

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Dissertação de Mestrado

**Caracterização Hidrogeológica na Região de Termas de
Ibirá, Bacia do Paraná, Por Meio de Inversão Conjunta
1D de Sondagens TDEM/SEVs**

Marco Antonio Couto Junior

São Paulo - Brasil

Fevereiro de 2015

Marco Antonio Couto Junior

Caracterização Hidrogeométrica na Região de Termas de
Ibirá, Bacia do Paraná, Por Meio de Inversão Conjunta
1D de Sondagens TDEM/SEVs

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

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani

São Paulo - Brasil

Fevereiro de 2015

“Do or do not. There is no try.”

– Master Yoda

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço aos meus pais, Marco Antonio Couto e Vera Lucia Costa Milliatti Couto, pelo amor, carinho, condições e suporte para tudo o que eu conquistei até agora. Sem vocês, a minha jornada até aqui teria sido muito mais difícil, senão impossível.

Agradeço à FAPESP pela bolsa de mestrado deste projeto, Processo FAPESP 2012/07385-2.

Agradeço à minha namorada Mayara Laís Oliveira Cunha, pela paciência e compreensão nos finais de semana e noites em que me dediquei ao desenvolvimento deste trabalho. Com certeza fizeram a diferença e este resultado agregará valores muito positivos em nossas vidas.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Jorge Luís Porsani pela paciência e dedicação na orientação e oportunidade de trabalhar neste trabalho. Agradeço também pelos ensinamentos que levarei comigo pela vida toda.

Aos amigos Cassiano Antonio Bortolozo (Pira), David Nakamura Leite (Mazza), Divanir Cônego Jr. (Limeira), Emerson Rodrigo Almeida (Alazão), Vinícius Rafael Neris (Gordo Bobo) e Julian David Realpe Campaña (Lorde Latino) pelas fubangações, estorvações, besteiras ditas (e feitas) e cervejas bebidas em campo. E claro, agradeço também pelas discussões técnicas sobre as maluquices do TDEM e da Inversão Conjunta.

Aos técnicos de campo e amigos Marcelo César Stangari (Staguinetti *et al.*...) e Ernande Costa Santos (Tiozinho) pela ajuda essencial nas campanhas de campo deste trabalho. E também pelas bobagens e fanfarronices em campo.

Às secretárias do Dept. de Geofísica do IAG-USP Teca, Virgínia e Elisa por estarem sempre disponíveis para me ajudar nos complicados trâmites burocráticos de um mestrado e inscrições/financiamento para congressos.

Agradeço aos Profs. Drs. Eder Cassola Molina, Vagner Roberto Elis, Ricardo Trindade e Francisco Yukio Hiodo pelo incentivo e apoio na minha jornada acadêmica na Geofísica dentro do IAG-USP.

Aos colegas da CPRM – BH. Ao meu gerente Márcio Antonio da Silva pela minha liberação para a execução da última campanha de campo em Março/2014. Ao geofísico Michael Peter Drews pela liberação dos dados de magnetometria da série 4000, com a autorização de meu gerente. Aos meus colegas geólogos Paulo Henrique Amorim Dias, Lucas Dias Neves e Mahyra Ferreira Tedeschi pelas discussões sobre geologia, hidrogeologia e confecção dos mapas gerados neste trabalho. Agradeço ao geoquímico Eduardo Duarte Marques, ao geofísico Caio Alencar Matos e à sua esposa, Solange Kileber, pela revisão do abstract.

A Raphael Fernandes Prieto (Peludinho) pelas discussões sobre a matemática e a física do TDEM até altas horas da madrugada.

Agradeço ao pessoal da república em que morei em São Paulo, Felipe Navarete, Paulo Weber Bianchi, Jonatan Sena e Fellipy Silva pela força que me deram para engrenar este mestrado.

Este trabalho contou com a ajuda de muitas pessoas, portanto, é possível que eu possa ter me esquecido de agradecer alguém... Por favor, considerem os meus sinceros e eternos agradecimentos. Muito Obrigado!

Sumário

Lista de Figuras	iii
Lista de Tabelas	x
Capítulo 1: Introdução e Objetivos.....	1
Capítulo 2: Área de Estudo	4
2.1. Aspectos da Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná.....	4
2.2. Geologia da Região de Termas de Ibirá	6
2.2.1. Litoestratigrafia e Geologia Estrutural.....	6
2.2.2. Hidrogeologia.....	15
Capítulo 3: Metodologia.....	20
3.1. Método da Eletrorresistividade	20
3.1.1. Fluxo de Corrente e Potencial Elétrico num Meio Contínuo.....	21
3.1.2. Medida da Diferença de Potencial em Campo e Resistividade Aparente	23
3.1.3. Técnicas e Arranjos de Aquisição Utilizados	26
Sondagem Elétrica Vertical (SEV) – Arranjo Schlumberger.....	26
Caminhamento Elétrico (CE) – Arranjo Wenner Schlumberger	27
3.2. Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM)	28
3.2.1. Relação da Variação do Campo Magnético Secundário e a Resistividade Elétrica Aparente	31
3.2.2. Profundidade de Investigação	39
3.2.3. Fontes de Acoplamentos e Ruídos	40
3.2.4. Arranjos do Loop Transmissor.....	41
3.3. Inversão Conjunta: Algoritmo CRS	43
Capítulo 4: Modelagem	45
Capítulo 5: Aquisição e Tratamento dos Dados	58

5.1. SEV	61
5.2. TDEM.....	62
5.3. Inversão Conjunta	67
Capítulo 6: Resultados.....	69
6.1. Discussão dos Resultados da Inversão Conjunta	69
6.2. Mapas	90
6.2.1. Litoestratigrafia	90
6.2.2. Hidrogeologia.....	98
Capítulo 7: Conclusões e Recomendações	113
Capítulo 8: Referências Bibliográficas.....	115
Capítulo 9: Apêndices	118
9.1. Apêndice 1: Inversões Individuais e Conjuntas das SEV's e Sondagens TDEM. 118	
9.2. Apêndice 2: Anexos do CE Wenner-Schlumberger.....	138
Capítulo 10: Anexos	140
10.1. Anexo 1: Resumo Expandido: “1D Joint Inversion Analysis of VES and TDEM Soundings at Termas de Ibirá Region, Paraná Basin, Brazil”	140
10.2. Anexo 2: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná.....	147

Lista de Figuras

FIGURA 1: DISPOSIÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ NO CONTINENTE SUL-AMERICANO. A FIGURA MOSTRA AS PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS E OS LIMITES GEOPOLÍTICOS QUE ALCANÇAM (MODIFICADO DE CURTI, 2011).	5
FIGURA 2: DISTRIBUIÇÃO DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO E LOCALIZAÇÃO DO MUNICÍPIO DE IBIRÁ (ADAPTADO DE CÔNEGO JR, 2012).	6
FIGURA 3: ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ NO PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA (ADAPTADO DE ETCHEBEHERE <i>ET AL.</i> 2007).	7
FIGURA 4: LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ COM BASE NOS POÇOS DO SIAGAS-CPRM. NOTE O TOPO DO PACOTE BASÁLTICO EM TORNO DE 54 M.	8
FIGURA 5 MAPA ILUSTRANDO A VARIAÇÃO DA TOPOGRAFIA DO TOPO DO PACOTE BASÁLTICO ELABORADO COM BASE NAS INFORMAÇÕES DE POÇOS DISPONÍVEIS DO SIAGAS-CPRM.	9
FIGURA 6: LINEAMENTOS REGIONAIS INTERPRETRADOS DAS IMAGENS DO SATÉLITE LANDSAT-5. O POLÍGONO EM VERMELHO INDICA A REGIÃO DO MUNICÍPIO DE IBIRÁ (ADAPTADO DE ETCHEBEHERE <i>ET AL.</i> 2007).	10
FIGURA 7: DETALHE DA FIGURA 6 DO MUNICÍPIO DE IBIRÁ. O MAPA MOSTRA A LOCALIZAÇÃO DO CENTRO DE IBIRÁ E DO DISTRITO DE TERMAS DE IBIRÁ. NOTA-SE O CRUZAMENTO DE DOIS LINEAMENTOS REGIONAIS NA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ (ADAPTADO DE ETCHEBEHERE <i>ET AL.</i> 2007)..	11
FIGURA 8: MODELO DE LIMITE DE BLOCOS ESTRUTURAIS MOSTRANDO A CONTINUIDADE DO FEIXE DE LINEAMENTOS DA SUPERFÍCIE, ATÉ O EMBASAMENTO CRISTALINO DA BACIA DO PARANÁ (ADAPTADO DE ETCHEBEHERE <i>ET AL.</i> 2007).	11
FIGURA 9: MAPA DE CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO DA REGIÃO DO MUNICÍPIO DE IBIRÁ (DADOS CEDIDOS PELA CPRM – SUPERINTENDÊNCIA DE BELO HORIZONTE – MG)..	13
FIGURA 10: MAPA DE DERIVADA VERTICAL DE 1ª ORDEM (DZ1) DA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ. A LINHA TRACEJADA EM PRETO MARCA O LINEAMENTO MAGNÉTICO DE DIREÇÃO N80 (DADOS CEDIDOS PELA CPRM – SUPERINTENDÊNCIA DE BELO HORIZONTE – MG).	14
FIGURA 11: MAPA DE INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO (ISA) DA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ. A LINHA TRACEJADA EM PRETO MARCA O LINEAMENTO MAGNÉTICO DE DIREÇÃO N80 (DADOS CEDIDOS PELA CPRM – SUPERINTENDÊNCIA DE BELO HORIZONTE – MG).	15
FIGURA 12: ESQUEMA ILUSTRANDO UM POSSÍVEL SISTEMA DE CIRCULAÇÃO DE ÁGUA NOS AQUÍFEROS SEDIMENTARES (AQUÍFEROS BAURU E GUARANI) E O AQUÍFERO CRISTALINO (AQUÍFERO SERRA GERAL). (ADAPTADO DE FERNANDES <i>ET AL.</i> 2006). 16	
FIGURA 13: CILINDRO CONDUTOR INFINITESIMAL (ADAPTADO DE KEAREY <i>ET AL.</i> , 2002).	20

FIGURA 14: RESISTIVIDADE DE DIFERENTES MATERIAIS (ADAPTADO DE KEAREY <i>ET AL.</i> , 2002).....	21
FIGURA 15: ELETRODO PONTUAL SOBRE UMA SUPERFÍCIE HOMOGÊNEA E ISOTRÓPICA. AS SUPERFÍCIES ESFÉRICAS SÃO AS.....	23
FIGURA 16: ESQUEMA DOS ELETRODOS DE CORRENTE (A E B) E DOS ELETRODOS DE MEDIDA DE TENSÃO (C E D). (ADAPTADO DE KEAREY <i>ET AL.</i> , 2002).....	24
FIGURA 17: DISTORÇÕES DO FLUXO DE CORRENTE ELÉTRICA E VARIAÇÃO DA RESISTIVIDADE APARENTE ρ_a NUM MEIO HETEROGÊNEO DE DUAS CAMADAS, COM $\rho_2 > \rho_1$ (ADAPTADO DE BORTOLOZO, 2011).	25
FIGURA 18: ESQUEMA DO ARRANJO SCHLUMBERGER. AFASTA-SE OS ELETRODOS A E B (ELETRODOS DE CORRENTE) PARA INVESTIGAR MAIORES PROFUNDIDADES.OS ELETRODOS M E N SÃO UTILIZADAS PARA A MEDIDA DA DIFERENÇA DE POTENCIAL NO CENTRO DO ARRANJO (ADAPTADO DE COUTO JR., 2012).	26
FIGURA 19: ESQUEMA DO ARRANJO WENNER-SCHLUMBERGER. A VARIAÇÃO DA ABERTURA DOS ELETRODOS DE CORRENTE ALTERA O NÍVEL DE INVESTIGAÇÃO n (ADAPTADO DE BORGES, 2007)	27
FIGURA 20: CURVA DE DECAIMENTO DA TENSÃO NORMALIZADA INDUZIDA NA BOBINA RECEPTORA (ADAPTADO DE MCNEILL, 1994).....	29
FIGURA 21: ESQUEMA DE FUNCIONAMENTO DO MÉTODO TDEM. RECEPTORA (ADAPTADO DE MCNEILL, 1994).....	30
FIGURA 22: ESQUEMA DE UMA BOBINA RECEPTORA E TRANSMISSORA DO MÉTODO TDEM. PROPAGAÇÃO DAS CORRENTES <i>EDDY</i> EM FORMA DE <i>SMOKE RINGS</i> NAS CAMADAS DO SUBSOLO (ADAPTADO DE HTTP://GWBAUSTRALIA.BLOGSPOT.COM.BR/2014/04/PREPARING-FOR-OUTBACK.HTML).	30
FIGURA 23: RESPOSTA DAS FONTES DE ACOPLAMENTOS DO TDEM. R, L E C REPRESENTAM UM RESISTOR, UM INDUTOR E UM CAPACITOR, RESPECTIVAMENTE. A) ACOPLAMENTO GALVÂNICO. B) ACOPLAMENTO CAPACITIVO. (ADAPTADO DE SØRENSEN <i>ET AL.</i> , 2000)	41
FIGURA 24: ARRANJOS DE CAMPO PARA O TDEM. A) LOOP-CENTRAL. B) LOOP-LOOP. C) LOOP-COINCIDENTE. T_x E R_x SÃO O TRANSMISSOR E O RECEPTOR, RESPECTIVAMENTE (ADAPTADO DE COUTO JR., 2012).	42
FIGURA 25: FLUXOGRAMA DOS PASSOS DO ALGORITMO <i>CONTROLLED RANDOM SEARCH</i> (CRS) DO “CURUPIRA” (ADAPTADO DE BORTOLOZO, 2011).	44
FIGURA 26: MODELO LITO-GEOFÍSICO DE 4 CAMADAS UTILIZADO PARA A GERAÇÃO DOS DADOS SINTÉTICOS NAS MODELAGENS DA SEV, TDEM E INVERSÃO CONJUNTA.....	46
FIGURA 27: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM DA SEV. B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.....	47
FIGURA 28: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS DA SEV. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO.	47

FIGURA 29: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM DO TDEM. B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.....	48
FIGURA 30: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS DO TDEM. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO.	49
FIGURA 31: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM PARA A INVERSÃO CONJUNTA. B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.	50
FIGURA 32: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS PARA A INVERSÃO CONJUNTA. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO.....	50
FIGURA 33: MODELO LITO-GEOFÍSICO COM FRATURA NO BASALTO SERRA GERAL UTILIZADO PARA A GERAÇÃO DOS DADOS SINTÉTICOS NAS MODELAGENS DA SEV, TDEM E INVERSÃO CONJUNTA.....	51
FIGURA 34: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM DA SEV PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO. B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.....	52
FIGURA 35: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS DA SEV PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO. .	53
FIGURA 36: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM DO TDEM PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO. B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.....	54
FIGURA 37: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS DO TDEM PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO.	54
FIGURA 38: A) DADOS SINTÉTICOS GERADOS NA MODELAGEM PARA A INVERSÃO CONJUNTA. PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO B) MODELO GEOELÉTRICO UTILIZADO NA MODELAGEM DOS DADOS SINTÉTICOS.	56
FIGURA 39: A) RESULTADO DA INVERSÃO DOS DADOS SINTÉTICOS PARA A INVERSÃO CONJUNTA PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO. B) MODELO GEOELÉTRICO GERADO PELA INVERSÃO.....	56
FIGURA 40: MAPA MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DAS SEV'S, SONDAGENS TDEM, POÇOS CADASTRADOS NO SIAGAS-CPRM DA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ.	60
FIGURA 41: A) RESISTIVÍMETRO SYSCAL R2 DA ÍRIS INSTRUMENTS. B) MODULADOR DE TENSÃO UTILIZADO PARA AUMENTAR A CORRENTE INJETADA EM SUBSUPERFÍCIE.	61
FIGURA 42: CURVA DA SEV EXEMPLIFICANDO COMO É FEITA A CORREÇÃO DA EMBREAGEM. NOTE QUE HÁ PONTOS COM O MESMO VALOR DE AB, MAS QUE POSSUEM VALORES DE RESISTIVIDADE APARENTE DIFERENTES. A EMBREAGEM CORRIGE ESTE DESLOCAMENTO DE MANEIRA A SEGUIR A TENDÊNCIA DOS PONTOS (LINHA AZUL).	62

FIGURA 43: EQUIPAMENTOS PARA AQUISIÇÃO TDEM DA GEONICS. A) RECEPTOR PROTEM. B) TEM 57-MK2. C) BOBINA RECEPTORA. (ADAPTADO DE ALMEIDA, 2011).	63
FIGURA 44: EXEMPLO DE DISPERSÃO DOS PONTOS NO DADO DE TDEM. A DISPERSÃO OCORRE COM MAIOR INTENSIDADE NOS PONTOS DE MAIORES VALORES DE TEMPO DE TRANSIENTE, CORRESPONDENTE ÀS MAIORES PROFUNDIDADES DE INVESTIGAÇÃO.....	64
FIGURA 45: PONTOS EXCLUÍDOS (EM VERMELHO) E PONTOS MANTIDOS (EM VERDE) APÓS A EXCLUSÃO COM CRITÉRIO EM 3 DESVIOS DA MEDIANA DOS PONTOS.	64
FIGURA 46: CÁLCULO DA MEDIANA APÓS A ELIMINAÇÃO DOS PONTOS ESPÚRIOS.....	65
FIGURA 47: PONTOS ESPÚRIOS ELIMINADOS PELO USUÁRIO APÓS A ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	66
FIGURA 48: DADO TDEM PRONTO PARA SER INVERTIDO.....	66
FIGURA 49: ESQUEMA MOSTRANDO COMO FORAM FEITAS AS AQUISIÇÕES DOS PARES SEV/TDEM PARA A INVERSÃO CONJUNTA. PARA ESTE CASO, A SEV SEMPRE FOI FEITA COINCIDINDO COM O PONTO DA BOBINA RECEPTORA.	67
FIGURA 50: CURVA DE SEV (EM PRETO) E TDEM (EM VERMELHO) SEM A CORREÇÃO DO <i>STATIC SHIFT</i>	68
FIGURA 51: CURVA DE SEV (EM PRETO) E TDEM (EM VERMELHO) COM A CORREÇÃO DO <i>STATIC SHIFT</i>	68
FIGURA 52: ÁREAS DE INTERESSE EM TERMAS DE IBIRÁ. ÁREA 1: REGIÃO DOS LAGOS. ÁREA 2: CANAVIAL-SABESP. ÁREA 3: SÍTIO ÁGUAS IBIRÁ.	70
FIGURA 53: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV10. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM14. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	71
FIGURA 54: CORTE DE AFLORAMENTO NA REGIÃO DE IBIRÁ - URUPÊS MOSTRANDO O SOLO NESTA ÁREA. NOTE QUE HÁ DIVISÃO DE DOIS TIPO: UM SUPERIOR MAIS ESCURO, RICO EM MATÉRIA ORGÂNICA E ÚMIDO E OUTRO MAIS SECO, BEGE CLARO E COM PREDOMINÂNCIA DE AREIA (ADAPTADO DE LEITE, 2013).....	72
FIGURA 55: PERFIL LITOESTRATIGRÁFICO COMBINADO DOS POÇOS P17, P23 E P24 COM OS MODELOS GEOELÉTRICOS GERADOS PELA INVERSÃO CONJUNTA DOS PARES SEV10/TEM14, SEV13/TEM17, SEV01/TEM07 E SEV02/TEM10.	77
FIGURA 56: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV14. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM18. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	79
FIGURA 57: RESULTADOS DO CE-WENNER-SCHLUMBERGER. A) MODELO GEOLÉTRICO OBTIDO PELA INVERSÃO ROBUSTA NO RES2DINV. B) MODELO GEOLÓGICO INTERPRETADO A PARTIR DO MODELO EM A).	83
FIGURA 58: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV15. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM19. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	86

FIGURA 59: PERFIL LITOESTRATIGRÁFICO COMBINADO DOS POÇOS P17 E P18 COM OS MODELOS GEOELÉTRICOS GERADOS PELA INVERSÃO CONJUNTA DOS PARES SEV04/TEM25 E SEV14/TEM18.....	87
FIGURA 60: PERFIL DOS MODELOS GEOELÉTRICOS GERADOS PELA INVERSÃO CONJUNTA DOS PARES SEV01/TEM07, SEV02/TEM10, SEV16/TEM21, SEV17/TEM22 E SEV18/TEM23.	89
FIGURA 61: MAPA TOPOGRÁFICO DA REGIÃO DE TERMAS DE IBIRÁ.....	92
FIGURA 62: MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DA CAMADA DO ARENITO BAURU.	93
FIGURA 63: MAPA DE ISÓPACAS DO ARENITO BAURU.	94
FIGURA 64: MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO BASALTO SERRA GERAL.	96
FIGURA 65: MAPA DE PROFUNDIDADE DO TOPO DO BASALTO SERRA GERAL.	97
FIGURA 66: MAPA TOPOGRÁFICO DO TOPO DO AQUÍFERO BAURU. AS LINHAS EM VERDE-CLARO MOSTRAM A LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DAS FIGURAS 69, 70, 71 E 72.....	99
FIGURA 67: MAPA DE ISÓPACAS DO AQUÍFERO BAURU.	100
FIGURA 68: MAPA DE PROFUNDIDADE DO TOPO DO AQUÍFERO BAURU.....	101
FIGURA 69: PERFIL 1 MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO TOPO DO ARENITO BAURU, BASALTO SERRA GERAL E AQUÍFEROS BAURU E SERRA GERAL NA DIREÇÃO SW-NE.....	102
FIGURA 70: PERFIL 2 MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO TOPO DO ARENITO BAURU, BASALTO SERRA GERAL E AQUÍFEROS BAURU E SERRA GERAL NA DIREÇÃO SW-NE.....	103
FIGURA 71: PERFIL 3 MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO TOPO DO ARENITO BAURU, BASALTO SERRA GERAL E AQUÍFEROS BAURU E SERRA GERAL NA DIREÇÃO SE-NW.....	104
FIGURA 72: PERFIL 4 MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO TOPO DO ARENITO BAURU, BASALTO SERRA GERAL E AQUÍFEROS BAURU E SERRA GERAL NA DIREÇÃO SE-NW.....	105
FIGURA 73: MAPA TOPOGRÁFICO DO TOPO DO AQUÍFERO SERRA GERAL.....	109
FIGURA 74: MAPA DE ISÓPACAS DO AQUÍFERO SERRA GERAL.	110
FIGURA 75: MAPA DE PROFUNDIDADE DO TOPO DO AQUÍFERO SERRA GERAL.	111
FIGURA 76: MAPA DE ZONAS DE FAVORABILIDADE DE EXPLORAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA. EM AZUL ESTÃO DEMARCADAS AS ZONAS DE FAVORABILIDADE DO AQUÍFERO BAURU E EM AMARELO AS ZONAS DO AQUÍFERO SERRA GERAL. ..	112

FIGURA A 1: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV01. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM07. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	119
FIGURA A 2: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV02. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM10. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	120
FIGURA A 3: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV03.	121
FIGURA A 4: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV04. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM25. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	122
FIGURA A 5: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV05. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM20. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	123
FIGURA A 6: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV06. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM11. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	124
FIGURA A 7: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV07.	125
FIGURA A 8: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV08.	125
FIGURA A 9: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV09.	126
FIGURA A 10: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV11. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM15. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	127
FIGURA A 11: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV12. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM16. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	128
FIGURA A 12: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV13. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM17. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	129
FIGURA A 13: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV16. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM21. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	130
FIGURA A 14: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV17. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM22. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	131
FIGURA A 15: A) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SEV18. B) INVERSÃO INDIVIDUAL 1D DA SONDAGEM TEM19. C) INVERSÃO CONJUNTA 1D DESTAS SONDAGENS.....	132
FIGURA A 16: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV19.	133
FIGURA A 17: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV20.	133
FIGURA A 18: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV21.	134

FIGURA A 19: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV22.	134
FIGURA A 20: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV23.	135
FIGURA A 21: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV24.	135
FIGURA A 22: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SEV25.	136
FIGURA A 23: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SONDADEM TEM01.	136
FIGURA A 24: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SONDADEM TEM20.	136
FIGURA A 25: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SONDADEM TEM24.	137
FIGURA A 26: CURVA DE RESISTIVIDADE APARENTE, INVERSÃO INDIVIDUAL 1D E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DA SONDADEM CTDEM8.	137
FIGURA A 27: A) PSEUDOSEÇÃO DE RESISTIVIDADE APARENTE MEDIDA. B) PSEUDOSEÇÃO DE RESISTIVIDADE APARENTE CALCULADA A PARTIR DO MODELO GEOELÉTRICO INVERTIDO. C) MODELO GEOELÉTRICO INVERTIDO. D) SEÇÃO DE SENSIBILIDADE DO MODELO GEOELÉTRICO. E) SEÇÃO DE INCERTEZA RELATIVA DO MODELO GEOELÉTRICO.	139
FIGURA A 28: CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ (ADAPTADO DE MILANI, 2007).	148

Lista de Tabelas

TABELA 1: DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DOS POÇOS CADASTRADOS NO SIAGAS-CPRM	17
TABELA 2: REGIME HIDROGEOLÓGICO DOS POÇOS CADASTRADOS NO SIAGAS-CPRM....	19
TABELA 3: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO DA SEV.....	47
TABELA 4: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO DO TDEM.....	49
TABELA 5: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO CONJUNTA.....	51
TABELA 6: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO DA SEV PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO.....	53
TABELA 7: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO DO TDEM PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO.....	55
TABELA 8: COMPARAÇÃO ENTRE O MODELO SINTÉTICO E O MODELO OBTIDO PELA INVERSÃO CONJUNTA PARA O CASO DO BASALTO FRATURADO.....	57
TABELA 9: COORDENADAS DE LOCALIZAÇÃO DAS SEVS E SONDAgens TDEM E CORRELAÇÃO DOS PARES SEV/TDEM.....	59
TABELA 10: PRIORIDADES DE EXPLORAÇÃO DAS ZONAS DE FAVORABILIDADE	108

Resumo

Este trabalho tem como objetivo mapear os aquíferos sedimentar e cristalino na bacia sedimentar do Paraná no Estado de São Paulo, por meio do emprego da Inversão Conjunta de dados obtidos em sondagens com os métodos TDEM (Eletromagnético no Domínio do Tempo) e Eletrorresistividade por meio da técnica de SEV (Sondagem Elétrica Vertical). Os estudos foram realizados na região de Termas de Ibirá, distante cerca de 450 km do Município de São Paulo. Nesta região os poços tubulares perfurados captam água principalmente do aquífero sedimentar raso (Aquífero Bauru) relacionado com os sedimentos arenosos da Formação Adamantina, Grupo Bauru. Por outro lado, o aquífero fraturado na camada de basalto da Formação Serra Geral (Aquífero Serra Geral) ainda é pouco conhecido, sendo que este último constitui-se num excelente alvo para exploração de água subterrânea. Com as SEVs, obtiveram-se as informações mais rasas dos arenitos do Grupo Bauru, o Aquífero Bauru e o topo dos basaltos da Fm. Serra Geral. Com o método TDEM o pacote basáltico pôde ser investigado com maior detalhe e o Aquífero Serra Geral caracterizado. A análise dos resultados foi feita por meio da Inversão Conjunta-1D de sondagens SEVs/TDEM, de modo que as informações de cada metodologia foram integradas complementarmente, isto é, todo o intervalo de profundidade pôde ser caracterizado: a parte mais rasa com os dados das SEVs e a mais profunda com os dados do TDEM. Os resultados foram integrados com informações litológicas de poços de exploração de água subterrânea catalogados no SIAGAS-CPRM. Esta integração diminuiu as ambiguidades inerentes ao processo de interpretação de dados geofísicos, permitindo a demarcação de três zonas de favorabilidade para o posicionamento de poços tubulares profundos visando a exploração de água subterrânea no Aquífero Serra Geral e cinco zonas de favorabilidade para o Aquífero Bauru. Também foi possível caracterizar o comportamento estrutural da litoestratigrafia na área de estudo. Deste modo, esses resultados contribuíram para o desenvolvimento das pesquisas hidrogeofísicas no Estado de São Paulo.

Palavras-chave: TDEM, SEV, Inversão Conjunta, Bacia Sedimentar do Paraná, Termas de Ibirá.

Abstract

This work presents the geophysical mapping of sedimentary and fractured aquifers in Parana Sedimentary Basin, in Sao Paulo State, Brazil, obtained by 1D - Joint Inversion of TEM (Transient Electromagnetic) soundings and VES (Vertical Electrical Soudings). The studies were conducted in Termas de Ibira region, in Ibira City, which is located 450 km northwest of the city of Sao Paulo. The groundwater exploration wells in the area are located mainly into the shallow sedimentary aquifer (Bauru Aquifer), whose sediments and rocks are related to Adamantina Formation, Bauru Group. On the other hand, the fractured aquifer inside the basalts of Serra Geral Formation (Serra Geral Aquifer) is still not well known and has a huge groundwater exploration potential. The VES results can investigate the shallow sandstones from Bauru Group, the Bauru Aquifer and the top of Serra Geral basalt layer. The TEM soundings investigate the deepest depth interval inside the basalt layer and can examine in detail the fractured aquifer (basalts). The result analysis were integrated by 1D - Joint Inversion of VES/TEM soundings pairs, where the information of each depth interval was used in a complementary way, i.e., the Joint Inversion used the VES to solve shallow information and the TEM soundings the deepest information. Moreover, the results were integrated with the lithological information from the groundwater exploration wells registered in SIAGAS-CPRM database. The integration between Joint Inversion results and the lithological well information could decrease the inherent ambiguities in the geophysical interpretation process, and allowed to map five groundwater exploration favorability zones in the Bauru Aquifer and three favorability zones in the Serra Geral Aquifer. The results also provided the structural behavior of the area lithostrigraphy. Furthermore, this study can contribute to the development of hydrogeophysical research in countryside of Sao Paulo State.

Keywords: TEM, VES, Joint Inversion, Parana Sedimentary Basin, Termas de Ibira.

Capítulo 1: Introdução e Objetivos

A exploração de recursos hídricos subterrâneos no Brasil para uso na agricultura ou consumo humano tem crescido ao longo dos últimos anos. No Estado de São Paulo, a maior parte desta exploração é feita em aquíferos sedimentares como os Aquíferos Bauru, Guarani, São Paulo, entre outros. Sendo o Aquífero Guarani o maior e mais importante do ponto de vista exploratório. No entanto, este aquífero se encontra em intervalos de grandes profundidades na maior parte do Estado, cujo topo pode atingir até 1300 m de profundidade, dificultando o acesso aos seus reservatórios hídricos. Por este motivo, grande parte da exploração se dá em aquíferos mais rasos, como é o caso do Aquífero Bauru. Além dos aquíferos sedimentares, em grande parte do Estado de São Paulo, há ocorrência do aquífero cristalino contido nos basaltos da Formação Serra Geral. Este aquífero é de difícil exploração devido às dificuldades de se furar o basalto.

O município de Ibirá encontra-se neste contexto hidrogeológico. Mais precisamente, o distrito de Termas de Ibirá pertencente a este município encontra-se sobre a Bacia Paraná. Esta é uma região cuja exploração de água subterrânea se dá em sua maior parte no Aquífero Bauru (sedimentar) e na parte mais rasa do Aquífero Serra Geral (cristalino), através de poços escavados¹ e tubulares profundos. Esta região já foi uma área de atração turística no passado, devido às águas termais ricas em vanádio oriundas do aquífero cristalino. Entretanto, o Aquífero Bauru é intensamente explorado e poucos poços desta área perfuraram toda a camada de basalto, de modo que a vazão dos poços diminuiu drasticamente ao longo dos anos. Deste modo, encontrar zonas de fraturas mais profundas no basalto é uma possível solução para este problema, uma vez que a vazão dos poços será maior.

A exploração geofísica pode ser uma ferramenta muito útil para atingir este objetivo, através dos Métodos Eletorresistivos (ER) e Eletromagnéticos (EM), metodologias amplamente usadas e com ótimos resultados como pode ser encontrado em McNeill (1994), Danielsen (2003), N.G.A. (2002), Land *et al.* (2003), Sørensen *et al.* (2003), Danielsen *et al.* (2003), Santos & Porsani (2007); Porsani *et al.* (2010, 2012a e 2012b). Ambas as metodologias fornecem informações sobre a distribuição de resistividade elétrica (ou condutividade elétrica) das rochas em profundidade, de modo

¹ Poços cacimbas ou cisterna.

que essas informações podem ser associadas a possíveis modelos geoeletricos. Estes modelos, por sua vez podem ser interpretados geologicamente.

Os métodos ER são subdivididos em três técnicas principais de investigação: Caminhamento Elétrico (CE), Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Perfilagem Elétrica de Poços. Neste trabalho, foram utilizados as técnicas SEV e CE. A primeira por conseguir investigar pontualmente grandes profundidades. A segunda por fornecer informações laterais da variação de resistividade. Os métodos elétricos no geral, são ótimos para delimitar topo de camadas resistivas, como é o caso do basalto na região (Porsani *et al.*, 2010).

Os métodos EM são subdivididos em dois domínios de trabalho: o Domínio da Frequência ou *Frequency Domain Electromagnetic* (FDEM) e o Domínio do Tempo ou *Time Domain Electromagnetic* (TDEM). Ambos os métodos obtêm informação da distribuição de resistividade elétrica do substrato através da indução de campos eletromagnéticos em subsuperfície. No entanto, enquanto as medidas do FDEM sofrem influência do campo primário, as medidas do TDEM não possuem esse tipo de acoplamento, e mede-se apenas a resposta física em subsuperfície. Nesta pesquisa foi utilizado o método TDEM, pois permite caracterizar a interface de transição resistor-condutor e mapear a subsuperfície em grandes profundidades (Porsani *et al.*, 2010).

Como qualquer metodologia geofísica, tanto o ER quanto o TDEM sofrem de limitações e ambiguidades. No caso das técnicas de SEV, as camadas sedimentares mais rasas (até cerca de 100 m) podem ser mapeadas e também o topo da camada de basalto. Por outro lado, o interior do basalto é difícil de ser mapeado devido à grande atenuação do sinal causada pelos altos valores de resistividade elétrica. O método TDEM é capaz de mapear essa camada de basalto e, possivelmente, as fraturas existentes. No entanto, não possui resolução para mapear as camadas sedimentares mais rasas. Deste modo, a aplicação destes dois métodos neste contexto possui um caráter complementar, isto é, os métodos são utilizados de modo a suprir as limitações um do outro. Este é o intuito da inversão conjunta de SEV e TDEM aplicada neste trabalho: utilizar os métodos de modo complementar e resolver todo o intervalo de profundidade.

Portanto, através de SEVs, sondagens TDEM e a inversão conjunta de ambas, este trabalho visa a caracterização hidrogeológica da região de Termas de Ibirá para

auxiliar na exploração de água subterrâneas e delimitar áreas mais propícias para a alocação de novos poços de exploração.

Capítulo 2: Área de Estudo

2.1. Aspectos da Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa região sedimentar do continente sul-americano com uma área de cerca de 1.500.000 km², recobrando porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Milani *et al.*, 2007). Segundo este mesmo autor, seu perímetro é configurado por um limite erosivo e compreende uma extensão de cerca de 5500 km. A bacia apresenta forma alongada na direção NNE-SSW, com cerca de 1750 km de comprimento e largura média de 900 km (Zalán *et al.*, 1991). A Figura 1 mostra as dimensões e distribuição estratigráfica da bacia.

O entendimento sobre origem e evolução desta bacia tem sido um enorme desafio e um tema de grande discussão na pesquisa em geociências. A história evolutiva da bacia está relacionada com os processos ocorridos no interior cratônico do paleocontinente Gondwana, devido à convergência da borda sudoeste deste supercontinente com a litosfera oceânica do paleo-oceano Panthalassa durante todo o Fanerozóico (Milani *et al.*, 2007). Segundo estes autores, a análise integrada da subsidência desta bacia, quando comparada com as grandes orogêneses ocorridas na borda continental, mostra uma relação entre os ciclos de deposição da bacia na região intracratônica com estes episódios orogênicos.

Milani *et al.* (2007) identificam seis unidades estratigráficas (supersequências) de ampla escala (Figura A28 do Anexo 4), na forma de pacotes rochosos, os quais estão divididos em intervalos temporais de algumas dezenas de milhões de anos de duração. Estes pacotes estão envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional. De acordo com este autor, as unidades são: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Destas sequências, as três primeiras caracterizam ciclos de transgressão e regressão marinhas no Paleozóico. Durante o Permiano, as grandes orogêneses interromperam a conexão da bacia com o ambiente oceânico, tornando-se um ambiente de mar interior. As demais sequências correspondem aos pacotes continentais com associação de rochas ígneas. A

partir do Jurássico, o ambiente predominante era desértico, depositando a Formação Botucatu e com ocorrência de uma série de grandes derrames de magma basáltico no Eocretáceo, dando origem à Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 2007). No Neocretáceo, houve a deposição dos Grupos Bauru e Caiuá, caracterizando o último ciclo de subsidência da bacia. Estes dois últimos eventos geológicos relacionados à supersequência Gondwana III são de grande importância para este trabalho, pois é neste contexto geológico que se encontra a região de Termas de Ibirá.

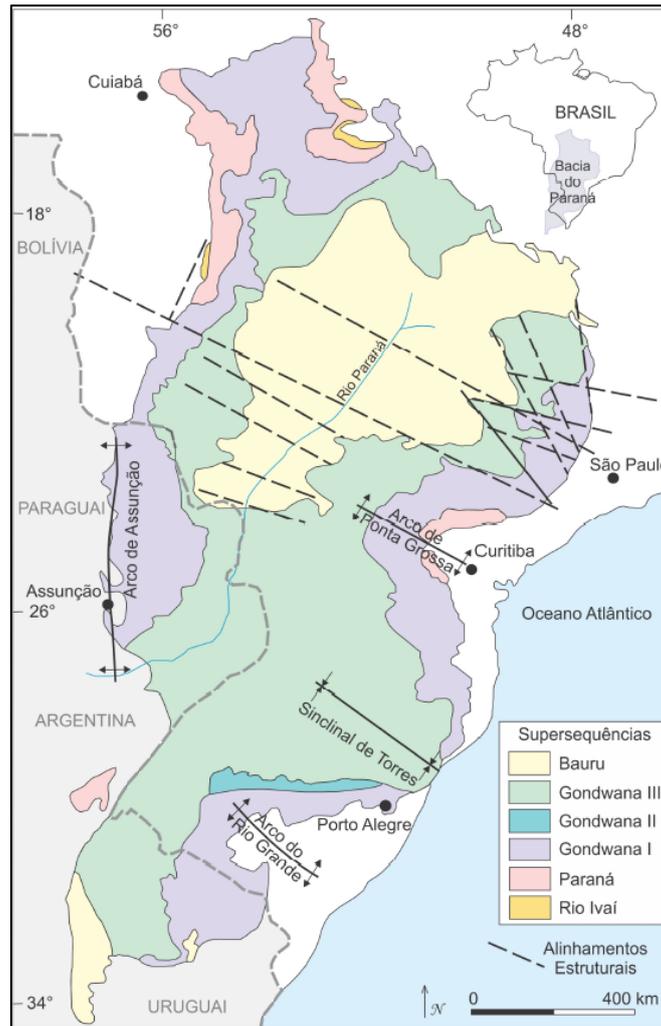


Figura 1: Disposição da Bacia Sedimentar do Paraná no continente sul-americano. A Figura mostra as principais unidades geológicas e os limites geopolíticos que alcançam (modificado de Curti, 2011).

2.2. Geologia da Região de Termas de Ibirá

2.2.1. Litoestratigrafia e Geologia Estrutural

A região de Termas de Ibirá localiza-se no Município de Ibirá, sendo um distrito deste município. Termas de Ibirá se encontra assentada sobre a bacia do Paraná, na porção norte do Planalto Ocidental Paulista. Nesta área predominam rochas das superseqüências Gondwana III e Bauru (Milani *et al.*, 2007). A Figura 2 mostra a distribuição da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo e a localização do Município de Ibirá.

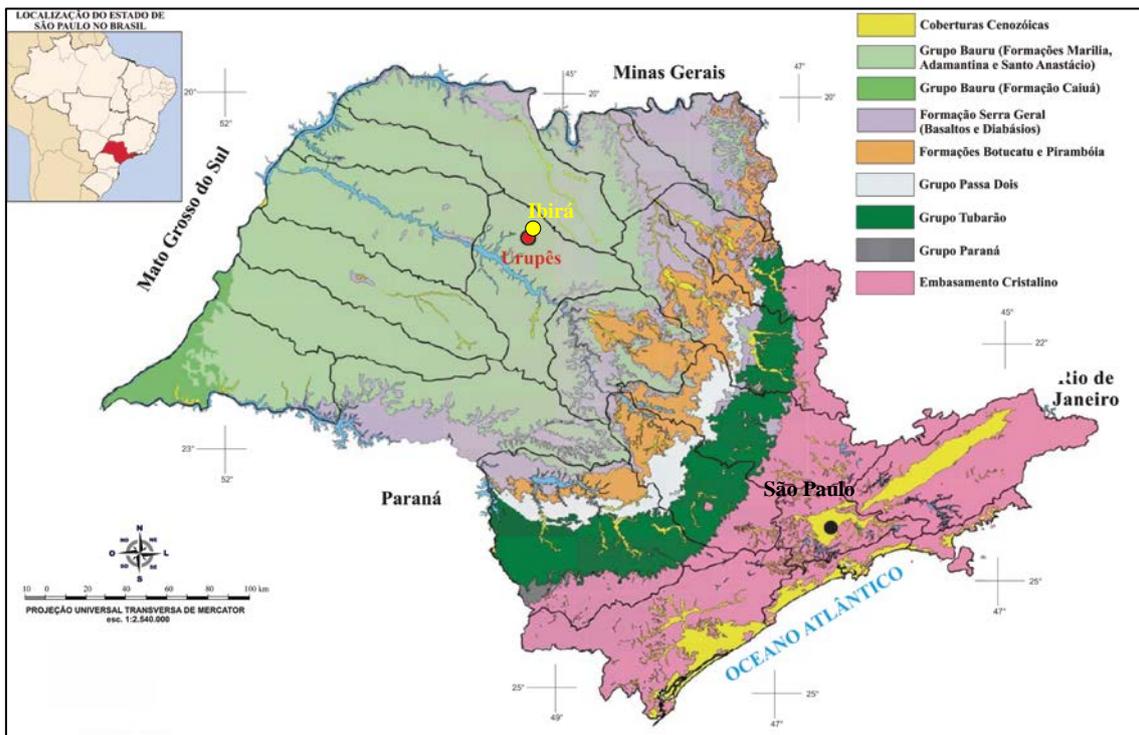


Figura 2: Distribuição da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo e localização do Município de Ibirá (adaptado de Cônego Jr, 2012).

As camadas mais superiores da Bacia do Paraná na região do Planalto Ocidental são formadas pelos arenitos do Grupo Bauru e/ou Grupo Caiuá (Figura 3). Na região de Termas de Ibirá, há ocorrência somente dos arenitos do Grupo Bauru. Estes arenitos são característicos de um regime de deposição eólica, num ambiente desértico/flúvio lacustre e contém o Aquífero Bauru, uma das principais fontes para exploração de água subterrânea da área.

Na seqüência estratigráfica, abaixo dos arenitos do Grupo Bauru, encontram-se os derrames basálticos da Formação Serra Geral, pertencente à Superseqüência

Gondwana III. Estes derrames basálticos ocorreram em intervalos não regulares num ambiente desértico durante o Eocretáceo. Continuando a sequência, encontram-se os arenitos da Formação Botucatu, depositados entre o Neojurássico e o Eocretácio.

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

Figura 3: Estratigrafia da Bacia do Paraná no Planalto Ocidental Paulista (adaptado de Etchebehere *et al.* 2007).

A litoestratigrafia da região das Termas de Ibirá pode ser sintetizada pelo modelo estratigráfico construído com base nos poços catalogados pela SIAGAS_CPRM (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>) apresentado na Figura 4. Estes poços estão descritos na subseção seguinte.

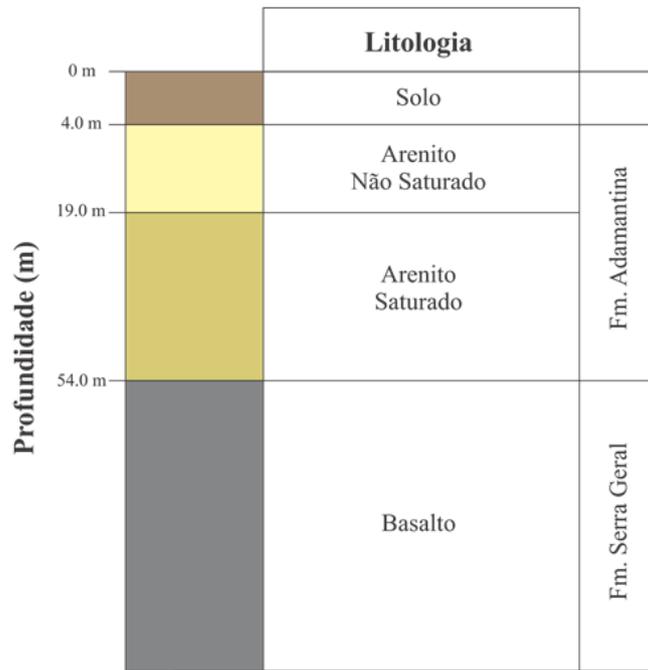


Figura 4: Litoestratigrafia da região de Termas de Ibirá com base nos poços do SIAGAS-CPRM. Note o topo do pacote basáltico em torno de 54 m.

A topografia do pacote basáltico na região é muito variável, de acordo com as informações dos poços do SIAGAS-CPRM. A Figura 5 apresenta o mapa das cotas do topo do basalto com base nestes poços. Note a variabilidade das cotas entre os extremos 336 e 406 m.

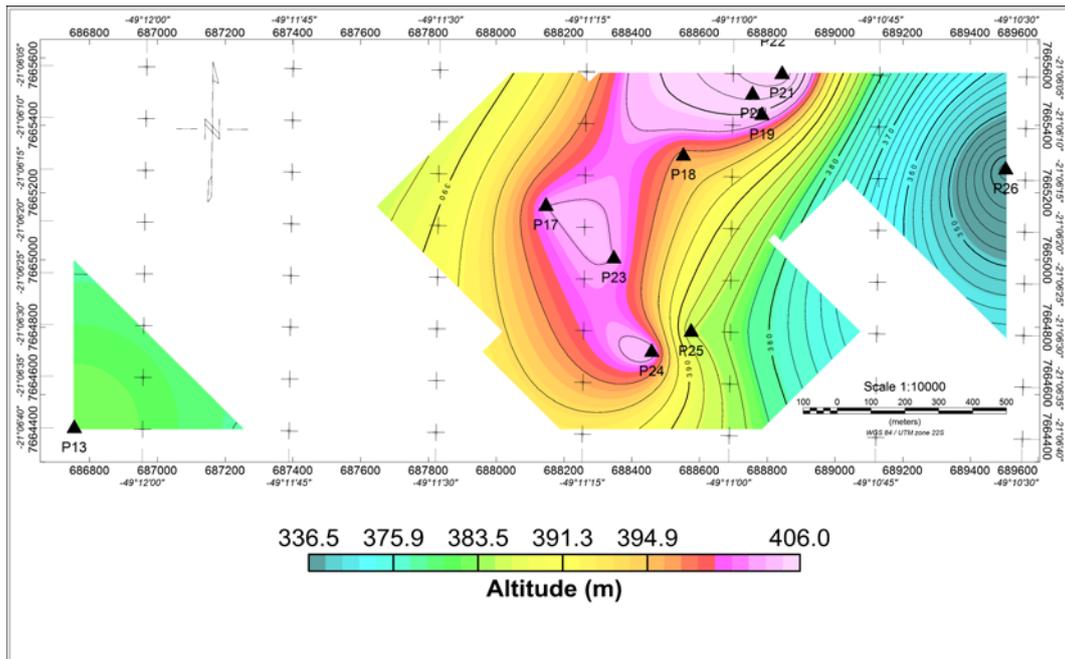


Figura 5 Mapa ilustrando a variação da topografia do topo do pacote basáltico elaborado com base nas informações de poços disponíveis do SIAGAS-CPRM.

No interior do pacote basáltico há zonas de fraturamento que podem estar relacionadas com estas estruturas regionais (Etchebehere *et al.* 2007), conforme a disposição no mapa da Figura 6. Os lineamentos regionais desta figura foram retirados através da interpretação de imagens do satélite LANDSAT-5. Note que na região de Termas de Ibirá há o cruzamento de dois grandes lineamentos estruturais (de direções N15 e N315), como é mostrado na Figura 7. Segundo Etchebehere *et al.* 2007, estas estruturações regionais foram geradas no nível do embasamento da bacia e, numa tectônica ressurgente, foram reativadas posteriormente (Figura 8), de modo a imprimir marcas nas sequências que recobriram o embasamento (em especial, os basaltos da Formação Serra Geral. Essas estruturas podem constituir planos preferenciais de movimentação dos blocos em decorrência de tensões neotectônicas. Deste modo, os blocos colaterais, separados por estas estruturações regionais, podem ter movimentos diferenciais (no tempo geológico) e possibilitar registro geológico com diferenças nas espessuras da cobertura sedimentar em cada bloco.

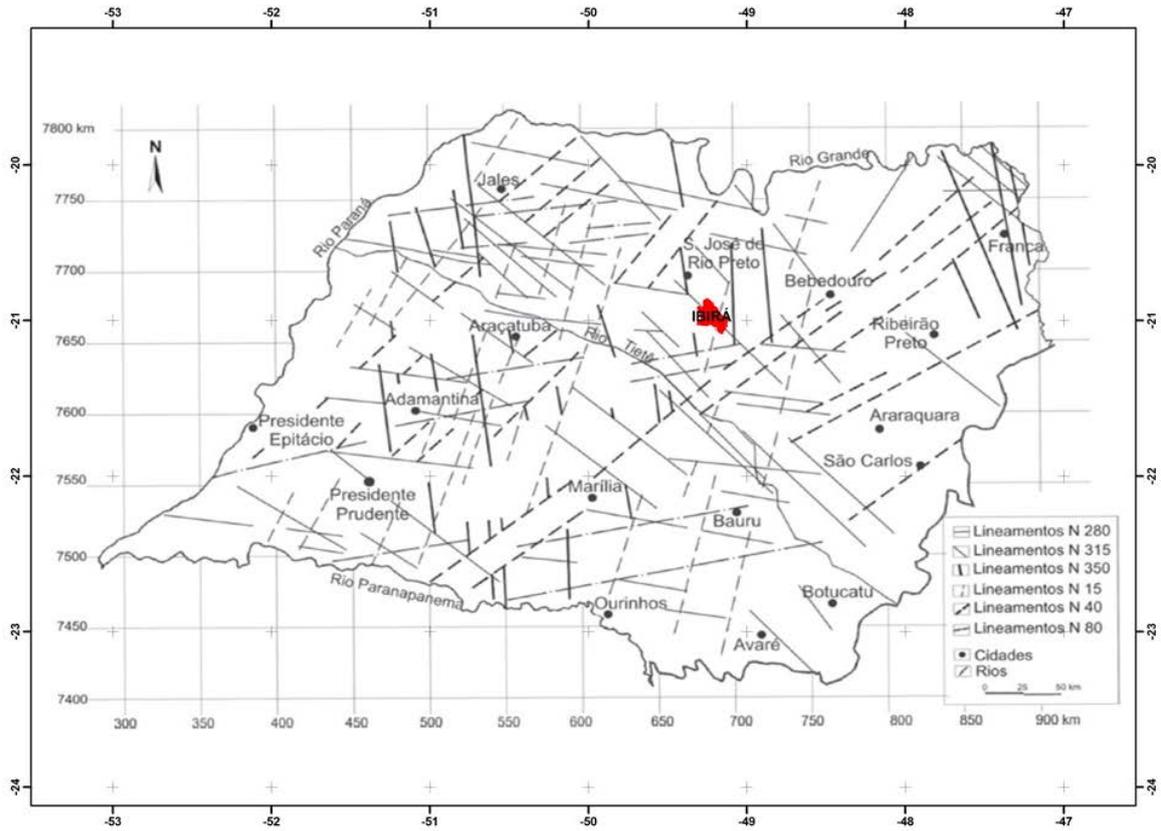


Figura 6: Lineamentos regionais interpretados das imagens do satélite LANDSAT-5. O polígono em vermelho indica a região do Município de Ibirá (adaptado de Etchebehere *et al.* 2007).

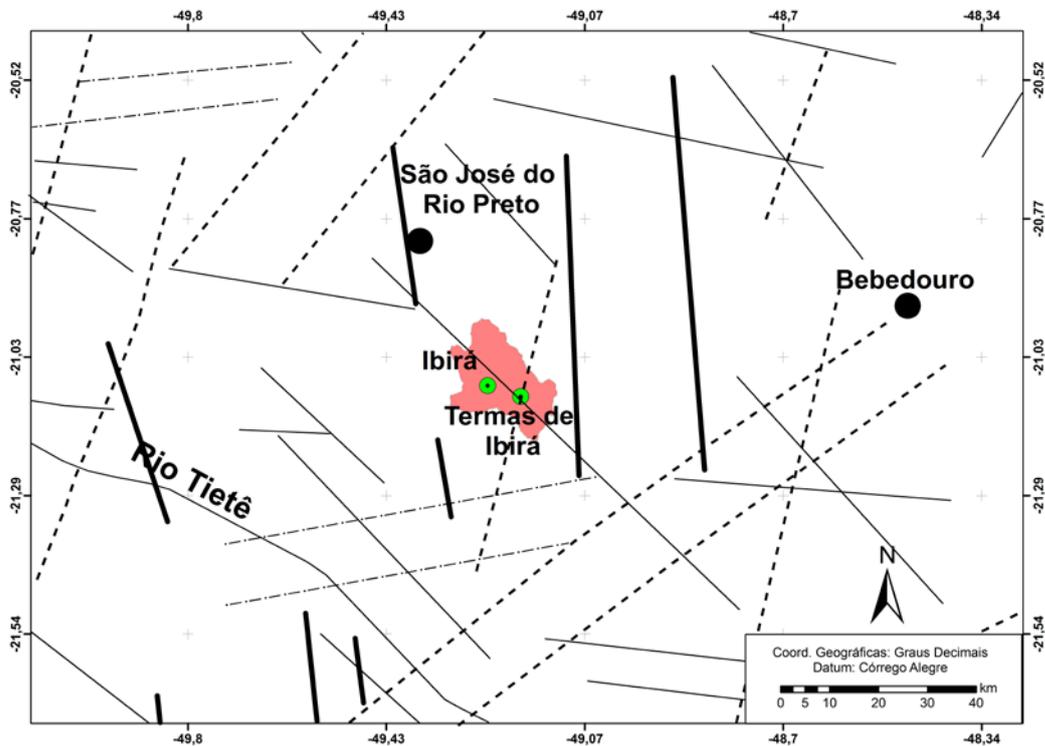


Figura 7: Detalhe da Figura 6 do Município de Ibirá. O mapa mostra a localização do centro de Ibirá e do distrito de Termas de Ibirá. Nota-se o cruzamento de dois lineamentos regionais na região de Termas de Ibirá (adaptado de Etchebhere *et al.* 2007).

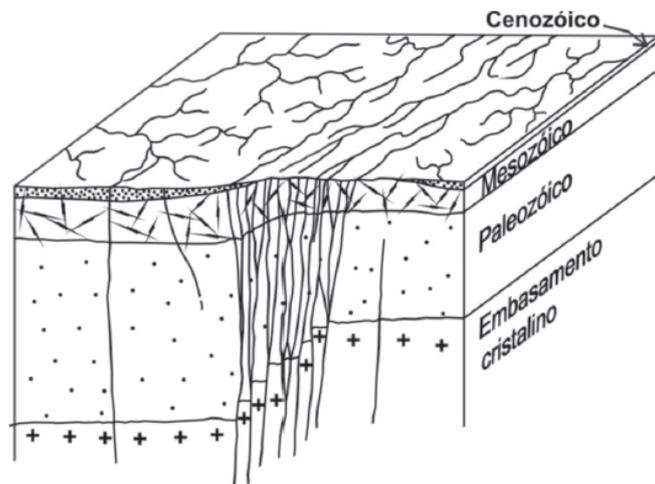


Figura 8: Modelo de limite de blocos estruturais mostrando a continuidade do feixe de lineamentos da superfície, até o embasamento cristalino da Bacia do Paraná (adaptado de Etchebhere *et al.* 2007).

Nos lineamentos da Figura 6 não foram marcados lineamentos estruturais magnéticos. No entanto, a região de Ibirá é coberta pelo aerolevante magnético n° 4057 da série 4000, financiado pela Petrobrás e executado pelo

consórcio ENCA/LASA/PROSPEC nos anos de 1991-1992, cujas especificações podem ser visualizadas no sítio <http://www.cprm.gov.br/aero/4000/aero4000.htm>. Este levantamento possui caráter regional, com espaçamento das linhas de produção de 3 km e altura de voo de 450 m.

As Figuras 9, 10 e 11 mostram os mapas dos produtos magnetométricos Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (RTP), Derivada Vertical de 1ª Ordem (DZ1) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA) para a região de Ibirá, respectivamente. Os dados destas figuras foram cedidos pela CPRM – Superintendência de Belo Horizonte – MG. Os dois últimos produtos magnetométricos são ferramentas utilizadas para o realce dos lineamentos magnéticos e foram calculados com base no mapa de RTP. Nota-se nos mapas das Figuras 10 e 11 dois grandes lineamentos magnéticos de orientação NW-SE (linhas tracejadas pretas), compatíveis com a família de lineamentos N315 dos mapas das Figuras 6 e 7. Observe que o lineamento da porção Oeste da região possui descontinuidades que podem ser associadas a um possível movimento de transcorrência dextral. Este movimento pode estar associado à família de lineamentos regionais N80 na região de estudo, que ocorrem ao Sul do Município de Ibirá.

Mesmo com um levantamento regional, os lineamentos magnéticos foram demarcados, mostrando que essas estruturas magnéticas podem atingir grandes profundidades. Os dados magnetométricos mostram que pode haver mais estruturas regionais do que as demarcadas no trabalho de Etchebehere *et al.* (2007). Para o melhor entendimento destas estruturas, os dados magnetométricos devem ser adensados na região.

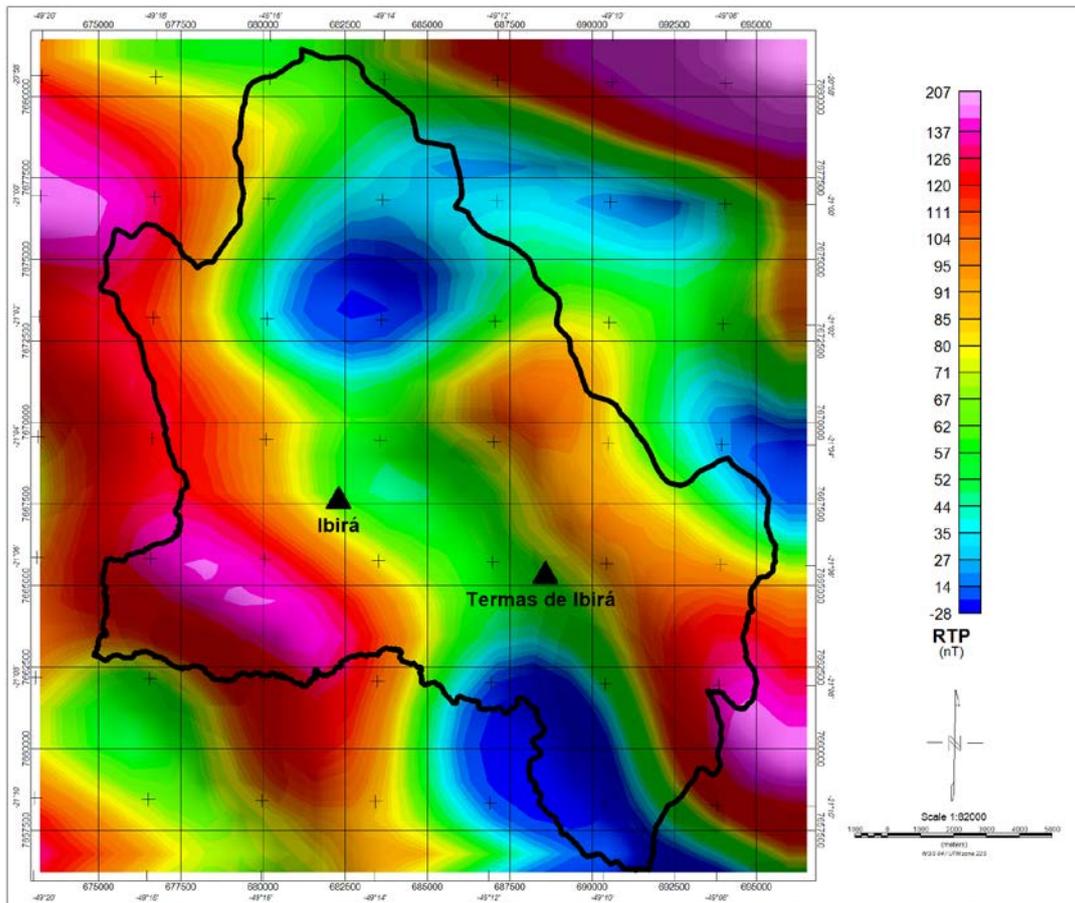


Figura 9: Mapa de Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (RTP) da região do Município de Ibira (dados cedidos pela CPRM – Superintendência de Belo Horizonte – MG).

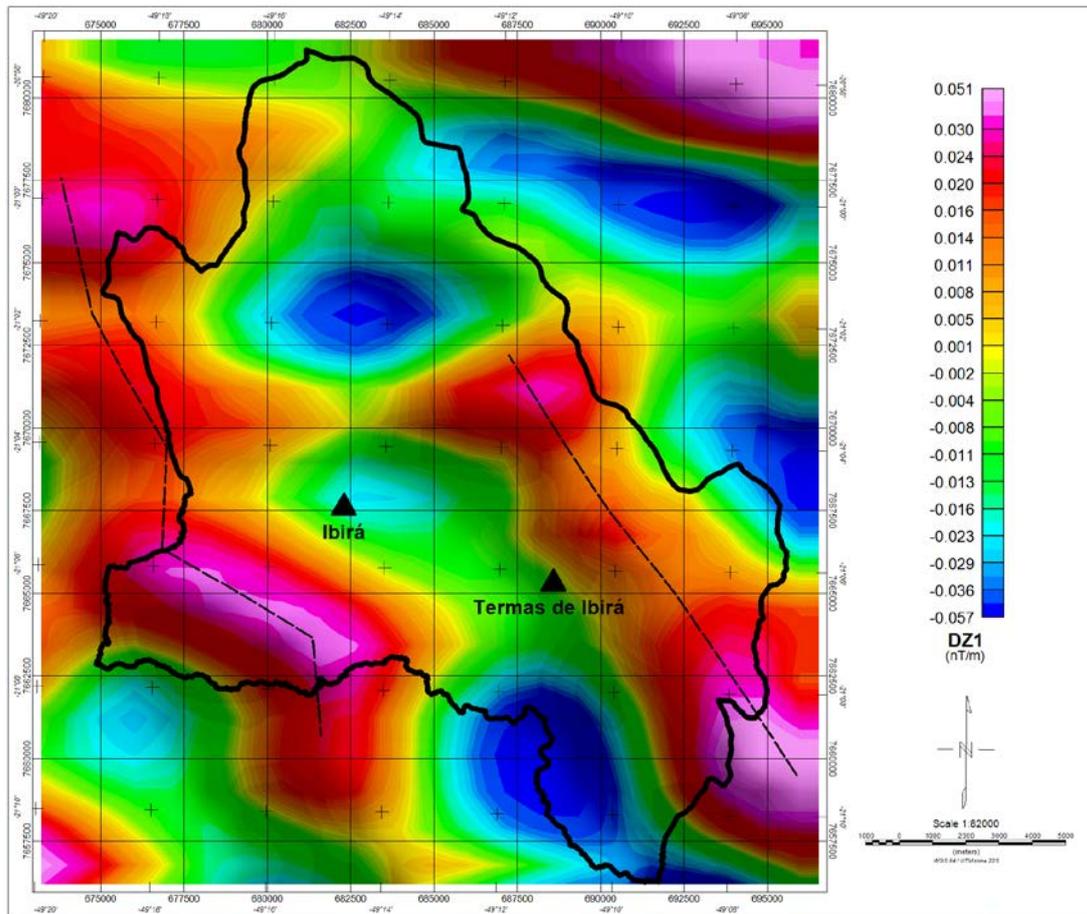


Figura 10: Mapa de Derivada Vertical de 1ª Ordem (DZ1) da região de Termas de Ibirá. A linha tracejada em preto marca o lineamento magnético de direção N80 (dados cedidos pela CPRM – Superintendência de Belo Horizonte – MG).

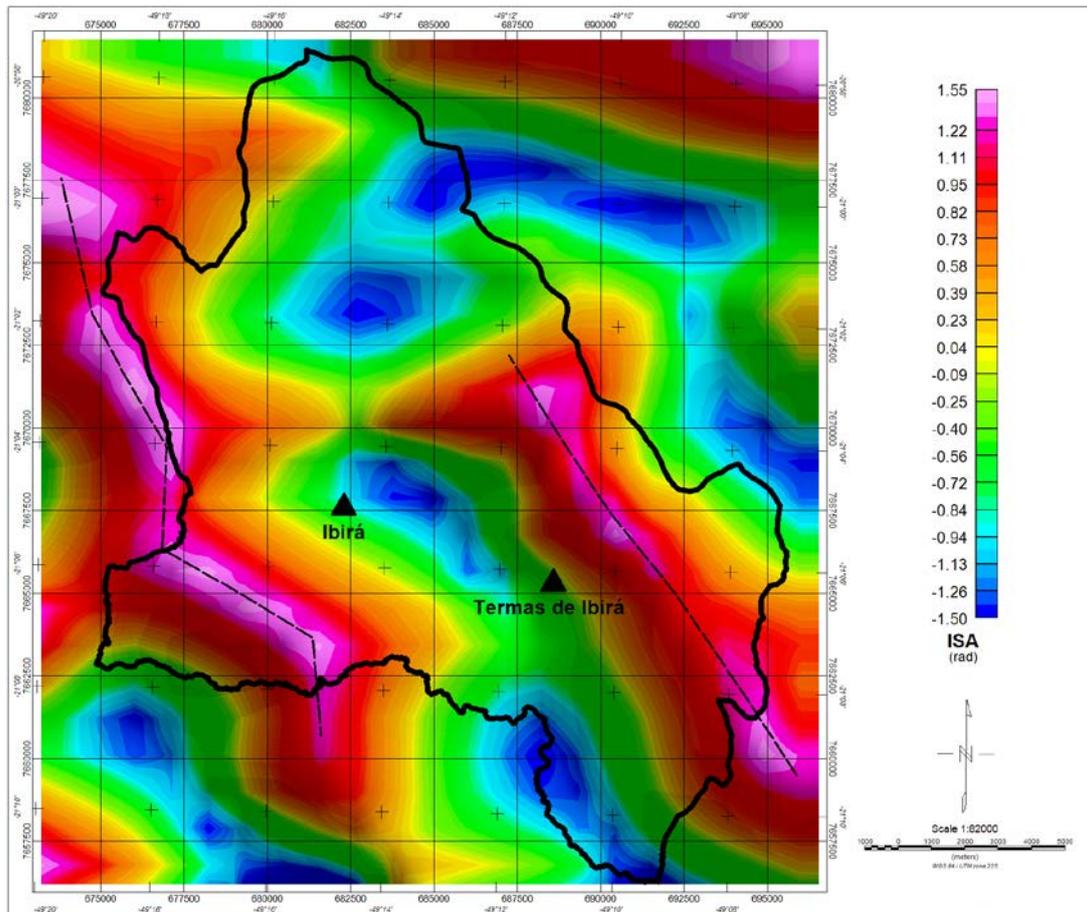


Figura 11: Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) da região de Termas de Ibirá. A linha tracejada em preto marca o lineamento magnético de direção N80 (dados cedidos pela CPRM – Superintendência de Belo Horizonte – MG).

2.2.2. Hidrogeologia

As zonas de fraturas discutidas na subseção anterior podem estar preenchidas com água, argilas ou não preenchidas. Estas zonas de fraturas caracterizam o Aquífero Serra Geral e podem ser sub-horizontais ou subverticais. O Aquífero Serra Geral é considerado como uma importante conexão hidráulica entre o Aquífero Bauru (situado nos arenitos da Formação Adamantina, Grupo Bauru) e o Aquífero Guarani (situado nos arenitos da Formação Botucatu), de modo a integrar um dos principais meios de recarga e comunicação com a superfície do Aquífero Botucatu (Fernades *et al.* 2006)

A Figura 12 ilustra um possível esquema de circulação de água entres estes aquíferos. Além da porosidade e permeabilidade dos basaltos estarem condicionadas às fraturas verticais e horizontais, como é o caso dos Basalto 2 e 3 da Figura 12, é possível que haja percolação de água através das vesículas, amígdalas ou geodos no topo do

Basalto 1. Os cisalhamentos/fraturas regionais que cortam toda a sequência, funcionam como canais de comunicação entre os sistemas hidrogeológicos.

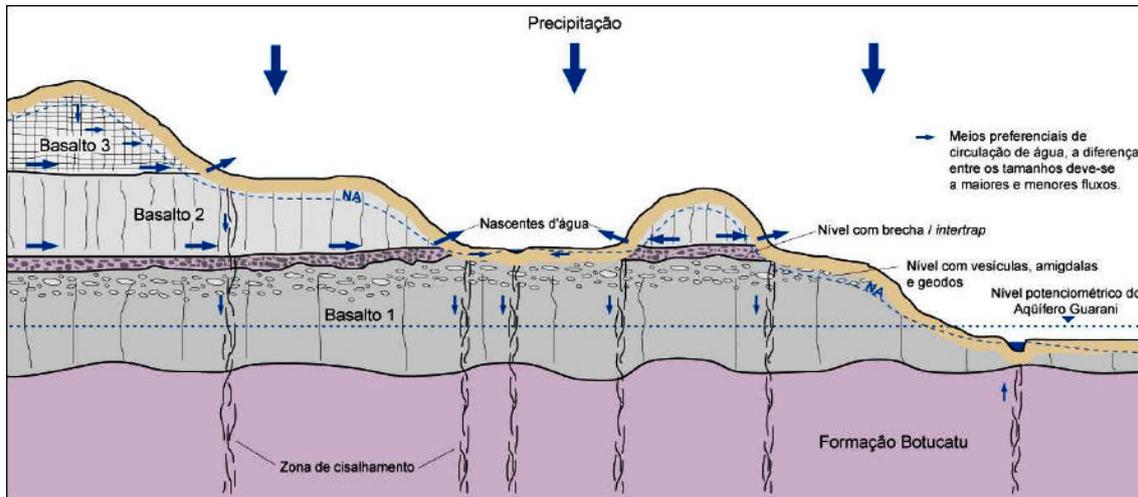


Figura 12: Esquema ilustrando um possível sistema de circulação de água nos aquíferos sedimentares (Aquíferos Bauru e Guarani) e o aquífero cristalino (Aquífero Serra Geral). (adaptado de Fernandes *et al.* 2006)

Foram identificados 15 poços de exploração de água subterrânea na região das Termas de Ibirá, cadastrados no banco de dados do SIAGAS-CPRM. Alguns destes poços possuem profundidade de até 394 m. As Tabelas 1 e 2 apresentam a descrição litológica e regime hidrogeológico destes poços, respectivamente.

Note na Tabela 1 que em diversos poços é registrado a ocorrência do basalto Serra Geral e que o arenito do Grupo Bauru é descrito como um arenito fino ou argiloso. A Tabela 2 apresenta o regime hidrológico destes poços. Note que os poços não apresentam vazões expressivas, são todas inferiores a 20 m³/h, Com o exceção do poço P25, nenhum outro poço de exploração perfura grandes porções do basalto (superiores a 390 m), de modo que os poços não exploram efetivamente o Aquífero Serra Geral, apenas o Aquífero Bauru. Os baixos valores de profundidade de investigação destes poços podem explicar as baixas vazões encontradas, uma vez que exploram majoritariamente o Aquífero Bauru.

Tabela 1: Descrição litológica dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM

Nº do Poço	Código do Poço	Nome do Poço	Latitude (°)	Longitude (°)	Localização	Perfil Estratigráfico (m)	Perfil Litológico (m)
P13	3500023589	SIDAS 1391 - FL.095 - POÇO DAEE 011	-21.11111	-49.20194	SITIO SAO PAULO	0 a 78 - Grupo Bauru 78 a 140 - Form. Serra Geral	0 a 22 - Solo coluvional arenoso 22 a 78 - Arenito fino 78 a 140 - Basalto
P14	3500023601	SIDAS 1403 - FL.095 - POÇO DAEE 023	-21.09806	-49.18861	RUA CEARA, 150	0 a 60 - Grupo Bauru	0 a 22 - Solo arenoso 22 a 60 - Arenito fino
P15	3500023643	SIDAS 1450 - FL.095 - POÇO DAEE 070	-21.09944	-49.18778	AV.IBIRA,455	0 a 42 - Grupo Bauru	0 a 14 - Solo 14 a 42 - Arenito fino
P16	3500023604	SIDAS 1406 - FL.095 - POÇO DAEE 026	-21.09889	-49.18694	RUA NITEROI, 221	0 a 48 - Grupo Bauru	0 a 20 - Solo siltoso avermelhado 20 a 48 - Arenito fino
P17	3500023588	SIDAS 1390 - FL.095 - POÇO DAEE 010	-21.10500	-49.18861	AV. IBIRA, 521	0 a 48 - Grupo Bauru 48 a 100 - Form. Serra Geral	0 a 48 - Arenito Fino 48 a 100 - Basalto
P18	3500023642	SIDAS 1449 - FL.095 - POÇO DAEE 069	-21.10361	-49.18472	RUA ROTARIANOS,329	0 a 46 - Grupo Bauru 46 a 125 - Form. Serra Geral	0 a 21 - Solo areno-siltoso 21 a 46,5 - Arenito fino 46,5 a 125 - Basalto
P19	3500023606	SIDAS 1408 - FL.095 - POÇO DAEE 020	-21.10250	-49.18250	AV.RIO GRANDE DO NORTE,130	0 a 40 - Grupo Bauru	0 a 40 - Arenito fino
P20	3500023595	SIDAS 1397 - FL.095 - POÇO DAEE 017	-21.10194	-49.18278	RUA CURITIBA, 304	0 a 40 - Grupo Bauru	0 a 8 - Solo areno-siltoso 8 a 40 - Arenito fino

Nº do Poço	Código do Poço	Nome do Poço	Latitude (°)	Longitude (°)	Localização	Perfil Estratigráfico (m)	Perfil Litológico (m)
P21	3500028023	SIDAS 7111 / DAEE FL 95 / P 117	-21.10139	-49.18194	ASS.PTA.DOS MAGIST. - APAMAGIS	0 a 37 - Grupo Bauru 37 a 80 - Form. Serra Geral	0 a 8 - Solo areno-siltoso 8 a 37 - Arenito fino 37 a 80 - Basalto
P22	3500023597	SIDAS 1399 - FL.095 - POÇO DAEE 019	-21.10000	-49.18222	RUA NITEROI,140	0 a 40 - Grupo Bauru	0 a 15 - Solo areno-siltoso avermelhado 15 a 40 - Arenito fino
P23	3500023602	SIDAS 1404 - FL.095 - POÇO DAEE 024	-21.10639	-49.18667	AV. IBIRA, 381	0 a 32 - Grupo Bauru 32 a 36 - Form. Serra Geral	0 a 12 - Solo arenoso fino 12 a 32 - Arenito fino 32 a 36 - Basalto
P24	3500023622	SIDAS 1426 - FL.095 - POÇO DAEE	-21.10889	-49.18556	AV.7 DE SETEMBRO, Q-2 L-F	0 a 18 - Grupo Bauru 18 a 49 - Form. Serra Geral	0 a 4 - Solo arenoso 4 a 18 - Arenito fino 18 a 49 - Basalto
P25	3500002001	5950009SP	-21.10833	-49.18444	TERMAS DE IBIRA	0 a 30 - Grupo Bauru 30 a 394 - Form. Serra Geral	0 a 30 - Siltito 30 a 394 - Basalto
P26	3500023582	SIDAS 1381 - FL.095 - POÇO DAEE 001	-21.10389	-49.17556	FAZENDA TERMAS DE IBIRA - RURAL	0 a 25,5 - Grupo Bauru 25,5 a 84,5 - Grupo São Bento	0 a 2 - Solo argiloso escuro 2 a 8 - Arenito argiloso 8 a 25,5 - Arenito fino 25,5 a 84,5 - Basalto
P27	3500023635	SIDAS 1442 - FL.095 - POÇO DAEE 062	-21.10722	-49.17361	RUA CATANDUVA, QUADRA 29 L-4 E 5	0 a 39 - Grupo Bauru	0 a 12 - Solo arenoso 12 a 39 - Arenito fino

Tabela 2: Regime hidrogeológico dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM. Ne é o nível estático e Nd o nível dinâmico.

Nº do Poço	Código do Poço	UF	Localidade	Natureza	Cota (m)	Ne (m)	Nd (m)	Vazão de Estabilização (m³/h)
P13	3500023589	SP	SITIO SAO PAULO	Poço tubular	461	30	72	8.5
P14	3500023601	SP	RUA CEARA, 150	Poço tubular	451	10.2	17.3	2
P15	3500023643	SP	AV.IBIRA,455	Poço tubular	458	8	18	5
P16	3500023604	SP	RUA NITEROI, 221	Poço tubular	452	15.1	20.35	0.5
P17	3500023588	SP	AV. IBIRA, 521	Poço tubular	446	27.79	31	18
P18	3500023642	SP	RUA ROTARIANOS,329	Poço tubular	442	15.27	49.88	9.5
P19	3500023606	SP	AV.RIO GRANDE DO NORTE,130	Poço escavado(cacimba/cisterna)	444	9.5	15.2	2
P20	3500023595	SP	RUA CURITIBA, 304	Poço tubular	448	8.4	17.6	2
P21	3500028023	SP	ASS.PTA.DOS MAGIST. - APAMAGIS	Poço tubular	443	12.4	26.5	5
P22	3500023597	SP	RUA NITEROI,140	Poço tubular	444	14	23.8	4.5
P23	3500023602	SP	AV. IBIRA, 381	Poço tubular	430	2.5	23.5	2.5
P24	3500023622	SP	AV.7 DE SETEMBRO, Q-2 L-F	Poço tubular	417	2.5	23.5	4.8
P25	3500002001	SP	TERMAS DE IBIRA	Poço tubular	416		30	5
P26	3500023582	SP	FAZENDA TERMAS DE IBIRA - RURAL	Poço tubular	421			
P27	3500023635	SP	RUA CATANDUVA, QUADRA 29 L-4 E 5	Poço tubular	422			

Capítulo 3: Metodologia

3.1. Método da Eletrorresistividade

Este método tem como objetivo mapear a distribuição da resistividade elétrica nas camadas do subsolo. Para isso, introduz-se correntes elétricas no solo e medem-se as diferenças de potencial na superfície, cujos valores estão relacionados às características elétricas (resistividade) do solo (Kearey *et al.*, 2002). E assim, pode-se associar a informação da resistividade à geologia ou então às variações na composição litológica (como presença de água, fraturas, mineralogia, etc).

A *resistividade elétrica* é propriedade característica do material. É definida como a resistência em ohms entre as faces opostas de um cubo unitário do material. Para um cilindro condutor infinitesimal de resistência R , área A e comprimento L (veja a Figura 13) ela é dada por:

$$\rho = \frac{RA}{dL} \quad (1)$$

No Sistema Internacional (SI) a resistividade é dada em $\Omega \cdot \text{m}$. O inverso da resistividade é a condutividade elétrica, dada por:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2)$$

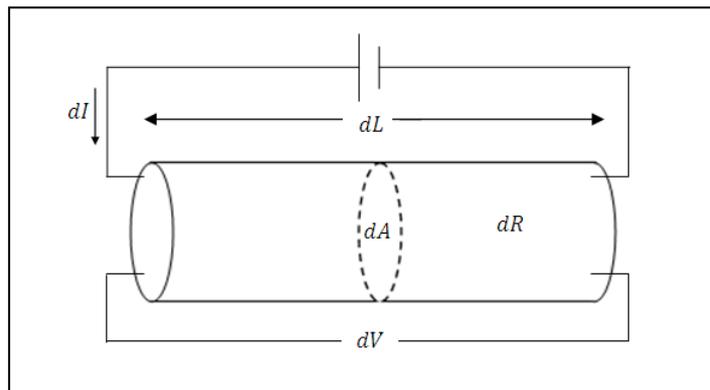


Figura 13: Cilindro condutor infinitesimal (adaptado de Kearey *et al.*, 2002).

Alguns materiais (como metais nativos e grafite) conduzem eletricidade através da passagem de elétrons. Entretanto, a maioria dos minerais formadores de rochas é isolante. Nestes, a corrente elétrica é transmitida através de íons dissolvidos na água (eletrólitos) alojada nos poros das rochas. Deste modo, a maioria das rochas conduz melhor eletricidade por processos eletrolíticos do que por processos eletrônicos. Disto, segue que quanto mais porosidade a rocha tiver, melhor conduzirá corrente elétrica, considerando também a sua mineralogia constituinte. Em outros termos, a resistividade elétrica da rocha aumenta quando a porosidade diminui. Porém, as rochas cristalinas possuem porosidade intergranular desprezível, mas podem conduzir eletricidade através da água acumulado em fraturas ou rachaduras. Obviamente, além da porosidade e das fissuras existentes, a resistividade também depende da quantidade de água acumulada e da natureza dos eletrólitos nela dissolvidos.

A Figura 14 mostra que pode haver variações da resistividade numa litologia específica. Para se correlacionar a informação dos dados com a geologia, é necessário obter informações geográficas e litoestratigráficas do local. Desta forma, podem-se relacionar as rochas existentes na área estudada com a resistividade obtida.

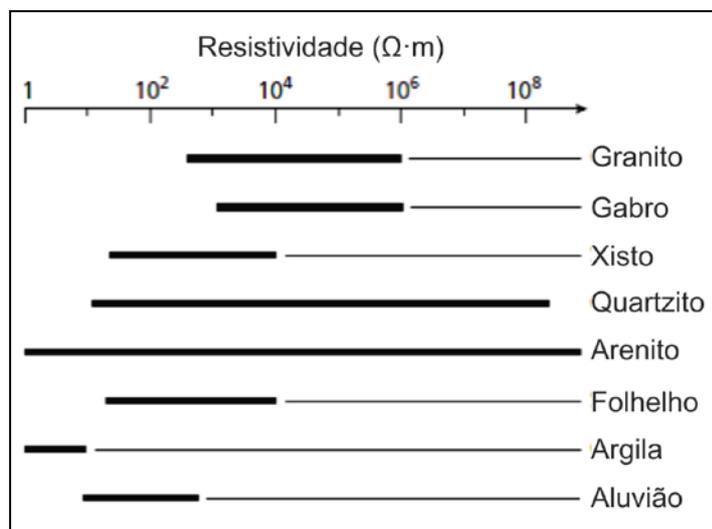


Figura 14: Resistividade de diferentes materiais (adaptado de Kearey *et al.*, 2002).

3.1.1. Fluxo de Corrente e Potencial Elétrico num Meio Contínuo

Considerando um elemento infinitesimal cilíndrico de um material homogêneo como mostrado na Figura 13, a corrente I que passa através deste cilindro é dada pela lei de Ohm:

$$I = -\frac{dV}{R} \quad (3)$$

onde dV é a diferença de potencial entre os extremos do cilindro e R é sua resistência elétrica. O sinal negativo na equação (3) expressa o fato de a corrente elétrica se deslocar do ponto de maior potencial elétrico para o de menor potencial.

Utilizando (1) em (3), obtém-se:

$$\frac{1}{\rho} \left(-\frac{dV}{dr} \right) = \frac{I}{A} \quad (4)$$

O lado esquerdo da equação (4) é o produto da condutividade elétrica do material σ (eq. (2)), pela intensidade do campo elétrico E devido à diferença de potencial. O lado direito é a densidade de corrente elétrica j que passa pelo cilindro de secção A , que também pode ser escrita como:

$$j = \sigma E \quad (5)$$

Considerando o material do cilindro homogêneo e isotrópico e no limite $dL \rightarrow 0$, a equação (5) é conhecida como a lei de Ohm microscópica. Nestas condições, σ (e, portanto ρ) independem do sentido de fluxo de corrente elétrica.

Considera-se agora um eletrodo pontual sobre a superfície infinita, homogênea e isotrópica de resistividade ρ (Figura 15). O circuito é fechado para um sorvedouro de corrente colocado a uma grande distância do eletrodo. O fluxo de corrente que sai do eletrodo é radial. Desta forma, a distribuição de corrente elétrica é uniforme sobre cascas de hemisférios esféricos centradas no eletrodo. A uma distância r do eletrodo, o fluxo de corrente é dado por (o hemisfério esférico tem área $2\pi r^2$):

$$j = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

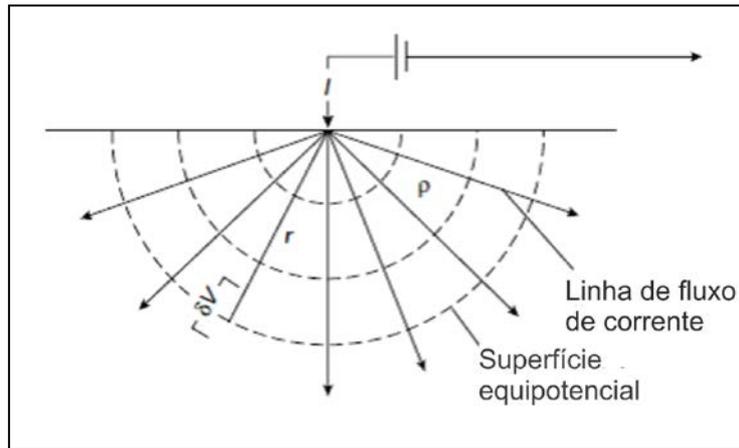


Figura 15: Eletrodo pontual sobre uma superfície homogênea e isotrópica. As superfícies esféricas são as equipotenciais geradas pelo eletrodo. (adaptado de Kearey *et al.*, 2002)

Pelas equações (5) e (6), temos que:

$$\frac{dV}{dr} = -\frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (7)$$

Integrando em r a equação (7), obtemos:

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} + C \quad (8)$$

onde C é a constante de integração. Supondo que o potencial elétrico é nulo a uma distância muito grande do eletrodo ($r \rightarrow \infty$), então $C = 0$. Assim, (8) torna-se:

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (9)$$

A equação (9) é a relação mais importante dos métodos elétricos. Ela fornece a informação do potencial elétrico em qualquer ponto abaixo do eletrodo.

3.1.2. Medida da Diferença de Potencial em Campo e Resistividade Aparente

Consideremos o caso em que o sorvedouro de corrente (eletrodo B na Figura 16) esteja a uma distância finita da fonte de corrente (eletrodo A na Figura 16), a corrente fluirá de A para B . Para se medir a diferença de potencial entre os eletrodos A e B , deve-se instalar dois eletrodos de potencial C e D entre os dois. Assim, pela equação (9), o potencial em C é dado por:

$$V_C = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AC} - \frac{1}{BC} \right) \quad (10)$$

Analogamente, o potencial em D é:

$$V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AD} - \frac{1}{BD} \right) \quad (11)$$

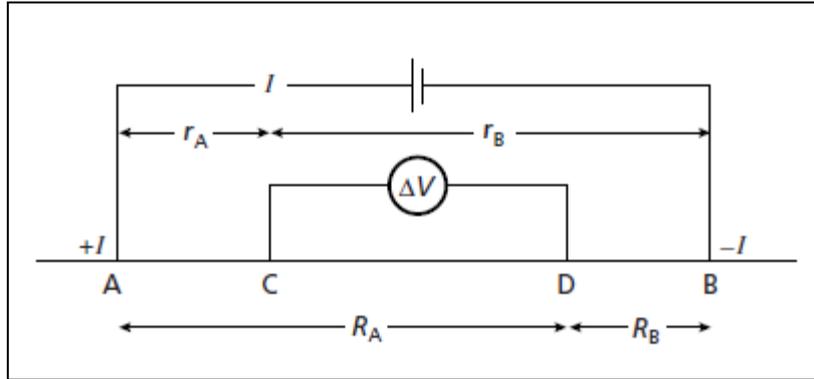


Figura 16: Esquema dos eletrodos de corrente (A e B) e dos eletrodos de medida de tensão (C e D). (adaptado de Kearey *et al.*, 2002)

A diferença de potencial entre C e D é, portanto:

$$\Delta V_{CD} = V_C - V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AC} - \frac{1}{BC} - \frac{1}{AD} + \frac{1}{BD} \right) \quad (12)$$

Pela equação (12), podemos obter a resistividade do material do solo a partir da medida da diferença de potencial aplicada na superfície e da corrente injetada no solo. Mais genericamente, podemos escrever:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (13)$$

onde K é definido como o fator geométrico do arranjo e é dado por:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AC} - \frac{1}{BC} - \frac{1}{AD} + \frac{1}{BD} \right)^{-1} \quad (14)$$

A equação (13), no entanto, supõe uma geologia de subsuperfície de meio homogêneo e isotrópico. Essa é uma situação idealizada. Em campo, a subsuperfície é formada por camadas de diferentes resistividades. De fato, o valor obtido em campo de resistividade não é o valor de um único meio, mas uma média ponderada das diferentes

resistividades de cada meio (Bortolozo, 2011). O termo mais correto para a resistividade medida é resistividade aparente ρ_a :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (15)$$

A equação (15) sugere também o comportamento do fluxo de corrente injetado na superfície de um meio homogêneo. A Figura 17 ilustra esse comportamento para um meio de duas camadas em função da distância \overline{AB} dos eletrodos, com a resistividade da segunda camada maior que a da primeira. Se a distância entre os eletrodos é pequena, então a corrente se comporta como num meio homogêneo. Aumentado gradativamente a distância entre os eletrodos, pode-se observar que o segundo meio começa a interferir cada vez mais na medida da resistividade, fazendo com que o fluxo de corrente se distorça. Pois, quanto maior a distância entre os eletrodos, maior e mais profundo é o caminho que a corrente elétrica percorre. Devido a essas distorções no fluxo de corrente, é possível explorar essas variações no valor da resistividade aparente e relacioná-lo com a geologia do meio estudado.

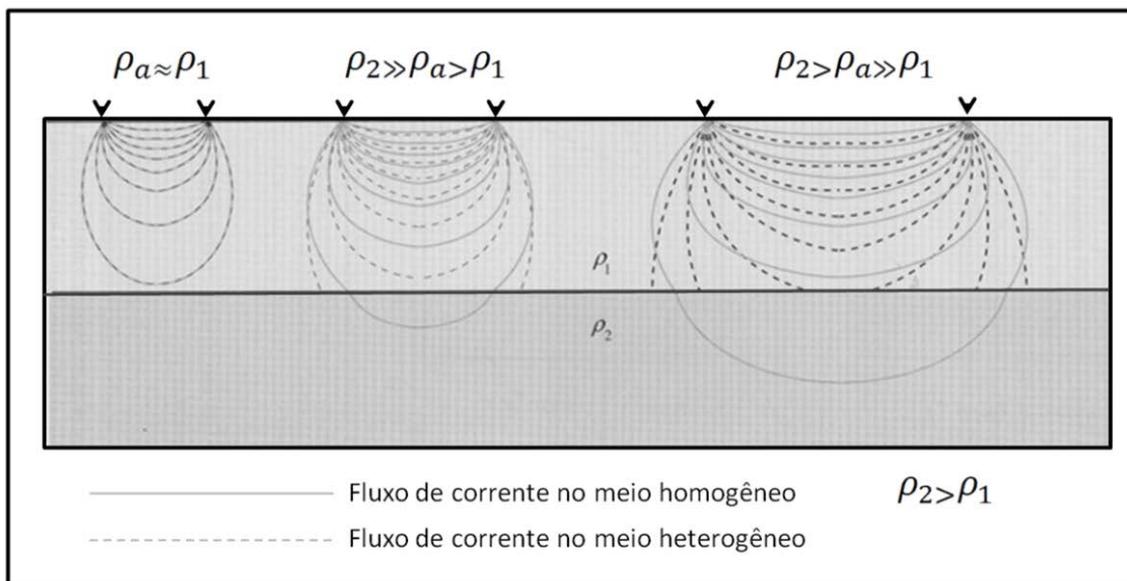


Figura 17: Distorções do fluxo de corrente elétrica e variação da resistividade aparente ρ_a num meio heterogêneo de duas camadas, com $\rho_2 > \rho_1$ (adaptado de Bortolozo, 2011).

3.1.3. Técnicas e Arranjos de Aquisição Utilizados

Sondagem Elétrica Vertical (SEV) – Arranjo Schlumberger

Neste trabalho, utilizou-se a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) com arranjo Schlumberger. Esta técnica permite a investigação da distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície através de uma única direção vertical. Isto é, as medidas detectam variabilidade da resistividade aparente em função da profundidade investigada. A profundidade de investigação aumenta conforme se aumenta a distância dos eletrodos de injeção de corrente A e B (Figura 18).

Neste arranjo são utilizados 4 eletrodos (Figura 18): A e B para a emissão de corrente e M e N para medida da diferença de potencial. A distância \overline{MN} é uma fração de até $\overline{AB}/5$ (Braga, 2007) e o ponto de investigação (ponto médio de MN, isto é $\overline{MN}/2$) é mantido fixo no centro do arranjo. Não é necessária a movimentação dos eletrodos \overline{MN} em cada medida, somente quando o sinal de leitura torna-se fraco e/ou ruidoso. No entanto, o arranjo permite fazer correções de efeitos anômalos localizados que distorcem os dados (correção de embreagem), como um condutor muito próxima à superfície e ao ponto de medida, variando-se \overline{MN} para uma mesma medida, dentro da fração já citada.

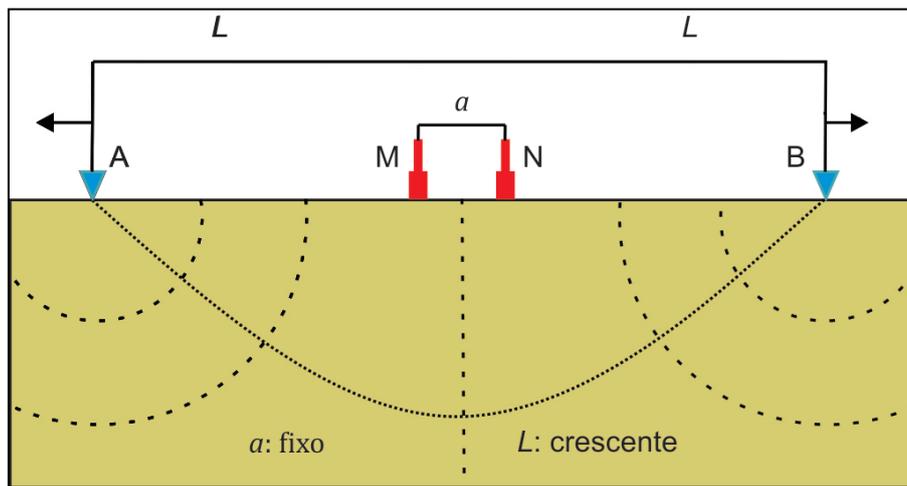


Figura 18: Esquema do arranjo Schlumberger. Afasta-se os eletrodos A e B (eletrodos de corrente) para investigar maiores profundidades. Os eletrodos M e N são utilizadas para a medida da diferença de potencial no centro do arranjo (adaptado de Couto Jr., 2012).

Caminhamento Elétrico (CE) – Arranjo Wenner Schlumberger

Também foi utilizada a técnica de Caminhamento Elétrico (CE) com arranjo Wenner-Schlumberger. Esta técnica permite a medição da variabilidade lateral da resistividade aparente e também a sua investigação em profundidade em perfil, permitindo sua análise em uma pseudoseção de resistividade aparente.

O arranjo Wenner-Schlumberger possui as mesmas configurações de uma SEV. Na Figura 19, os eletrodos A, B, M e N desempenham funções iguais à da descrição da SEV na subseção anterior, isto é, aumenta-se a distância \overline{AB} e \overline{MN} é mantida fixa, numa fração. No entanto, ao contrário da SEV, caminha-se com o ponto de investigação ($\overline{MN}/2$) ao longo do perfil de CE, construindo-se os pontos de investigação da pseudoseção por camadas, isto é, variando-se a distância entre os eletrodos A e B, constrói-se os níveis de investigação ($n = 1, 2, 3, \dots$), como é mostrado na Figura 19.

Este arranjo foi escolhido por possuir razão sinal/ruído melhor do que os arranjos usuais (polo-dipolo e dipolo-dipolo) e resolução vertical e lateral moderada, adequada para a investigação de situações geológicas com ocorrência de estruturas verticais e horizontais (Locke, 2004). Deste modo, pretendeu-se investigar com este arranjo as estruturas do topo do basalto da Fm. Serra Geral.

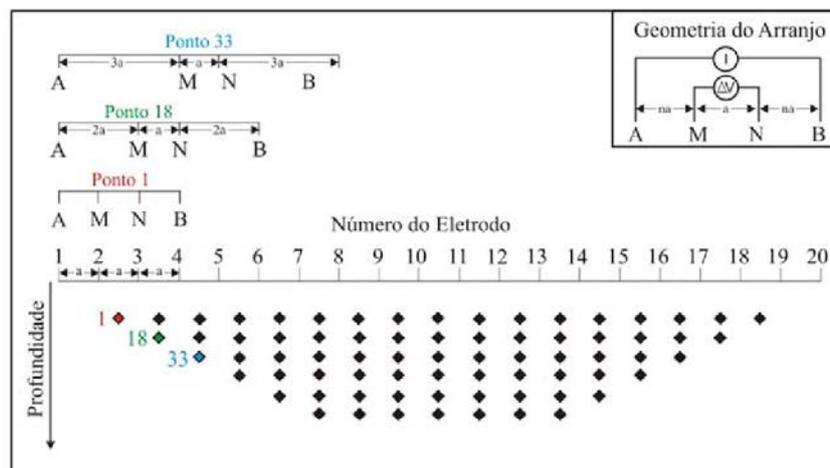


Figura 19: Esquema do arranjo Wenner-Schlumberger. A variação da abertura dos eletrodos de corrente altera o nível de investigação n (adaptado de Borges, 2007) .

3.2. Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM)

O método eletromagnético (EM) indutivo é utilizado para estimar a variação vertical de resistividade do local estudado. A variação da resistividade é obtida através da medida do decaimento de um campo magnético secundário induzido na subsuperfície devido à variação de um campo magnético primário produzido na superfície. Nos métodos EM no domínio da frequência (FDEM – *Frequency Domain Electromagnetic*) as medidas são feitas na presença de ambos os campos, de maneira que o campo magnético primário é muito forte em comparação com o secundário, podendo distorcer as medidas e reduzindo a precisão dos resultados. Este regime de tempo de medida é denominado *early times*. O intervalo de tempo no qual a influência do campo primário deixa de ser significativa nas medidas é denominado de *late times*. No Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM – *Time Domain Electromagnetic*) por sua vez, as medidas são feitas somente na presença do campo secundário, isto é, nos *late times* (Figura 20).

O método TDEM consiste em fazer circular uma corrente elétrica numa espira ou bobina (loop transmissor) colocada na superfície. Pela lei de Ampère, a circulação da corrente no loop transmissor gera um campo magnético primário que o atravessa perpendicularmente a seu plano. Para eliminar a influência do campo primário, desliga-se a corrente elétrica. No entanto, esse desligamento não é instantâneo. Como mostra a Figura 21, o desligamento da corrente dura um curto intervalo tempo. Neste intervalo de tempo, o campo magnético primário sofre uma variação temporal de fluxo perpendicular ao plano do loop transmissor. De acordo com a lei de Faraday, esta variação no tempo do fluxo magnético induz uma Força Eletromotriz (F.E.M) nas estruturas da subsuperfície. Devido à resistividade elétrica do material, pela lei de Ohm (eq. (5)), há geração de correntes elétricas associadas a esta F.E.M, denominadas de correntes *eddy* ou correntes de indução. Inicialmente, as correntes *eddy* circulam pela rocha com a área e geometria do loop transmissor. Nos instantes posteriores, as correntes *eddy* são difundidas no meio geológico num efeito que aumenta a área da difusão conforme vão se aprofundando no subsolo. Este efeito é conhecido como *smoke rings* (Figura 22).

As correntes *eddy* também possuem um campo magnético associado: o campo magnético secundário, cuja variação é medida na superfície. As correntes *eddy* sofrem atenuação conforme vão se aprofundando no subsolo devido ao efeito Joule. Assim, quanto mais resistiva for a camada geológica, mais atenuadassẽo as correntes *eddy* e mais rápido o campo magnético secundário diminuirá e, portanto, maior a sua variação de maneira que a difusão de campos EM penetrará mais no substrato. Quanto mais condutivo for o meio, a atenuação das correntes *eddy* será menos intensa e durará mais tempo, de modo que a variação do campo secundário será menos expressiva, diminuindo a penetração da difusão dos campos EM no meio geológico. Para evitar a polarização do meio, é necessário que a corrente primária da bobina transmissora seja na forma de pulsos. A medida da variação do campo magnético secundário é feita de modo discretizado em intervalos de medida ou gates (Figura 21-c) que podem variar de acordo com o equipamento receptor. Essa medida é feita através da F.E.M. induzida na bobina receptora

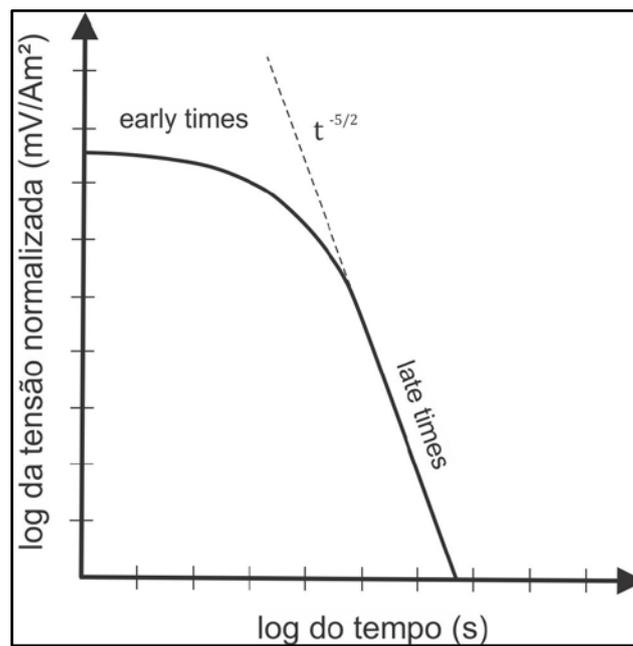


Figura 20: Curva de decaimento da tensão normalizada induzida na bobina receptora (adaptado de McNeill, 1994).

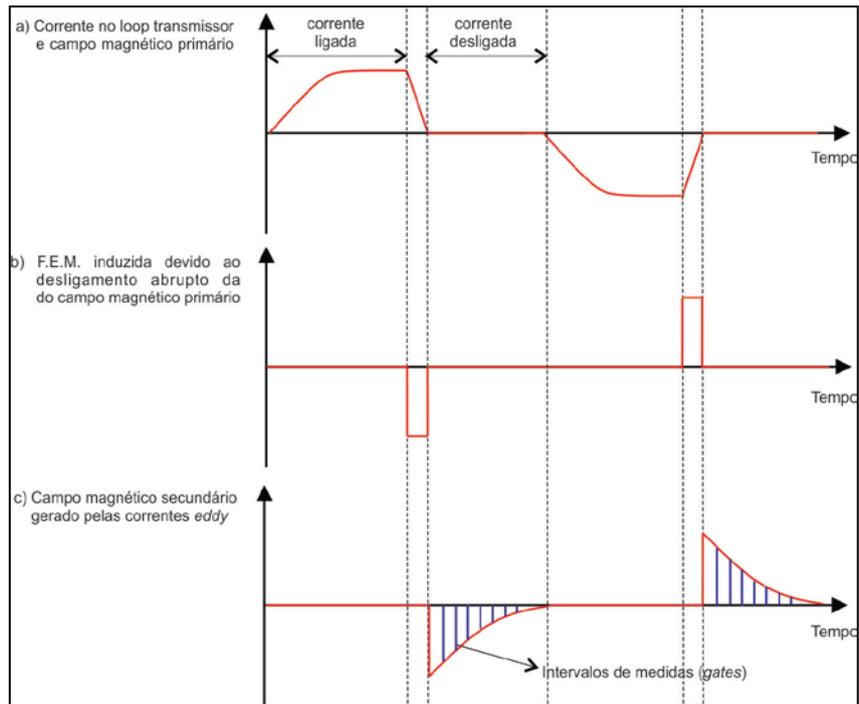


Figura 21: Esquema de funcionamento do método TDEM. receptora (adaptado de McNeill, 1994).

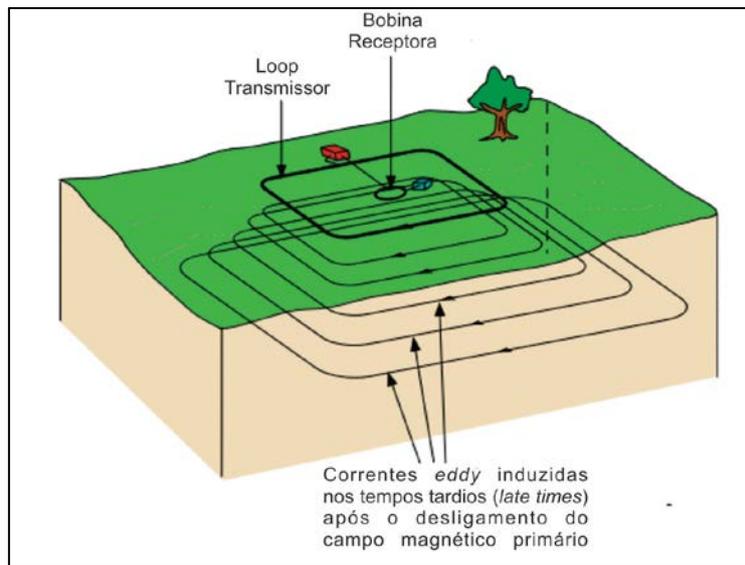


Figura 22: Esquema de uma bobina receptora e transmissora do método TDEM. Propagação das correntes eddy em forma de *smoke rings* nas camadas do subsolo (adaptado de <http://gwbaustralia.blogspot.com.br/2014/04/preparing-for-outback.html>).

3.2.1. Relação da Variação do Campo Magnético Secundário e a Resistividade Elétrica Aparente

No eletromagnetismo clássico, todo fenômeno é descrito pelas equações de Maxwell. Rijo (2004) e Kirsch (2006) derivam as relações físicas e matemáticas do TDEM partindo destas equações, no interior de um meio material, cuja forma é dada por:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (16)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (17)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (18)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (19)$$

onde \mathbf{E} é o campo elétrico (no SI é medido em V/m), \mathbf{B} é o vetor indução magnética (no SI é medido em Wb/m² ou tesla, T), \mathbf{D} é vetor densidade de fluxo elétrico (no SI é medido em C/m²), \mathbf{H} é campo magnético (no SI é medido em A/m), \mathbf{j} é densidade de corrente elétrica (no SI é medida em A/m²) e ρ é a densidade volumétrica de carga elétrica (no SI é medida em C/m³).

Os campos vetoriais \mathbf{E} , \mathbf{D} , \mathbf{B} e \mathbf{H} se relacionam por:

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (20)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (21)$$

onde ε é a permissividade dielétrica e μ é a permeabilidade magnética do meio.

Utilizando as equações (5), (20) e (21) no domínio do tempo e aplicando a transformada de Fourier em (16) e (17), obtém-se:

$$\mathcal{F}[\nabla \times \mathbf{E}](\omega) = -\mu \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} e^{-i\omega t} dt = -\mu \left(\underbrace{\mathbf{H} e^{-i\omega t} \Big|_{-\infty}^{\infty}}_{=0} + i\omega \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{H} e^{-i\omega t} dt \right)$$

$$\mathcal{F}[\nabla \times \mathbf{H} - \sigma \mathbf{E}](\omega) = \varepsilon \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} e^{-i\omega t} dt = \varepsilon \left(\underbrace{\mathbf{E} e^{-i\omega t} \Big|_{-\infty}^{\infty}}_{=0} + i\omega \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{E} e^{-i\omega t} dt \right)$$

pois supõe-se que num tempo infinito não há campos elétricos nem magnéticos. Portanto,

$$\mathcal{F}[\nabla \times \mathbf{E}](\omega) = -i\omega\mu\mathcal{F}[\mathbf{H}](\omega) \quad (22)$$

$$\mathcal{F}[\nabla \times \mathbf{H} - \sigma \mathbf{E}](\omega) = i\omega\varepsilon\mathcal{F}[\mathbf{E}](\omega) \quad (23)$$

As equações (22) e (23) relacionam o campo elétrico com o magnético no domínio da frequência. Para problemas geolétricos, geralmente $\mu \approx \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} N \cdot A^{-1}$ (permeabilidade magnética do vácuo). Assim, no domínio da frequência, as equações de (16) e (17) são escritas da seguinte forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0 \mathbf{H} = 0 \quad (24)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\omega\varepsilon)\mathbf{E} = 0 \quad (25)$$

Por conveniência, definem-se as grandezas *impeditividade* $\hat{z} = i\omega\mu_0$ e *admissividade* $\hat{y} = \sigma + i\varepsilon\omega$. As equações (24) e (25) se aplicam somente para regiões livres de fontes de correntes elétricas. Para regiões contendo fontes de correntes, utilizam-se as equações não-homogêneas:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{z}\mathbf{H} = -\mathbf{J}_m^S \quad (26)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{y}\mathbf{E} = \mathbf{J}_e^S \quad (27)$$

onde \mathbf{J}_m^S é a corrente da fonte magnética e \mathbf{J}_e^S é a corrente da fonte elétrica.

Se \mathbf{J}_m^S e \mathbf{J}_e^S podem ser definidas, as equações não-homogêneas (26) e (27) no domínio da frequência podem ser resolvidas para regiões homogêneas. Para isso, escrevem-se os campos \mathbf{E} e \mathbf{H} em função dos potenciais de Schelkunoff \mathbf{F} e \mathbf{A} , respectivamente. Estes potenciais tornam as equações diferenciais mais simples de ser resolvidas, pois são paralelos às fontes de corrente, ao contrário do campo elétrico e do

magnético. Em geral, o campo elétrico e o magnético em cada região homogênea são dados pela superposição do campo de cada tipo de fonte: elétrica ou magnética. Isto é,

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_m + \mathbf{E}_e \quad (28)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_e \quad (29)$$

Assim, um campo eletromagnético é descrito pelo par de campos $(\mathbf{E}_m, \mathbf{H}_m)$ e $(\mathbf{E}_e, \mathbf{H}_e)$. Para o primeiro par \mathbf{J}_e^S é considerada igual a zero, e para o último \mathbf{J}_m^S é assumido como sendo zero, o que significa que a fonte de corrente elétrica é nula para os campos elétricos e magnéticos gerados numa fonte magnética e vice-versa. Assim, com esta hipótese e substituindo (28) e (29) em (26) e (27), obtém-se:

$$\nabla \times \mathbf{E}_m = -\hat{z}\mathbf{H}_m - \mathbf{J}_m^S \quad (30)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}_m = \hat{y}\mathbf{E}_m \quad (31)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}_e = -\hat{z}\mathbf{H}_e \quad (32)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}_e = \hat{y}\mathbf{E}_e + \mathbf{J}_e^S \quad (33)$$

Aplicando o divergente nas equações de (30) à (33), obtém-se:

$$\nabla \cdot \mathbf{H}_m = -\frac{\nabla \cdot \mathbf{J}_m^S}{\hat{z}} \quad (34)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}_m = 0 \quad (35)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H}_e = 0 \quad (36)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}_e = -\frac{\nabla \cdot \mathbf{J}_e^S}{\hat{y}} \quad (37)$$

Segue das equações (35) e (36) que os campos \mathbf{E}_m e \mathbf{H}_e como:

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F} \quad (36)$$

$$\mathbf{H}_e = \nabla \times \mathbf{A} \quad (37)$$

onde \mathbf{A} e \mathbf{F} são os potenciais de Shelkunoff. Substituindo (36) e (37) em (31) e (32), respectivamente, obtém-se:

$$\nabla \times \mathbf{H}_m = -\hat{y} \nabla \times \mathbf{F}$$

$$\therefore \mathbf{H}_m = -\hat{y} \mathbf{F} - \nabla U \quad (38)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}_e = -\hat{z} \nabla \times \mathbf{A}$$

$$\therefore \mathbf{E}_e = -\hat{z} \mathbf{A} - \nabla V \quad (39)$$

onde U e V são potenciais escalares arbitrários que foram introduzidos devido à igualdade dos rotacionais dos campos.

Assim, substituindo (36), (37), (38) e (39) em (30) e (33), obtém-se:

$$\frac{\nabla \times (\nabla \times \mathbf{F})}{\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) - \nabla^2 \mathbf{F}} = \hat{z}(-\hat{y} \mathbf{F} - \nabla U) + \mathbf{J}_m^S \quad (40)$$

$$\frac{\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A})}{\nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}} = \hat{y}(-\hat{z} \mathbf{A} - \nabla V) + \mathbf{J}_e^S \quad (41)$$

Portanto:

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) - \nabla^2 \mathbf{F} = \hat{z}(-\hat{y} \mathbf{F} - \nabla U) + \mathbf{J}_m^S \quad (42)$$

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A} = \hat{y}(-\hat{z} \mathbf{A} - \nabla V) + \mathbf{J}_e^S \quad (43)$$

Como os potenciais escalares U e V são arbitrários, pode-se impor condições de restrição arbitrárias neles. Convenientemente, impõe-se as condições de Lorentz:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = -\hat{z} U \quad (44)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{A} = -\hat{y}V \quad (45)$$

Assim, utilizando (44) e (45) em (42) e (43), respectivamente, tem-se:

$$\nabla^2 \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = -\mathbf{J}_m^S \quad (46)$$

$$\nabla^2 \mathbf{A} + k^2 \mathbf{A} = -\mathbf{J}_e^S \quad (47)$$

onde o número de onda k é definido como:

$$k^2 = -\hat{y}\hat{z} = \mu_0 \varepsilon \omega^2 - i\mu_0 \sigma \omega \quad (48)$$

Usualmente, para materiais terrestres e para frequências menores do que 10^5 Hz, a corrente de deslocamento ($\mu_0 \varepsilon \omega^2$) é desprezível em comparação à corrente de condução ($\mu_0 \sigma \omega$), isto é, $\mu_0 \varepsilon \omega^2 \ll \mu_0 \sigma \omega$. Então, $k^2 \approx i\mu_0 \sigma \omega$. Esta aproximação é denominada aproximação *quasi-estática*.

As equações (46) e (47) são as equações de Helmholtz não-homogêneas para os potenciais de Shelkunoff. Os campos totais são dados pela soma das equações (38) com a (41) e a (39) com a (40):

$$\mathbf{E} = -\nabla \times \mathbf{F} - \hat{z}\mathbf{A} - \nabla V \quad (49)$$

$$\mathbf{H} = \nabla \times \mathbf{A} - \hat{y}\mathbf{F} - \nabla U \quad (50)$$

Aplicando as condições de Lorentz (44) e (45) nessas duas últimas equações, tem-se:

$$\mathbf{E} = -\nabla \times \mathbf{F} - \hat{z}\mathbf{A} + \frac{1}{\hat{y}}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) \quad (51)$$

$$\mathbf{H} = \nabla \times \mathbf{A} - \hat{y}\mathbf{F} + \frac{1}{\hat{z}}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) \quad (52)$$

O método TDEM utiliza o dipolo magnético vertical para induzir campos elétricos horizontais. Assim, a situação se torna mais simples porque é necessária

apenas a utilização do potencial F de Schelkunoff. Assim, as equações (51) e (52) ficam:

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F} \quad (53)$$

$$\mathbf{H}_m = -\hat{y}\mathbf{F} + \frac{1}{\hat{z}}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) \quad (54)$$

Se assumirmos que o local de investigação é uma terra unidimensional estratificada, o potencial de Schelkunoff \mathbf{F} consiste apenas da componente z em coordenadas cartesianas:

$$\mathbf{F} = F_z \hat{e}_z ; TE_z \quad (55)$$

onde $F_z = F_z(x, y, z)$, \hat{e}_z é o versor cartesiano na direção z e TE_z denota o campo elétrico transversal que se propaga no plano xy . Substituindo a equação (55) em (53) e (54), obtém-se:

$$\mathbf{E}_m = \partial_y F_z \hat{e}_x - \partial_x F_z \hat{e}_y \quad (55)$$

$$\mathbf{H}_m = -\hat{y}F_z \hat{e}_z + \frac{1}{\hat{z}}\nabla(\partial_z F_z) \quad (56)$$

onde \hat{e}_x e \hat{e}_y são os versores cartesianos na direção x e y , respectivamente. Portanto, conclui-se que as componentes dos campos são dadas por:

$$\begin{aligned} E_x &= \partial_y F_z & H_{m_x} &= \frac{1}{\hat{z}} \partial_{xz} F_z \\ E_y &= -\partial_x F_z & H_{m_y} &= \frac{1}{\hat{z}} \partial_{yz} F_z \\ E_z &= 0 & H_{m_z} &= \left(-\hat{y} + \frac{1}{\hat{z}} \partial_{zz} \right) F_z \end{aligned} \quad (57)$$

O campo elétrico no método TDEM é transmitido em subsuperfície (o campo elétrico causa a f.e.m induzida em subsuperfície) e é um campo paralelo às espiras do loop transmissor no qual é gerado. Pela Lei de Ampère-Maxwell (Eq. 17), o campo magnético é transversal ao campo elétrico. Desta forma, o campo magnético no centro

do loop pode ser entendido como a integração de dipolos magnéticos verticais sobre a sua área. Assim, o potencial de Schelkunoff, em coordenadas cilíndricas, é dado por:

$$F(r, z) = \frac{\hat{z}_0 m}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0|z-h|} + r_{TE} e^{u_0(z+h)}] \frac{\lambda}{u_0} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (58)$$

em que m é o momento de dipolo magnético, J_0 é a função de Bessel de ordem zero, $\lambda = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ sendo k_x e k_y as frequências espaciais nas direções x e y , respectivamente, $u_n = \sqrt{\lambda^2 - k_n^2}$ em que k_n é o número de onda da n -ésima camada que, de acordo com a equação (48) na aproximação *quasi-estática* é dado por $k_n^2 \approx i\mu_0\sigma_n\omega$, $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial da fonte ao receptor, r_{TE} é definido como o coeficiente de reflexão e é uma quantidade que expressa como o semi-espaco estratificado modifica o campo da fonte e h é a altura do loop transmissor em relação ao solo.

Integrando a equação (58) sobre um loop circular de raio a com uma corrente elétrica I circunlando, obtém-se:

$$F(r, z) = \frac{\hat{z}_0 I a}{2} \int_0^\infty \frac{1}{u_0} [e^{-u_0|z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z+h)}] J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (59)$$

em que J_1 é a função de Bessel de 1ª ordem. Substituindo a equação (57) na equação (59) e assumindo a configuração do arranjo loop central, obtém-se a componente vertical do campo magnético, dado por:

$$H_z = \frac{I a}{2} \int_0^\infty \frac{1}{u_0} [e^{-u_0|z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z+h)}] \frac{\lambda^2}{u_0} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (60)$$

A equação (60) é uma integral de Hankel expressa no domínio da frequência, pois r_{TE} é função da frequência. Portanto, para se obter a resposta transiente no domínio do tempo, pode-se calcular a transformada inversa de Laplace ou de Fourier de (60). A integral de Hankel não pode ser resolvida analiticamente. No entanto, na configuração do loop central, na superfície de um substrato homogêneo, r_{TE} é escrito como:

$$r_{TE} = \frac{\lambda - u}{\lambda + u} \quad (61)$$

e, portanto, a equação (60) pode ser reescrita como:

$$H_z = Ia \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda - u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (62)$$

Utilizando $\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}$, resolvendo a integral e aplicando a transformada inversa de Laplace na equação (62), B_z fica:

$$B_z = \frac{\mu_0 I}{2a} \left[\frac{0.033}{\pi^{1/2} \theta a} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \quad (63)$$

em que $\theta = \sqrt{\mu_0 \sigma / 4t}$ e $\text{erf}(\theta a)$ é a função erro² e t é variável temporal. Observe na equação (63) que quando $t \rightarrow 0$, então $B_z \rightarrow \frac{\mu_0 I}{2a}$. Esta é a intensidade do campo magnético correspondente ao tempo anterior ao desligamento da corrente.

Da equação (63), obtém-se a variação temporal da componente vertical do campo magnético:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left[3\text{erf}(\theta a) - \frac{2\theta a}{\pi^{1/2}} (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (64)$$

A equação (64) é a grandeza física medida no método TDEM. Entretanto, não é usual medir o campo secundário logo após o desligamento da corrente ($\sim 100\mu\text{s}$) devido às limitações dos instrumentos. Assim, a medida é feita para tempos posteriores ao desligamento, ou estágio posterior (*late times*), isto é, $t \rightarrow \infty \Rightarrow \theta \rightarrow 0$. Portanto, a equação (64) é aproximada por:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx \frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^{5/2} a^2}{20\pi^{1/2}} t^{-5/2} \quad (65)$$

Como no método ER, a informação de interesse do meio é a resistividade aparente ρ_a . Então, como $\rho = \sigma^{-1}$, da equação (43), obtém-se:

² $\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$

$$\rho_a = \left(\frac{Ia^2}{20 \partial B_z / \partial t} \right) \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3} \quad (66)$$

A equação (66) pode ser reescrita na seguinte forma (Kauffman & Keller, 1983):

$$\rho_a = k \left(\frac{M}{V(t)} \right)^{2/3} \frac{1}{t^{5/2}} \quad (67)$$

em que M é o momento de dipolo magnético do loop transmissor, $V(t)$ é a F.E.M induzida na bobina receptora e k é uma constante dependente dos parâmetros geométricos do loop transmissor, dada por:

$$k = -\frac{\mu}{\pi} \left(\frac{a_{ef} n}{20} \right)^{2/3} \quad (68)$$

em que a_{ef} é a área efetiva e n é o número de espiras da bobina receptora. $V(t)$ é dada por:

$$V(t) = -a_{ef} n \frac{\partial B_z}{\partial t} \quad (69)$$

3.2.2. Profundidade de Investigação

Segundo Spies (1989), analogamente ao domínio da frequência, o conceito de *skin depth* aplicado ao domínio do tempo é dado por:

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \approx 1.26\sqrt{\rho t} \quad (70)$$

em que μ é a permeabilidade magnética do substrato, σ é a condutividade do meio, ρ é a resistividade do meio e t é o tempo do transiente do campo eletromagnético (EM). O *skin depth* representa uma profundidade de investigação de uma fração de $1/e$ do campo EM.

Segundo este autor, a profundidade de investigação no domínio do tempo para um equipamento que faz a medida da Força Eletromotriz (F.E.M) induzida na bobina receptora nos tempos tardios (*late times*) é dada por:

$$d \approx 0.55 \left(\frac{IA}{\sigma \eta_V} \right)^{1/5} \quad (71)$$

em que I é a corrente injetada no loop transmissor, A é a área do loop transmissor e η_V é o nível de ruído na bobina receptora. Tipicamente, $\eta_V = 0.5 \text{ nV/m}^2$ (Spies, 1989).

3.2.3. Fontes de Acoplamentos e Ruídos

O TDEM é um método eletromagnético que sofre pouca influência de ruídos e/ou acoplamentos oriundos de fontes naturais, ao contrário de outros métodos eletromagnéticos como o Magnetotelúrico (MT). De fato, as maiores fontes de ruído são artefatos produzidos pelo homem, como linhas de transmissão de energia, cabos e tubulações enterradas e cercas metálicas (Figura 23).

Sørensen *et al.* (2000) classificam as fontes de acoplamento do TDEM em duas formas: acoplamento galvânico e acoplamento capacitivo. O primeiro tipo de acoplamento ocorre quando há um condutor em contato galvânico com o solo (por exemplo, linhas de transmissão de energia com suas torres aterradas). O transmissor do TDEM induz correntes elétricas nestes condutores aterrados, que por sua vez interferem nas correntes *eddy* geradas pelo próprio transmissor, funcionando como um indutor. Este sistema caracteriza um circuito LR (indutor-resistor), como é mostrado na Figura 23-a. Como resultado, este acoplamento apresenta um decaimento exponencial do campo magnético associado à fonte de interferência em fase com o decaimento do campo magnético associado ao transmissor e, deste modo, distorce as leituras do sinal recebido. Este efeito pode implicar em valores errôneos de baixas resistividades do modelo geoeletrico obtido e não pode ser removido dos dados através de nenhuma filtragem. No entanto, pode ser identificado quando há dados de sondagens próximas ao ponto em que o efeito foi detectado ou quando há informação litológica disponível.

O acoplamento capacitivo ocorre quando há um condutor isolado próximo ao transmissor do TDEM, funcionando como um indutor acoplado a capacitores (por exemplo, um cabo ou uma tubulação enterrada de forma isolada ou até mesmo uma cerca metálica não aterrada). Este sistema caracteriza um circuito RLC (resistor-indutor-capacitor), como é mostrado na Figura 23-b. O transmissor carrega o capacitor do circuito, e este é descarregado de forma oscilante. Por este motivo, a resposta deste

acoplamento é o decaimento oscilante das correntes induzidas (e, portanto, de dB/dt), de modo que seu efeito é facilmente identificável nos dados. Como no outro caso, não há maneiras de se eliminar este efeito dos dados, mas como é de fácil detectabilidade, pode ser evitado, movendo-se o sistema TDEM para zona neutra a este acoplamento.

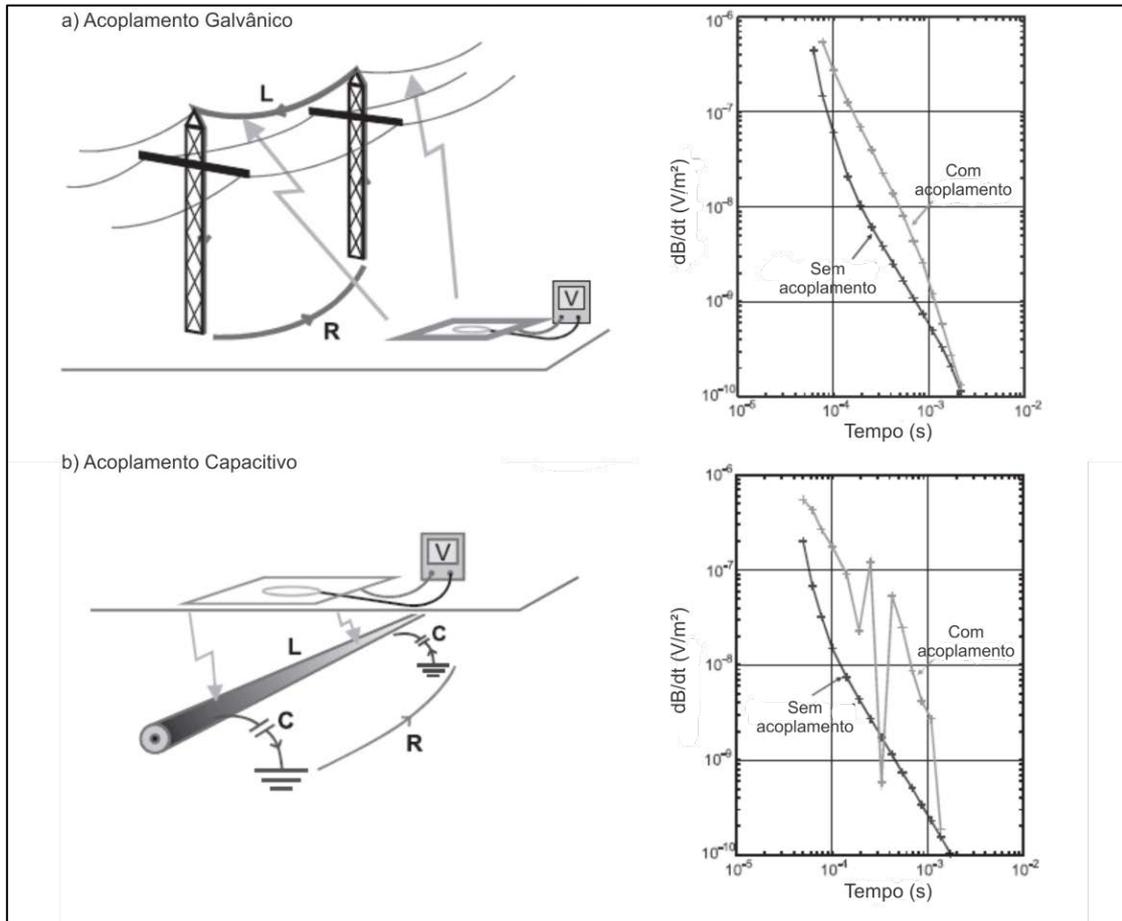


Figura 23: Resposta das fontes de acoplamentos do TDEM. R, L e C representam um resistor, um indutor e um capacitor, respectivamente. a) Acoplamento galvânico. b) Acoplamento capacitivo. (adaptado de Sørensen *et al.*, 2000)

3.2.4. Arranjos do Loop Transmissor

Há três principais tipos de arranjo de campo no método TDEM, dependendo do objetivo de investigação. Informações mais detalhadas sobre as técnicas de aquisição do método TDEM podem ser encontradas em Parasnis (1962) e Telford *et al.* (1990). A Figura 24 apresenta os três principais tipos de arranjos utilizados:

Arranjo loop-central: a bobina transmissora é um loop quadrado e a bobina receptora é posicionada no centro geométrico do loop transmissor (Figura 24-a). Geralmente, para loops transmissores maiores do que 40 m de lado, utiliza-se o arranjo *single turn* (apenas uma volta de cabo). Este é o arranjo mais utilizado em investigações hidrogeológicas (Danielsen *et al.*, 2003).

Arranjo loop-loop: neste arranjo, a bobina receptora é posicionada entre 6 a 20 m fora do loop transmissor (Figura 24-b). Geralmente, utiliza-se este arranjo quando o loop transmissor possui dimensões menores do que 40 m de lado ou quando o loop transmissor é montado com o arranjo *multi turn* (várias voltas de cabo, para aumentar o momento de dipolo magnético do loop transmissor).

Arranjo loop-coincidente: neste arranjo, utiliza-se o próprio loop transmissor como bobina receptora (Figura 24-c). Após o desligamento da corrente primária no transmissor, este pode ser utilizado para medir a variação temporal do campo magnético secundário.

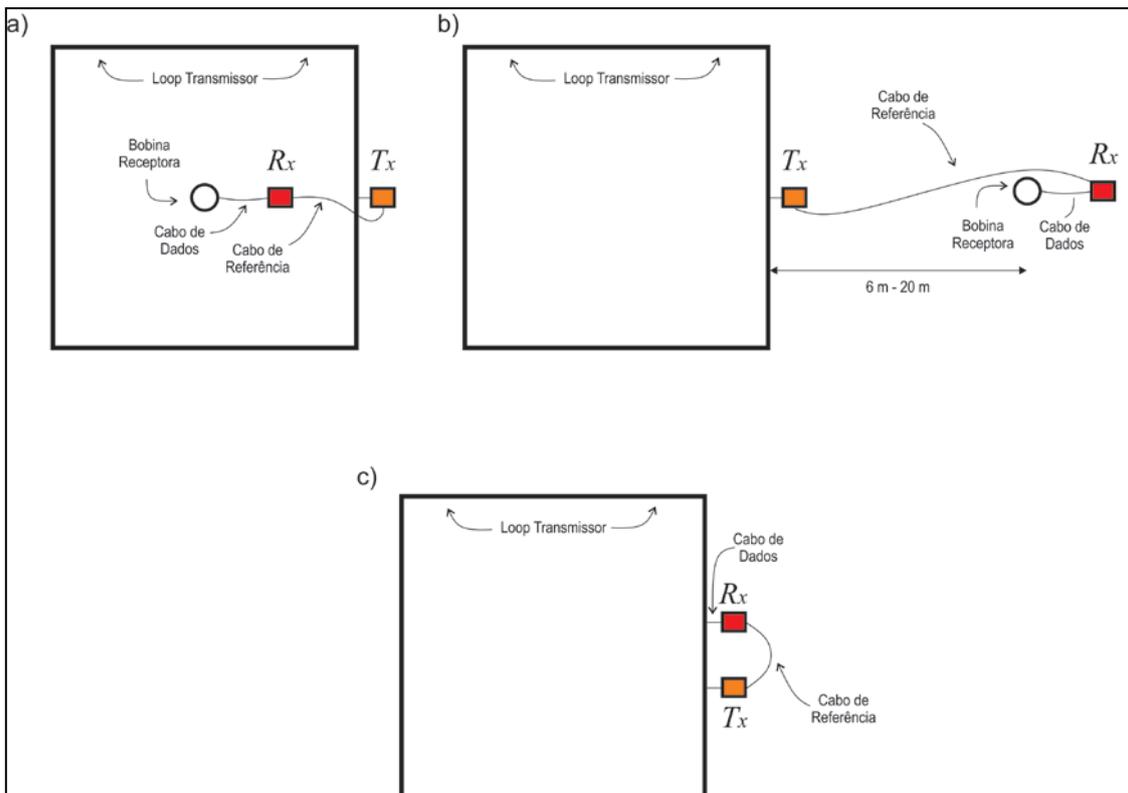


Figura 24: Arranjos de campo para o TDEM. a) loop-central. b) loop-loop. c) loop-coincidente. T_x e R_x são o transmissor e o receptor, respectivamente (adaptado de Couto Jr., 2012).

3.3. Inversão Conjunta: Algoritmo CRS

A inversão conjunta de dados de quaisquer métodos geofísicos visa a complementaridade das informações obtidas. Assim, pode-se reduzir as possíveis ambiguidades ou problemas de equivalência associados aos diferentes métodos.

No presente trabalho a inversão conjunta de dados de SEV e TDEM foi aplicada aos dados através do software “Curupira”, desenvolvido no trabalho de Bortolozo (2011).

A função objetivo utilizada no “Curupira” é de norma quadrática, tanto na inversão individual como na inversão conjunta e não possui nenhum termo de regularização. A função objetivo utilizada é da forma:

$$\phi(\tilde{\mathbf{d}}, \mathbf{p}) = \|\tilde{\mathbf{d}} - h(\mathbf{p})\| \quad (72)$$

em que $\tilde{\mathbf{d}}$ são os dados e $h(\mathbf{p})$ é a resposta física do modelo \mathbf{p} .

Para a inversão conjunta, a função objetivo é uma combinação linear entre as funções objetivos da SEV e do TDEM (que são da forma da equação (71)):

$$\phi(\tilde{\mathbf{d}}, \mathbf{p}) = \alpha \|\tilde{\mathbf{d}}_{SEV} - h_{SEV}(\mathbf{p})\| + \beta \|\tilde{\mathbf{d}}_{TDEM} - h_{TDEM}(\mathbf{p})\| \quad (73)$$

em que os índices SEV e TDEM referem-se às sondagens SEV e TDEM, respectivamente. Os termos α e β são termos de ponderação para os dois métodos.

O software “Curupira” utiliza o algoritmo CRS (*Controlled Random Search*) para a inversão, que é um algoritmo robusto e estável com grande capacidade de convergência, apesar de não ser um método de busca rápido, segundo Bortolozo (2011).

O algoritmo é representado na Figura 25. A entrada são os n parâmetros a serem invertidos (nesse caso, os parâmetros são as resistividades e espessuras das camadas). Em seguida, define-se o espaço de busca, fornecendo um domínio onde o algoritmo trabalhará. Então, são obtidos m modelos aleatórios, sendo $m = 3n$ que estão inseridos no espaço de busca definido. Calcula-se a resposta física (problema direto) e a norma quadrática de cada um desses modelos. A etapa iterativa se inicia com a obtenção de um modelo P que é a média de n modelos aleatórios escolhidos entre os m modelos. Em

seguida, escolhe-se aleatoriamente mais um modelo (diferente dos n modelos já escolhidos) entre os m modelos e calcula-se uma média com este modelo e o modelo P . Sendo esta média um modelo T resultante, sua função objetivo é calculada. Se a norma deste modelo for maior que a maior norma dos m modelos do conjunto, então este modelo é descartado. Caso contrário, o modelo T entra no lugar do modelo que possui a maior norma e o processo iterativo continua. No fim do processo, que pode ser encerrado por número de iterações ou pelos valores das normas calculadas, existirá um conjunto de modelos que, idealmente, se ajustam aos dados. O modelo final obtido é o modelo de menor norma do conjunto. Uma representação de todos os modelos finais também é feita (modelos de camadas equivalentes) a fim de verificação da variação dos valores de cada parâmetro invertido.

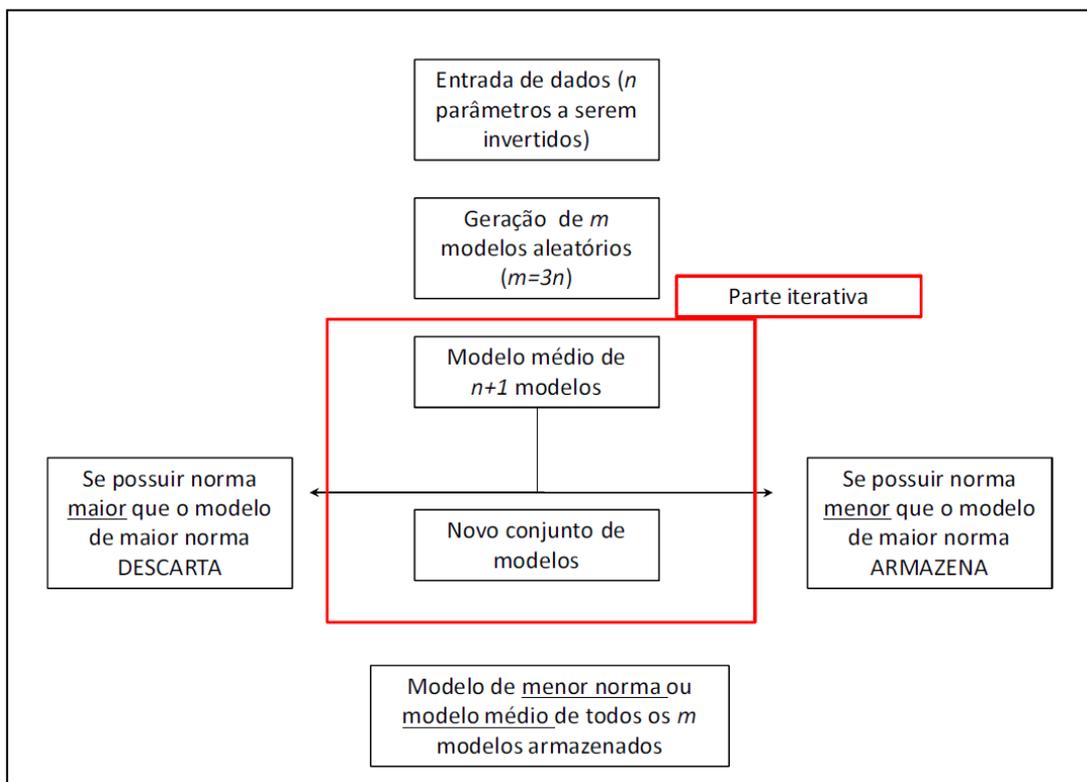


Figura 25: Fluxograma dos passos do algoritmo *Controlled Random Search* (CRS) do “Curupira” (adaptado de Bortolozo, 2011).

Capítulo 4: Modelagem

Para avaliar as possíveis respostas de um método geofísico, antes das campanhas de campo, é necessário realizar um processo de modelagem da situação geológica encontrada na área. Este processo também foi feito no software Curupira, o qual permite a introdução de ruído aleatório nos dados sintéticos da modelagem.

Primeiramente, calcula-se a resposta geofísica direta dos métodos para o modelo geológico da área de estudo, isto é, o comportamento do parâmetro físico de interesse. No caso deste trabalho, a resistividade aparente para a SEV, para o TDEM e para a inversão conjunta. Conhecida a resposta do parâmetro físico, executa-se a inversão destes dados sintéticos, para averiguar se o algoritmo de inversão é sensível às variações da resistividade em subsuperfície e se o modelo gerado pela inversão é compatível com o modelo geológico da área.

O valor de erro percentual mínimo para a término das iterações na inversão dos dados sintéticos utilizado nesta análise foi de 1% para a SEV, TDEM e Inversão Conjunta. Na inversão conjunta também atribui-se pesos iguais a 1 para a SEV e TDEM. Isto é, $\alpha = \beta = 1$ na equação (73).

A primeira situação geológica testada foi um modelo de 4 camadas, como é mostrado no modelo geoeletrico da Figura 26. Este modelo foi baseado nos poços do SIAGAS-CPRM na região de Termas de Ibirá (Tabela 1). Todas as simulações das SEVs foram feitas considerando o arranjo Schlumberger, com abertura máxima $AB/2 = 200$ m. As simulações do TDEM foram feitas para um loop quadrado de lado 100 m, com corrente elétrica circulante de 28 A e frequências de 3.0, 7.5 e 30 Hz, para um equipamento de 20 gates de aquisição.

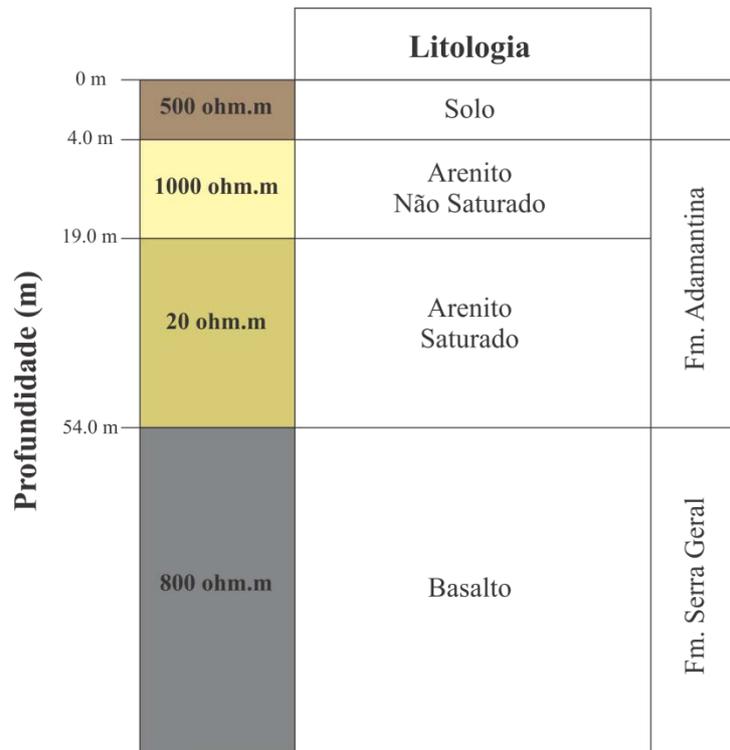


Figura 26: Modelo lito-geofísico de 4 camadas utilizado para a geração dos dados sintéticos nas modelagens da SEV, TDEM e Inversão Conjunta.

A Figura 27 apresenta os dados sintéticos gerados pela modelagem da SEV para esta situação. Na Figura 28 é apresentado a inversão individual destes dados sintéticos e a Tabela 3 apresenta a comparação do modelo gerado pela inversão com o modelo sintético. Note que a variação dos parâmetros entre as camadas mais rasas (arenito Bauru) não são superiores a 7%. No entanto, para a camada de basalto da Fm. Serra Geral, esta variação pode ser da ordem de 75%. Esta grande variação ocorre devido à localização da camada de basalto estar próximo ao limite de investigação da SEV simulada, como pode ser observado na curva dos dados sintéticos nas Figuras 27 e 28.

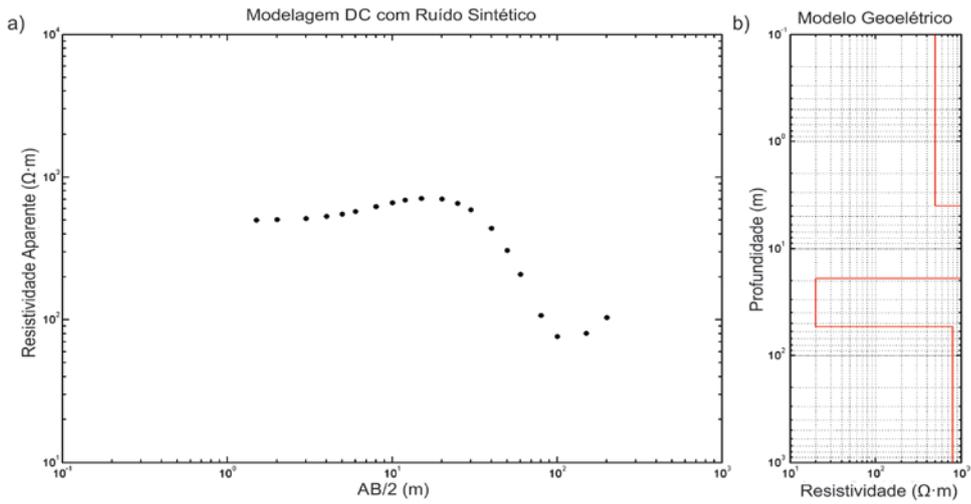


Figura 27: a) Dados sintéticos gerados na modelagem da SEV. b) Modelo geológico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

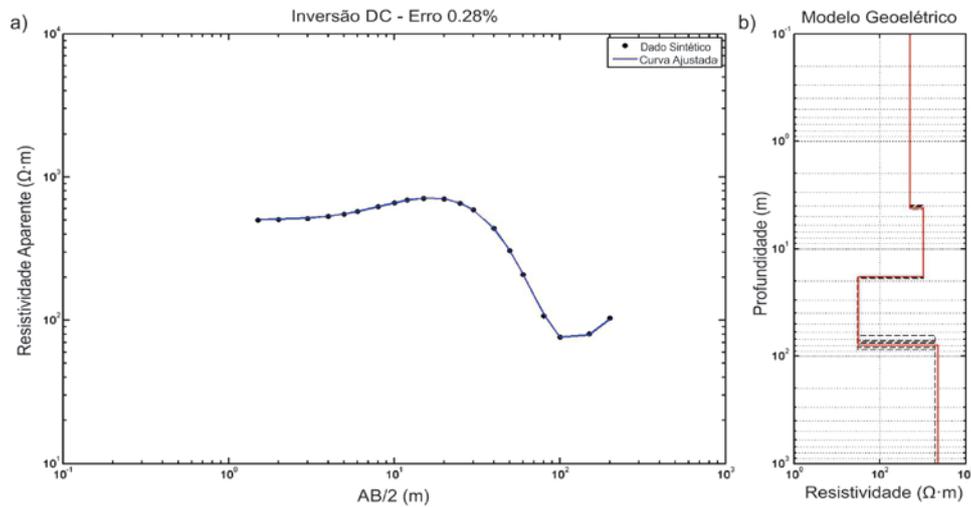


Figura 28: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos da SEV. b) Modelo geológico gerado pela inversão.

Tabela 3: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela inversão da SEV.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	502	4.2	0.48	5.2
2	1000	15.0	1035	14.1	3.5	6.2
3	20.0	35.0	31.7	61.1	58.2	74.7
4	800	-	665	-	16.9	-

As Figuras 29 e 30 mostram a modelagem dos dados sintéticos e a inversão destes dados para o TDEM, respectivamente. A Tabela 4 apresenta a comparação entre o modelo obtido pela inversão e o modelo sintético.

Nota-se que as camadas mais superficiais até 10 m de profundidade (solo e arenito Bauru) não foram recuperadas no modelo testado, devido à falta de resolução do TDEM neste intervalo de profundidade. Por outro lado, o topo do basalto Serra Geral foi marcado próximo à profundidade de 80 m. Este resultado é mais profundo do que o modelo sintético testado e também quando comparado à simulação da SEV. No entanto, segundo Raiche *et al.* (1985), o método TDEM não resolve bem o contraste condutor/resistor, aqui representado pelo arenito saturado/basalto. Deste modo, pode ocorrer que o TDEM não seja preciso na demarcação do topo do basalto Serra Geral.

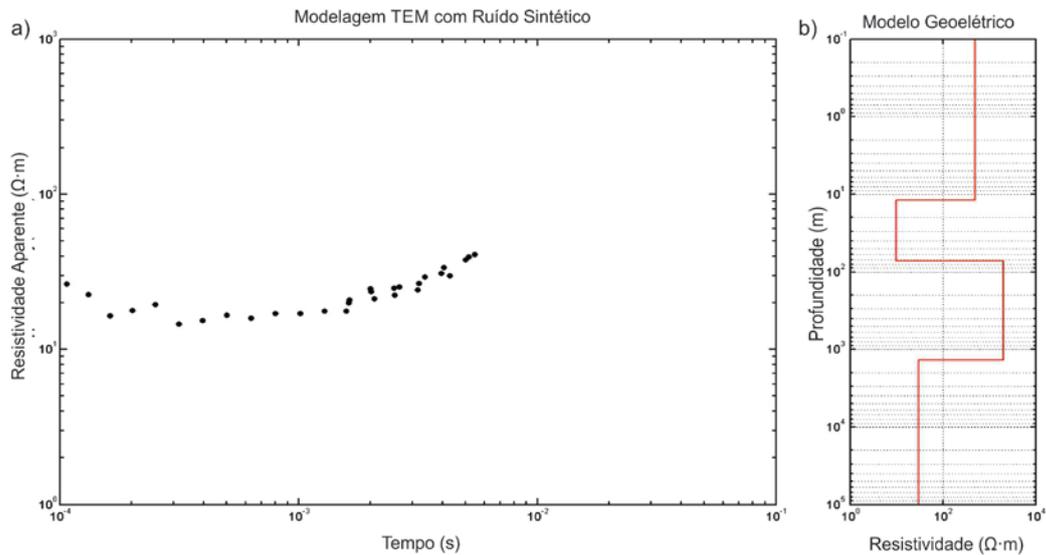


Figura 29: a) Dados sintéticos gerados na modelagem do TDEM. b) Modelo geolétrico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

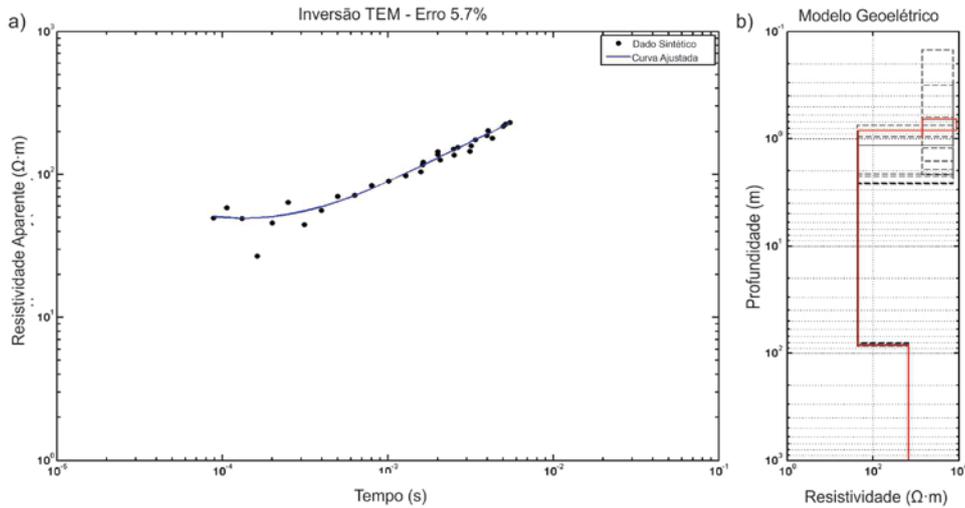


Figura 30: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos do TDEM. b) Modelo geoelétrico gerado pela inversão.

Tabela 4: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela inversão do TDEM.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	1428	0.66	185	83.5
2	1000	15.0	8961	0.19	796	98.8
3	20.0	35.0	46.1	84.4	130	141
4	800	-	693	-	13.4	-

As Figuras 31 e 32 mostram os resultados da modelagem para o caso da Inversão Conjunta. A Tabela 5 apresenta a comparação entre o modelo sintético e o modelo gerado pela Inversão Conjunta.

Percebe-se que os resultados foram melhorados, quando comparados à inversão individual da SEV e do TDEM. As camadas mais rasas (solo e arenito Bauru) foram bem resolvidas, quando comparadas às modelagens da SEV e o do TDEM. Os erros do modelo gerado pela Inversão Conjunta são menores do que a inversão individual de cada método.

O topo do basalto Serra Geral foi resolvido na profundidade em torno de 65 m, com pouca variação dos modelos de camadas equivalentes. Quando comparado aos resultados das modelagens individuais da SEV e do TDEM, nota-se uma melhora em relação ao modelo testado. A Inversão Conjunta melhorou os resultados individuais

sinergicamente, isto é, foi possível resolver as camadas mais rasas (arenito Bauru) através da melhor resolução da SEV nestas camadas e as mais profundas (topo do basalto Serra Geral) através da melhor resolução do TDEM nestas camadas.

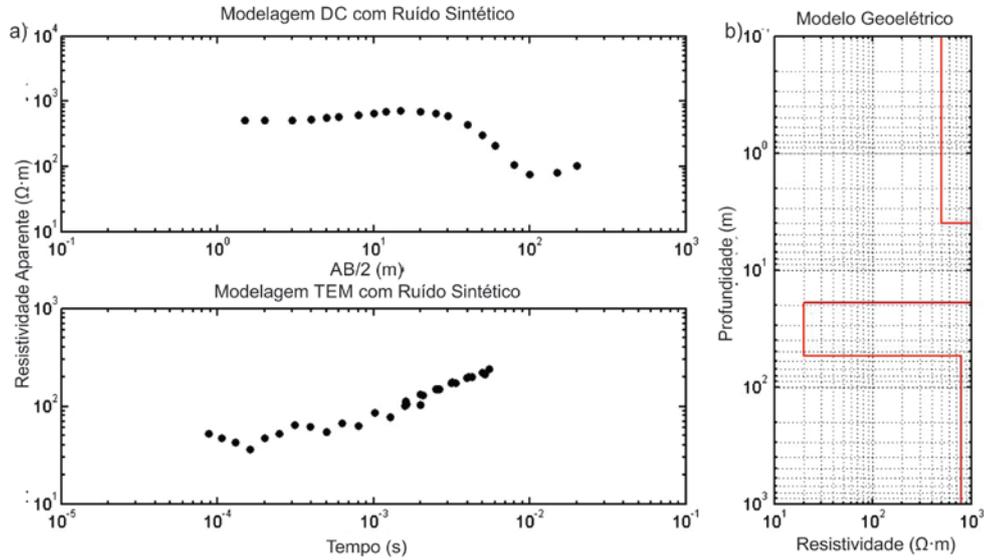


Figura 31: a) Dados sintéticos gerados na modelagem para a Inversão Conjunta. b) Modelo geoelétrico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

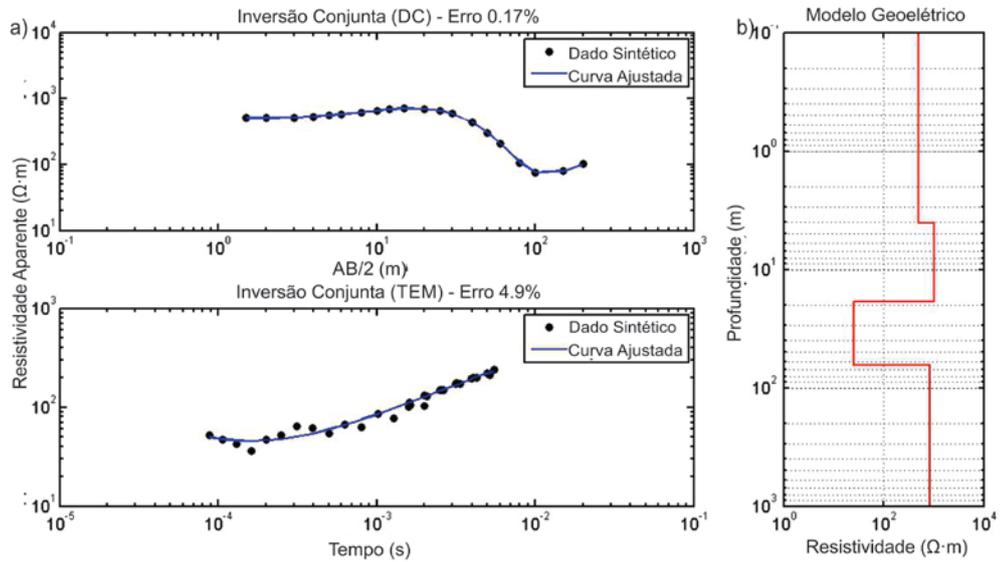


Figura 32: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos para a Inversão Conjunta. b) Modelo geoelétrico gerado pela inversão.

Tabela 5: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela Inversão Conjunta.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	500	4.1	0.084	2.2
2	1000	15.0	1019	14.5	1.9	3.2
3	20.0	35.0	25.3	45.5	26.4	30.1
4	800	-	833	-	4.1	-

Outra situação geológica de muito interesse na área de estudo é o fraturamento da camada de basalto, conforme discutido no Capítulo 2. A Figura 33 ilustra o modelo da situação geológica em questão.

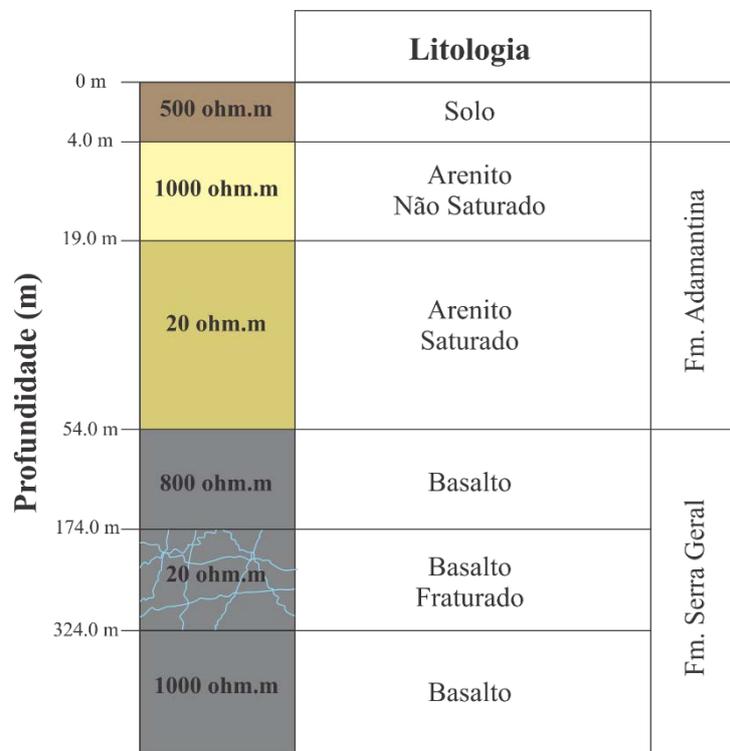


Figura 33: Modelo lito-geofísico com fratura no basalto Serra Geral utilizado para a geração dos dados sintéticos nas modelagens da SEV, TDEM e Inversão Conjunta.

As Figuras 34 e 35 apresentam os dados sintéticos gerados pela modelagem da SEV e a inversão destes dados sintéticos, respectivamente. A Tabela 6 apresenta a comparação entre o modelo sintético e o modelo gerado pela inversão dos dados sintéticos. Observe que assim como no caso do modelo sem fratura, pelos mesmos motivos acerca do limite de investigação da SEV, sua inversão individual definiu bem as camadas mais superficiais correspondentes ao arenito Bauru, mas o topo do basalto

Serra Geral (topo da 4ª camada) não foi bem resolvido, com variação dos modelos de camada equivalentes (linha tracejada em preto) entre 50-90 m de profundidade. Os modelos de camadas equivalentes são modelos com a mesma solução da função objetivo, mas com valores de espessura e resistividade diferentes (Orellana, 1982), isto é, são modelos que ajustam igualmente os dados, mas com interpretações diferentes. Estes modelos estão relacionados à ambiguidade de cada método. Quanto menor for a divergência dos modelos de camadas equivalentes, melhor será o ajuste do modelo. Neste caso, os modelos divergiram no intervalo de profundidade do topo do basalto devido à limitação de profundidade de investigação da SEV, uma vez que a abertura máxima $AB/2$ simulada foi de 200 m.

As camadas mais profundas correspondentes à zona fraturada e o basalto mais profundo (5ª e 6ª camadas, respectivamente) também não foram resolvidas, dada a divergência dos modelos de camadas equivalentes. Analisando-se a curva da SEV, torna-se nítido que a técnica com o arranjo utilizado de $AB/2$ máximo de 200 m não é capaz de detecção destas camadas.

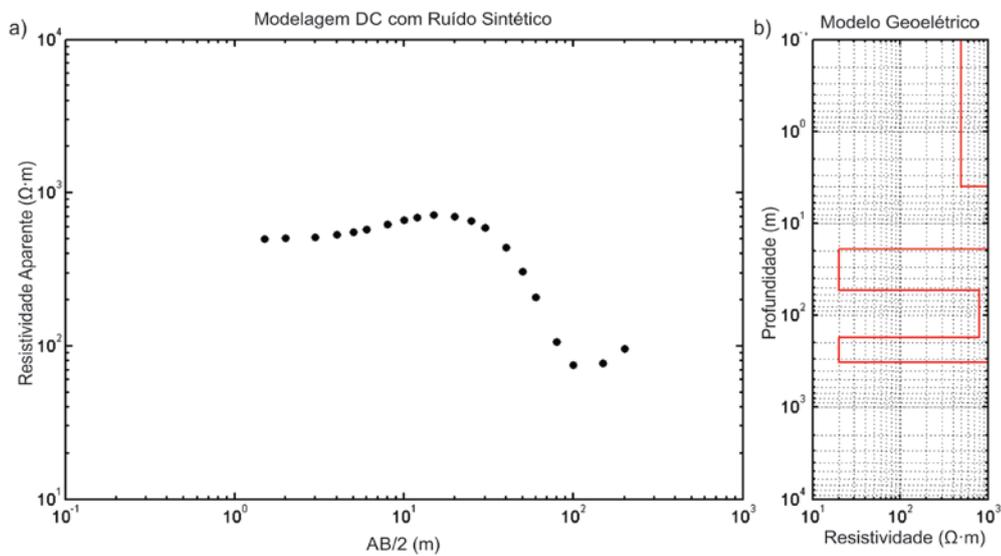


Figura 34: a) Dados sintéticos gerados na modelagem da SEV para o caso do basalto fraturado. b) Modelo geoeétrico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

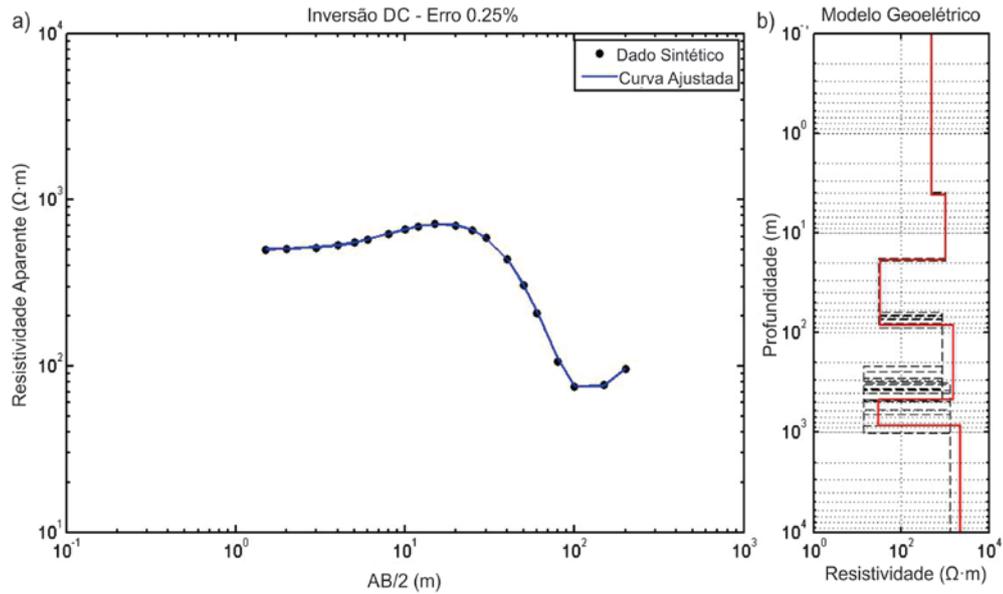


Figura 35: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos da SEV para o caso do basalto fraturado. b) Modelo geológico gerado pela inversão.

Tabela 6: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela inversão da SEV para o caso do basalto fraturado.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade (Ω.m)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	501	4.1	0.22	2.9
2	1000	15.0	1018	14.4	1.9	4.2
3	20	35.0	32.7	65.1	63.6	86.1
4	800	120	1595	388	99.4	224
5	20	150	30.8	380	54.0	153.5
6	1000	-	2209	-	120	-

No caso do TDEM, as camadas superficiais não foram resolvidas devido à limitação do método com o arranjo utilizado. O TDEM não consegue delimitar os primeiros intervalos de profundidade até 10% do tamanho do lado loop transmissor. Simulou-se um loop de 100 m de lado, de modo que o método não terá resolução para os primeiros 10 m de profundidade, por isso o erro da camada de solo é superior a 50% (Tabela 7). As Figuras 36 e 37 mostram os resultados da modelagem e da inversão dos dados sintéticos, respectivamente. Nota-se que a inversão não conseguiu delimitar a camada de solo e arenito não saturado nos primeiros 10 m de profundidade. No entanto, a camada de arenito saturado e o topo do basalto Serra Geral foram bem definidos em

20 m e 58 m, respectivamente. Os topos das camadas do basalto fraturado e o basalto mais profundo também foram bem definidos nas profundidades ~186 m e ~315 m, respectivamente. Quando comparado com os valores de profundidade do topo do modelo sintético para estas camadas, respectivamente de 174 m e 324 m, nota-se que os valores são compatíveis, com erros inferiores a 10%. Estes resultados mostram que o método TDEM é uma boa ferramenta para mapear o aquífero fraturado no interior do pacote basáltico.

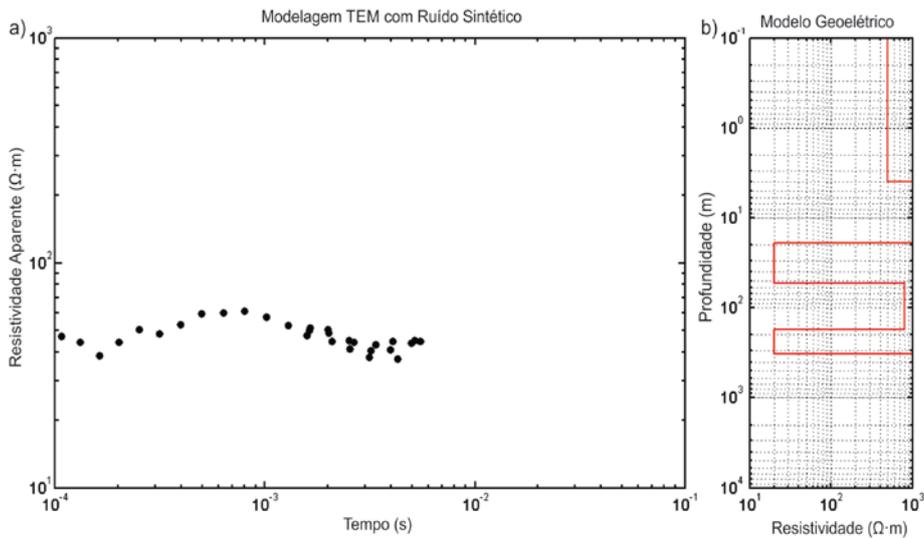


Figura 36: a) Dados sintéticos gerados na modelagem do TDEM para o caso do basalto fraturado. b) Modelo geoeletrico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

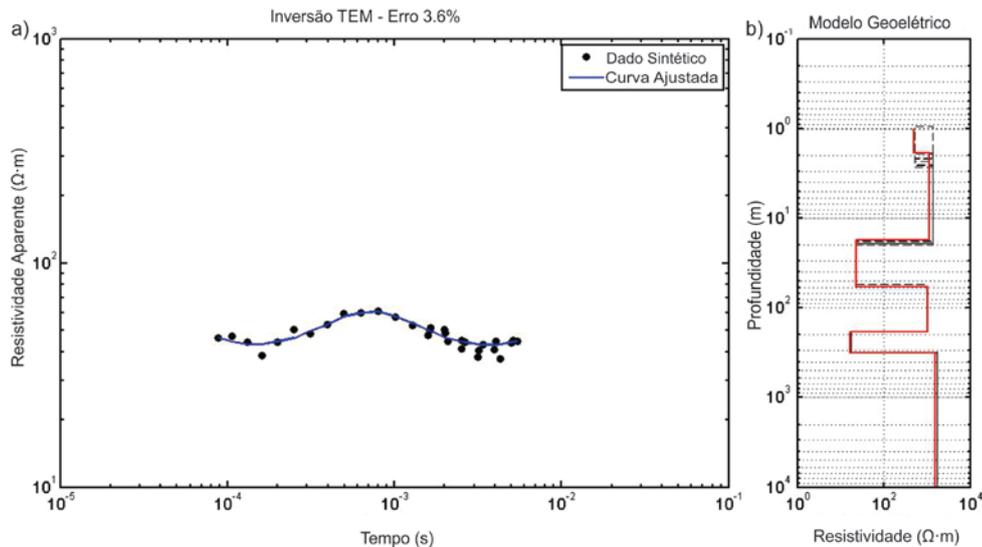


Figura 37: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos do TDEM para o caso do basalto fraturado. b) Modelo geoeletrico gerado pela inversão.

Tabela 7: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela inversão do TDEM para o caso do basalto fraturado.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	501	1.9	0.23	53.3
2	1000	15.0	1135	15.7	13.5	4.5
3	20	35.0	22.8	40.9	13.9	16.9
4	800	120	1034	127	29.3	6.7
5	20	150	17.1	128	14.6	14.4
6	1000	-	1528	-	52.8	-

No caso da Inversão Conjunta, Figuras 38 e 39, nota-se que as camadas foram muito bem definidas em todos os intervalos de profundidade. Foram utilizados pesos iguais para a SEV e para o TDEM, de modo que a ponderação para a escolha do melhor modelo de ajuste é feita de forma natural, isto é, espera-se que as próprias limitações de investigação de cada método (SEV na parte mais profunda e TDEM na parte mais rasa até 100 m) sejam suficientes para a convergência do modelo mais compatível com os dados (Bortolozo, 2011). A Tabela 8 mostra que não há erros superiores a 16%. A Inversão Conjunta delimitou o topo da camada de basalto Serra Geral em torno de 55 m, o topo do basalto fraturado em torno de 160 m e o topo do basalto mais profundo em torno de 334 m. Estes valores são compatíveis com os valores do modelo sintético, com erros menores do que 10%.

O resultado da Inversão Conjunta mostra que a SEV e o TDEM foram usados de forma complementar, isto é, os dados da SEV contribuíram para resolver as camadas mais rasas do arenito Bauru e o TDEM resolveu as camadas mais profundas, dentro do basalto Serra Geral. Além disso, a Inversão Conjunta também é capaz de resolver o caso do basalto fraturado.

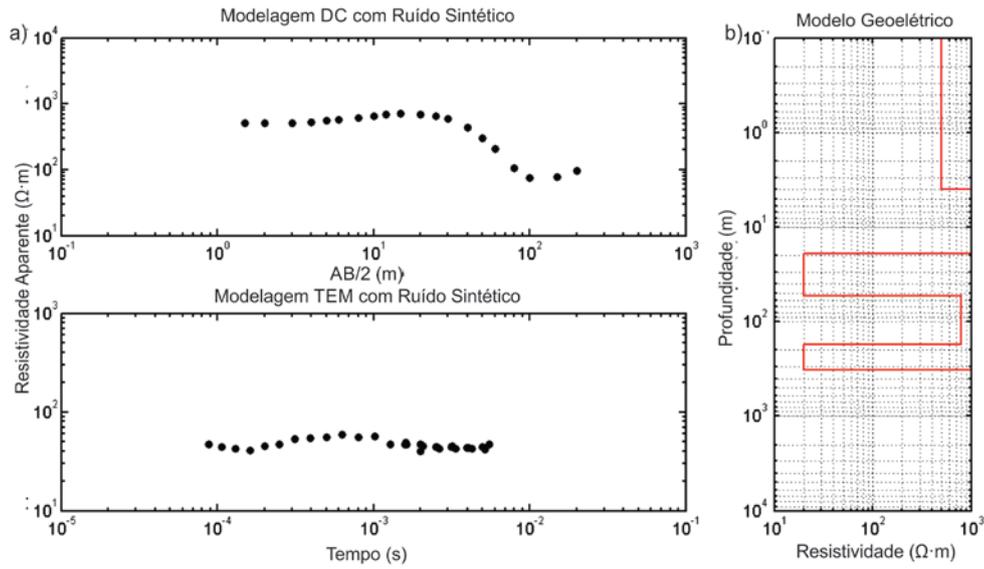


Figura 38: a) Dados sintéticos gerados na modelagem para a Inversão Conjunta. Para o caso do basalto fraturado b) Modelo geolétrico utilizado na modelagem dos dados sintéticos.

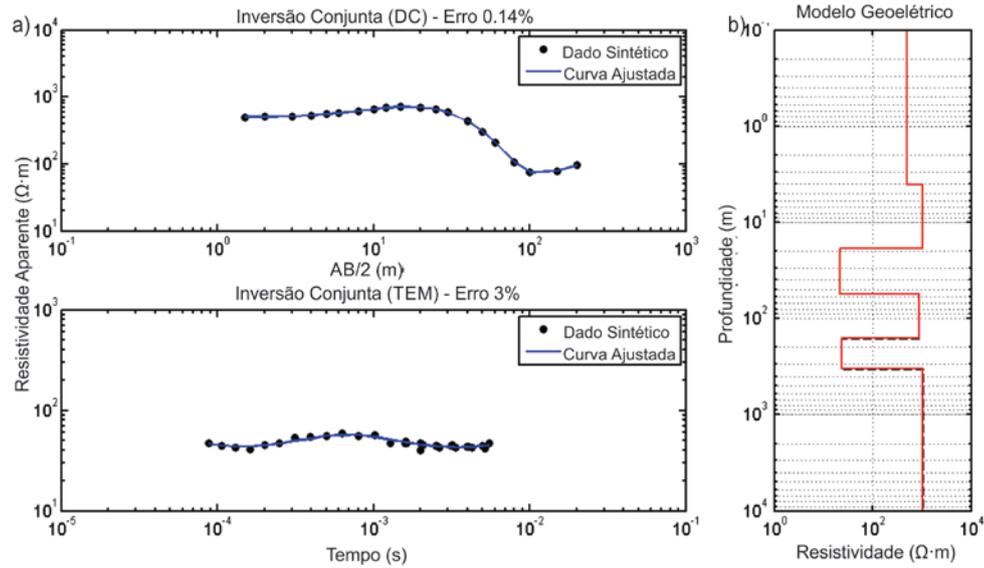


Figura 39: a) Resultado da inversão dos dados sintéticos para a Inversão Conjunta para o caso do basalto fraturado. b) Modelo geolétrico gerado pela inversão.

Tabela 8: Comparação entre o modelo sintético e o modelo obtido pela Inversão Conjunta para o caso do basalto fraturado.

Camada	Dados Sintéticos		Modelo Invertido		Erro (%)	
	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade ($\Omega.m$)	Espessura (m)	Resistividade	Espessura
1	500	4.0	500	4.1	0.039	2.2
2	1000	15.0	1017	14.6	1.8	2.6
3	20	35.0	21.5	37.7	7.7	7.8
4	800	120	870	104	8.8	13.1
5	20	150	23.1	174	15.3	16.5
6	1000	-	1047	-	4.7	-

Capítulo 5: Aquisição e Tratamento dos Dados

Foram executadas 4 campanhas em Termas de Ibirá, entre os anos de 2012 e 2014, sendo uma em 2012, uma em 2013 e duas em 2014. Ao todo, foram adquiridas 25 SEVs, 17 sondagens TDEM e um caminhanmento elétrico (CE).

As SEVs foram executadas com arranjo Schlumberger com abertura máxima dos eletrodos AB/2 variável entre 200 e 700 m. As sondagens TDEM foram executadas com arranjo loop-central com loops quadrados de 100 ou 200 m de lado. O CE foi executado com arranjo Wenner-Schlumberger com abertura mínima de 10 m entre os eletrodos AB e extensão de 610 m.

A Tabela 9 apresenta as coordenadas de localização e cotas das SEVs e sondagens TDEM e a correlação dos pares SEV/TDEM para a execução da inversão conjunta.

A Figura 40 mostra a localização das SEV's, das sondagens TDEM, do CE e dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM, na região de Termas de Ibirá.

Tabela 9: Coordenadas de localização das SEVs e sondagens TDEM e correlação dos pares SEV/TDEM.

Sondagem		Coordenada UTM (m)		Cota (m)	AB/2 Máximo da SEV (m)	Tamanho do Loop TDEM
SEV	TDEM	Lat	Long			
SEV01	TEM07	7664166	689221	450	200	100 m × 100 m
SEV02	TEM10	7664155	689307	440	200	100 m × 100 m
SEV03	-	7664542	687560	443	200	-
SEV04	TEM25	7665006	687403	454	200	100 m × 100 m
SEV05	TEM20	7663529	688901	467	200	100 m × 100 m
SEV06	TEM11	7663384	687090	451	200	100 m × 100 m
SEV07	-	7666737	689716	464	200	-
SEV08	-	7663399	687183	450	200	-
SEV09	-	7663419	687396	444	200	-
SEV10	TEM14	7664569	688793	444	200	100 m × 100 m
SEV11	TEM15	7663435	687528	437	200	100 m × 100 m
SEV12	TEM16	7665778	688474	453	200	100 m × 100 m
SEV13	TEM17	7664456	688989	427	200	100 m × 100 m
SEV14	TEM18	7665111	687804	431	200	100 m × 100 m
SEV15	TEM19	7664734	687761	422	200	100 m × 100 m
SEV16	TEM21	7664078	688663	439	200	100 m × 100 m
SEV17	TEM22	7664192	688402	432	200	100 m × 100 m
SEV18	TEM23	7664124	688148	421	100	60 m × 60 m
SEV19	-	7666791	690331	476	700	-
SEV20	TEM24	7666111	685720	475	275	200 m × 200 m
SEV21	-	7666984	690906	476	500	-
SEV22	-	7666390	691367	445	500	-
SEV23	-	7666192	691545	467	500	-
SEV24	-	7666598	691178	453	300	-
SEV25	-	7663965	688111	422	135	-
-	CTDEM8	7664916	687421	449	-	200 m × 200 m
-	TEM01	7665666	688906	443	-	100 m × 100 m
-	TEM20	7663529	688901	463	-	100 m × 100 m
-	TEM24	7666111	685720	475	-	200 m × 200 m

Os parâmetros de aquisição, os equipamentos utilizados e o tratamento dos dados de cada metodologia são discutidos na próxima subseção.

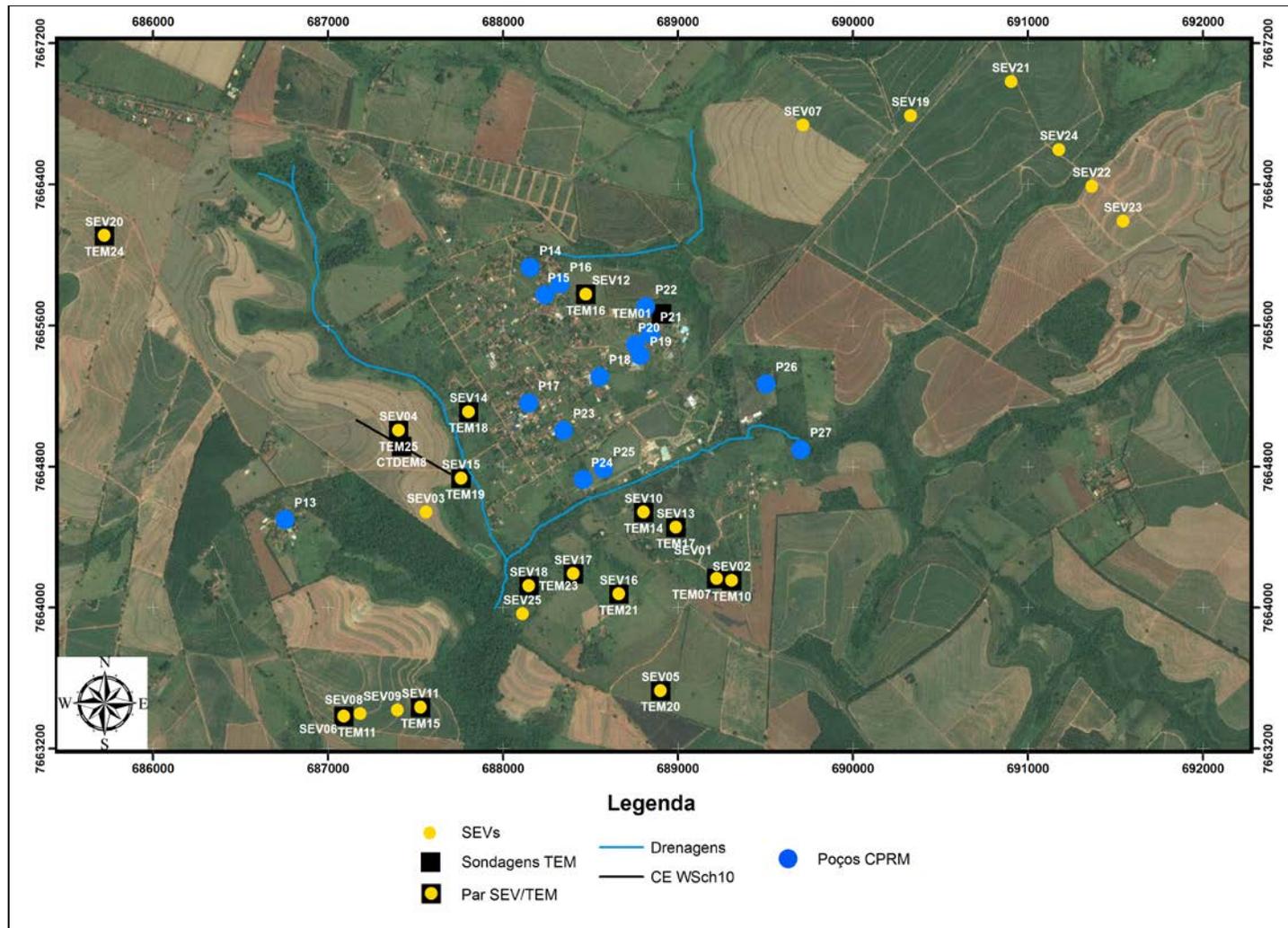


Figura 40: Mapa mostrando a localização das SEV's, sondagens TDEM, poços cadastrados no SIAGAS-CPRM da região de Termas de Ibirá.

5.1. SEV

Utilizou-se o resistivímetro Syscal R2 da Iris Instruments (Figura 41) para a coleta dos pontos de SEV's. Este equipamento fornece informações sobre a resistividade aparente e a cargabilidade da meio. Esta última para uma possível análise de efeito de Polarização Induzida (IP), caso seja desejado. Neste trabalho não foi analisado o efeito de IP.

Como fonte alimentadora foi utilizada uma bateria de 12V, acoplado a um modulador de tensão que pode transformar para 100V, 200V, 400V e 800V (Figura 41-b). Para investigações mais profundas, aumentava-se as tensões no modulador.

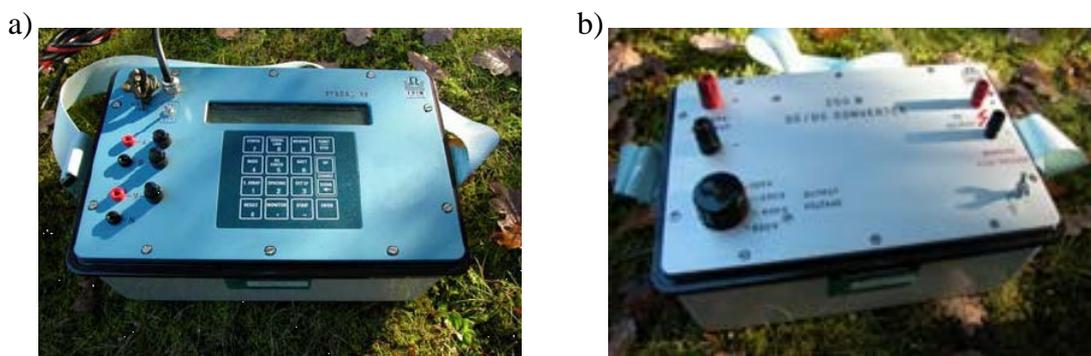


Figura 41: a) Resistivímetro Syscal R2 da Íris Instruments. b) Modulador de tensão utilizado para aumentar a corrente injetada em subsuperfície.

O arranjo Schlumberger foi escolhido por ser mais prático do ponto de vista operacional, uma vez que a movimentação dos eletrodos M e N não é necessária a cada medida, movimentando-se obrigatoriamente somente os eletrodos A e B. A embreagem é uma técnica utilizada para evitar possíveis efeitos locais na área de aquisição (objetos enterrados ou estruturas próximas ao ponto de aquisição) que podem deslocar pontos da curva de SEV para valores maiores ou menores de resistividade aparente, para o mesmo valor de AB e diferentes valores de MN. Para isso, variam-se as posições de MN localmente, desde que $MN < AB/5$, segundo Braga (2007), para o mesmo valor de AB, de maneira a amostrar o mesmo ponto, mas com MN diferentes. Em todas as SEV's foram feitas as correções de embreagem. Corrigiu-se este deslocamento seguindo uma tendência da curva de dados (Figura 42). Após esta correção, os dados estão prontos para ser invertidos no software Curupira.

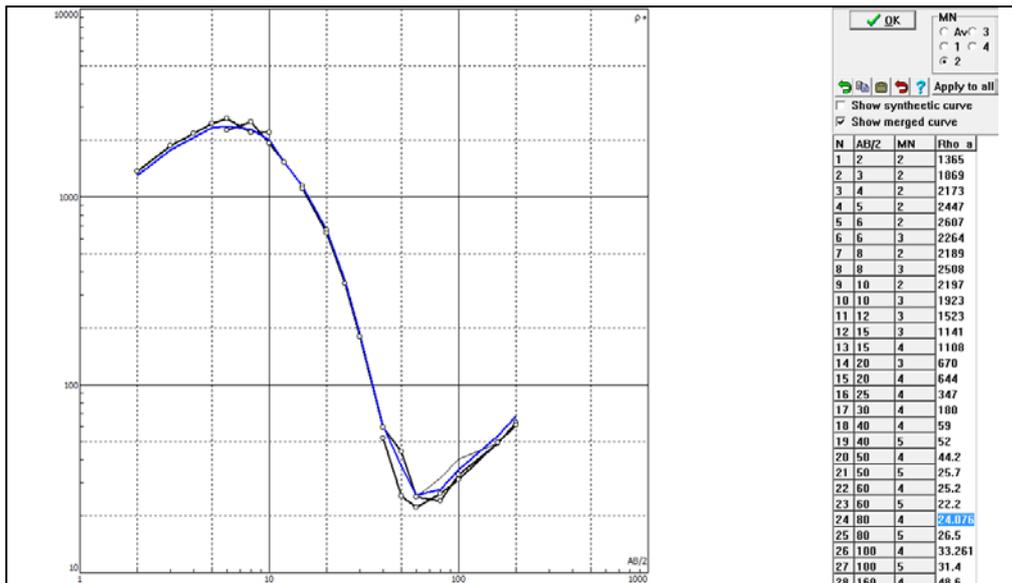


Figura 42: Curva da SEV exemplificando como é feita a correção da embreagem. Note que há pontos com o mesmo valor de AB, mas que possuem valores de resistividade aparente diferentes. A embreagem corrige este deslocamento de maneira a seguir a tendência dos pontos (linha azul).

O CE foi executado com o arranjo Wenner-Schlumberger, com espaçamento mínimo entre os eletrodos AB de 10 m e extensão de 610 m da linha. O equipamento para a aquisição de CE também foi o Syscal R2, com as mesma fonte de alimentação e modulador de tensão utilizado na SEV.

5.2. TDEM

As sondagens TDEM foram feitas com transmissor TEM57-MK2 e receptor PROTEM, ambos da Geonics (Figura 43). O receptor PROTEM possui 20 *gates* de aquisição e permite adquirir dados nas frequências de repetição de 3 Hz, 7,5 Hz e 30 Hz (frequências que são múltiplos da frequência de 60 Hz e evitam o efeito de *aliasing* ou falseamento com a rede de transmissão de energia), o que permite 3 níveis de investigação (sendo a frequência de 3 Hz o mais profundo e a de 30 Hz o mais raso). A bobina receptora possui área efetiva de 100 m². A fonte de injeção de corrente elétrica no loop transmissor foi um gerador Honda à gasolina de potência 2,0 KV · A.

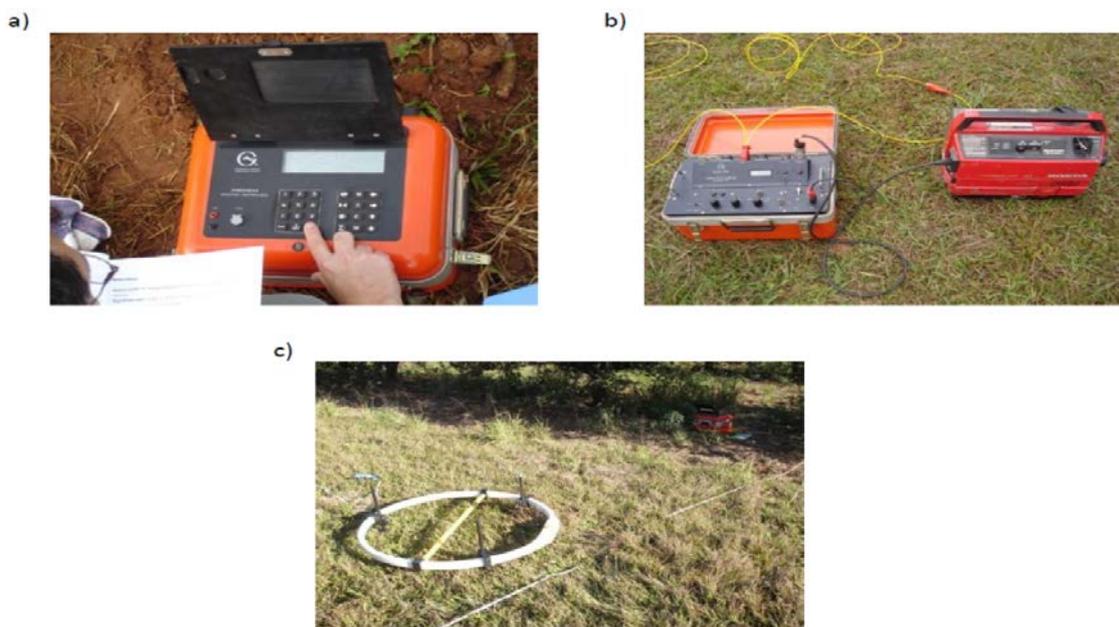


Figura 43: Equipamentos para aquisição TDEM da Geonics. a) Receptor PROTEM. b) TEM 57-MK2. c) bobina receptora. (adaptado de Almeida, 2011).

O arranjo de campo utilizado foi o loop-central, conforme já foi discutido na Capítulo 2, com loops de 100 e 200 m de lado. Empiricamente, esta geometria de campo permite uma resolução da ordem de 1/10 do lado do loop transmissor. Para cada uma das frequências de aquisição, foram medidas 15, 35 e 65 curvas e tempo de integração de 8 s, 15 s e 15 s para as frequências de 30 Hz, 7,5 Hz e 3 Hz, respectivamente. Esta configuração de parâmetros de aquisição permitiu uma melhor qualidade de amostragem dos dados, pois o volume de dados forneceu uma maior confiabilidade estatística dos pontos.

Entretanto, esta grande quantidade de dados amostrados gerou uma dispersão estatística dos pontos no regime dos maiores intervalos de tempos (frequência de 3.0 Hz), correspondentes aos maiores intervalos de profundidade de investigação, no limite de investigação do método. Esta dispersão de pontos é de difícil tratamento manual. Deste modo, para eliminar esta dificuldade foi criada uma rotina de análise estatística em MATLAB. A Figura 45 mostra o dado TDEM bruto. Nota-se a ocorrência da dispersão dos dados na região de baixas frequências.

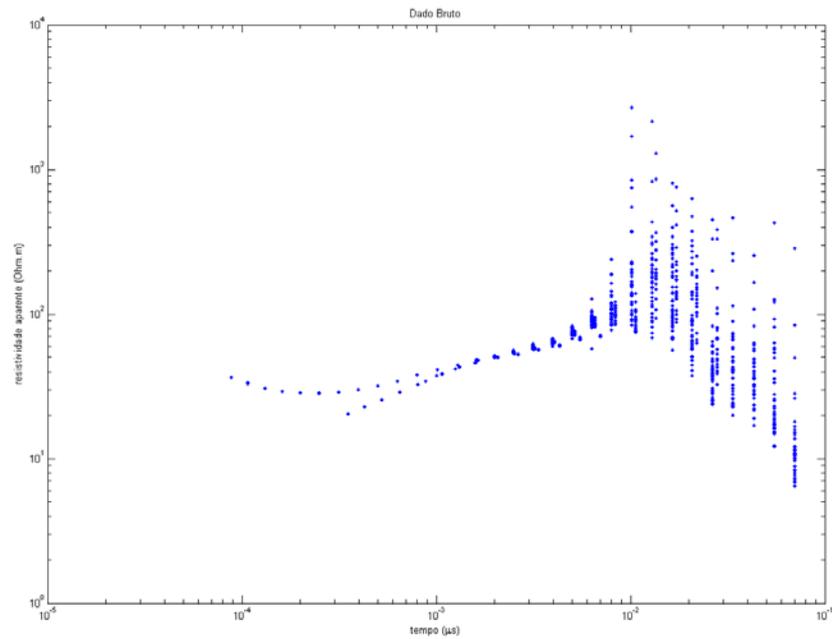


Figura 44: Exemplo de dispersão dos pontos no dado de TDEM. A dispersão ocorre com maior intensidade nos pontos de maiores valores de tempo de transiente, correspondente às maiores profundidades de investigação.

Para eliminar os pontos espúrios de grande dispersão (*outliers*), calcula-se a mediana para cada tempo de transiente e elimina-se os pontos dentro de três desvios da mediana. A Figura 45 mostra os pontos eliminados (em vermelho) e os pontos mantidos em verde.

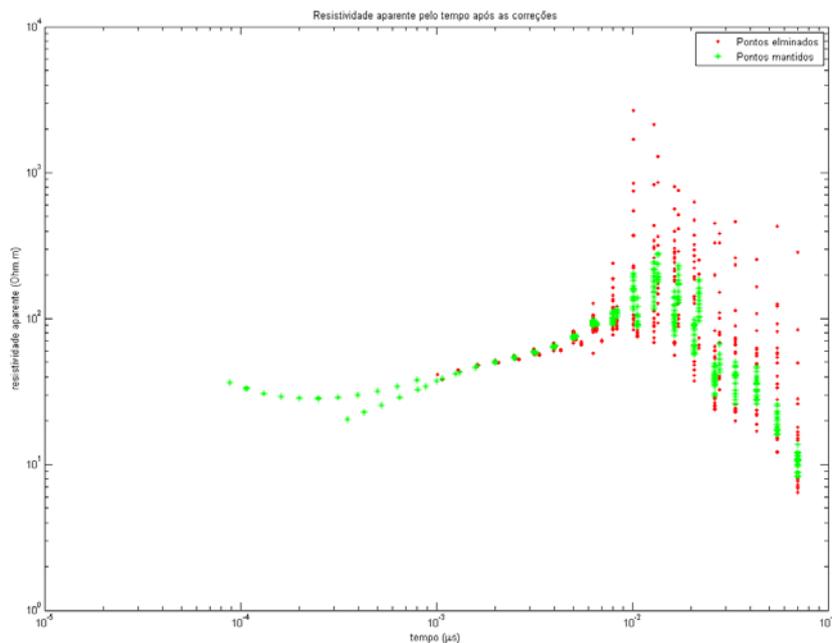


Figura 45: Pontos excluídos (em vermelho) e pontos mantidos (em verde) após a exclusão com critério em 3 desvios da mediana dos pontos.

Após a eliminação dos pontos espúrios, calcula-se uma segunda mediana mostrada na Figura 46. A partir destes pontos, como há sobreposição das três frequências de aquisição, elimina-se manualmente os pontos espúrios ainda restantes que o usuário desejar, como mostram as Figuras 47 e 48. Após este processo, os dados TDEM estão prontos para ser inseridos no software Curupira.

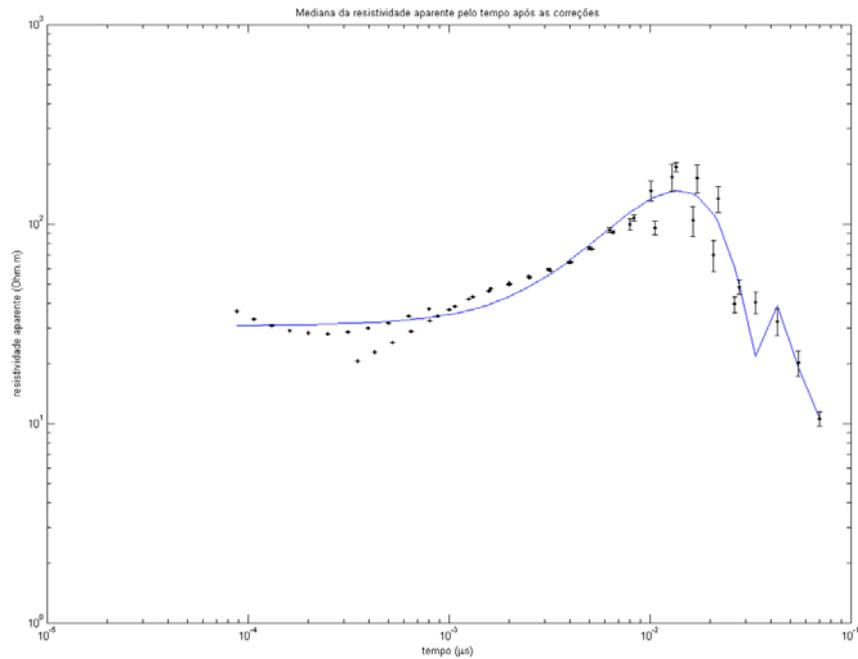


Figura 46: Cálculo da mediana após a eliminação dos pontos espúrios.

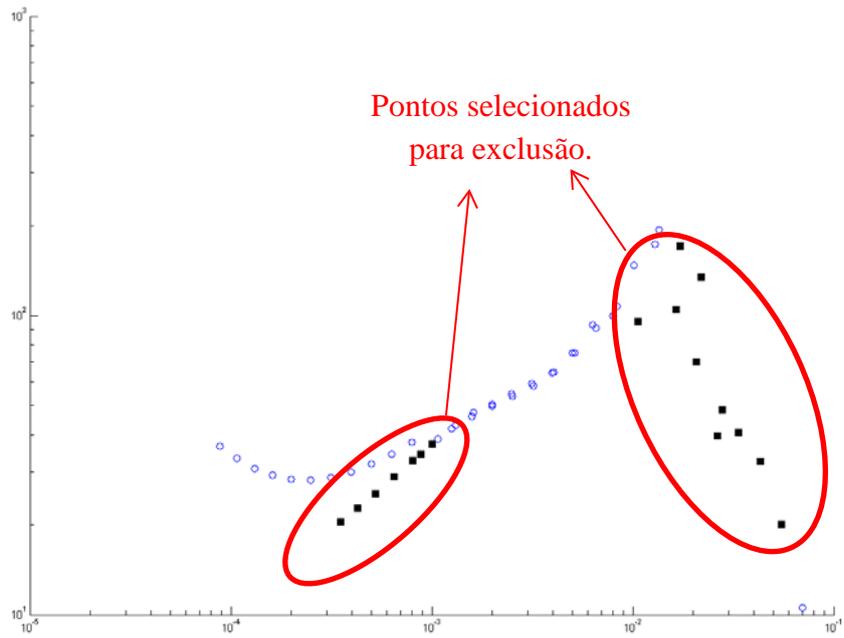


Figura 47: Pontos espúrios eliminados pelo usuário após a análise estatística.

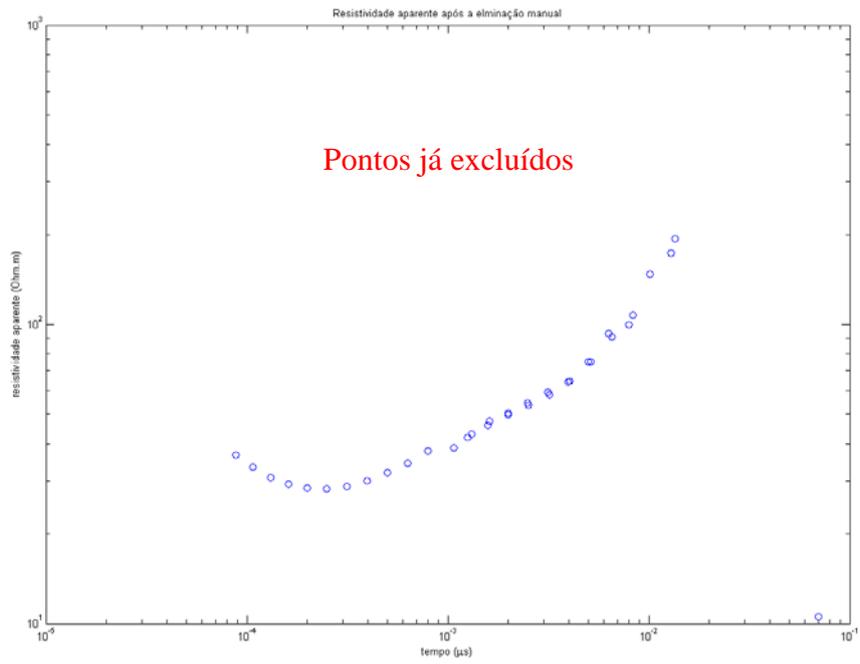


Figura 48: Dado TDEM pronto para ser invertido.

5.3. Inversão Conjunta

A Tabela 9 relaciona os pares de SEV/TDEM para executar a inversão conjunta. É importante salientar que para cada par de SEV/TDEM, a SEV sempre foi adquirida no ponto central da bobina receptora do TDEM, isto é, o centro do loop transmissor. A Figura 49 esquematiza como foram feitas estas aquisições.

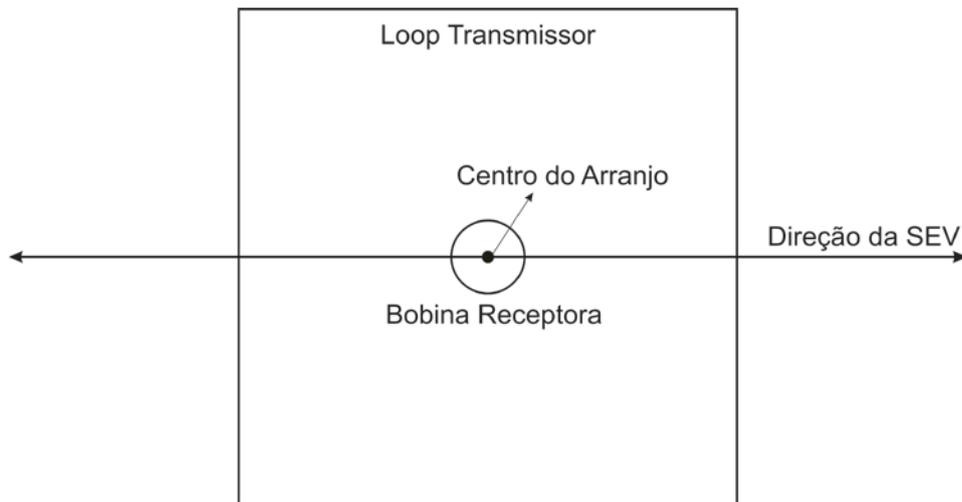


Figura 49: Esquema mostrando como foram feitas as aquisições dos pares SEV/TDEM para a inversão conjunta. Para este caso, a SEV sempre foi feita coincidindo com o ponto da bobina receptora.

A SEV é uma técnica que possui contato galvânico com o substrato através dos eletrodos fincados no solo. Deste modo, é possível que os dados sofram o efeito de *static shift*. Isto é, o deslocamento da curva de pontos para valores maiores ou menores de resistividade aparente devido à heterogeneidade do meio.

Para executar a inversão conjunta de SEV e TDEM é necessário corrigir este efeito, transportando os dados das duas metodologias para o mesmo nível de valores de resistividade aparente. Como o TDEM é um método eletromagnético indutivo, não sofre deste efeito. Portanto, adotou-se o critério de corrigir toda a curva da SEV em relação à curva de TDEM.

Para executar a correção do *static shift*, é necessário mudar a escala $AB/2$ da SEV para a escala de tempo do TDEM. Segundo Meju (2005), esta mudança é dada pela seguinte equação empírica:

$$t = \frac{\pi\mu_0\sigma L^2}{2} \quad (73)$$

Em que μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo, σ é a condutividade do meio e L é a distância $AB/2$ dos eletrodos de corrente. As Figura 50 e 51 ilustram os dados antes e depois a correção do *static shift*. Após a correção, os dados de SEV e TDEM estão prontos para serem invertidos conjuntamente.

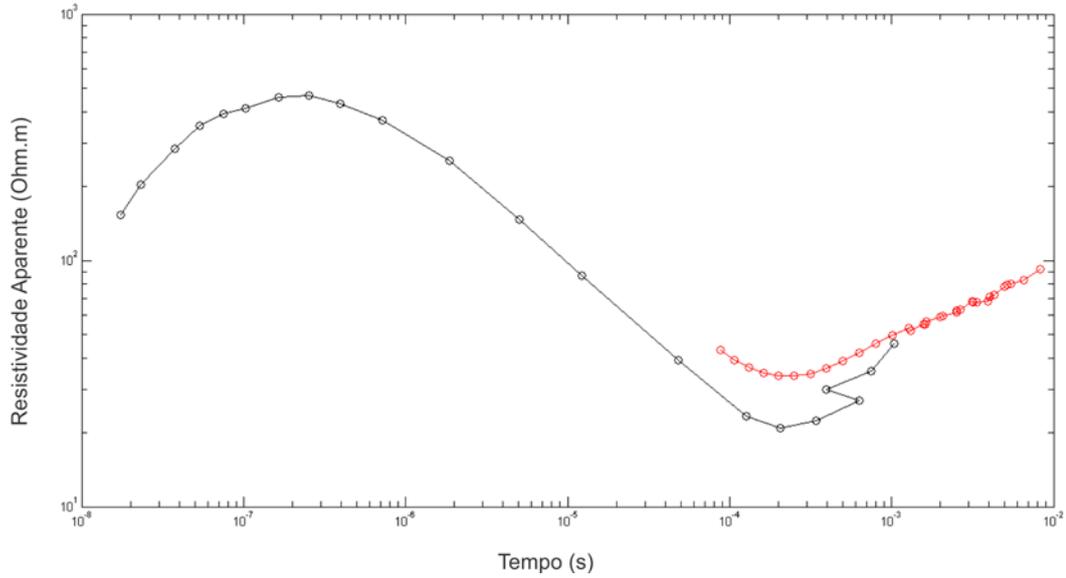


Figura 50: Curva de SEV (em preto) e TDEM (em vermelho) sem a correção do static shift.

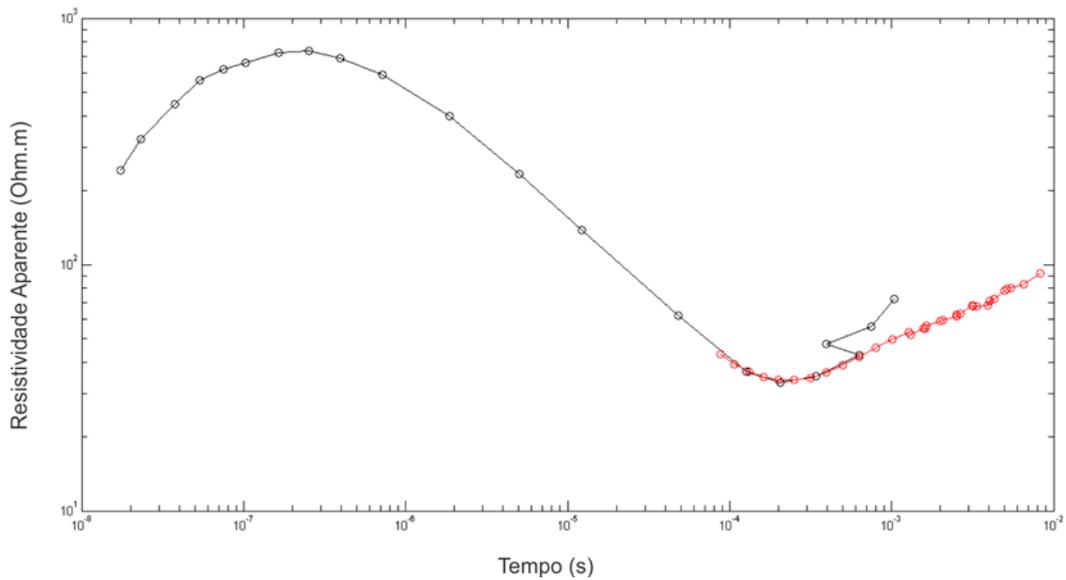


Figura 51: Curva de SEV (em preto) e TDEM (em vermelho) com a correção do static shift.

Capítulo 6: Resultados

6.1. Discussão dos Resultados da Inversão Conjunta

Neste capítulo, os resultados mais significativos das inversões individuais (SEV e TDEM) e Inversão Conjunta (SEV/TDEM) são discutidos. Os resultados são apresentados na forma de modelos geolétricos gerados pelo processo de inversão, com a sua correspondente curva de resistividade aparente e o modelo geológico interpretado. O resultado do CE também é apresentado e discutido. O restante dos resultados das inversões é apresentado no Anexo 1. A apresentação dos resultados foi dividida em três áreas principais de maior interesse para a prospecção hidrogeológica (Figura 52):

Área 1: Região dos Lagos. Região marcada pela proximidade dos lagos localizados no Balneário de Termas de Ibirá, e também de uma linha de drenagem NE-SW. Esta área possui grande interesse prospectivo de água subterrânea, pois se encontra próximo ao Balneário de Termas de Ibirá, o principal atrativo turístico da cidade.

Área 2: Região do Canavial-SABESP. Região sobre um extenso canavial próximo à estação de tratamento de água da SABESP, na porção oeste de Termas de Ibirá. Esta região é cortada por uma linha drenagem NW-SE. Esta estrutura pode ser de grande interesse para a geração de fraturas, de modo que seu estudo é importante para o entendimento da neotectônica e sistema de fraturas, conforme foi discutido na Capítulo 2.

Área 3: Sítio Água Mineral Ibirá. Esta área é uma propriedade da envasadora de água mineral Água Mineral Ibirá, sendo de interesse prospectivo para a extração de água subterrânea para a produção de água mial.

Além da análise das inversões, também buscou-se integrar os resultados destas áreas através de perfis de correlação de poços e sondagens, como é mostrado nas discussões de cada área.

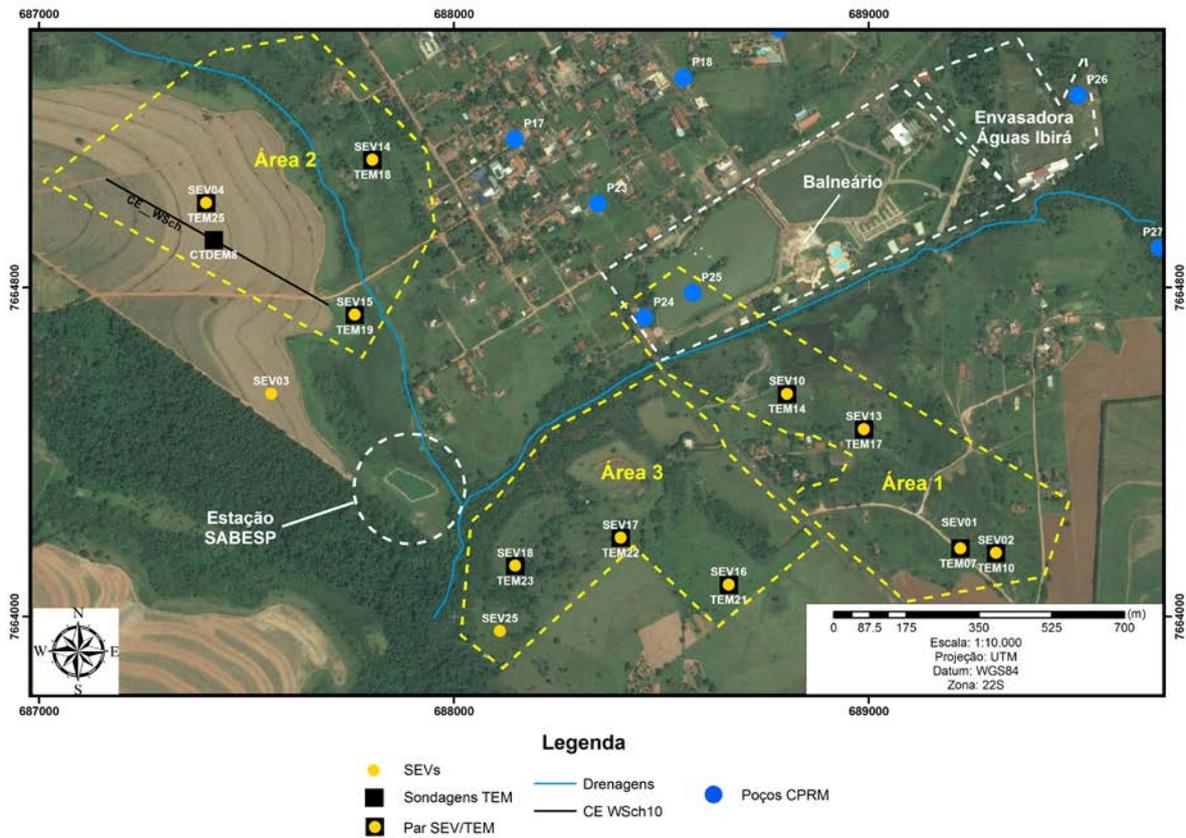


Figura 52: Áreas de interesse em Termas de Ibirá. Área 1: Região dos Lagos. Área 2: Canavial-SABESP. Área 3: Sítio Águas Ibirá.

A Figura 53 apresenta o resultado das inversões individuais SEV e TDEM, e também a Inversão Conjunta do par SEV10/TEM14. Este par de sondagens está localizado na Área 1 da Região do Lagos das Termas de Ibirá (Figura 52).

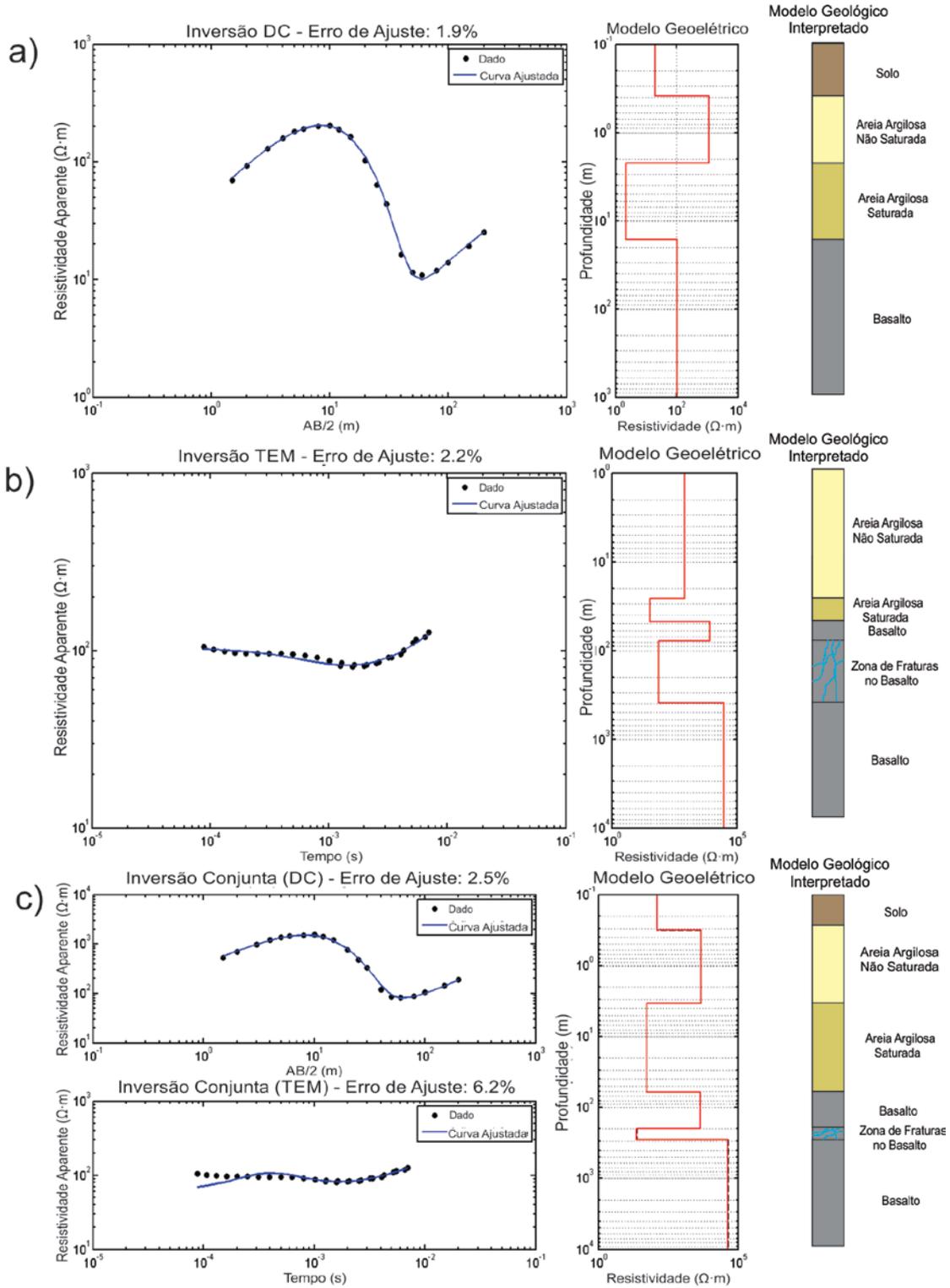


Figura 53: a) Inversão individual 1D da SEV10. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM14. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

A Figura 53-a mostra o resultado da inversão individual da SEV10. O erro de ajuste do modelo geoeletrico com 4 camadas é de 1.9%. As litologias destas camadas geoeletricas foram interpretadas de acordo com os poços P24 (cota 417 m) e P25 (cota 416 m) nas proximidades desta sondagem (Figura 52 e Tabela 1). A primeira camada geoeletrica foi interpretada como uma camada de solo argiloso, com baixa resistividade de $\sim 60 \Omega.m$ e espessura de ~ 0.4 m. A segunda camada foi interpretada como o arenito Bauru não saturado, com resistividade de $\sim 1000 \Omega.m$ e espessura de ~ 1.6 m. O poço P24 mostra que o solo estende-se até a profundidade de 4 m. Cabe ressaltar aqui que o solo no ponto da SEV10 pode ter sido muito alterado pela ação antrópica, uma vez que foi executada numa área de lixão. Por isso, é difícil comparar este resultado com o poço P24. É possível que parte do que foi interpretado como arenito Bauru seja a camada de solo. No entanto, o solo em Termas de Ibirá é composto por duas camadas distintas (Figura 54): uma mais superior, mais argilosa, úmida, escura e rica em matéria orgânica e outra mais profunda, de cor bege claro, com maior granulação (areia), seca e sem presença de matéria orgânica. A segunda camada possivelmente é proveniente da alteração do arenito Bauru. Deste modo, como não houve contraste de resistividade elétrica entre o que poderia ser a segunda camada de solo e o topo do arenito Bauru, todo este pacote será interpretado nas próximas sondagens como arenito.



Figura 54: Corte de afloramento na região de Ibirá - Urupês mostrando o solo nesta área. Note que há divisão de dois tipo: um superior mais escuro, rico em matéria orgânica e úmido e outro mais seco, bege claro e com predominância de areia (adaptado de Leite, 2013).

A terceira camada geométrica foi interpretada como a camada do arenito Bauru saturado com resistividade $< 5 \Omega.m$ e espessura de ~ 14 m, mostrando o topo do Aquífero Bauru na profundidade de ~ 2.1 m. Como a SEV10 está muito próximo à região dos lagos de Termas de Ibirá, esperava-se que o Aquífero Bauru fosse raso.

A quarta camada geométrica foi interpretada como o topo do basalto Serra Geral, na profundidade de ~ 16 m, com resistividade de $\sim 100 \Omega.m$. Verifica-se que esta profundidade está compatível com o topo do basalto em 18 m no poço P24. No entanto, não é compatível com o valor do poço P25 (30 m). A diferença de 12 m entre estes dois poços, dado que suas cotas são muito próximas e devido à sua proximidade geográfica, pode sugerir algum tipo de estruturação lateral do topo do basalto, como já observado por Almeida (2011), em pesquisa realizada na região do Município de Bebedouro, distante cerca de 100 km a leste de Termas de Ibirá.

A Figura 53-b mostra o resultado da inversão individual da sondagem TEM14. O modelo geométrico ajustado possui 5 camadas e erro de 2.2%. Note que a primeira camada geométrica é mais espessa que no resultado da SEV, se estende até ~ 26 m de profundidade, com resistividade de $835 \Omega.m$. Esta camada geométrica engloba toda a camada de solo e o arenito Bauru não saturado. Não foi possível distinguir a camada de solo devido à falta de resolução do método TDEM nos primeiros 10 m de profundidade de investigação, deste modo, ela foi interpretada como arenito Bauru não saturado. A segunda camada geométrica foi interpretada como arenito Bauru saturado, com resistividade de $\sim 33 \Omega.m$ e espessura de ~ 25 m.

A terceira camada geométrica corresponde ao basalto Serra Geral, com profundidade de ~ 48 m e resistividade de $\sim 8000 \Omega.m$. Observe que a profundidade do topo do basalto Serra Geral no TDEM possui uma diferença da ordem de 32 m em relação ao resultado da SEV. Segundo Raiche *et al.* (1985), devido à diferença dos processos físicos envolvidos na SEV e no TDEM, há diferença de definição entre topo de camadas em cada método. A SEV define melhor uma interface condutor/resistor (no caso, arenito saturado/basalto), enquanto que o método TDEM define melhor uma interface resistor/condutor (no caso, basalto/basalto fraturado preenchido com água). No entanto, na simulação para o caso do basalto fraturado discutida no Capítulo 4,

verificou-se que esta diferença é da ordem de 10 m. Por este motivo, não se pode atribuir esta diferença de resultados devido à resolução física dos métodos.

Esta diferença entre os resultados pode estar relacionada às estruturas laterais do topo do basalto. O desnível de 12 m do topo do basalto entre os poços P24 e P25 pode reforçar ainda mais que essas estruturas ocorrem na região do par de sondagens SEV10/TEM14. Almeida (2011) também encontrou diferenças significativas entre os valores do topo do basalto Serra Geral encontrado em poços da região do Município de Bebedouro e os resultados obtidos pelo TDEM. O autor também atribuiu estas diferenças dos resultados às estruturas laterais do topo do basalto. De fato, através da modelagem de situações de estruturação lateral, o autor mostra que estes efeitos são causados nos dados do TDEM. Deste modo, é factível que as diferenças entre os resultados da SEV e TDEM visualizados nestes dados (tanto na espessura do arenito Bauru, quanto na profundidade do topo do basalto Serra Geral) possam estar relacionados com o efeito da estruturação lateral do topo do basalto.

Há ainda duas camadas geológicas que foram definidas no TDEM, mas não foram na SEV. A quarta camada geológica possui resistividade de $\sim 74.5 \Omega.m$ e espessura de ~ 316 m, com topo na profundidade de ~ 78 m. A quinta camada geológica possui resistividade superiores a $10000 \Omega.m$, com profundidade do topo da ordem de 400 m.

A quarta camada geológica pode ser interpretada como um aquífero, devido à sua queda abrupta na resistividade elétrica. Contudo, não é compatível com as profundidades do Aquífero Guarani (arenitos da Fm. Botucatu) que ocorre na região a profundidades superiores a 1000 m, uma vez que a profundidade de seu topo na região está abaixo de 100 m e se encontra entre dois pacotes altamente resistivos (interpretados como basaltos não fraturados). Conforme foi discutido no Capítulo 2, interpreta-se esta camada condutiva como uma região fraturada do basalto. A quinta camada, com profundidade do topo em torno de 400 m, está relacionada ao basalto são (não fraturado e/ou não intemperizado), com litologia correspondente à da terceira camada.

A Figura 53-c mostra o resultado da Inversão Conjunta do par SEV10/TEM14. Nesta inversão adotou-se os pesos da SEV e do TDEM de 2 e 1.8, respectivamente. Os erros são de 2.5% para a SEV e de 6.2% para o TDEM. A camada geológica mais

superficial de resistividade $\sim 130 \Omega.m$ e espessura de 0.32 m corresponde à camada de solo. A segunda camada geoeétrica corresponde ao arenito Bauru não-saturado, com resistividade de $\sim 4900 \Omega.m$ e espessura de 3,0 m. Note que estes valores são compatíveis com os resultados da inversão individual da SEV.

A terceira camada geoeétrica representa o arenito Bauru saturado, com resistividade de $55 \Omega.m$ e espessura de 57 m. A quarta camada representa o basalto Serra Geral não fraturado, com resistividade de $> 4000 \Omega.m$, espessura de 138 m e profundidade do topo de 60 m. Observe que estes valores são incompatíveis com os resultados da inversão individual da SEV (de ~ 16 m). No entanto, este valor é compatível com o resultado da inversão individual do TDEM. Como já mencionado, estas discrepâncias entre a SEV e o TDEM podem ser causadas por estruturas laterais no topo do basalto. Como a Inversão Conjunta tenta ajustar um modelo geoeétrico que melhor represente os dados de SEV e TDEM, os efeitos de estruturas laterais do TDEM influenciaram os resultados da Inversão Conjunta.

As duas últimas camadas geoeétricas correspondem ao basalto Serra Geral. No entanto, a 5ª camada possui resistividade de $\sim 24 \Omega.m$, enquanto que a última camada possui resistividade de $> 40000 \Omega.m$. A 5ª camada pode ser atribuída à zona fraturada do basalto, como já discutido anteriormente. De modo que a última camada corresponde ao basalto são, sem fraturas, mais profundo. A espessura da zona de fraturamento do basalto é menor (~ 138 m), quando comparada à espessura obtida na inversão individual do TDEM (316 m). Este efeito pode ser consequência da influência da estruturação lateral devido à distorção causada na curva de TDEM nos primeiros pontos (Figura 53-c), prejudicando o ajuste do modelo geoeétrico do TDEM, para também ajustar a curva da SEV.

Para entender melhor o comportamento na Área 1, optou-se por combinar em um perfil as informações litológicas dos poços P17, P23 e P24 com os resultados das inversões conjuntas dos pares de sondagens SEV10/TEM14, SEV13/TEM17, SEV01/TEM07 e SEV02/TEM10 (Figura 55). No perfil, as linhas tracejadas representam apenas uma linha de tendência da continuidade do topo da camada, não sendo, portanto, uma representação de interpolação. Nota-se no perfil que o basalto é mais raso na parte urbana de Termas de Ibirá (porção NW do perfil, onde os poços estão

localizados). No entorno do Balneário, pares SEV10/TEM14 e SEV13/TEM17, o topo do basalto pode sofrer desníveis da ordem 20-25 m. Na porção mais SE do perfil, o topo do basalto encontra-se numa cota mais baixa, da ordem de 350 m.

O Aquífero Serra Geral foi identificado apenas entre os pares SEV10/TEM14 e SEV13/TEM17. De acordo com a Inversão Conjunta, sua espessura pode ser variável entre 85 e 330 m e as cotas variam entre 225 e 326 m, no sentido SE. Desta forma, a porção SE entre estes pares de sondagens pode ser uma área potencial para a exploração do aquífero fraturado.

Em relação ao potencial exploratório do Aquífero Bauru, o perfil mostra que a porção de extremo SE do perfil (pares SEV01/TEM07 e SEV02/TEM10) é mais espessa, com espessura da ordem de 80 m e profundidade não superior a 25 m. Em relação à porção NW, nada pode se dizer, pois a descrição litológica dos poços não distingue o arenito saturado do arenito não saturado.

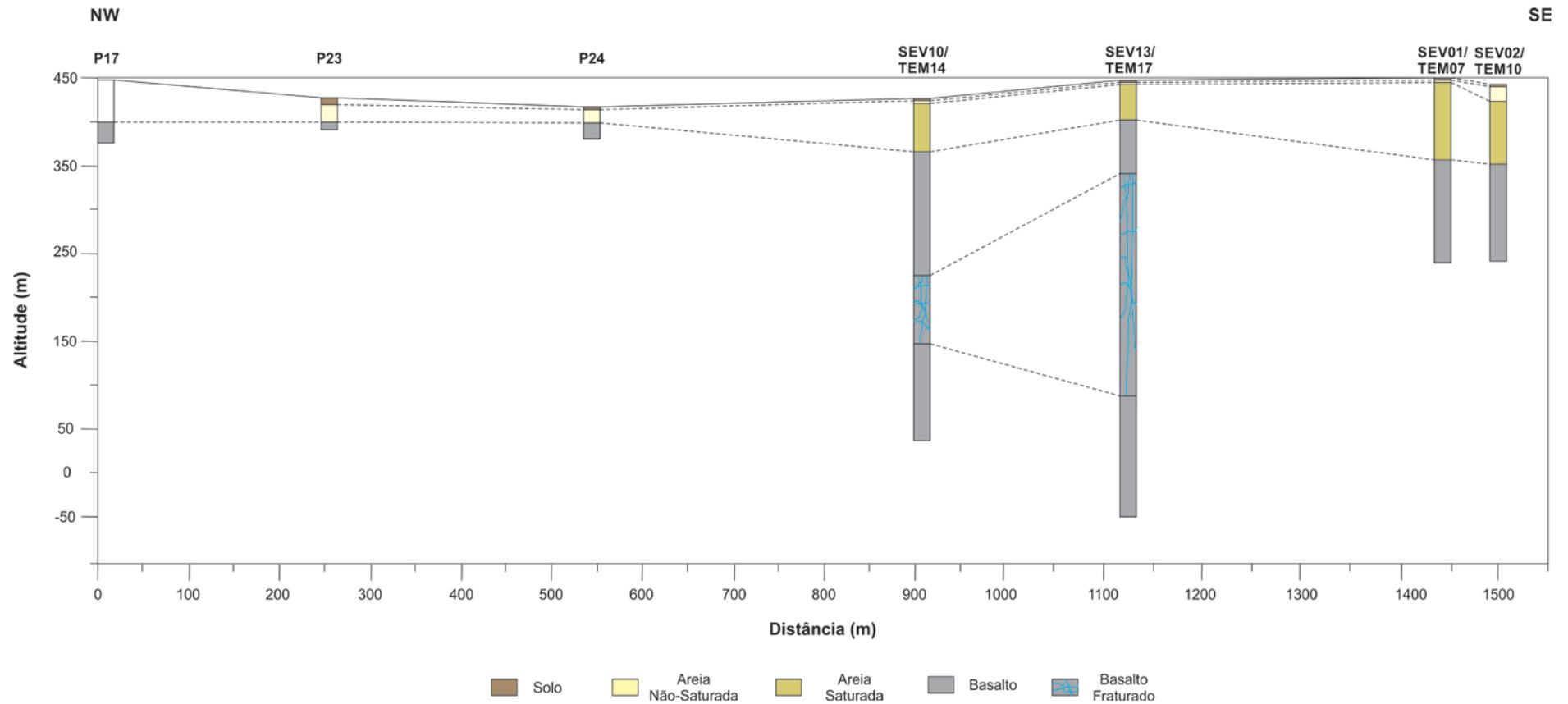


Figura 55: Perfil litoestratigráfico combinado dos poços P17, P23 e P24 com os modelos geolétricos gerados pela Inversão Conjunta dos pares SEV10/TEM14, SEV13/TEM17, SEV01/TEM07 e SEV02/TEM10.

A Figura 56 apresenta os resultados das inversões para o par de sondagens SEV14/TEM18. Esta sondagem está localizada na Área 2.

A Figura 56-a apresenta o resultado da inversão individual da SEV do par SEV14/TEM18. Analogamente ao caso do par SEV10/TEM14, a primeira camada geométrica foi interpretada como a camada de solo com resistividade de 950 Ω .m e espessura de 1.7 m. A segunda camada geométrica representa o arenito Bauru não saturado com resistividade 170 Ω .m e espessura de 4 m, a terceira camada como o arenito Bauru saturado com resistividade de 20 Ω .m e espessura de 25 m e a última como o topo do basalto Serra Geral com resistividade de 203 Ω .m e profundidade de 30 m.

A Figura 56-b mostra a inversão individual do TDEM. Analogamente ao caso do par SEV10/TEM14, o método TDEM não conseguiu resolver as camadas geométricas até 10 m. Os modelos de camadas equivalentes (linha tracejada em preto) possuem dispersão em torno da profundidade de 10 m, corroborando a falta de resolução do TDEM neste intervalo de profundidade. Deste modo, a primeira camada foi interpretada como o arenito Bauru não-saturado, com resistividade de 5800 Ω .m. A segunda camada, com resistividade de 23 Ω .m e espessura de 39 m, foi interpretada como o arenito Bauru saturado. A terceira camada foi interpretada como o basalto Serra Geral são, com resistividade de 1447 Ω .m, espessura de 23 m e profundidade do topo de ~75 m. Comparando-se este resultado com a inversão individual da SEV 14, nota-se uma diferença da ordem de 45 m na profundidade do topo do basalto.

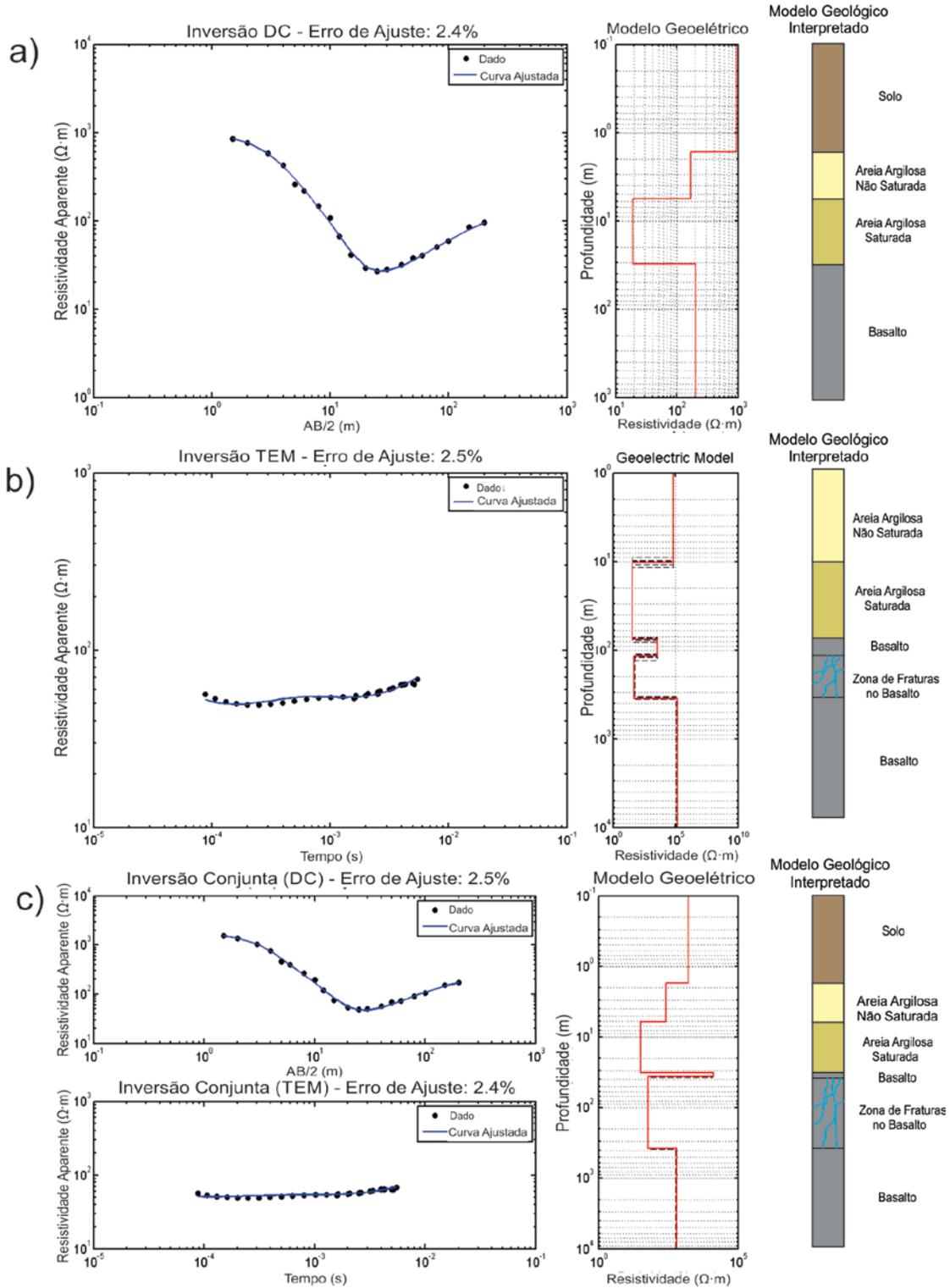


Figura 56: a) Inversão individual 1D da SEV14. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM18. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

Este desnível entre os dois métodos pode ser entendido, analogamente ao caso do par SEV10/TEM14, como um efeito de estruturação lateral do topo do basalto. De fato, como este par de sondagem (SEV14/TEM18) está muito próxima a uma drenagem, sendo plausível que esta estrutura tenha relação com o movimento de blocos, conforme foi discutido no Capítulo 2.

A quarta e a quinta camadas geoeletricas também foram interpretadas como o basalto Serra Geral. Devido à baixa resistividade ($66 \Omega.m$) em relação à terceira e quinta camadas, a quarta camada foi interpretada como uma região de fraturamento do basalto, com espessura de 342 m. A quinta camada é interpretada como o basalto são, com resistividade de $812 \Omega.m$ e profundidade de ~ 350 m.

A Figura 56-c mostra o resultado da Inversão Conjunta. Os pesos utilizados em ambos os dados de SEV e de TDEM foram iguais a 1. O erro percentual do ajuste é de 2.5% para a SEV e 2.4% para o TDEM. O modelo mostra 6 camadas geoeletricas. A primeira camada foi interpretada como a camada de solo, com resistividade de $1700 \Omega.m$ e espessura 1.7 m, valores compatíveis com a SEV.

A segunda e terceira camadas foram interpretadas como a parte não-saturada e saturada do arenito Bauru, respectivamente. A parte não-saturada possui resistividade de $260 \Omega.m$ e espessura de 4.5 m, enquanto que a parte saturada possui resistividade de $28 \Omega.m$ e espessura de 23 m. Note que estes valores também são compatíveis com o resultado da inversão individual da SEV. A quarta camada foi interpretada como a camada do basalto Serra Geral, com resistividade $>10000 \Omega.m$, espessura de 5.8 m e profundidade de 32 m. Note que este resultado para a camada de basalto é muito discrepante em relação à profundidade obtida pela inversão individual do TDEM (75 m), mas a profundidade ajustada é compatível com o resultado de 30 m obtido pela inversão individual da SEV. Este resultado mostra que os efeitos de estruturação lateral do basalto, assim como no caso do par SEV10/TEM14, também é detectado pela Inversão Conjunta, pois a espessura da camada foi distorcida. No entanto, neste caso, a Inversão Conjunta valorizou mais o resultado da SEV em relação ao TDEM, mostrando que a incerteza em relação à profundidade do topo do basalto no TDEM pode ser, em alguns casos, atenuada pela Inversão Conjunta.

A quinta e sexta camadas são interpretadas como o basalto fraturado e o basalto são (não fraturado e/ou intemperizado). A quinta camada possui resistividade de 60 Ω .m e espessura de 358 m, compatível com o resultado individual do TDEM. Entretanto, a profundidade do basalto abaixo da zona de fraturas foi identificada em torno de 490 m, enquanto que no resultado da inversão individual do TDEM identificou em torno de 450 m. Este resultado mostra que a Inversão Conjunta pode ter distorcido a curva de ajuste do TDEM na tentativa de encontrar o melhor modelo geoeletrico que descreva simultaneamente a SEV e o TDEM.

A Figura 57 mostra a inversão da linha de CE localizada próximo à linha de drenagem na Área 2, entre o par de sondagens SEV04/TEM25 e SEV15/TEM19, com direção NW-SE. Como descrito no Capítulo 5, esta linha de CE foi feita com arranjo Wenner-Schlumberger, com espaçamento entre eletrodos de 10 m e comprimento da linha de 610 m. A Figura 57-a mostra a inversão do CE executada no software RES2DINV da GEOTOMO Software (<http://www.geotomosoft.com>) com algoritmo robusto com 15 iterações. O erro percentual de ajuste foi de 7.2%. As pseudoseções de resistividade aparente, a sensibilidade e incertezas do modelo gerado na inversão podem ser visualizadas nas Figuras A27 do Anexo 2.

Na Figura 57-b é apresentada a interpretação geológica da inversão do CE. A camada de solo possui espessura da ordem de 5 m. O arenito Bauru não-saturado possui a mesma espessura, mas profundidade do topo em torno de 10-15 m e o arenito Bauru saturado com espessura entre 20-35 m. A profundidade do topo do basalto Serra Geral varia entre 50 m na porção NW a 10 m na porção SE da linha de CE.

É interessante notar que a espessura do arenito Bauru diminui para SE, de maneira que a profundidade do topo do basalto diminui e sua cota aumenta, acompanhando esta diminuição de espessura e topografia em direção à linha de drenagem (Figura 52). Isto pode significar que a camada de arenito que foi depositado sobre o basalto durante o Cretáceo Superior, pode ter sido exposta e sofrido uma erosão de maior intensidade devido à movimentação do bloco. Para entender melhor a dinâmica destas estruturas e avaliar esta hipótese, é necessário mais ensaios geofísicos para suas demarcações, como linhas de CE's, caminhamentos TDEM e aquisições magnetométricas para as grandes estruturas.

O resultado da inversão do CE também mostra que a profundidade do topo do basalto é variável nesta região (com variação de até ~40 m). Este resultado reforça ainda mais os possíveis efeitos de estruturação lateral do topo basalto nos dados de TDEM, como é mostrado no par SEV14/TEM18. Note que no topo do basalto foi interpretada uma camada do manto de alteração do basalto.

Observando-se os resultados dos pares de sondagens SEV04/TEM15 (Figura A4 do Anexo 1) e SEV15/TEM19 (Figura 58), também é possível notar esta variabilidade no topo do basalto. De acordo com o resultado próximo ao centro do CE, o par SEV04/TEM15 marca o topo do basalto em torno de 40-50 m de profundidade. Já o par SEV15/TEM19 (porção SE do CE) marca o topo em torno de 10 m de profundidade, compatível com o CE.

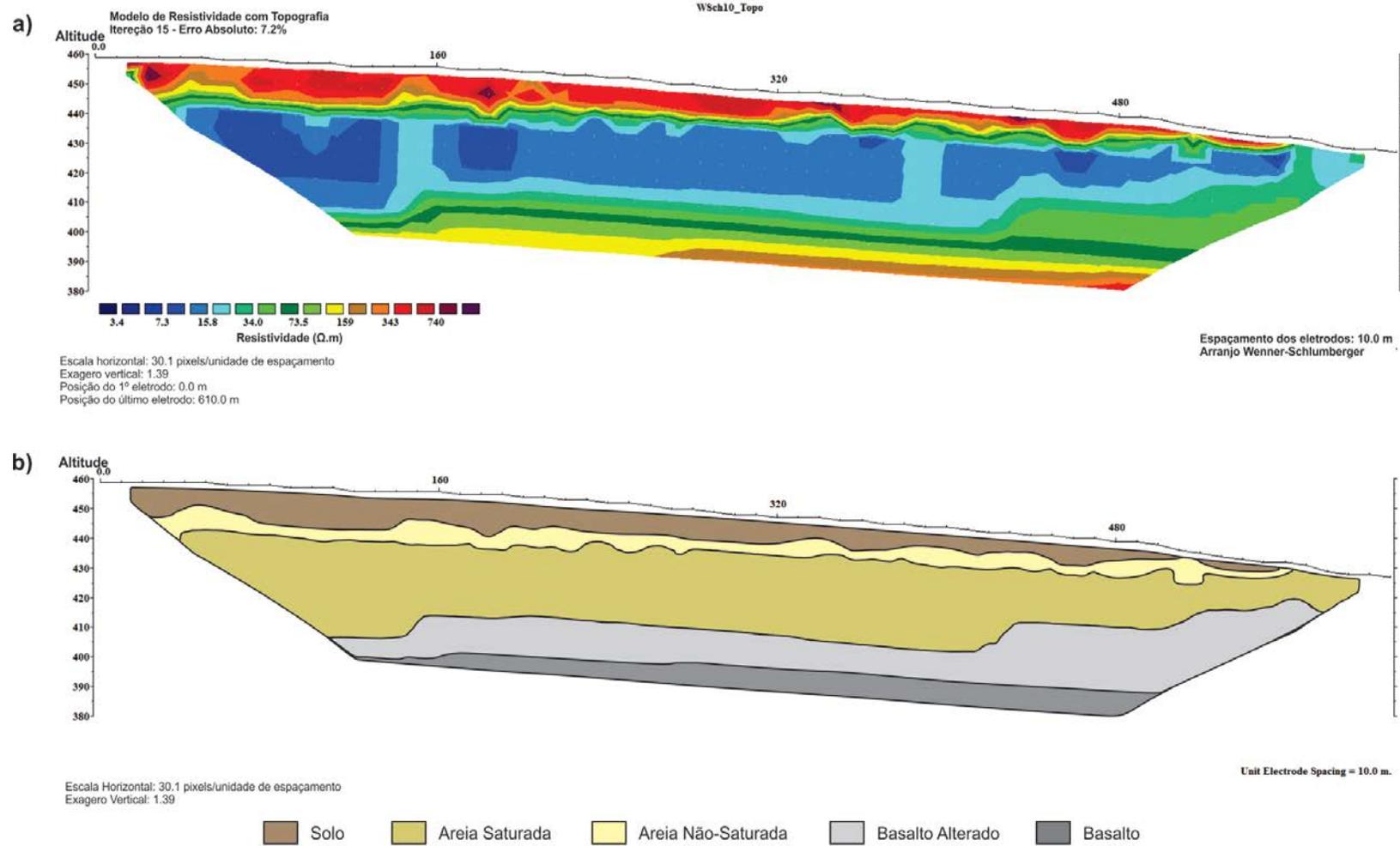


Figura 57: Resultados do CE-Wenner-Schlumberger. a) Modelo geológico obtido pela inversão robusta no RES2DINV. b) Modelo geológico interpretado a partir do modelo em a).

Alinhado ao CE na Área 2, encontra-se o par de sondagens SEV15/TEM19. A Figura 58 apresenta os resultados das inversões individuais de SEV e TDEM e também Inversão Conjunta deste par.

O erro da inversão individual da SEV (Figura 58-a) é de 0.79%. Assim como no caso do par SEV14/TEM18, o resultado da inversão individual da SEV demarcou bem as camadas mais superficiais de solo (espessura de 0.6 m e resistividade de $>1000 \Omega.m$) e arenito Bauru. O arenito Bauru não-saturado foi definido com resistividade de $790 \Omega.m$ e espessura de ~ 1.5 m, já a parte saturada do arenito foi definido com resistividade de $\sim 17 \Omega.m$ e espessura de 9 m. O topo do basalto foi definido na profundidade de ~ 12 m, com resistividade de $\sim 80 \Omega.m$. Note que o basalto no modelo geoeletrico interpretado corresponde a duas camadas no modelo geoeletrico (a segunda camada geoeletrica foi definida com resistividade de $> 600 \Omega.m$), de modo que interpretou-se a primeira camada geoeletrica como o basalto alterado ou uma região fraturada do basalto. Interpretou-se o basalto nesta profundidade em acordo com o resultado do CE, devido à sua proximidade com a linha. É interessante notar que o basalto não fraturado foi identificado em profundidades entre 75 – 92 m, devido à dispersão dos modelos de camadas equivalentes. Esta dispersão está relacionada com a limitação da profundidade de investigação da SEV da ordem de 100 m, devido ao arranjo utilizado.

Como no caso do par SEV14/TEM18, o TDEM não distinguiu a camada de solo do arenito, como mostra a Figura 58-b. Além disso, os modelos de camadas equivalentes mostram grande dispersão até a profundidade de 18 m. Esta dispersão demonstra a ambiguidade do método TDEM em determinar as camadas mais rasas até 10 m de profundidade. Deste modo, o arenito Bauru não-saturado foi interpretado com espessura de ~ 16 m e resistividade de $\sim 1000 \Omega.m$, enquanto que o arenito saturado é pouco espesso, com espessura da ordem de 5 m e resistividade de $\sim 60 \Omega.m$. O topo do basalto Serra Geral foi definido em torno de 20 m, com resistividade em torno de $100 \Omega.m$. Note que no caso do TDEM, também há dois horizontes no modelo geoeletrico correspondentes ao basalto, o 1º foi interpretado como o basalto alterado ou fraturado com resistividade $60 \Omega.m$ e a 2ª camada foi interpretada como o basalto são com resistividade de $> 5000 \Omega.m$. No modelo do TDEM há grande variabilidade dos modelos de camadas equivalentes (linhas tracejadas em preto) no topo do basalto. Como já comentado nos casos da Área 1, a estruturação lateral do topo do basalto é um

possível causa para esta indefinição do TDEM. O CE da Área 2 mostra que nesta área o a cota do topo do basalto pode variar em até 25 m entre os extremos da linha de CE.

A Figura 58-c apresenta o resultado da Inversão Conjunta do par SEV15/TEM19. Nesta Inversão Conjunta, atribui-se os pesos de 0.7 e 1 para a SEV e TDEM, respectivamente. Assim como nos casos anteriores, a Inversão Conjunta resolveu as camadas superficiais de solo e arenito Bauru até 10 m, eliminando a falta de resolução do TDEM neste intervalo. O solo foi definido com espessura de ~1.2 m e resistividade $>1000 \Omega.m$. A parte não saturada do arenito Bauru foi definida com resistividade de ~470 $\Omega.m$ e espessura da ordem de 1.0 m. A parte saturada com resistividade de ~25 $\Omega.m$ e espessura da ordem de 8.5 m. O basalto foi definido na profundidade da ordem de 10 m, compatível com o resultado individual da SEV e a tendência do CE mostrado na Figura 57. A Inversão Conjunta também definiu dois horizontes geoeletricos para o basalto, sendo interpretada a 1ª camada como o basalto alterado ou fraturado, com resistividade da ordem 82 $\Omega.m$ e espessura de ~430 m. A 2ª camada, representada como o basalto são, possui resistividade superior a 1000 $\Omega.m$. No resultado desta Inversão Conjunta, é interessante notar que todos os modelos de camadas equivalentes convergiram para o mesmo modelo geoeletrico, ao contrário dos resultados das inversões individuais da SEV15 e TEM19. Este resultado mostra que a Inversão Conjunta foi capaz de eliminar as ambiguidades de cada método, utilizando-os de forma complementar, com os dados da SEV15, delimitou as camadas mais rasas do arenito Bauru e com os dados do TEM19 delimitou o pacote basáltico e o aquífero fraturado em seu interior.

A Figura 59 apresenta o perfil litoestratigráfico com a combinação dos poços P17 e P18 e os pares de sondagem SEV04/TEM25 e SEV14/TEM18, com direção SW-NE. Nota-se no perfil que o topo da camada de basalto mantém-se constante nesta direção, na cota de ~390 m. O arenito Bauru sofre uma diminuição de espessura para NE, variando de ~50 m para 25-30 m. O Aquífero Serra Geral torna-se mais raso entre os pares SEV04/TEM25 e SEV14/TEM18, com variação do topo da cota 150 para a 400 m, de modo que a região em torno do par SEV14/TEM18 (coincidente com parte da Área 2) possui bom potencial exploratório para água subterrânea, pois a profundidade é da ordem de 40 m, sua espessura da ordem de 300 m e está numa cota inferior às suas

adjacências (SEV04/TEM25, P17 e P18). O Aquífero Bauru diminuiu espessura de ~50 m para ~30 em direção a NE, pelo menos até a região do par SEV14/TEM18.

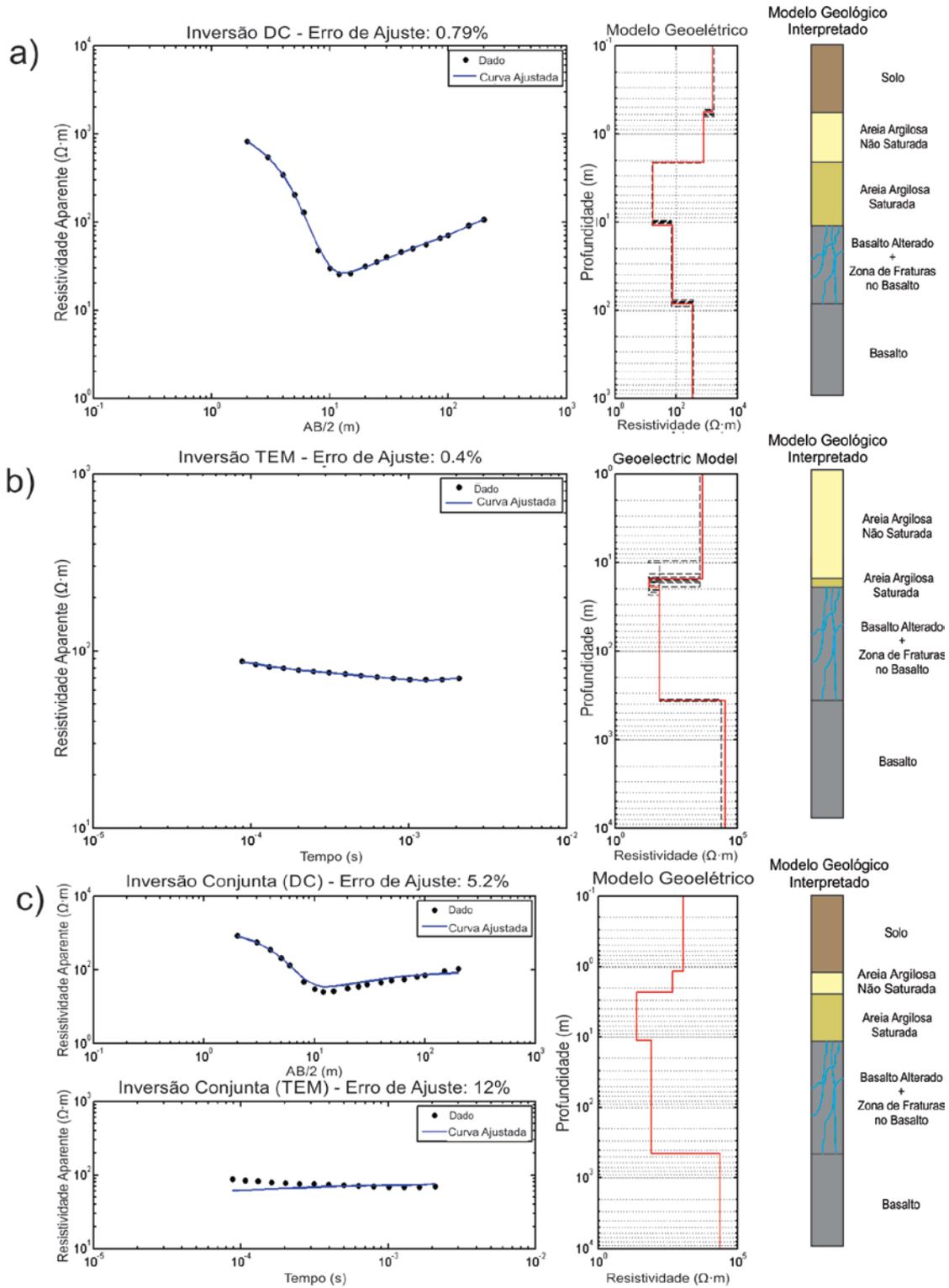


Figura 58: a) Inversão individual 1D da SEV15. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM19. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

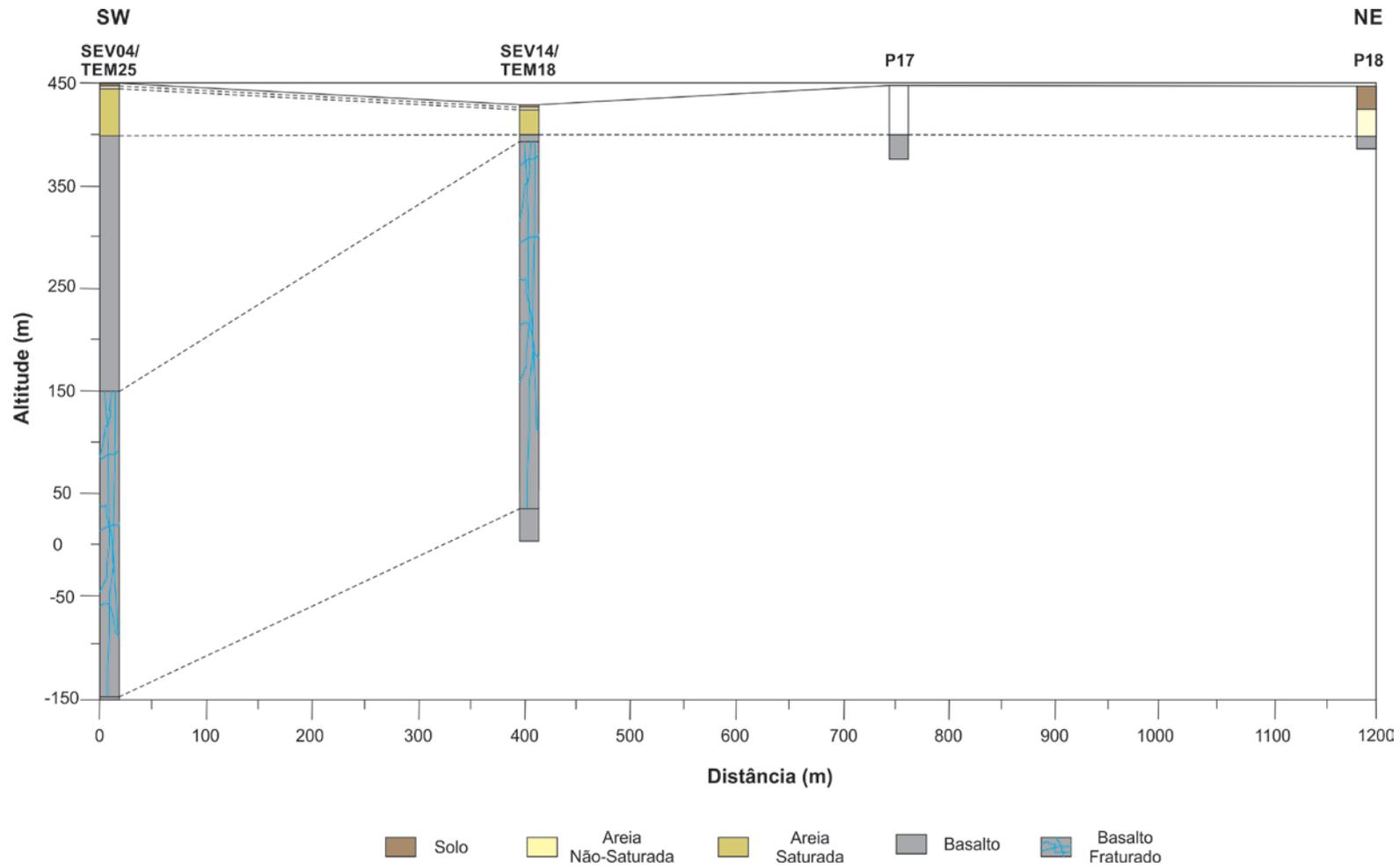


Figura 59: Perfil litoestratigráfico combinado dos poços P17 e P18 com os modelos geolétricos gerados pela Inversão Conjunta dos pares SEV04/TEM25 e SEV14/TEM18.

A Área 3, como já comentado, pertence à engarrafadora Água Mineral Ibirá, de modo que sua caracterização geolétrica poderá ser importante para a prospecção de água subterrânea. Por este motivo, nesta região é interessante analisar os resultados das Inversões Conjuntas dos pares de maneira integrada. A Figura 60 apresenta o perfil E-W composto pelos modelos geolétricos gerados pela Inversão Conjunta dos pares de sondagens SEV18/TEM23, SEV17/TEM22, SEV16/TEM21, SEV01/TEM07 e SEV02/TEM10.

No perfil, os três primeiros pares de sondagens pertencem à Área 3, como pode ser visualizado na Figura 60. Dentro desta área, o Aquífero Bauru, composto pela parte do arenito Bauru saturado, é mais espesso nos extremos. Na sua porção mais a oeste (SEV18/TEM23), o Aquífero Bauru encontra-se a uma profundidade de cerca de 10 m e espessura da ordem de 50. Na porção a leste (SEV16/TEM21), o Aquífero Bauru encontra-se a menos de 2 m de profundidade, com espessura da ordem de 90 m. Deste modo, estes resultados mostram que a parte mais a leste da Área 3 possui o maior potencial exploratório para água subterrânea do aquífero sedimentar, visto que é muito raso e espesso.

Na Figura 60, observa-se que o topo do basalto torna-se mais raso próximo ao par SEV17/TEM22, atingindo cotas da ordem de 400 m e profundidade de 25 m. Nas extremidades da Área e (pares SEV18/TEM23 e SEV16/TEM21), o basalto torna-se mais profundo, com o topo em 50 m de profundidade na parte oeste e 90 m na parte leste (SEV16/TEM21). No entanto, para interesse prospectivo de água subterrânea do aquífero fraturado, a porção oeste da Área 3 mostra-se com maior potencial, pois o aquífero nesta parte é mais espesso, com espessura superior a 400 m, cujo topo está na profundidade da ordem de 170 m.

O perfil da Figura 60 mostra que o topo do basalto aprofunda-se para leste da Área 3 (SEV01/TEM07 e SEV02/TEM10), atingindo cotas da ordem de 350 m. Não foi possível fazer nenhuma aferição do aquífero fraturado nesta porção, pois as sondagens não mostraram nenhuma percepção no contraste de eletrorresistividade.

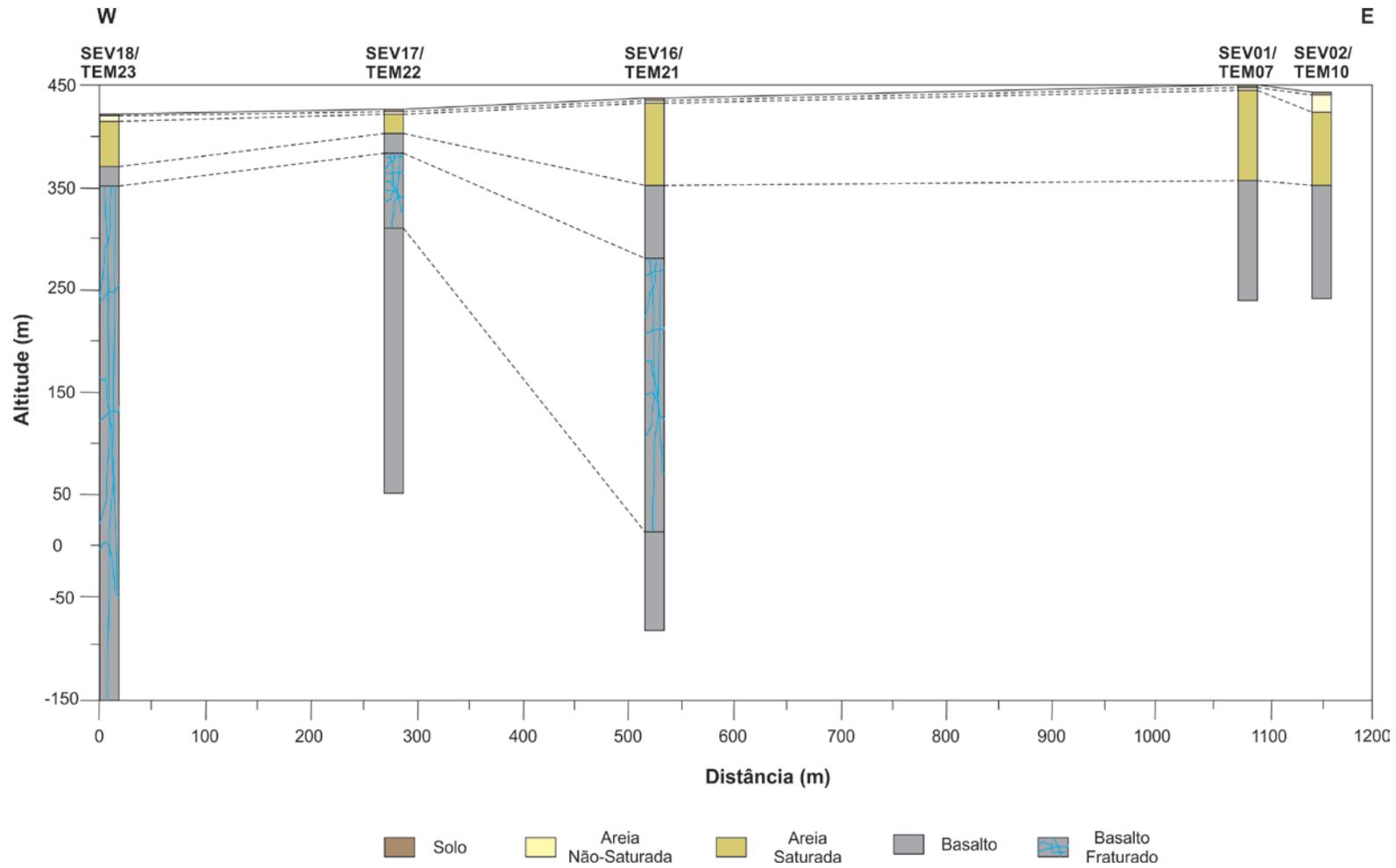


Figura 60: Perfil dos modelos geoeletricos gerados pela Inversão Conjunta dos pares SEV01/TEM07, SEV02/TEM10, SEV16/TEM21, SEV17/TEM22 e SEV18/TEM23.

6.2. Mapas

A análise detalhada das inversões conjuntas da subseção anterior é interessante para a avaliação de detalhe de pequenas áreas de interesse, conforme foi mostrado na Subseção 6.1. Para dimensionar melhor a área estudada, optou-se pela apresentação de mapas de cotas dos topos e mapas de isópacas das camadas e dos Aquíferos Bauru e Serra Geral. No caso dos mapas litológicos, foram gerados a partir das interpretações das inversões individuais de SEV e TDEM, Inversão Conjunta e das descrições litológicas de poços do SIAGAS-CPRM. No caso dos mapas hidrogeológicos, utilizou-se apenas as interpretações das inversões, uma vez que os poços do SIAGAS-CPRM não possuem informações sobre os aquíferos.

A técnica de interpolação utilizada para a geração destes mapas foi a krigagem, executada no Geosoft Oasis Montaj 8.1. Os algoritmos de krigagem do software utilizados foram o *power kriging* e *spherical kriging*. Manteve-se os parâmetros default de krigagem do Geosof. Utilizou-se célula de interpolação de 10 m e a distância de blanqueamento utilizada foi de 500 m.

6.2.1. Litoestratigrafia

O mapa da Figura 61 apresenta a topografia da região de Termas de Ibirá, obtida pela medida da cota dos pontos de sondagem SEV e TDEM e da medida da cota dos poços do SIAGAS-CPRM. A região de menor altitude corresponde à região do Balneário de Termas de Ibirá (Área 1) e da engarrafadora Águas Ibirá, atingindo cotas de 420 m. A região da Área 1 localiza-se num vale, cuja cotas das extremidades podem variar entre 476 m na porção N-NE, 496 m na porção sul e 464 m na porção oeste. Nota-se que as linhas de drenagem traçadas são concordantes com a região de baixada da Área.

O mapa da Figura 62 apresenta o mapa de contorno estrutural do topo da camada do arenito Bauru. Comparando-se este mapa com o mapa da Figura 61, nota-se a forte correlação entre a topografia da região de Termas de Ibirá e a topografia do topo do arenito. Deste modo, é possível perceber que a topografia da área é fortemente dependente da disposição do arenito Bauru. O arenito Bauru possui os menores valores de cotas na região do Balneário e da envasadora Água Mineral Ibirá, atingindo valores

de até 414 – 412 m. Os maiores valores das cotas ocorrem na porção sul de Termas de Ibirá, com valores de até 494 m. A topografia do topo do arenito também aumenta na porção NE, com valores de até 476 m.

A Figura 63 apresenta o mapa de isópacas do arenito Bauru. O mapa mostra que a espessura do arenito é muito variável na região, mas os menores valores ocorrem na região da Área 3 e na porção SE da região urbana de Termas de Ibirá, ocorrendo valores de espessura entre 20 – 35 m. O arenito é mais espesso na porção sul da região, atingindo valores de até 125 m. Na porção NE também há espessamento do arenito, mas com variações entre 35 – 110 m de espessura.

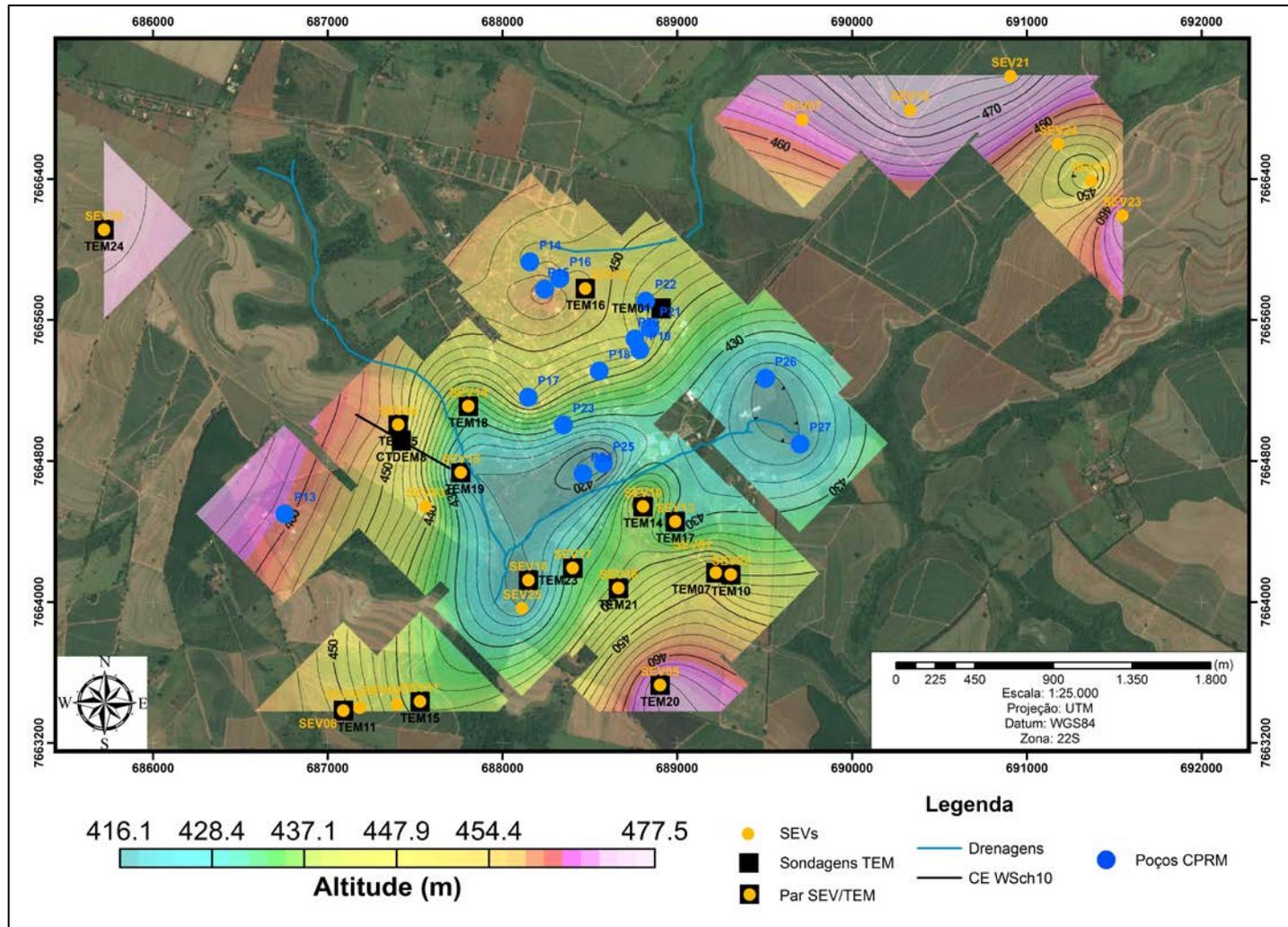


Figura 61: Mapa topográfico da região de Termas de Ibirá.

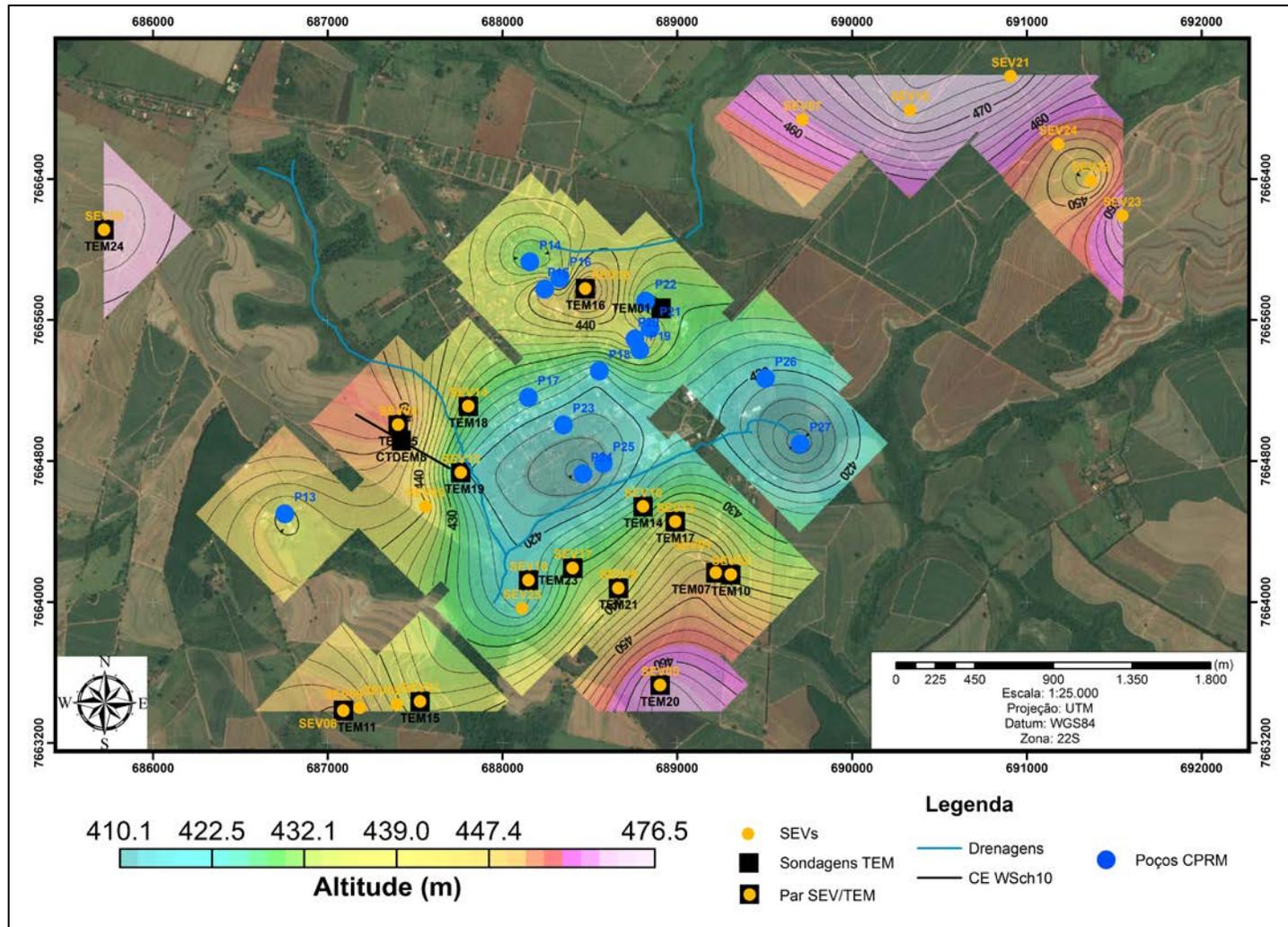


Figura 62: Mapa de contorno estrutural do topo da camada do arenito Bauru.

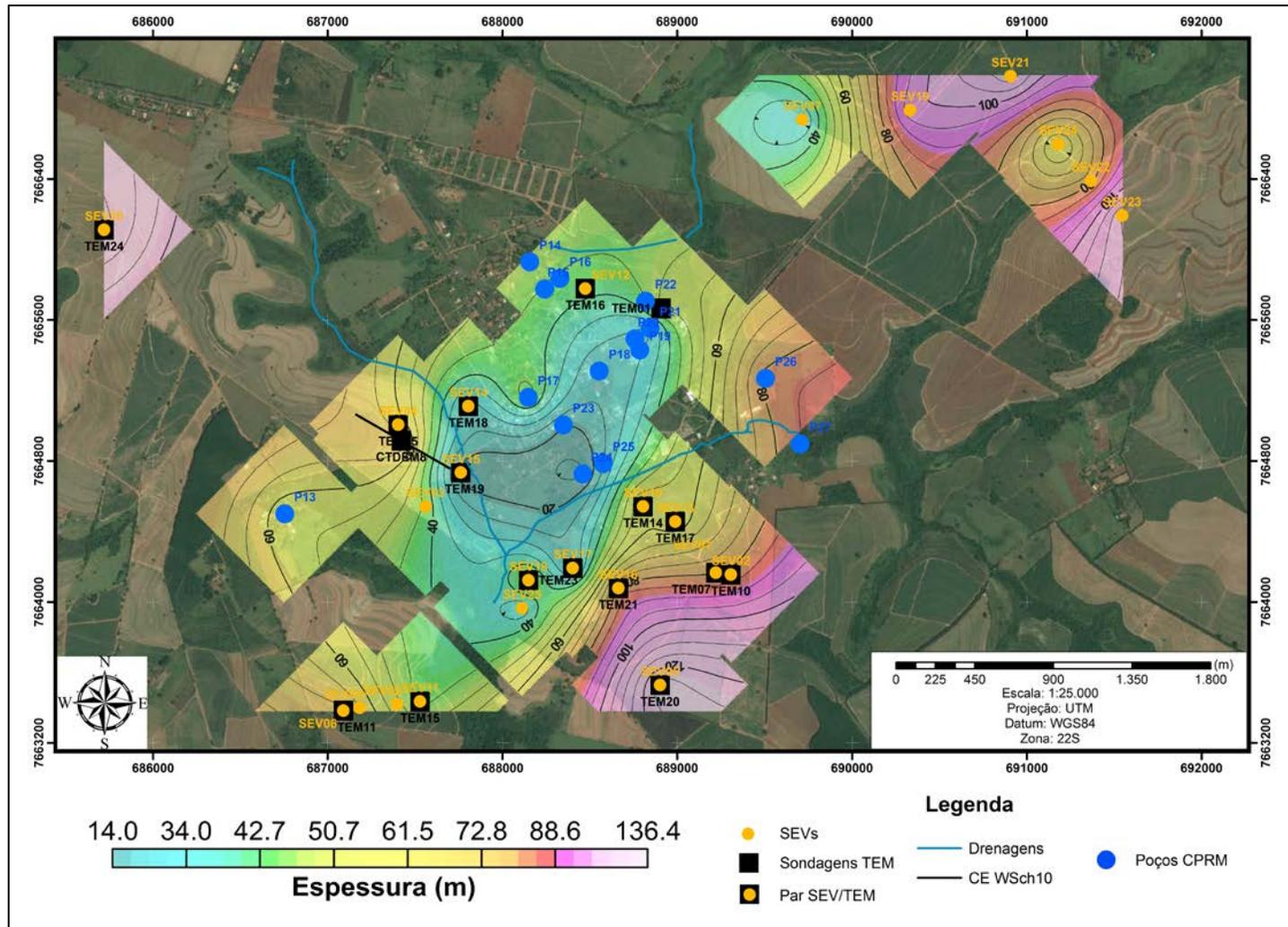


Figura 63: Mapa de isópacas do arenito Bauru.

A Figura 64 apresenta o mapa de contorno estrutural do topo do basalto Serra Geral. Os valores das cotas do topo do basalto aumentam na região urbana de Termas de Ibirá, com ocorrência de valores de entre 400 – 410 m. A região de maiores altitudes ocorre na porção N-NE da área, com valores de até 432 m. Os menores valores de altitude do topo do basalto ocorrem na porção S-SE, atingindo altitudes inferiores a 340 m. No entanto, a região da engarrafadora Águas Ibirá também possui valores baixos, cuja cota é da ordem de 340 m. Em geral, nota-se uma tendência NW-SE de diminuição da altitude do topo do basalto.

O mapa de profundidade do topo do basalto é apresentado na Figura 65. É interessante observar que este mapa possui uma forte correlação com o mapa de espessura do arenito Bauru, onde o arenito é menos espesso o basalto é mais raso. Onde é mais espesso, o basalto é mais profundo. Deste modo, o basalto é mais raso na zona urbana de Termas de Ibirá, com profundidades variando entre 20 – 45 m. Dentro da zona urbana, a porção S-SW possui os valores mais rasos de 20 m. A profundidade do topo do basalto aumenta na porção NE da região de Termas de Ibirá, podendo atingir profundidades da ordem de 100 m. O basalto é mais profundo na porção sul, com profundidades superiores a 120 m.

É interessante analisar estes resultados com foco em prospecção de água subterrânea. Em geral, para este objetivo, é interessante analisar estes resultados sobre a disposição da litologia da área em conjunto com a disposição dos aquíferos, neste caso, aquíferos Bauru e Serra Geral. Esta análise é discutida na próxima subseção.

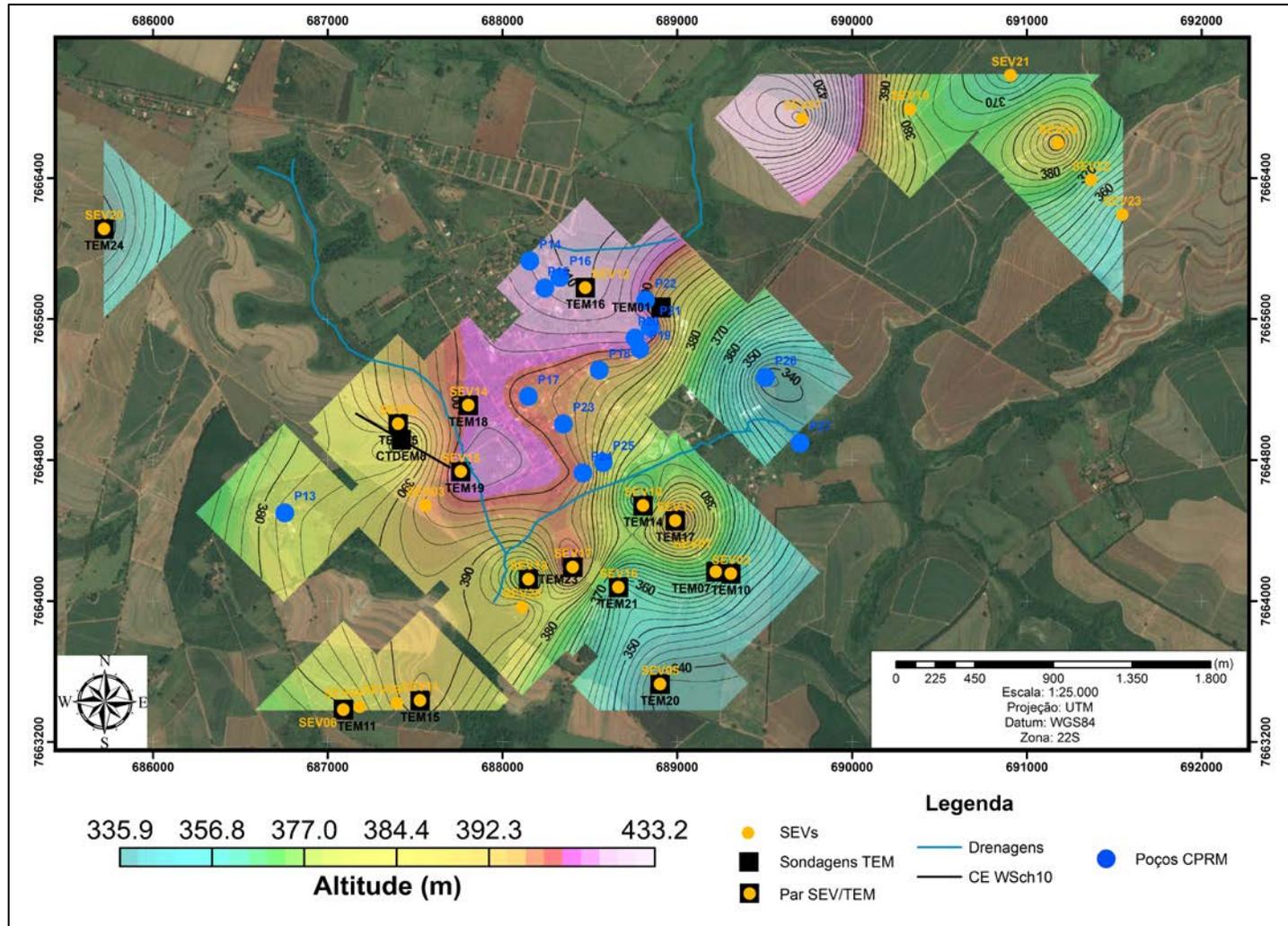


Figura 64: Mapa de contorno estrutural do topo do basalto Serra Geral.

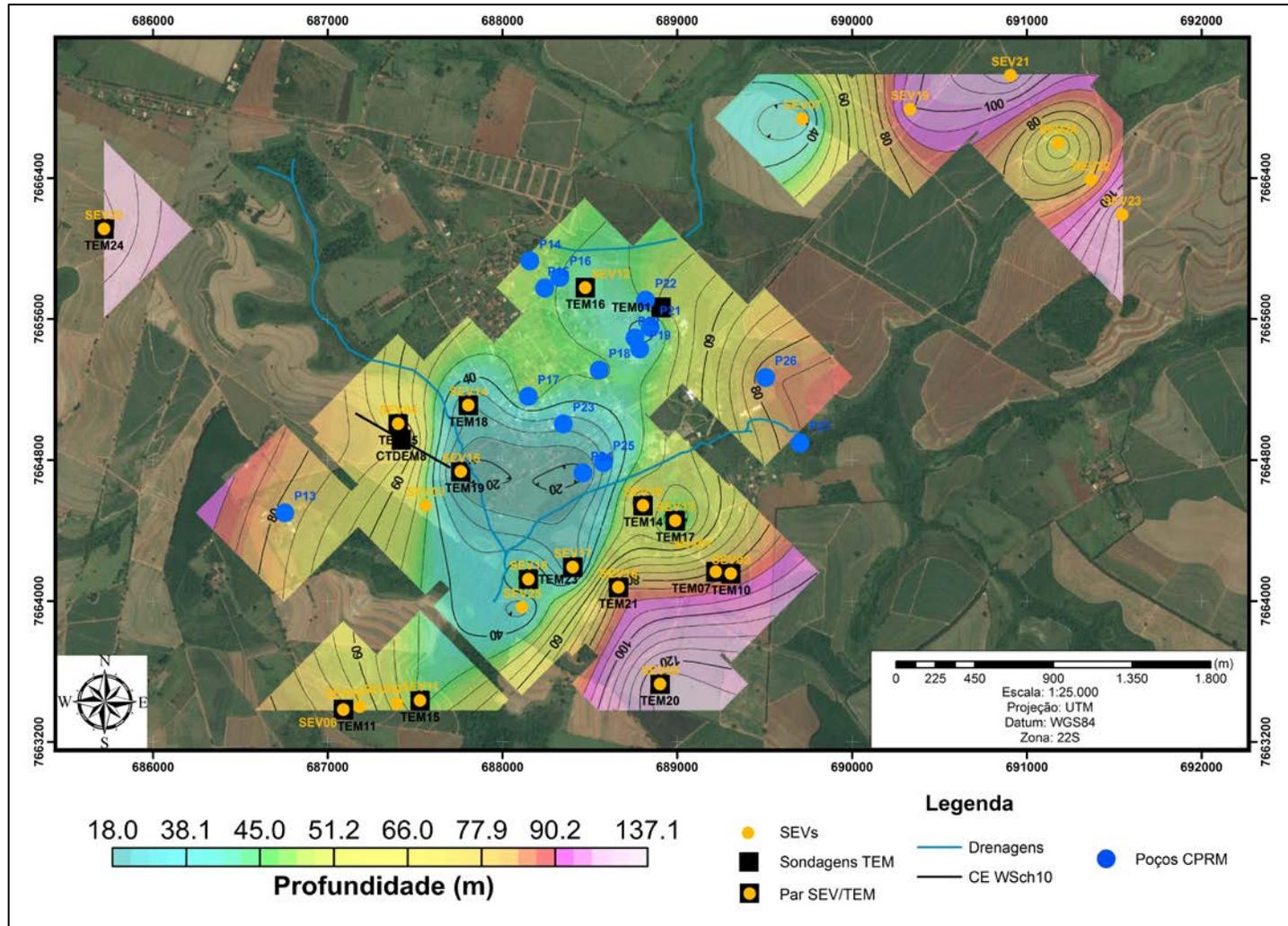


Figura 65: Mapa de profundidade do topo do basalto Serra Geral.

6.2.2. Hidrogeologia

Nesta subseção é discutido e analisado a disposição dos aquíferos Bauru e Serra Geral e também as zonas potenciais para exploração de água subterrânea destes aquíferos.

As Figuras 66 e 67 apresentam os mapas de topografia e profundidade do Aquífero Bauru, respectivamente. A Figura 68 apresenta o mapa de isópacas deste aquífero. Comparando-se os mapas da Figura 66 e 68, nota-se que a espessura do aquífero é fortemente correlacionada com a topografia de seu topo. Isto é, nas porções em que o topo é mais baixo, o aquífero também é menos espesso e vice-versa. As regiões de menores cotas estão sob a zona urbana de Termas de Ibirá, e também na região das Áreas 2 e 3. Na Área 2, o topo do aquífero atinge cotas inferiores a 420 m e espessura entre 20 – 40 m. Na Área 3, o aquífero possui cotas inferiores a 420 m e espessura de 20-25 m. O aquífero torna-se mais alto e espesso nas porções NE e SSE da região, atingindo as maiores cotas na porção NE, superiores a 470 m e a maior espessura na porção SSE, com valores da orde de 120 m.

Os perfis das Figura 69, 70, 71 e 72, cuja localização é mostrada na Figura 66, demonstram esta variação em detalhe. As descontinuidades dos perfis estão relacionadas ao limite de interpolação da krigagem.

Note que todos os perfis mostram um rebaixamento do topo do Aquífero Bauru na porção central do perfil, coincidindo com a área urbana de Termas de Ibirá e a região do Balneário.

A profundidade do Aquífero Bauru torna-se maior em áreas em que está mais baixo e menos espesso, como é o caso das Áreas 2 e 3, cujos valores são da ordem de 32 m e 8 m, respectivamente. No entanto, no caso da Área 3, a profundidade não aumenta tanto quanto na Área 2, de modo que o uso do aquífero para exploração de água subterrânea não é prejudicado. Os maiores valores de profundidade ocorrem na região da Área 2 e os menores valores ocorrem na região da Área 1, com valores inferiores a 1 m.

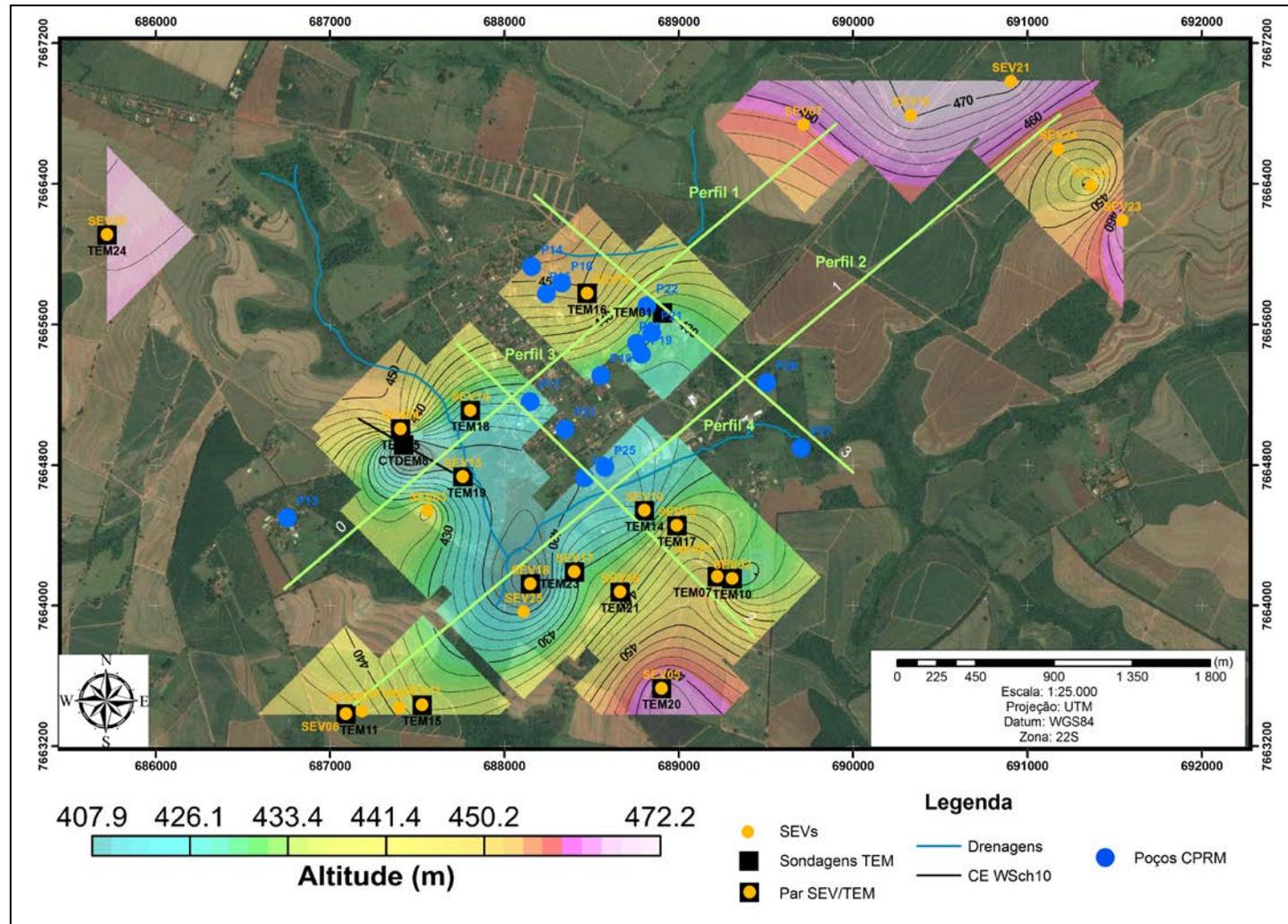


Figura 66: Mapa topográfico do topo do Aquífero Bauru. As linhas em verde-claro mostram a localização dos perfis das Figuras 69, 70, 71 e 72.

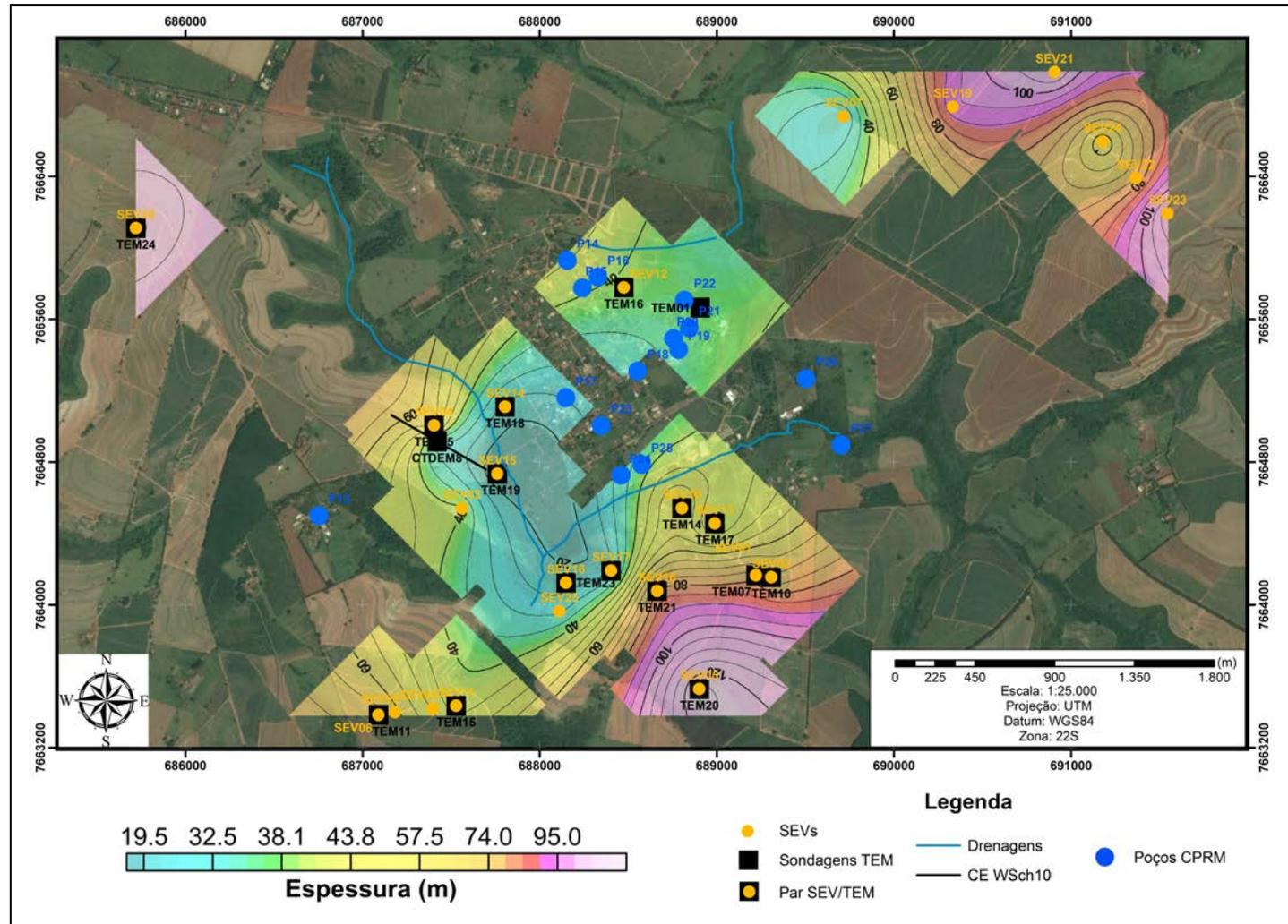


Figura 67: Mapa de isópacas do Aquífero Bauru.

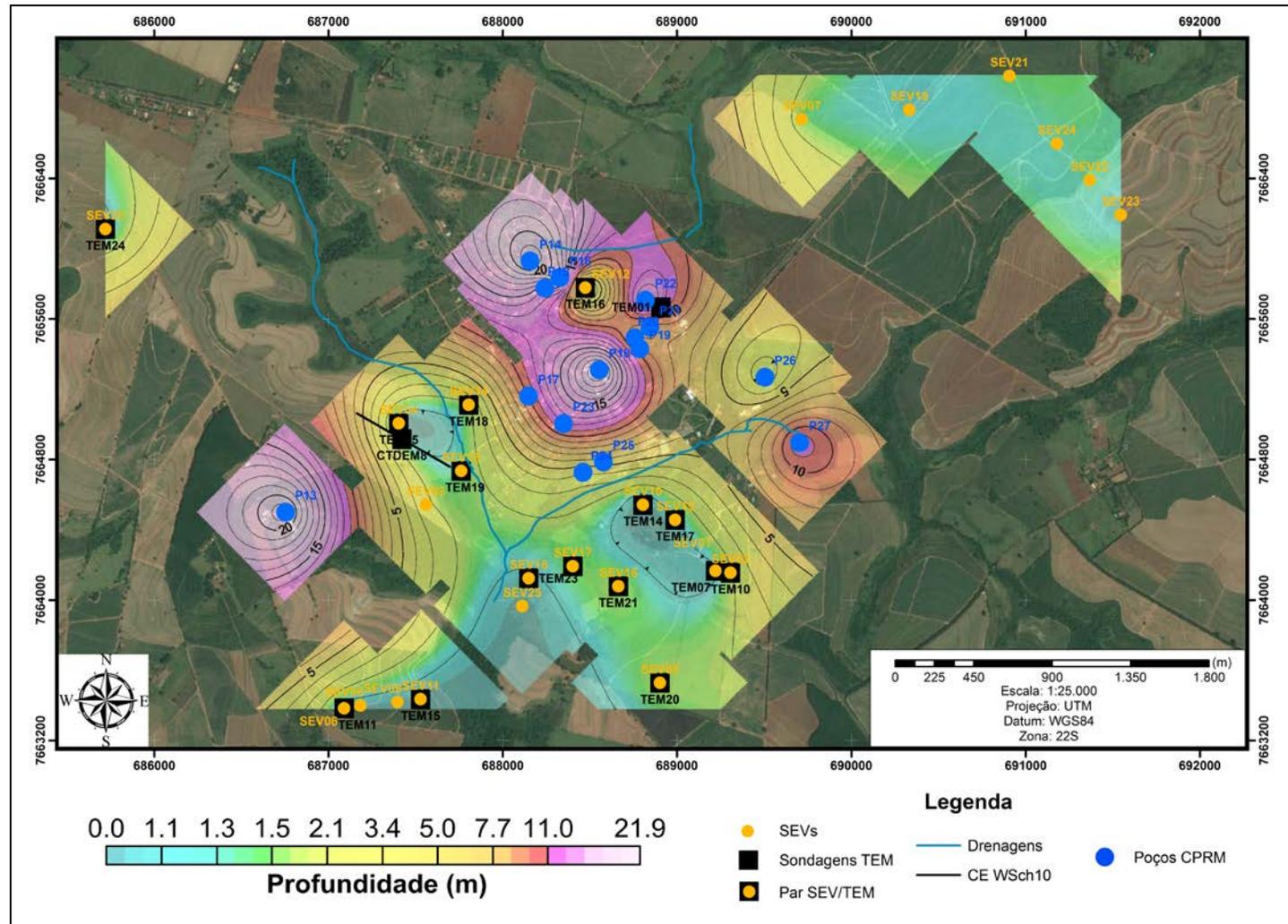


Figura 68: Mapa de profundidade do topo do Aquífero Bauri.

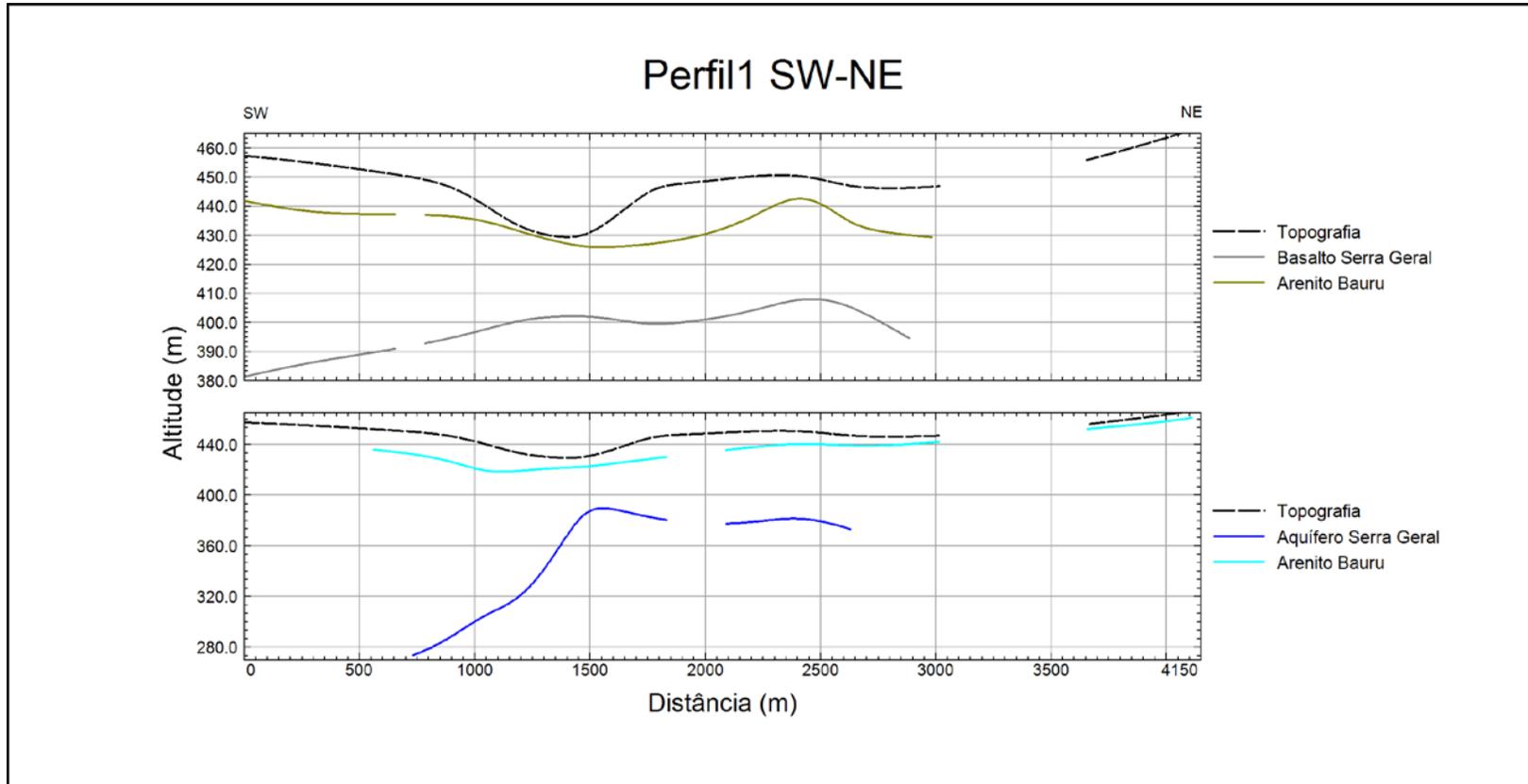


Figura 69: Perfil 1 mostrando o comportamento do topo do arenito Bauru, basalto Serra Geral e Aquíferos Bauru e Serra Geral na direção SW-NE.

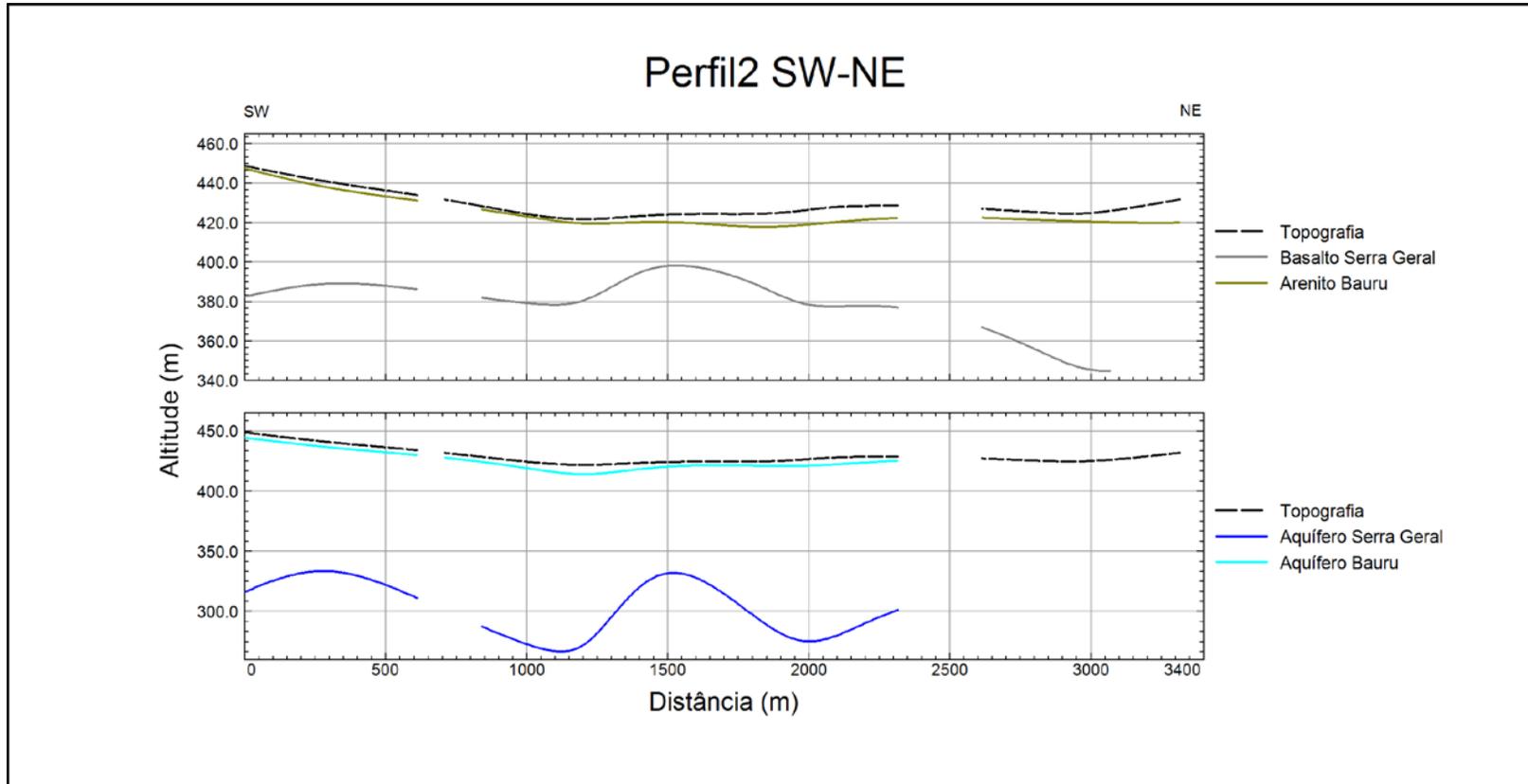


Figura 70: Perfil 2 mostrando o comportamento do topo do arenito Bauru, basalto Serra Geral e Aquíferos Bauru e Serra Geral na direção SW-NE.

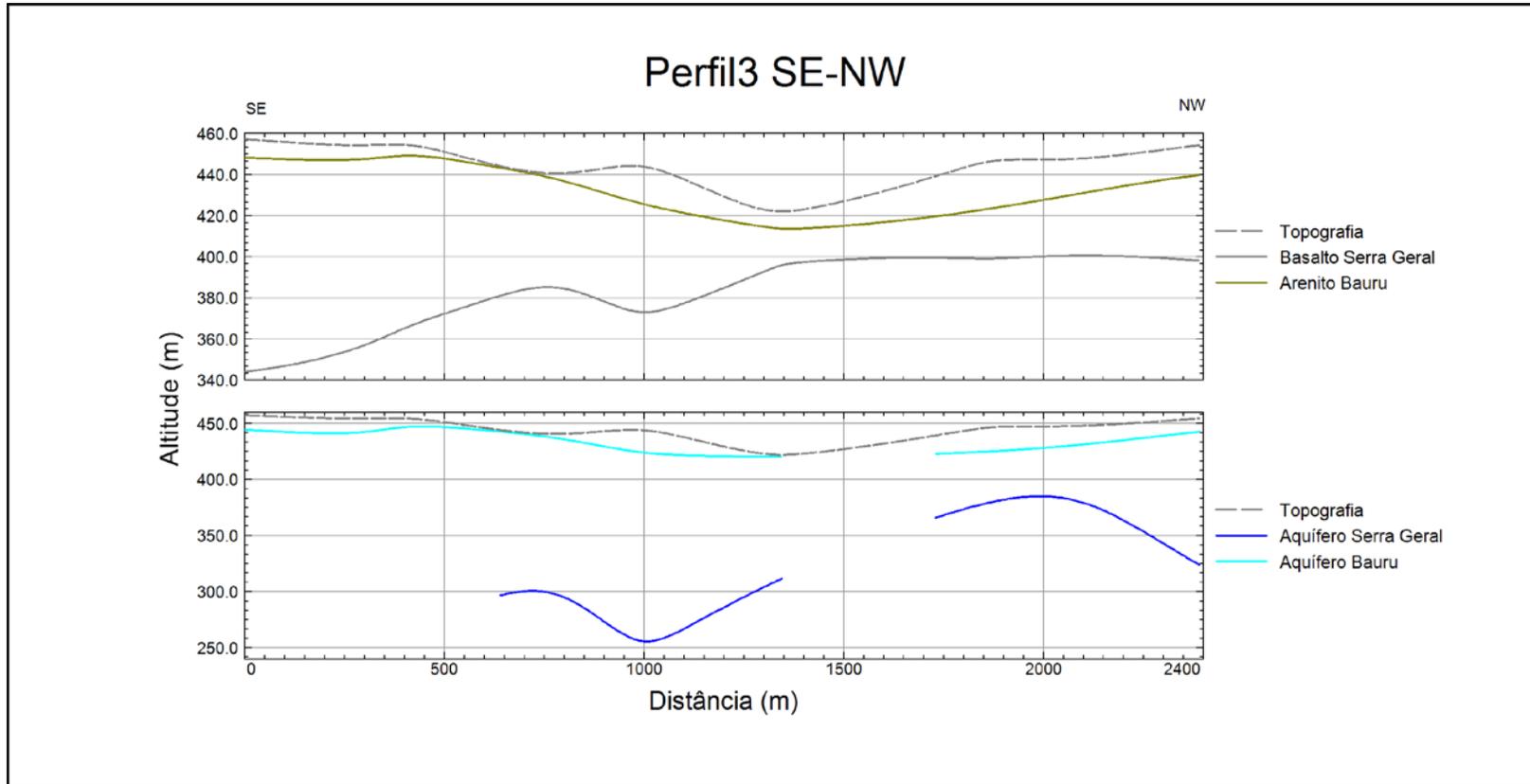


Figura 71: Perfil 3 mostrando o comportamento do topo do arenito Bauru, basalto Serra Geral e Aquíferos Bauru e Serra Geral na direção SE-NW.

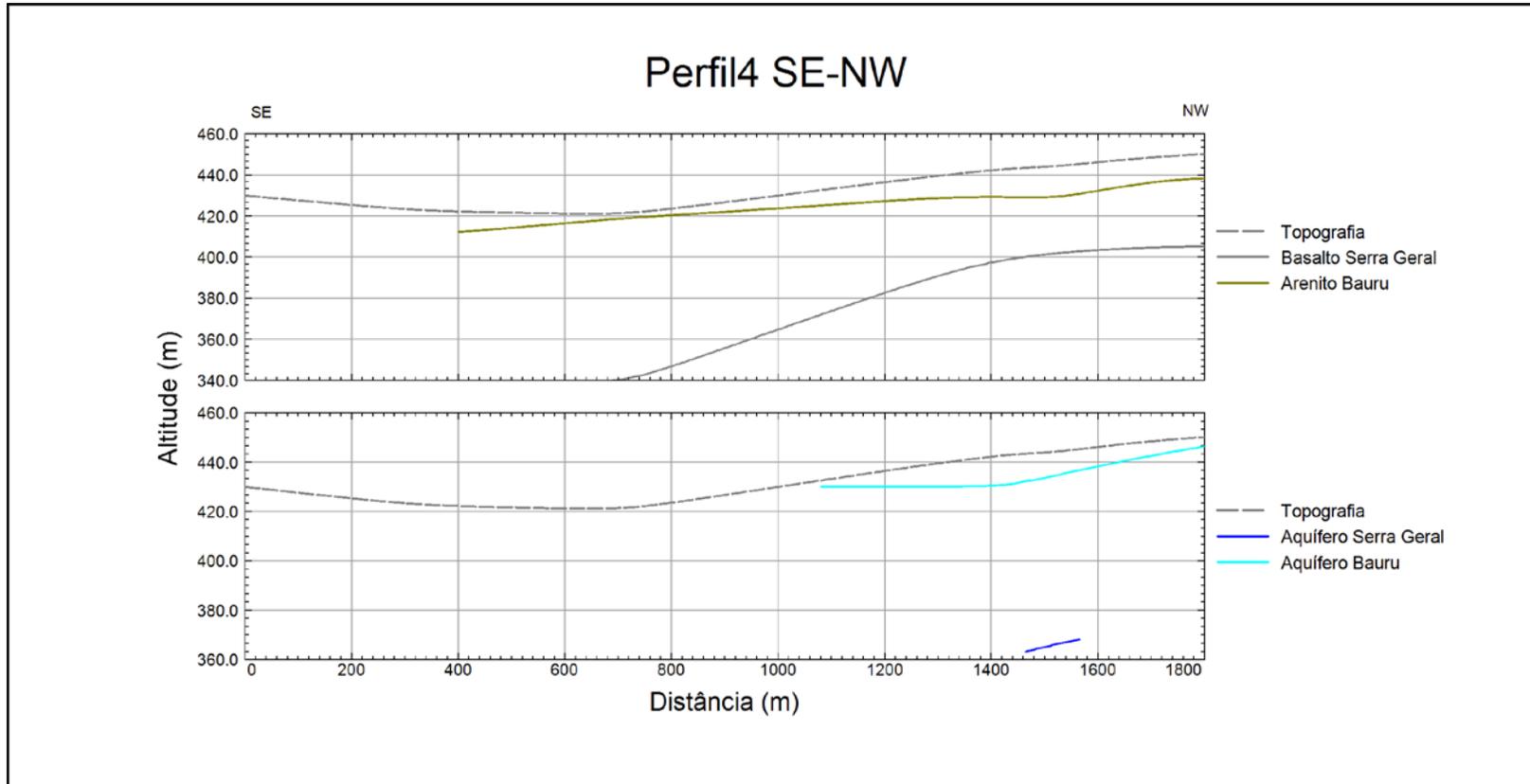


Figura 72: Perfil 4 mostrando o comportamento do topo do arenito Bauru, basalto Serra Geral e Aquíferos Bauru e Serra Geral na direção SE-NW.

Nas Figuras 73, 74 e 75 são apresentados os mapas de topografia do topo, o mapa de isópacas e o mapa de profundidade do topo do Aquífero Serra Geral, respectivamente. Nem todas as sondagens TDEM foram capazes de identificar o Aquífero Serra Geral, por isso a área de informação foi reduzida em relação à área do Aquífero Bauru.

Os mapas mostram que há uma correlação forte entre a topografia e a profundidade do Aquífero Serra Geral: onde o aquífero é mais alto, seu topo é menos profundo. As maiores cotas do aquífero ocorrem na área urbana de Termas de Ibirá, com cotas variáveis entre 350 – 390 m e profundidade entre 40 – 100 m. Os maiores valores de profundidade do topo do aquífero ocorrem na região da Área 1 e na porção sul de Termas de Ibirá, com valores superiores a 270 m e cota do topo da ordem de 170-190 m.

O Aquífero Serra Geral é mais espesso na região das Áreas 2 e 3, com valores de espessura da ordem de 720 e 820 m, respectivamente. Os menores valores de espessura ocorrem na região da Área 1, cuja variação é da ordem de 100 – 200 m.

Os perfis das Figura 69, 70, 71 e 72 mostram a variação do topo do Aquífero Serra Geral nas direções SW-NE e SE-NW. Nota-se que há uma boa correlação do topo da camada de basalto com o topo do Aquífero Serra Geral, de modo que a estruturação do basalto pode condicionar a disposição do aquífero fraturado em algumas regiões da área, como é o caso das porções centrais dos Perfis 1, 2 e 3, localizados sob a região urbana de Termas de Ibirá. Essa estruturação do basalto, conforme já discutida no Capítulo 2, pode estar relacionada ao movimento de blocos devido à ativação e reativação de estruturas de falhas, devido a esforços neotectônicos e também pelo resfriamento e acomodação do derrame basáltico. Etchebere *et al.* (2007) apontam que as principais estruturas que favorecem a exploração de água subterrânea possuem orientações N40, N15 e N350. Deste modo, a procura destas estruturas em estudos futuros e a correlação da topografia do basalto Serra Geral com o topo do Aquífero Serra Geral podem colaborar para o entendimento das disposições dos sistemas de fraturas e regime hidrogeológico deste aquífero na área.

Para avaliar o potencial exploratório dos aquíferos, é importante considerar uma combinação de fatores que aumentam este potencial, como a espessura, a profundidade

e a topografia do aquífero. Deve-se considerar uma área de bom potencial para furos de exploração de água subterrânea regiões em que o aquífero é raso, espesso e com cotas não muito altas, uma vez que os baixos valores de cotas do topo do aquífero estão relacionados às zonas de maior potencial exploratório (Vidal *et. al*, 2005) e nas áreas mais espessas, espera-se uma transmissividade maior, de modo que a vazão dos poços ali alocados possuam maiores vazões (Feitosa, 2000). Nestas áreas, as chances de se obter poços com altas vazões é maior. Com base nestes requisitos, elaborou-se um mapa de regiões de favorabilidade para perfuração de poços de exploração de águas subterrâneas (Figura 76), com demarcações distintas para exploração dos Aquíferos Bauru e Serra Geral.

No mapa da Figura 76 foram demarcadas cinco zonas de favorabilidade do Aquífero Bauru (AqB1, AqB2, AqB3, AqB4 e AqB5) e três do Aquífero Serra Geral (AqSG1, AqSG2 e AqSG3). É interessante notar que todas as zonas de favorabilidade do Aquífero Serra Geral AqSG1, AqSG2 e AqSG3 possuem grande intersecção com as zonas AqB1, AqB2 e AqB3, respectivamente. Recomenda-se nestas zonas de intersecção a perfuração de poços de exploração de água subterrânea com capacidade exploratória tanto do Aquífero Bauru, como do Aquífero Serra Geral. Para isto, será necessário que os poços atinjam profundidades da ordem de 700-800 m, pois deste modo também terão capacidade de aproveitamento de grande parte do Aquífero Serra Geral, além de explorarem o Aquífero Bauru.

A zona de favorabilidade AqSG3 não está localizada sobre as regiões de menores valores de profundidade do Aquífero Serra Geral (possui profundidade entre 110-190 m), mas está sobre espessuras razoáveis para a exploração de poços (100 – 310 m) de boa vazão e numa zona de baixo relevo do aquífero. A Tabela 10 apresenta a classificação de potencial exploratório das zonas de favorabilidade, com uma classificação de prioridades das zonas dentro do respectivo aquífero. Estas prioridades foram definidas com base nos critérios de favorabilidade já discutidos, de modo que espera-se que nas zonas de maior prioridade, obtenha-se poços produtores de maiores vazões.

Tabela 10: Prioridades de exploração das zonas de favorabilidade

Zona de Favorabilidade	Aquífero	Prioridade
AqB1	Bauru	2
AqB2	Bauru	4
AqB3	Bauru	1
AqB4	Bauru	3
AqB5	Bauru	5
AqSG1	Serra Geral	3
AqSG2	Serra Geral	2
AqSG3	Serra Geral	1

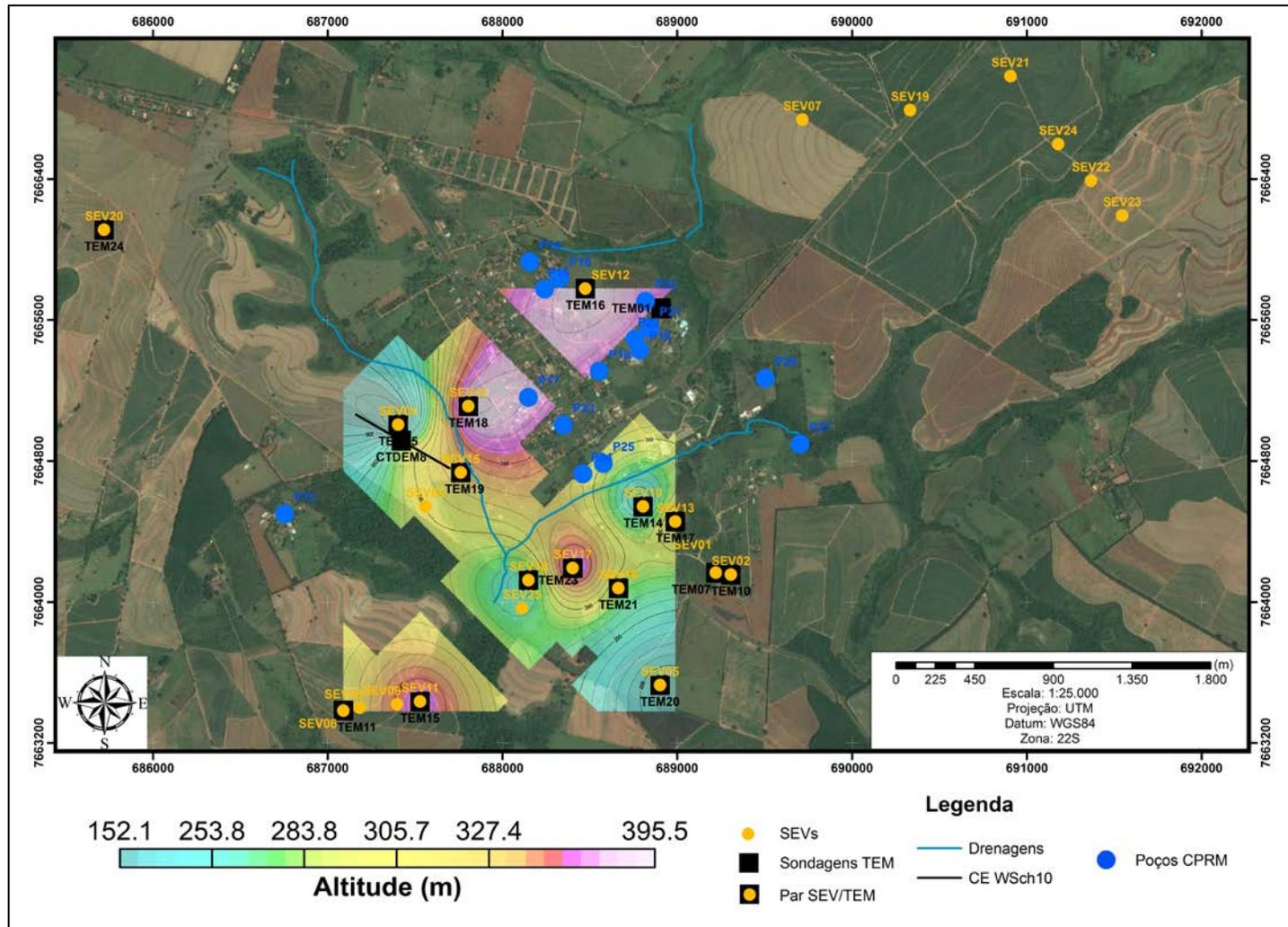


Figura 73: Mapa topográfico do topo do Aquífero Serra Geral.

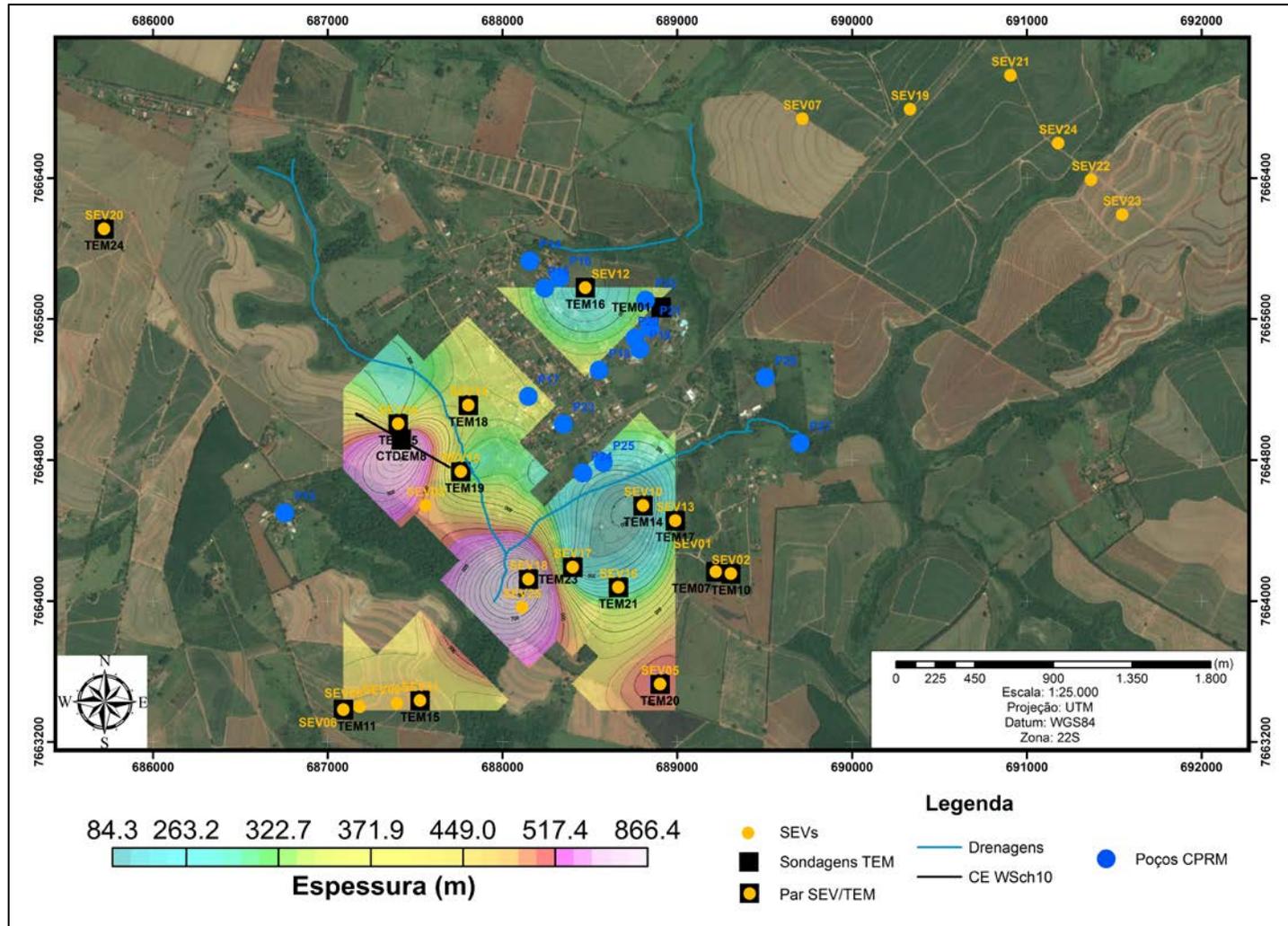


Figura 74: Mapa de isópacas do Aquífero Serra Geral.

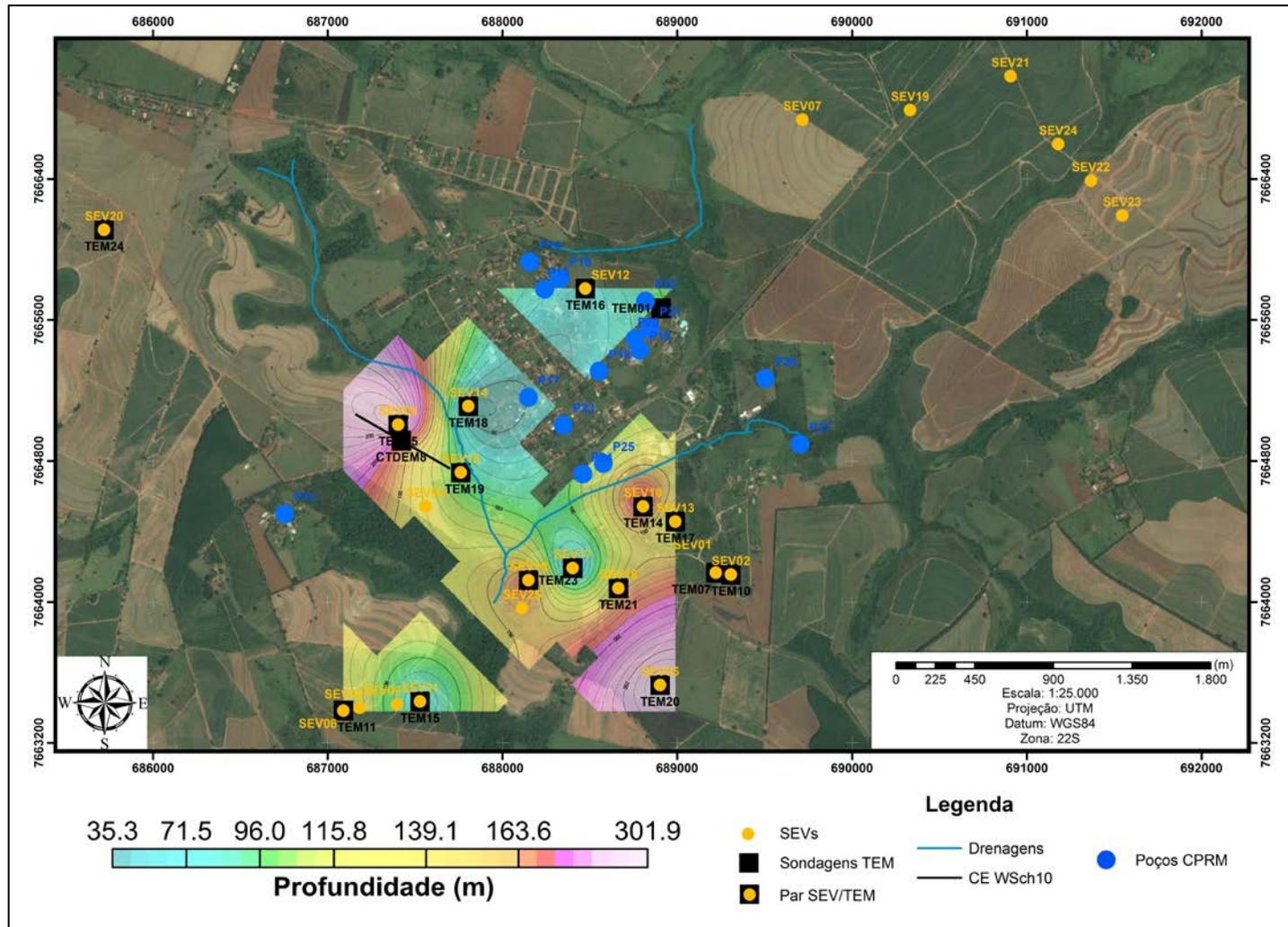


Figura 75: Mapa de profundidade do topo do Aquífero Serra Geral.

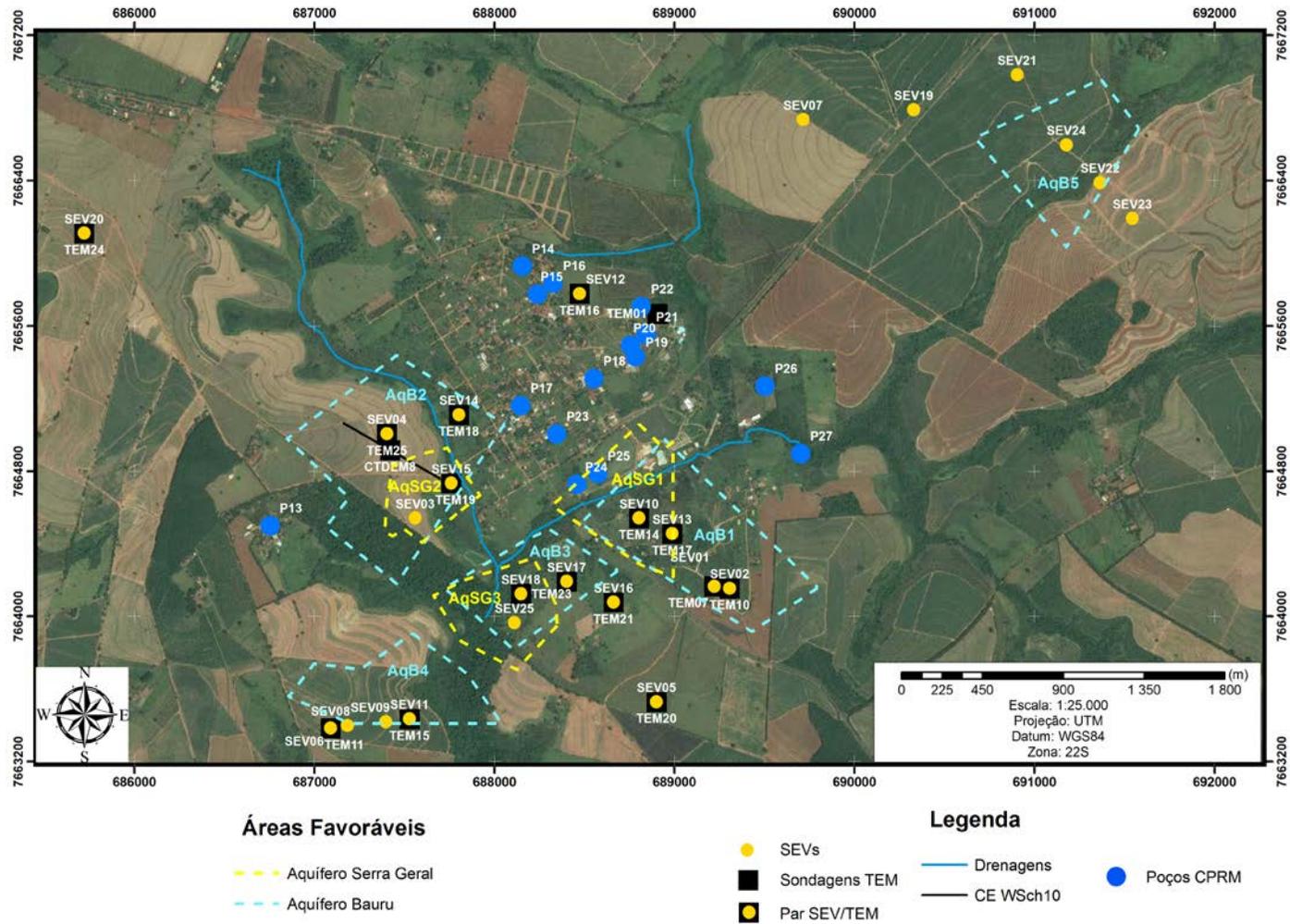


Figura 76: Mapa de zonas de favorabilidade de exploração de água subterrânea. Em azul estão demarcadas as zonas de favorabilidade do Aquífero Bauru e em amarelo as zonas do Aquífero Serra Geral.

Capítulo 7: Conclusões e Recomendações

A Inversão Conjunta mostrou-se eficiente no sentido de complementar as informações das camadas mais rasas (arenito Bauru) através dos dados das SEVs e das camadas mais profundas (basalto Serra Geral) através dos resultados das sondagens TDEM. Além disso, a Inversão Conjunta também foi capaz complementar à SEV a identificação das zonas de fraturas dentro do interior do pacote basáltico. Deste modo, a metodologia é adequada para a investigação e caracterização dos aquíferos sedimentar e fraturado da região de Termas de Ibirá.

Com os resultados da Inversão Conjunta, foi possível determinar cinco de zonas de favorabilidade de exploração do Aquífero Bauru e três zonas de favorabilidade do Aquífero Serra Geral (Figura 76). A Tabela 10 apresenta a classificação de prioridades de exploração destas zonas de favorabilidade. As zonas de favorabilidade do Aquífero Serra Geral possuem grandes regiões de intersecção com as zonas de favorabilidade do Aquífero Bauru. Portanto, recomenda-se a perfuração de poços de exploração profundos, com profundidade entre 700 – 800 m ou superior, de maneira que o Aquífero Serra Geral seja bem aproveitado para a produção de água subterrânea. Com a classificação de prioridades da Tabela 10, espera-se que nas zonas de maiores prioridades de exploração, sejam perfurados poços de maiores vazões. Embora o poço P27 tenha a maior vazão da região, não foi possível realizar ensaios geofísicos em sua proximidade, devido às condições de seu entorno. Por isso, em projetos futuros na área, recomenda-se que ensaios geofísicos próximos a P27 sejam realizados.

Estes resultados poderão ser de grande importância para a região de Termas de Ibirá, uma vez que a exploração de água em grandes profundidades dentro do pacote basáltico poderá ser relevante para a produção de água potável, de modo que o atrativo turístico do Município de Ibirá poderá ser restaurado. Estes resultados poderão auxiliar na produção de água para consumo da população, produção de água mineral e/ou agropecuária da região.

Trabalhos como de Etchebere *et al.* (2007) apontam a existência de lineamentos estruturais (que cortam o pacote basáltico) potenciais para a exploração de água subterrânea. Para detalhar estas estruturas, e também para melhorar as informações

acerca da disposição geográfica do Aquífero Serra Geral, recomenda-se que mais ensaios geofísicos sejam feitos na região. Para detalhar as estruturas, caminhamentos TDEM (cujo loop transmissor é mantido fixo, enquanto a bobina receptora é movimentada ao longo de perfis) são altamente recomendáveis. Para isso, necessitar-se-á de bobina receptora com capacidade de resolução 3D para os ensaios de caminhada TDEM. Ensaios de CE na região podem ser utilizados para complementar ao caminhada TDEM a informação mais rasa do arenito Bauru, de modo análogo à Inversão Conjunta de SEV e TDEM. Além disso, recomendam-se também ensaios de magnetometria terrestre na região para localizar as grandes estruturas regionais, e com isso, localizar áreas de detalhamento/*follow up* para o TDEM e o CE.

Embora seja conhecido que o Aquífero Guarani (contido nos arenitos da Formação Botucatu) ocorre na sequência estratigráfica da região após o basalto Serra Geral, apenas duas sondagens TDEM (TEM24 e CTDEM8) foram capazes de atingir sua profundidade (> 1200 m). A maioria das sondagens TDEM não conseguiu atingir este nível de profundidade devido à atenuação do sinal no Aquífero Serra Geral (forte condutor), de modo que a difusão dos campos EM não foi capaz de atingir o Aquífero Guarani. Os poços catalogados no SIAGAS-CPRM também não atingem este aquífero. Deste modo, para caracterizar o Aquífero Guarani na região com o uso da geofísica, será necessário um transmissor mais potente que o TEM57 para o TDEM e também loops maiores (≥ 200 m de lado), para que o momento de dipolo magnético seja incrementado e a difusão dos campos EM seja suficiente para atingir o aquífero. Deve-se ter em mente que para períodos de seca no Estado de São Paulo, o Aquífero Guarani é uma das mais importantes fontes de abastecimento de água do Estado. Por isso, o estudo deste aquífero é altamente recomendável não somente na região do Município de Ibirá, como em toda as áreas de ocorrência da Formação Botucatu no Estado de São Paulo.

Capítulo 8: Referências Bibliográficas

- Almeida, E. R. *Caracterização Geoelétrica na Região de Bebedouro-SP por Meio de Sondagens Eletromagnéticas no Domínio do Tempo (TDEM)*. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 2011.
- Borges, W.R. *Caracterização Geofísica de Alvos Rasos com Aplicações no Planejamento Urbano e Meio Ambiente: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP*. Tese de Doutorado, IAG/USP, 2007.
- Bortolozo, C. A. *Inversão Conjunta 1D de Dados de SEV e TDEM: Aplicações em Hidrogeologia. São Paulo*. Dissertação de Mestrado – IAG-USP, 2011.
- Braga, A. C. O. *Módulo: Métodos Geoelétricos Aplicados nos Estudos de Captação e Contaminação das Águas Subterrâneas*. Apostila do Curso de Geofísica Aplicada do IGC- UNESP - Rio Claro, Rio Claro, 2007.
- Cônego Jr., D. *Estudo Hidrogeológico na Região de Urupês-SP por meio do Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM)*. Trabalho de Graduação, IAG/UP, 2012.
- Couto Jr., M.A. *Inversão Conjunta 1D de SEVs e Sondagens TDEM na Região de Bebedouro-SP*. Trabalho de Graduação, IAG/USP, 2012.
- Curti, D.K. *Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil*. Dissertação de Mestrado, IGC/USP, 2011.
- Danielsen, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndengaard, V., & Sørensen, K. I. *The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. Journal of Applied Geophysics* , 53, pp. 181-198, 2003.
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R.; Fulfaro, V. J. *Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. Geociências, São Paulo: UNESP, v. 26, n.3, p. 229-247, 2007.*
- Feitosa, E. C. Pesquisa de Água Subterrânea. In: Feitosa, F. A. C., Filho, J. M. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Segunda Edição*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000.

- Fernandes A. J., Maldaner, C. Wahnfried, I., Ferreira, M. R. Pressinotti, M. M. N., Varnier, C., Iritani, M. A., Hirata, R. *Modelo conceitual preliminar de circulação de água subterrânea no Aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP*. XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Curitiba, ABAS. 16 p., 2006.
- Kauffman, A., Keller, G.V. *Frequency and Transient Soundings. First Edition*. Elsevier, Amsterdam, 1983.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. *An Introduction to Geophysical Exploration. Third Edition*. England: Blackwell Science Ltd, 2002.
- Kirsch, R., *Groundwater Geophysics. First edition*. Ed. Springer; 2006.
- Locke, M. H. *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys, 2004*. (downloaded in <http://www.geotomosoft.com>)
- Land, A.L., Lautier, J.C., Wilson, N.C., Chianese, G., Webb, S. *Geophysical and Monitoring evaluation of coastal plain aquifers. Ground Waters*, Vol. 42, No. 1, p. 59-67, 2003.
- McNeil, J.D. *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity soundings*. Tech. Note TN-27 Geonics Ltd., Mississauga, Ont., Canada, 1994.
- Meju, M. A. *Simple relative space-time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implication for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most squares-criterion. Geophysical Prospecting*, v. 53, p. 1-17, 2005.
- Milani, E., Melo, J., Souza, P., Fernandes, L., & França, A. B. *Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, nº 1, 265-287. Rio de Janeiro, Brasil, 2007.
- Leite, D.N. *Caracterização Geoelétrica por Meio de Inversão Conjunta 1D de SEV/TDEM na Região de Urupês-SP, Bacia do Paraná: Aplicações em Hidrogeologia*. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 2013.
- N.G.A. *Northwest Geophysical Associates – Time domain electromagnetic exploration*. Tech. Note, 2002.
- Orellana, E. *Prospección geoeléctrica en corriente continua. Segunda edición corregida y ampliada*. Ed. Paraninfo, Madrid. pp 579, 1982.
- Parasnis, D. S. *Principles of Applied Geophysics. Fourth Edition*. Chapman and Hall. 1962.
- Porsani, J. L., Almeida, E. R., Bortolozzo, C. A., & Santos, F. A. M. *TDEM Survey at Paraná Basin Applied to Hydrogeological Studies in Bebedouro Region, São Paulo State, Brazil: Preliminary Results*. Giza, Egypt, 2010.

- Porsani, J., Almeida, E., Bortolozo, C., & Santos, F. A. M. *TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary. Journal of Applied Geophysics*, 82, pp. 75-83, 2012a.
- Porsani, J.L., Bortolozo, C.A., Almeida, E.R., Santos Sobrinho, E. N., Santos, T.G. *TDEM survey in urban environmental for hydrogeological study at USP campus in São Paulo city, Brazil. Journal of Applied Geophysics*, v.76, p.102 – 108, 2012b.
- Raiche, A., Jupp, D., Rutter, H., & Vozoff, K. *The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. Geophysics*, 50, pp. 1618-1627, 1985.
- Rijo, L., *Electrical Geophysics – 1D Earth Modelling*. Apostila do Curso de Modelagem e Inversão nos Métodos Eletromagnéticos do IG-UFPA, Pará, 2004.
- Santos, T., Porsani, J. *Sondagens TDEM no sítio controlado de geofísica rasa do IAG-USP: resultados preliminares*. 10th International Congress of the Brazilian . Rio de Janeiro, 2007.
- Sørensen, K.I., Auken, E., Christensen, N.B., Pellerin, L. *An Integrated Approach for Hydrogeophysical Investigations: New Technologies and a Case History*, publication in SEG NSG Vol. II: Applications and Case Histories, p. 63, 2003.
- Sørensen, K.I., Auken, E., Thomsem, P. *TDEM in groundwater mapping – a continuous approach*. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Virginia, pp. 485-491, 2000.
- Spies, Brian R. *Depth of Investigation in electromagnetic sounding methods. Geophysics*, Vol. 54, No. 7, p. 872-888, 1989.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. Sheriff, R. E. *Applied Geophysics. Second Edition*. Cambridge University Press, 1990.
- Vidal, A.C., Rostirolla, S., Kiang, C.H. *Análise de Favorabilidade para a Exploração de Água Subterrânea na Região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 35(4), p. 475-481, 2005.
- Zalán, P., Wolff, S., Conceição, J., Marques, A., Astolfi, M., Vieira, I., Appi, V. T., Zanotto, O. A. *Bacia do Paraná*. In: G. Gabaglia, & E. Milani, *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petróleo Brasileiro S.A, 1991.

Capítulo 9: Apêndices

9.1. Apêndice 1: Inversões Individuais e Conjuntas das SEV's e Sondagens TDEM

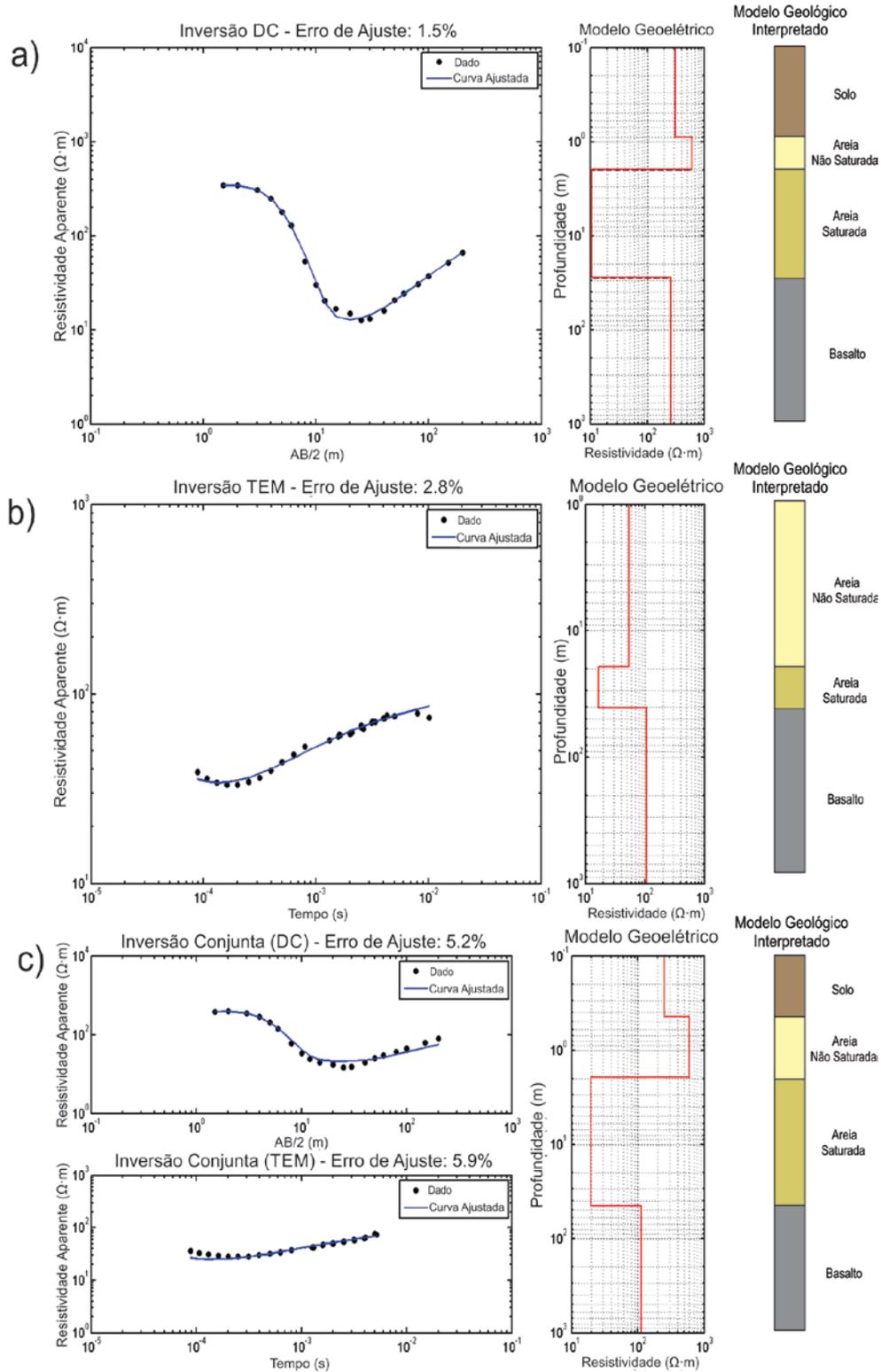


Figura A 1: a) Inversão individual 1D da SEV01. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM07. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

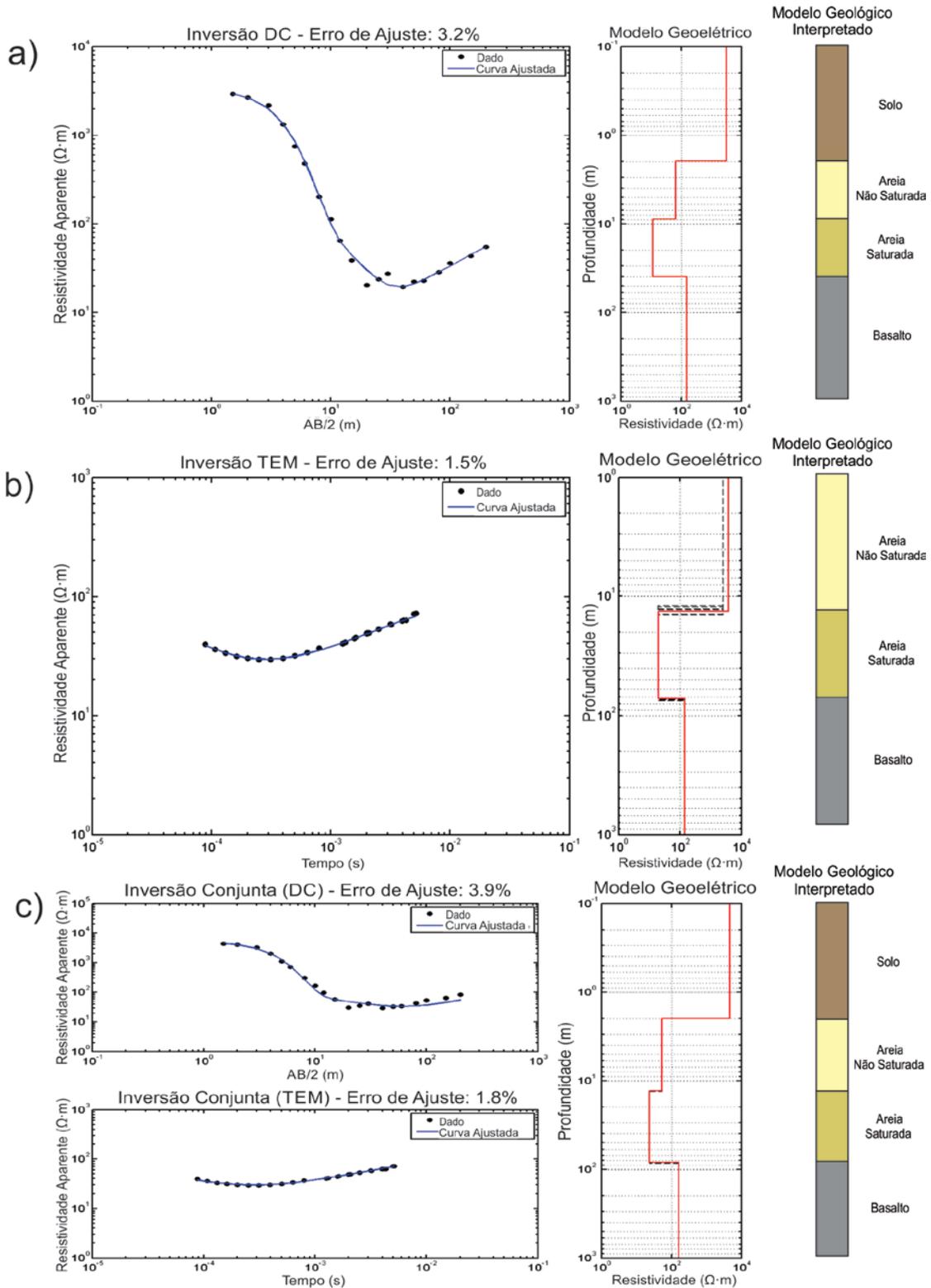


Figura A 2: a) Inversão individual 1D da SEV02. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM10. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

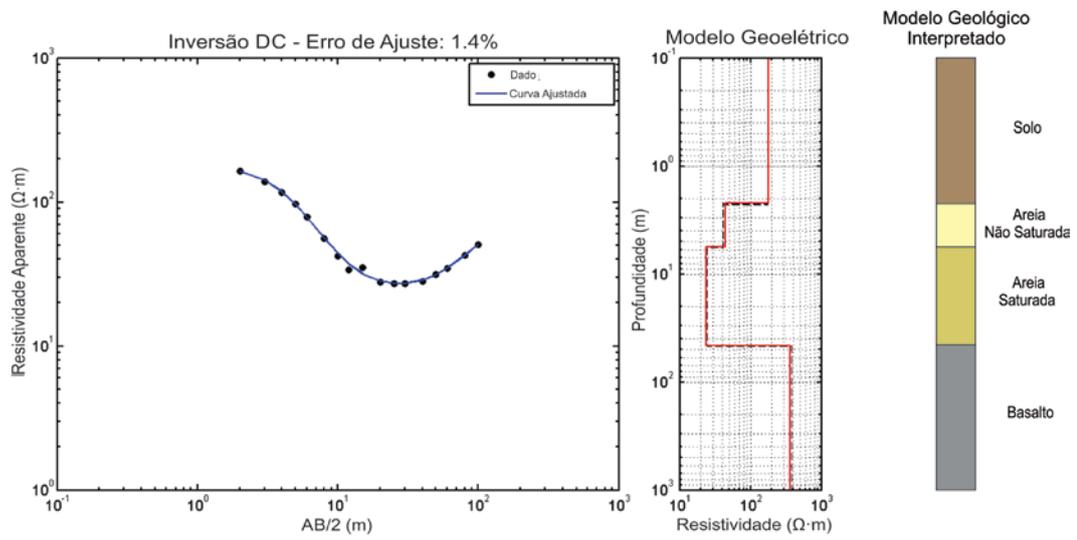


Figura A 3: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV03.

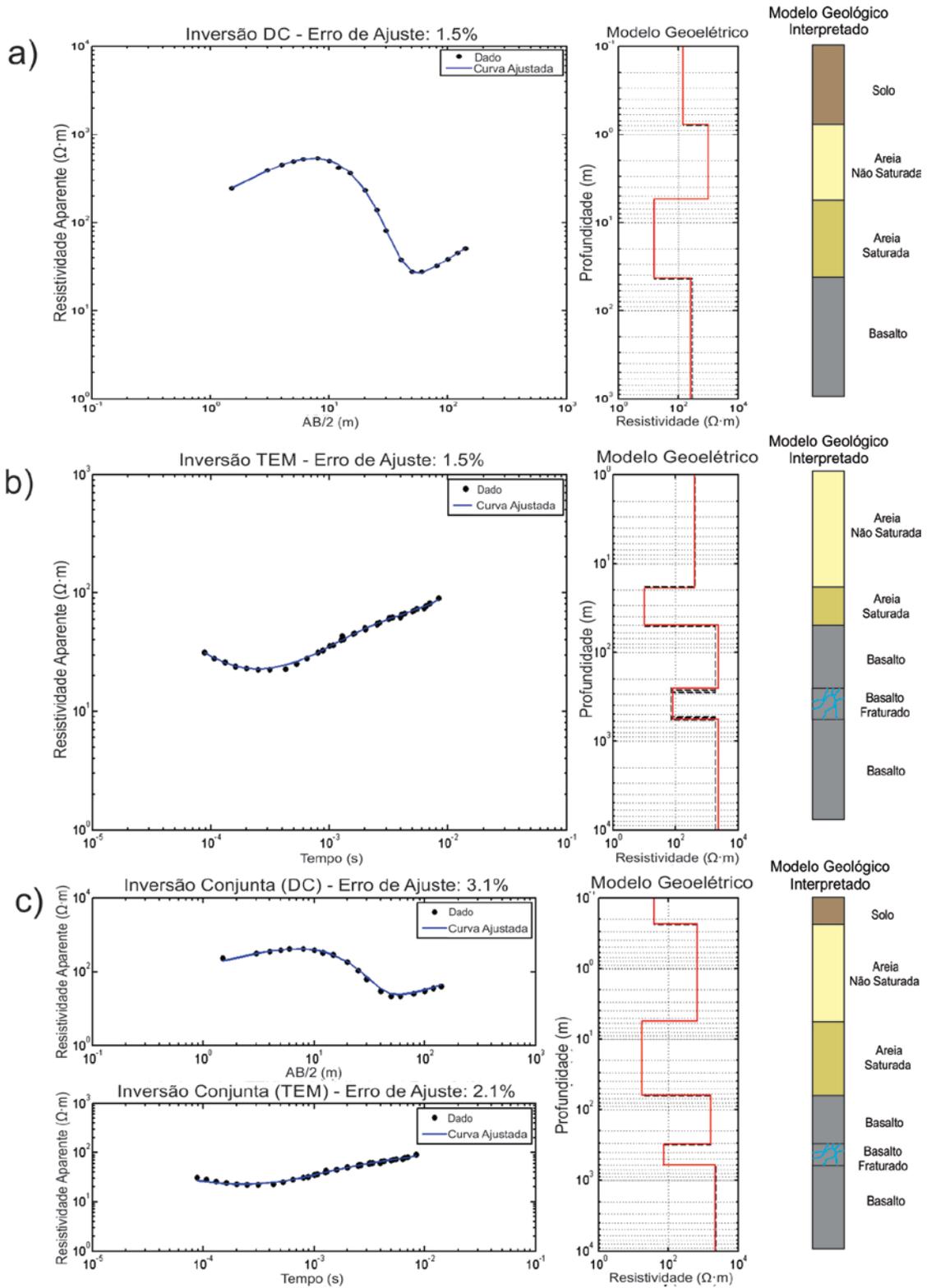


Figura A 4: a) Inversão individual 1D da SEV04. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM25. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

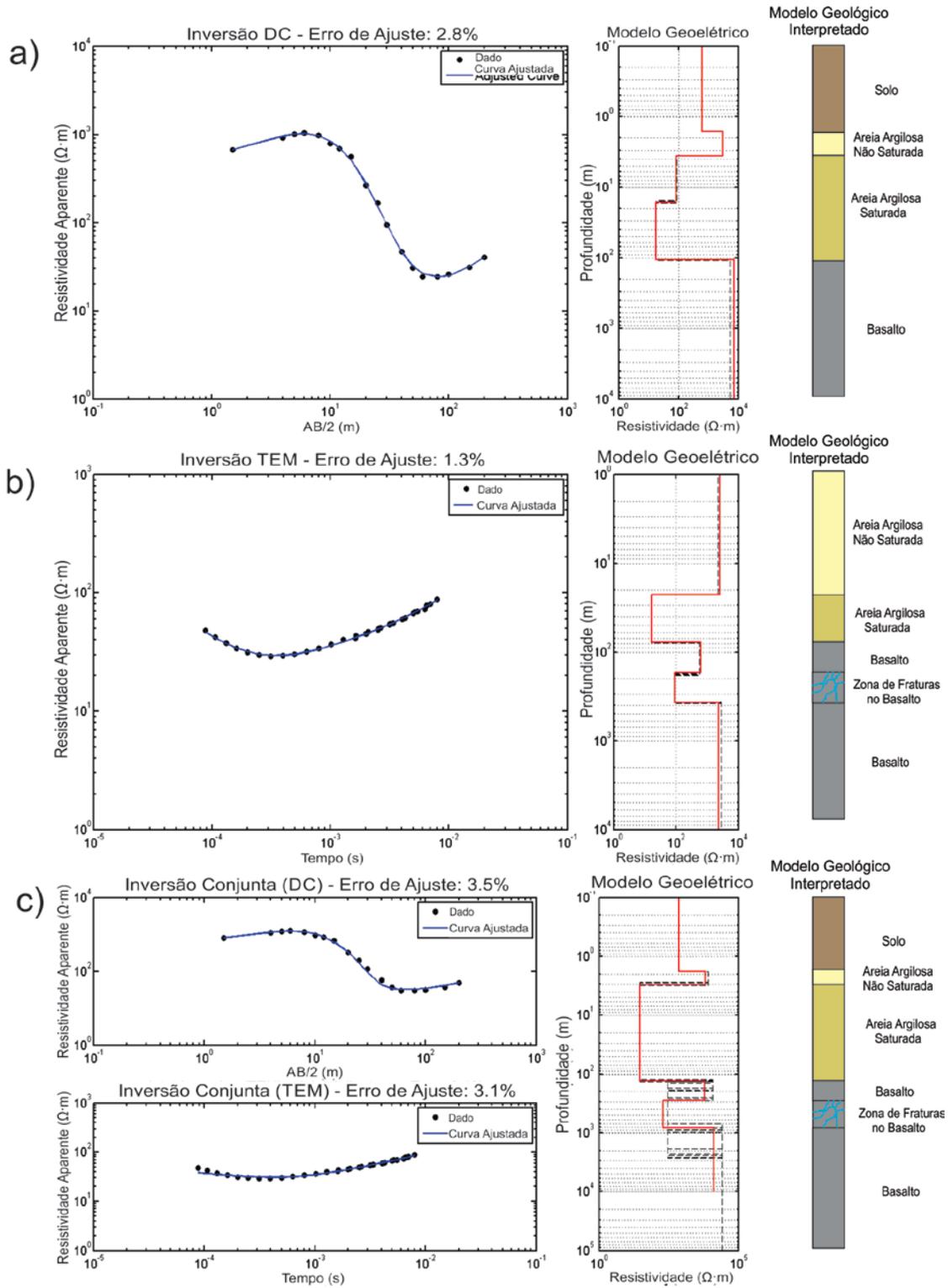


Figura A 5: a) Inversão individual 1D da SEV05. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM20. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

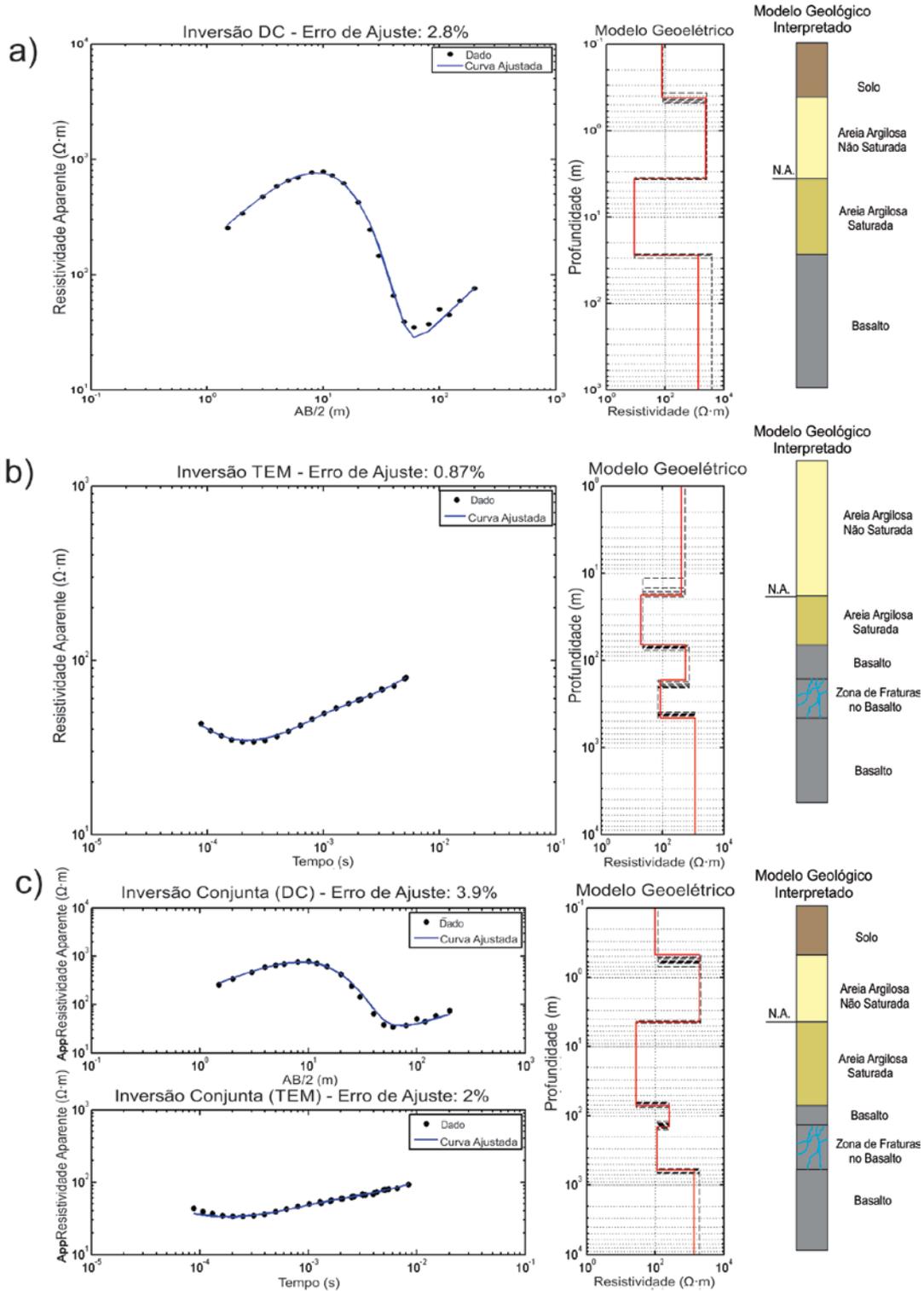


Figura A 6: a) Inversão individual 1D da SEV06. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM11. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

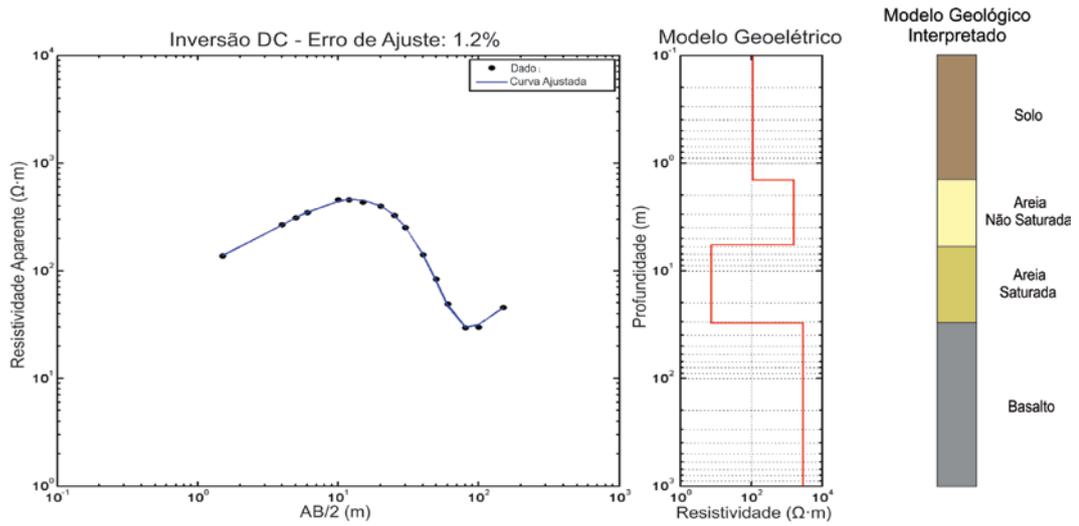


Figura A 7: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV07.

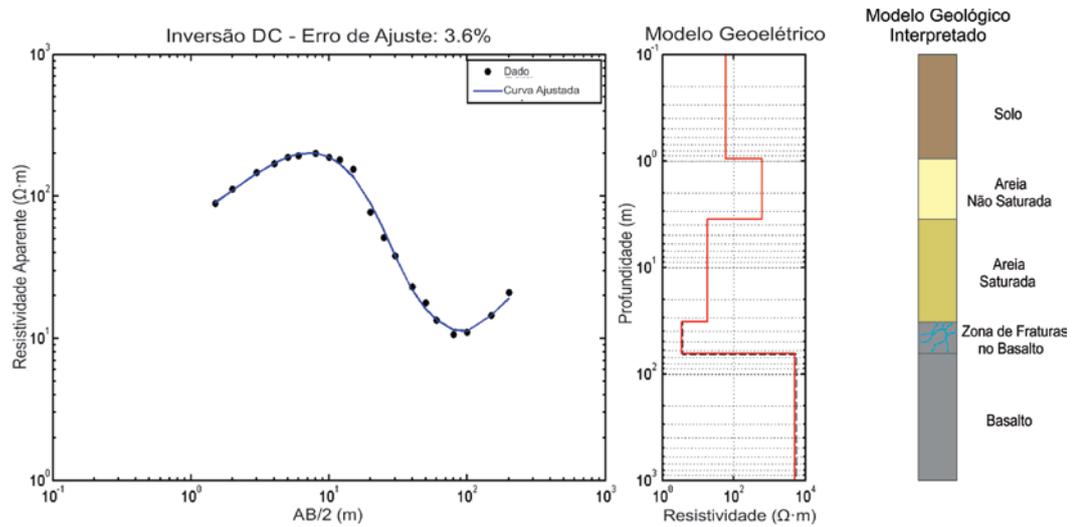


Figura A 8: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV08.

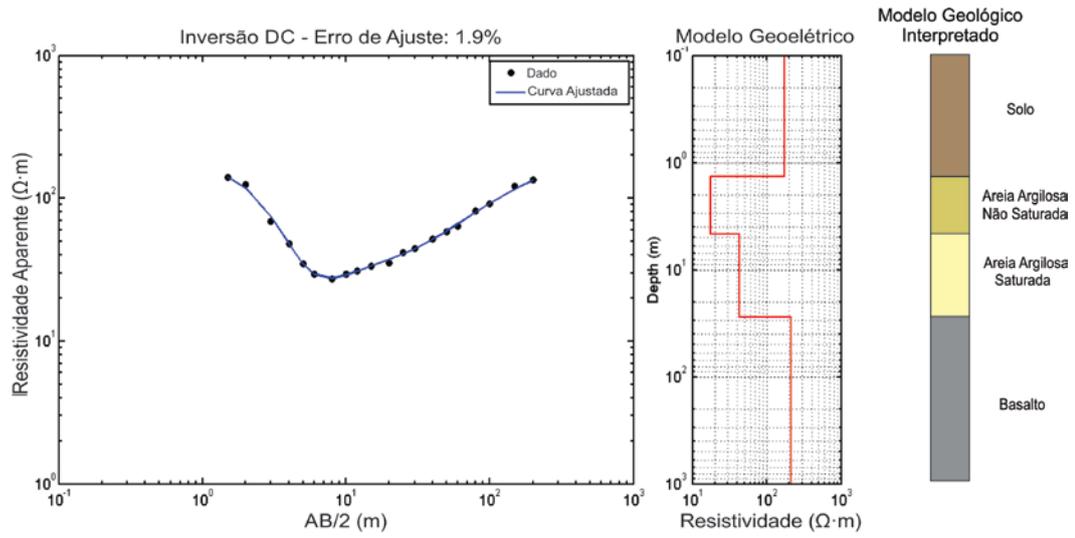


Figura A 9: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV09.

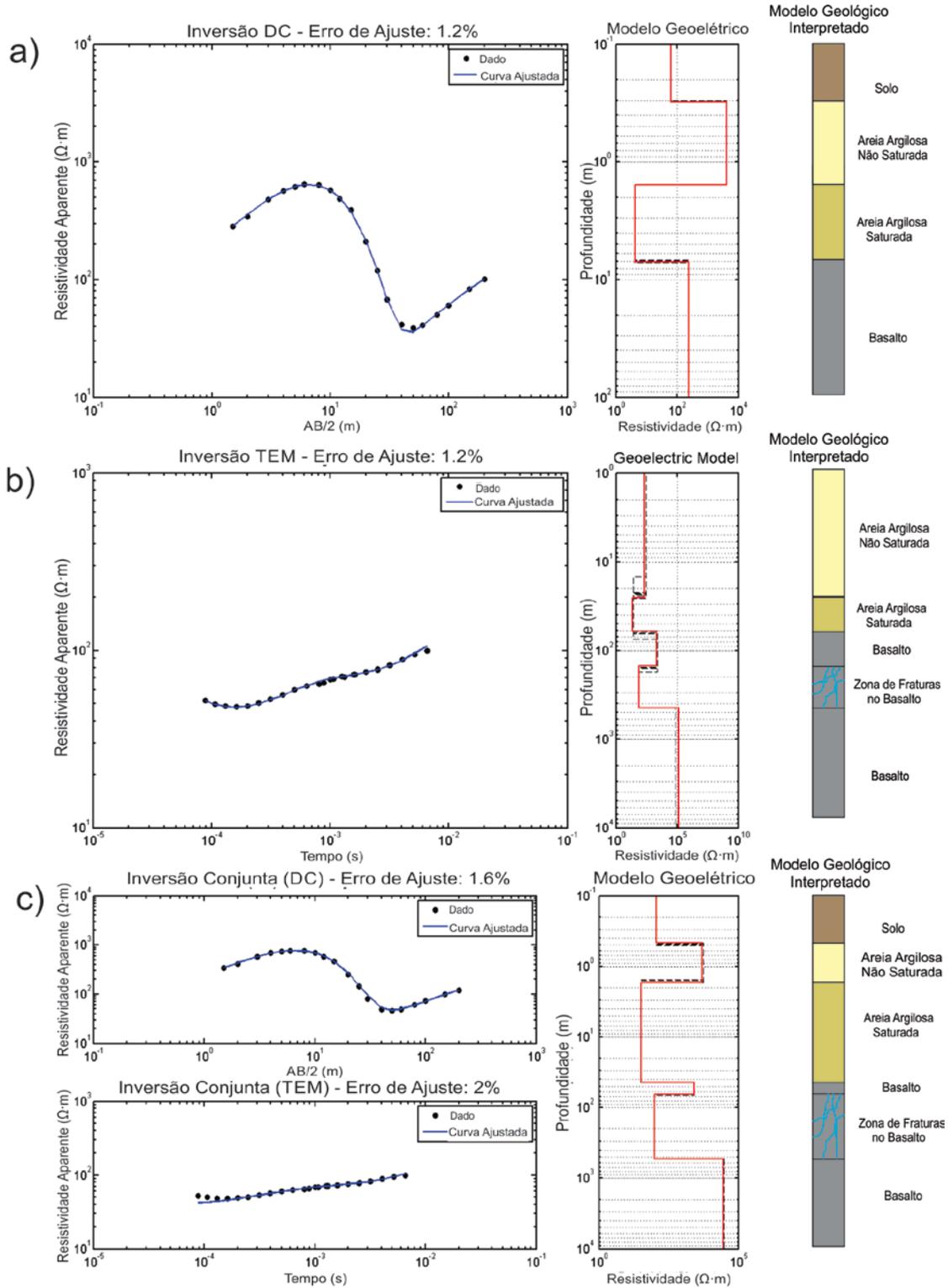


Figura A 10: a) Inversão individual 1D da SEV11. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM15. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

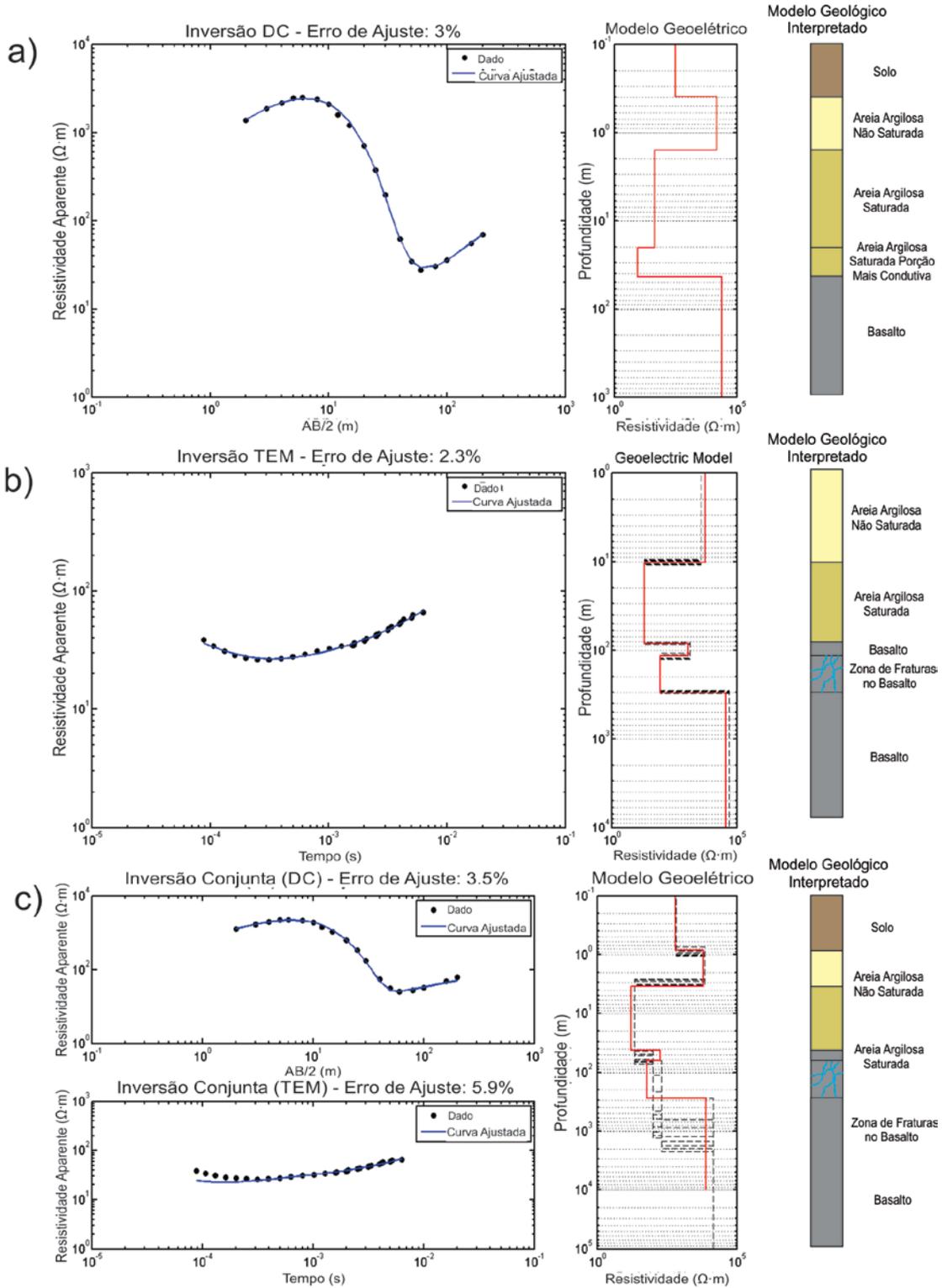


Figura A 11: a) Inversão individual 1D da SEV12. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM16. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

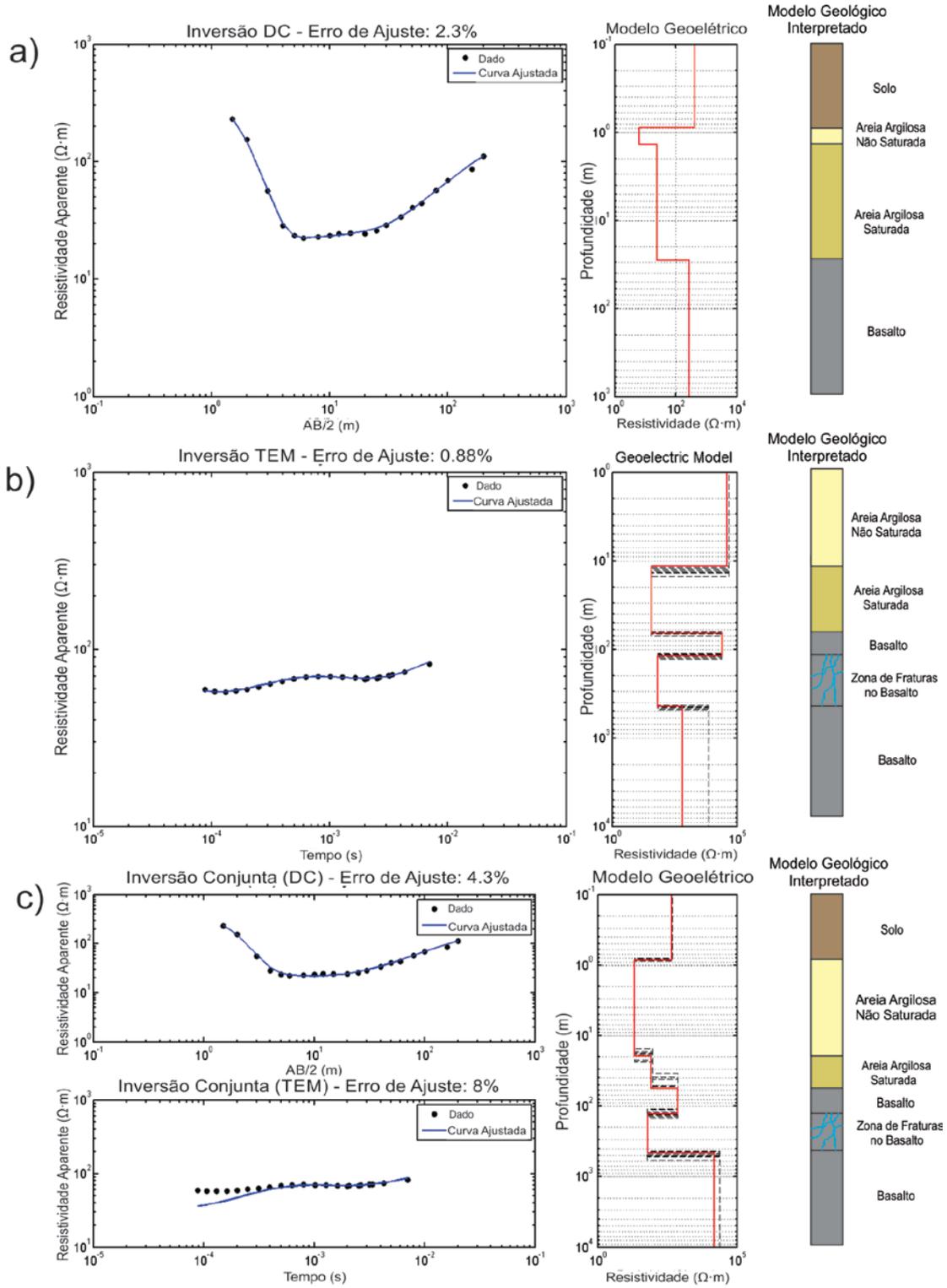


Figura A 12: a) Inversão individual 1D da SEV13. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM17. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

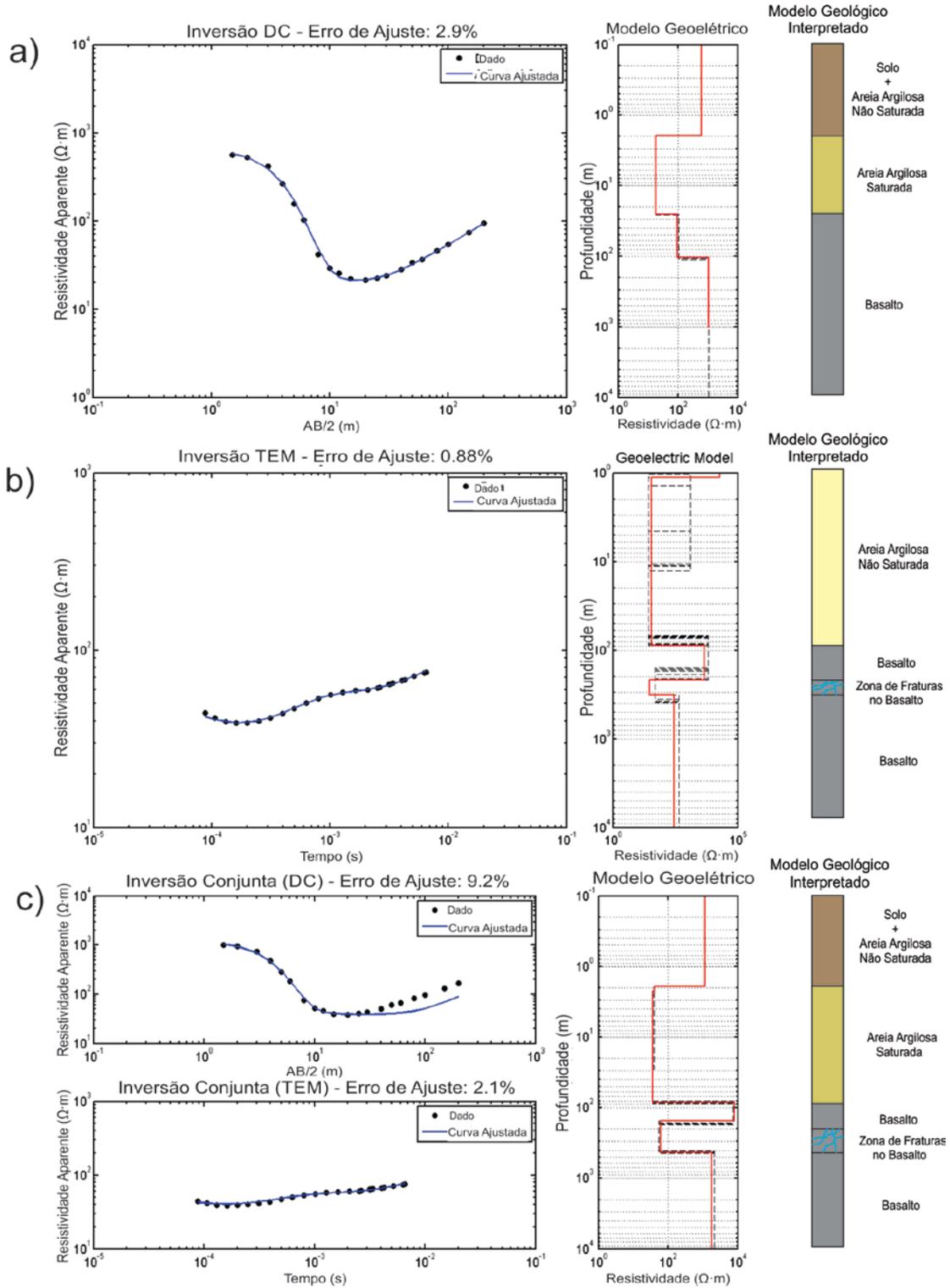


Figura A 13: a) Inversão individual 1D da SEV16. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM21. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

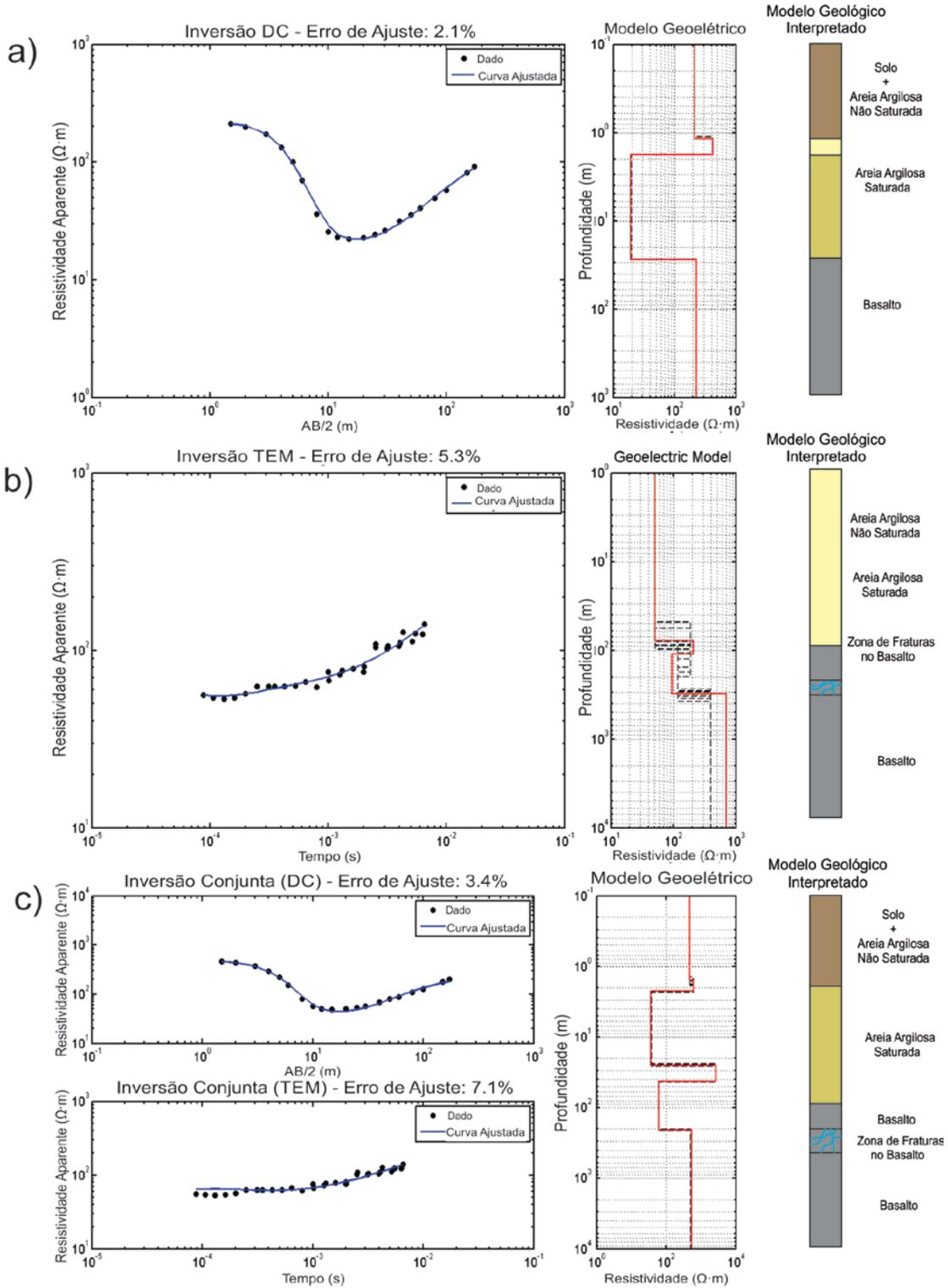


Figura A 14: a) Inversão individual 1D da SEV17. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM22. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

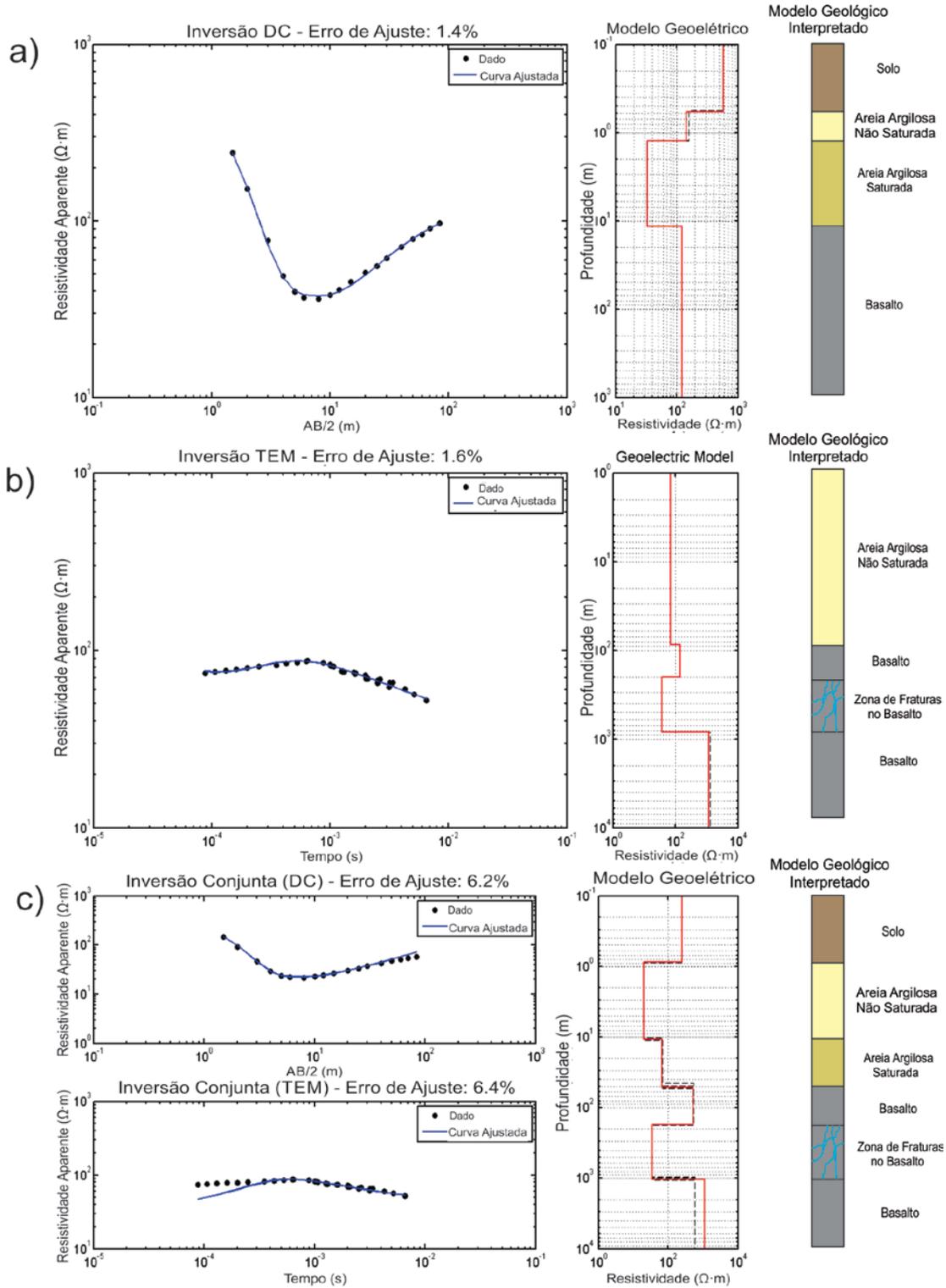


Figura A 15: a) Inversão individual 1D da SEV18. b) Inversão individual 1D da sondagem TEM19. c) Inversão conjunta 1D destas sondagens.

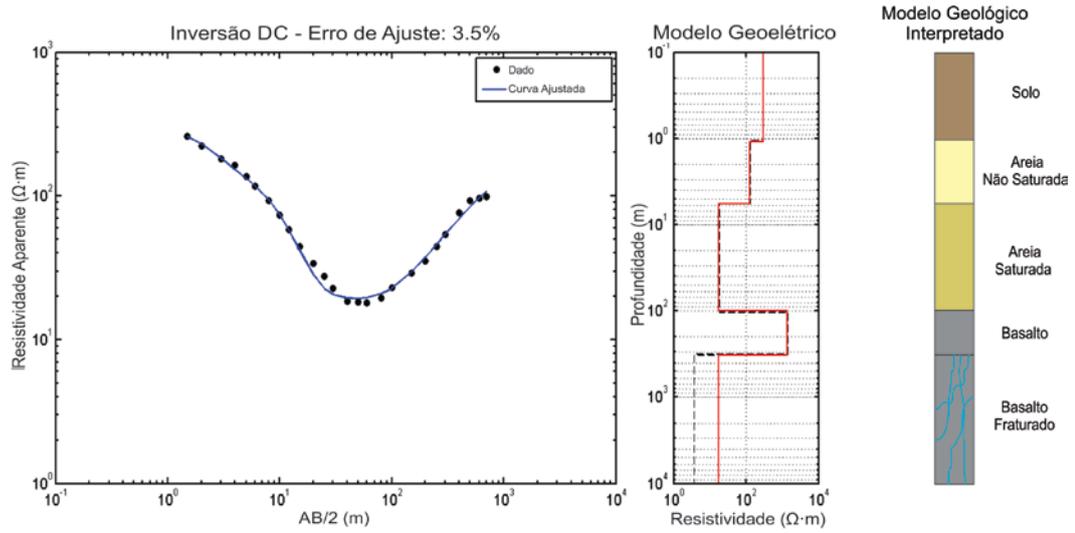


Figura A 16: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV19.

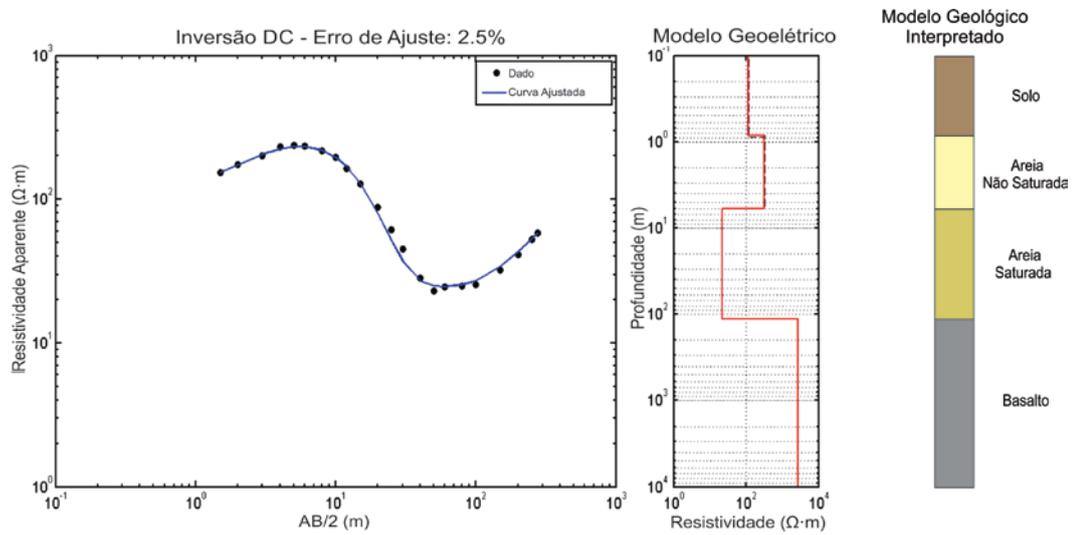


Figura A 17: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV20.

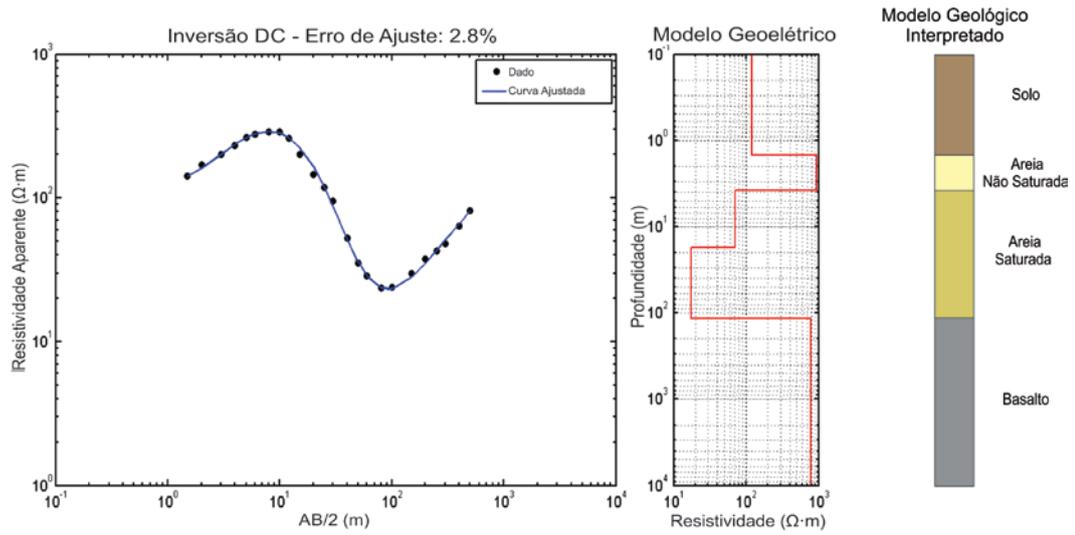


Figura A 18: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV21.

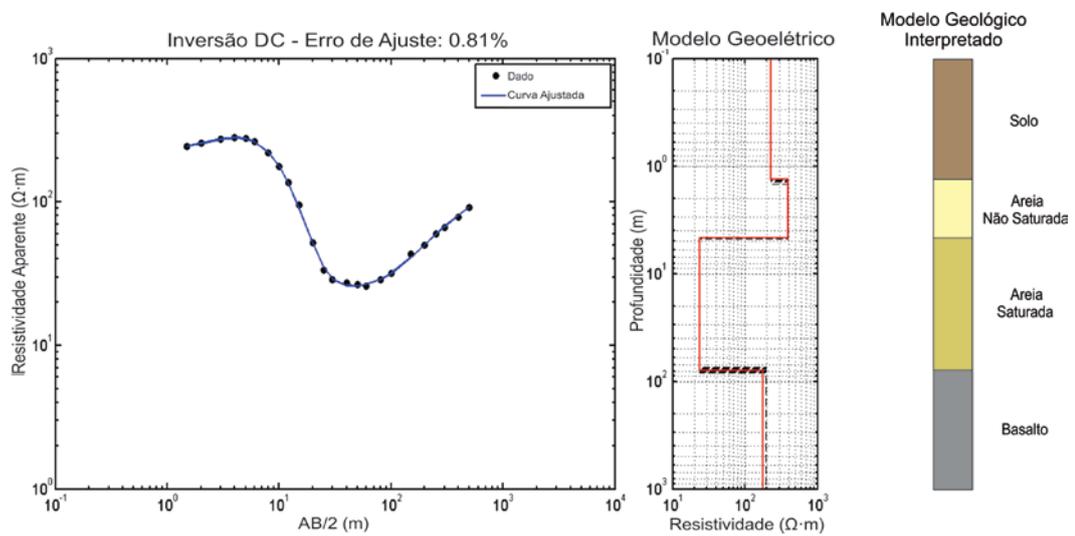


Figura A 19: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV22.

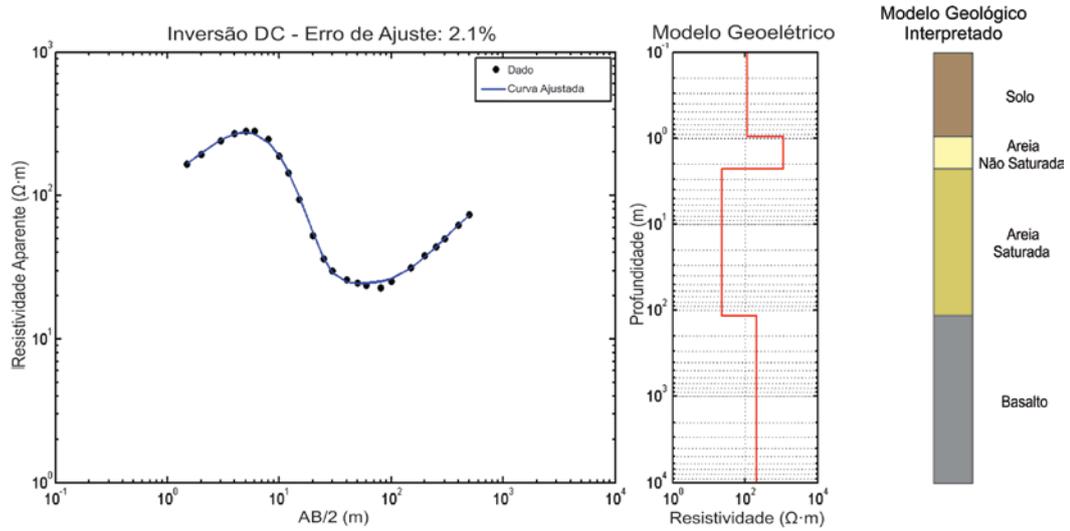


Figura A 20: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV23.

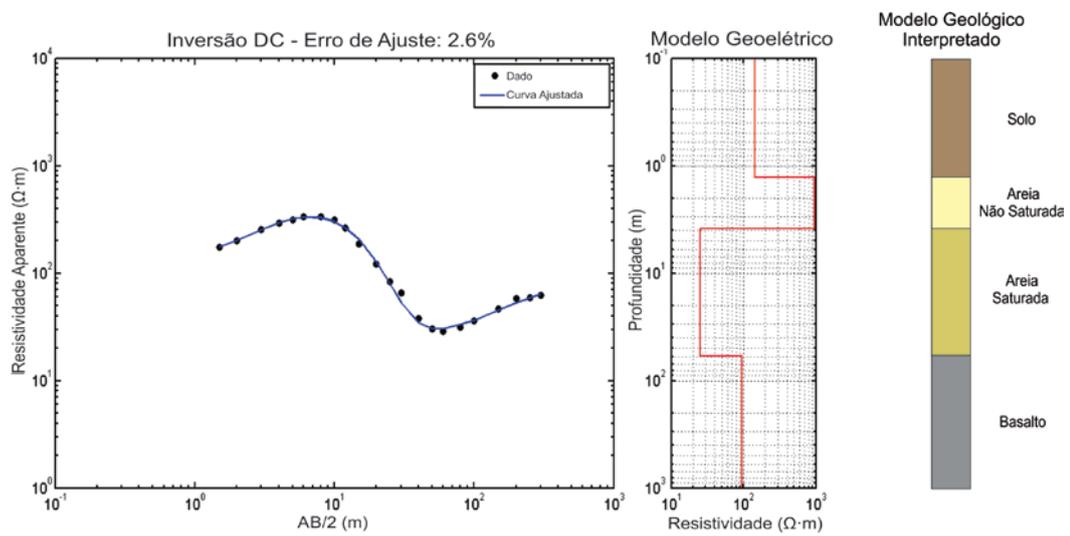


Figura A 21: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV24.

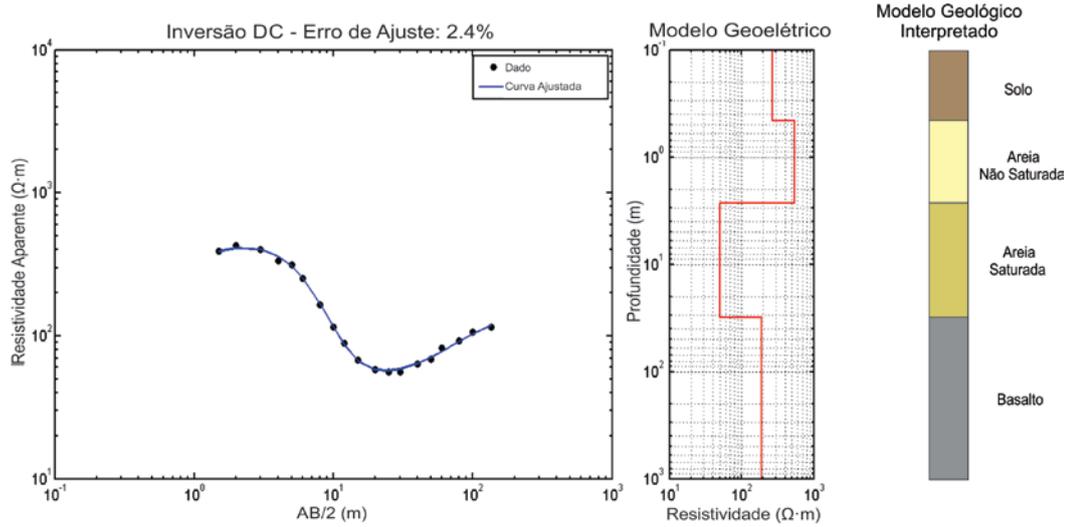


Figura A 22: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da SEV25.

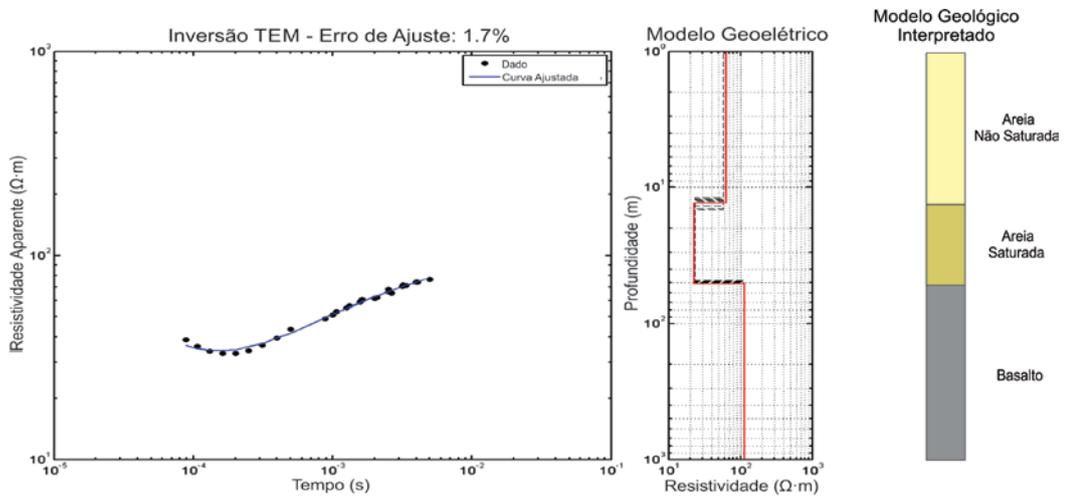


Figura A 23: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da sondagem TEM01.

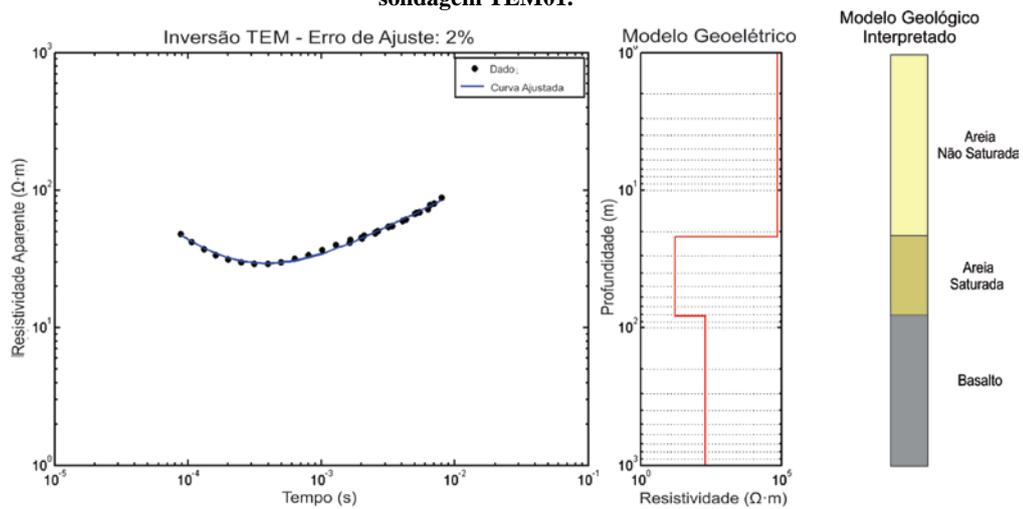


Figura A 24: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da sondagem TEM20.

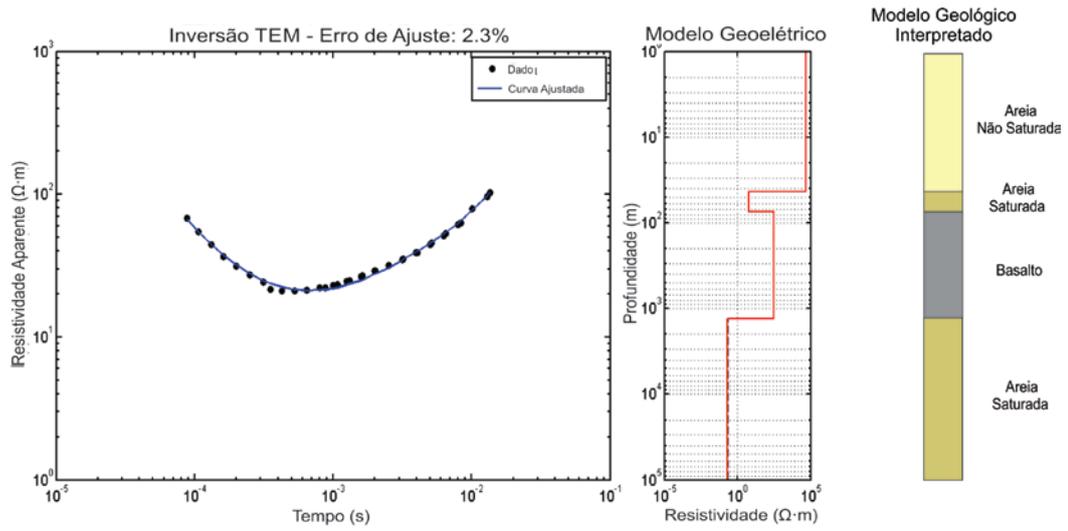


Figura A 25: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da sondagem TEM24.

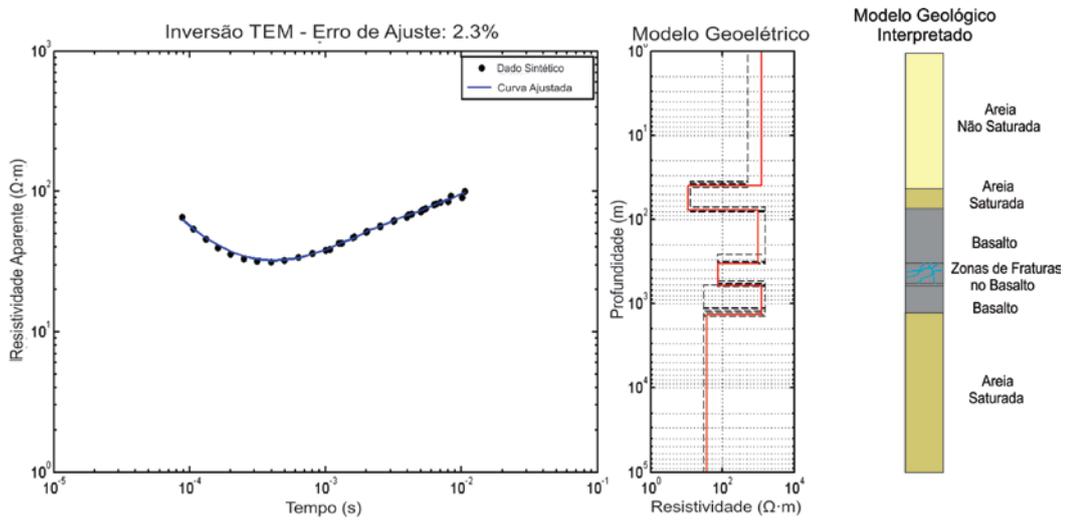


Figura A 26: Curva de resistividade aparente, inversão individual 1D e sua interpretação geológica da sondagem CTDEM8.

9.2. Apêndice 2: Anexos do CE Wenner-Schlumberger

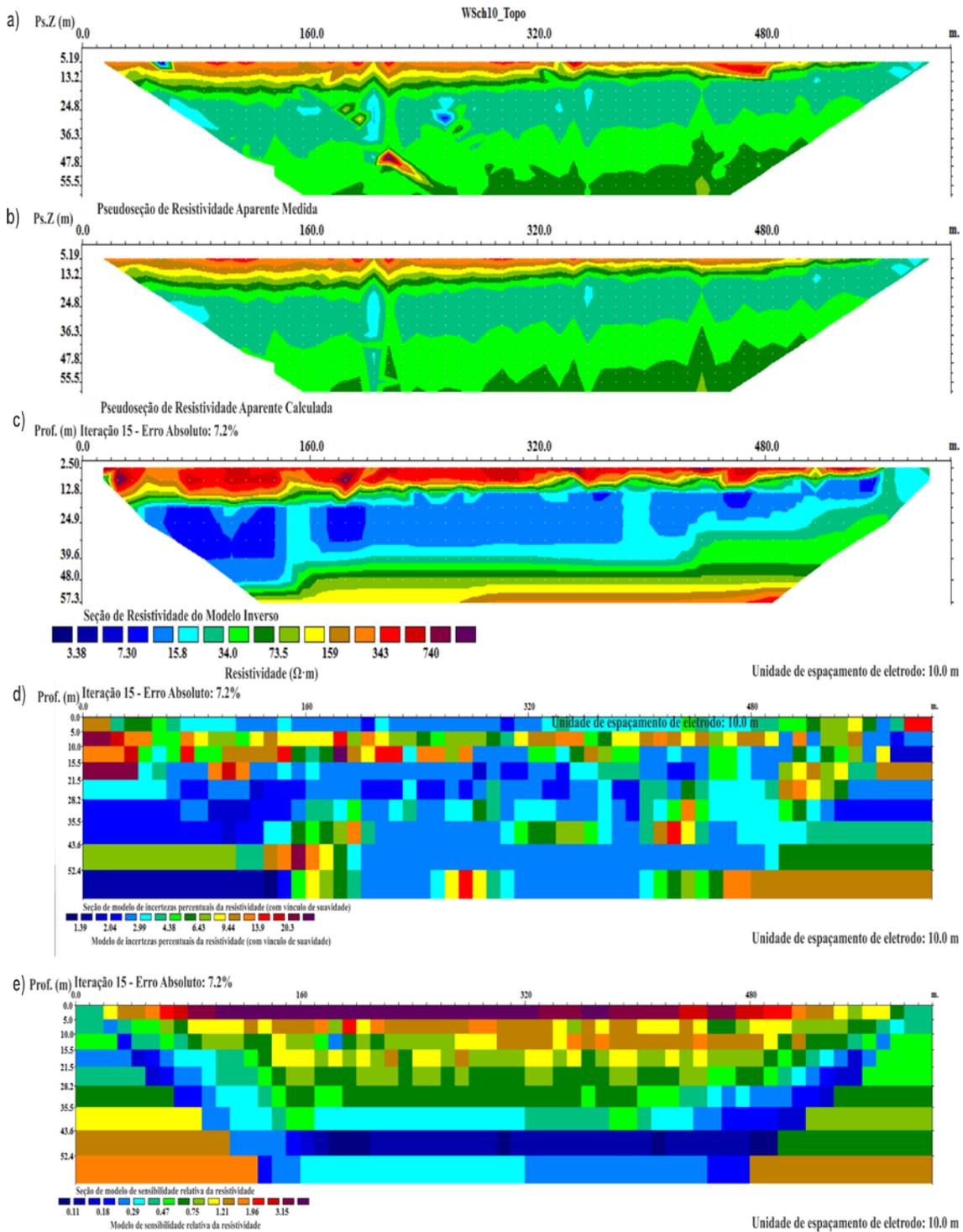


Figura A 27: a) Pseudoseção de resistividade aparente medida. b) Pseudoseção de resistividade aparente calculada a partir do modelo geoeletrico invertido. c) Modelo geoeletrico invertido. d) Seção de incerteza relativa do modelo geoeletrico. e) Seção de sensibilidade do modelo geoeletrico.

Capítulo 10: Anexos

10.1. Anexo 1: Resumo Expandido: “1D Joint Inversion Analysis of VES and TDEM Soundings at Termas de Ibirá Region, Paraná Basin, Brazil”

**1D Joint inversion analysis of VES and TDEM soundings at Termas de Ibirá
Region, Paraná basin, Brazil**

Marco A. Couto Jr., Jorge L. Porsani, Cassiano A. Bortolozo and David N. Leite

Abstract

In this work, the authors present results of 1D joint inversion of Vertical Electrical Soundings (VES) and Time Domain Electromagnetic (TDEM) soundings at Termas de Ibirá region, countryside of São Paulo State, Brazil. The objective is the analysis and comparison of the results of individual inversion and joint inversion. The VES results can solve the shallow layers (until the depth of 100 m) and the TDEM results solve the deep layers (between 100 - 1000 m depth). Therefore, the joint inversion explore the best of each method and it allows to make a more reliable interpretation about the local geology.

Keywords: TDEM, VES, joint inversion, Parana Basin, Termas de Ibirá, Brazil.

Introduction

In applied geophysics to natural resources exploration the ambiguities in the interpretation process always exist. One possible way to reduce this feature is to use two or more geophysical methods in a complementary way. With a larger and more complete data set, the result can be more reliable and robust, and the ambiguities will be reduced. Therefore, the question point is to search for more accurate information about physical properties of subsurface. That information can refer to the same physical property or a group of them, which can be studied in different point of views. For example, the electrical resistivity can be obtained from DC-resistivity methods or by Electromagnetic (EM) methods.

Thinking in a complementary point of view, information from the DC-resistivity method complements the information from Time Domain Electromagnetic (TDEM) method and vice-versa. With the DC-resistivity method using Vertical Electrical Sounding (VES) technique, the apparent electrical resistivity is obtained as a function of the distance between the current electrodes. In the TDEM case, this physical property is obtained as a function of the transient decay of the associated magnetic field. These features generate equivalences of each response, which demands a computational method to eliminate them. A very common method to do this is the joint inversion of the both methods. In this case, the inversions of VES and TDEM data are made simultaneously. The pioneering work related to joint inversion of magnetotelluric data (MT) and vertical electrical sounding (VES) are assigned to Vozoff and Jupp (1975). These authors reduced the ambiguities of each method obtained in their individual inversion. Other important work which highlight the advantages of joint inversion of VES and TDEM can be found in Meju (1996).

In this paper, the authors analyse the applicability of the 1D joint inversion of VES and TDEM data to hydrogeological investigation at Termas de Ibirá region, countryside of the State of São Paulo in Brazil. The joint inversions were made with the Curupira software, developed by Bortolozo and Porsani (2012).

Methodology: VES and TDEM

The DC-resistivity method is based on the injection of electrical currents by current electrodes fixed on the earth's surface. With two other electrodes (potential electrodes), the measure of difference of electrical potential ΔV is made, and the apparent resistivity value can be calculated from this response. In this work, we used the DC-resistivity with Vertical Electrical Sounding (VES) technique with Schlumberger arrangement. In this technique, the apparent resistivity is calculated (Kearey et al. 2002) by the equation:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

Where K is geometric factor (depends of the geometry of the arrangement) and I is the electric current.

In the TDEM method, a DC electrical current is injected in a square transmitter loop, which is positioned on the surface. Then, this current is ceased, which causes time variation of the primary magnetic field associated with the current in the transmitter coil. According to the Faraday's Law of Classical Electrodynamics, an electromotive force (EMF) is induced in subsurface, generating eddy currents. These eddy currents are attenuated, which cause time variation of the secondary magnetic field associated with them. This time variation of the secondary field induces more EMF and then more eddy currents, such that this effect diffuses in depth like a smoke ring effect. The measurements of EMF associated with time variation of the secondary magnetic field are made with a receiver coil. The apparent resistivity value is calculated from EMF value $V(t)$ as (Kaufman and Keller, 1983):

$$\rho = k \left(\frac{M}{V(t)} \right)^{2/3} \frac{1}{t^{5/2}} \quad (2)$$

Where M is the magnetic momentum, t is the time and k is a constant calculated by:

$$k = -\frac{\mu_0}{\pi} \left(\frac{an}{20} \right)^{2/3} \quad (3)$$

μ_0 is the magnetic permeability of the vacuum, a and n are the effective area and the number of wires of the receiver coil, respectively. The TDEM method was already successfully applied to hydrogeological investigation as shown in Danielsen et al. (2003), Porsani et al. (2012a, 2012b), Bortolozo et al. (2012).

Acquisition and joint inversion procedure

The VES and TDEM data were acquired at Termas de Ibirá region, countryside of São Paulo State, Brazil. This area is localized on the Paraná Sedimentary Basin. Geologically, the area is composed by a sandstone layer (Adamantina Formation, Bauru Group) over a fractured basalt layer from the Serra Geral Formation. Bellow the basalt layer there is the well selected sandstone from the Botucatu Formation. Figure 1 shows the area location and the lithological description of a borehole localized at the area.

For VES technique, the maximum distance between the current electrodes $AB/2$ and the maximum source voltage were 200 m and 800 V, respectively. Therefore, the maximum theoretical depth of investigation was ~100 m. For TDEM method, we used a square transmitter loop of 100 m side, worked with 3 Hz, 7.5 Hz and 30 Hz as acquisition frequencies and values of electrical current between 28 A; which allows a maximum theoretical depth of investigation of ~1000 m. Until now, there were acquired three TDEM soundings with an associated VES sounding at the center of the loop (for the joint inversion) and 4 more individual VES soundings at the area.

In this work, the Curupira software (Bortolozo and Porsani, 2012) was used for joint inversion of VES/TDEM data. This software uses the Controlled Random Search (CRS) algorithm to minimize the objective function. The CRS (Price, 1977) is a robust and stable algorithm, with great capacity of convergence.

Joint inversion results

Figure 2 shows the result of individual inversion of VES and TDEM data and the joint inversion of both methods for one sounding point. The VES individual inverted model (Figure 2-a) shows that the sandstone layer starts in 2 m depth and has 38 m thick. The basalt layer starts at the depth of 40 m. In the TDEM individual inverted model (Figure 2-b), the first ten meters were not defined, with no definition for the boundary between the soil and Bauru sandstone layers. The basalt layer was defined in 72 m depth.

The joint inverted model (Figure 2-c) shows all layers defined in individual inversions and has a good correlation with the individual VES results for the shallow layers and with individual TDEM results for the basalt layer. This model shows the Bauru sandstone layer starts at 2 m depth and has 80 m thick. The basalt layer starts at the depth of 82 m. This results show that the joint inversion worked with the VES and TDEM methods in a complementary way and improved their individual results.

The joint inversion result is according to well log information from the area (Figure 1). At the area, the top of basalt layer can vary a few meters (~ 15 m). Therefore, for the top of basalt layer depth, the joint inversion prioritizes the result of TDEM.

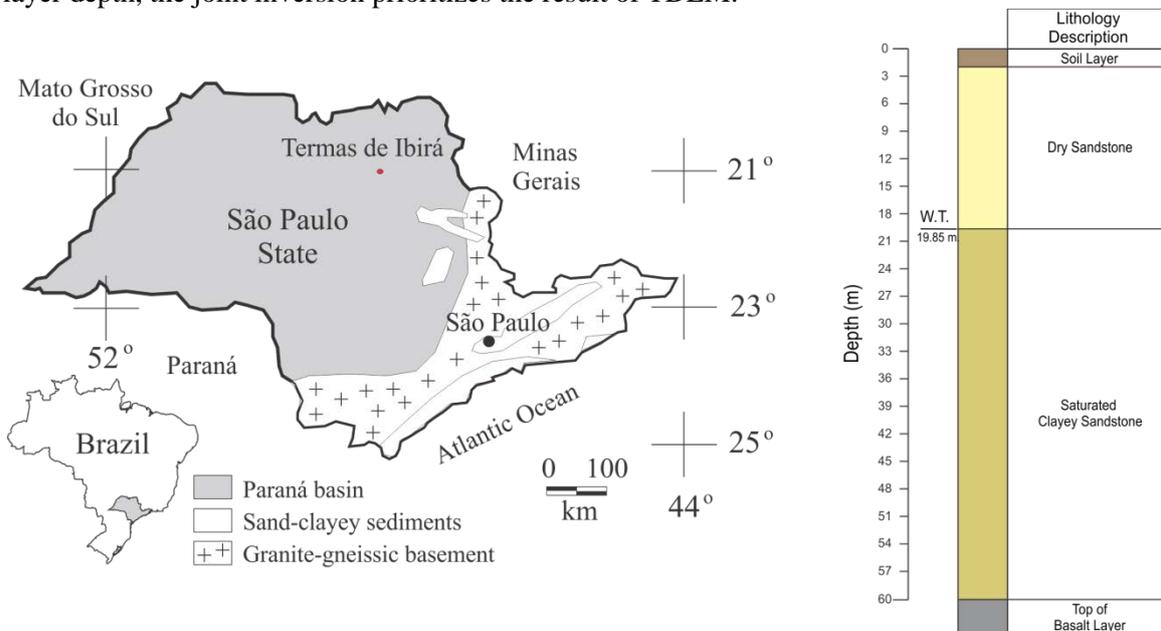


Figure 1: Area location and lithology description of borehole at the area.

Conclusions

The joint inversion improved the individual features of VES and TDEM and complemented their results. Its shallow layers results agree with VES individual results and its basalt layer results agree with individual TDEM results. Furthermore, its results agree with well log information at the area. In this way, a better and robust interpretation can be made.

Acknowledgements

We thanks to Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), a Brazilian research agency, for providing financial support for this research and Scholarship (Grant 2011/06404-0; 2012/15338-4; 2012/07385-2; 2012/15719-8). The

IAG/USP is also acknowledged for providing infrastructure support. We thank Ernande, Marcelo, Vinícius, Emerson and Divanir for helping in data acquisition.

References

Bortolozzo, C. A., Couto, M.A., Almeida, E.M., Porsani, J.L., Santos, F.M. [2012] Geoelectrical characterization by joint inversion of VES/TEM in Paraná basin, Brazil. AGU Fall Meeting, Extended Abstracts, NS31B-1686.

Bortolozzo, C.A., Porsani, J.L. [2012] CURUPIRA V1.0. 1D joint inversion of VES/TDEM data computational software. Software registration number 12988-1. Agência de Inovação Tecnológica da USP, São Paulo, Brasil.

Danielsen, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndengaard, V., & Sørensen, K. I. [2003]. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics* , **53**, 181-198.

Kauffman, A., Keller, G.V. [1983] *Frequency and Transient Soundings*. First Edition. Elsevier, Amsterdam.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. [2002] *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third Edition. Blackwell Science Ltd, England.

Meju, M. [1996] Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: some effective practical considerations. *Geophysics* , **61**(1), 56-65.

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

Porsani, J., Almeida, E., Bortolozzo, C., & Santos, F. A. M. [2012b] TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary. *Journal of Applied Geophysics* , **82**, 75-83.

Price, W.L. [1977] A Controlled Random Search Procedure for Global Optimization. *The Computer Journal*, **20**, 367-370.

Vozoff, K., Jupp, D. [1975] Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International* , **42** (3), 977–991.

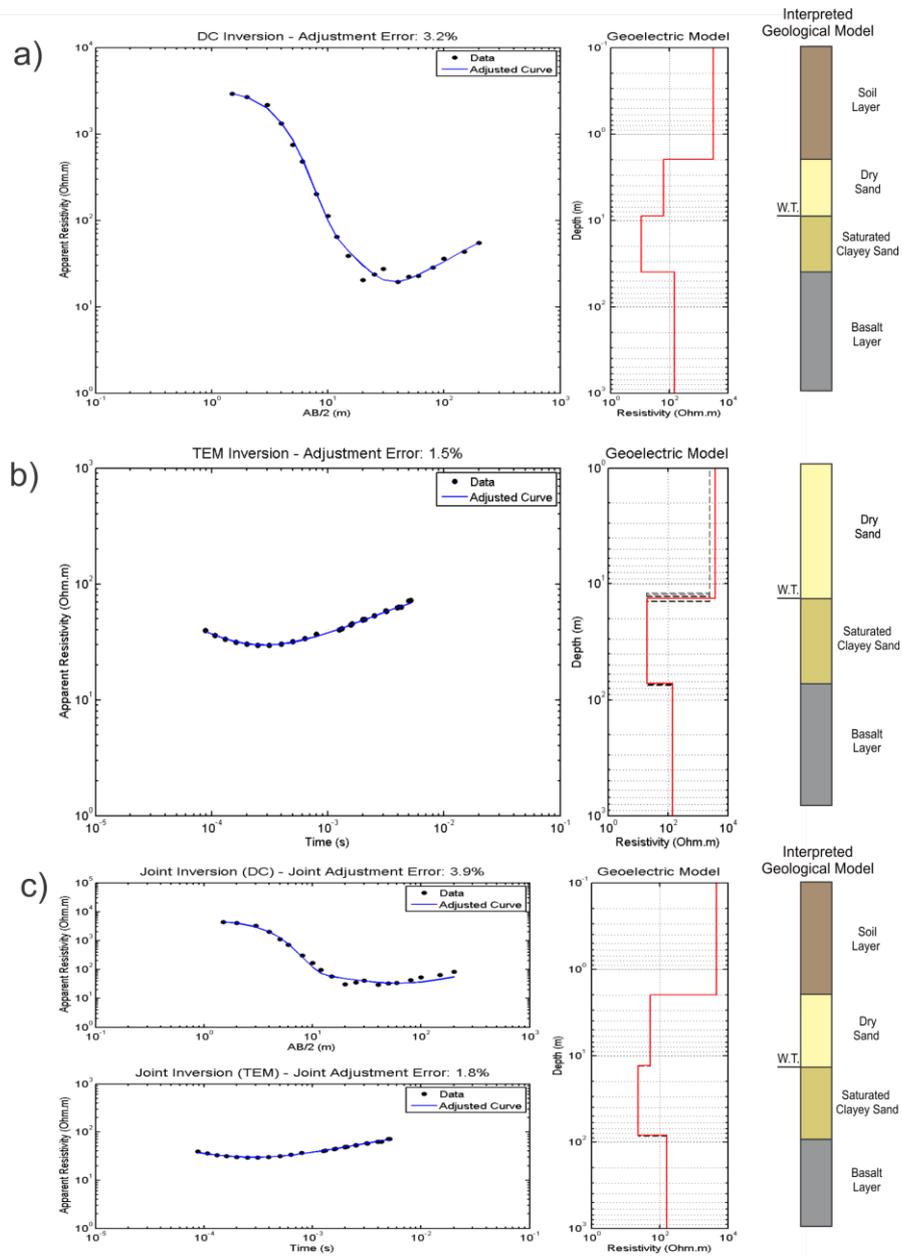


Figure 2: Individual and joint inversion of a VES and TDEM data. a) Individual inversion of VES. b) Individual inversion of TDEM. c) Joint inversion of both methods

10.2. Anexo 2: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná

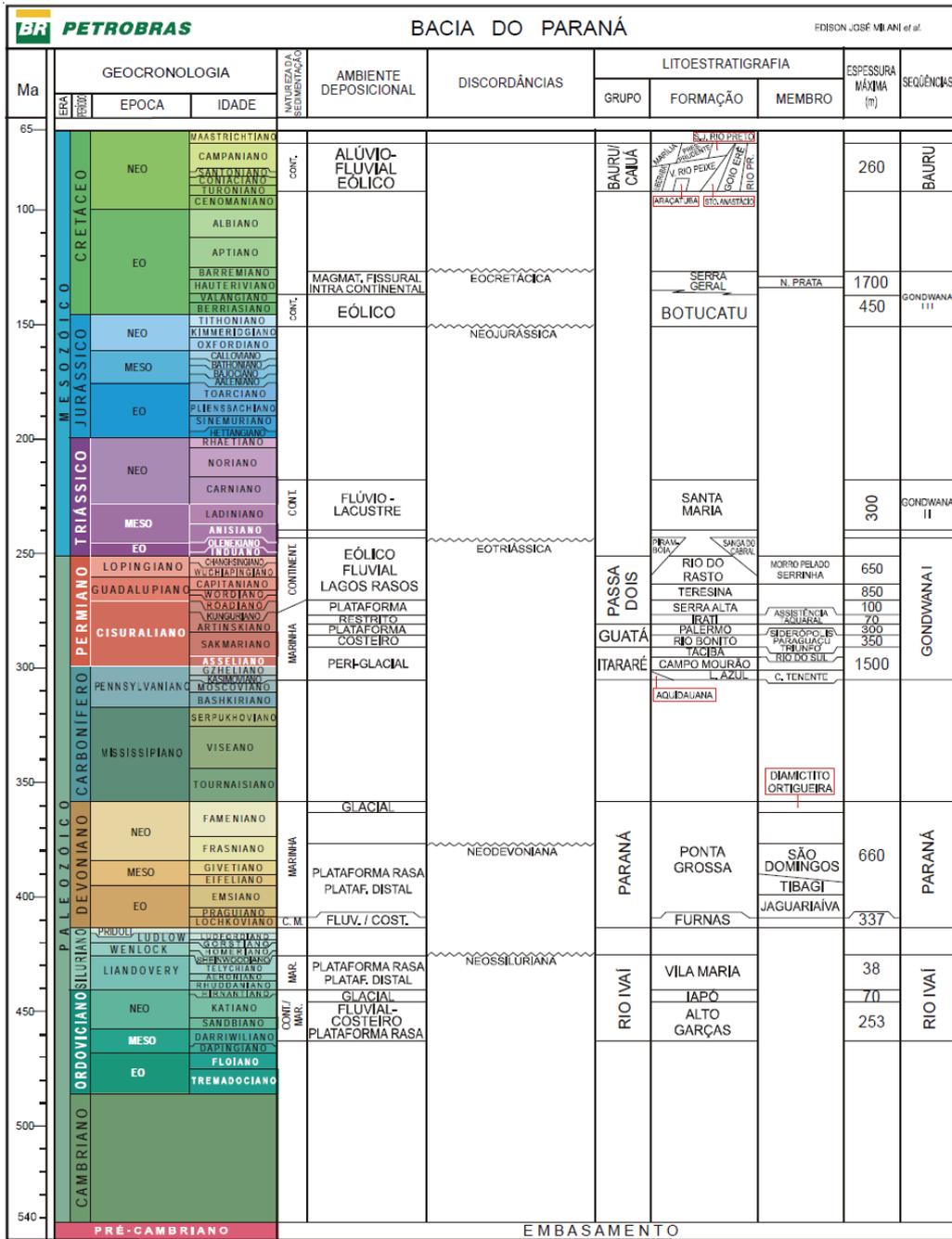


Figura A 28: Carta estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná (adaptado de Milani, 2007).