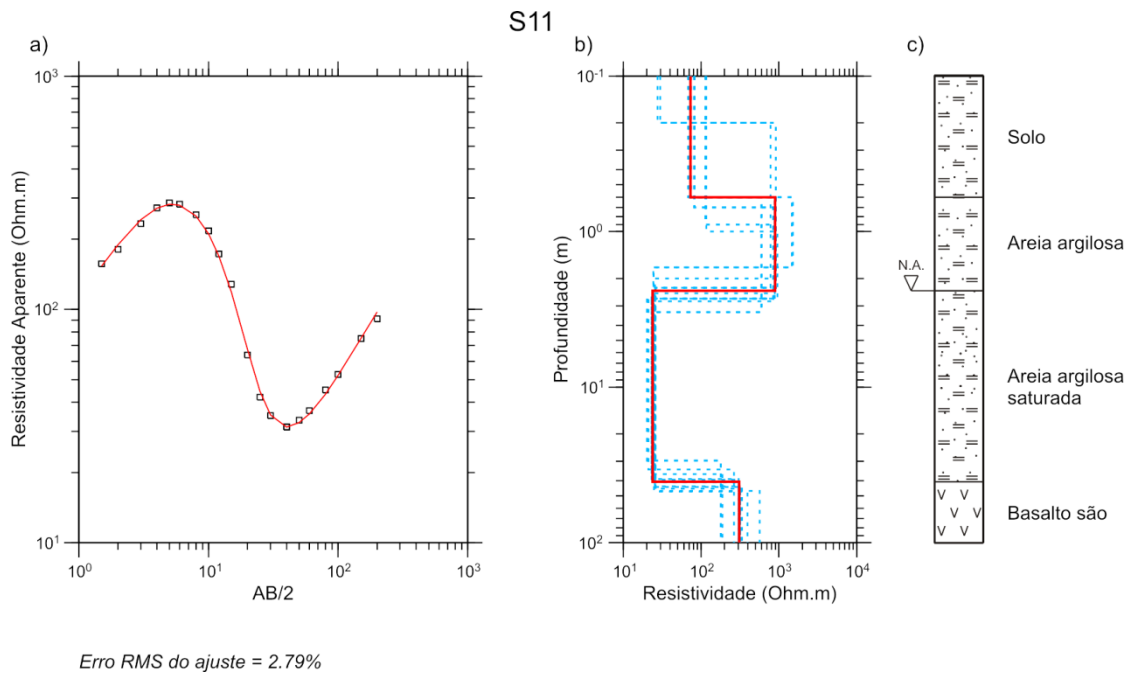


Figura B 11. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S11. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

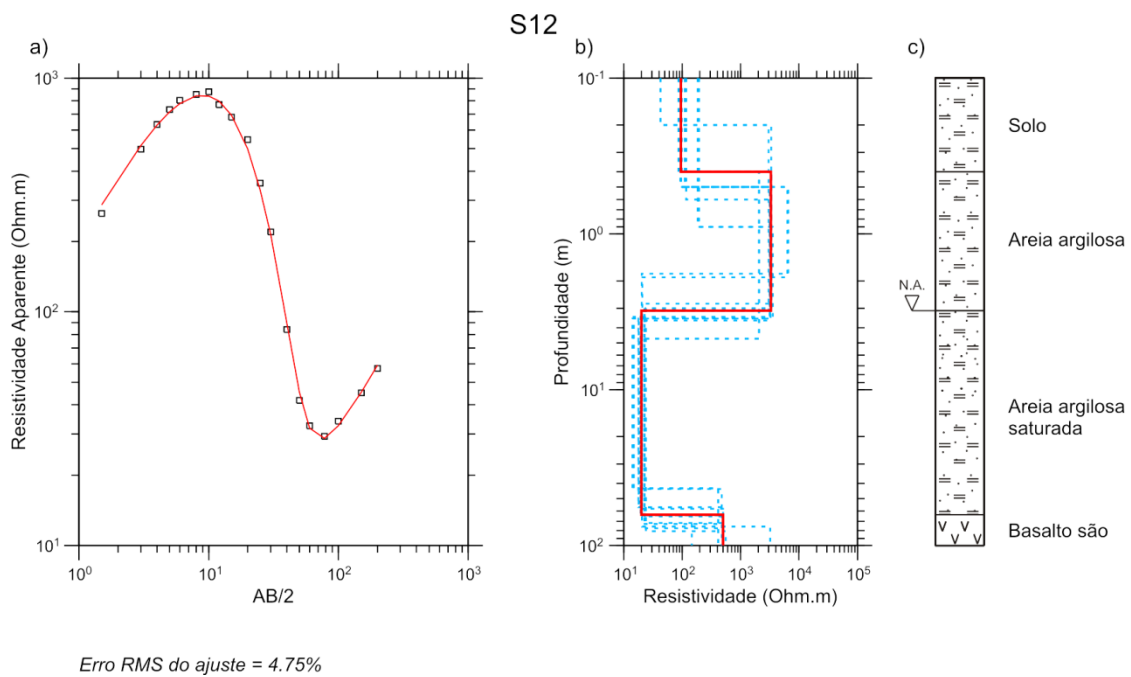


Figura B 12. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S12. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

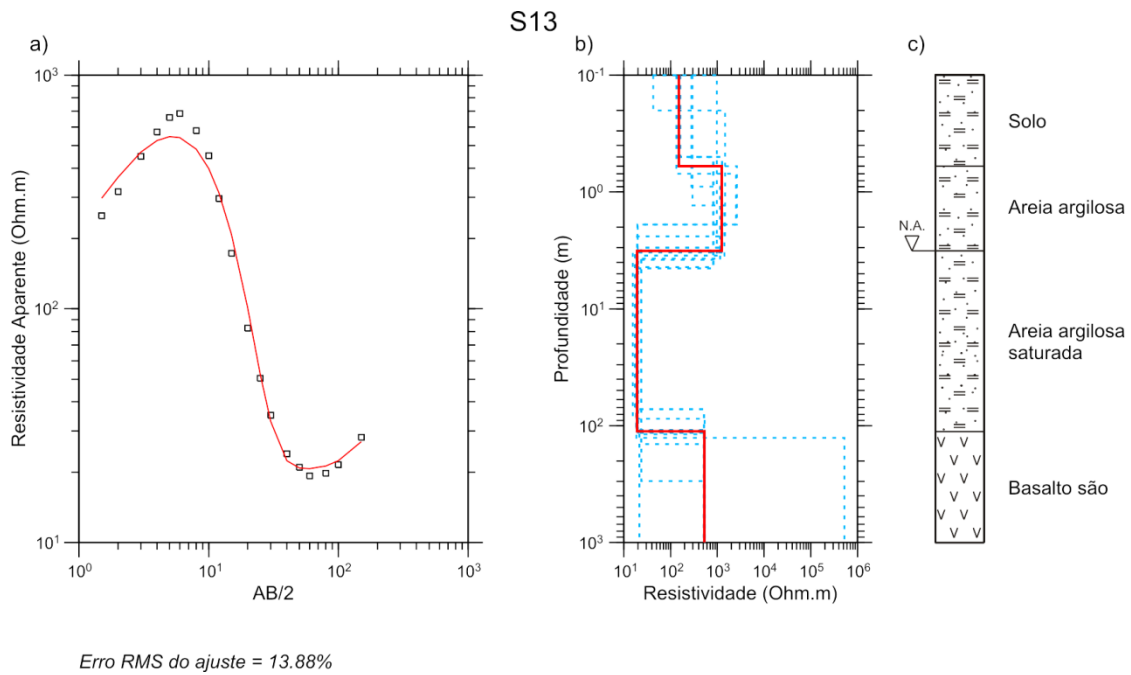


Figura B 13. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S13. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

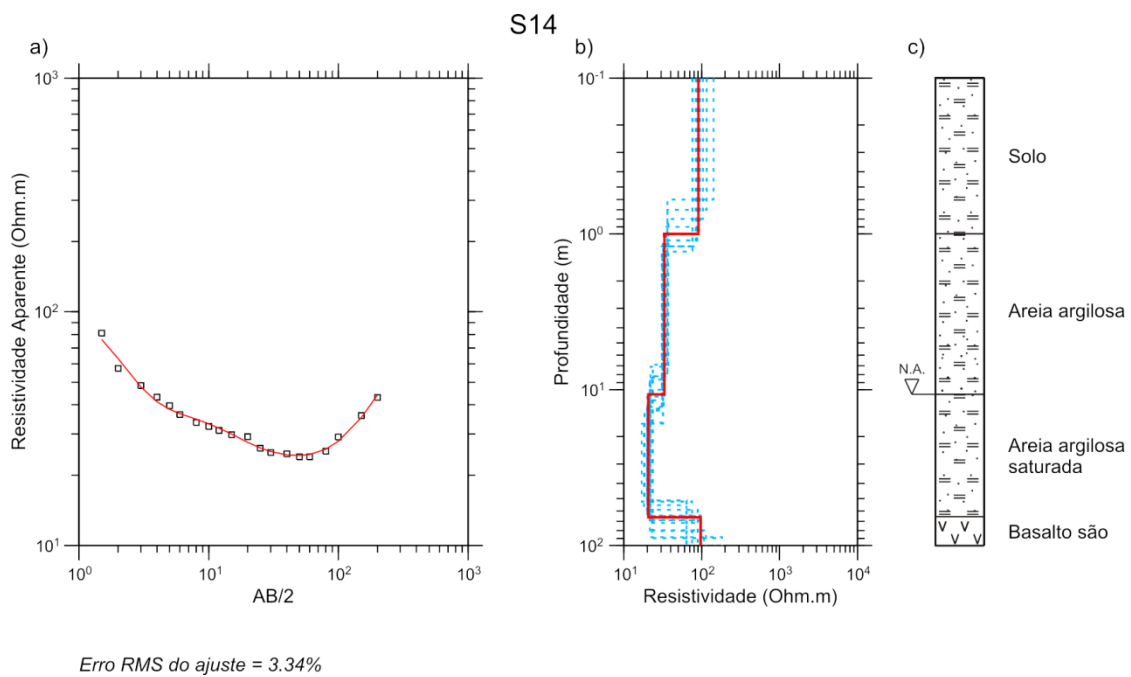


Figura B 14. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S14. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

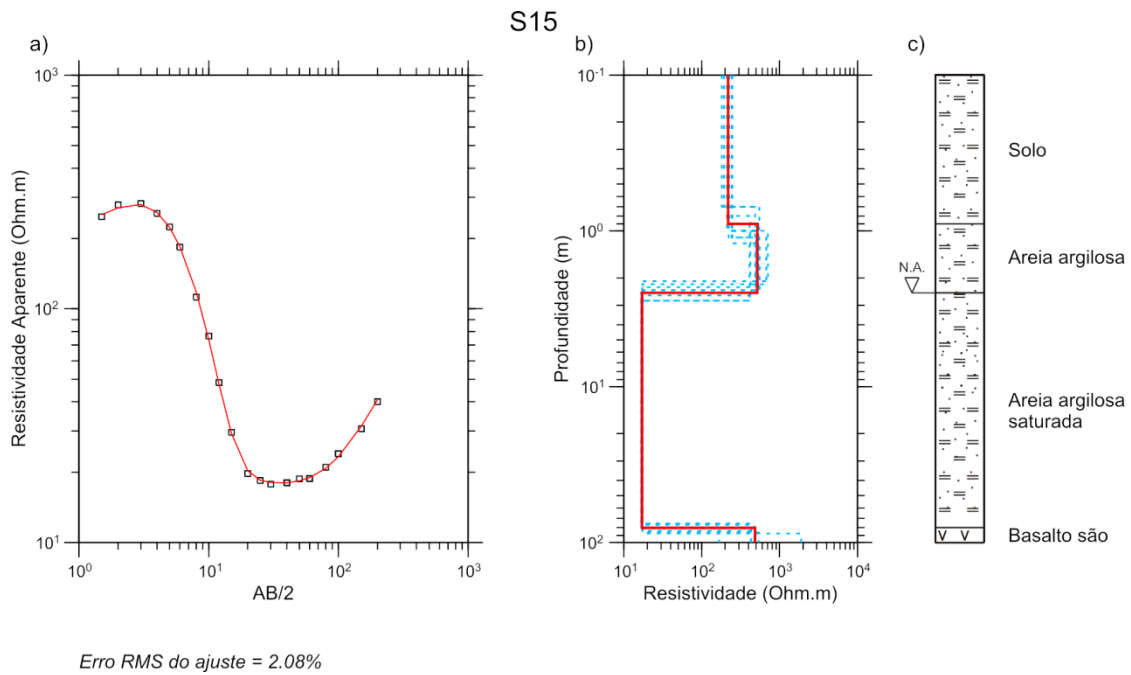


Figura B 15. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S15. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

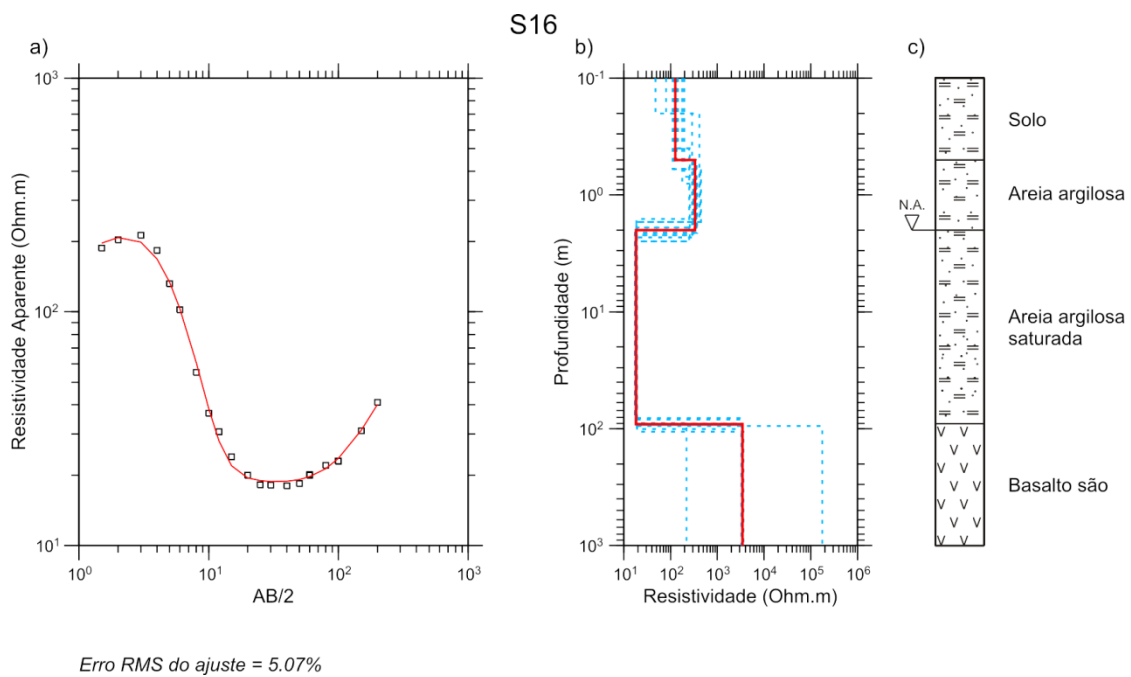


Figura B 16. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S16. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

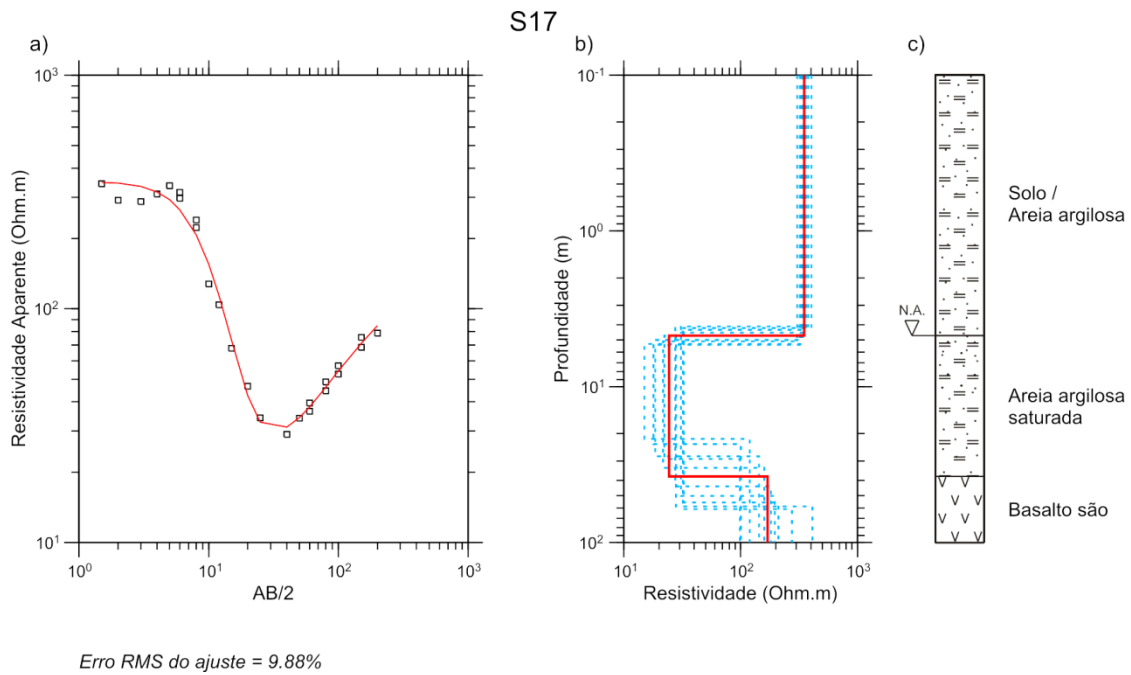


Figura B 17. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S17. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

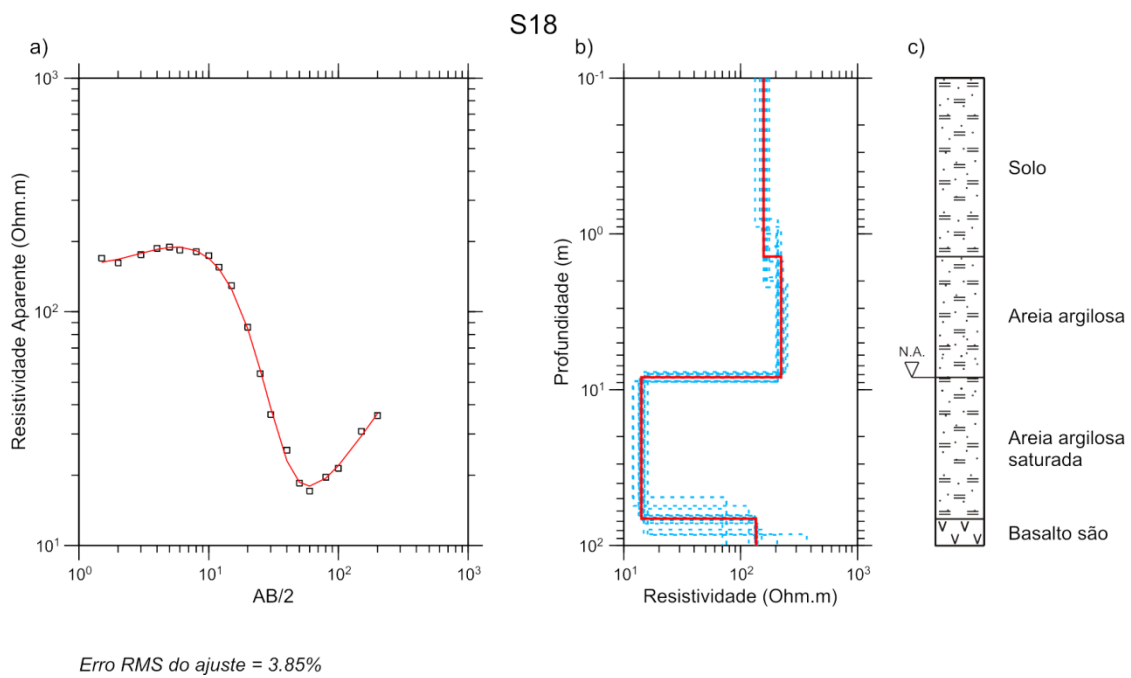


Figura B 18. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S18. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

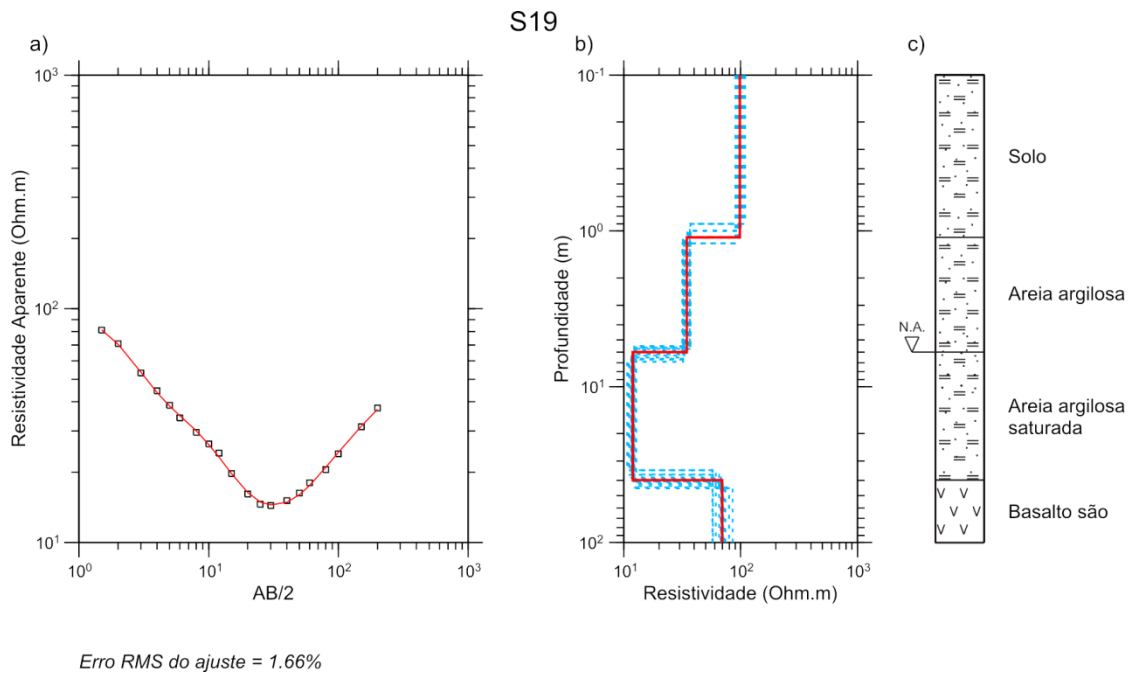


Figura B 19. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S19. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

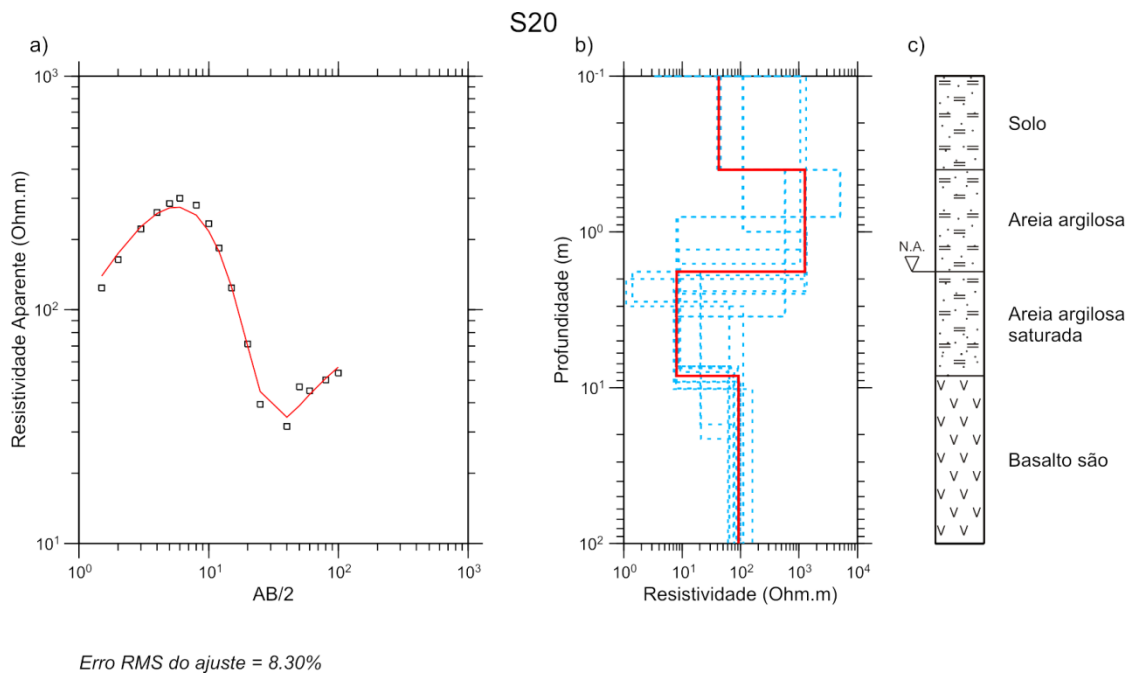


Figura B 20. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S20. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

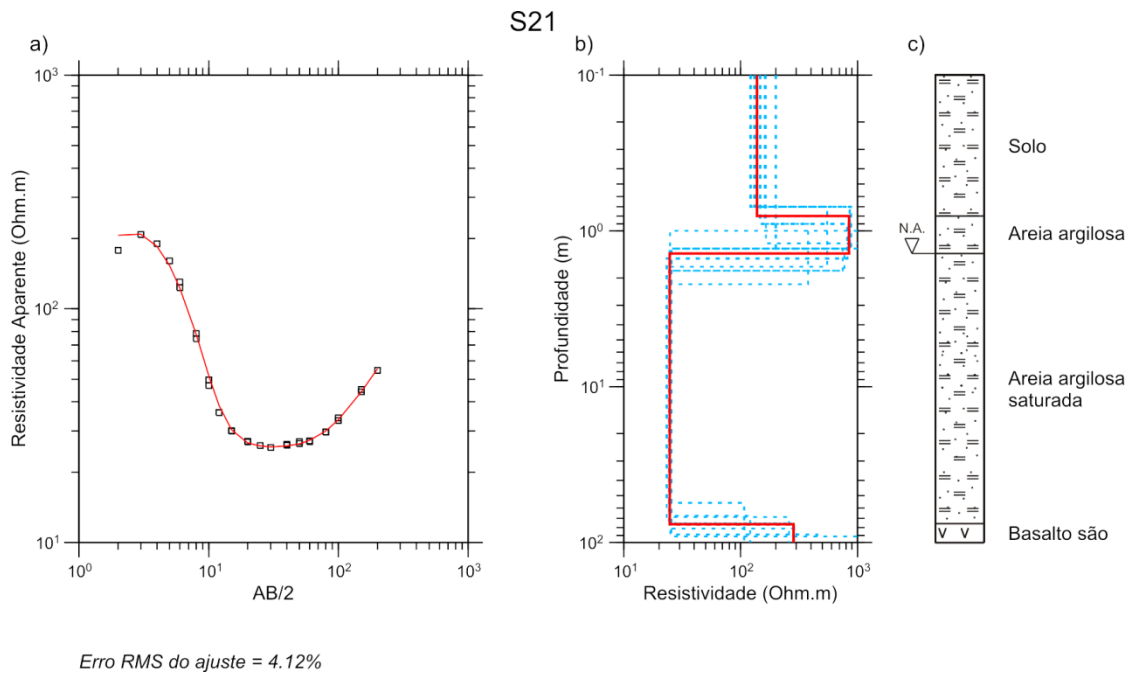


Figura B 21. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S21. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

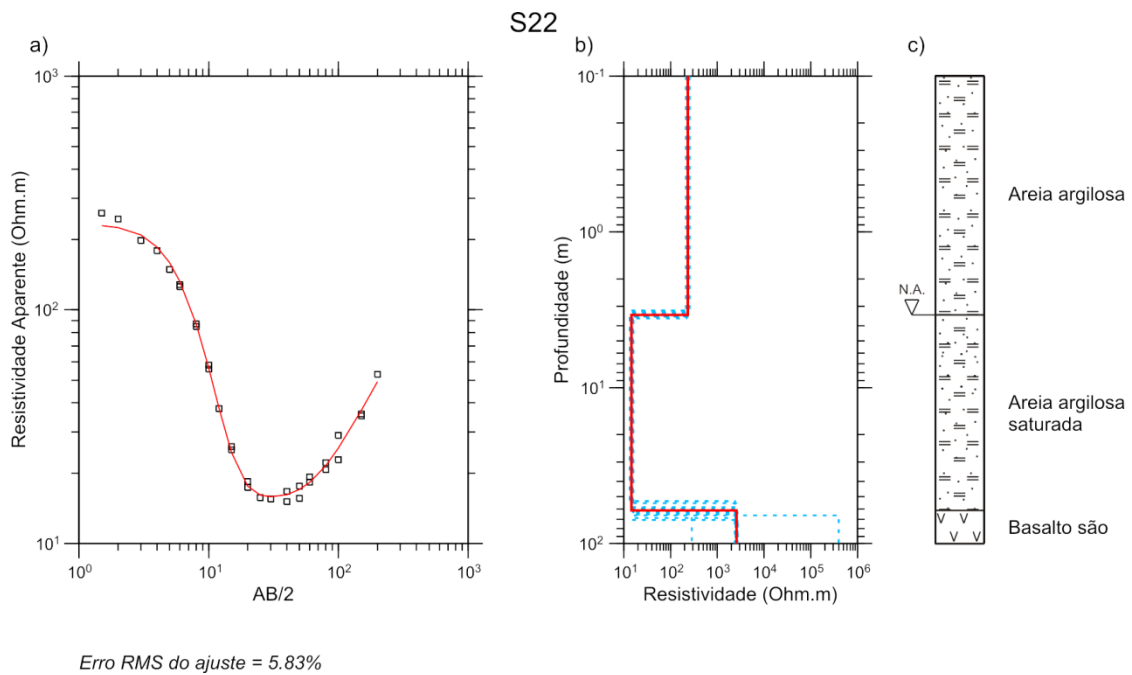


Figura B 22. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S22. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

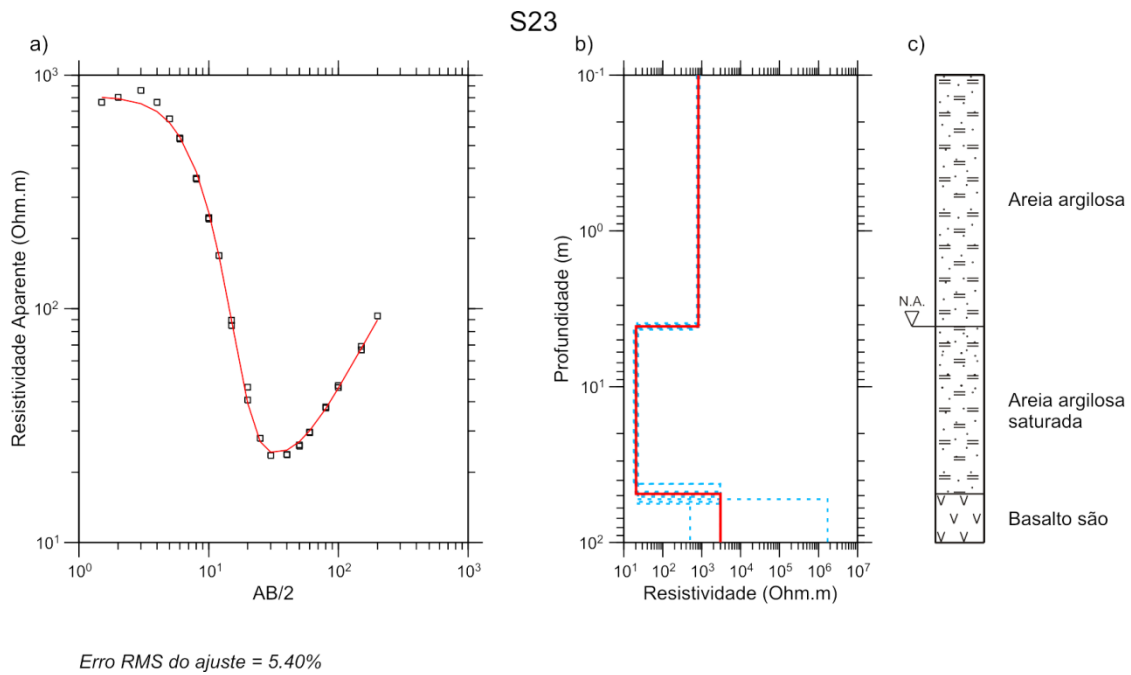


Figura B 23. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S23. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

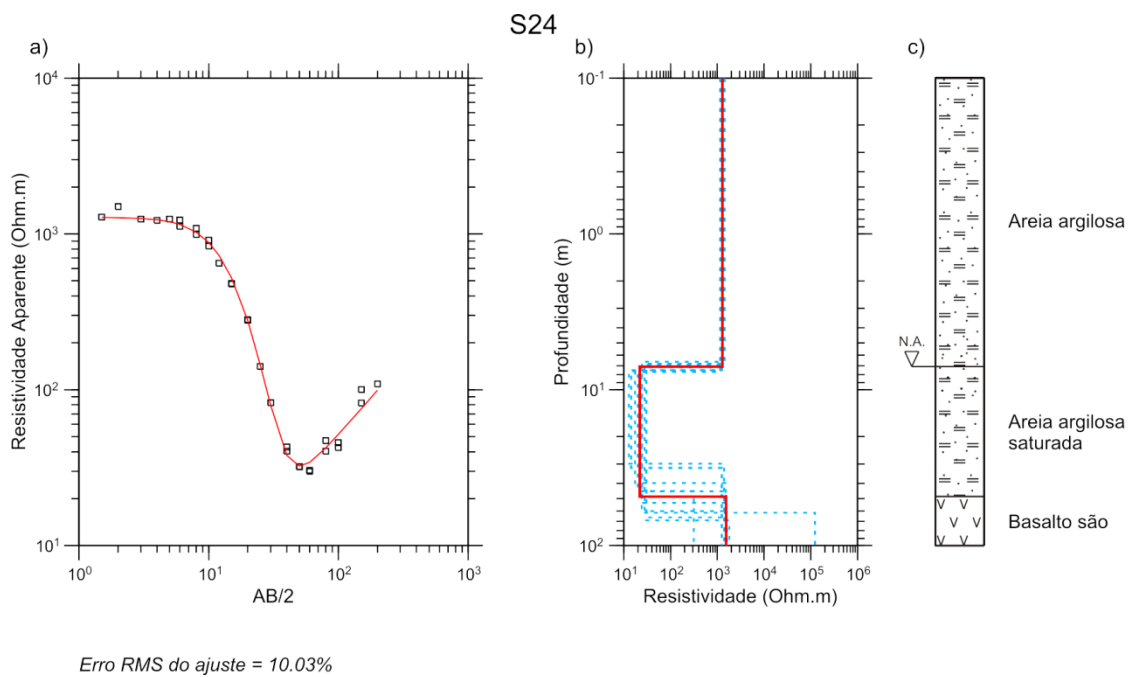


Figura B 24. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S24. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

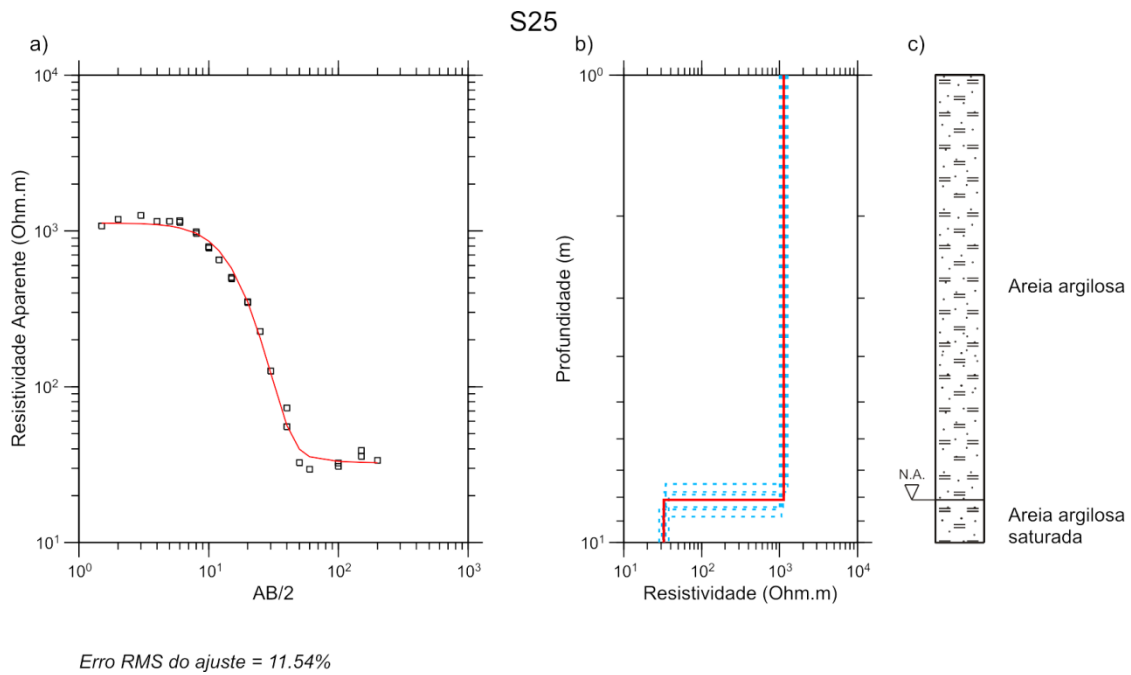


Figura B 25. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S25. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

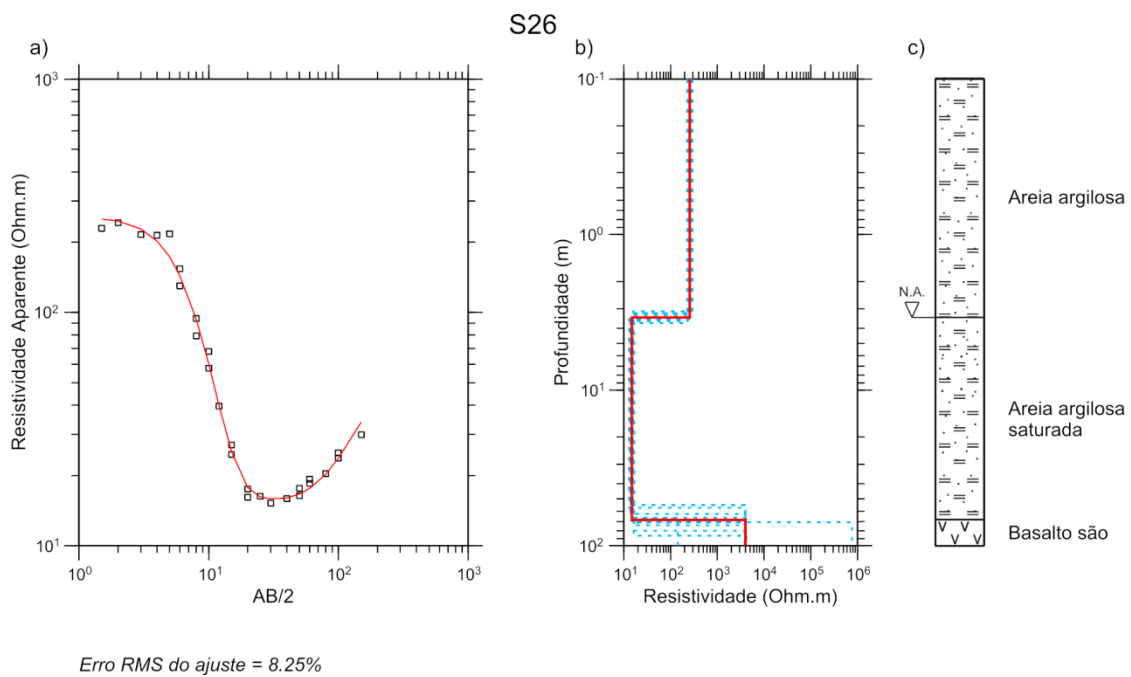


Figura B 26. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S26. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

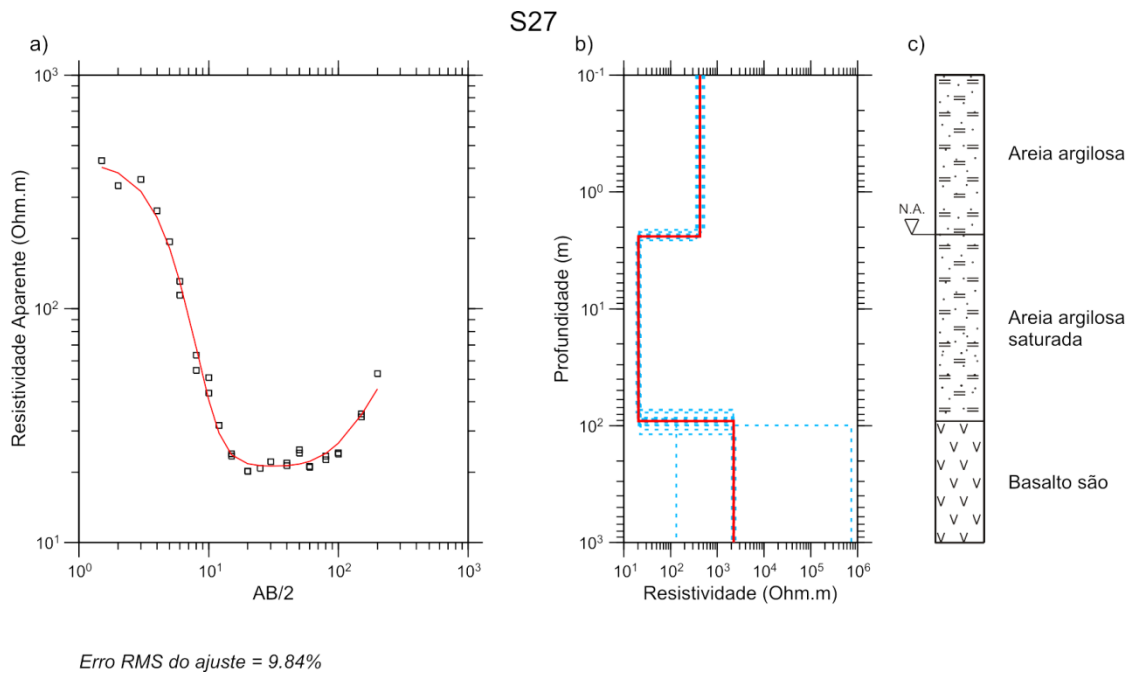


Figura B 27. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S27. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

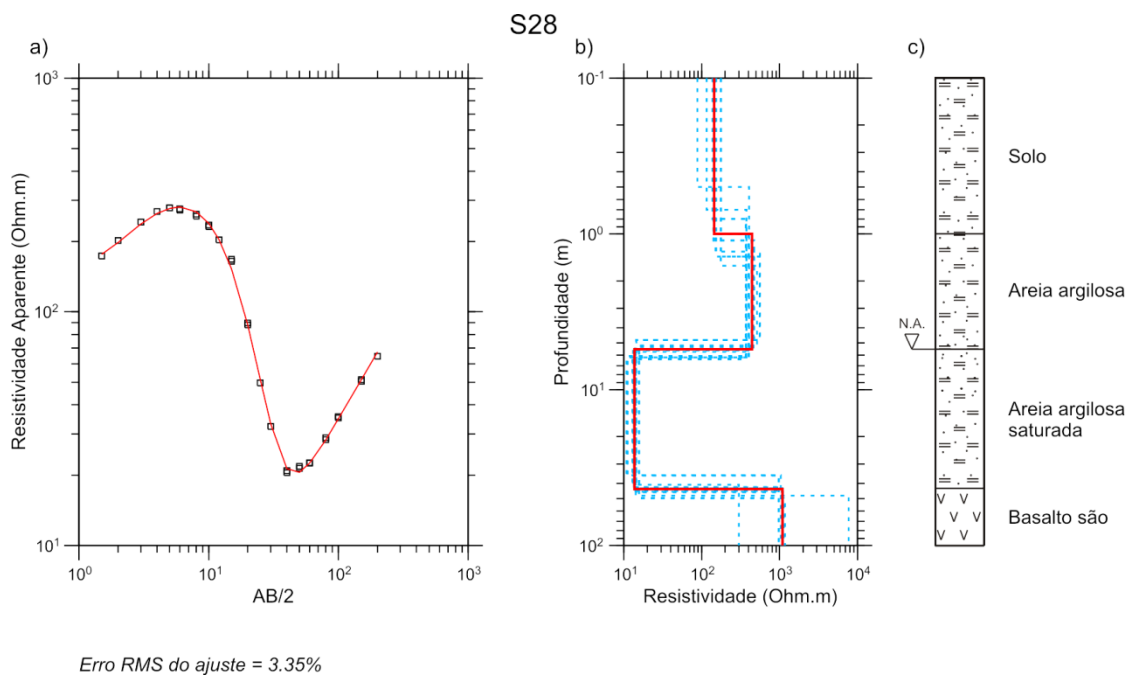


Figura B 28. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S28. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

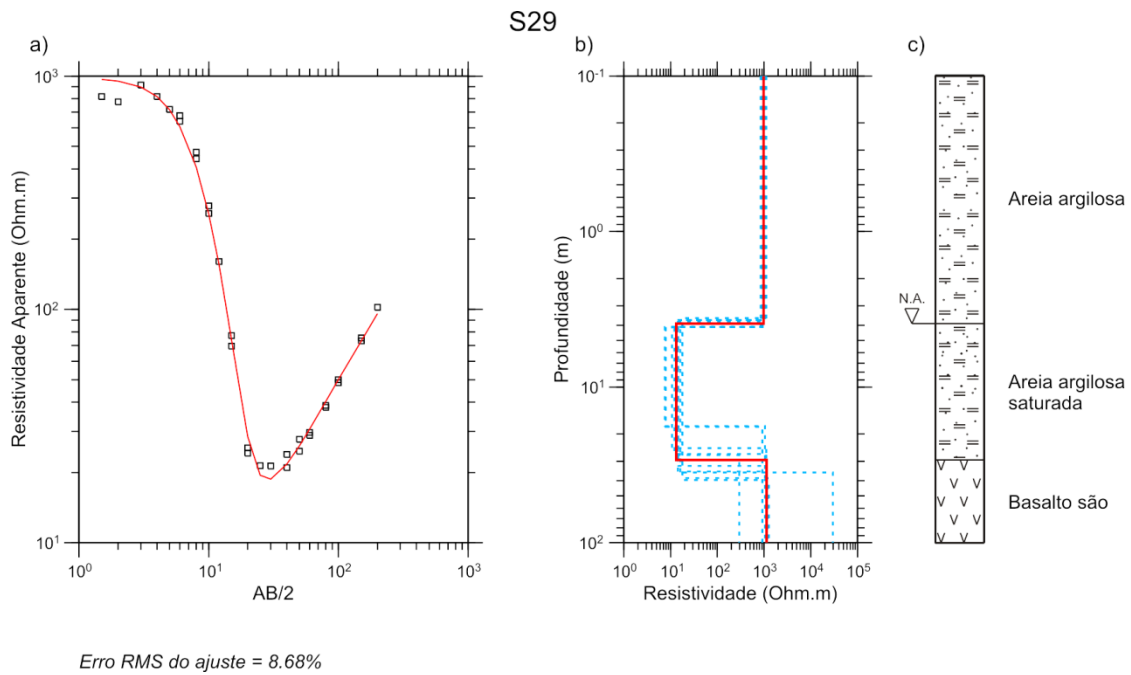


Figura B 29. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S29. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

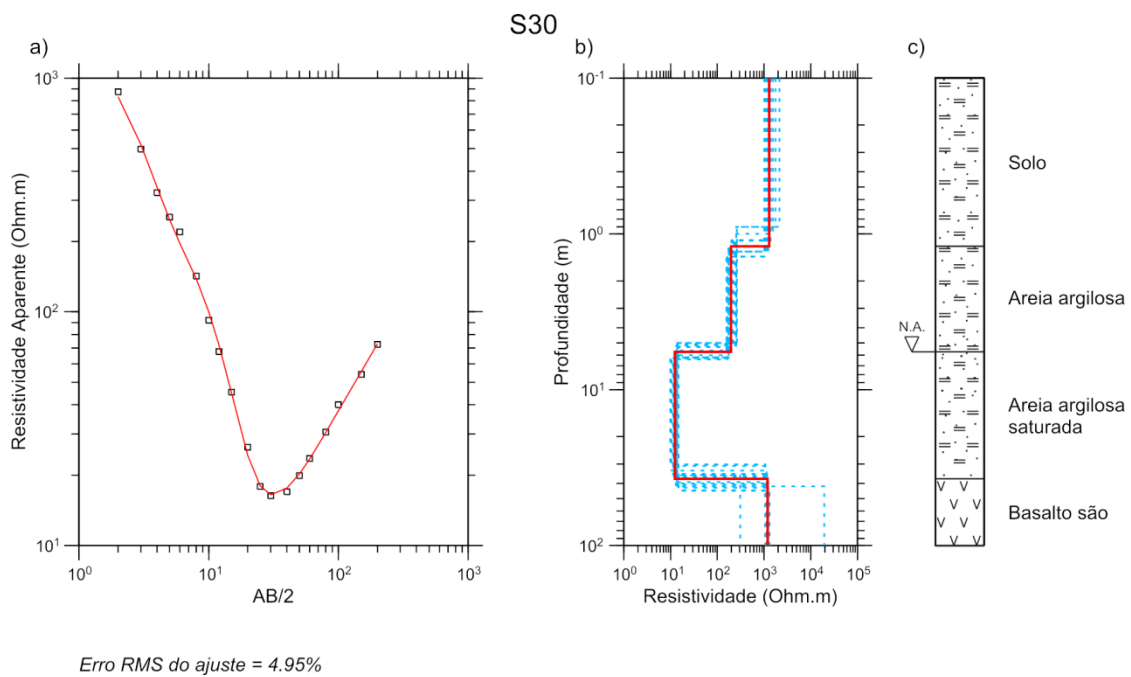


Figura B 30. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S30. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

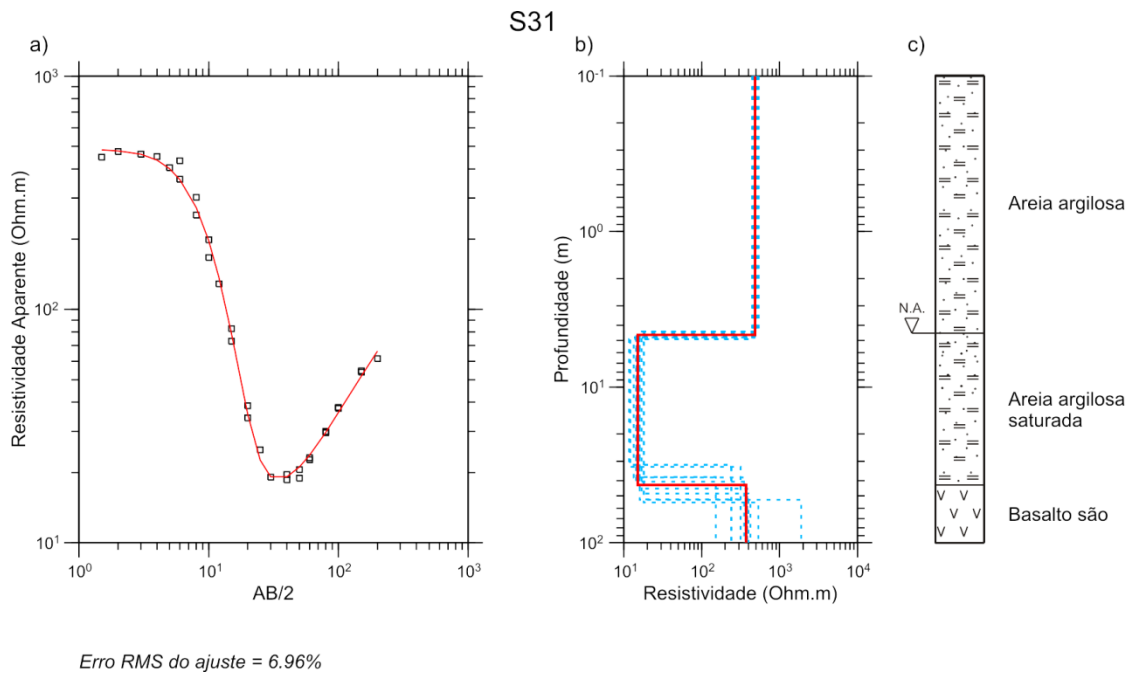


Figura B 31. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S31. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

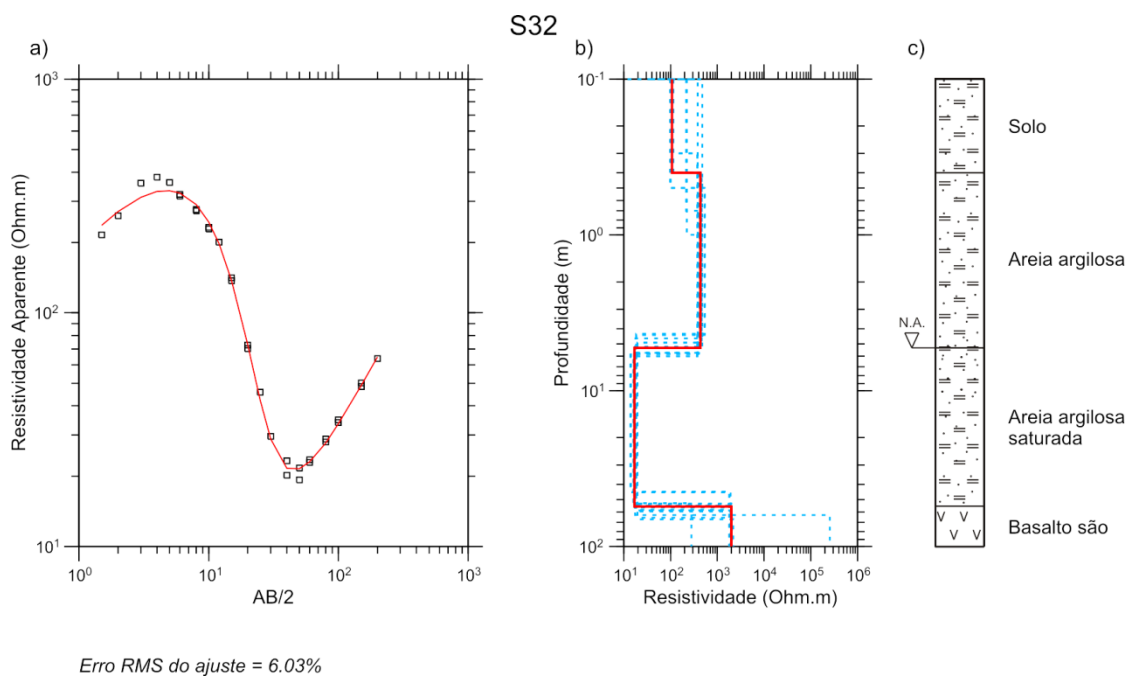


Figura B 32. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S32. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

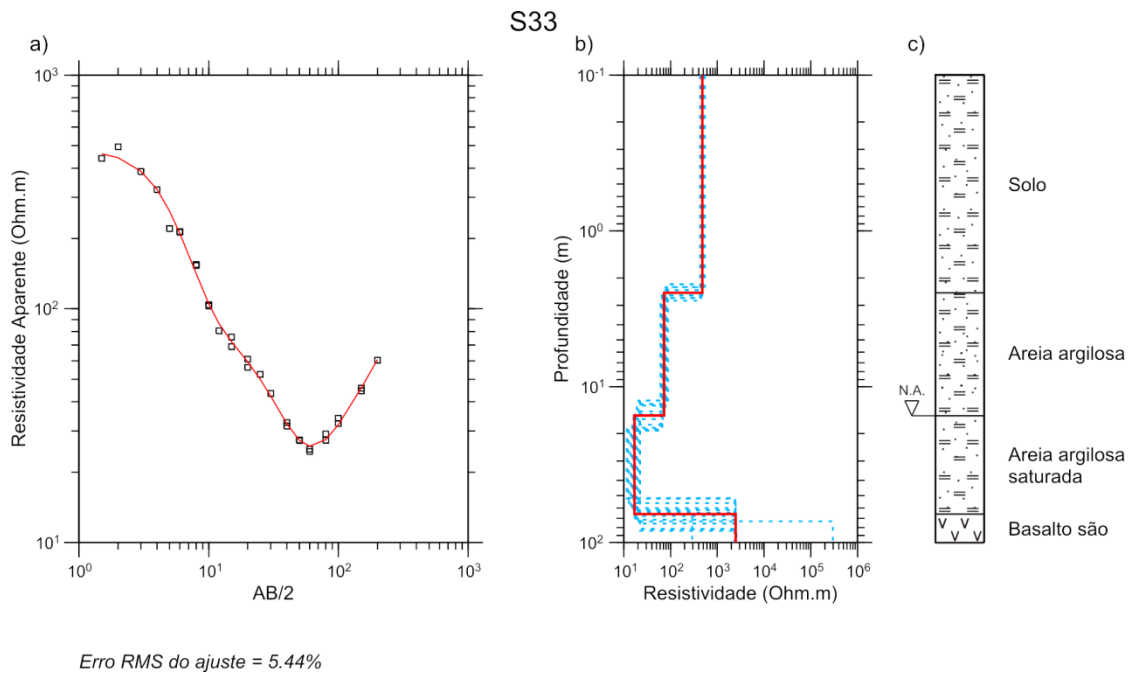


Figura B 33. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S33. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

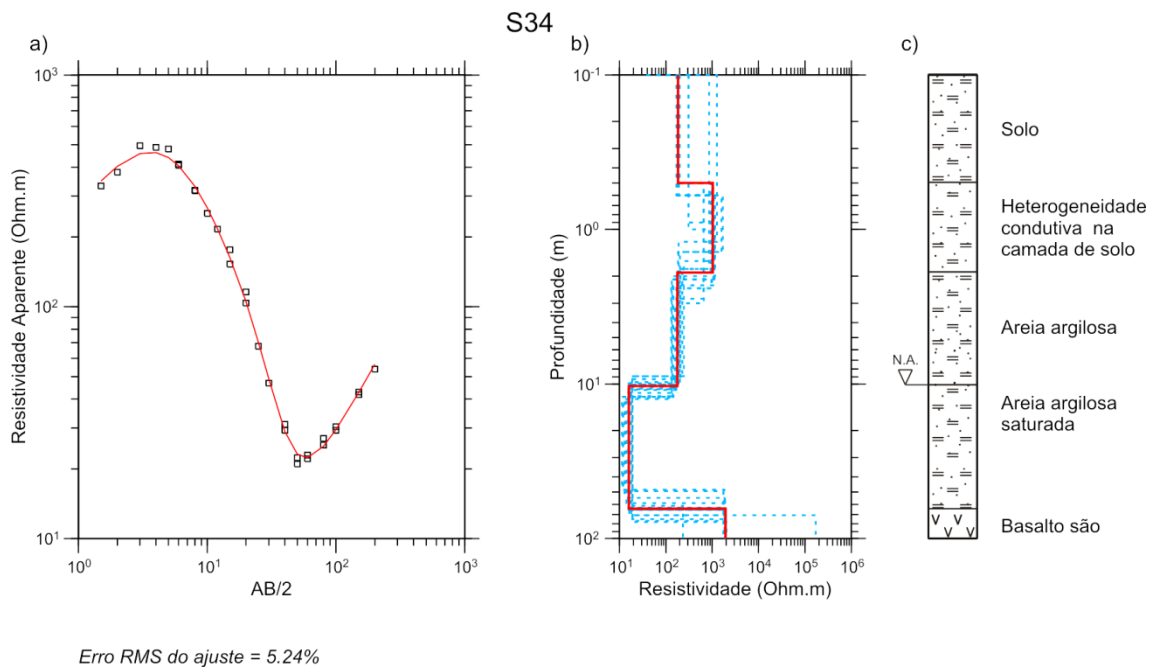


Figura B 34. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S34. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

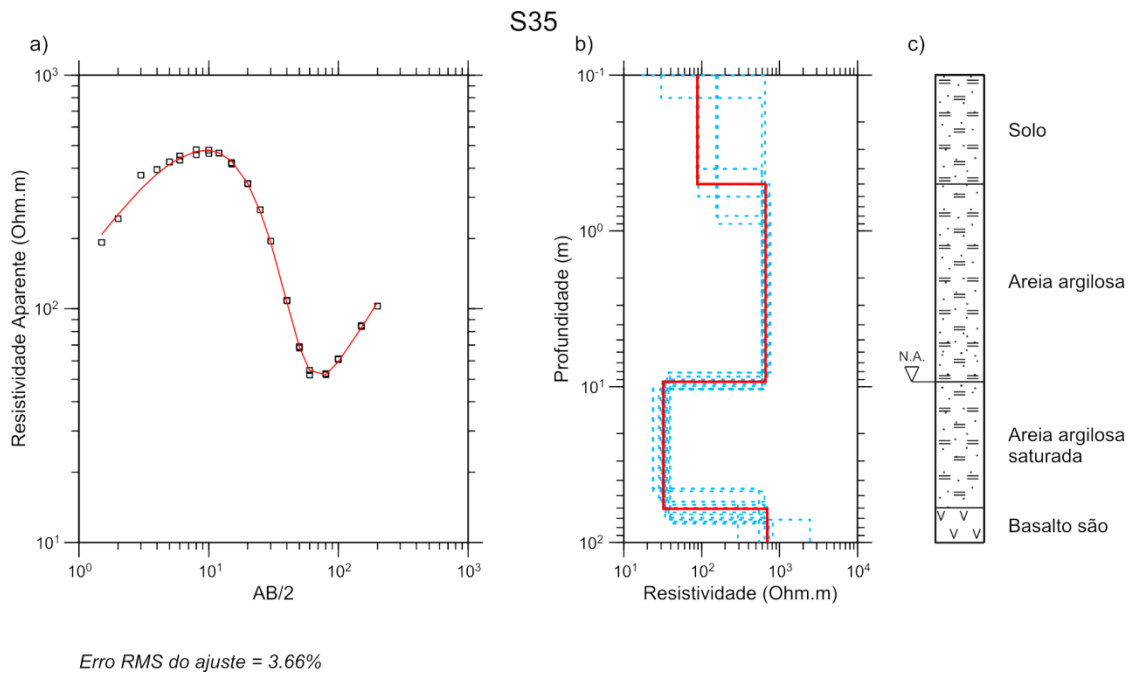


Figura B 35. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S35. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

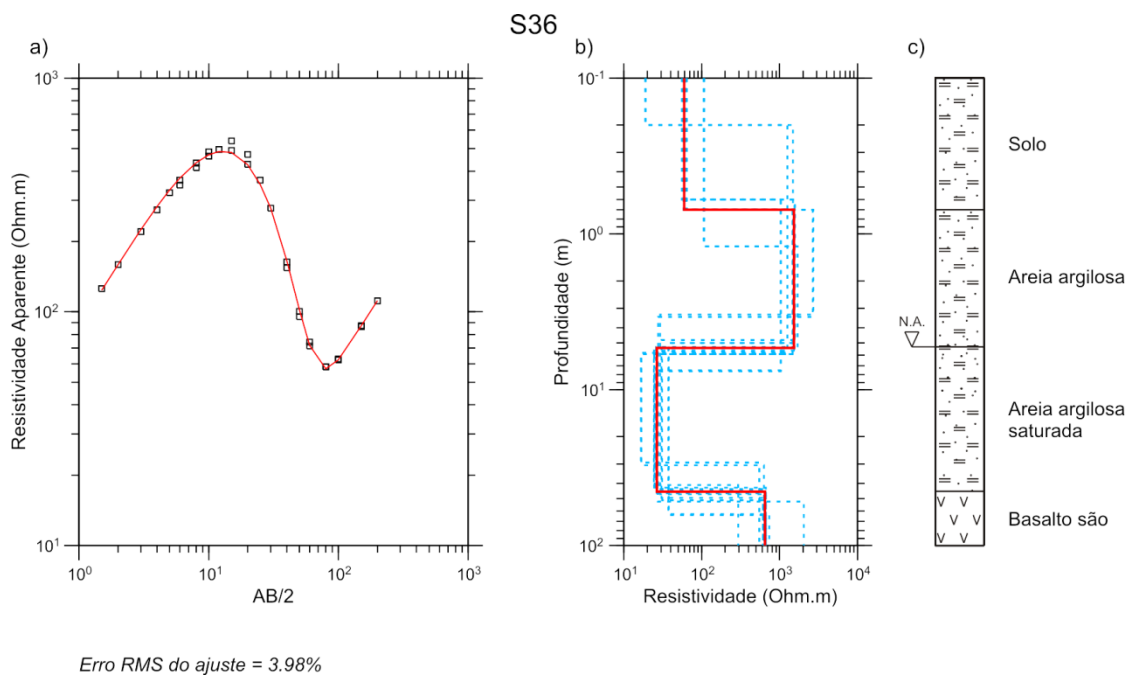


Figura B 36. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S36. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

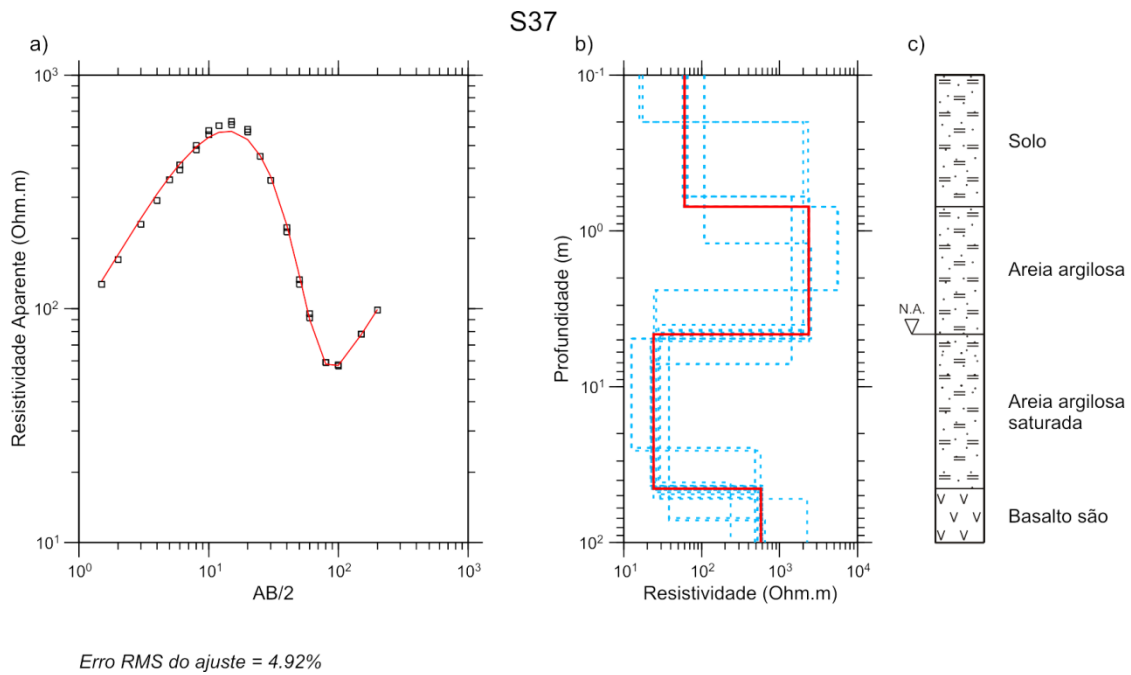


Figura B 37. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S37. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

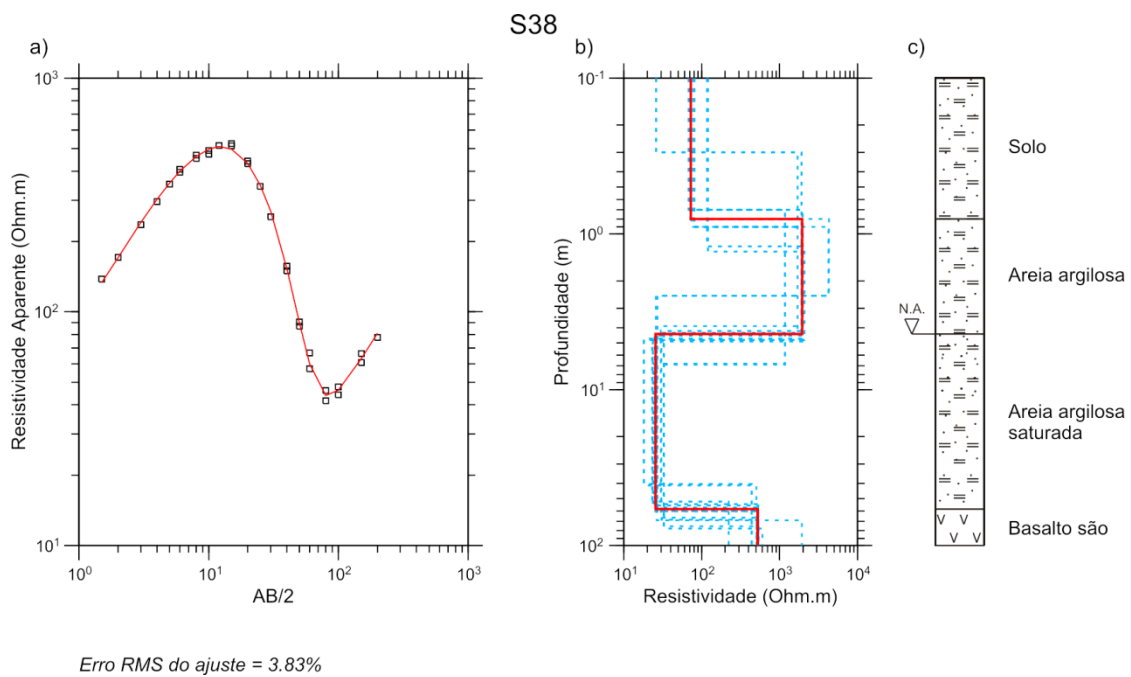


Figura B 38. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S38. b) Modelo geoeétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

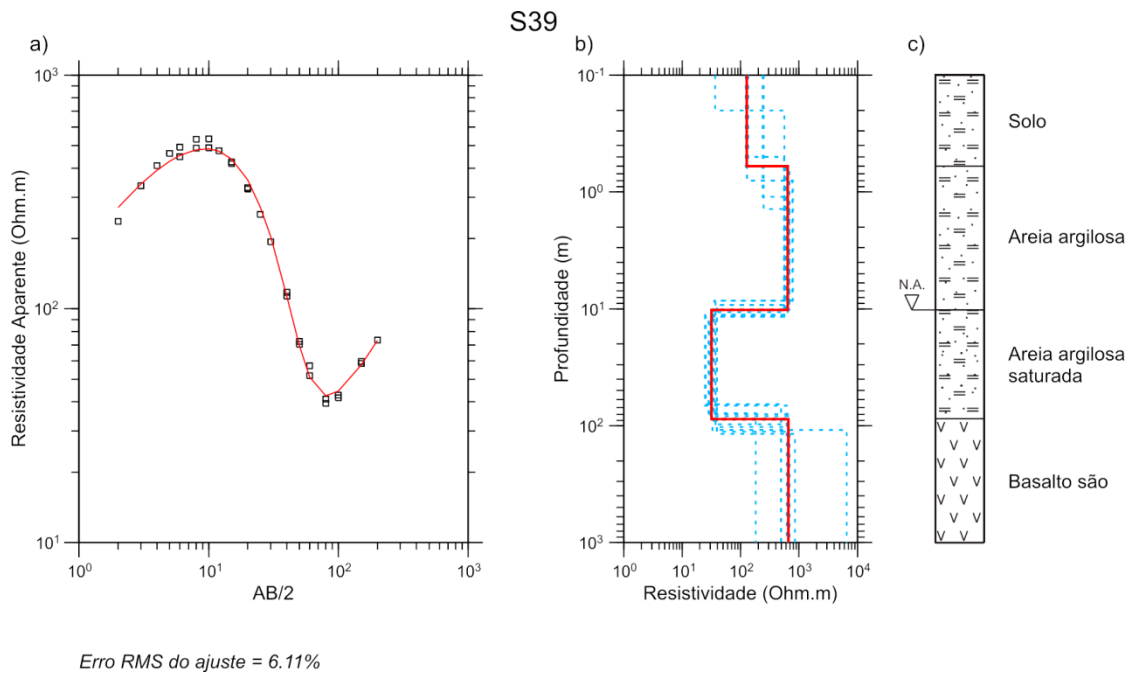


Figura B 39. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S39. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

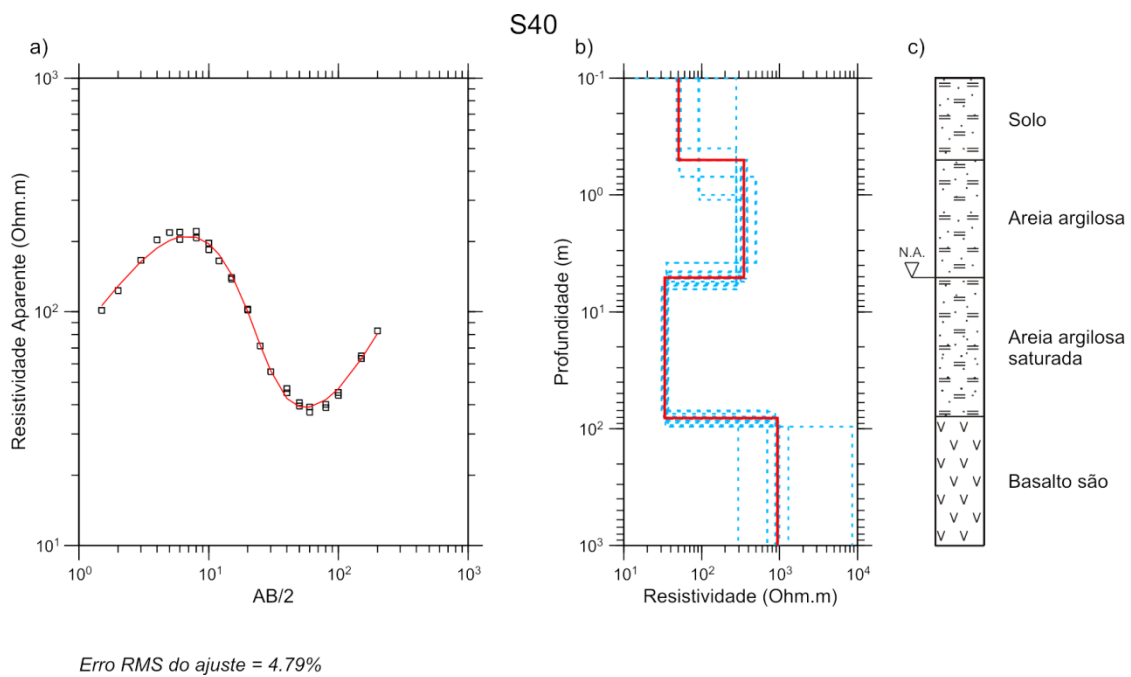


Figura B 40. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S40. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

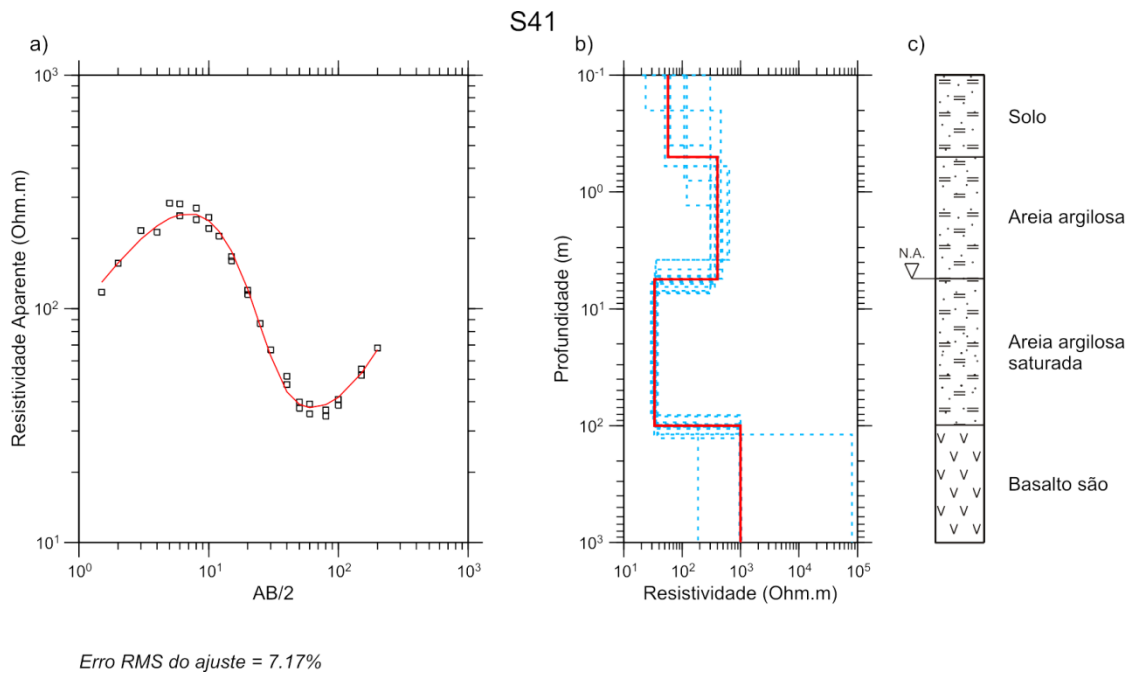


Figura B 41. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S41. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

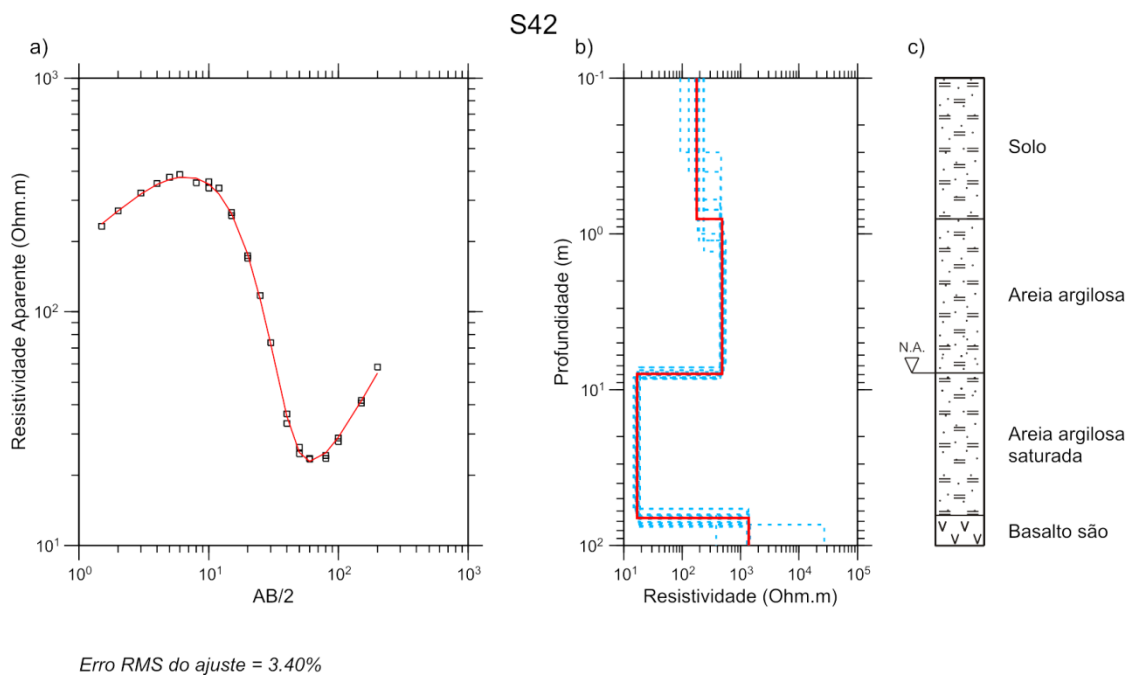


Figura B 42. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S42. b) Modelo geoeletrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

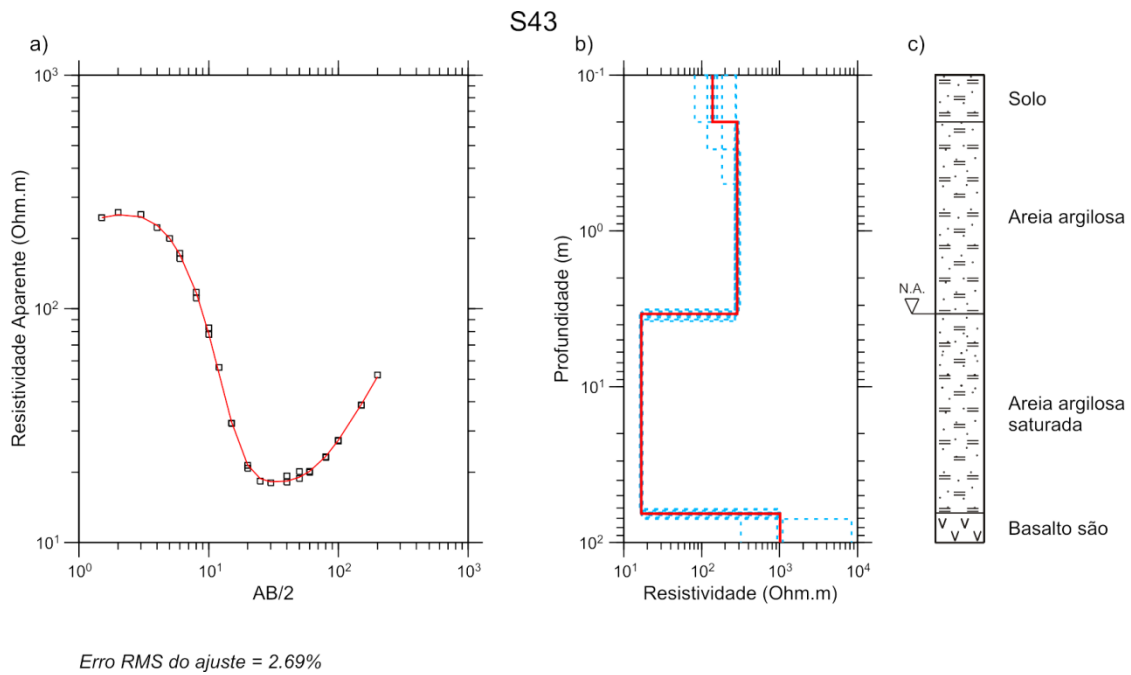


Figura B 43. a) Curva de resistividade aparente versus $AB/2$ para a sondagem S43. b) Modelo geoelectrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

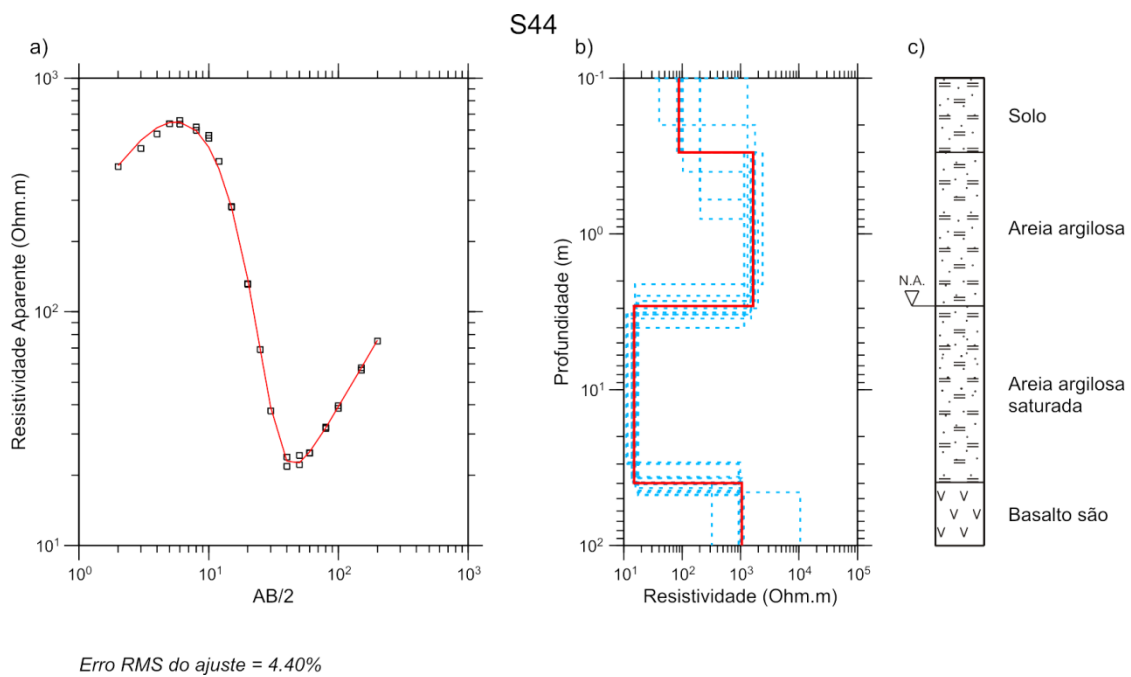


Figura B 44. a) Curva de resistividade aparente versus $AB/2$ para a sondagem S44. b) Modelo geoelectrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

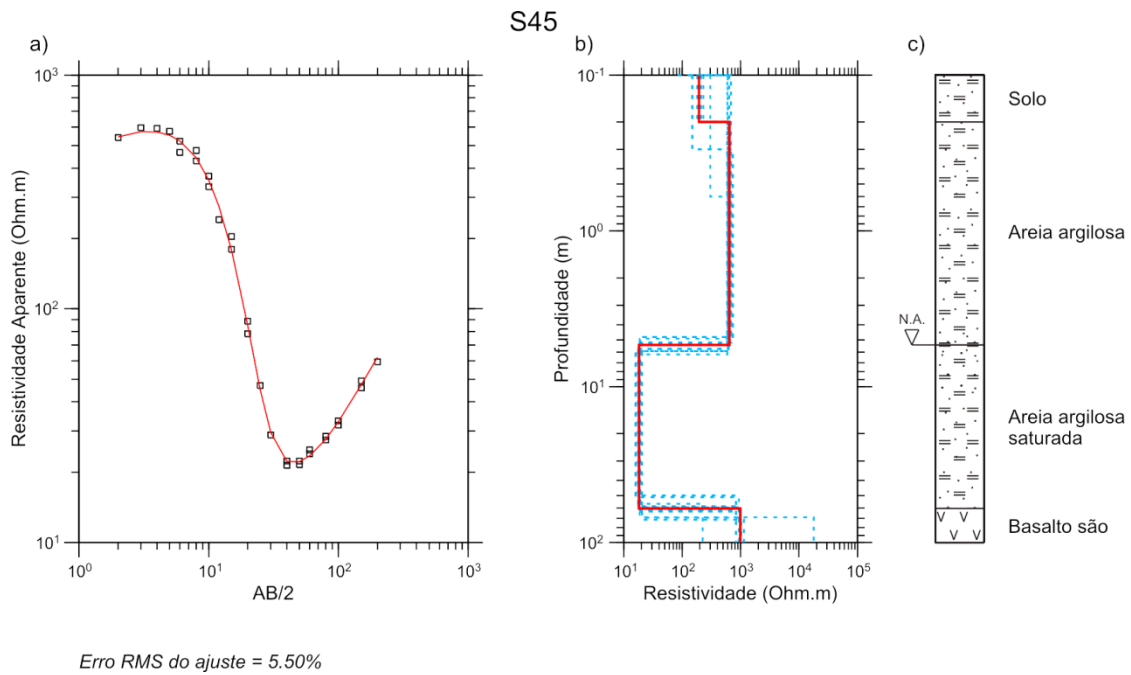


Figura B 45. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S45. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

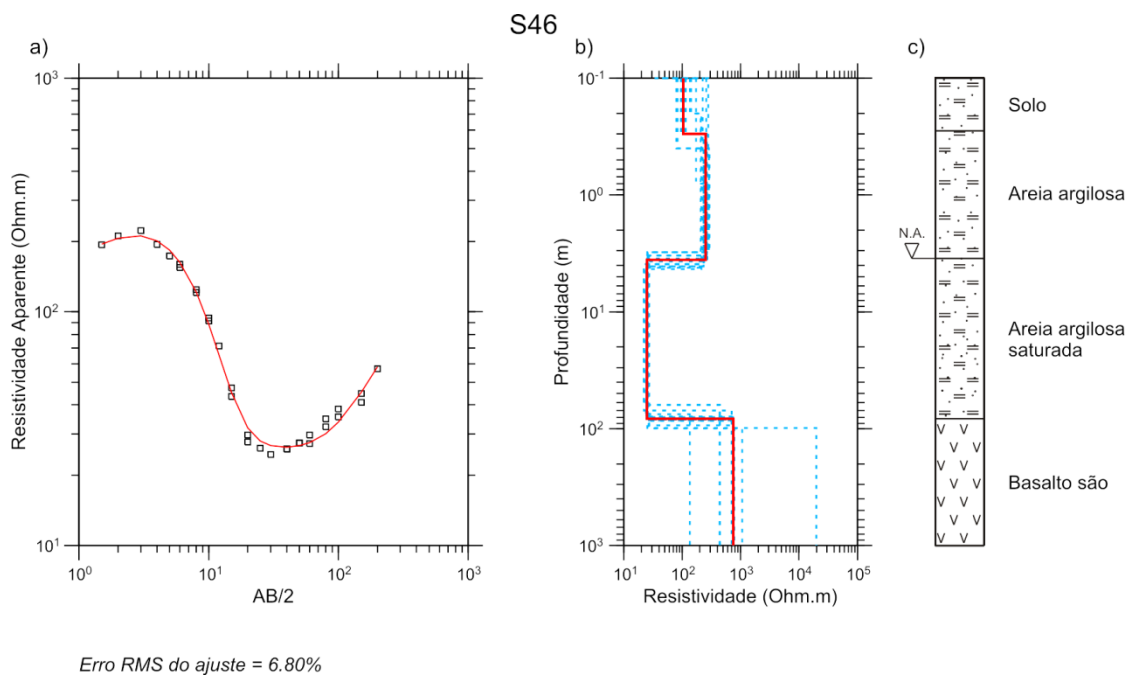


Figura B 46. a) Curva de resistividade aparente versus AB/2 para a sondagem S46. b) Modelo geolétrico de poucas camadas (linha vermelha) e modelos equivalentes (linhas tracejadas azuis). c) Interpretação geológica.

APÊNDICE C - Localização dos poços na região de estudo

Poço	Latitude (°)	Longitude (°)	Cota da boca do poço (m)
P01	-21.04910	-48.51879	581
P02	-21.03455	-48.51078	608
P03	-21.03845	-48.50891	608
P04	-21.04217	-48.50851	601
P05	-21.04737	-48.50796	587
P06	-21.04522	-48.51852	578
P07	-21.05969	-48.51226	552
P08	-21.04806	-48.52598	606
P09	-21.05301	-48.50746	567
P10	-21.05753	-48.50704	544
P11	-21.04313	-48.52492	610
P12	-21.03909	-48.52420	613
P13	-21.03788	-48.52172	606
P14	-21.03712	-48.51961	594
P15	-21.05136	-48.51089	565
PSC	-21.0161	-48.50444	607
PS1	-21.0492	-48.46847	624
PS2	-21.0425	-48.46742	656
PSA	-21.0673	-48.49503	575
PST1	-21.0395	-48.47120	652
PST2	-21.034	-48.47153	647
PST3	-21.0366	-48.46920	634
PST4	-21.0281	-48.47341	641
PA	-21.0527	-48.47585	637
P15b	-21.04500	-48.56300	549

APÊNDICE D - Localização das sondagens TDEM na região de estudo

Sondagem TDEM	Área	Latitude (°)	Longitude (°)	Cota do centro do loop (m)
T01	A	-48.478400	-21.061500	629
T02	A	-48.487600	-21.062400	576
T03	A	-48.492200	-21.063200	582
T04	A	-48.499000	-21.067000	573
T05	A	-48.502100	-21.069000	565
T06	A	-48.502100	-21.064000	565
T07	A	-48.506400	-21.064200	537
T08	A	-48.500700	-21.076200	543
T09	A	-48.509253	-21.082352	578
T10	A	-48.505300	-21.059300	551
T11	A	-48.502300	-21.058500	565
T12	A	-48.531200	-21.040500	589
T13	A	-48.507603	-21.058987	541
T14	A	-48.507000	-21.051800	567
T15	A	-48.507084	-21.049120	576
T16	A	-48.492817	-21.038427	615
T17	A	-48.480000	-21.040900	649
T18	B	-48.569388	-21.028686	520
T19	B	-48.584090	-21.037850	539
T20	B	-48.576710	-21.037160	546
T21	B	-48.571570	-21.043210	556
T22	B	-48.572260	-21.047100	535
T23	B	-48.562347	-21.050031	550
T24	B	-48.555330	-21.045570	538
T25	B	-48.560400	-21.045000	537
T26	B	-48.549410	-21.051920	569
T27	B	-48.550860	-21.041840	564
T28	B	-48.577070	-21.052840	542
T29	A	-48.522670	-21.033280	611
T30	A	-48.524834	-21.039592	611
T31	B	-48.562400	-21.043600	548
T32	A	-48.493800	-21.062510	586
T33	A	-48.490700	-21.062380	581
T34	A	-48.464200	-21.062100	634
T35	A	-48.506850	-21.057950	543
T36	B	-48.548750	-21.036450	593
T37	A	-48.494800	-21.053830	566
T38	A	-48.526670	-21.060200	598
T39	A	-48.509082	-21.059127	546
T40	B	-48.55664	-21.03334	580
T41	B	-48.55481	-21.0353	586
T42	B	-48.55664	-21.03654	588

Sondagem TDEM	Área	Latitude (°)	Longitude (°)	Cota do centro do loop (m)
T43	B	-48.56121	-21.04231	558
T44	B	-48.56576	-21.0543	558
T45	B	-48.56570	-21.05634	561
T46	B	-48.56730	-21.05788	557
T47	B	-48.56562	-21.06219	581
T48	B	-48.57859	-21.02583	539
T49	B	-48.58068	-21.02934	533
T50	B	-48.57917	-21.0344	524
T51	B	-48.57973	-21.03735	546
T52	B	-48.58067	-21.03914	553
T53	B	-48.57840	-21.04453	554
T54	B	-48.57812	-21.04766	560
T55	B	-48.57748	-21.04946	558
T56	B	-48.56872	-21.03538	535
T57	A	-48.50746	-21.04132	601
T58	A	-48.50489	-21.04013	581
T59	A	-48.49591	-21.06827	576
T60	A	-48.49657	-21.06955	572
T61	A	-48.49941	-21.06381	579
T62	A	-48.50559	-21.06233	552
T63	A	-48.50372	-21.06081	561
T64	A	-48.50246	-21.06038	568
T65	A	-48.49872	-21.05960	576
T66	A	-48.49554	-21.05907	580
T67	A	-48.49987	-21.05667	552
T68	A	-48.50615	-21.05696	545
T69	A	-48.50507	-21.05486	547
T70	A	-48.50471	-21.05231	549
T71	A	-48.50472	-21.05110	553
T72	A	-48.50074	-21.05302	562
T73	A	-48.50142	-21.05154	564
T74	A	-48.511457	-21.077644	549
T75	A	-48.50516	-21.07238	557
T76	A	-48.50457	-21.07167	559
T77	A	-48.50397	-21.07100	560
T78	A	-48.50330	-21.07007	562
T79	A	-48.502570	-21.069350	564
T80	A	-48.500470	-21.068040	565
T81	A	-48.499770	-21.067220	571
T82	A	-48.496490	-21.065910	583
T83	A	-48.500160	-21.063370	579
T84	A	-48.504650	-21.063790	559
T85	A	-48.503060	-21.063740	568
T86	A	-48.495090	-21.064640	578