



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ANDRÉA CRISTINA LIMA DOS SANTOS
TESE DE DOUTORADO Nº 107

IMAGEAMENTO MAGNETOTELÚRICO DE
ESTRUTURAS DA LITOSFERA NA PORÇÃO SE
DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Brasília - DF, 2012

ANDRÉA CRISTINA LIMA DOS SANTOS

IMAGEAMENTO MAGNETOTELÚRICO DE
ESTRUTURAS DA LITOSFERA NA PORÇÃO SE
DA PROVÍNCIA BORBOREMA.

Tese apresentada no Programa de Graduação em
Geologia da Universidade de Brasília, Instituto
de Geociências, como pré-requisito para
obtenção do título de Doutor em Geologia.
Área de concentração: Geofísica Aplicada

Orientadores: Prof. Augusto Cesar Bittencourt Pires
Prof. Ícaro Vitorello

Brasília, 2012

FICHA CATALOGRÁFICA

Santos, Andréa Cristina Lima

Imageamento Magnetotelúrico de Estruturas da Litosfera na Porção SE da Província Borborema/ Andréa Cristina Lima dos Santos; orientação de Augusto Cesar Bittencourt Pires e Ícaro Vitorello, Brasília, 2012.

159p. : il.

Doutor em Geologia (Dr) – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 2012.

1. Litosfera 2. Sondagem Magnetotelúrica 3. Inversão 2D. 4. Província Borborema.

ANDRÉA CRISTINA LIMA DOS SANTOS

**IMAGEAMENTO MAGNETOTELÚRICO DE ESTRUTURAS DA
LITOSFERA NA PORÇÃO SE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.**

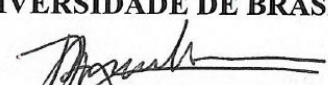
Tese apresentada no Programa de Graduação em
Geologia da Universidade de Brasília, Instituto
de Geociências, como pré-requisito para
obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geofísica Aplicada

APROVADA POR:




AUGUSTO CESAR BITTENCOURT PIRES, Prof. Dr.
(Orientador)
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB




MÔNICA GIANNOCCARO VON HUELSEN, Prof. Dra.
(Examinador Interno)
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB



REINHARDT ADOLFO FUCK, Prof. Dr.
(Examinador Interno)
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB



ANTÔNIO LOPES PADILHA, Prof. Dr.
(Examinador Externo)
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE



EMANUELE FRANCESCO LA TERRA, Prof. Dr.
(Examinador Externo)
OBSERVATÓRIO NACIONAL - ON

BRASÍLIA/DF, 23 de MARÇO de 2012.

É muito natural que tomemos nosso ponto de partida naquilo que nos é mais próximo, ou seja, a natureza humana. E ao tratar da natureza do homem, pensamos na essência do homem enquanto tal, compreendendo o fato de ser ele pessoa." Edith Stein

**Dedico este trabalho a vocês que amei e que sempre me incentivaram: Nelson do Santos,
Rose Marie, Anita Rosa e Maria Teresa (*in memoriam*)
E a vocês que tanto amo e que são meus pilares de sustentação:
Minha mãe (Odila) e meus irmãos (Ana Cláudia, Luiz Fernando e Júlio Cesar).**

“O segredo é colocar-se a caminho sempre, num fazer-se e perfazer-se constantes, num empenho e aperfeiçoamento contínuos.” (Frei Nilo Agostini)

AGRADECIMENTOS

Sei que do céu contei com o auxílio do meu Pai maior. Por isso toda a minha ação de graças a Deus, a Jesus Cristo, a Nossa Senhora e aos meus amigos intercessores.

Este trabalho que é fruto de um esforço conjunto acumulado nos últimos cinco anos, não poderia ter sido realizado sem o apoio de um grupo especial de pessoas e entidades que passaram por minha vida. Talvez eu não consiga exprimir com palavras a ajuda que muitos deram em pequenos ou durante todos os momentos. A relação que enumero a seguir tenta contemplar todos aqueles que de alguma maneira contribuíram de forma decisiva em algum momento no transcorrer de cada uma das etapas vencidas durante o desenvolvimento desta tese, para os quais, dirijo desde já, minha eterna gratidão.

Minha maior gratidão àqueles que serão sempre impulso e sentido de tudo: minha família. Obrigada por compreenderem minhas ausências necessárias. Dedico a vocês todo o meu afeto, gratidão e carinho. Vocês são minha história de vida.

Ao presente de Deus que encontrei em Taubaté, Cláudio Matos. Obrigada pelo apoio incondicional em todas as horas.

Ao meu grande incentivador e amigo João Bosco, Obrigada pelo estímulo e enorme desvelo com que sempre me tratou.

Aos amigos queridos que fiz em Brasília (Geli, Leila, Loiane, Poliana, Glorinha, Marta, Júlia, James, Fátima do IG, Meire, Luquinhas e Pe Sávio) Jamais esquecerei o carinho de vocês.

À amizade, paciência e apoio dos meus amigos de todas as horas: Naldo, Bruno, Ualace, Emily, Ana, Helô, Cida, Suze, Gisele e Omar, Diego Simari, e os Pes. João, Miguel, Cadu e Stefan. Obrigada pelo cuidado, mesmo que à distância. Sou grata pela dedicação, amizade e carinho de vocês.

À Pontifícias Obras Missionárias, pelo carinho com que sempre me receberam em Brasília

Ao meu amigo Robson Monsueto, pela ajuda e todos os “galhos quebrados” no GIS.

Aos alunos e funcionários do DGE/INPE (Paulo e Cássio, Filô, Débora, Irani, Fábio, Guilherme, Franciscana, Paula, Orlando, José Antônio e todos os técnicos de campo do grupo GEOMA). Obrigada pela presença sempre amiga. Jamais esquecerei o carinho de vocês.

Aos Projetos “Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema, Nordeste do Brasil” /CNPQ (Projeto Milênio) e “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” /CNPQ (INCT – Tectônica), pelo apoio financeiro para o levantamento dos dados MT na Província Borborema.

UnB (IG/LGA), CNPQ, INPE (GEOMA) que possibilitaram os meios acadêmicos e econômicos.

A minha querida turma de geologia UERJ/2006, pelo carinho, compreensão e estímulo. Tudo ficou mais fácil depois que conheci vocês.

Ao amigo Marcos Banik, leitor arguto, amigo fiel.

A todos os amigos de São José dos Campos e Taubaté que fizeram minha vida, aqui, ficar bem mais alegre (Família Banik, Andreza, Lilica e Cris Reis). Obrigada por fazerem da casa de vocês, extensão da minha.

Aos professores Naomi Ussami, Paulo de Tarso, Emanuele La Terra, Elton Dantas, José Renato Nogueira, Mônica Heilbron, Roberta Vidotti e José Soares. Obrigada por estarem sempre disponíveis em ajudar.

Ao Marcelo Banik pelas contribuições dadas ao trabalho e principalmente pela paciência no aprendizado com o Linux e no processamento dos dados. Obrigada pela atenção dedicada.

Meu profundo apreço aos mestres que colaboraram de forma inestimável para a construção desta obra: Antonio Padilha, Reinhardt Fuck e Mônica Von Huelsen. A vocês que de uma forma mais intensa leram, criticaram, arguíram, e ajudaram na elaboração desta tese, serei sempre grata.

Por fim, deixo registrado todo meu carinho e agradecimento aos meus orientadores Augusto Cesar Bittencourt Pires e Ícaro Vitorello. Obrigada por acreditarem no trabalho e pela paciência e carinho com que me conduziram do início ao final desta Tese. Muito obrigada.

“A fé e a razão constituem como que as duas asas pelas quais o espírito humano se eleva à contemplação da verdade. E não há motivo para competição de nenhum tipo entre razão e fé: uma contém a outra, e cada uma têm seu campo de ação.” (João Paulo II, Fides et Ratio)

RESUMO

No presente trabalho é proposto um modelo geoeletrico da crosta e manto superior para a porção SE da Província Borborema, região Nordeste do Brasil. Para tal, foram coletados dados magnetotelúricos em 25 estações de um perfil linear que corta transversalmente as principais estruturas e terrenos da região estudada. Os dados utilizados foram coletados com instrumentação moderna, processados e modelados com as técnicas mais avançadas atualmente disponíveis para a comunidade de estudos de indução eletromagnética no interior da Terra. Para análise quantitativa foi realizado inversão bidimensional (2D) das curvas de resistividade e fase nas duas direções ortogonais (TE e TM). A análise dos dados sugere a presença de dois blocos geoeletricamente distintos na crosta e manto superior com uma descontinuidade bem marcada na região da Bacia Jatobá e do Lineamento Pernambuco. O trabalho apresenta um conjunto de evidências que permite concluir que a crosta da Faixa Sergipana e do maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL) foi significativamente estirada no Cretáceo, durante a abertura do Oceano Atlântico Sul. Aparentemente, o Terreno Alto Moxotó funcionou como região de maior resistência ao estiramento, fazendo com que o afinamento crustal fosse mais expressivo nos subdomínios da porção SE do perfil. O comportamento foi favorecido pela estrutura em profundidades litosféricas, que atribuímos a uma zona de sutura (Lineamento Pernambuco).

Palavras-chave: **sondagem magnetotelúrica, província Borborema, inversão bidimensional, litosfera.**

ABSTRACT

In the present work we propose a geoelectrical model of the crust and upper mantle in the SE portion of Borborema Province, Northeast Brazil. Magnetotelluric data were collected at 25 stations obtained of a linear profile deployed perpendicularly to the main structures in the SE portion of region studied. The data were collected and processed with modern instrumentation and modeled with the most advanced techniques currently available for studies of electromagnetic induction within the Earth. For the quantitative analysis was performed inversion two-dimensional (2D) resistivity curves and phase in two orthogonal directions (TE and TM). The analysis suggests that the lithosphere under the Faixa Sergipana and Pernambuco-Alagoas (PEAL), SE portion of the profile) and the Alto Moxotó terrain (NW portion) are geoelectrically different within the middle and lower crust with a well marked discontinuity in the region of the Jatobá Basin and the Pernambuco Lineament. The data supports the conclusion that the crust of Faixa Sergipana and PEAL was significantly stretched in the Cretaceous, during the opening of the South Atlantic Ocean Apparently, the Alto Moxotó terrain worked as a region of higher resistance to stretch, causing the crustal thinning was larger in the SE portion of the subdomains of the profile. The behavior was favored by deep lithospheric structure, we attach a suture zone (Pernambuco Lineament).

Keywords: magnetotelluric soundings, Borborema province, inversion two-dimensional, lithosphere.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo. Compilado de: IBGE (2006); Jardim de Sá (1994).....	21
Figura 2.3.1 - Fenômenos naturais geradores do campo eletromagnético natural. Destaque para o espectro de amplitude <i>versus</i> frequência da variação do campo magnético, mostrando mínimo em torno de 1Hz. Modificada de Santos (2006). Os pontos negros correspondem a dados, a linha contínua a um modelo, EJE – eletro jato equatorial e Sq - Variação diurna.....	25
Figura 2.3.2 - Espectro de energia do campo eletromagnético natural com suas respectivas fontes. Modificada de Pádua (2004).....	26
Figura 2.5.1.1 - Exemplo de gráfico típico de respostas MT da variação de resistividade (a) e fase(b) em função do período. Dado bruto da estação 05b.....	35
Figura 2.5.2.1 - Rotação do tensor de impedância Z.....	37
Figura 2.6.2.1 - Modelo 2D – Modo TE.....	40
Figura 2.6.2.2 - Modelo 2D – Modo TM.....	40
Figura 2.8.1 - Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modificada de Palacky (1987).....	43
Figura 3.1 - Faixas dobradas e maciços na província Borborema, segundo Almeida <i>et al.</i> (1976). LSP II - Lineamento Sobral Pedro II. LP - Lineamento Patos. LPE - Lineamento Pernambuco.....	48
Figura 3.2 - Domínios tectônicos da província Borborema, segundo Jardim de Sá (1994). FNC - Faixa Noroeste do Ceará. DCC - Domínio Ceará Central. FOJ - Faixa Orós-Jaguaribe. FSe - Faixa do Seridó. FSC - Faixa Salgueiro-Cachoeirinha. DZT - Domínio da Zona Transversal. FRP - Faixa Riacho do Pontal. FS - Faixa Sergipana.....	49
Figura 3.3 - Compartimentação da província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráfico, segundo Santos (1999, 2000). Domínio Médio Coreaú: DMC - Terrenos não individualizados. Domínio Cearense: TAC - Terreno Acaraú. TCC - Terreno Ceará Central, TBN - Terreno Banabuiú, TOJ - Terreno Orós-Jaguaribe, Domínio Rio Grande do Norte: TJC - Terreno São José de Campestre, TGJ - Terreno Granjeiro, TRP - Terreno Rio Piranhas, TSD - Terreno Seridó. Domínio da Zona Transversal: TPB - Terreno Piancó-Alto Brígida, TAP - Terreno Alto Pajeú, TAM - Terreno Alto Moxotó, TRC - Terreno Rio Capibaribe. Domínio Externo: TBS - Terreno Brejo Seco, TSE - Terreno Sergipano, TMO - Terreno Monte Orebe, TPO - Terreno Riacho do Pontal, TCM - Terreno Canindé-Marancó, TPA - Terreno	

Pernambuco Alagoas. LT - Lineamento Transbrasiliano, LJT - Lineamento Jaguaribe-Tatajuba, LP - Lineamento Patos, LPE - Lineamento Pernambuco.....	51
Figura 3.4 - Geologia simplificada da região SE da província Borborema, com a localização das estações MT. O Domínio Maracó-Poço Redondo é separado em dois subdomínios. ZCM, ZCBMJ e ZCAMS são, respectivamente, zona de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Modificado de Oliveira <i>et al.</i> , (2010a).....	52
Figura 4.1.1 - Mapa de localização das sondagens MT disposto sob Geologia simplificada da região SE da Província Borborema (modificado de Oliveira <i>et al.</i> , 2010a).....	56
Figura 4.1.2 - Metodologia de levantamento das sondagens MT.....	57
Figura 4.1.3 - Instalação de magnetômetro horizontal. Detalhe para o alinhamento do magnetômetro com o auxílio de bússola e linha de referência feita com barbante estacas.....	58
Figura 4.1.4 - Instalação de magnetômetro vertical. Detalhe para o nivelamento do magnetômetro.....	58
Figura 4.1.5 - Instalação de eletrodo. Detalhe para a disposição do eletrodo mergulhado na mistura de bentonita saturada em água.....	59
Figura 4.1.6 - Programação de aquisição dos dados. Detalhe os cabos de conexão entre eletrodos, magnetômetros e o sistema central (estação Metronix GSM06).....	59
Figura 4.2.1 - Fluxograma de pré-processamento de dados MT.....	60
Figura 4.2.2 - Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas B, C e D. Dados da estação 01a.....	62
Figura 4.2.3 - Ruídos 60 Hz e banda morta observados nas curvas de resistividade e fase. Dados da estação 02a.....	63
Figura 4.2.4 - Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPPLUS sobrepostas a dados experimentais da estação 05a.....	65
Figura 4.3.1 - Pseudosseção da resistividade aparente do tensor de impedâncias para a direção XY, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.....	68
Figura 4.3.2 - Pseudosseção da resistividade aparente do tensor de impedâncias para a direção YX, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.....	68
Figura 4.3.3 - Pseudosseção da fase do tensor de impedâncias para a direção XY, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.....	69
Figura 4.3.4 - Pseudosseção da fase do tensor de impedâncias para a direção YX, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.....	69

Figura 4.3.5 - Curva de resistividade e fase para a estação 08a. A linha vertical preta assinala a transição entre a condições 1D para a porção mais rasa, e 2D/3D para maiores profundidades de sondagem.....	70
Figura 4.4.1 - Fluxograma de processamento de dados MT.....	71
Figura 4.5.1 - Gráfico da dispersão do <i>skew</i> em função da frequência.....	73
Figura 4.5.2 - Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil com base no <i>skew</i> em função do período.....	73
Figura 4.6.1.1 - Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom <i>et al.</i> , 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. Nesse caso, todos os parâmetros estão variando livremente para todos os períodos.....	78
Figura 4.6.1.2 - Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom <i>et al.</i> , 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. Nesse caso, o <i>shear</i> foi fixado em 5°.....	78
Figura 4.6.1.3 - Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom <i>et al.</i> , 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. O strike geotétrico obtido para essa estação foi de 70°.....	79
Figura 4.6.2.1 - Azimute dos <i>strikes</i> geotétricos, plotados em barras azuis, sobre o mapa de estrutura de falhas do conjunto de dados de Bizzi, <i>et al.</i> (2001).....	81
Figura 4.7.1 - Comparação das pseudosseções experimentais e teóricas de resistividade aparente para os modos TM e TE.....	84
Figura 4.7.2 - Comparação das pseudosseções experimentais e teóricas da fase para os modos TM e TE.....	85
Figura 4.7.3 - Modelo de resistividades 2-D obtido pela inversão dos dados MT do perfil na porção SE da província Borborema (rms = 3.6).....	87
Figura 4.7.4 - Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.7.3. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.....	89
Figura 4.7.5 - Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.7.3. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.....	91

Figura 5.3.1 - Profundidades máximas de investigação obtidas por técnica heurística para cada estação MT, sobrepostas ao modelo de resistividades 2D da província Borborema. Os traços pretos e verdes abaixo de cada estação indicam a profundidade máxima fornecida pela transformada de Niblett-Bostick, respectivamente para os modos TE e TM. A ausência de algum dos traços abaixo de alguma estação indica que a profundidade de penetração do sinal é superior a 150 km.....	95
Figura 5.4.1 - Modelo de resistividades 2D da Figura 4.7.3, sobreposto por um condutor perfeito a partir de 30 km de profundidade.....	97
Figura 5.4.2 - Comparação de curvas teóricas de resistividade aparente e fase com dados experimentais no modo TM para 3 estações do perfil SE Borborema. Pontos correspondem aos dados experimentais, linha contínua ao resultado teórico gerado pelo modelo da Figura 4.7.3 e linha tracejada ao resultado teórico gerado pelo modelo da Figura 5.4.1.....	97
Figura 5.4.3 - Variação dos valores de rms em função da profundidade do condutor perfeito para resistividade aparente e fase do modo TM nas estações 04a, 08b e 12b. Observar que, para facilitar a visualização dos resultados, o eixo de profundidade não está equiespaçado.....	98
Figura 5.5.1 - Comparação das profundidades máximas de penetração do sinal EM, sob o modelo 2D de inversão (Figura 4.7.3), dadas pela técnica heurística (preto) e pela técnica empírica (cinza). Na técnica heurística é usada a profundidade obtida pela transformada de Niblett-Bostick no modo TM e na técnica empírica o efeito do condutor perfeito sobre a fase do modo TM.....	101
Figura 5.5.2 - Comparação das profundidades máximas de penetração do sinal EM, sob o modelo 2D de inversão (Figura 4.7.3), dadas pela técnica heurística (preto) e pela técnica empírica (cinza). Na técnica heurística é usada a profundidade obtida pela transformada de Niblett-Bostick no modo TE e na técnica empírica o efeito do condutor perfeito sobre a fase do modo TE.....	102
Figura 6.1.1 - Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 0.02 s (a) e 0.2 s (b).....	105
Figura 6.1.2 - Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 1.1 s (a) e 18 s (b).....	106
Figura 6.1.3 - Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 37 s (a) e 51s (b).....	107
Figura 6.1.4 - Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 205 s (a) e 410 s (b).....	108
Figura 6.2.1 - Modelo final de inversão 2D para a porção SE da província Borborema, utilizando a menor profundidade dada pelos modos TM e TE, com geologia simplificada (Oliveira <i>et al.</i> , 2010a) e dados de refração sísmica (Soares <i>et al.</i> , 2011). LP – Lineamento Pernambuco.....	117

Figura 6.2.2 - Esboço das estruturas geoeletricas do modelo apresentado, com geologia simplificada (Oliveira *et al.*, 2010a) LP – Lineamento Pernambuco. Os tracejados em verde representam regiões condutoras, as linhas contínuas em azul estão relacionadas às regiões resistivas e as linhas contínuas em vermelhas representam zonas de cisalhamento.....118

Figura 6.2.3 - Modelo de inversão 2D para a porção SE da província Borborema correlacionado com mapa geológico simplificado da região SE da Província Borborema, com a localização das estações MT. O Domínio Marancó-Poço Redondo é separado em dois subdomínios. ZCM, ZCBMJ e ZCAMS são, respectivamente, zona de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Modificado de Oliveira *et al.*, (2010a).....119

Figura 6.2.4 - Modelo de inversão 2D para a porção SE da Província Borborema, correlacionado com mapa de anomalia *Bouguer* (Oliveira, 2008) e dados de refração sísmica (Soares *et al.*, 2011).....120

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.3.1.1 - Classificações das micropulsões em função da faixa de períodos. Modificada de Jacobs (1970).....	27
Tabela 2.8.1 - Resistividade dos sedimentos não consolidados e rochas sedimentares. Fonte: Modificada de Palacky (1987).....	45
Tabela 4.2.1 - Tamanho das janelas usuais de processamento de acordo com frequências de amostragem. Os valores representam números de pontos a serem utilizados em cada janela, para se realizar o Dnff.....	61
Tabela 5.4.1 - Profundidade em que os dados sentem a presença do condutor perfeito para as diferentes estações e funções de transferência MT.....	99

LISTA DE ANEXOS

Anexo I - Processamento Robusto - dados brutos coletados ao longo de duas campanhas realizadas para este trabalho. Cada estação apresenta um par de gráficos mostrando resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX.....	135
Anexo II - Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação as 25 estações, onde XY é o modo TE e YX o modo TM.....	142
Anexo IIIa - Modelo de inversão (RMS 3.6) e curvas de respostas do modo TM, utilizados como dado de entrada para inversão final.....	149
Anexo IIIb - Modelo de inversão (RMS 3.7) e curvas de respostas do modo TE, utilizados como dado de entrada para inversão final.....	151
Anexo IV - Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos até 410 s.....	153

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURA E ABREVIACÕES

A/m = Ampères por metro
A/m² = Ampères por metro quadrado
C/m² = Coulomb por metro quadrado
F/m = Farad por metro
H/m = Henri por metro
Hz = Hertz
nT = nanoTesla
SI = Sistema Internacional
T = Tesla
TE = Transverso Elétrico
TM = Transverso Magnético
V/m = Volts por metro
Wb/m² = Weber por metro quadrado
Ω.m = ohm metro
s = segundos
EM – Métodos Eletromagnéticos
MT – Método Magnetotelúrico
PEAL = Pernambuco-Alagoas
LP – Lineamento Pernambuco

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	20
1.1. Objetivo.....	22
2. APORTE TEÓRICO.....	23
2.1. Introdução.....	23
2.2. O Método Magnetotelúrico.....	23
2.3. Natureza dos sinais MT.....	25
2.3.1. Micropulsações.....	27
2.3.2. Variação Diurna (Sq), Vento Solar e Tempestades Solares.....	28
2.3.3. Ressonância de Shumann.....	29
2.4. Princípios Físicos do MT.....	29
2.4.1. As Equações de Maxwell.....	29
2.5. Funções de Transferência Magnetotelúricas.....	32
2.5.1. O Tensor MT.....	32
2.5.2. Função de Transferência Geomagnética e Strike Geoelétrico.....	36
2.6. Dimensionalidade das Estruturas da Terra.....	38
2.6.1. Terra Unidimensional (1D).....	38
2.6.2. Terra Bidimensional (2D).....	39
2.6.3. Terra Tridimensional (3D).....	41
2.7. Distorções Galvânicas.....	42
2.8. Resistividade das Rochas.....	42
3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO.....	47
4. METODOLOGIA.....	55
4.1. Aquisição de Dados MT.....	55
4.2. Pré-Processamento dos Dados MT.....	60
4.3. Pseudo Seção.....	66
4.4. Processamento dos dados MT.....	71
4.5. Dimensionalidade das Estruturas.....	72
4.6. Decomposição do Tensor Impedância.....	74
4.6.1. Determinação do Parâmetros <i>Groom Bailey</i>	76
4.6.2. Definição do Strike Geoelétrico Regional.....	80
4.7. Inversão 2D.....	82
5. PROFUNDIDADE DE INVESTIGAÇÃO DO MÉTODO MT.....	92
5.1. Metodologia Heurística: A Transformada de Niblett-Bostick.....	93
5.2. Metodologia Empírica: Efeito de um Condutor Perfeito em Grandes Profundidades.....	94
5.3. Resultado da Técnica Heurística.....	95
5.4. Resultado da Técnica Empírica.....	96
5.5. Comparação do Resultados entre as Técnicas heurística e Empírica.....	100
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	104
6.1. Vetores de Indução.....	104
6.2. Modelo Geoelétrico Bidimensional.....	109

6.2.1. Faixa Sergipana e Bloco Pernambuco-Alagoas (PEAL).....	110
6.2.1.1. A Crosta nas Diferentes Unidades da Faixa Sergipana e do PEAL.....	112
6.2.2. Bacia Jatobá.....	113
6.2.3. O Lineamento Pernambuco e o Terreno Alto Moxotó.....	114
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS.....	121
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123

“É graça divina começar bem. Graça maior é persistir na caminhada certa. Mas graça das graças é não desistir nunca.” (Dom Helder Câmara).

I INTRODUÇÃO

A província estrutural Borborema consiste em um complexo conjunto de blocos crustais de diferentes idades, origem e evolução, amalgamados durante o Ciclo Brasileiro. Tal ciclo foi composto por uma série de eventos tectono-orogênicos desencadeados no final do Neoproterozóico Superior, resultando na formação de unidades litoestruturais de rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares consolidadas na crosta (Almeida, *et al.*, 1981). Ao longo dos anos, diversos autores vêm contribuindo para um melhor conhecimento do arcabouço geológico e estrutural da província, sobretudo com base em dados geoquímicos e geocronológicos (Jardim de Sá, 1994; Melo, 2002; Brito Neves *et al.*, 2000, 2003; Medeiros, 2004; Mejiá, 2008, Van Schmus *et al.*, 2008). No entanto a complexidade tectônica do Nordeste, superimposta pela ruptura continental que separou América do Sul e África e levou à formação do Oceano Atlântico Sul, tem desafiado inúmeros pesquisadores ao longo dos anos na tentativa de compreender a estruturação e o significado da compartimentação regional em termos de origem e evolução da crosta continental. O considerável número de segmentos geológicos com características próprias, reunidos em subdomínios e domínios, existentes na Província Borborema, apesar de razoavelmente bem conhecidos e delimitados em superfície, ainda não tiveram estabelecidas a verdadeira natureza dos seus limites, especialmente quando representados por importantes e extensas zonas de cisalhamento. Os subsídios adicionais propiciados por levantamentos gravimétricos e aerogeofísicos têm sido insuficientes para estabelecer e compreender a estrutura crustal do Nordeste do Brasil (Castro *et al.*, 1998; Oliveira *et al.*, 2005; Oliveira, 2008; Oliveira *et al.*, 2010).

O método Magnetotelúrico (MT) é um método geofísico utilizado para determinar modelo geoeletrico da subsuperfície terrestre dentro de intervalo de frequências que variam de 0,0001 a 1000 Hz. Por meio de medidas simultâneas na superfície da Terra das variações naturais dos campos elétrico (E) e magnético (H) é possível inferir a distribuição da condutividade elétrica desde os primeiros metros da crosta até centenas de quilômetros no manto superior. A utilização do método geofísico MT se apresenta como uma ferramenta importante para o aprofundamento do conhecimento sobre os processos

dinâmicos predominantes na litosfera sob a Província Borborema.

O escopo deste trabalho, inserido no projeto “Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema, Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 42.0222/2005-7), financiado pelo programa Institutos do Milênio e no subsequente “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 573713/2008-1) no âmbito do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET), INCT – Tectônica, consistiu de levantamento, processamento e interpretação de dados geofísicos magnetotelúricos e integração com mapas geológicos e gravimétricos em um perfil linear que corta transversalmente as principais estruturas e terrenos na porção SE da Província Borborema (Figura 1.1).

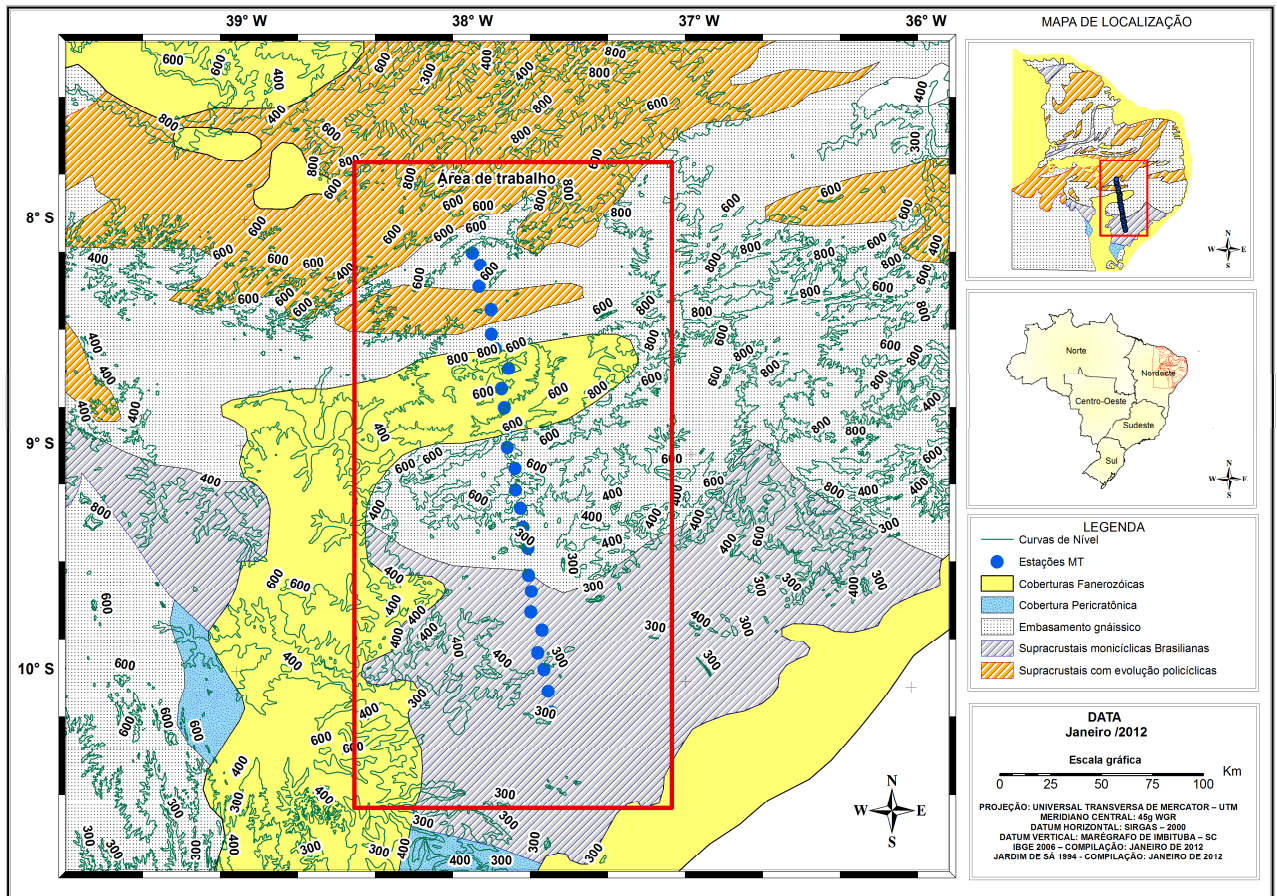


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo. Compilado de: IBGE (2006); Jardim de Sá (1994).

1.1 Objetivo

A partir de estudos magnetotélúricos, onde se insere esta pesquisa de doutorado, pretende-se determinar a estrutura interna da litosfera na porção SE da província Borborema. Para isso, buscou-se mapear a distribuição de condutividade elétrica na crosta e manto superior ao longo do perfil posicionado ortogonalmente às direções estruturais predominantes.

II APORTE TEÓRICO

2.1 Introdução

Os métodos geofísicos eletromagnéticos compreendem técnicas que visam estimar a distribuição das propriedades eletromagnéticas de estruturas em subsuperfície. Tais metodologias permitem estimar as condições geológicas atuais por meio do contraste das propriedades físicas dos materiais presentes em subsuperfície. Seus resultados podem ser utilizados para o diagnóstico ambiental, exploração de hidrocarbonetos e de água subterrânea, prospecção mineral ou geotectônica.

As propriedades eletromagnéticas das rochas constituintes do interior da Terra associadas a esses métodos são a resistividade elétrica, a permeabilidade magnética e a permissividade elétrica. Dentre essas propriedades, a resistividade é quase sempre a que mais contribui para as variações na propagação do campo eletromagnético.

Há vários métodos geofísicos que utilizam sinais eletromagnéticos para sondar o interior da Terra. A grande maioria desses métodos faz uso de sinais artificiais como fonte das variações eletromagnéticas, como por exemplo, o *Ground Penetrating Radar* (GPR) e o *Very Low Frequency* (VLF). Contrariamente, o método MT utiliza sinais naturais originados das variações do campo geomagnético. O objetivo desse capítulo é abordar de forma sucinta os fundamentos do método MT, princípios físicos e processamentos de dados, utilizados neste estudo.

2.2 O Método Magnetotelúrico

O MT é um método geofísico para estimar a distribuição da condutividade elétrica no interior da Terra a partir da interpretação de medidas simultâneas, efetuadas na superfície, das variações temporais naturais dos campos geomagnético e geoeletrico induzido. Proposta por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), a teoria do método magnetotelúrico considera que as variações temporais dos campos elétrico (**E**) e magnético (**H**) naturais são devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da Terra. Tais variações são causadas tanto por correntes elétricas presentes na ionosfera e magnetosfera terrestre, onde são geradas ondas eletromagnéticas de frequência relativamente baixa (abaixo de 1 Hz) que se propagam para a superfície,

como por descargas elétricas atmosféricas (raios) que também produzem ondas eletromagnéticas, mas de frequência mais alta (acima de 1 Hz). Ao alcançarem a superfície, essas ondas sofrem tanto refração como reflexão. A maior parte da energia é refletida e somente uma pequena parte é propagada para o interior da Terra. Essa pequena parte induz correntes telúricas em subsuperfície.

À medida que esse campo eletromagnético se difunde para o interior da Terra, ele atravessa regiões que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade. Quando o sinal eletromagnético encontra limites com diferentes condutividades, campos secundários são gerados e parte deles se propaga de volta para a superfície, trazendo informações das mudanças relativas de condutividade em subsuperfície. Na interpretação dos dados MT, após a aquisição dos dados no campo, os sinais eletromagnéticos obtidos no domínio do tempo são processados no domínio da frequência com a finalidade de se chegar às impedâncias resistivas. Estas, por sua vez, são interpretadas em termos da resistividade elétrica, como função da posição e da profundidade por meio de modelos unidimensionais, bidimensionais e tridimensionais. A definição do tensor de impedância eletromagnética (\mathbf{Z}) se dá pela relação entre as componentes horizontais complexas dos campos elétrico e magnético em direções mutuamente ortogonais.

O método MT foi ganhando espaço em diferentes aplicações a problemas geológicos, tais como estudos cratônicos e de reconhecimento de estruturas profundas da crosta, prospecção mineral, hidrogeologia e geotermia (e.g. Vitorello e Padilha, 1993; Fischer e Masero, 1994; Menezes, 1996; Porsani, 1997; Travassos e Menezes, 1999; Bologna, 2001; Lezaeta, 2001; Abreu, 2002; Lugão *et al.*, 2002; Woldemichael, 2003; Pádua, 2004; Castells, 2006; Jones *et al.*, 2008).

A principal vantagem do método consiste na capacidade de investigar tanto estruturas profundas, quanto estruturas rasas sem o emprego de fontes artificiais. De acordo com Vozoff (1972), a interpretação de profundidades baseada em dados MT é melhor estimada do que as baseadas em dados gravimétricos e magnéticos. Atualmente o método vem sendo aplicado em domínio marinho para investigação da crosta oceânica (Constable *et al.*, 1998; Hoversten *et al.*, 2000), e ainda tem sido largamente utilizado na exploração de petróleo e fontes geotérmicas, em locais onde a sísmica mostra dificuldade quanto ao imageamento (Hoversten *et al.*, 1998; Key, 2003; Abarca, 2004; José, 2005).

2.3 Natureza dos sinais MT

O Campo Magnético Terrestre é gerado pelas movimentações de fluidos metálicos de alta condutividade no núcleo da Terra, que provocam correntes elétricas que induzem um campo magnético (Kirchhoff, 1991). Este campo geomagnético não é estável, apresentando constantes variações temporais e espaciais. Tais variações têm ampla gama de períodos, desde frações de segundos até milhões de anos. As variações geradas no próprio núcleo da Terra têm período muito longo, não sendo usadas pelo método MT. Para as frequências na faixa de interesse do método, entre 10^{-4} e 10^4 Hz, as fontes naturais utilizadas estão associadas aos fenômenos de interação entre o vento solar e a magnetosfera, e descargas elétricas de relâmpagos, produzindo sinais eletromagnéticos conhecidos como esféricos, que ocorrem na atmosfera do planeta (Figura 2.3.1).

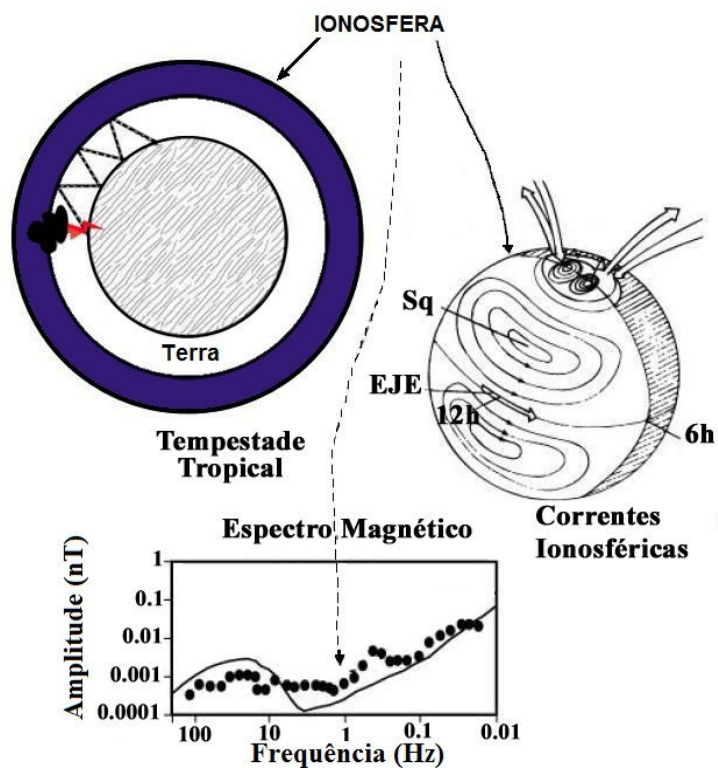


Figura 2.3.1. Fenômenos naturais geradores do campo eletromagnético natural. Destaque para o espectro de amplitude *versus* frequência da variação do campo magnético, mostrando mínimo em torno de 1Hz. Modificada de Santos (2006). Os pontos negros correspondem a dados, a linha contínua a um modelo, EJE – eletro jato equatorial e Sq - Variação diurna.

Os sinais medidos em frequências inferiores a 1 Hz, correspondem a interação entre o vento solar e as camadas do plasma que compõem a ionosfera e a magnetosfera terrestre. Os sinais de frequências superiores a 1 Hz corresponde às ondas induzidas por relâmpagos e à propagação de sua energia entre dois meios condutores: a base da ionosfera e a superfície da Terra (Figura 2.3.1). No intervalo entre aproximadamente 10^{-1} Hz e 1 Hz há uma diminuição de energia no espectro, relacionada ao limite entre as duas fontes de geração do sinal. Este intervalo é conhecido como banda morta, região onde a intensidade do campo geomagnético diminui sensivelmente sua energia. Além disso, de acordo com Padilha (1995), em baixas latitudes, como no Brasil, as variações geomagnéticas naturais são bem mais fracas em decorrência das características de propagação, principalmente das pulsações magnéticas. Esse fato causa dificuldades adicionais na obtenção de sinais eletromagnéticos com boa relação sinal/ruído para as medidas MT. A figura 2.3.2 apresenta espectro de energia do campo eletromagnético natural e as respectivas fontes de sinal utilizadas no método MT: micropulsações geomagnéticas, variação diurna e ressonâncias de Schumann.

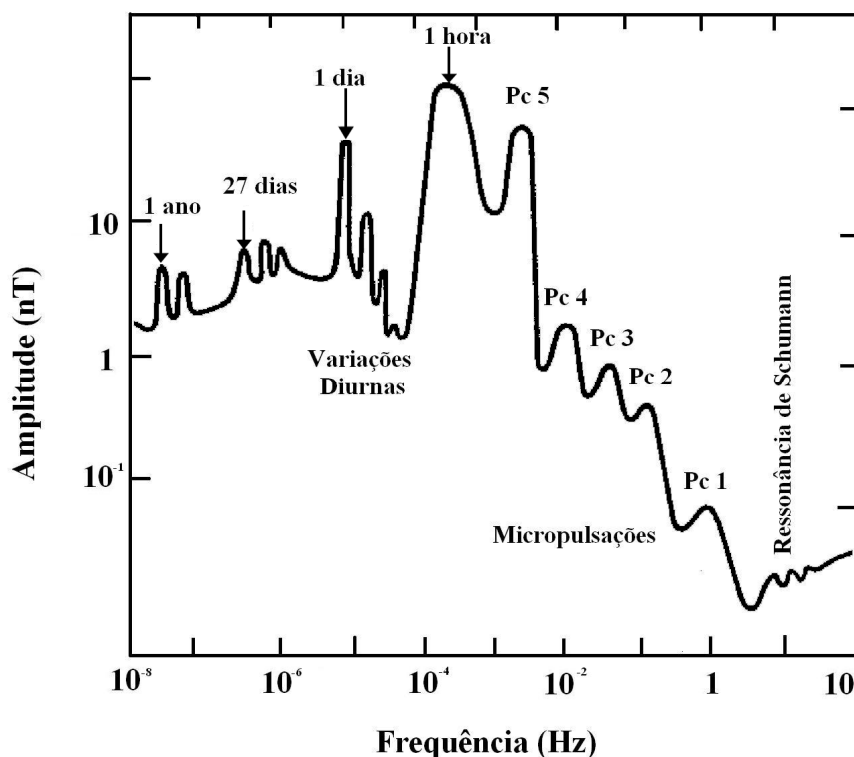


Figura 2.3.2. Espectro de energia do campo eletromagnético natural com suas respectivas fontes. Modificada de Pádua (2004).

2.3.1 Micropulsações

As micropulsações geomagnéticas podem ser definidas como variações geomagnéticas de baixa frequência. São ocasionadas por ondas hidromagnéticas na borda da magnetosfera e no seu interior. Quando alcançam o limite inferior da ionosfera as ondas hidromagnéticas se transformam em ondas eletromagnéticas, as quais são observadas na superfície terrestre como variações dos campos magnético e elétrico. As micropulsações geomagnéticas são classificadas de acordo com sua continuidade e período em dois grupos: pulsações contínuas ou regulares (Pc) e pulsações irregulares ou impulsivas (Pi). Descrições da teoria referente à origem das micropulsações podem ser encontradas na literatura (Jacobs, 1970).

As pulsações irregulares (pi) são associadas à fase crítica de subtempestades eletromagnéticas. O intervalo de período para essas pulsações é de 1 s a 150 s e o conteúdo espectral denota uma banda larga. As pulsações contínuas (pc) apresentam padrão regular de oscilações, são pulsações quase senoidais e classificadas como Pc1 a Pc5, na faixa de períodos entre 0,2 s a 600 s. As pulsações que estão dentro da faixa de períodos utilizados estão relacionadas na tabela a seguir.

Tabela 2.3.1.1. Classificações das micropulsações em função da faixa de períodos. Modificada de Jacobs (1970).

Pulsações Contínuas	Períodos (s)
Pc1	0.2 – 5
Pc2	5 – 10
Pc3	10 – 45
Pc4	45 – 150
Pc5	150 – 600
Pulsações Irregulares	Períodos (s)
Pi1	1 – 40
Pi2	40 – 150

2.3.2 Variação Diurna (Sq), Vento Solar e Tempestades Solares

O principal processo de formação de elétrons livres na ionosfera é a fotoionização que consiste na absorção de radiação solar, predominantemente na faixa do extremo ultravioleta e raios-X, por elementos atmosféricos neutros (Kirchhoff, 1991). Desta forma, a estrutura da ionosfera é fortemente influenciada pelas partículas carregadas do vento solar que são comandadas pelo nível de atividade solar.

Além das variações diárias e sazonais da atividade solar, existem também os ciclos de longo período. Estes ciclos, com duração de aproximadamente 11 anos, estão associados às ocorrências de manchas solares e o aumento da produção de elétrons livres na ionosfera é proporcional ao número de manchas. Durante o período em que os dados utilizados neste trabalho foram coletados (2007-2008) estava-se em um mínimo solar. Atualmente o Sol se encontra em um período de máxima ocorrência de manchas solares, iniciado no ano de 2011.

Como o mecanismo forçador da ionização das camadas que compõem a ionosfera é a radiação solar, estabelece-se uma diferença de potencial entre o hemisfério iluminado e o hemisfério não iluminado. Em consequência, geram-se fortes correntes elétricas entre os dois hemisférios, que produzem campos magnéticos variáveis ao longo do dia, conhecidos por variação diurna. Essa variação do campo geomagnético com período de 24 h pode ser conceitualmente decomposta numa componente solar expressa normalmente por Sq (*solar quiet*) (Campell, 1997). Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude de aproximadamente 20-80 nT, tendo o seu máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) ocorrem variações muito rápidas e de grande amplitude (às vezes maiores que 1000 nT), chamadas tempestades magnéticas. Existem ainda anomalias do campo magnético, que surgem a partir de aumento diurno da corrente elétrica em uma estreita faixa da ionosfera, de direção leste-oeste, centrada no equador magnético e denominada eletrojato equatorial (EJE).

2.3.3 Ressonância de Schumann

A ressonância de Schumann constitui-se de uma série de picos eletromagnéticos de frequências extremamente baixas (ELF: *extremely low frequency*) do campo eletromagnético da Terra. Os picos são correlacionados às características de propagação entre a superfície da Terra e a ionosfera de sinais originados de descargas elétricas. São definidos a partir da razão da velocidade de propagação da onda pela distância a percorrer na cavidade ressonante, sendo calculados através da seguinte fórmula:

$$f_{rs} = \frac{nc}{d} \quad (2.3.3.1a)$$

onde f_{rs} é a frequência de ressonância de Schumann, n é o harmônico ($n = 1, 2, \dots$), c é a velocidade de propagação da energia eletromagnética (cerca de 300.000 km/s) e d é a circunferência da Terra (cerca de 40.000 km).

O efeito ocorre porque o espaço entre a superfície da Terra e a ionosfera, neste caso condutiva, atua como um guia de ondas, cujas dimensões são delimitadas. Assim é formado um tipo de cavidade ressonante para ondas eletromagnéticas em ELF que são excitadas naturalmente pela energia desprendida por meio de propagação dos relâmpagos. A frequência de ressonância fundamental é de aproximadamente 7 Hz e seus harmônicos superiores são em torno de 14, 20 e 24 Hz.

2.4 Princípios Físicos MT

Os fundamentos e as fórmulas relacionados à teoria de indução eletromagnética encontram-se bem descritas na literatura (Simpson e Bahr, 2005; Castells, 2006).

2.4.1 As Equações de Maxwell

A teoria eletromagnética obedece a um conjunto de formulações matemáticas denominadas equações de Maxwell, que unificam os campos elétrico e magnético e podem

ser escritas da seguinte forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\partial \mathbf{B} / \partial t \quad (2.4.1.1a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \partial \mathbf{D} / \partial t \quad (2.4.1.1b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.4.1.1c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (2.4.1.1d)$$

As equações (2.4.1.1a-d) são complementadas pelas equações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (2.4.1.2a)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.4.1.2b)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.4.1.2c)$$

Essas equações constitutivas vinculam o comportamento do campo eletromagnético com as características físicas do meio onde: ϵ , μ , σ são os parâmetros característicos do meio em que as ondas se propagam e expressos como tensores em meios anisotrópicos, podendo variar no tempo geológico. No entanto, em estudos de indução, supõe-se que o meio seja isotrópico contínuo e se desconsidera qualquer dependência temporal dos parâmetros constitutivos. Assim, para a crosta terrestre $\mu = \mu_0$ e $\epsilon = \epsilon_0$.

As quantidades nas equações (2.4.1.1a-d) e (2.4.1.2a-c) são expressas nas seguintes unidades (SI):

- indução magnética $[\mathbf{B}] = \text{T}$
- intensidade do campo magnético $[\mathbf{H}] = \text{A/m}$
- intensidade do campo elétrico $[\mathbf{E}] = \text{V/m}$
- deslocamento elétrico $[\mathbf{D}] = \text{C/m}^2$
- densidade da corrente elétrica $[\mathbf{J}] = \text{A/m}^2$
- densidade da carga $[\rho] = \text{C/m}^3$
- condutividade do meio $[\sigma] = \text{S/m}$
- permissividade dielétrica (espaço livre) $[\epsilon_0] = \text{F}/(36\pi \times 10^9)\text{m}$
- permeabilidade magnética (espaço livre) $[\mu_0] = 4\pi \times 10^{-7}\text{H/m}$

Devido à natureza das fontes EM utilizadas em MT e às propriedades dos materiais

da Terra e das profundidades investigadas, duas hipóteses são consideradas:

- A hipótese de onda plana: a corrente elétrica primária é uma onda eletromagnética plana que se propaga verticalmente em direção à superfície da Terra (direção z).
- Uma aproximação de onda quase - estacionária: como o intervalo de frequência nas sondagens MT varia de 0,0001Hz a 1000Hz e as condutividades encontradas, para quase a totalidade dos materiais geológicos, encontrados na Terra, estão na faixa de 0.1 a 10000 $\Omega.m$ (Haak e Hutton, 1986), as correntes de deslocamento ($\partial \mathbf{D} / \partial t$), podem ser negligenciadas em relação à densidade da corrente elétrica (\mathbf{J}) (2.4.1.1b).

As soluções das equações de Maxwell para os campos EM podem ser expressas por combinação linear dos termos harmônicos:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \cdot e^{i(\omega t + \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} \quad (2.4.1.3a)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 \cdot e^{i(\omega t + \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} \quad (2.4.1.3b)$$

onde ω (rad/s) é a frequência angular das ondas eletromagnéticas, t (s) é o tempo, \mathbf{k} e \mathbf{r} são vetor de onda e vetor de posição, respectivamente. Em ambas as expressões o primeiro termo no expoente corresponde às oscilações das ondas e o segundo termo representa a propagação de ondas.

Através de manipulações matemáticas, por meio das expressões harmônicas dos campos EM (2.4.1.3a-b) e suas relações constitutivas (2.4.1.2a-c), considerando a hipótese de uma onda quase - estacionária, as equações de Maxwell podem ser reduzidas a:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu_0 \mathbf{H} \quad \text{Lei de Faraday} \quad (2.4.1.4a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} \quad \text{Lei de Ampère} \quad (2.4.1.4b)$$

As equações acima demonstram que o campo magnético (**H**) variante no tempo induz um campo elétrico (**E**), gerando uma corrente eletromagnética que se propaga no interior da Terra (correntes telúricas).

2.5 Funções de Transferência Magnetotelúricas

As funções de transferência magnetotelúricas ou respostas magnetotelúricas são funções que correlacionam as diferentes componentes do campo EM em uma determinada frequência. A razão entre os componentes ortogonais dos campos elétricos e magnéticos define um parâmetro chamado impedância de onda ou, simplesmente, impedância do meio. Tem uma dimensão de resistência (Ω). A difusão de uma onda plana a uma frequência particular depende somente das propriedades elétricas do meio. Portanto elas caracterizam a distribuição de condutividade dos materiais em subsuperfície de acordo com a frequência medida. As respostas MT utilizadas neste trabalho são: o tensor de impedância MT (**Z**), em forma de resistividade aparente e fase, e as funções de transferências geomagnéticas, normalmente apresentadas em forma de vetores de indução (**T**). Esses dois parâmetros, que serão discutidos a seguir, constituem as principais grandezas usadas na interpretação de dados MT (Vozoff, 1972).

2.5.1 O Tensor MT

A definição do tensor de impedância eletromagnética (**Z**) se dá pela relação entre as componentes horizontais complexas dos campos elétricos (E_x , E_y) e magnéticos (H_x , H_y), em direções mutuamente ortogonais a uma dada frequência (ω), em um único local de medida. A relação entre cada termo é determinada pela equação:

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (2.5.1.1a)$$

Assim, para cada frequência é esperado que um sistema linear seja expresso como:

$$E_x = Z_{xy}H_y + Z_{xx}H_x \quad (2.5.1.2a)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2.5.1.2b)$$

ou simplesmente pela relação matricial:

$$|\mathbf{E}| = |\mathbf{Z}||\mathbf{H}| \quad (2.5.1.3a)$$

A partir do tensor de impedâncias, as resistividades aparentes (ρ_a) e fases (Φ_{ij}) podem ser calculadas para um intervalo grande de frequências, usando as componentes das transformadas de Fourier das séries temporais dos campos elétrico e magnético medidos no campo. As variações dos campos \mathbf{E} e \mathbf{H} são expressas em SI elas são determinadas, respectivamente, pelas seguintes expressões:

$$\rho_{aij} = \frac{|Z_{ij}|^2}{\omega\mu_0} \quad (2.5.1.4a)$$

$$\phi_{ij} = \arctan\left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re}\{Z_{ij}(\omega)\}}\right) \quad (2.5.1.5a)$$

onde a ρ_a é dada em $\Omega.m$. Os índices i e j representam as direções das coordenadas x e y , respectivamente e \mathbf{Z} a impedância do meio.

A resistividade aparente fornece uma estimativa aproximada da resistividade real em subsuperfície, modulada pela frequência de aquisição dos sinais. A fase de impedância (ou simplesmente fase), Φ , consiste na diferença de fase da componente Z_{ij} . Ela fornece informações adicionais sobre a condutividade da estrutura. Em um semiespaço isotrópico e homogêneo a fase da impedância é constante, igual a 45° . Transições em profundidade de uma região mais resistiva para uma mais condutora fornecem fases superiores a 45° , enquanto fases inferiores a 45° aparecem nas transições de regiões condutivas para resistivas.

A penetração dos sinais EM no interior da Terra depende do seu período de oscilação e da resistividade do meio. A profundidade de penetração desses sinais é expressa através da profundidade pelicular (δ), calculada como sendo a profundidade na

qual a amplitude do sinal natural é reduzida em 1/e (aproximadamente 37%) de seu valor inicial na superfície. Para um semiespaço homogêneo é dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \approx 500\sqrt{\rho T} \text{ (em metros)} \quad (2.5.1.6a)$$

onde σ é a condutividade do meio, $\omega = 2\pi f$, a frequência angular, μ é a permeabilidade magnética, ρ a resistividade do meio (em ohm.m) e T o período (em segundos).

Dessa forma, as ondas eletromagnéticas penetram até maiores profundidades para frequências mais baixas e rochas com menor condutividade. Na prática, porém, a profundidade pelicular é usada apenas como referência para o amortecimento que os sinais eletromagnéticos sofrem ao se propagar em um meio condutor, pois o interior da Terra não é um semi-espaço homogêneo. Como consequência, técnicas alternativas têm que ser consideradas para estimar a profundidade de propagação dos sinais utilizados por diferentes métodos EM e consequentemente os limites de confiabilidade dos modelos derivados dos dados experimentais sobre a distribuição de condutividade elétrica.

As expressões (2.5.1.4a) e (2.5.1.5a) em conjunto com a expressão (2.5.1.6a), fornecem os meios pelos quais se pode explorar a distribuição de condutividades no interior da Terra. Como resultado de uma sondagem MT, obtêm-se curvas de resistividade aparente e fase em função da frequência (Figura 2.5.1.1) que são, posteriormente, invertidas para fornecer resultados de variação da condutividade como função da profundidade através de algoritmos de inversão. Nesse procedimento, os resultados obtidos experimentalmente para as funções de transferência são comparados com aqueles gerados teoricamente por modelos, geralmente 2D e 3D. Os parâmetros do modelo (profundidade e resistividade das diferentes camadas) são modificados até que se encontre um modelo composto por possíveis estruturas de condutividade que originariam os valores medidos na superfície. Maiores detalhes sobre o método MT podem ser encontrados em Simpson e Bahr (2005).

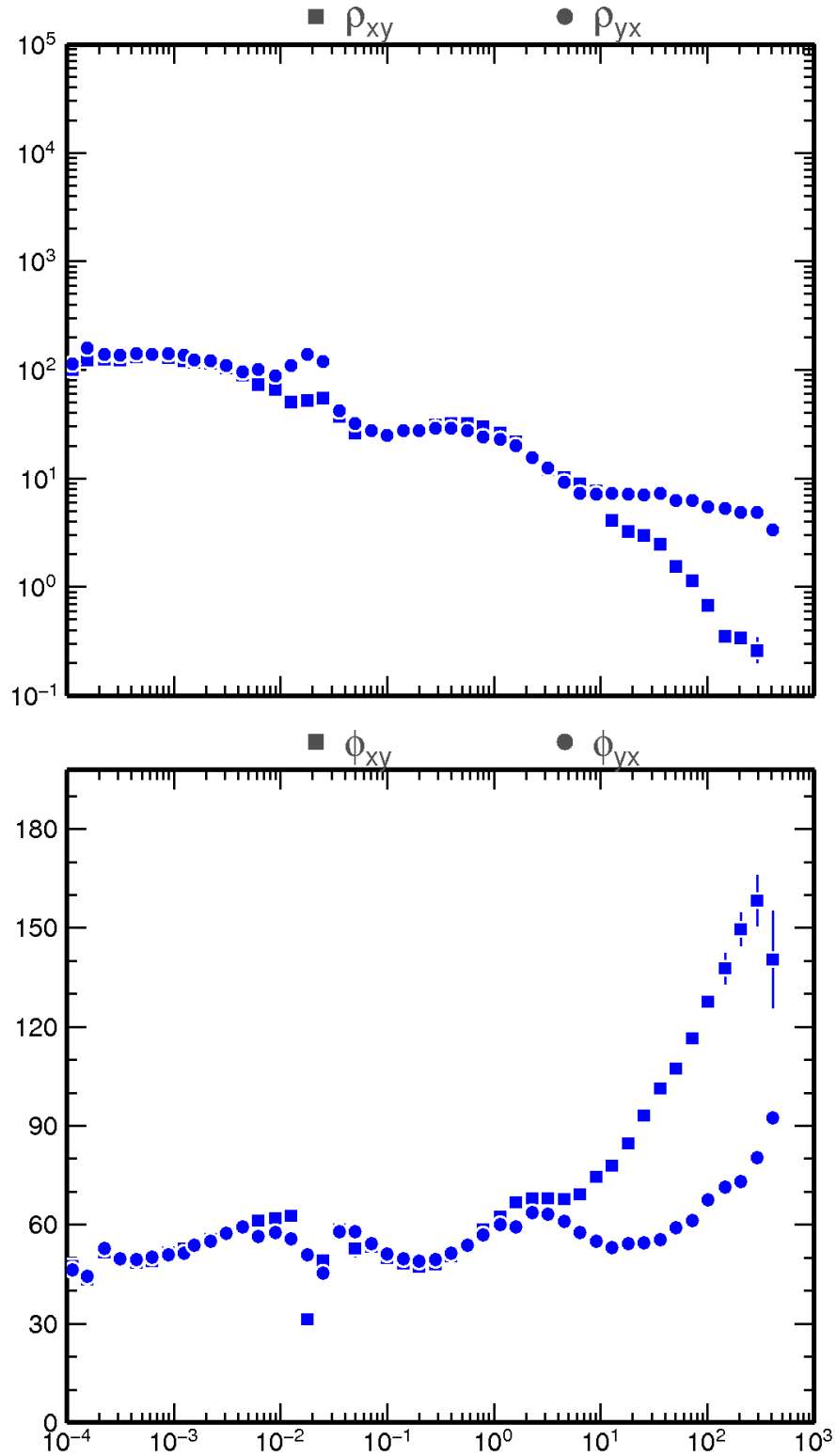


Figura 2.5.1.1. Exemplo de gráfico típico de respostas MT da variação de resistividade (a) e fase (b) em função do período. Dado bruto da estação 05b.

2.5.2 Função de Transferência Geomagnética e Strike Geométrico

Como visto anteriormente, o tensor de impedância \mathbf{Z} é uma entidade complexa que depende da direção de aquisição e das propriedades geométricas de subsuperfície no local onde se adquirem os dados. O tensor \mathbf{Z} e o vetor função de transferência geomagnética constituem as principais grandezas usadas na interpretação de dados MT.

A função de transferência geomagnética, também conhecida como *tipper* (\mathbf{T}) é uma grandeza vetorial complexa (com parte real e imaginária). Definido como a relação entre os dois componentes verticais e horizontais do campo magnético (2.5.2.1a). Dele se obtém os vetores de indução. Esses vetores, geralmente, são revertidos de modo que o vetor real aponte para zonas condutoras (Vozoff, 1972).

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (2.5.2.1a)$$

Na fórmula acima os elementos T_{ij} são termos complexos devido ao fato de que podem incluir deslocamento de fase. Para uma estrutura 2D alinhada na direção x' (rotacionado), a equação (2.5.2.2a) pode ser simplificada para:

$$H_z = T'_y H'_y \quad (2.5.2.2a)$$

Na equação 2.5.2.2.a, \mathbf{T}' representa a inclinação do vetor \mathbf{H} fora do plano horizontal.

O *strike* geométrico consiste numa direção no qual a resistividade (ou condutividade) elétrica não varia. No caso em que uma sondagem não é feita no sistema de eixos alinhados com a estrutura geométrica, é possível rotacionar matematicamente o tensor medido por um ângulo θ de forma que os elementos tensoriais XX e YY se tornem nulos, satisfazendo a relação de bidimensionalidade (Figura 2.5.2.1). O objetivo de rotacionar o dado para o *strike* geométrico, é uma forma de simplificar os cálculos na obtenção do modelo geométrico.

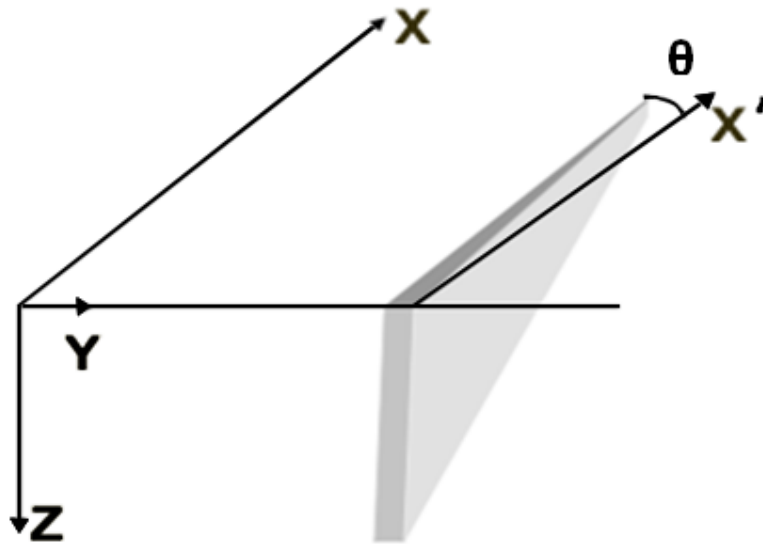


Figura 2.5.2.1. Rotação do tensor de impedância \mathbf{Z} .

Considerando o ângulo θ (medido no sentido horário a partir do eixo \mathbf{x}) como o ângulo entre os eixos de medida (x,y) e o *strike* verdadeiro, a rotação de \mathbf{E} através de θ determinará os componentes do campo \mathbf{E} nos eixos principais de anisotropia (x',y') , \mathbf{E}' .

$$\begin{bmatrix} E'_x \\ E'_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \quad (2.5.2.3a)$$

ou na forma matricial:

$$\mathbf{E}' = \mathbf{R}\mathbf{E} \quad (2.5.2.4a)$$

$$\mathbf{H}' = \mathbf{R}\mathbf{H} \quad (2.5.2.4b)$$

o tensor \mathbf{Z} rotacionado será:

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}\mathbf{Z}\mathbf{R}^T \quad (2.5.2.5a)$$

onde \mathbf{R}^T é a transposta de \mathbf{R}

$$\mathbf{R}^T = \begin{bmatrix} \cos\theta & -\text{sen}\theta \\ \text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (2.5.2.6a)$$

Na prática, é usual apresentar o tensor (as respectivas curvas de resistividade aparente e fase) numa direção que em cada frequência maximize as componentes da diagonal não principal do tensor (Z'_{xy} e Z'_{yx}) e, ao mesmo tempo, minimize as componentes da diagonal principal (Z'_{xx} e Z'_{yy}) (Vozoff, 1991).

Identificar uma das direções principais com a direção do *strike* está sujeito a uma ambiguidade de 90° . Isso porque o ângulo de rotação pode estar tanto minimizando como maximizando os elementos da diagonal principal. A resolução dessa indeterminação pode ser feita a partir de informações complementares geológicas ou geofísicas. As funções de transferência magnética são úteis nesse caso, pois, como descrito anteriormente, seus vetores podem ser traçados de modo que sua parte real aponte para as zonas mais condutoras. Alguns autores fazem a opção por uma representação em que os vetores de indução apontem para zonas mais resistivas. No entanto, de acordo com Vozoff (1972), qualquer que seja a direção do vetor, em se tratando de uma estrutura 2D, o mesmo será perpendicular à direção da estrutura geoeétrica, auxiliando assim na identificação do *strike*.

2.6 Dimensionalidade das Estruturas da Terra

As respostas MT, teoria estudada no parágrafo 2.5 deste capítulo, e em particular as relações entre seus componentes, estão reduzidas a expressões específicas, dependendo da distribuição espacial da resistividade elétrica no meio estudado. Essas distribuições espaciais são conhecidas como estruturas geoeétricas (dimensionalidades), e podem ser classificadas como unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D). Um aspecto importante da interpretação das informações contidas nos dados MT é o acesso à dimensão dessas estruturas, pois seu conhecimento condiciona a escolha da interpretação quantitativa a ser realizada.

2.6.1 Terra Unidimensional (1D)

Uma Terra 1D é aquela em que as resistividades variam somente com a profundidade. Se a resistividade é a mesma em qualquer direção, os campos EM são mutuamente ortogonais e se acoplam linearmente pelo tensor de impedância

eletromagnética (\mathbf{Z}). Para o cálculo das equações de impedância se utiliza como condição de contorno a diminuição do campo com o aumento da profundidade. Assim as equações (2.5.1.2a-b) se reduzem a:

$$E_x = Z_{xy}H_y \quad (2.6.1.1a)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x = - Z_{yx}H_x \quad (2.6.1.1b)$$

Isso porque em um ambiente 1D, os elementos diagonais do tensor de impedância serão nulos ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$) e os elementos não diagonais serão iguais ($Z_{xy} = - Z_{yx}$), ou seja, possuem a mesma magnitude em todas as direções:

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.6.1.2a)$$

O sinal negativo indica que as fases desse elemento se encontram no terceiro quadrante ao invés do primeiro. Para um meio 1D, o tensor é invariante em relação à operação de rotação, o que quer dizer que as curvas de ρ_a e Φ (xy e yx), para esse determinado meio, são iguais entre si e não dependem da orientação do referencial de aquisição.

2.6.2 Terra Bidimensional (2D)

Em situações bidimensionais (2D), onde a condutividade varia com a profundidade e ao longo de uma das direções horizontais, os campos elétricos e magnéticos podem ser projetados em um sistema de eixos rotacionado, com os valores de impedância principal, Z_{xy}' e Z_{yx}' , calculados com seus eixos paralelo e perpendicular ao "strike" da estrutura 2D. Nessa situação, a propagação da onda eletromagnética no interior da Terra pode ser separada em dois modos distintos: TE (*transversal electric*) e TM (*transversal magnetic*). No caso do modo TE, as correntes elétricas fluem paralelas ao *strike* elétrico da estrutura geoeletrica. Nesse caso o campo E_x possui componente dependente somente do campo magnético ortogonal a essa estrutura (H_y). No modo TM, as correntes elétricas fluem

perpendiculares ao *strike* elétrico da estrutura. Nesse caso, o campo E_y depende apenas de H_x (Figuras 2.6.2.1 e 2.6.2.2).

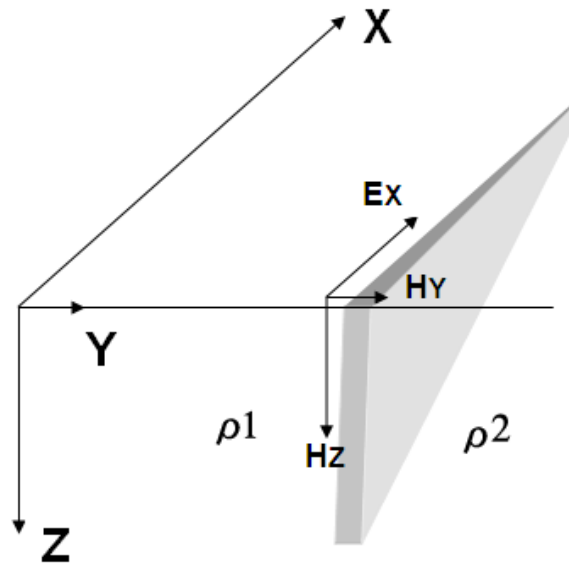


Figura 2.6.2.1. Modelo 2D – Modo TE.

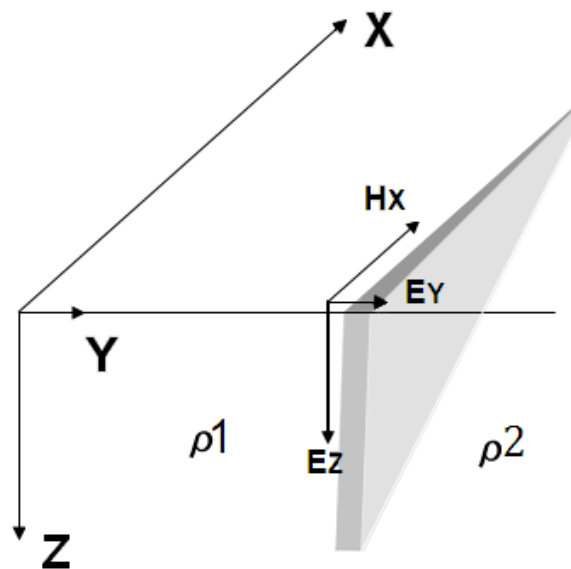


Figura 2.6.2.2. Modelo 2D – Modo TM.

Em um meio 2D (com *strike* θ), os dados adquiridos em um determinado referencial de coordenadas podem não estar alinhados ao longo do *strike*, uma vez que essa direção é muito raramente conhecida com precisão no campo. Nesse caso, o tensor \mathbf{Z} expresso no referencial de aquisição pode ter todos os elementos diferentes e não nulos ($Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy} \neq 0$). No entanto, quando o tensor é rotacionado e a nova direção

coincide com o *strike*, as novas componentes secundárias se anulam, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, e $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ reduzindo o tensor a:

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & TE \\ TM & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.6.2.1a)$$

Como $Z_{xy} \neq Z_{yx}$, também serão diferentes as respostas MT para os modos TE e TM. Enquanto o modo TM é mais sensível às estruturas mais superficiais e situadas sob o perfil de medidas, o modo TE tende a sentir mais as estruturas profundas, além de ser mais afetado por estruturas fora do perfil. No entanto, de acordo com Berdichevsky *et al.*, (1998), para uma melhor interpretação e maior confiabilidade em relação à condutividade do meio investigado, é ideal que se faça uma análise bimodal de TE e TM.

2.6.3 Terra Tridimensional (3D)

Em um ambiente 3D onde a resistividade varia nas três direções x, y e z, todos os elementos do tensor impedância (\mathbf{Z}) são não nulos e diferentes entre si, não sendo possível encontrar uma direção para a qual os elementos diagonais se anulem.

$$\mathbf{Z}_{3D} = \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.6.3.1a)$$

Na realidade as estruturas geológicas possuem sempre alguma variação tridimensional, sendo que algumas situações são mais características desses ambientes, como por exemplo: cadeias de montanhas em grande escala e intrusões magmáticas. O tratamento do problema de indução de estruturas 3D tem sido discutido por diversos autores, utilizando técnicas como diferenças finitas, elementos finitos e equações integrais (Jones e Vozoff, 1978; Ting e Hohmann, 1981; Mackie e Madden, 1993; Siripunvaraporn *et al.*, 2005). Em algumas situações geológicas é possível fazer uma interpretação geofísica de dados 3D aproximados para modelos 2D (Ledo *et al.*, 2002; Ledo, 2005).

2.7 Distorções Galvânicas

Distorções galvânicas são efeitos produzidos por heterogeneidades de corpos superficiais ou variações topográficas. Os dois principais efeitos são classificados como distorções galvânicas e distorções indutivas (Jiracek, 1990).

As distorções galvânicas são causadas pelo acúmulo de cargas superficiais nas interfaces dos contrastes de resistividade, se existir uma componente do campo elétrico na direção da variação da condutividade (resistividade) elétrica, gerando um campo secundário que se somará vetorialmente ao campo primário, conduzindo a distorção do campo elétrico. Um exemplo típico é o deslocamento estático (*static shift*), causado por estruturas geológicas rasas e heterogêneas. Nesse caso as curvas de resistividade aparente são deslocadas para valores maiores ou menores por um fator real e constante desconhecido, independente da frequência, sem afetar a fase (Simpson e Bahr, 2005). Dentre os vários métodos de correções das distorções galvânicas, o de Groom e Bailey (1989) é o mais utilizado, embora não seja empregado no caso das distorções galvânicas.

2.8 Resistividade das Rochas

O conhecimento, *a priori*, das propriedades elétricas dos materiais que compõem o meio é fundamental para a interpretação de dados MT. Define-se condutividade como a capacidade relativa de determinados materiais conduzirem eletricidade quando uma tensão a eles é aplicada. A resistividade elétrica caracteriza-se pela resistência oferecida por um material em conduzir fluxos de corrente elétrica. Nos materiais da Terra esses parâmetros variam em mais de sete ordens de grandeza (Figura 2.8.1a). Dentre todos os parâmetros geofísicos, a resistividade elétrica (ou seu inverso, a condutividade elétrica) é um dos mais sensíveis a variações de composição química e temperatura de materiais geológicos, sendo particularmente sensível à presença de fluidos (água mineralizada), distribuição e quantidade deste fluido, salinidade, porosidade, temperatura e pressão (Jones, 1992).

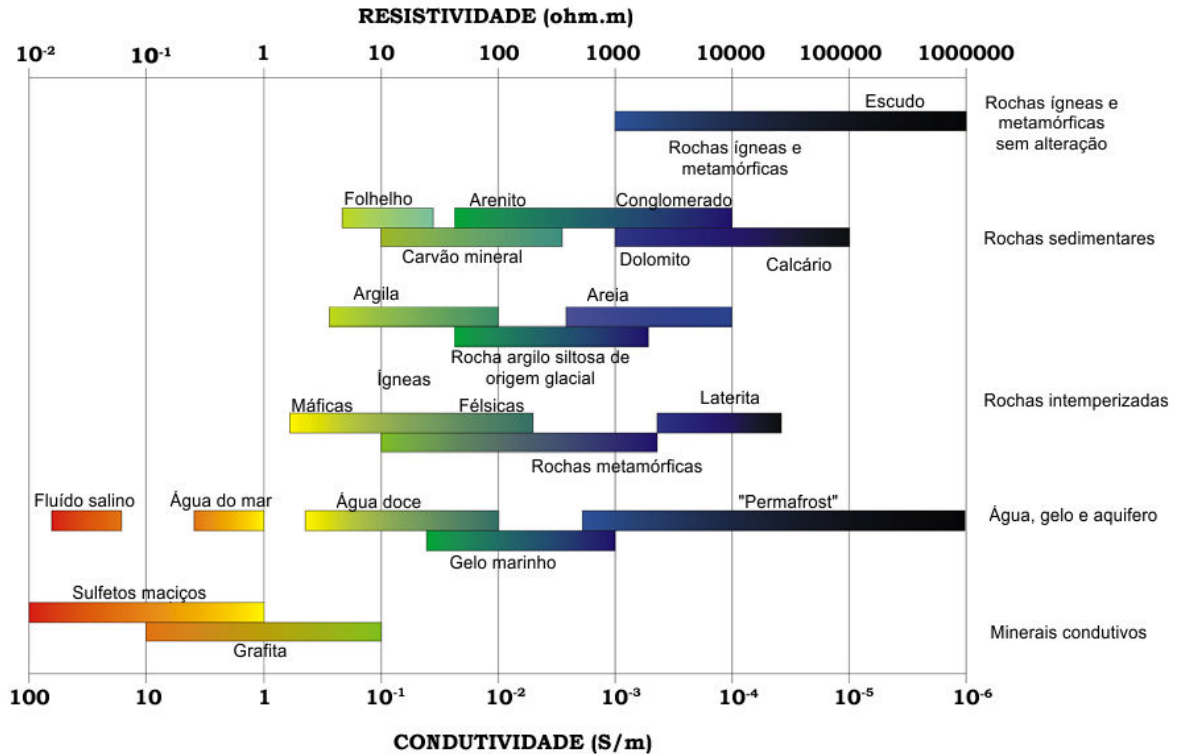


Figura 2.8.1. Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modificada de Palacky (1987).

A condução eletrolítica se dá na crosta terrestre a pequena profundidade comparada com as profundidades de outros tipos de condução. É aquela ocorrida nos poros, interstícios e fraturas das rochas preenchidas por fluidos, já que a maioria dos minerais formadores de rocha são praticamente isolantes. Muito embora a condução eletrolítica possa variar sua magnitude de um tipo de rocha para outro, isto não significa que este seja um parâmetro característico da rocha capaz de identificá-la, o que quer dizer que não se pode identificar o tipo de rocha apenas com a magnitude de condução. Analogamente, rochas diferentes dentro de uma formação podem ter condutividades similares, não permitindo diferenciá-las. Quanto mais porosa, inconsolidada, fraturada for a rocha, maior será sua condutividade, pois há uma probabilidade maior desta rocha conter água mineralizada em seus interstícios. Da mesma forma, quanto mais compactada for a rocha, menor será sua condutividade pelo motivo inverso.

Quando secas, as rochas são praticamente isolantes. No entanto, uma pequena quantidade de fluido pode diminuir significativamente a resistividade do material. Nesses casos, a condutividade total é descrita por uma relação empírica entre a água mineralizada

contida na rocha e sua condutividade. É conhecida como *Lei de Archie*, que simplificada pode ser escrita da seguinte forma:

$$\sigma_T = \sigma_W \Phi^{-n} \quad (2.8.1a)$$

onde σ_T é a condutividade da rocha, σ_W a condutividade dos fluidos contidos nos poros, Φ a porosidade e o expoente n é um parâmetro derivado empiricamente variando de 1,3 a 2,2.

De acordo com Hermance (1979), a condutividade total de um volume elementar representativo do interior da Terra pode ser descrita em termos de dois mecanismos: (i) condutância pela matriz, sendo esta matriz uma rocha ou um mineral, e (ii) condutância por fluidos em fraturas, poros e juntas. Em níveis crustais rasos, por exemplo, em bacias sedimentares, a condutância é mais provavelmente gerada pela presença de uma fase aquosa nos interstícios, enquanto que em níveis crustais mais profundos, por exemplo, em terrenos metamórficos, a condutância é mais comumente associada à presença de grafita e/ou minerais sulfetados (Jones, 1992).

Com o incremento da profundidade, a porosidade e a permeabilidade decrescem devido ao aumento da pressão; a condutividade eletrolítica deixa de ser eficiente, dando lugar a semicondução, que em grandes profundidades é o tipo de condução mais eficiente. A semicondução se dá através de minerais (comumente silicatos) e é caracterizada pela condutividade elétrica crescente, exponencialmente com o aumento da temperatura, dada pela equação de Arrhenius:

$$\sigma(T) = \sigma_0 e^{-A/kT} \quad (2.8.2a)$$

onde σ é a condutividade, T a temperatura absoluta, k a constante de Boltzmann, σ_0 a constante dependente da pressão e A a constante dependente da composição. Dessa forma, a condutividade elétrica aumenta com a temperatura e decresce com a pressão.

A resistividade elétrica de sedimentos não consolidados e de rochas sedimentares varia em função da presença de água e argila. A porosidade relativamente alta (10-20%) e consequente saturação em água com elevada concentração de íons fazem os sedimentos mais condutivos que as rochas sedimentares (Tabela 2.8.1). No entanto sedimentos arenosos e cascalhos podem apresentar-se muito resistivos se a saturação em água for baixa ou se o fluido possuir características resistivas (Palacky, 1987).

Tabela 2.8.1. Resistividade dos sedimentos não consolidados e rochas sedimentares. Fonte: Modificada de Palacky (1987).

Sedimentos	Resistividade ($\Omega.m$)
Argila	5 – 150
Cascalho	480 – 900
Marga	12 – 70
areia (vales)	360 – 1500
areia (dunas)	6200 – 7700
Rochas Sedimentares	
Argilito	74 – 840
Conglomerado	200 – 13000
Dolomita	700 – 2500
Grauvaca	400 – 1200
Calcário	350 – 6000
Arenito	1000 – 4000
Xisto	20 – 2000
Ardósia	340 – 1600

Rochas sedimentares tendem a ter porosidade e grau de saturação em água relativamente altos, o que resulta em baixas resistividades, porém, sob certas circunstâncias, a resistividade pode alcançar valores próximos superiores a 1000 $\Omega.m$ (Figura 2.8.1). O embasamento cristalino sob o pacote sedimentar tende a ter porosidade muito baixa (<1%), apresentando por isso resistividade alta. No entanto, a resistividade elétrica do embasamento cristalino também irá depender da presença de fluidos intersticiais (Palacky, 1987). Em grandes profundidades, a resistividade dos materiais geológicos pode ser influenciada por processos termomecânicos, particularmente em regiões tectonicamente ativas onde os gradientes térmicos podem ser altos.

Em profundidades típicas do manto, a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de interconexão entre minúsculos componentes das rochas do manto que contenham minerais condutores (grafita, sulfetos), fluidos salinos, fusões parciais, e material volátil (Jones *et al.*, 2009). Nesse caso, a condutividade de um mineral semiconductor depende da composição e dos efeitos da temperatura. A condução tende a

aumentar gradualmente com a profundidade em função do aumento da temperatura, sendo especialmente sensível às condições encontradas no topo da astenosfera pelo favorecimento da interconexão entre material parcialmente fundido.

Em maiores profundidades a condução metálica passa a ser dominante. Ela se dá através dos elétrons livres. Essa condução é característica do núcleo, No entanto convém destacar que esse tipo de condução não é exclusivo de grandes profundidades, visto a sua possibilidade de ocorrência em pequenas profundidades, em corpos mineralizados, como por exemplo, em regiões com alta concentração de grafita.

III ARCABOUÇO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

Nos últimos anos tem ocorrido intenso debate sobre os modelos geológicos mais adequados que possam explicar a complexidade tectônica do Nordeste do Brasil, na tentativa de compreender a estruturação e o significado da compartimentação regional em termos de origem e evolução da crosta continental. A complexidade observada na Província Borborema foi superimposta pela ruptura continental que separou América do Sul e África e levou à formação do Oceano Atlântico Sul.

Caracterizada inicialmente por Almeida *et al.*, (1976, 1977, 1981), a Província Borborema foi definida como um complexo mosaico de blocos crustais, amalgamados, em consequência de processos geológicos que tiveram sua finalização na Orogenia Brasileira/Panafricana (700 a 450 Ma) como o último evento orogênico na região. A Orogenia Brasileira foi composta por uma série de eventos tectono-orogênicos, desencadeados no final do Neoproterozóico, resultando na formação de unidades litoestruturais de rochas magmáticas e sedimentares consolidadas na parte superior da crosta. Neste domínio, são característicos o volumoso plutonismo granitóide e as importantes zonas de cisalhamento de idade neoproterozóica/brasileira (Medeiros, 2004).

Estudos de diversos autores foram relevantes para o conhecimento estrutural da Província Borborema (Brito Neves, 1975; Almeida *et al.*, 1976; Santos e Brito Neves, 1984). Tais autores subdividiram a Província em vários segmentos (Figura 3.1), incluindo faixas de dobramentos ou faixas supracrustais (regiões com predominância de rochas metassedimentares e metavulcânicas proterozóicas) e maciços medianos (exposições do embasamento gnáissico-migmatítico, de idade arqueana a paleoproterozóica (Medeiros, 2004). Com a evolução dos conhecimentos, a Província passou a ser apresentada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes, separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá *et al.*, 1992; Jardim de Sá, 1994)

A Região de Dobramentos Nordeste pode ser claramente identificada na Plataforma Sul-Americana com os seguintes limites: ao norte e a leste com oceano Atlântico, ao sul o Cráton do São Francisco e a oeste com o Cráton São Luiz e a Bacia do Parnaíba.

Determinações geocronológicas (K-Ar; Rb-Sr) indicaram que o evento Brasileiro/Panafricano estaria superposto a ciclos orogênicos mais antigos em alguns setores da Província (Brito Neves, 1975). Na opinião de muitos pesquisadores as formações

supracrustais da Província Borborema sofreram tectonismo policíclico acompanhado de magmatismo policíclico (Jardim de Sá *et al.*, 1988). Estudos recentes utilizando determinações radiométricas (idades modelo Sm-Nd; idades U-Pb e Rb-Sr), indicaram ocorrência de evento orogênico designado Cariris Velho (idade ~1100 Ma), na província Borborema (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995).

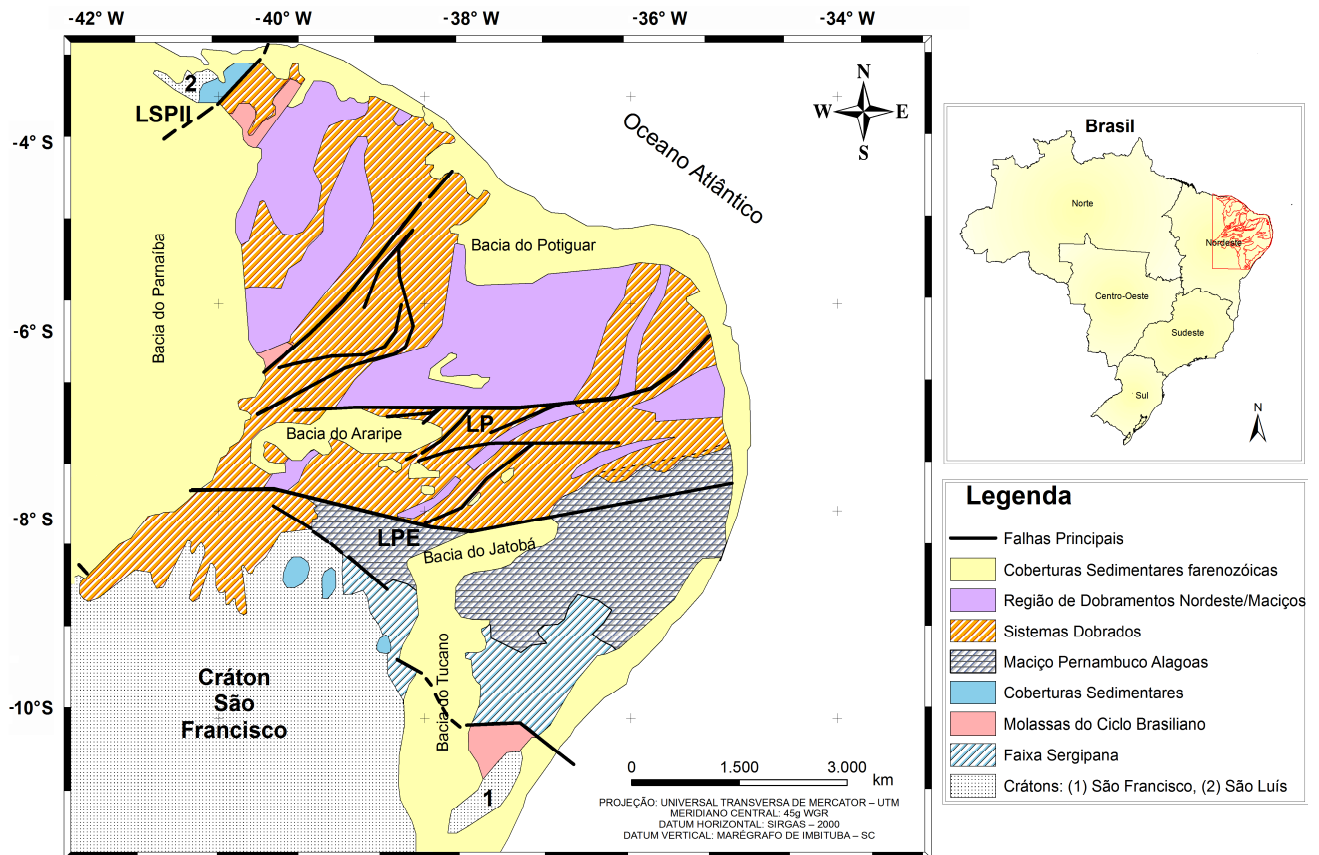


Figura 3.1. Faixas Dobradas e Maciços na Província Borborema, segundo Almeida *et al.*, (1976). LSPII - Lineamento Sobral Pedro II. LP - Lineamento Patos. LPE - Lineamento Pernambuco.

Com objetivo de aperfeiçoar o modelo de evolução geotectônica, Santos *et al.*, (1984) utilizaram a designação de Faixa de Dobramentos Nordeste e subdividiram a Província em diferentes domínios estruturais. Corroborando ou complementando propostas anteriores, Jardim de Sá (1994) esboçou zoneamento geotectônico em faixas metasupracrustais e domínios geológicos mais complexos (Figura 3.2). Com a evolução dos conhecimentos, Santos (1995) introduziu o modelo de terrenos tectonoestratigráficos, apoiando-se no conceito de terrenos alóctones, desenvolvido na Cordilheira Americana. No modelo proposto, a Província passou a ser apresentada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, Cariris Velhos (início do Neoproterozóico, em torno de 1,0

Ga) e Brasiliana (final do Neoproterozóico, em torno de 0,6 Ga), e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes, separados por extensas zonas de cisalhamento.

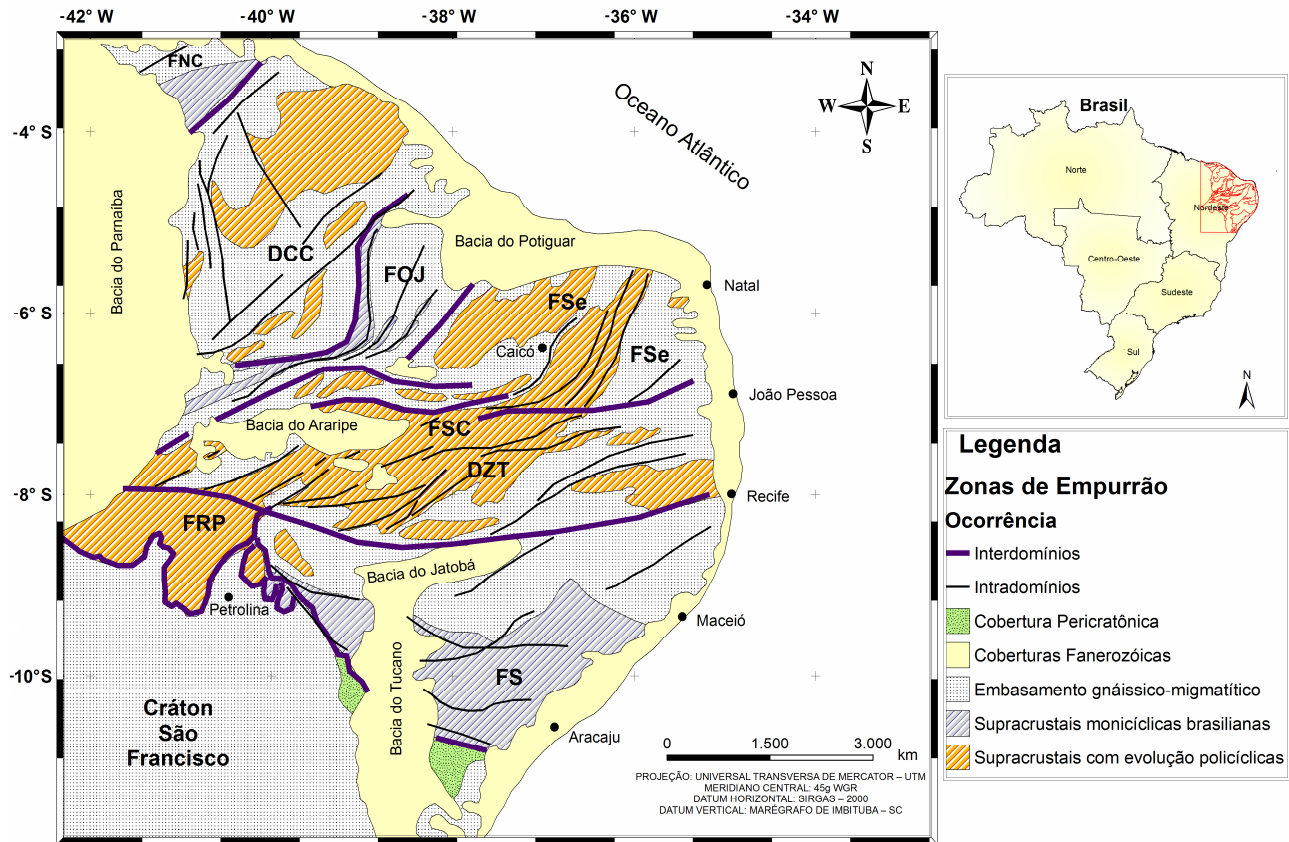


Figura 3.2. Domínios Tectônicos da Província Borborema, segundo Jardim de Sá (1994). FNC - Faixa Noroeste do Ceará. DCC - Domínio Ceará Central. FOJ - Faixa Orós-Jaguaribe. FSe - Faixa do Seridó. FSC - Faixa Salgueiro-Cachoeirinha. DZT - Domínio da Zona Transversal. FRP - Faixa Riacho do Pontal. FS - Faixa Sergipana.

Do ponto de vista tectono-estratigráfico, com base em dados isotópicos (métodos U/Pb e Sm/Nd), a província Borborema abrange três grandes domínios denominados Setentrional, Transversal e Meridional (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2003), os quais correspondem, segundo Jardim de Sá (1994), a uma colagem de domínios litotectônicos menores delimitados por falhas e por extensos lineamentos (Patos e Pernambuco) brasileiros de *trend* E-W (Figura 3.3).

Na região setentrional situada a norte do Lineamento Patos, incluindo o centro e noroeste do Ceará, observam-se os domínios Médio Coreaú, Ceará Central, Orós-Jaguaribe e Faixa Seridó, separados por importantes zonas de cisalhamento. A região central, ou Domínio da Zona Transversal, é delimitada pelos lineamentos Patos e Pernambuco. Contém vários

segmentos internos de direção NE-SW (Brito Neves *et al.*, 1995), e é composta por quatro terrenos tectono-estratigráficos, os quais teriam sido amalgamados durante os eventos Cariris Velhos e/ou Brasileiro (Medeiros, 2004). Esse domínio, onde são discriminados os terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Santos e Medeiros, 2000), mostra um complexo arranjo de terrenos paleoproterozóicos, eventualmente com núcleos arqueanos, mesoproterozóicos e neoproterozóicos. O domínio meridional, situado entre o Lineamento Pernambuco e a margem norte do Cráton do São Francisco, é constituído pelo Maciço Pernambuco-Alagoas e as faixas Sergipana e Riacho do Pontal (Brito Neves *et al.*, 1984).

Posteriormente, Brito Neves *et al.*, (2000, 2003) realizaram uma revisão dos trabalhos geológicos efetuados na Província Borborema e, com base nessa revisão redefiniram cinco segmentos crustais ou domínios tectônicos: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, domínio da Zona Transversal e domínio Sul. Tais autores ressaltaram que os lineamentos ou zonas de cisalhamentos não foram critérios fundamentais para estabelecer os limites entre os cinco domínios tectônicos da Província Borborema.

Utilizando base de dados cartográficos/geológicos, litogeoquímicos e geocronológicos disponíveis, Santos (1999, 2000) efetuou análise de terrenos para toda a província Borborema, reconhecendo terrenos de afinidade oceânica e a caracterização, no domínio da zona transversal, de um evento colisional de idade meso-neoproterozóica (Cariris Velhos), com retrabalhamento durante o Neoproterozóico (Brasileiro/Panafricano). Baseado nesta concepção, o autor propôs a existência dos domínios Externo, Transversal, Rio Grande do Norte, Cearense e Médio Coreaú, os quais seriam separados entre si por limites litosféricos (Figura 3.3).

A interpretação de dados geofísicos utilizados por Medeiros (2004) e Oliveira (2008) aprimorou o conhecimento da Província Borborema e reforçou o modelo geológico de compartimentação geotectônica definida por autores citados anteriormente.

A hipótese da divisão da Província Borborema em diferentes terrenos tectonoestratigráficos é contestada por pesquisadores que são favoráveis ao pressuposto de que a Província, antes da separação do Supercontinente Pangea, fez parte de um grande bloco tectônico que se manteve consolidado desde 2,0 Ga (Bittar, 1999; Neves, 2000; Melo, 2002; Neves, 2003; Neves *et al.*, 2006).

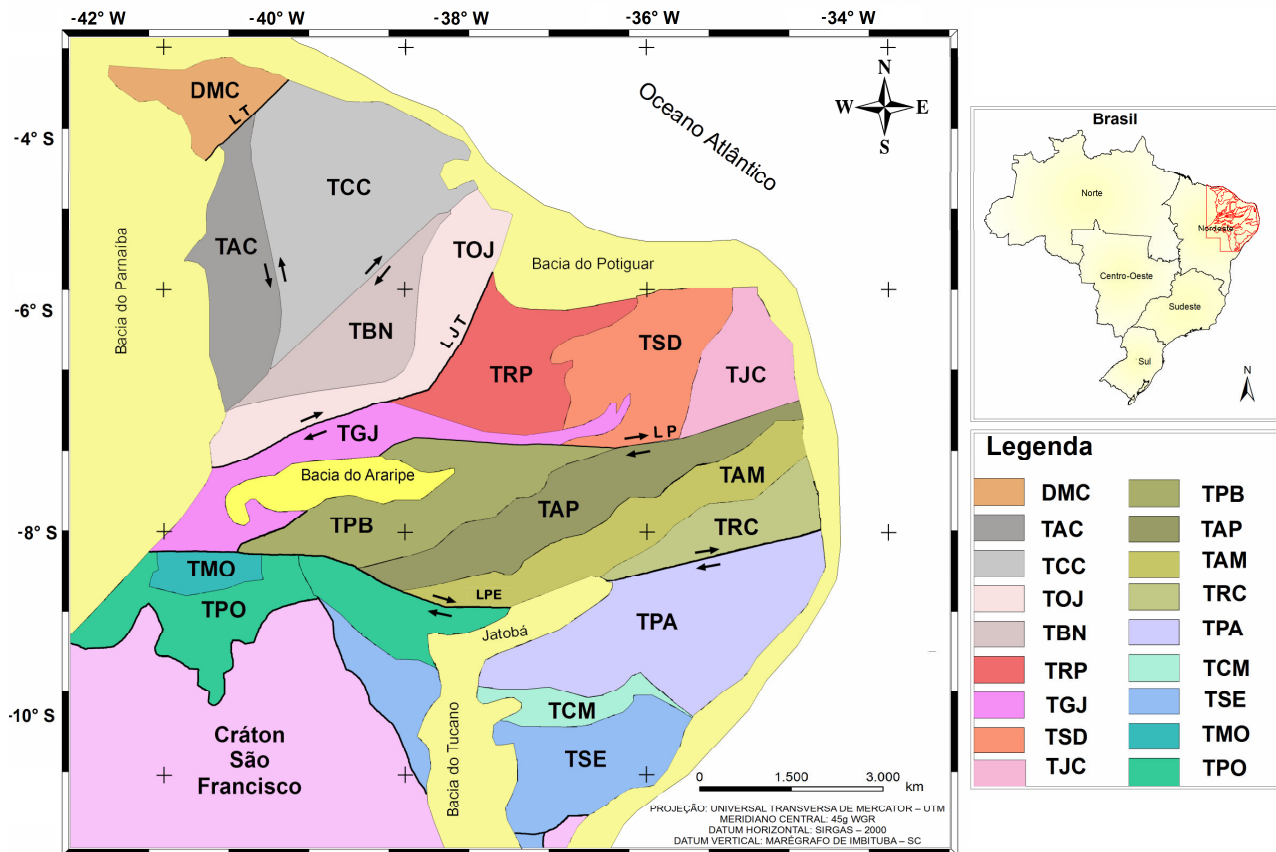


Figura 3.3. Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráfico, segundo Santos (1999, 2000). Domínio Médio Coreau: DMC - Terrenos não individualizados. Domínio Cearense: TAC - Terreno Acaraú. TCC - Terreno Ceará Central, TBN - Terreno Banabuiú, TOJ - Terreno Orós-Jaguaribe, Domínio Rio Grande do Norte: TJC - Terreno São José de Campestre, TGJ - Terreno Granjeiro, TRP - Terreno Rio Piranhas, TSD - Terreno Seridó. Domínio da Zona Transversal: TPB - Terreno Piancó-Alto Brígida, TAP - Terreno Alto Pajeú, TAM - Terreno Alto Moxotó, TRC - Terreno Rio Capibaribe. Domínio Externo: TBS - Terreno Brejo Seco, TSE - Terreno Sergipano, TMO - Terreno Monte Orebe, TPO - Terreno Riacho do Pontal, TCM - Terreno Canindé-Marancó, TPA - Terreno Pernambuco Alagoas. LT - Lineamento Transbrasiliiano, LJT - Lineamento Jaguaribe-Tatajuba, LP - Lineamento Patos, LPE - Lineamento Pernambuco.

Recentemente, diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos para melhor conhecimento do arcabouço geológico e estrutural da província, sobretudo com base em dados geofísicos, geoquímicos e geocronológicos (Arthaud, 2007; Alcântara, 2008; Mejiá, 2008; Rodrigues, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Chaves, 2010; Oliveira *et al.*, 2010b; Mejiá *et al.*, 2010; Bologna *et al.*, 2011b; Lima, 2011; Oliveira e Medeiros, 2011; Soares *et al.*, 2011).

Os autores citados atribuíram diferentes definições para o termo terreno. Como na área de estudo se encontram pelos menos duas dessas definições, cabe aqui diferenciá-las. Um terreno corresponderia a uma região com características geológicas distintas em relações aos domínios adjacentes. São delimitadas por zonas de cisalhamento ou sutura. Domínios são

regiões formadas por um conjunto de terrenos, sendo os últimos gerados em eventos anteriores à formação do superterreno (Medeiros, 2004).

Com base na compartimentação geotectônica sugerida por Santos (1999, 2000), a área de estudo está localizada no domínio da Zona Transversal e Meridional da Província Borborema, entre o Terreno Alto Moxotó e o Faixa Sergipana, porção SE da Província Borborema (Figura 3.3). O perfil analisado está sobreposto ao Terreno Alto Moxotó e Bloco Pernambuco-Alagoas, separados pelo Lineamento Pernambuco e domínios da Faixa Sergipana (Poço Redondo, Canindé, Marancó e Macururé) e corta perpendicularmente a Bacia Jatobá (Figura 3.4).

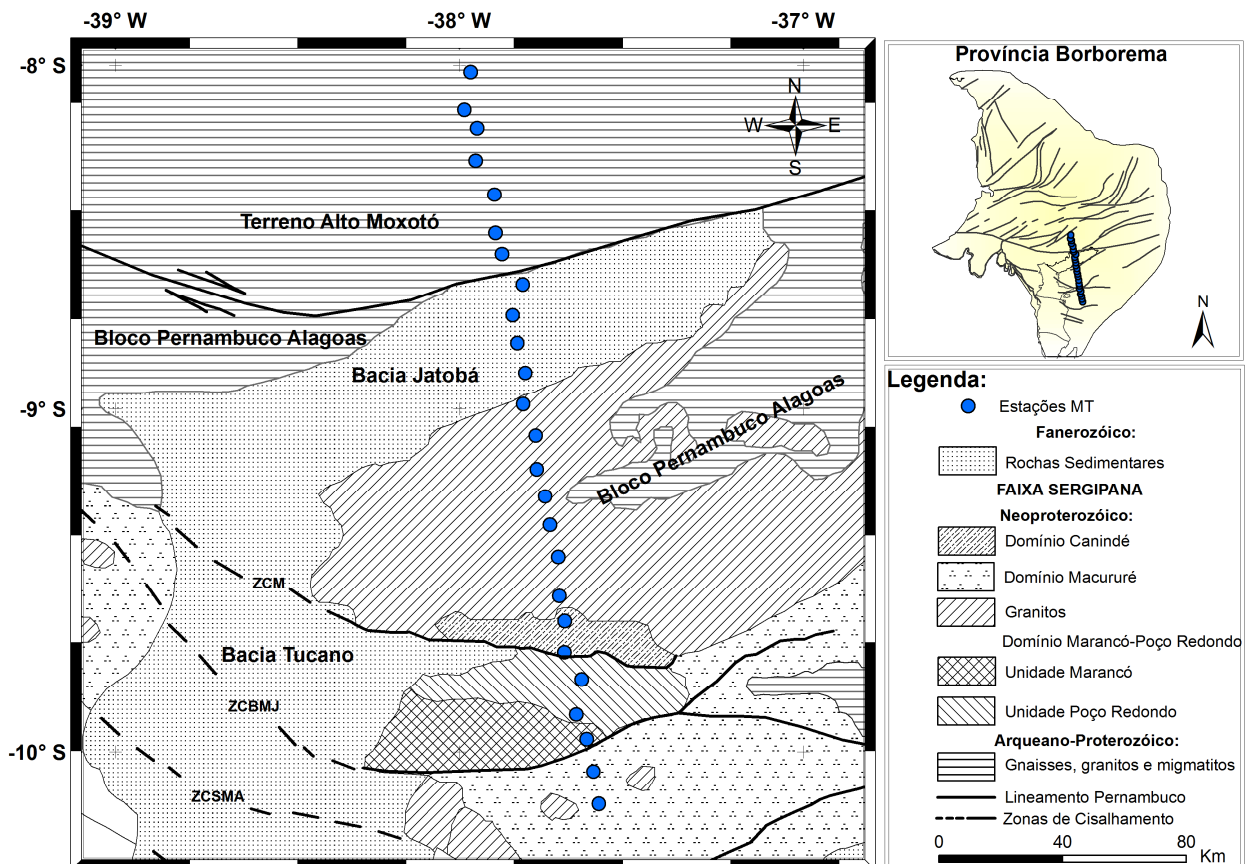


Figura 3.4. – Geologia simplificada da região SE da Província Borborema, com a localização das estações MT. O Domínio Marancó-Poço Redondo é separado em dois subdomínios. ZCM, ZCBMJ e ZCSMA são, respectivamente, zona de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Modificado de Oliveira *et al.*, (2010a).

O Terreno Alto Moxotó, situado entre os terrenos Alto Pajeú e Rio Capibaribe, é caracterizado por embasamento constituído por ortognaisses migmatíticos dioríticos-granodioríticos a tonalíticos, de idade paleoproterozóica, com núcleos e evidências de protólitos arqueanos (Brito Neves *et al.*, 2000; 2001). Está sobreposto pelas sequências

metavulcanossedimentares do Complexo Sertânia com idade em torno de 2.0 Ga. Ambos são intrudidos por rochas félsicas e máficas, também deformadas. Sobreposto a esse conjunto de rochas ocorre sequência metassedimentar de idade neoproterozóica. Gravimetricamente, o Terreno Alto Moxotó é caracterizado por anomalia *Bouguer* residual positiva, com amplitude média de 12 mGal e direção geral NE-SW, que indica a existência de um grande volume de rochas com composição básica e/ou grau metamórfico alto (Oliveira *et al.*, 2010b).

O Bloco Pernambuco-Alagoas constitui um segmento infracrustal situado ao sul do Lineamento Pernambuco, formado principalmente por ortognaisses e migmatitos com intercalações de quartzitos, do Complexo Belém do São Francisco, incluindo supracrustais do Complexo Cabrobó (Santos, 1995). Este terreno aloja corpos graníticos peraluminosos e migmatitos bandados com mesossoma de composição diorítica a tonalítica e leucossoma sienogranítico. O plutonismo neoproterozóico é representado por magmatismo peraluminoso, com presença em menor volume de magmatismo calcioalcalino. As porções leste e norte do embasamento incluem restos de crosta paleoproterozóica e relíquias arqueanas. Em contraste, a porção sudoeste apresenta idades modelo Sm-Nd mesoproterozóicas (Van Schmus *et al.*, 2008).

O Lineamento Pernambuco foi descrito como zona de cisalhamento transcorrente, neoproterozóica, contínua, começando na planície costeira do Recife e indo até a Bacia do Parnaíba. Desenvolveu-se no Neoproterozóico durante a colagem da orogênese brasileira (Brito Neves, 1983; Davison *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001). As zonas de cisalhamento são interpretadas como feições profundas que atingem a base da crosta continental e delimitam diferentes blocos crustais ou terrenos de idades distintas (Van Schmus *et al.*, 1995, Jardim de Sá, 1994). Segundo Lima Filho *et al.* (2006), alguns poucos segmentos do LP foram reativados durante o Cretáceo. Esta reativação teria conduzido ao desenvolvimento de pequenas bacias sedimentares. Investigações geofísicas recentes sugerem que o LP é um importante divisor crustal (Oliveira, 2008; Novo Barbosa, 2008). No entanto, de acordo com Neves e Mariano (1999), o LP não apresenta uma estrutura contínua, sendo composto por dois segmentos distintos: a zona de cisalhamento Pernambuco Leste e a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste. Assim, não poderia ser um limite válido para separar terrenos o que posteriormente é corroborado por Melo (2002) a partir de datações geocronológicas.

A Bacia Jatobá, implantada sobre o Terreno Pernambuco-Alagoas, tem sua origem relacionada a uma série de eventos termomecânicos. Estruturalmente é caracterizada por um hemigraben com o substrato constituído, predominantemente, por blocos rotacionados e progressivamente mais baixos em direção a NW (Peraro, 1995). Baseado em estudos sísmicos

auxiliados por dados gravimétricos, o mesmo autor identifica uma tectônica transcorrente como responsável pela geração e evolução da Bacia Jatobá. Representa a porção mais setentrional do sistema *rift* Reconcâvo-Tucano-Jatobá. Ussami *et al.* (1986) sugerem que essa bacia foi formada por extensão litosférica durante a fase de rifteamento Sul-Atlântico. A Bacia Jatobá marca a inflexão da direção geral do rifte intracontinental abortado de N-S para N70°E, e sua estruturação está nitidamente controlada pela Zona de Cisalhamento Pernambuco e zonas de cisalhamento associadas, de idade neoproterozóica, reativadas no Mesozóico, como a Falha de Ibimirim, limite N-NW da bacia e que controla o seu depocentro (Magnavita e Cupertino, 1987), onde se localiza o poço IMST0001-PE da Petrobrás. Com profundidade total de 2861 m, a coluna estratigráfica da bacia apresenta-se ainda incompleta, não tendo sido atingido o embasamento cristalino (Luiz e Moura, 1963).

A Faixa Sergipana, separada por importantes zonas de cisalhamento, está localizada entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco. Na literatura é interpretada como a continuação, na América do Sul, da Faixa Oubanguides, na África, com idade neoproterozóica (Ciclo Brasileiro/Pan-Africano) (Nascimento, 2005). O quadro lito-estratigráfico da região está individualizado em diversos domínios: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Davison e Santos 1989; Da Silva Filho, 1989). Os três primeiros domínios são compostos de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares e os três últimos por rochas metassedimentares e metassedimentares (Oliveira *et al.*, 2010a).

Os domínios Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé são caracterizados por metamorfismo mais elevado e abundantes intrusões de granitos neoproterozóicos (Oliveira *et al.*, 2010a). O domínio Canindé é constituído principalmente por rochas metavulcânicas, diques máficos e félsicos metamorfisados, intercalações de rochas metassedimentares, intrusões graníticas diversas e um complexo gabróico (Suíte Gabróica Canindé). O domínio Poço Redondo consiste em migmatitos, gnaisses e intrusões graníticas, cujas idades e assinaturas isotópicas Sm-Nd são similares às do orógeno Cariris Velhos na Zona Transversal (Van Schmus *et al.*, 2008), enquanto o domínio Marancó contém sequência metavulcano-sedimentar. O Complexo Macururé expõe uma associação litológica dominada por quartzitos, xistos pelíticos, metarritmitos e outras rochas metassedimentares menos expressivas. Os domínios Vaza Barris e Estância compreendem principalmente rochas de origem sedimentar pouco ou não metamórficas (Van Schmus *et al.*, 2008).

IV METODOLOGIA

A metodologia aplicada envolveu levantamento bibliográfico, levantamento geofísico de campo e processamento de dados. Para análise e interpretação confiáveis dos dados, o método MT depende diretamente da qualidade da estimativa dos elementos do tensor de impedância. Assim, é necessário que esta seja obtida com a maior precisão possível. Isso está relacionado a uma boa escolha do local instalação (e.g. áreas planas, afastadas de redes elétricas e torres de alta tensão) onde será realizada a sondagem MT, a um bom levantamento de dados e um processamento que tenha como objetivo eliminar ruídos dos sinais adquiridos. Objetiva-se dessa forma obter um conjunto de funções repetíveis e suaves que representem de forma adequada a resposta em subsuperfície (Vozoff, 1991). Todos os programas computacionais utilizados nesse trabalho são públicos para uso acadêmico.

4.1 Aquisição dos Dados MT

Dados de banda larga (correspondendo a períodos no intervalo de 0,0001 s a 1000 s) foram coletados pelo grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em 25 sondagens dispostas na forma de um perfil de aproximadamente 260 km (Figura 4.1.1). As sondagens foram realizadas em duas etapas, nos anos de 2007 e 2008 nos estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco. As estações foram dispostas ao longo de um perfil linear, alinhado na direção SE-NW, com espaçamento entre as estações, de aproximadamente 10 km. Os dados foram obtidos por meio do equipamento GMS06 (Metronix GmbH), que utiliza eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo e sensores magnéticos do tipo bobina de indução para as medidas das componentes magnéticas. O instrumento adquiriu dados em faixa espectral entre 0,0008 s – 1024 s. O GMS06 possui uma central de pré-processamento para aferição prévia da qualidade dos dados, um sistema de referência global (GPS), microcomputador portátil e um conjunto de baterias para alimentação do sistema. Para esta faixa espectral, os valores de resistividade observados na região permitiram atingir profundidades entre algumas dezenas de metros até dezenas de quilômetros.

A duração típica de cada sondagem foi de 24 horas. A taxa de amostragem do sistema GMS06 é variável ao longo do espectro total, separado em bandas independentes (porém, com sobreposição de períodos). O tempo de duração da coleta de dados de períodos curtos (10^{-3} a 10^{-1} s) é da ordem de alguns minutos, uma vez que as taxas de amostragem são muito altas

(40960 Hz e 4096 Hz). Para períodos intermediários (10^{-1} s a 10^3 s), a taxa de amostragem varia entre 2 Hz e 64 Hz e a amostragem pode chegar a alguns dias, dependendo da qualidade dos dados.

Foi utilizado um conjunto de equipamentos que permitiu a coleta simultânea de dados em parte do conjunto de estações. Desta forma foi possível utilizar a técnica de referência remota (Gamble *et al.*, 1979), que consiste basicamente na utilização do sinal magnético coletado em uma estação remota para o cálculo dos espectros cruzados das componentes do campo eletromagnético na estação medida. A escolha pelo sinal magnético se dá pelo fato deste ser normalmente menos ruidoso e também pouco afetado pela geologia local. Assim a geologia da região onde está localizada a estação remota, não precisa ser levada em conta.

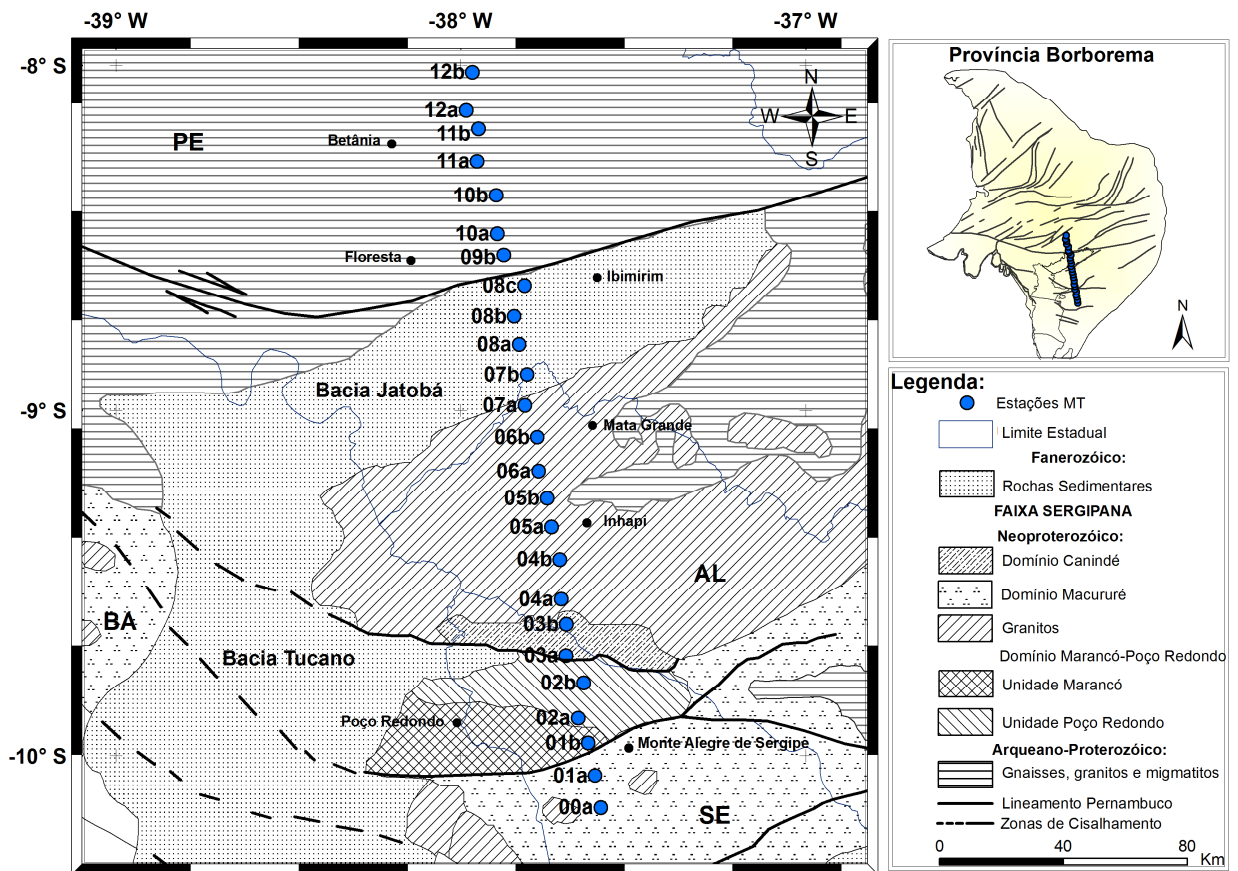


Figura 4.1.1. Mapa de localização das sondagens MT disposto sobre a Geologia simplificada da região SE da Província Borborema (modificado de Oliveira *et al.*, 2010a).

A Figura 4.1.2 mostra a configuração da instalação do equipamento GMS06 no campo. As variações temporais de cada componente do campo elétrico (E_x e E_y) são calculadas de forma indireta, medindo-se a diferença de potencial entre pares de eletrodos e dividindo-se pela distância entre eles. A distância entre os pares dos eletrodos utilizada neste

estudo foi de 150 m. O alinhamento, efetuado com o auxílio de bússolas, foi ao longo das direções norte-sul e leste-oeste geomagnéticas. Para os registros das variações da intensidade do campo magnético (H_x , H_y e H_z), foram utilizadas bobinas de indução posicionadas ao longo das direções norte-sul, leste-oeste geomagnéticas e vertical (Figura 4.1.2).

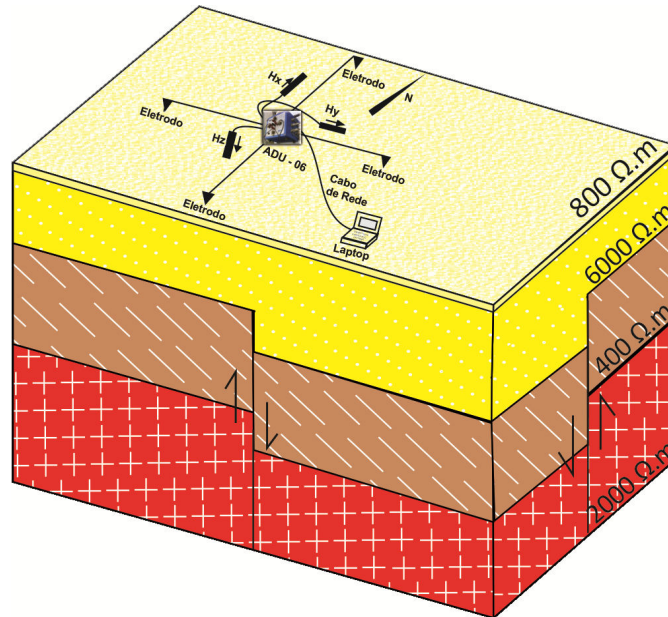


Figura 4.1.2. Metodologia de levantamento das sondagens MT.

A orientação dos sensores foi determinada com erro inferior a um grau. Os magnetômetros H_x e H_y foram nivelados de modo a ficarem horizontais. Eles foram enterrados para evitar incidências solares e movimentação causada pela ação do vento e/ou animais. Os pares de eletrodos, alinhados e nivelados, não polarizáveis, foram enterrados em torno de 50 cm de profundidade, em uma mistura de bentonita saturada em água com o objetivo de diminuir a resistência de contato e evitar sua desidratação. As figuras 4.1.3, 4.1.4, 4.1.5 e 4.1.6 mostram a instalação dos diferentes sensores de uma sondagem MT no campo.



Figura 4.1.3. Instalação de magnetômetro horizontal. Detalhe para o alinhamento do magnetômetro com o auxílio de bússola e linha de referência feita com barbante e estacas.



Figura 4.1.4. Instalação de magnetômetro vertical. Detalhe para o nivelamento do magnetômetro.



Figura 4.1.5. Instalação de eletrodo. Detalhe para a disposição do eletrodo mergulhado na mistura de bentonita saturada em água.



Figura 4.1.6. Programação de aquisição dos dados. Detalhe os cabos de conexão entre eletrodos, magnetômetros e o sistema central (estação Metronix GSM06).

4.2 Pré-Processamento dos Dados MT

Neste trabalho chamaremos de pré-processamento à primeira etapa do processamento dos dados MT, que consiste desde sua organização até a primeira visualização dos dados através da pseudosseção. Os dados foram processados seguindo o fluxograma de processamento adotado pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão de Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE (Figura 4.2.1).

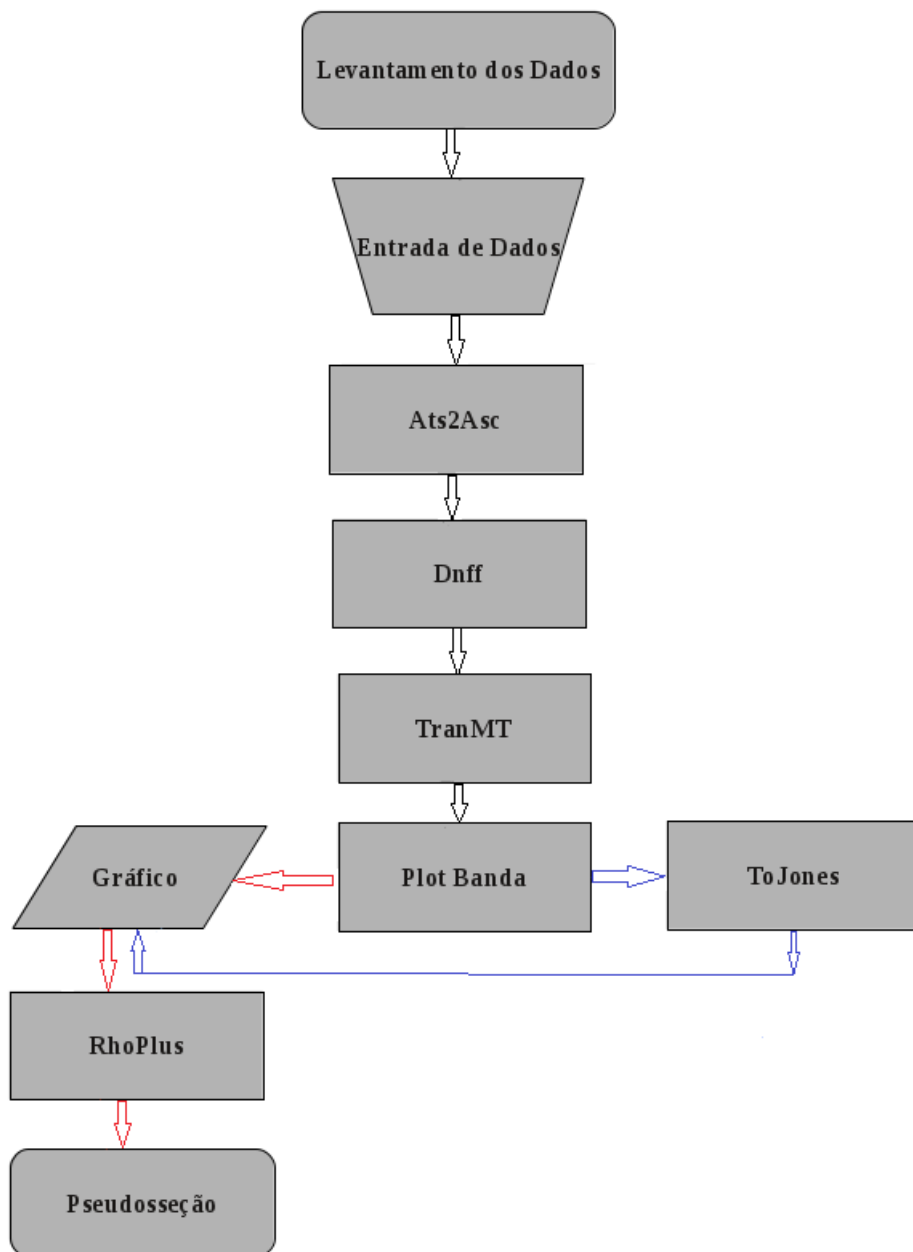


Figura 4.2.1. Fluxograma de pré-processamento de dados MT.

Depois de organizados, os dados que saem do equipamento em formato binário são transformados a partir do programa *ats2asc* para o formato *txt*, utilizado pelo código robusto empregado no processamento (Egbert, 1997). Esse processamento robusto consiste na minimização ponderada da diferença entre os valores medidos e os previstos para o campo elétrico e magnético, de modo que os valores perturbados não sejam dominantes na estimativa final.

Dentro do programa de processamento são rodadas duas sub-rotinas: *Dnff* e *TranMT* (Egbert, 1997). Como os dados MT são no domínio da frequência é feita conversão das séries temporais adquiridas para o domínio da frequência por meio da Transformada Discreta de Fourier (DFT). O programa *Dnff* é utilizado para a análise espectral, obtendo-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Nela, a série temporal é dividida em diversas janelas, cujo tamanho é um compromisso entre o maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Quanto maior for a frequência de amostragem, maior será a quantidade de amostras em cada janela para se fazer a análise espectral. No entanto, na prática, tal valor não é fixo, podendo o usuário avaliar diferentes janelas (Tabela 4.2.1). Para cada banda (A, B, C e D) aplicou-se o programa *Dnff* nas diferentes janelas, de modo a estabelecer qual janela produziria curvas mais suaves de resistividade e fase visando aumentar a relação sinal/ruído. Assim, foram preparados os dados para o próximo passo, que consistiu no processo de estatística robusta.

Tabela 4.2.1. Tamanho das janelas usuais de processamento de acordo com frequências de amostragem. Os valores representam números de pontos a serem utilizados em cada janela para se realizar a *Dnff*.

Banda	Frequência de amostragem (Hz)	Janelas usuais
A	40960	8192; 16384; 65536
B	4096	256; 1024; 4096; 8192; 16384
C	64	64; 128; 256; 1024; 4096
D	2	64; 128; 256

A sub-rotina *TranMT*, aplicada em seguida, é utilizada para fazer a estatística robusta com o intuito de remover os *outliers* de cada segmento. O resultado final dessa análise é a estimativa das componentes do tensor de impedância de onde se derivam os gráficos de resistividade aparente e fase. Posteriormente foram configurados os resultados de cada banda de frequência. Uma vez que a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratada como um processo de difusão e os espectros foram suavizados em torno da frequência

alvo durante o processamento, é esperado que as variações da resistividade aparente e fase sejam suaves com a variação do período do sinal. Assim o critério utilizado para a escolha da janela mais apropriada foi a suavidade das curvas e continuidade entre elas. Os melhores resultados foram armazenados em arquivo para serem usados na composição do espectro de frequência (Figura 4.2.2).

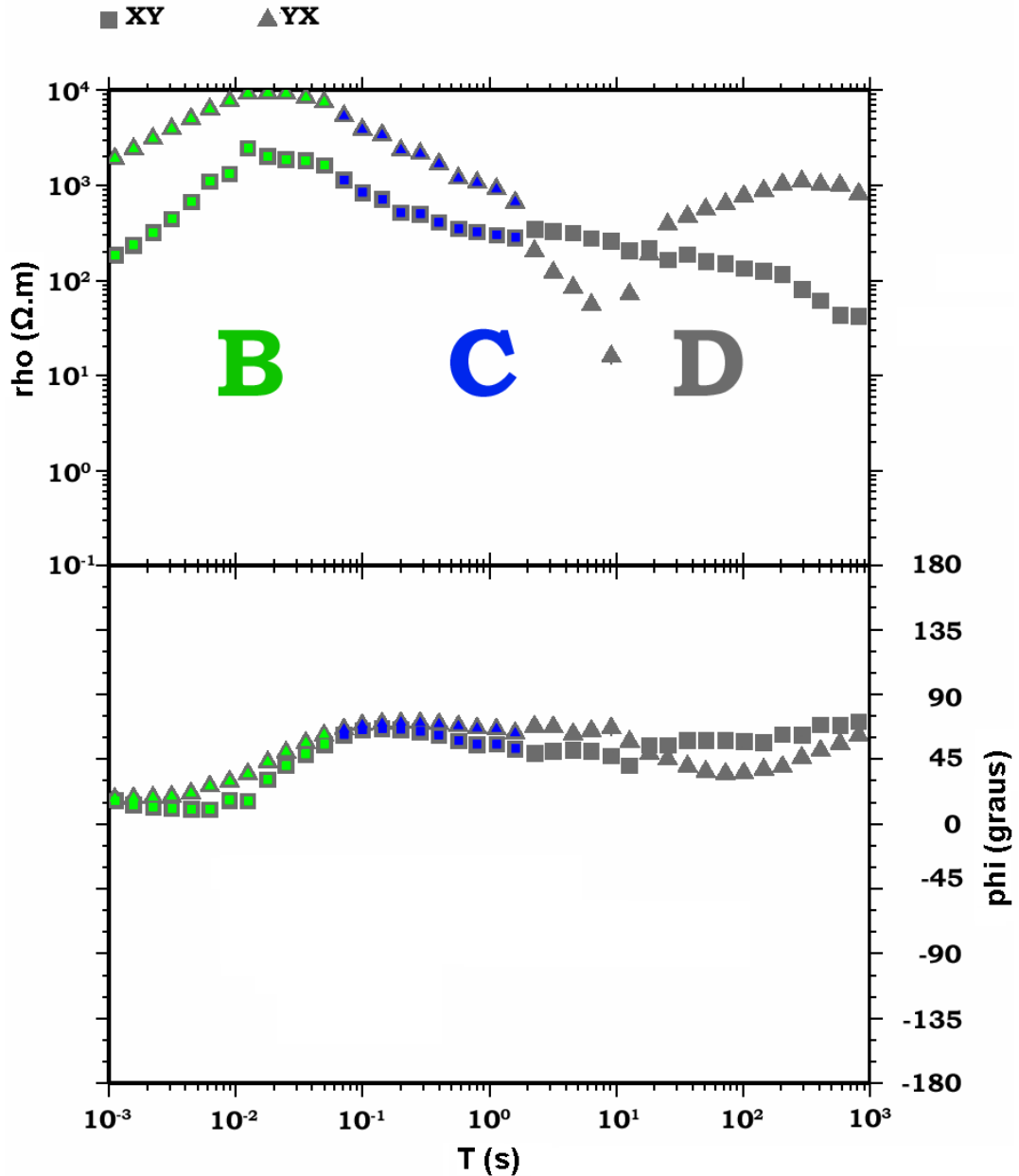


Figura 4.2.2. Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas B, C e D. Dados da estação 01a.

Os dados apresentaram respostas com boa qualidade em quase todo espectro, exceto em

alguns trechos isolados, geralmente em torno de 60 Hz. O sinal gerado por linhas de transmissão de energia na frequência de 60 Hz, e seus harmônicos, constituiu-se em significativa fonte de ruído para as medidas MT, pois podem se somar ao sinal natural MT e provocar falsas e abruptas variações nas respostas. No trecho em torno de períodos entre 1 s e 10 s observa-se uma queda acentuada da componente YX da resistividade aparente, que deve corresponder à falta ou ao baixo sinal da região de banda morta. Padilha (1995) sugere que este tipo de ruído bastante polarizado e com pouco efeito na fase é devido à Anomalia Magnética do Atlântico Sul e aparece claramente na região da banda morta justamente pelo sinal natural ser mais fraco nesta faixa de períodos. No entanto esses ruídos não afetam a resistividade aparente da componente XY e as fases de ambas as componentes (Figuras 4.2.3).

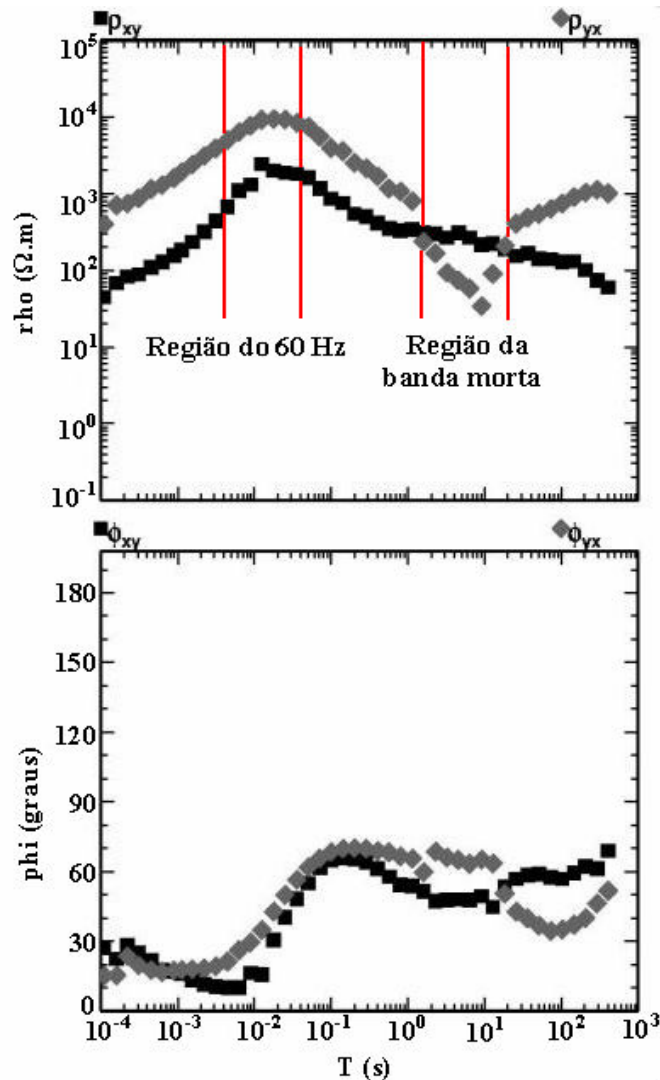


Figura 4.2.3 Ruídos 60 Hz e banda morta observados nas curvas de resistividade e fase. Dados da estação 02a.

Em seguida, utilizou-se do programa ToJones para converter os resultados de saída do programa anterior (Egbert, 1997) para o formato utilizado na segunda parte do processamento. Posteriormente foi utilizado o programa RHOPPLUS, desenvolvido por Parker e Booker (1996), para verificar a consistência das respostas MT antes de proceder a modelagem ou inversão 1D ou 2D. Uma forma de verificar a consistência das respostas MT em uma estação consiste em comparar curvas de resistividade aparente medidas a curvas de resistividade calculadas diretamente da fase medida (Vozoff, 1991), usando a transformada de Hilbert. O programa RHOPPLUS expande essa possibilidade ao permitir obter curvas interpoladas de resistividade aparente e fase que se ajustam a modelos 1D ou 2D. A inconsistência entre os dados de campo e aqueles calculados pelo RHOPPLUS pode estar indicando a existência de distorções 3D nos dados. Durante o procedimento, é necessário fornecer pelo menos um ponto da resistividade aparente, pois a fase por si só recupera apenas o formato, e não o nível, da curva de resistividade. A figura 4.2.4, ilustra a comparação entre as curvas de resistividade e fase experimentais, calculadas a partir das componentes XY e YX do tensor de impedância, e aquelas geradas pelo programa RHOPPLUS. No caso, a maior parte dos pontos de resistividade foi fornecida e somente alguns pontos nas faixas de frequência de ruídos não foram considerados. Essa faixa de dados espúrios foi interpolada e recuperada a partir da informação da fase. O passo seguinte consistiu da transformação dos dados processados em gráficos pseudosseções, os quais consistem em uma primeira visualização dos dados, visando à interpretação.

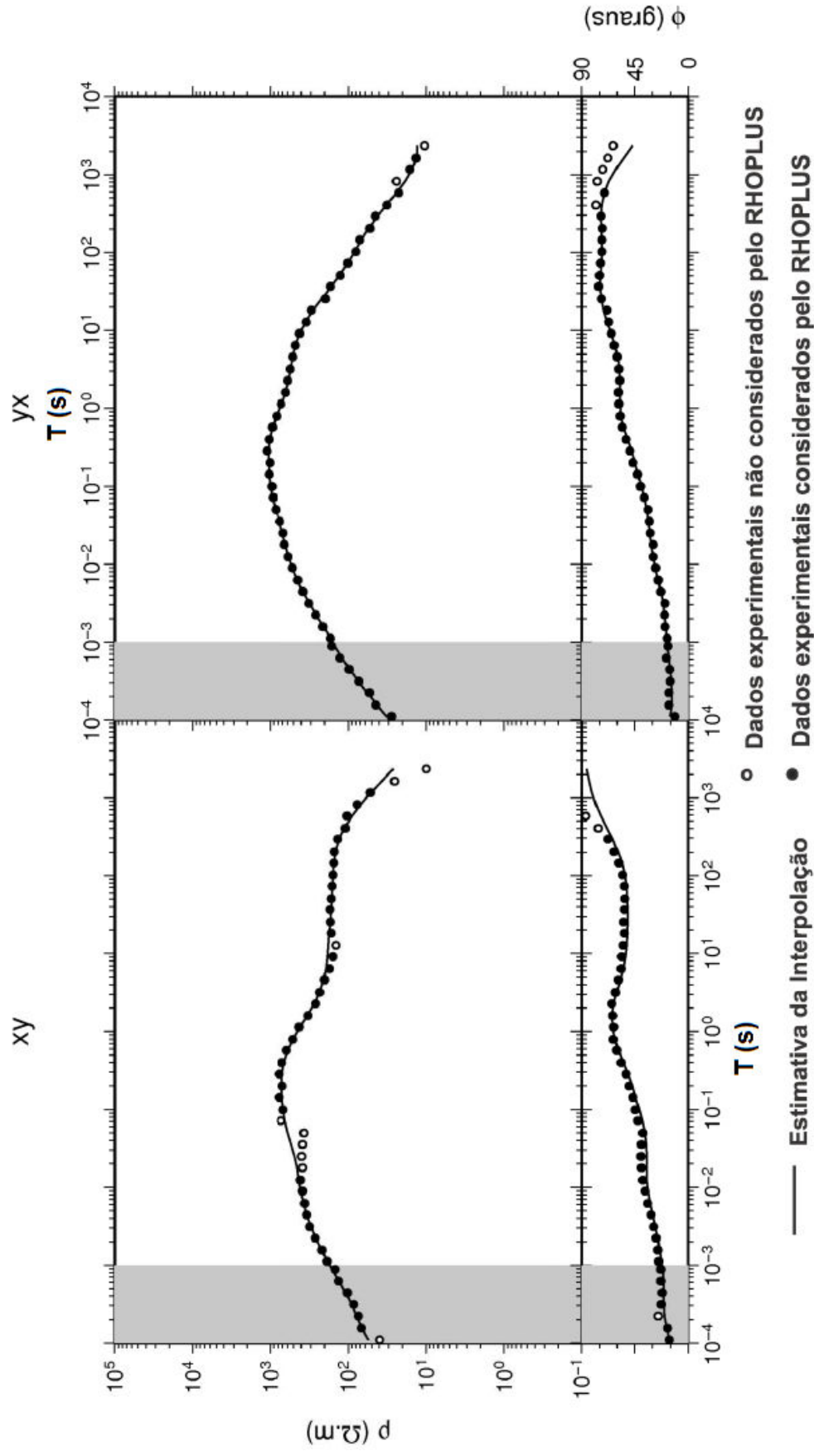


Figura 4.2.4 Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPPLUS sobrepostas a dados experimentais da estação 05a.

4.3 Pseudosseção

O resultado do processamento descrito nos itens anteriores é a obtenção das funções de transferência MT, o tensor de impedância MT (\mathbf{Z}), em forma de resistividade aparente e fase (Anexo I), e as funções de transferências geomagnéticas (\mathbf{T}) apresentadas em forma de vetores de indução.

É usual apresentar as respostas de um perfil MT na forma de pseudosseções, que consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as sondagens. Como as frequências têm relação próxima com a profundidade de medida, as pseudosseções fornecem visualização aproximada da variação da resistividade aparente tanto lateralmente como em profundidade.

Nas pseudosseções a posição das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos em que as medidas foram realizadas constituem o eixo vertical (em escala logarítmica) e os valores da resistividade aparente e fase são representados na interseção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados são então interpolados, fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT.

As figuras 4.3.1 a 4.3.4 apresentam o resultado preliminar do perfil estudado na forma de pseudosseções, obtidas a partir da resistividade aparente e fase das direções XY e YX. Por não serem significativamente afetadas pelo deslocamento estático, as pseudosseções da fase são geralmente mais uniformes quando comparadas às de resistividade, permitindo uma visão qualitativa inicial das principais estruturas geoeletricas da área analisada (Jones, 1988).

A comparação entre as pseudosseções obtidas para as duas direções (XY e YX) mostra concordância maior entre elas na região da Bacia Jatobá (estações 07b, 08a, 08b e 08c), indicando predominância de condição (1D), enquanto que na região de rochas cristalinas (00a até 07a e 09b até 12b) há diferenças em ambas as direções, resultado da ocorrência de condições multidimensionais (2D/3D). As pseudosseções indicam, em geral, uma crosta superior resistiva com uma descontinuidade condutora na região da Bacia Jatobá. As fases trazem mais informação, apontando para estruturas resistivas (fase abaixo de 45°), que se convertem em condutoras (fase acima de 45°) em períodos superiores a 1 s.

As pseudosseções da resistividade aparente (Figuras 4.3.1 e 4.3.2) são bem similares, apresentando estruturas resistivas ao longo de todo o perfil, com exceção da região da Bacia Jatobá bem marcada por estrutura mais condutora. Na pseudosseção da fase, direção XY (Figura 4.3.3), nota-se mais claramente a presença de um condutor na região da crosta média ao longo de todo o perfil. A pseudosseção da fase na direção YX (Figura 4.3.4) apresenta

variações de resistividade na região que pode estar associada à crosta média e inferior. Em períodos mais longos é possível observar estrutura geoeétrica distinta na porção NW, mais resistiva que a estrutura observada a SE, separada pela descontinuidade da região mais condutora (Bacia Jatobá). A sondagem 08a (Figura 4.3.5), localizada no centro da Bacia, mostra em períodos mais curtos estrutura bastante uniforme, possivelmente relacionada a sedimentos da bacia (estrutura 1D). Já para períodos mais longos há uma heterogeneidade forte, com a fase passando de 90° , indicando uma estrutura 2D/3D possivelmente associada a um embasamento bastante estruturado (estruturas de *graben* e *horst*?).

Essa análise preliminar sugere dois terrenos geoeletricamente distintos na crosta média e inferior, com uma descontinuidade bem marcada na região da Bacia Jatobá. Após essa análise qualitativa preliminar dos dados, realizou-se uma nova etapa de processamento para chegar na definição do *strike* geoeétrico e a um modelo de 2D de subsuperfície, que serão apresentados no capítulo seguinte. Esses resultados vão permitir a confirmação da análise qualitativa e melhor definição das estruturas geoeétricas identificadas nas pseudosseções.

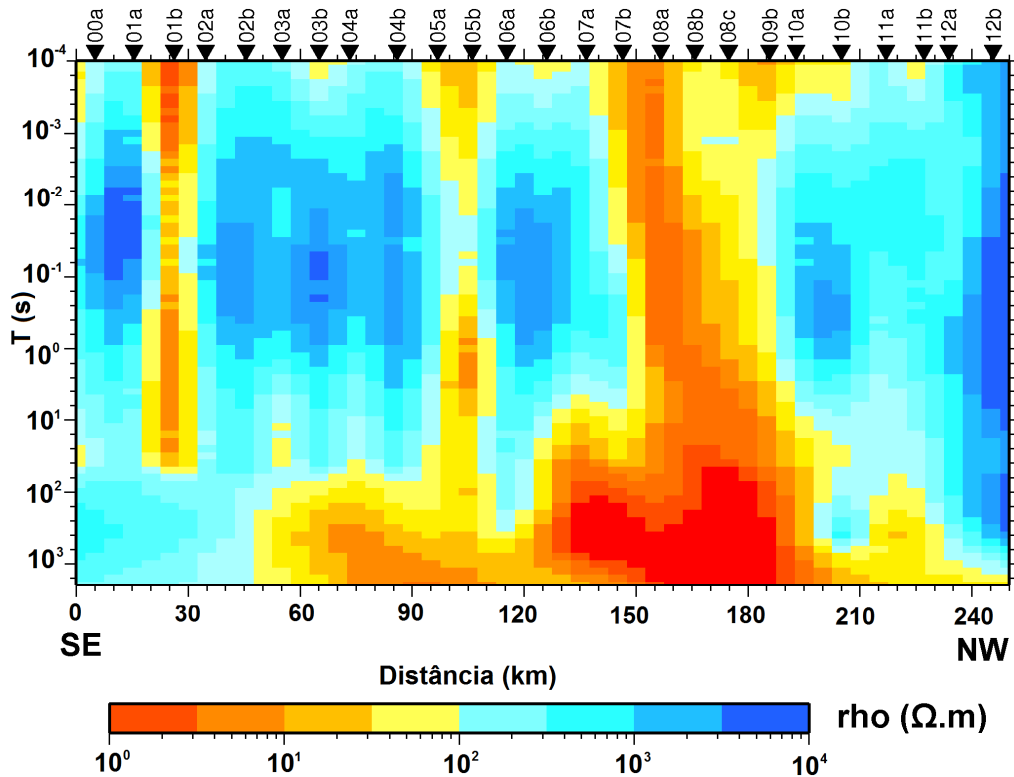


Figura 4.3.1. Pseudosseção da resistividade aparente do tensor de impedâncias para a direção XY, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.

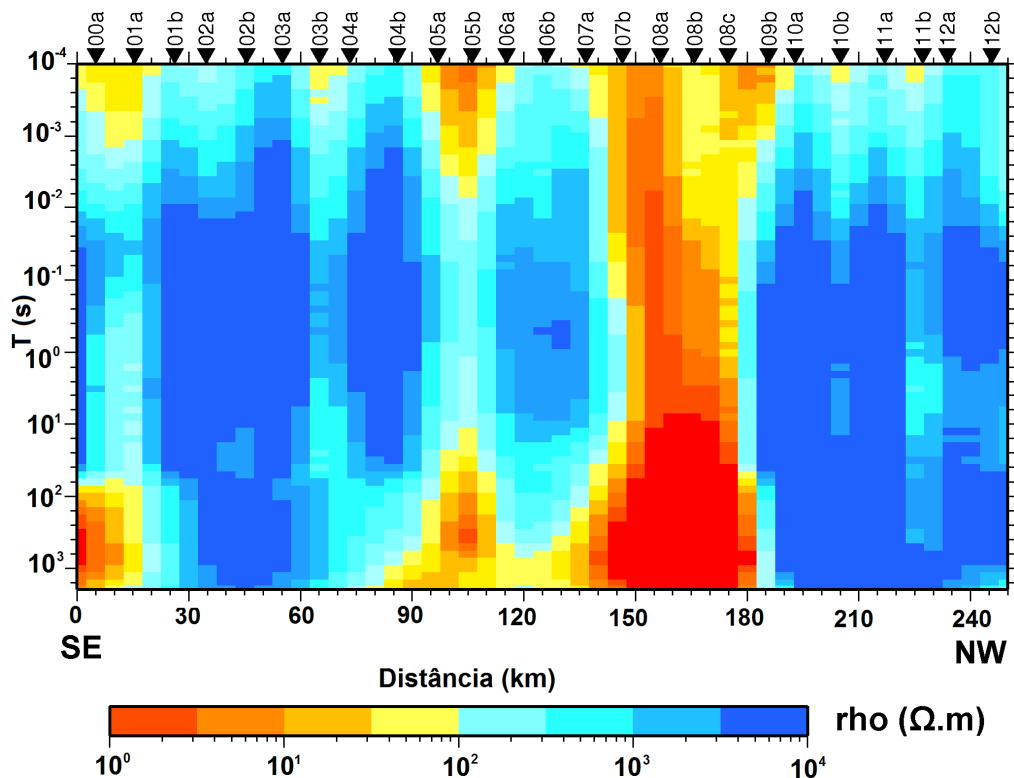


Figura 4.3.2. Pseudosseção da resistividade aparente do tensor de impedâncias para a direção YX, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS.

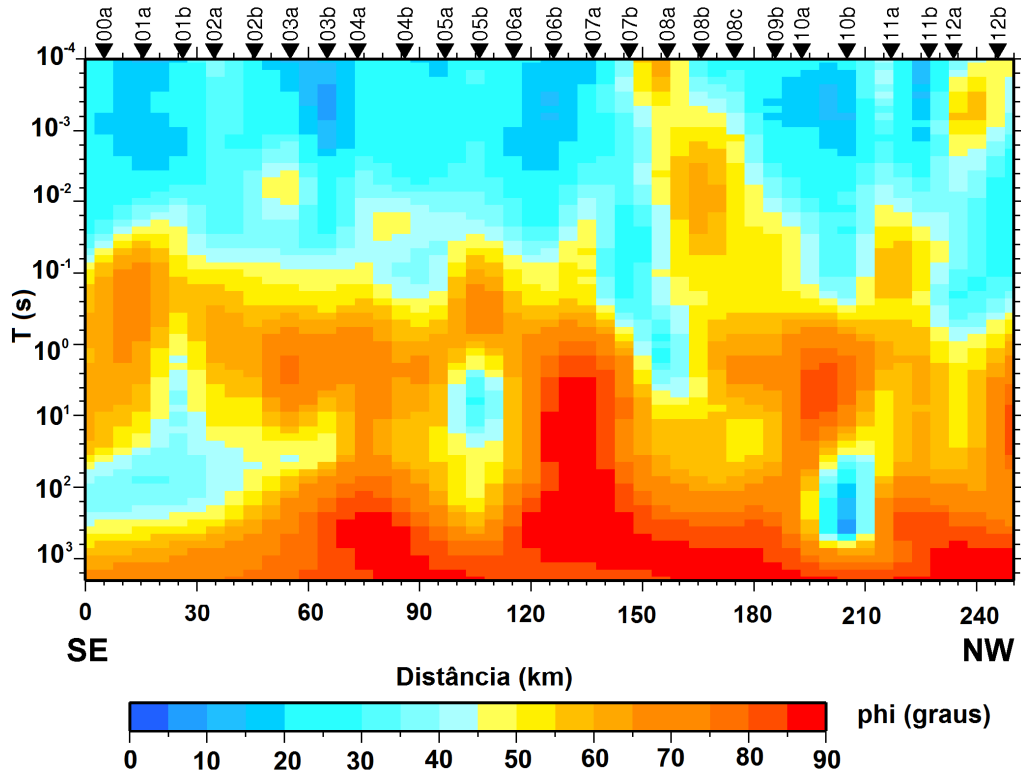


Figura 4.3.3. Pseudosseção da fase do tensor de impedâncias para a direção XY, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPUS.

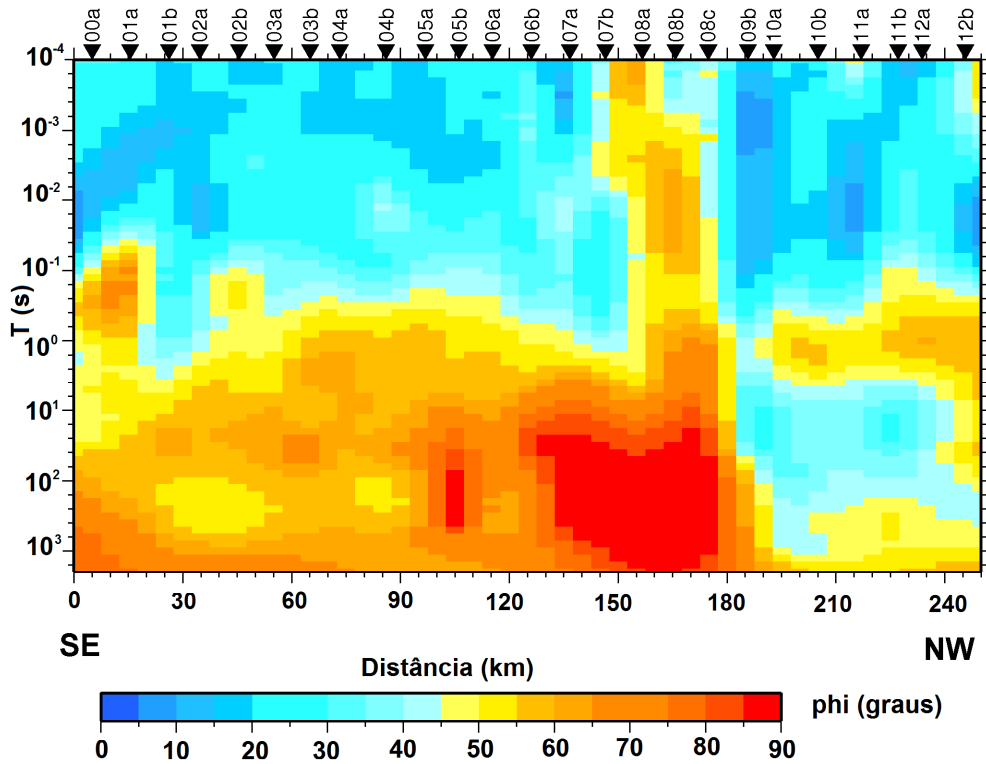


Figura 4.3.4. Pseudosseção da fase do tensor de impedâncias para a direção YX, utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPUS.

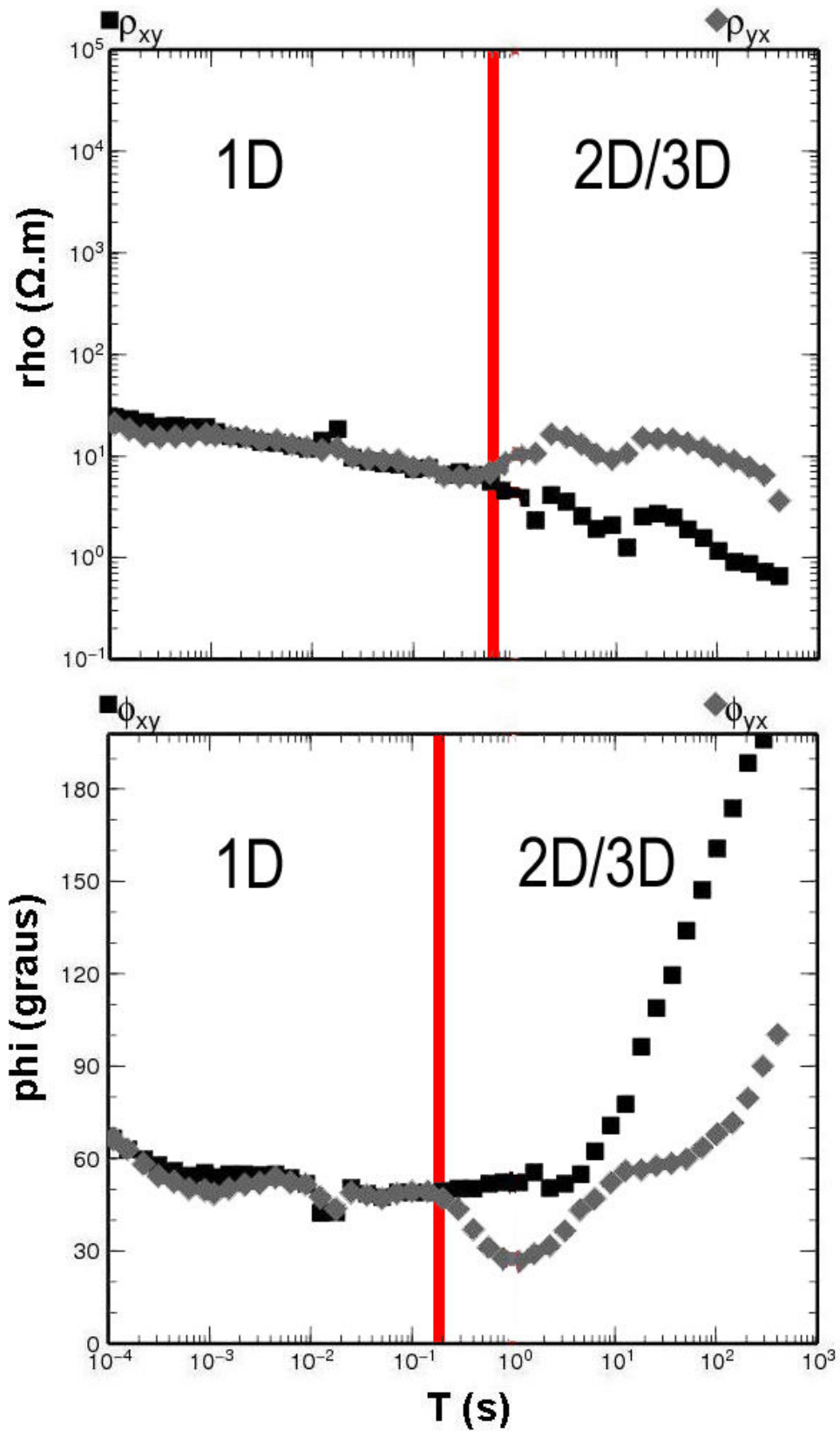


Figura 4.3.5. Curva de resistividade aparente e fase para a estação 08a. A linha vertical vermelha assinala a transição entre a condição 1D na porção mais rasa, e 2D/3D para maiores profundidades de sondagem.

4.4 Processamento dos Dados MT

O processamento dos dados MT compreende desde a análise de dimensionalidade das estruturas até a inversão dos dados MT para gerar modelos de variação da condutividade elétrica lateralmente e em função da profundidade. Os dados foram processados seguindo o fluxograma de processamento adotado pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo do INPE (Figura 4.4.1).

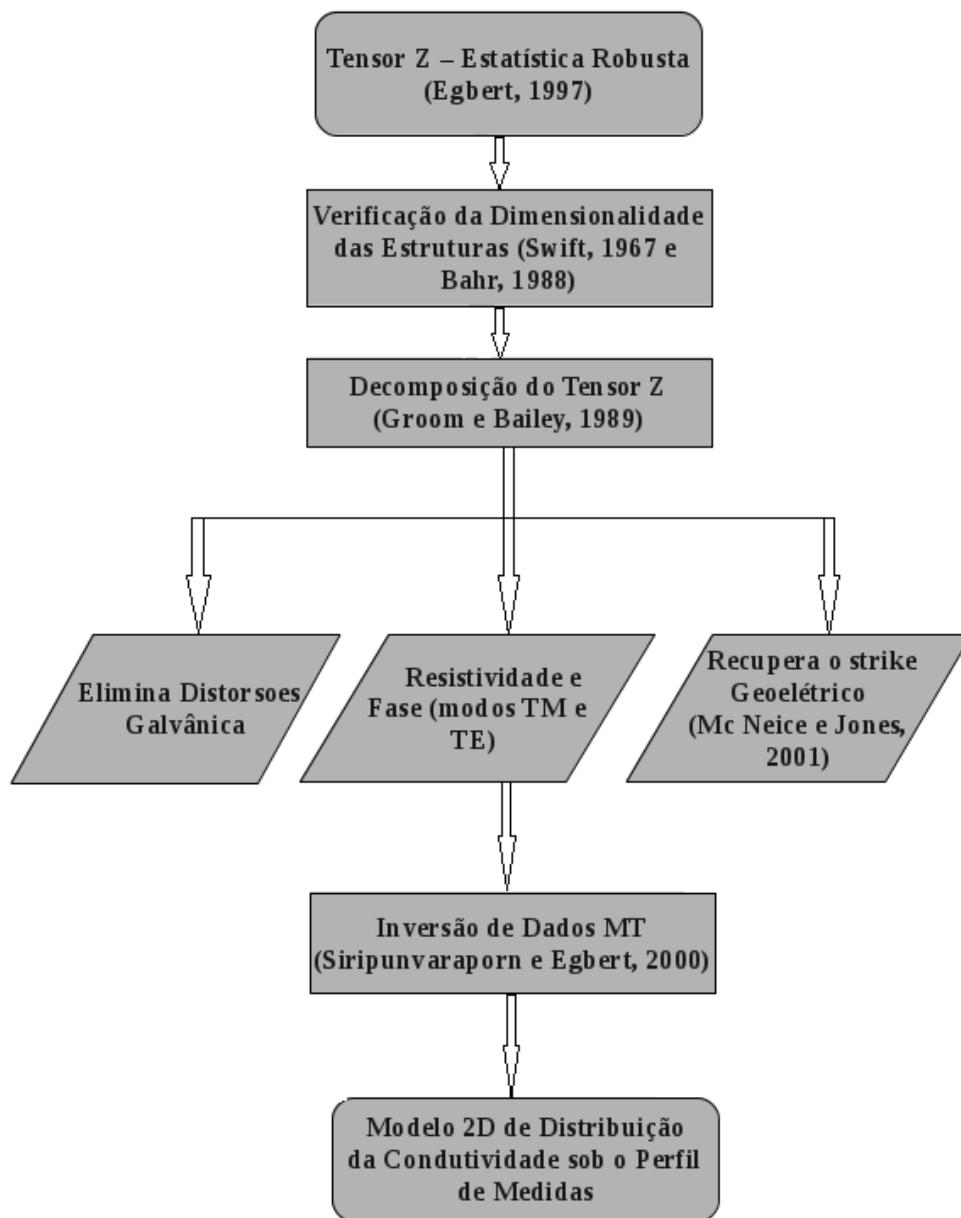


Figura 4.4.1. Fluxograma de processamento de dados MT.

4.5 Dimensionalidade das Estruturas

Uma vez estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado. A distribuição espacial da condutividade conhecida como dimensionalidade geoeétrica, exposto com mais detalhe no capítulo 2 (seção 2.6), pode ser descrita como 1D, 2D ou 3D. No método magnetotelúrico (MT), a análise da dimensionalidade geoeétrica adquiriu especial importância nos últimos anos, porque os códigos numéricos tornaram possível modelar e inverter os dados, usando abordagens unidimensionais (1D), bidimensionais (2D) ou tridimensionais (3D).

Para verificar a dimensionalidade da estrutura regional (ou seja, se ela pode efetivamente ser considerada 2D), foram utilizadas duas técnicas (Swift, 1967 e Bahr, 1988). O *skew* (k), introduzido por Swift (1967) é frequentemente utilizado como um parâmetro para verificar se os dados se adequam a um modelo 2D. Se o modelo for adequado o módulo da soma da diagonal principal da matriz será uma pequena fração do módulo da subtração da diagonal secundária, ou seja:

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (4.5.1a)$$

onde k é o parâmetro de inclinação, e Z são as componentes do tensor impedância.

A técnica proposta por Bahr (1988) se utiliza de uma série de invariantes de rotação para propor uma dimensionalidade regional. De acordo com Kaufman e Keller (1981), em dados MT sem ruído o parâmetro k é igual a zero para estruturas 1D e 2D. Para estruturas 3D k é diferente de zero. Em dados reais, no entanto, os valores de k são geralmente diferentes de zero: até 0,1 para estruturas 1D ou 2D (Swift, 1967). De acordo com Bahr (1988), valores maiores do que 0,1 são aceitos para modelos 2D ou 3D em áreas com distorção galvânica baixa. Um ponto de quebra para estruturas multidimensionais é $k = 0,3$, onde os valores mais baixos estão relacionados a comportamento 2D (Swift, 1967) e, acima de $k = 0,3$ estruturas puramente 3D.

A Figura 4.5.1 apresenta a distribuição dos valores k das 25 estações ao longo do perfil, na faixa de frequência estudada. Para facilitar a interpretação se atribuiu a 0,1 e 0,3 valores-limite para estruturas 1D/2D e 3D, respectivamente (La Terra, 2011).

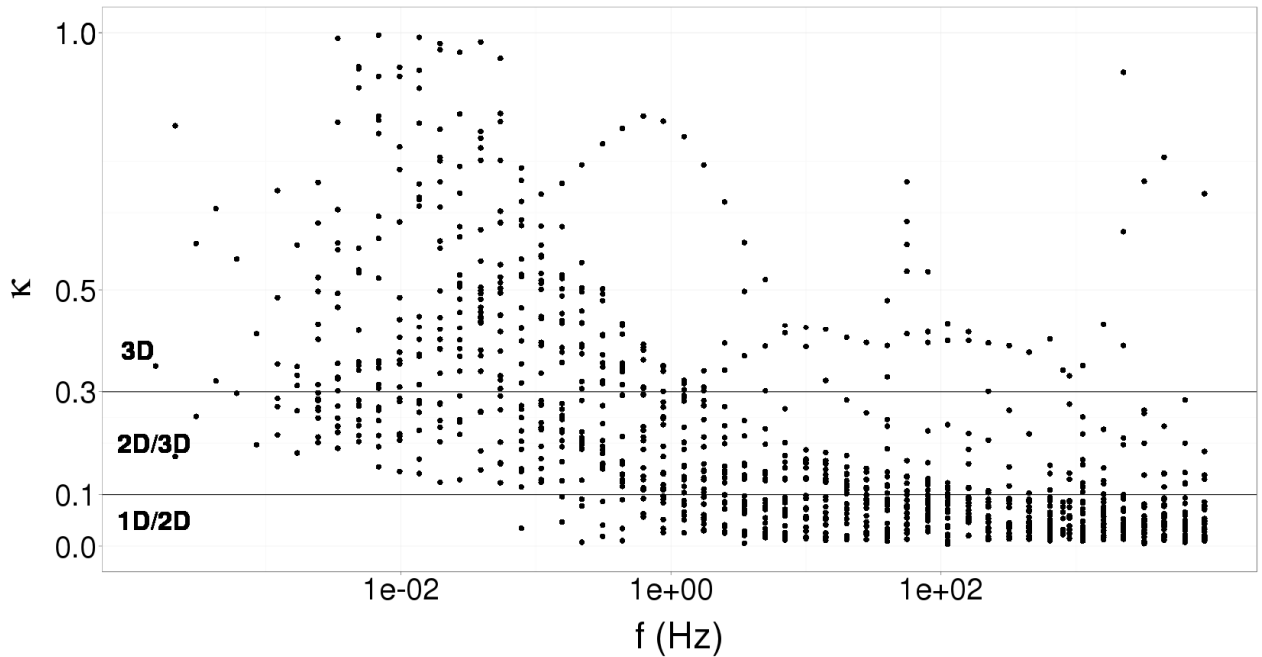


Figura 4.5.1. Gráfico da dispersão do *skew* em função da frequência.

De acordo com a Figura 4.5.1 é possível observar que boa parte dos dados, ao longo de toda frequência analisada, obedece a uma condição 2D. Somente dados mais profundos, abaixo de 10^{-1} Hz tem característica 3D, o que também pode ser observado na figura 4.5.2.

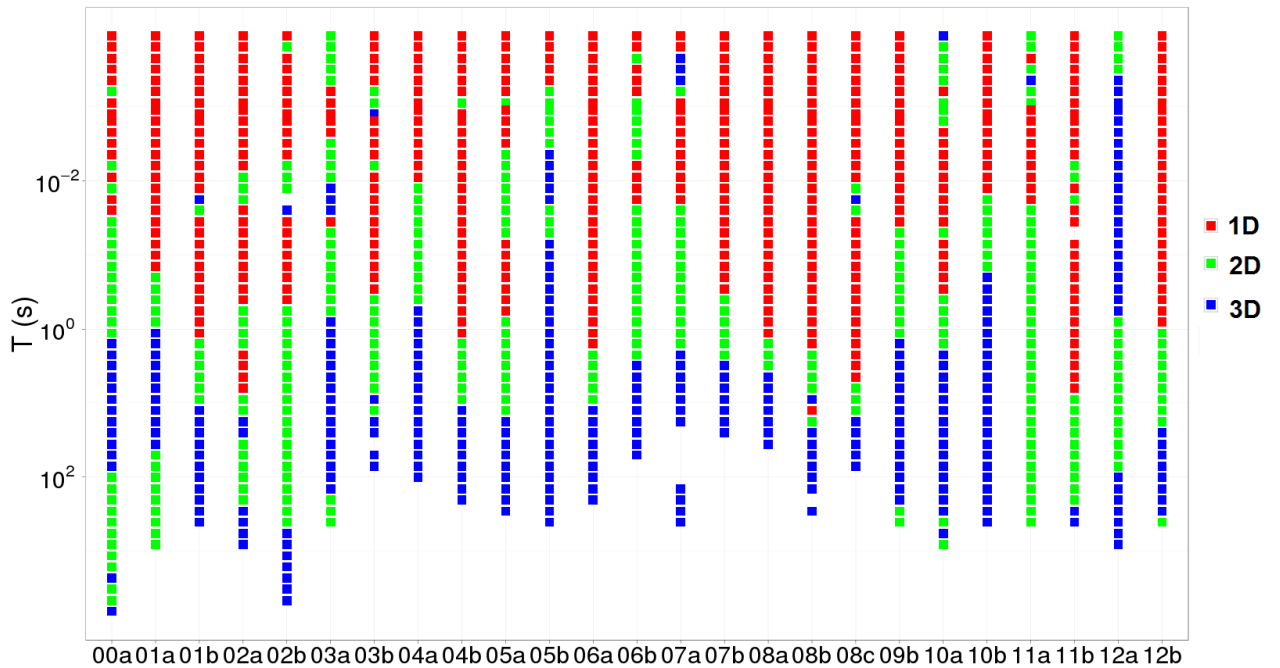


Figura 4.5.2. Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil com base no *skew* em função do período.

Com base nos resultados obtidos na descrição de Bahr (1988) concluiu-se, também, que boa parte dos dados obedece ao modelo do tipo 3D/2D ou seja, as distorções superficiais 3D encontram-se sobrepostas a um modelo que pode ser regionalmente 2D. Assim, o procedimento de Groom e Bailey (1989) pode ser utilizado para eliminar as distorções geradas pelos corpos superficiais e obter as impedâncias já projetadas em um eixo de coordenadas definido pelo *strike* geoeletrico regional, calculado durante o processo.

4.6 Decomposição do Tensor Impedância

O método de decomposição mais utilizado é o proposto por Groom e Bailey (1989), aqui denominado de decomposição GB. Nesse método, o tensor de impedância é parametrizado de modo a formar um conjunto de equações não lineares simultâneas para os parâmetros de distorção telúrica e funções respostas regionais 2D (3D/2D). Por meio desse método é possível recuperar o *strike* geoeletrico, bem como as duas principais impedâncias regionais (XY e YX).

Para melhor compreensão da utilidade do método, considere um modelo de Terra 2D. A premissa MT de onda plana uniforme penetrando na estrutura regional fornece dois modos independentes (já citados anteriormente) de fluxo de corrente, nos quais os eixos de medição são paralelo (\parallel) e perpendicular (\perp) ao *strike* da estrutura geológica. No modo de polarização TE, o campo elétrico horizontal é paralelo ao *strike* 2D, resultando na impedância Z_{\parallel} . Já no modo TM, o campo elétrico é perpendicular ao *strike* e a impedância é denotada por Z_{\perp} . Considere ainda uma heterogeneidade 3D gerada devido a um corpo pequeno, próximo ao contato estrutural regional. A presença desse corpo pode alterar tanto a direção como a amplitude dos campos elétricos induzidos.

Para uso da técnica de decomposição do tensor são feitas várias suposições, as quais incluem (1) que os dados de impedância sem distorções sejam regionalmente 2D e (2) que os campos magnéticos não sejam distorcidos pela estrutura anômala (McNeice e Jones, 2001). O nível pelo qual essas suposições são válidas pode ser determinado, considerando o desvio padrão médio do ajuste dos dados, o qual é calculado pelo algoritmo.

Os parâmetros que caracterizam a distorção galvânica são chamados de ângulos de cisalhamento (*shear*) e torção (*twist*). Os valores mínimos e máximos admissíveis para o ângulo de cisalhamento são -45° e 45° , enquanto para o ângulo de torção são -60° e 60° (McNeice e Jones, 2001). Se os ângulos de cisalhamento ou torção em uma determinada

sondagem se situarem próximos a esses limites, há uma situação em que os campos elétricos são linearmente polarizados e, nessa situação, as componentes ortogonais (regionais) do campo elétrico não podem ser recuperadas.

O tensor anisotropia consiste no estiramento ao longo das direções principais do campo regional por diferentes fatores, sem alterar, porém, a direção do campo elétrico (Groom e Bailey, 1989). De acordo com a técnica Groom e Bailey (1989), a fatorização do tensor distorção é representada como o produto:

$$\mathbf{C} = g\mathbf{TSA} \quad (4.6.1a)$$

onde \mathbf{C} é o tensor de distorção do campo elétrico, g é um fator de ganho (*site gain*), \mathbf{T} e \mathbf{S} são tensores de distorção *twist* e *shear*, respectivamente, e \mathbf{A} o tensor de anisotropia.

Os tensores \mathbf{T} e \mathbf{S} formam a parte determinável da matriz de distorção (Groom e Bailey, 1989). Por outro lado, g e \mathbf{A} formam a parte indeterminável do tensor de distorção, não podendo ser obtidos separadamente do tensor de impedância regional \mathbf{Z}_{2D} . Devido a isso, a decomposição GB incorpora os fatores indetermináveis g e \mathbf{A} ao tensor de impedância regional, obtendo-se, assim, um tensor \mathbf{Z}'_{2D} , ao invés de \mathbf{Z}_{2D} . Nesse procedimento, as duas impedâncias principais são escalonadas, separadamente, por fatores desconhecidos, mas independentes da frequência. Os ganhos locais escalonam o campo elétrico regional sem mudar sua direção, enquanto o tensor de anisotropia escala o campo elétrico ao longo dos dois eixos principais regionais por fatores diferentes, produzindo uma anisotropia de distorção que se acrescenta à anisotropia indutiva regional. Sem informações independentes, a distorção de anisotropia é experimentalmente indistinguível da anisotropia indutiva regional. Com isso a decomposição incorpora ambos os fatores ao tensor de impedância regional, o que na prática simplesmente quer dizer que cada uma das curvas principais de resistividade aparente será multiplicada por um fator desconhecido, independente da frequência, porém sem alterar suas formas. A decomposição GB recupera a resposta regional e a direção geoeletrica simultaneamente, porém sem resolver o deslocamento estático. Quando os termos de distorção *twist* e *shear*, e o *strike* são calculados e forem independentes da frequência, significa que a condição de um dado 3D com regional 2D é válida e, portanto, a decomposição pode ser aplicada a esses dados.

4.6.1 Determinação dos Parâmetros *Groom Bailey*

Na fase da determinação dos parâmetros de Groom e Bailey, utilizou-se o código STRIKE, desenvolvido por McNeice e Jones (2001), com o objetivo de estimar o *strike* geolétrico de forma estatisticamente mais consistente com a direção da estrutura geológica. O código STRIKE foi desenvolvido para efetuar a decomposição *Groom Bailey* em cada estação MT individualmente ou simultaneamente em várias estações para obter um *strike* representativo de todos os dados.

Uma das formas de sistematizar a busca pelo *strike* que forneça resultados mais consistentes na decomposição do tensor de impedância consiste em calcular a média ou mediana de cada parâmetro, em certa faixa de período de interesse. De acordo com a distribuição dos dados analisados, a busca pelo *strike* foi feita a partir do cálculo da média. O procedimento inicial para análise dos dados consiste em rodar o programa STRIKE com todos os parâmetros (*shear*, *twist* ou *azimute*) variando livremente para todos os períodos (Figura 4.6.1.1). Os gráficos são então inspecionados visualmente na busca de um dos parâmetros de decomposição GB (*shear* ou *twist*) que apresente valores mais estáveis ao longo de um grande intervalo de períodos. Na etapa seguinte esse parâmetro é fixado nesse valor, deixando os demais variando livremente de modo independente para todos os períodos (Figura 4.6.1.2). O procedimento é repetido até se obter os valores mais adequados para todos os parâmetros envolvidos. O final do procedimento consiste em realizar a decomposição do tensor com todos os parâmetros fixos nos valores anteriormente determinados, observando-se o aumento do erro de ajuste com a diminuição do grau de liberdade dos parâmetros. A figura 4.6.1.3 apresenta o resultado final da decomposição do tensor e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido em uma de nossas estações. A validade da decomposição também pode ser verificada por meio da análise do comportamento do erro e da inspeção visual entre as impedâncias medidas e as modeladas. No caso do erro, observou-se que houve diminuição à medida que os parâmetros azimutais foram fixados. Isso indica que o azimute geolétrico utilizado deve ser o mais adequado a essa faixa de períodos. Nos períodos longos, o erro não aumentou de forma tão significativa. Na comparação entre as impedâncias medidas e modeladas, é possível observar que houve bom ajuste para as componentes Z_{xy} e Z_{yx} em toda faixa de períodos, no entanto para as componentes Z_{xx} e Z_{yy} o ajuste só é obtido dentro da faixa analisada. Abaixo disso, os elementos da diagonal principal não se ajustam. Em ambos os casos, o resultado seria o oposto se tivesse sido escolhido outro azimute que ajustasse melhor os dados de períodos mais longos. De qualquer forma, nesta estação, e em

outras deste trabalho, não existe um único azimute geoeletrico que satisfaça todos os períodos.

O procedimento descrito acima foi realizado para todas as 25 estações do perfil estudado, obtendo-se um *strike* para cada uma delas. Posteriormente foi determinado um *strike* consistente que pudesse ser usado para todas as estações e possibilitasse o melhor ajuste dos tensores de impedância medidos (Anexo II). Isto permitiu a recuperação das funções de resposta (curvas de resistividade aparente e da fase) em suas coordenadas regionais corretas e, ao mesmo tempo, removeu as distorções telúricas associadas aos parâmetros de *twist* e *shear*.

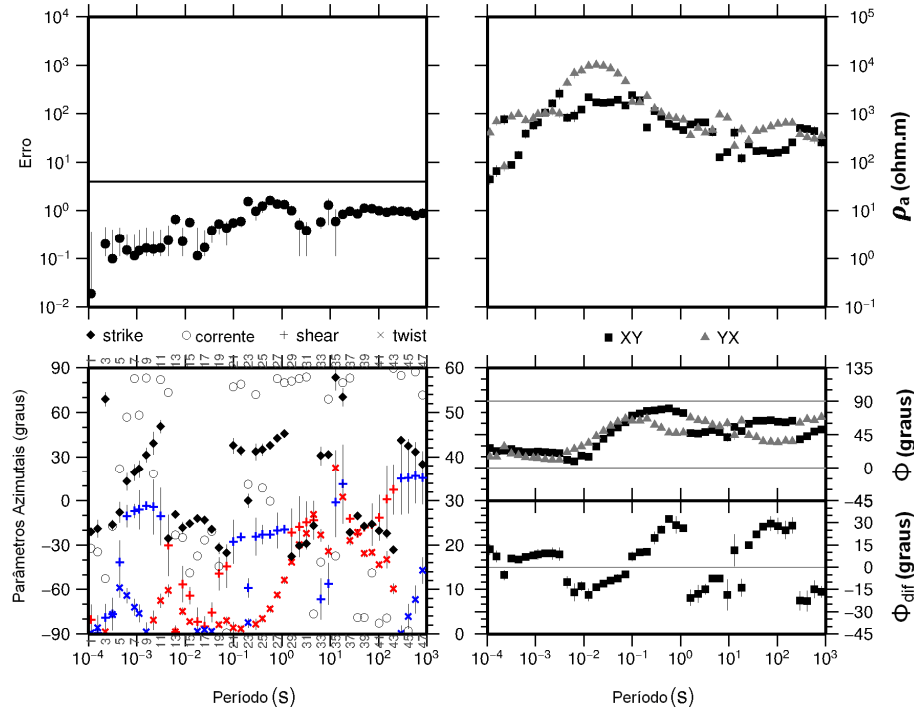


Figura 4.6.1.1. Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom *et al.*, 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. Nesse caso, todos os parâmetros estão variando livremente para todos os períodos.

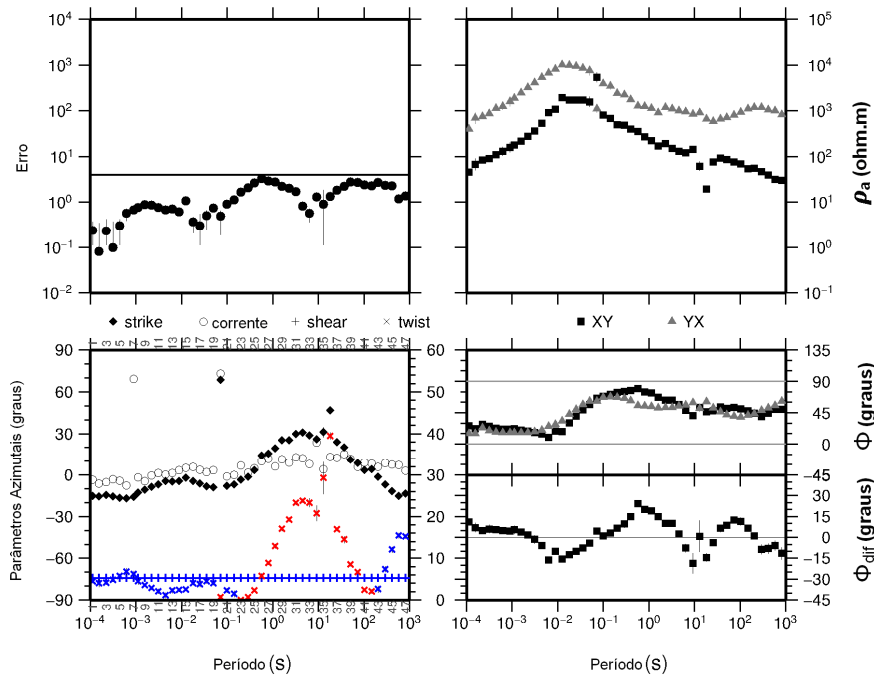


Figura 4.6.1.2. Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom *et al.*, 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. Nesse caso, o *shear* foi fixado em 5°.

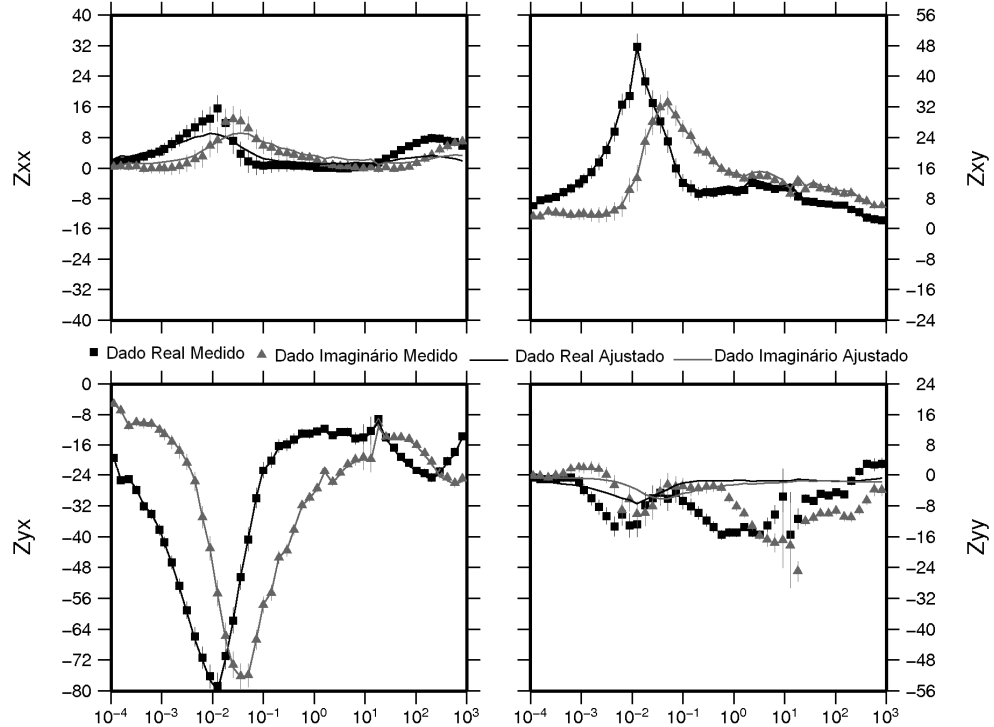
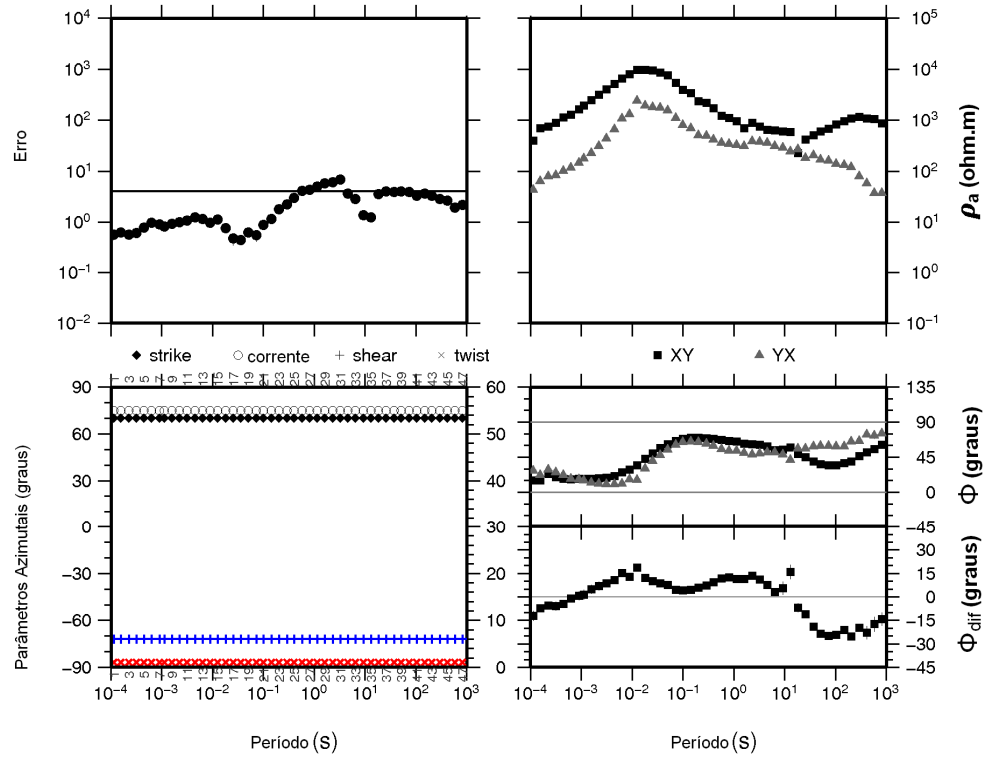


Figura 4.6.1.3. Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação 01a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom *et al.*, 1993). A cor azul representa valor positivo e a cor vermelha, valor negativo. O *strike* geoeletrico obtido para essa estação foi de 70° .

4.6.2 Definição do Strike Geométrico Regional

A definição correta da direção do *strike* geométrico deve ser feita por informações complementares às obtidas pelo método MT, tais como geologia e outros métodos geofísicos. A figura 4.6.2.1 mostra as direções dos *strikes* obtidas em cada estação, segundo o procedimento descrito no item anterior (seção 4.6.1), sobrepostas a um mapa de estruturas geológicas. A partir desses resultados, definiu-se que o valor médio para o *strike* ao longo de todo o perfil analisado seria de 70° (ou 160° , uma vez que o azimute do *strike* possui uma ambiguidade de 90°).

Nas estações 08a, 08b e 08c (Bacia Jatobá) não foi determinado um azimute independente da frequência para o *strike*. Testes de dimensionalidade (Swift, 1967; Bahr, 1988) aplicados aos dados mostraram uma condição 1D, uma indicação de que tais estações se ajustariam a qualquer valor de rotação aplicado. Nas demais estações, o azimute do *strike* geométrico é relativamente constante em direção ortogonal ao perfil, alterando-se apenas em algumas regiões localizadas. Isto mostra que a parametrização 3D/2D assumida na decomposição é válida e que existe um meio 2D regional com *strike* geométrico em torno de 70° (ou 160°). Para remoção da ambiguidade do *strike* foram utilizadas informações geofísicas (mapas gravimétricos) e geológicas regionais, que mostram uma tendência NE para o azimute das rochas do embasamento nessa região. A análise dessas informações permitiu concluir que a direção geométrica regional mais adequada é N70E, a qual é paralela às principais estruturas geológicas.

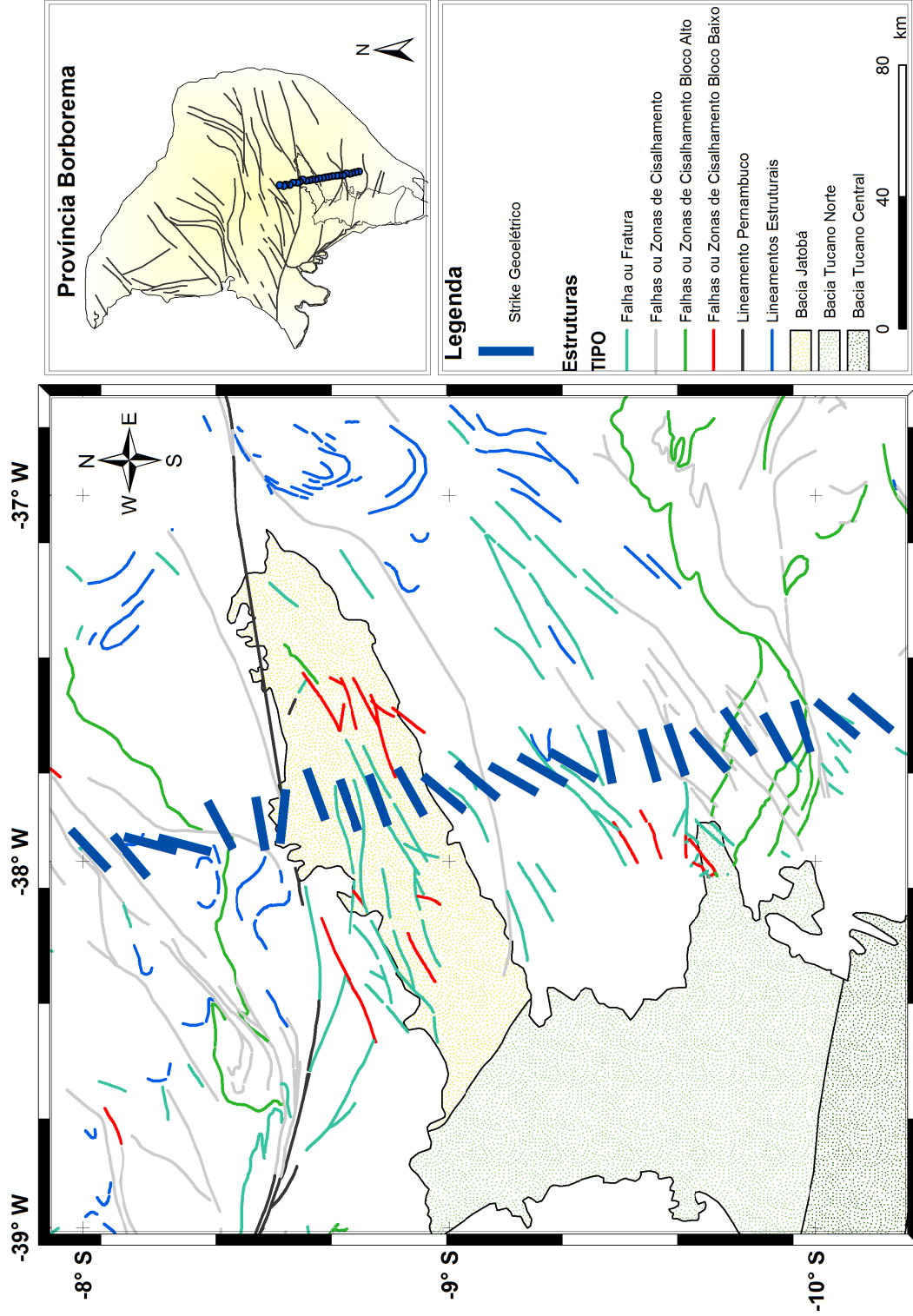


Figura 4.6.2.1 Azimute dos *strikes* geotectônicos, plotados em barras azuis, sobre o mapa de estrutura de falhas do conjunto de dados de Bizzi, *et al.* (2001).

4.7 Inversão 2D

Posteriormente foi realizada a inversão dos dados MT, que consiste na obtenção de um modelo de distribuição de condutividades sob o perfil de medidas, que ajuste, dentro de certos limites pré-estabelecidos (erros), os diferentes parâmetros obtidos nos levantamentos de campo.

A inversão de dados, de uma forma geral, é uma maneira rápida de obter um modelo a partir dos dados observados. A realização das etapas intermediárias, descritas nos itens anteriores, serviu para adequar os dados coletados no campo para a construção desses modelos de variação de resistividade em subsuperfície, os quais devem ser coerentes com outras informações geológicas e geofísicas disponíveis. Essa exploração de modelos tem a finalidade de se evitar armadilhas decorrentes da não unicidade associada com a modelagem (Simpson e Bahr, 2005). A inversão foi feita com os dados 2D decompostos na direção do *strike* (N70E) determinado nas duas seções precedentes (4.6.1 e 4.6.2). O código REBOCC (Reduced Basis Occam's Inversion) de inversão 2D de dados MT (Siripunvaraporn e Egbert, 2000) foi usado para obter um modelo suave de distribuição de condutividade em subsuperfície.

Antes de iniciar a inversão 2D dos dados decompostos é necessária a construção de uma malha/*grid* e preparação de três arquivos de entrada exigidos pelo programa:

- Arquivo onde são definidos os parâmetros de inversão (*startup file*),
- Arquivo contendo os dados de entrada com as informações de resistividade aparente e fase dos modos TE e/ou TM, e seus respectivos erros.
- Arquivo de modelo de entrada contendo informações sobre a malha utilizada e valores iniciais de resistividade para cada uma das células.

A inversão da resistividade aparente e da fase pelo programa REBOCC pode ser efetuada utilizando somente um dos modos (TE ou TM) ou a inversão simultânea dos dois. Com qualquer um dos modos, é permitido atribuir pesos diferentes para as fases e resistividades em cada estação e período por meio de uma matriz de inclusão de dados. Essa matriz pode assumir n valores inteiros positivos. Para $n \geq 1$, os erros fixos (*error floor*) percentuais são multiplicados por um fator $2^{(n-1)}$ ao passo que para $n = 0$ o dado não é incluído na inversão.

Para este processamento foram utilizados inicialmente três diferentes modelos de entrada. O objetivo do uso desses diferentes modelos foi o de testar a consistência do modelo

obtido a partir das primeiras inversões. O modelo inicial utilizado foi o de um semi-espaço infinito com resistividade de $100 \Omega.m$ (o mais simples dos modelos). Depois foi testado o modelo de uma Terra estratificada 1D (resistividade só varia com a profundidade). O terceiro modelo teste foi gerado a partir da inversão 1D. Dos três modelos iniciais testados, foi escolhido para início da inversão o que apresentou o menor erro médio quadrático (rms). Nesse caso, foi o modelo de uma Terra estratificada.

Os dados do perfil analisado foram invertidos inicialmente para o modo TM (YX rotacionado perpendicular à direção do *strike* geoeletrico), devido ao fato de que os dados desse modo sofrem, aparentemente, menos efeitos de deslocamento estáticos. Seguiu-se com a inversão do modo TE (XY rotacionado para a direção do *strike* geoeletrico), utilizando o mesmo procedimento de escolha.

Foram gerados diversos modelos inversos para os dois modos, variando, sempre, os parâmetros de entrada da inversão até chegar ao modelo final coerente. Cada um dos modelos foi obtido para um limite de 20 iterações, até que as iterações da inversão atingissem o menor rms entre os dados medidos experimentalmente e aqueles calculados teoricamente pelo modelo. Os modelos gerados, mais coerentes, de cada modo foram utilizados como modelo de entrada para inversão simultânea dos modos (Anexo IIIa e IIIb). O ajuste da inversão 2D foi considerado bom, tendo sido obtidos para os modos TE e TM valores de rms 3.7 e 3.6, respectivamente

Durante o procedimento de inversão, é possível minimizar a influência do deslocamento estático nas curvas de resistividade. Isto consiste em priorizar as informações da fase, atribuindo menor peso para as informações de resistividade. Os mesmos procedimentos foram tomados para a inversão do modo TE e posteriormente para a inversão simultânea dos modos.

As figuras 4.7.1 e 4.7.2, mostram uma comparação entre os dados experimentais, calculados na direção de *strike*, e os gerados teoricamente pelo modelo, para os dois modos TE e TM. É possível observar por meio dessas comparações que os dados teóricos (calculados) reproduzem corretamente os dados experimentais (observados), o que comprova a adequação do modelo 2D para área estudada.

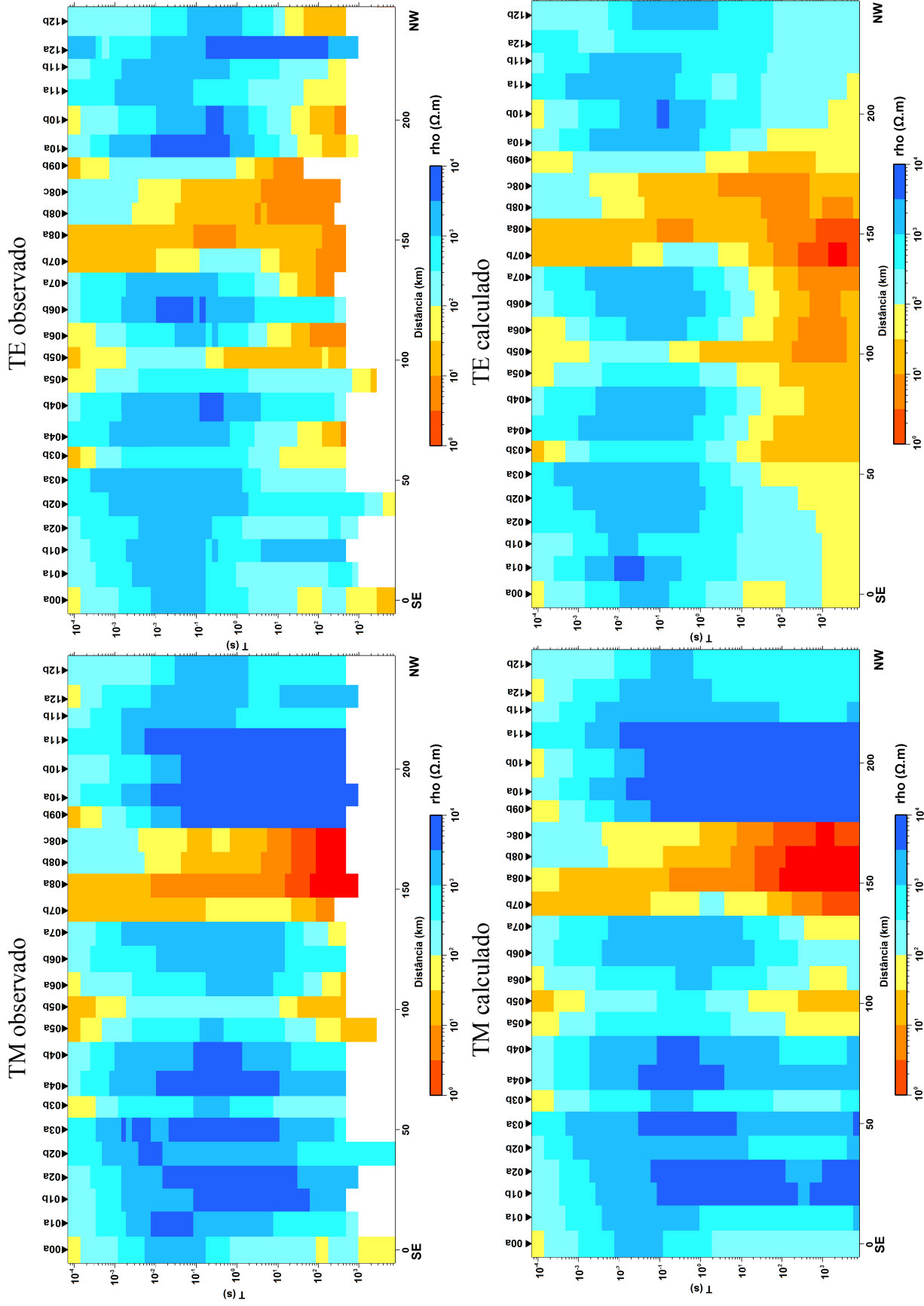


Figura 4.7.1. Comparação das pseudosseções experimentais e teóricas de resistividade aparente para os modos TM e TE.

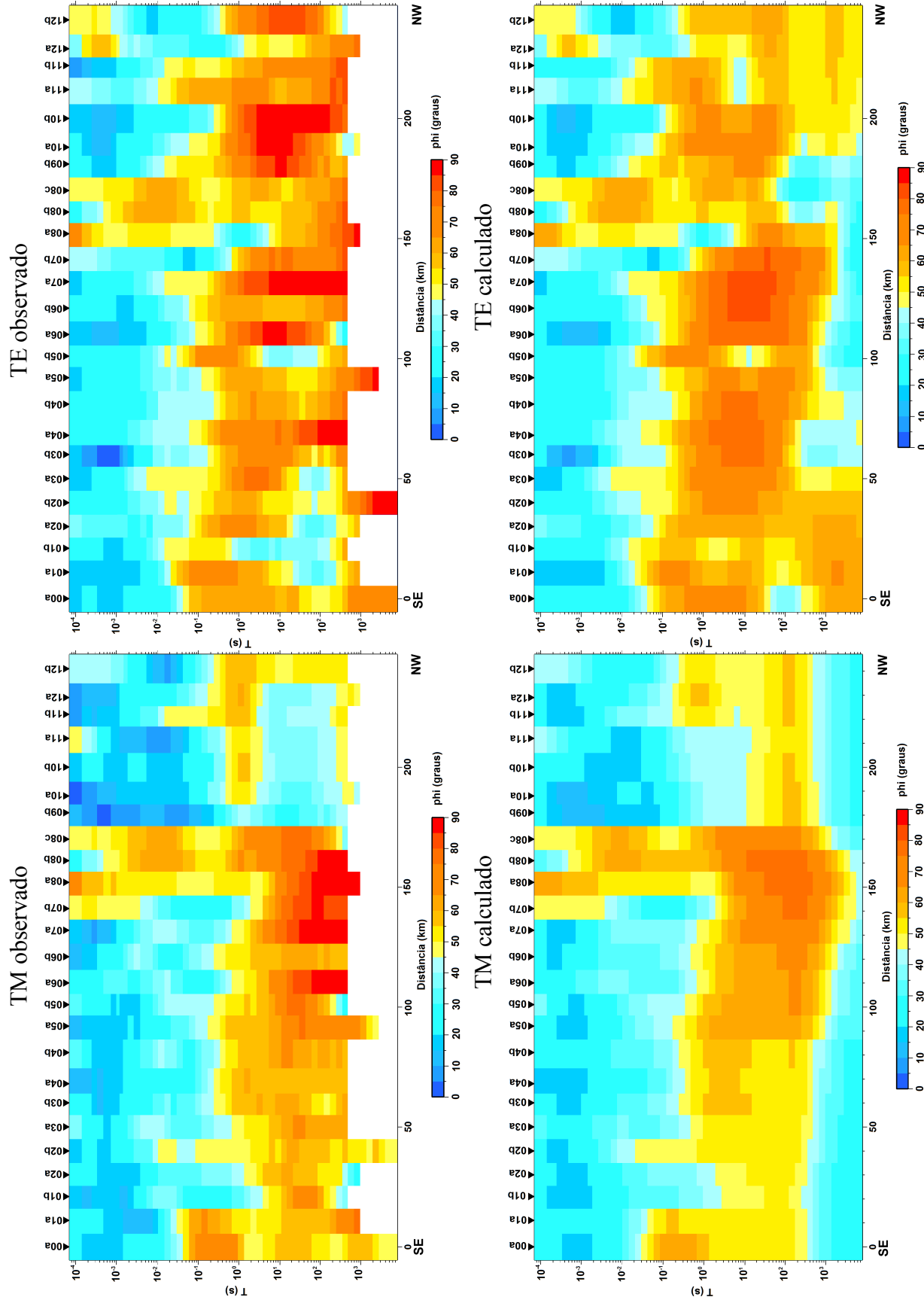


Figura 4.7.2. Comparação das pseudossões experimentais e teóricas da fase para os modos TM e TE.

Como os resultados das inversões TE e TM trazem informações complementares fez-se a inversão simultânea de ambos os modos. Para inversão 2D, os dados das estações 11a e 11b foram retirados do perfil. Isso foi feito pelo fato dessas estações apresentarem direção de *strike* geoeletrico bastante diferente das demais estações (ver figura 4.6.2.1), o que ocasionava o aparecimento de estruturas espúrias no modelo derivado do processo de inversão.

Foram realizadas inúmeras inversões simultâneas para que se chegasse a um modelo 2D de subsuperfície, consistente. Uma vez definido o modelo, foi realizada uma sequência de testes de modelo de sensibilidade. Essa modelagem feita a partir do cálculo direto (somente com uma iteração) teve como alvo obter maior confiabilidade nas estruturas observadas. O procedimento adotado para os modelos de sensibilidade é simples. Consiste em alocar estruturas presentes no modelo final com resistividades e/ou condutividades diferente das observadas. Além da mudança de resistividade e/ou condutividade, foram testadas estruturas de diferentes tamanhos. O intuito foi de representar a estrutura mais próxima possível do real. A inspeção foi feita visualmente a partir das curvas de resistividade aparente e fase geradas. Com esse procedimento é possível confirmar a existência das estruturas observadas no modelo.

O modelo final escolhido (Figura 4.7.3) foi aquele que forneceu melhor ajuste entre os dados experimentais e os teóricos derivados do modelo. O ajuste obtido para cada uma das estações, que pode ser verificado nas figuras 4.7.4 e 4.7.5, foi considerado satisfatório nos dois modos, mas principalmente no TM que tem transições geoeletricas mais suaves que o TE.

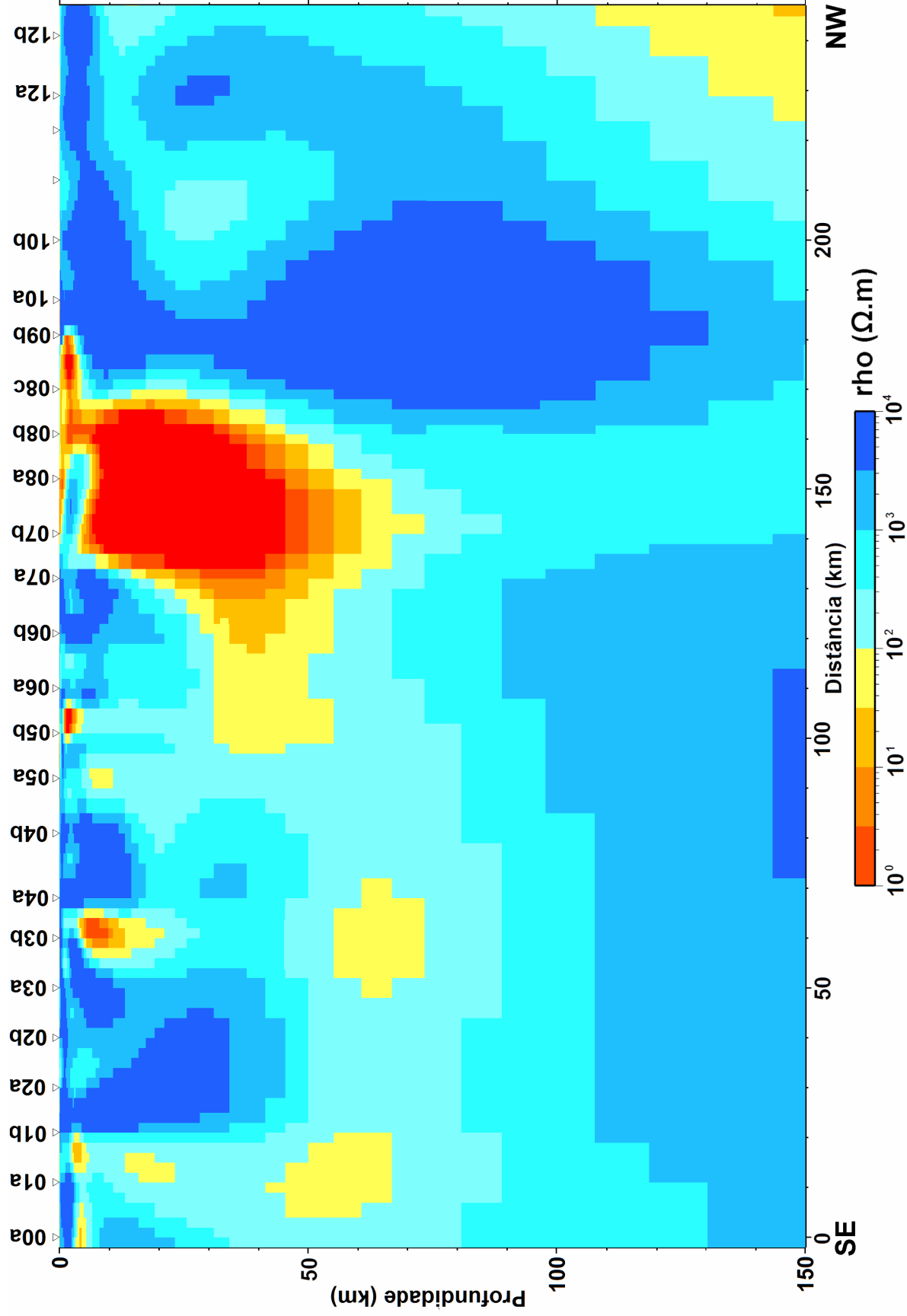
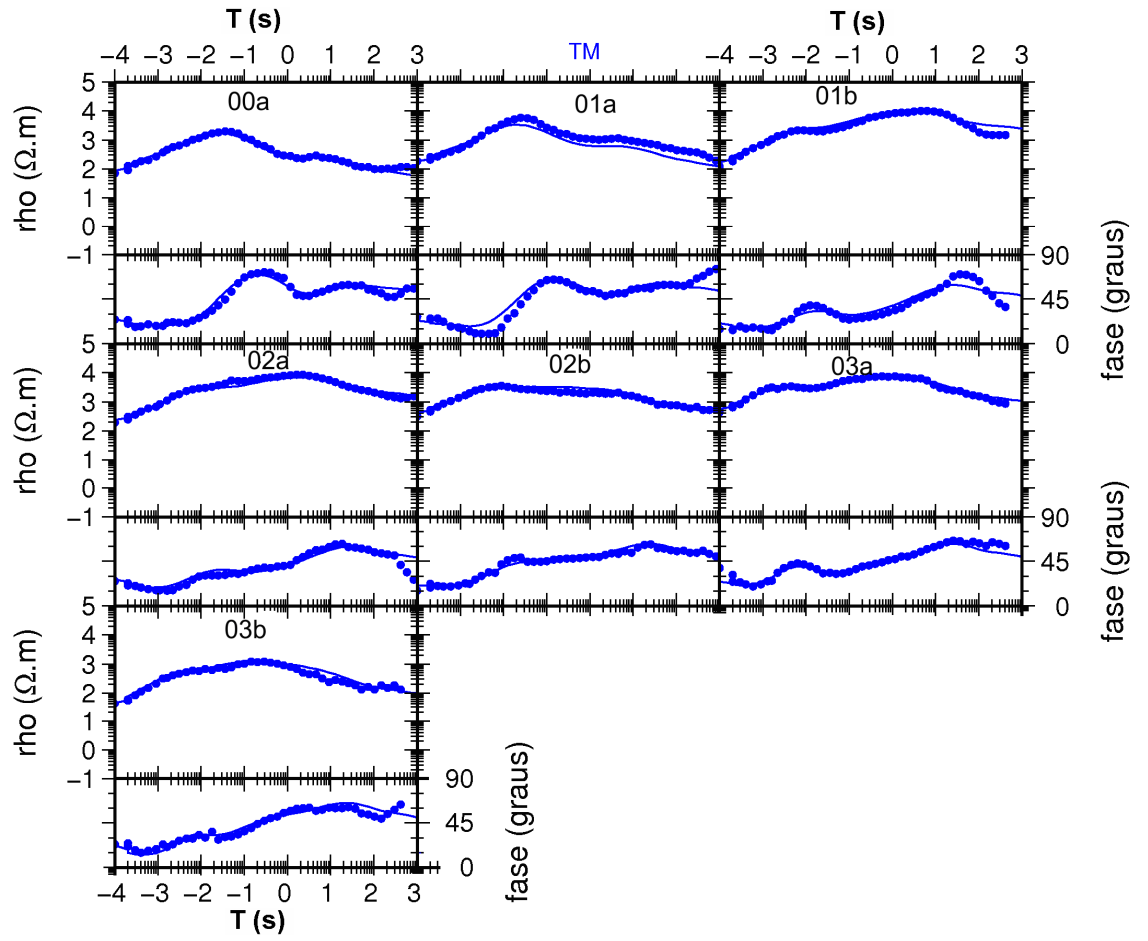


Figura 4.7.3. Modelo de resistividades 2-D obtido pela inversão dos dados MT do perfil na porção SE da província Borborema (rms = 3.6).



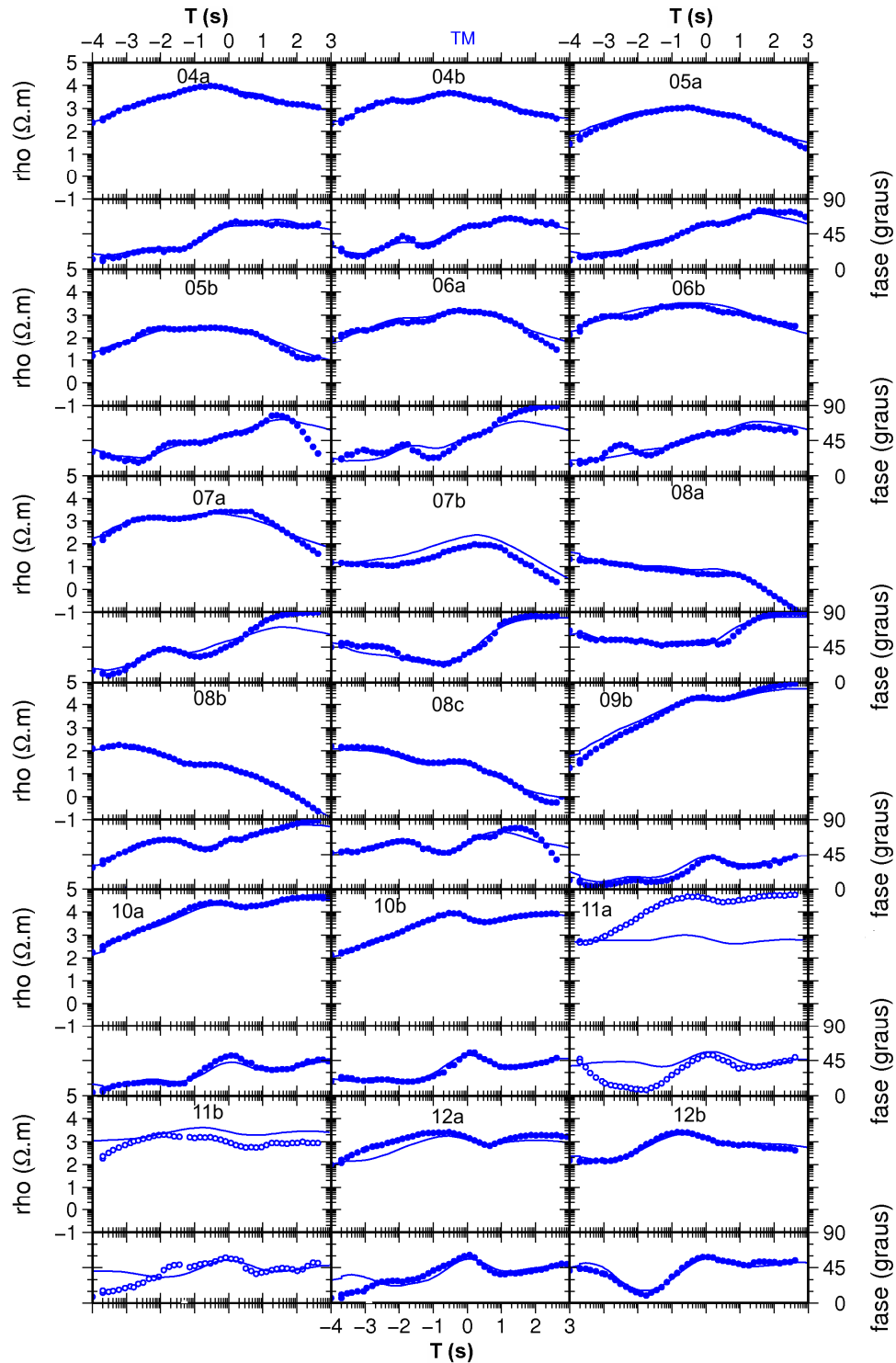
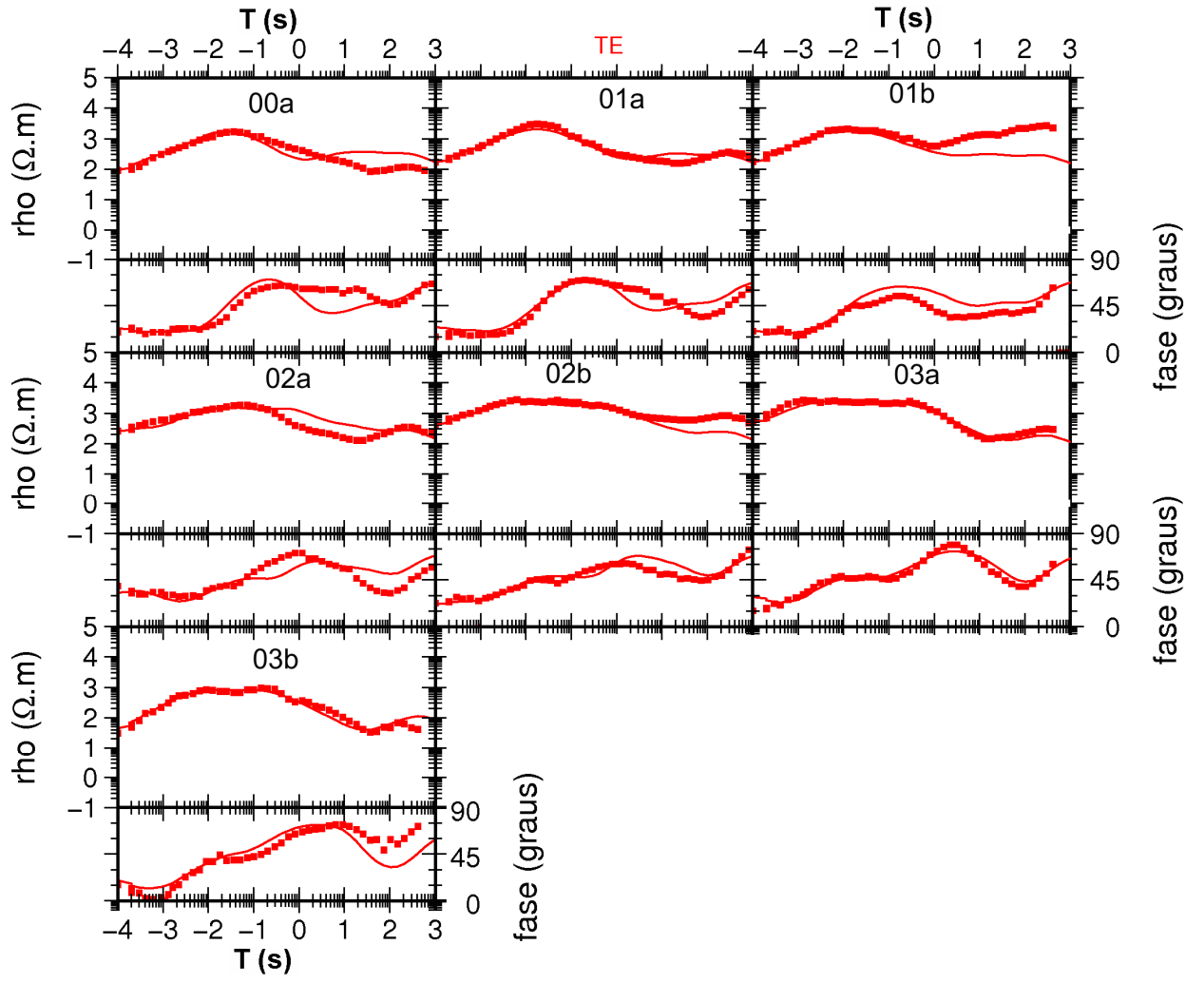


Figura 4.7.4. Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.7.3. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.



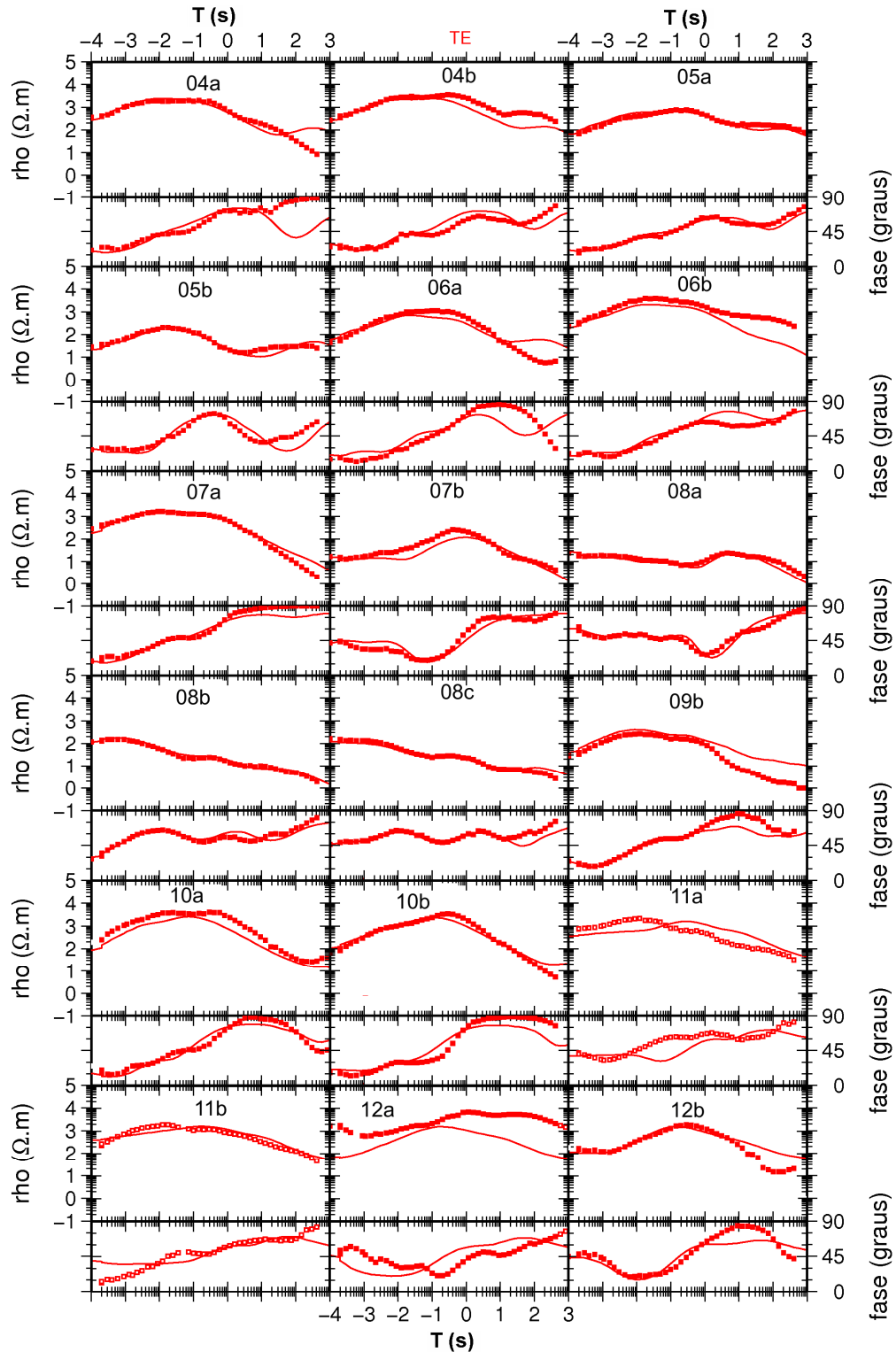


Figura 4.7.5. Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.7.3. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.

V PROFUNDIDADE DE INVESTIGAÇÃO DO MÉTODO MT

A profundidade de investigação geofísica, do ponto de vista prático, depende de diversos fatores, tais como a sensibilidade e precisão dos instrumentos, a complexidade da seção geológica e o nível de ruído inerente às medidas experimentais (Spies, 1989). No caso dos métodos eletromagnéticos (EM), diferentes técnicas heurísticas foram desenvolvidas para estimar a profundidade de investigação em subsuperfície (Niblett e Sayn-Wittgenstein, 1960; Bostick, 1977; Vanyan e Butkovskaya, 1980; Parker, 1982; Spies, 1989). Todas essas técnicas têm em comum o conceito de profundidade pelicular, relacionada aos conceitos de propagação e amortecimento da onda plana do campo eletromagnético em um meio condutor.

O método magnetotelúrico (MT) é utilizado para determinar estruturas geoeletricas em subsuperfície, mediante medidas simultâneas na superfície da Terra das variações naturais dos campos elétrico e magnético em amplo intervalo de frequências (tipicamente de 0,0001 Hz a 1000 Hz). Com os valores típicos de condutividade elétrica das rochas, o uso do método nesse intervalo de frequências permite inferir a distribuição da condutividade desde os primeiros metros da crosta até centenas de quilômetros de profundidade no manto superior.

Questões relacionadas à profundidade de investigação surgem naturalmente na interpretação de qualquer levantamento MT de grande escala que atravesse seções geológicas com significativas variações de condutividade elétrica. Na interpretação desses dados é necessário considerar que a penetração do sinal EM, e conseqüentemente a informação geofísica que se pode extrair dos dados coletados no campo, pode diferir significativamente para a mesma frequência de medida em diferentes sondagens. Tipicamente, sondagens em regiões com alta condutividade na crosta superior (caso de bacias sedimentares) vão ter seu sinal altamente atenuado, mesmo em frequências bastante baixas, quando comparadas a outras regiões com crosta superior mais resistiva (caso de afloramentos de rochas cristalinas). Desconsiderando outros efeitos distorcionais sobre os sinais EM, a principal consequência dessa diferença de amortecimento é que se pode extrair informação geofísica profunda mais confiável sob regiões resistivas do que sob regiões condutoras. Para obter um entendimento semi-quantitativo da confiabilidade das estruturas geoeletricas amostradas em maiores profundidades por levantamentos MT, vários estudos estimam a máxima profundidade de confiabilidade do modelo sob diferentes partes do perfil de medidas a partir da máxima penetração do sinal EM sob cada uma das estações, obtida por distintas técnicas heurísticas (ver, por exemplo, Ferguson *et al.*, 2005; Hamilton *et al.*, 2006).

Neste capítulo é proposta uma nova técnica empírica para determinar a profundidade de penetração do sinal eletromagnético em sondagens MT realizadas em regiões de diferentes condutividades, a qual é comparada a resultados derivados de metodologia heurística já consagrada na literatura. Para tanto são utilizados os dados experimentais obtidos neste trabalho. A seção geométrica bidimensional (2D) derivada do procedimento robusto apresentado no capítulo 4 representa adequadamente a distribuição de condutividade elétrica sob o perfil analisado, sendo aqui utilizada como ponto de partida para o método empírico empregado (Figura 4.6.3).

5.1. Metodologia Heurística: A Transformada de Niblett-Bostick

A transformada de Niblett-Bostick (Niblett e Sayn-Wittgenstein, 1960; Bostick, 1977) é a técnica heurística mais utilizada para estimar a profundidade máxima de penetração dos sinais MT (exemplos de publicações recentes incluem Evans *et al.*, 2011; Miensoopust *et al.*, 2011; Dennis *et al.*, 2011). A transformada produz uma distribuição da resistividade em função da profundidade ($\rho_{NB}(h)$), onde h equivale a uma profundidade de penetração do sinal EM num semi-espaço homogêneo de resistividade aparente ($\rho_a(T)$) para uma frequência (período) particular, que é multiplicada pelo gradiente da mesma ($m(T)$), isto em uma escala logarítmica (Jones, 1983). Essa profundidade é definida como:

$$\rho_{NB}(h) = |\rho_a| \frac{1 + m(T)}{1 - m(T)}, \quad (5.1.1a)$$

onde $m(T)$ é dado por:

$$m(T) = \frac{d \log(|\rho_a|)}{d \log(T)} = \frac{T}{\rho_a(T)} \frac{d\rho_a(T)}{dT} \quad (5.1.2a)$$

e h por:

$$h = \sqrt{\frac{\rho_a(T)T}{2\pi\mu_0}} \quad (5.1.3a)$$

onde μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo.

Note-se que profundidade de penetração implica em um fator de atenuação de aproximadamente $1/2$, ao invés do fator de atenuação $1/e$ comumente usado para a profundidade pelicular. Deve-se observar que essa transformação de período em profundidade não é uma conversão rigorosa de profundidade, sendo formalmente aplicável apenas em situações unidimensionais (1D, variação da resistividade do meio apenas com a profundidade) ou em situações em que as respostas MT podem ser aproximadas como 1D. Em situações geológicas mais complexas (resistividade varia tanto com a profundidade como horizontalmente), o método só é válido quando os dois modos de propagação da onda eletromagnética (TE e TM) são totalmente desacoplados e penetram às mesmas profundidades dos sinais em estruturas 1D (Jones, 2006).

5.2. Metodologia Empírica: Efeito de um Condutor Perfeito em Grandes Profundidades

De acordo com Berdichevsky e Dmitriev (2002), a melhor abordagem para avaliar a profundidade de investigação MT foi sugerida por Parker (1982). Ela se baseia na determinação da profundidade máxima na qual a inserção de um condutor perfeito e ilimitado em um perfil de resistividade tem um efeito detectável nos dados MT.

Partindo dessa hipótese, estabeleceu-se uma estratégia de busca para encontrar a profundidade máxima de sensibilidade de um modelo de distribuição de resistividades em subsuperfície aos dados experimentais. O procedimento utilizado consistiu na inserção de um condutor perfeito e ilimitado na base de um modelo 2D, derivado da inversão de dados experimentais, e proceder ao cálculo direto para verificar o efeito desse condutor sobre as curvas teóricas geradas pelo modelo. O procedimento é repetido para diferentes profundidades do condutor perfeito na busca daquela na qual o condutor começa a ser sentido pelos dados. Essa profundidade é determinada, comparando o ajuste dos dados experimentais aos dados teóricos produzidos pelo modelo (desvio quadrático médio - rms). Se o rms obtido com o condutor situado a uma determinada profundidade permanece o mesmo do modelo derivado da inversão 2D dos dados (sem o condutor) indica que os dados experimentais são insensíveis a essa profundidade. Por outro lado, quando o rms de uma determinada estação aumenta a partir de uma determinada profundidade do condutor significa que essa é a máxima profundidade de sensibilidade do modelo aos dados experimentais disponíveis para essa estação.

5.3. Resultados da Técnica Heurística

Uma aproximação da profundidade máxima de investigação foi obtida por meio da transformada de Niblett-Bostick, usando a equação (5.1.3a) e considerando a resistividade aparente do período máximo medido em cada estação. Os resultados são apresentados na Figura 5.3.1, sendo obtidas duas profundidades para cada estação, referentes aos modos TE e TM de propagação da onda EM.

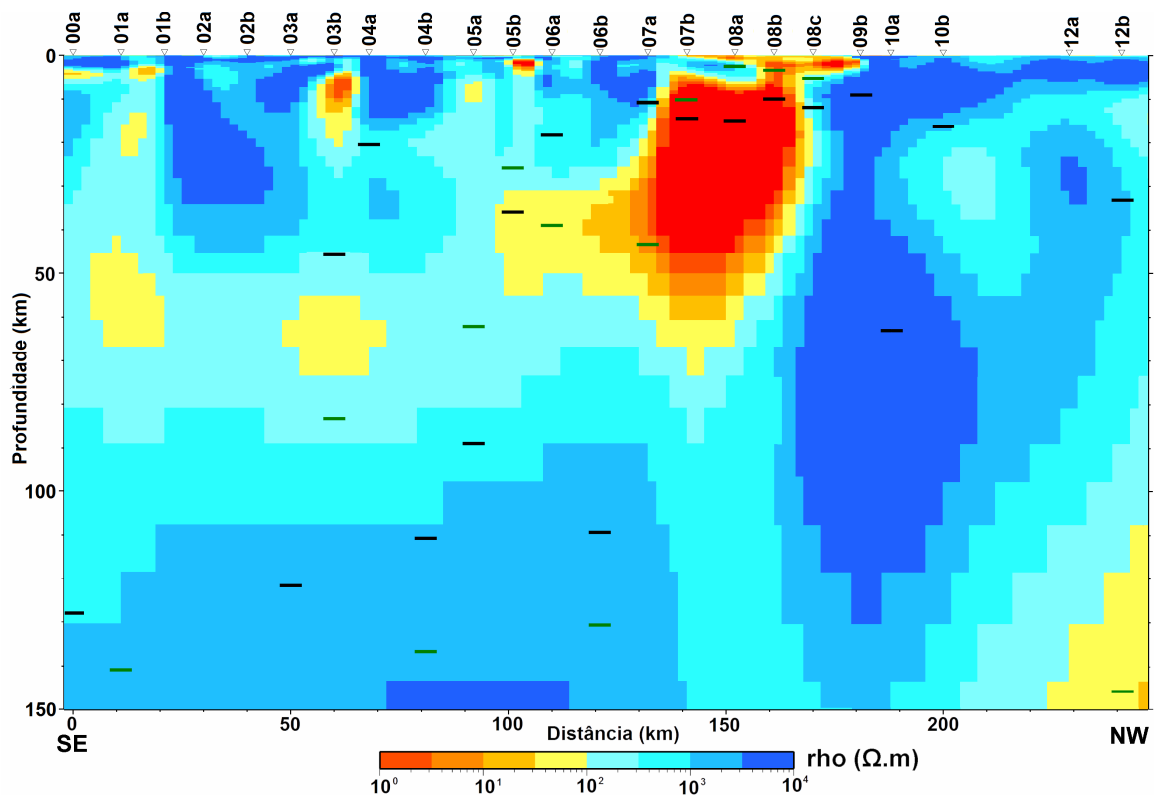


Figura 5.3.1. Profundidades máximas de investigação obtidas por técnica heurística para cada estação MT, sobrepostas ao modelo de resistividades 2D da província Borborema. Os traços pretos e verdes abaixo de cada estação indicam a profundidade máxima fornecida pela transformada de Niblett-Bostick, respectivamente para os modos TE e TM. A ausência de algum dos traços abaixo de alguma estação indica que a profundidade de penetração do sinal é superior a 150 km.

Genericamente, observa-se que a penetração no modo TM é maior que a do modo TE na maior parte dos casos. Conforme já observado por Jones (2006), esse fato pode ser explicado por ser a propagação da onda EM mais atenuada quando o campo elétrico é paralelo à direção de máxima condutividade (caso do modo TE na maioria das situações práticas) do que quando é perpendicular a essa direção (modo TM). A consequência é que geralmente o modo mais condutor (TE) requer períodos mais longos para penetrar às mesmas profundidades que o modo mais resistivo (TM).

A presença de estruturas condutoras na crosta superior constitui um forte componente no amortecimento dos sinais. O forte condutor entre as estações 07b e 08b limita significativamente a penetração do sinal, que fica confinado entre 10 km e 30 km de profundidade. Nas bordas SE e NW do perfil, o sinal EM, especialmente no modo TM, penetra na maioria das estações além da profundidade máxima apresentada no modelo.

5.4. Resultado da Técnica Empírica

As figuras 5.4.1 a 5.4.3 exemplificam o procedimento utilizado para derivar a profundidade máxima de sensibilidade do modelo aos dados experimentais, utilizando a técnica empírica aqui proposta.

Na Figura 5.4.1 é mostrado o modelo 2D obtido pela inversão dos dados do perfil (Figura 4.7.3) com um forte condutor (resistividade de 10^{-8} ohm.m, aqui considerado como um condutor perfeito) sobreposto a partir de 30 km de profundidade. A Figura 5.4.2 exemplifica o resultado da inserção desse condutor ao modelo, mediante a comparação das curvas teóricas geradas pelos modelos das Figuras 4.7.3 e 5.4.1 com os dados experimentais de 3 estações representativas do perfil (apresentado apenas para o modo TM). Observe-se que a presença do condutor altera significativamente o ajuste dos dados teóricos aos experimentais em duas das estações (04a e 12b). Isso significa que a profundidade máxima de sensibilidade dos dados nessas estações ao modelo 2D é superior à profundidade em que se encontra o condutor perfeito (30 km). Por outro lado, a estação 08b não apresenta qualquer efeito na curva teórica, um indicativo de que sua profundidade de sensibilidade é inferior a 30 km. Outro aspecto a observar na Figura 5.4.2 é que o efeito do condutor é sentido antes (períodos mais curtos) na fase que na resistividade aparente. Tipicamente, na estação 12b, a fase é modificada a partir de 1 s, enquanto a separação na resistividade aparente só aparece a partir de 10 s. Esse fato pode ser explicado por ser a fase mais sensível às transições de condutividade do que a resistividade aparente e, conseqüentemente, as detecta em períodos mais curtos (a fase está relacionada com a derivada logarítmica da resistividade; Weidelt, 1972).

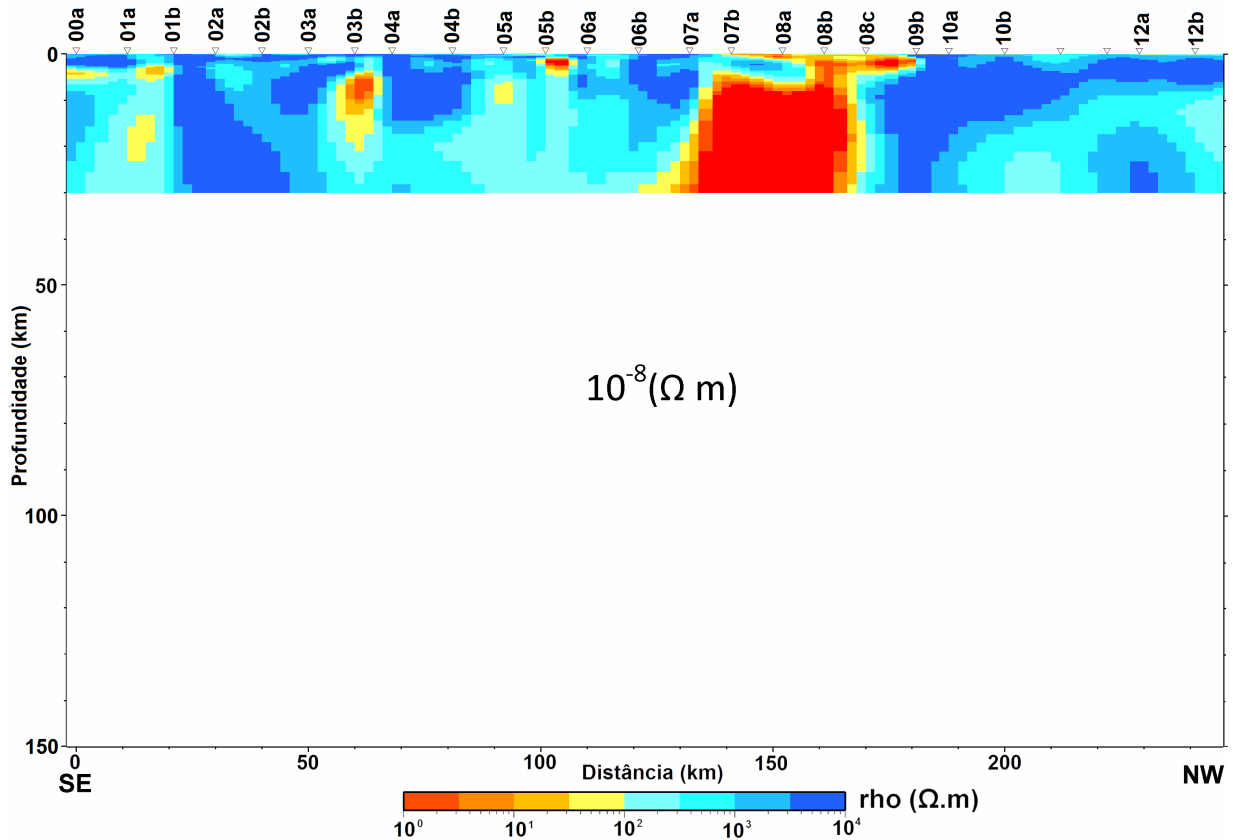


Figura 5.4.1. Modelo de resistividades 2D da Figura 4.7.3, sobreposto por um condutor perfeito a partir de 30 km de profundidade.

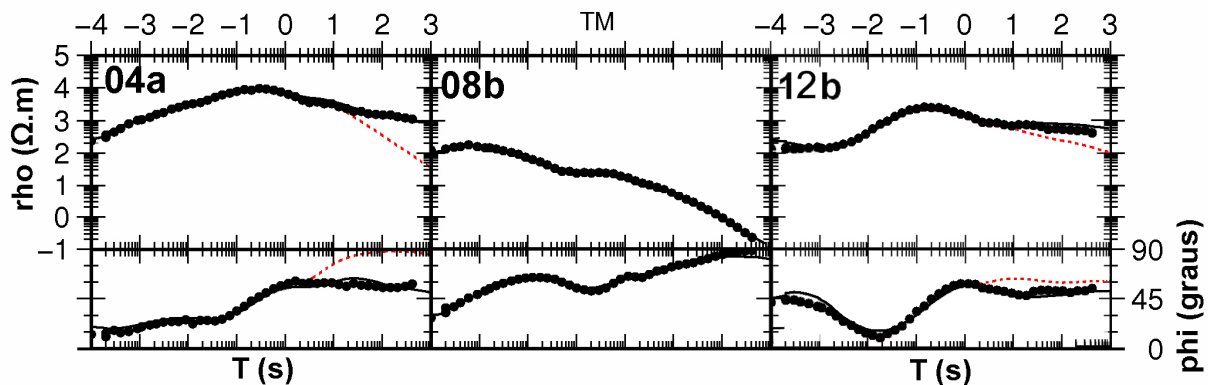


Figura 5.4.2. Comparação de curvas teóricas de resistividade aparente e fase com dados experimentais no modo TM para 3 estações do perfil SE Borborema. Pontos correspondem aos dados experimentais, linha contínua ao resultado teórico gerado pelo modelo da Figura 4.7.3 e linha tracejada ao resultado teórico gerado pelo modelo da Figura 5.4.1.

O procedimento foi repetido, considerando diferentes profundidades para o condutor no intervalo entre 15 km e 250 km. Conforme anteriormente descrito, a profundidade de sensibilidade do modelo foi determinada para cada estação comparando o rms do ajuste dos dados experimentais aos teóricos produzidos por modelos com o condutor perfeito em diferentes profundidades. A Figura 5.4.3 mostra a variação dos valores de rms em função da

profundidade do condutor para resistividade aparente e fase do modo TM nas 3 estações apresentadas na Figura 5.4.2. Na máxima profundidade indicada na figura (250 km), o rms é idêntico àquele obtido pelo modelo da Figura 4.7.3 em todas as estações. A manutenção desse rms em menores profundidades indica que os dados não sentem a presença do condutor. Quando há alteração no rms em relação ao do modelo 2D implica que o condutor passa a ser sentido e indica o limite de sensibilidade do modelo. Com base nos resultados dessa figura verificou-se que a estação 04a tem o ajuste de sua resistividade aparente afetada quando o condutor situa-se em profundidades inferiores a 150 km e a fase a partir de 200 km, enquanto na 12b as profundidades são 180 km (resistividade aparente) e 200 km (fase). Para a estação 08b não há qualquer alteração para a resistividade aparente mesmo com o condutor situado a 15 km de profundidade, enquanto a fase mostra sensibilidade apenas a partir de 30 km.

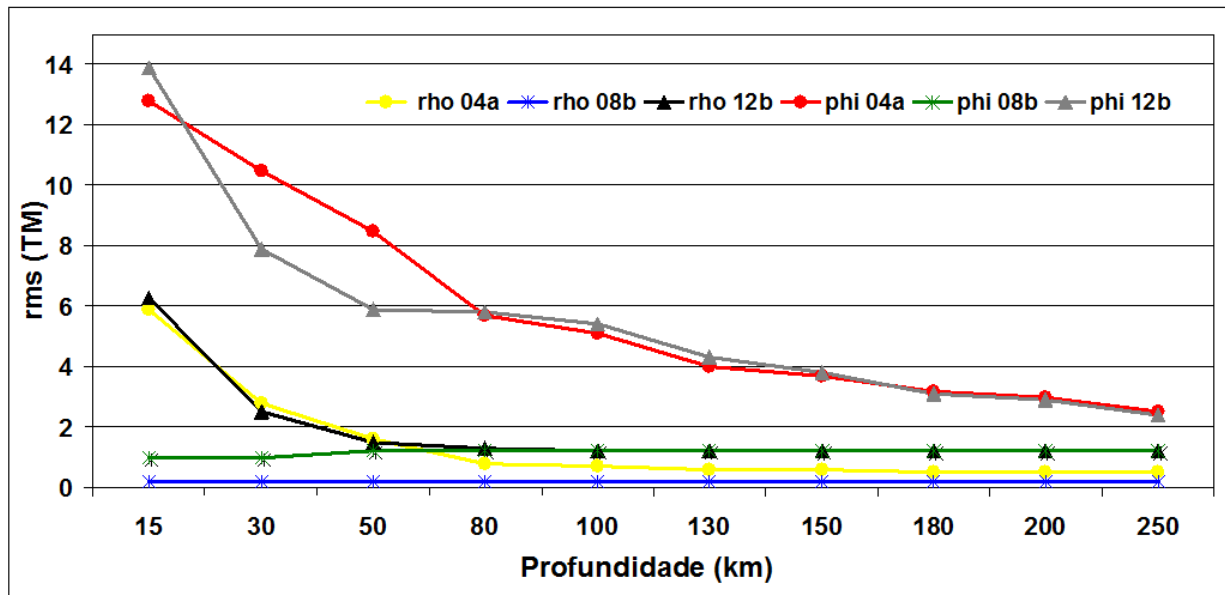


Figura 5.4.3. Variação dos valores de rms em função da profundidade do condutor perfeito para resistividade aparente e fase do modo TM nas estações 04a, 08b e 12b. Observar que, para facilitar a visualização dos resultados, o eixo de profundidade não está equiespaçado.

Análises similares foram feitas para todas as estações e considerando ambos os modos, TE e TM, de propagação da onda EM. Os resultados obtidos para a profundidade a partir da qual os dados experimentais sentem a presença do condutor perfeito são apresentados na Tabela 5.4.1. Em conformidade com as discussões apresentadas anteriormente, observa-se que, de modo geral, o modo TM alcança maiores profundidades que o TE e a fase maiores profundidades que a resistividade aparente. Também, a presença de um forte condutor na crosta superior sob a Bacia Jatobá (estações 07b a 08b) limita significativamente a propagação do sinal EM, que não alcança a crosta inferior e o manto superior nessa região.

Tabela 5.4.1. Profundidade em que os dados sentem a presença do condutor perfeito para as diferentes estações e funções de transferência MT.

Estação MT	phi TM (km)	phi TE (km)	rho TM (km)	rho TE (km)
00a	200	150	200	150
01a	200	200	200	150
01b	200	150	180	130
02a	200	200	200	50
02b	200	200	200	50
03a	200	150	200	100
03b	200	200	180	80
04a	200	150	150	100
04b	200	200	150	50
05a	200	200	80	80
05b	200	200	80	50
06a	200	200	80	50
06b	200	80	80	50
07a	100	100	80	50
07b	30	50	50	15
08a	30	15	50	15
08b	30	15	15	15
08c	200	180	100	30
09b	200	150	180	30
10a	200	200	200	180
10b	200	80	200	30
12a	200	180	200	80
12b	200	150	180	80

5.5 Comparação dos Resultados entre as Técnicas Heurística e Empírica

Na maior parte dos casos, o limite máximo de penetração do sinal EM é dado na técnica heurística pela profundidade máxima obtida na transformada Niblett-Bostick do modo TM e na técnica empírica pela profundidade máxima de sensibilidade dos dados ao condutor perfeito, nesse caso derivada da fase do modo TM. Pode-se considerar que essas são as profundidades máximas em que os dados trazem informação sobre a distribuição de condutividade em subsuperfície.

A partir dos resultados obtidos com as duas técnicas, é feita na Figura 5.5.1 uma comparação dos intervalos de profundidades alcançadas pelos sinais MT para todas as estações. Observa-se que a técnica empírica fornece maiores profundidades de penetração do sinal, um indicativo de que a estimativa dada pela técnica heurística é conservadora. Também, os resultados obtidos pela técnica empírica são lateralmente mais homogêneos, eliminando algumas oscilações locais apresentadas pela transformada de Niblett-Bostick. Esse resultado pode ser explicado pelo fato da técnica empírica considerar o efeito de um modelo 2D de distribuição de condutividades, enquanto a técnica heurística é baseada em uma transformada 1D. Devido à característica difusiva de propagação da onda EM, o sinal em uma determinada frequência sob uma estação não é afetado apenas pela distribuição de condutividades na vertical sob a estação, como suposto em um modelo 1D, mas também pelo que ocorre lateralmente, o que é considerado no modelo 2D. Por essas características, as profundidades derivadas pela técnica empírica são mais apropriadas que aquelas obtidas por meio da técnica heurística.

Em relação ao modelo 2D, os dados têm sensibilidade para a profundidade máxima exibida na Figura 4.7.3 em praticamente todas as estações do perfil. As exceções são as estações localizadas sobre a Bacia Jatobá, onde o forte condutor situado na crosta superior sob a bacia amortece o sinal EM de forma a não permitir que se tenha informação da crosta inferior e manto no intervalo medido de frequências.

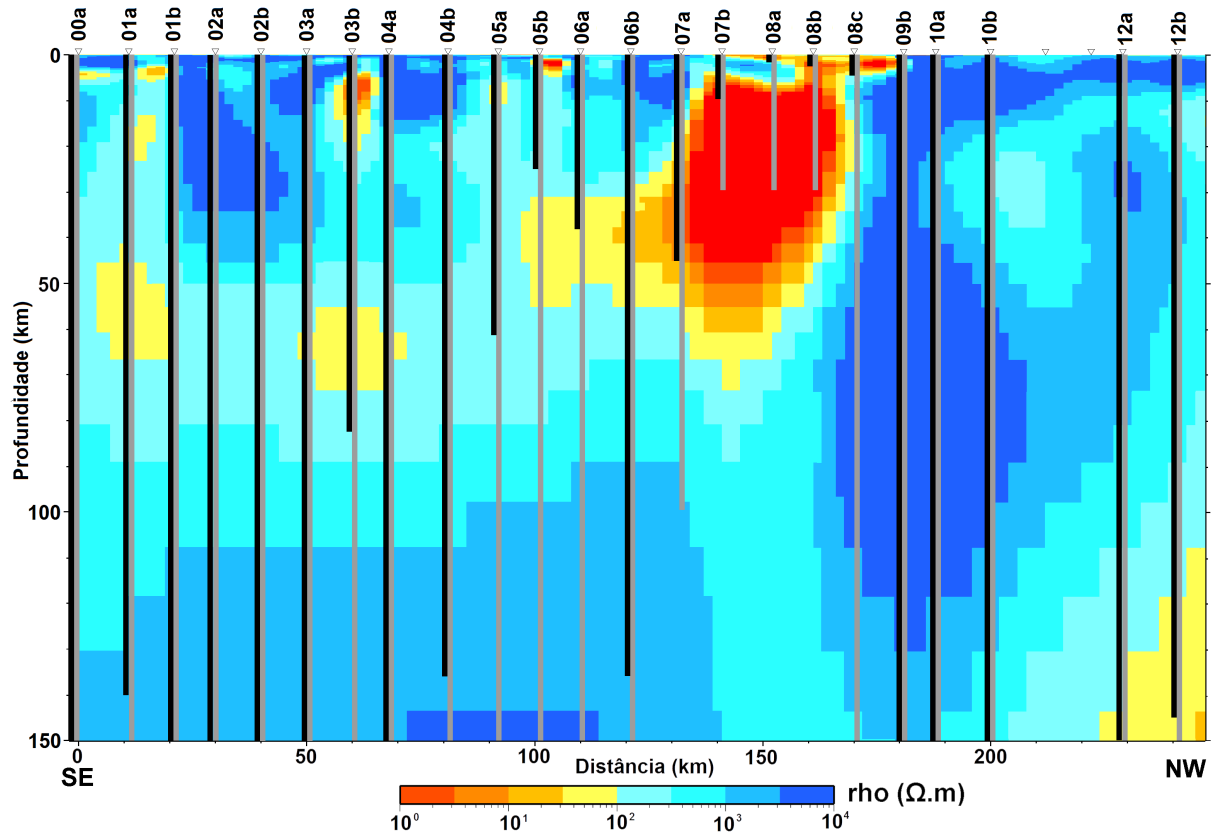


Figura 5.5.1. Comparação das profundidades máximas de penetração do sinal EM, sob o modelo 2D de inversão (Figura 4.7.3), dadas pela técnica heurística (preto) e pela técnica empírica (cinza). Na técnica heurística é usada a profundidade obtida pela transformada de Niblett-Bostick no modo TM e na técnica empírica o efeito do condutor perfeito sobre a fase do modo TM.

Essas profundidades máximas referem-se a um dos modos de propagação da onda EM. Modelos de condutividade derivados nesse caso só tem significado se a distribuição de condutividades for 1D, onde a condutividade varia apenas em função da profundidade. Excetuadas situações bastante específicas (caso de bacias sedimentares espessas ou grandes profundidades no manto) é raro se ter situações 1D em estudos de estruturas litosféricas. No caso de uma distribuição 2D de condutividades é necessário ter informação dos dois modos de propagação da onda EM para verificar a variação lateral das estruturas. Como o modo TE tem geralmente uma penetração menor que o TM, utiliza-se aqui a profundidade máxima de penetração definida por esse modo como o limite de validade da interpretação 2D do modelo.

Analogamente ao outro modo, a Figura 5.5.2 mostra uma comparação das profundidades alcançadas pelos sinais MT para o modo TE em todas as estações. Os resultados são bastante similares aos da Figura 5.5.1 em todo o perfil.

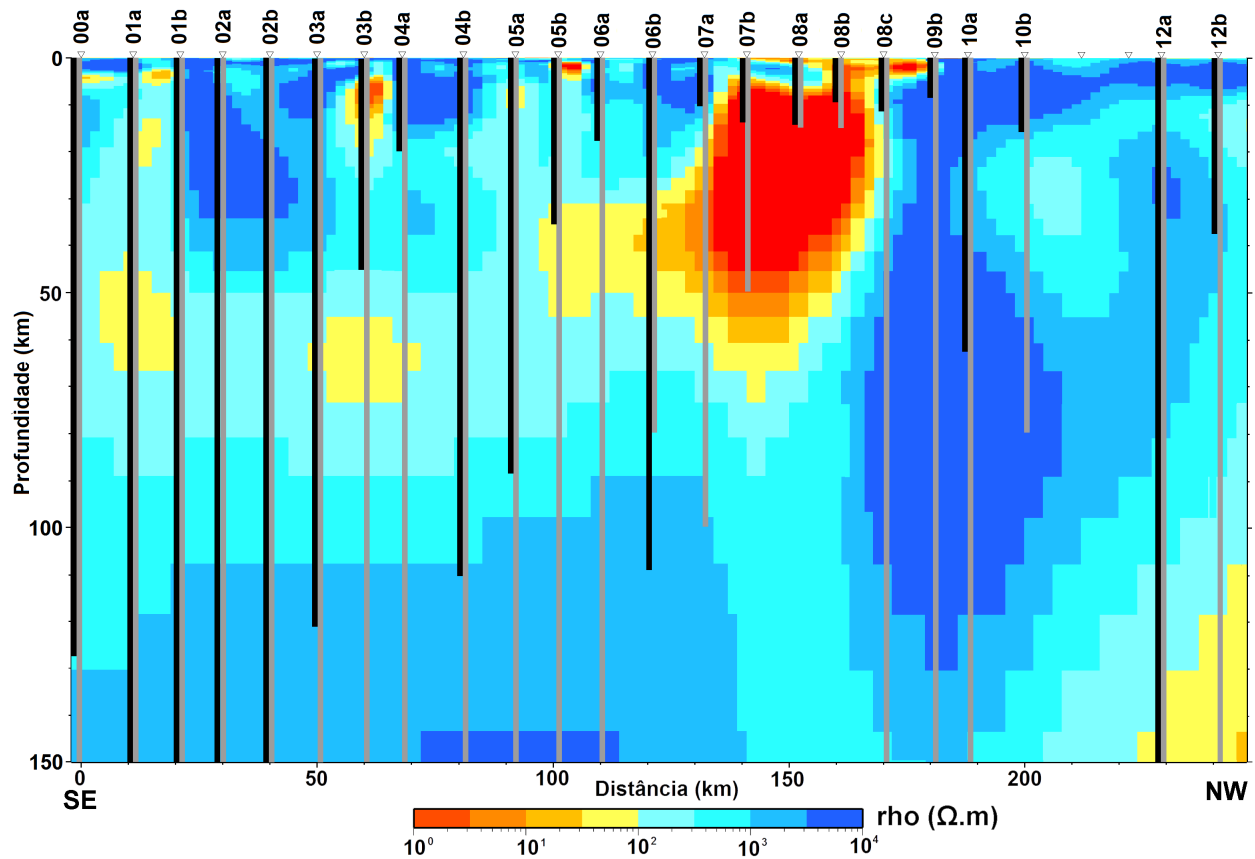


Figura 5.5.2. Comparação das profundidades máximas de penetração do sinal EM, sob o modelo 2D de inversão (Figura 4.7.3), dadas pela técnica heurística (preto) e pela técnica empírica (cinza). Na técnica heurística é usada a profundidade obtida pela transformada de Niblett-Bostick no modo TE e na técnica empírica o efeito do condutor perfeito sobre a fase do modo TE.

A técnica empírica aqui proposta é simples, baseada na introdução de um condutor perfeito e lateralmente ilimitado em diferentes profundidades de um modelo 2D de distribuição de condutividades e verificando seu efeito no ajuste dos dados por cálculo direto usando o próprio programa empregado na inversão dos dados. Pode ser utilizada tanto para averiguar o limite máximo de propagação do sinal EM, por meio do efeito sobre a fase do modo TM, como para definir o limite de validade da interpretação 2D do modelo, com o efeito sobre a fase do modo TE.

Por ser uma técnica exata de definição da profundidade máxima de sensibilidade dos dados experimentais ao modelo de condutividades derivado da inversão 2D dos dados, a técnica aqui proposta elimina a incerteza na definição dessas profundidades pelas técnicas heurísticas comumente usadas na literatura (em particular, a transformada de Niblett-Bostick). A comparação dos resultados de ambas as metodologias em um caso real mostra comportamento genericamente semelhante nas variações de profundidade. Porém, a metodologia heurística é geralmente mais conservadora na definição de profundidades e

fornece variações laterais entre as estações que não são compatíveis com um processo difusivo das ondas eletromagnéticas.

Em relação ao modelo de condutividades 2D para a região SE da província Borborema, os resultados mostram que o modelo pode ser interpretado até a profundidade máxima apresentada (150 km) em toda a porção sul e norte do perfil, compreendendo a Faixa Sergipana e o Terreno Pernambuco-Alagoas, e o Terreno Alto Moxotó. Sob a Bacia Jatobá o sinal só penetra na crosta superior (até cerca de 15 km).

VI RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Vetores de Indução

Os vetores de indução, cujo significado foi discutido em detalhe no capítulo 2 (seção 2.5.2), foram computados nas 25 estações para 53 diferentes períodos (Anexo IV). As figuras 6.1.1, 6.1.2, 6.1.3 e 6.1.4 mostram o comportamento dos vetores de indução em todas as estações do perfil em 8 períodos representativos. Para uma estruturação bidimensional, a situação ideal seria que os vetores apontassem em direção ortogonal ao *strike* geoeletrico anteriormente determinado e conseqüentemente paralelo à direção do perfil de sondagens. Deve-se também considerar que, para um mesmo período, os dados podem estar amostrando profundidades diferentes, dependendo da resistividade do meio, de acordo com o princípio do *skin depth* dos campos eletromagnéticos.

Nas primeiras faixas de períodos (0.01 s a 1.1 s), observa-se que os vetores não mostram qualquer orientação preferencial e alguns têm grande amplitude. Esses resultados podem ser explicados pelo fato desses vetores estarem afetados por pequenas estruturas superficiais próximas aos pontos de medida e sofrerem forte influência de ruído artificial na região. Em 1.1 s, observam-se amplitudes baixas nos vetores sobre a Bacia Jatobá, indicativo da característica aproximadamente 1D e alta condutividade das rochas sedimentares da bacia.

Em 18 s, a quase totalidade dos vetores sobre a Bacia Jatobá e ao sul dela aponta em direção a oeste. Nesse caso, eles são provavelmente controlados pela elevada condutância (produto de espessura e condutividade) das rochas sedimentares da Bacia Tucano. A influência dessa bacia permanece até períodos de 51 s, a partir do que os vetores ao sul da Bacia Jatobá sofrem rotação e passam a apontar paralelamente ao perfil.

Em 205 s, os vetores sobre a Bacia Jatobá e imediatamente ao sul dessa bacia são novamente muito fracos, sugerindo a presença de outra estrutura 1D condutora em maiores profundidades nessa região. Ao norte da bacia, os vetores são muito fracos em toda faixa de períodos de 18 a 205 s, indicativo de pouca variação lateral na estrutura geoeletrica subjacente a essa região.

Em 410s, a maioria dos vetores aponta para leste ou sudeste, refletindo efeitos da alta condutividade do oceano que começam a ser sentidos sobre os dados (efeitos de costa). A principal exceção é na Bacia Jatobá, onde o forte condutor sob a bacia ainda controla o comportamento dos vetores de indução.

Como resultado dessas análises conclui-se que os dados são influenciados por

importantes estruturas condutoras (Bacia Tucano e oceano, em períodos mais longos) laterais ao perfil de medidas. Com isso é necessário cuidado na interpretação dos resultados gerados por modelagem 2D.

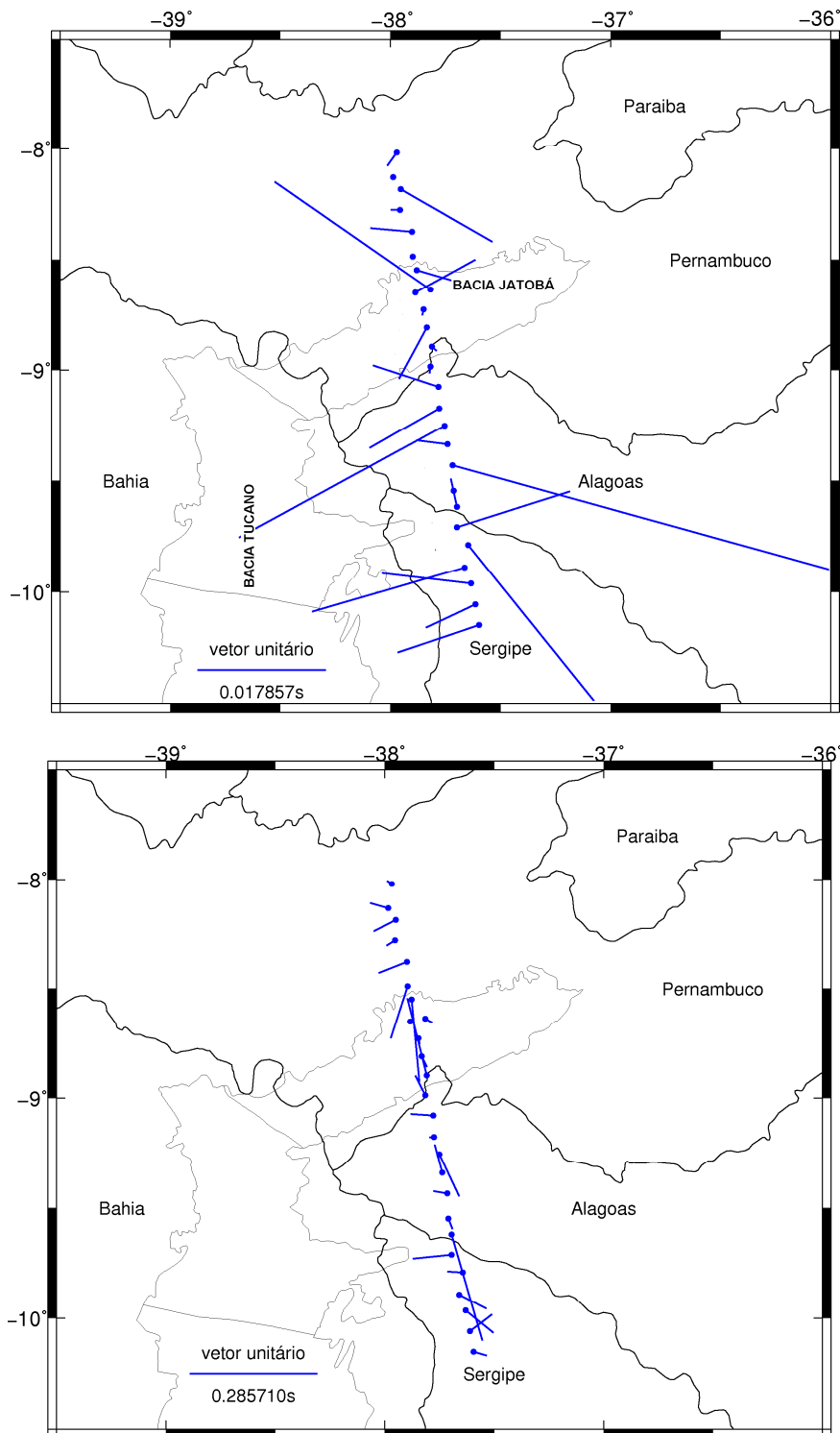


Figura 6.1.1. Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 0.02 s (a) e 0.3 s (b).

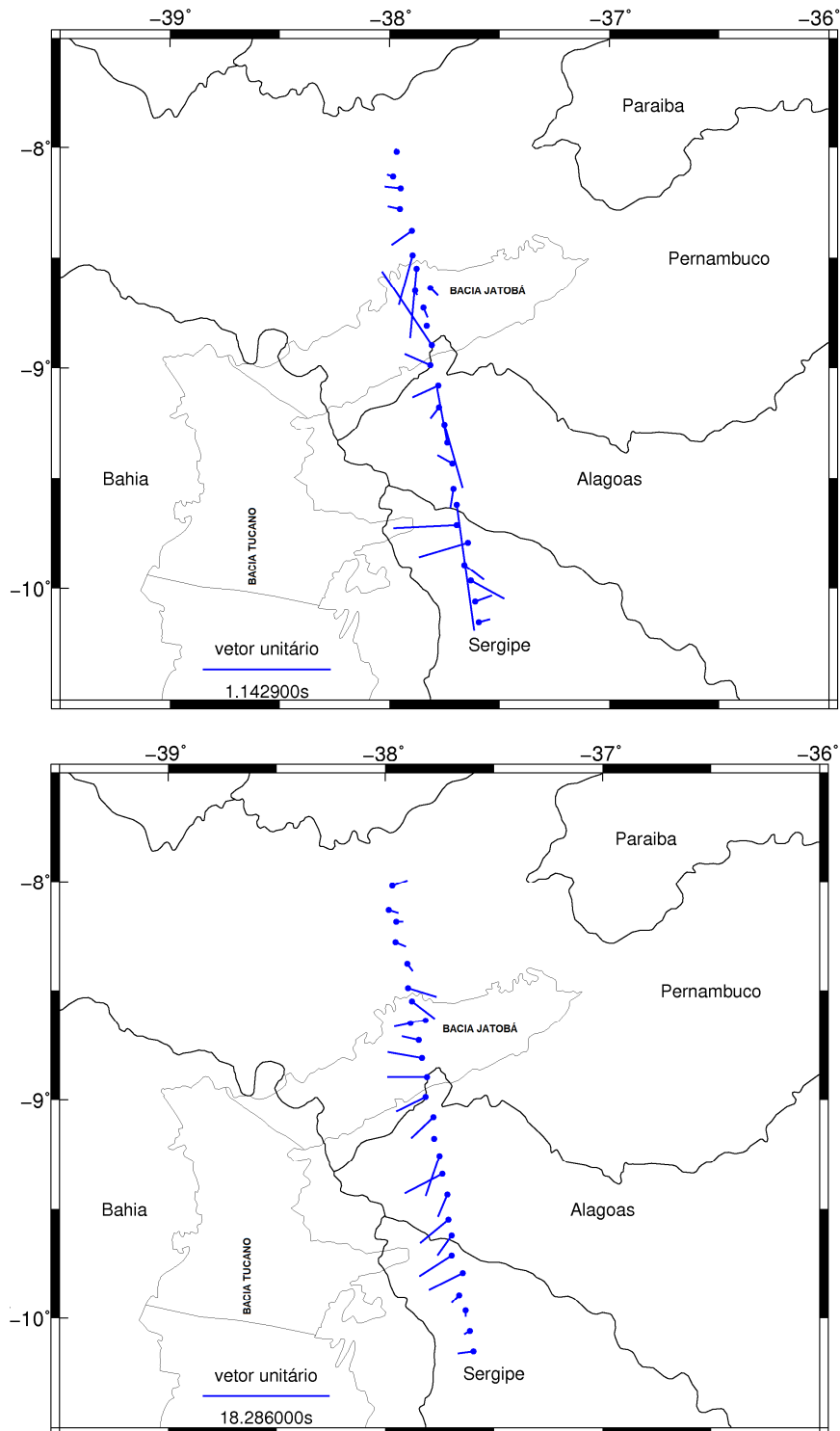


Figura 6.1.2. Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 1.1 s (a) e 18 s (b).

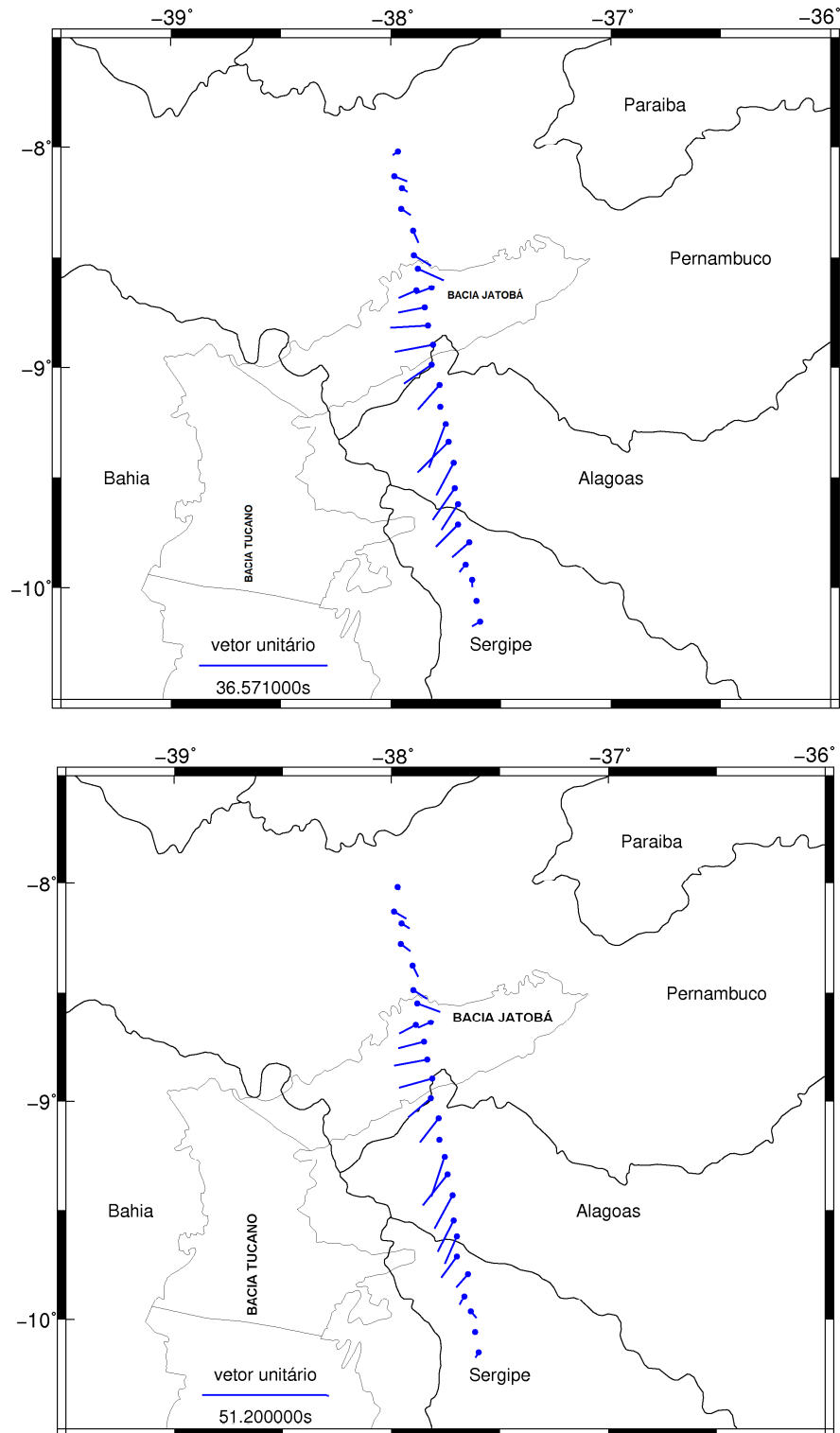


Figura 6.1.3. Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 37 s (a) e 51s (b).

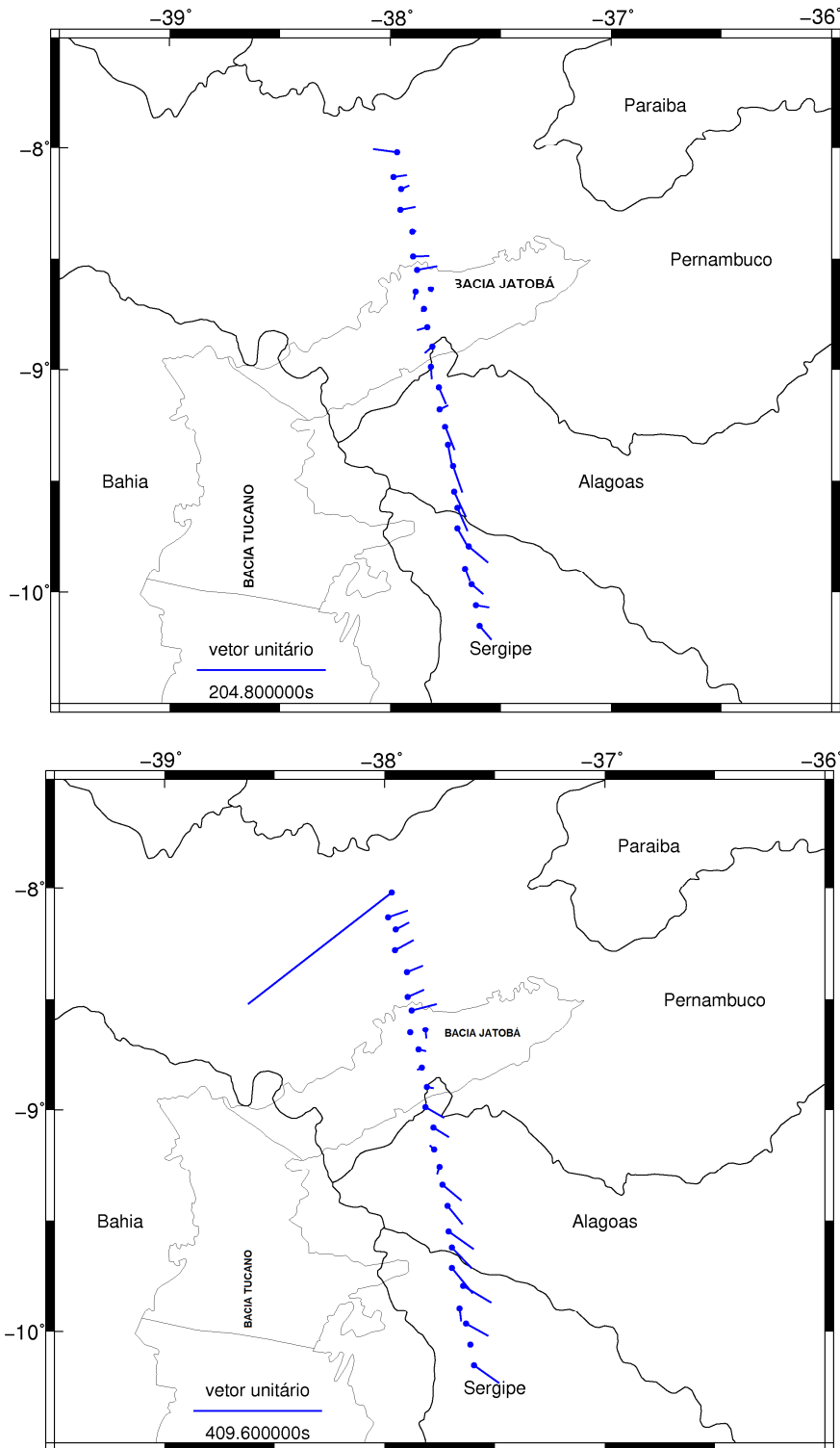


Figura 6.1.4. Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos de 205 s (a) e 410 s (b).

6.2 Modelo Geométrico Bidimensional

O modelo geométrico obtido pela inversão 2D dos dados MT do perfil que corta a porção SE da Província Borborema traz importantes informações sobre a variação da condutividade elétrica na crosta e manto superior sob essa região. O modelo é apresentado na figura 6.2.1, com seus limites de confiabilidade em profundidade definidos a partir da discussão no capítulo 5. É também sobreposto a uma descrição geológica simplificada ao longo do perfil e a resultados de refração sísmica, em um perfil aproximadamente coincidente ao MT, os quais estabelecem a profundidade do limite crosta-manto (Soares *et al.*, 2011).

A partir da distribuição da condutividade no perfil analisado foi possível discriminar duas regiões geoelectricamente distintas na crosta e manto litosférico. A primeira é confinada entre as estações 00a e 07a, com uma crosta moderadamente resistiva (~100 Ω .m a ~800 Ω .m). A segunda se situa na porção NW, entre as estações 09b e 12b. As rochas sedimentares são separadas na crosta superior-intermediária por anomalia com geometria ovalada de baixa resistividade, na ordem de 3 Ω .m, localizada particularmente na região do Bloco Pernambuco-Alagoas, abaixo da Bacia Jatobá e coincidente com o Lineamento Pernambuco (Figura 6.2.1).

Os resultados mostram variação da resistividade elétrica na crosta, o que pode implicar que existe forte variação lateral e, portanto, que as estruturas da crosta sejam diferentes. O modelo 2D apresentado sugere embasamento resistivo de menor profundidade na região SE. Na porção NW, coincidente com a região do Terreno Alto Moxotó, o modelo sugere uma raiz resistiva mais profunda. Esses resultados concordam com os dados de sísmica de refração (Soares *et al.*, 2011), que sugerem para a região NW do perfil uma crosta relativamente mais espessa que a da porção SE.

Na porção mais superficial, a crosta superior se apresenta muito resistiva, até a profundidade de aproximadamente 4 km a SE e até 10 km a NW. Somente na parte mais a NW do perfil, entre as sondagens 07b e 09b, ocorre, na crosta superior, uma camada estreita de baixo valor de resistividade na crosta superior, semelhante ao descrito anteriormente, que coincide com os depósitos sedimentares da Bacia Jatobá. Na região do manto superior, porção SE do perfil, ocorre uma camada sub-horizontal de menor resistividade, na ordem de 300 Ω .m, com profundidade entre 40 e 90 km, e extensão lateral de 130 km, aproximadamente.

A existência do contraste geométrico na porção SE da Província Borborema propõe os seguintes questionamentos:

- O Terreno Alto Moxotó localizado na Zona Transversal caracteriza uma região de colagem de blocos crustais, ocorrida no final do Neoproterozóico?
- Qual o significado do Lineamento Pernambuco ao norte do Terreno Pernambuco-Alagoas? Por que a crosta se espessa na região do Terreno Alto Moxotó?
- Como são os limites do Bloco Pernambuco-Alagoas (PEAL) com o embasamento da porção setentrional da Faixa Sergipana? São parte de um mesmo contexto geológico ou há sutura entre eles?

Um esboço das estruturas geoeletricas relevantes para a interpretação da crosta e manto superior na região SE da Província Borborema, com base no modelo apresentado e na geologia conhecida, é resumido em forma de *cartoon* na Figura 6.2.2. Os tracejados verdes estão relacionados a condutores, enquanto os contornos em azul estão relacionados às regiões resistivas. O Terreno Alto Moxotó (NW do perfil) é caracterizado por crosta muito espessa e resistiva, enquanto que a crosta sob a Faixa Sergipana e PEAL é significativamente mais fina e menos resistiva. A zona mais condutora na região do manto litosférico, na porção SE, representada por uma faixa verde, se estende desde o Domínio Macururé até o PEAL. O fino condutor próximo da superfície está relacionado com a Bacia Jatobá. Imediatamente abaixo da Bacia se observa um condutor que corresponde ao intervalo de profundidade de 5 km a 15 km (?). As linhas contínuas vermelhas representam zonas de cisalhamento.

6.3.1 Faixa Sergipana e Bloco Pernambuco-Alagoas

Na Faixa Sergipana e no PEAL as estruturas geoeletricas de grande porte são distintas quando comparadas com o observado no Terreno Alto Moxotó, com a separação ocorrendo nas proximidades da Bacia Jatobá (Lineamento Pernambuco). As variações resistivas presentes no modelo confirmam que a porção SE do perfil se diferencia internamente. São várias estruturas lado a lado com resposta geoeletrica crustal diferenciada, refletindo blocos de natureza diversa, com evolução tectônica distinta. Também o manto superior é distinto, sendo anormalmente condutor sob a Faixa Sergipana e o PEAL e resistivo até grandes profundidades sob o Terreno Alto Moxotó. Há indicação de anisotropia no manto anômalo de alta condutividade, indicada pela presença dos blocos condutores (em amarelo) em profundidades maiores que a Moho sob as estações 01a, 03b e 05b.

O modelo obtido sugere uma estruturação diferente para toda porção SE do perfil (Faixa Sergipana e PEAL). A anomalia condutiva, entre as estações 07b e 08c, se repete em

outras regiões do perfil (00a a 01b; 03b a 04a, 05a e 05b), com menos expressividade. Tal fato sugere que a porção SE do perfil respondeu de forma parecida aos esforços da abertura do Oceano Atlântico-Sul, no Cretáceo, diferente da região NW do perfil. Esses limites (zonas de cisalhamento de profundidades litosféricas) do Neoproterozóico, reativados no Cretáceo podem ter influenciado na organização e na geometria da Bacia do Tucano. A Figura 6.2.3 mostra o mapa geológico simplificado (Oliveira *et al.*, 2010a) correlacionado com o modelo geoeletrico apresentado. Cabe o registro de que os limites na porção SE, se projetados para dentro da Bacia do Tucano, coincidem com as zonas de cisalhamento observadas em superfície.

Diferentes fatores favorecem a diminuição da resistividade elétrica da crosta continental, entre eles: presença de fluidos salinos, grafita, sulfetos, óxidos metálicos e minerais hidratados (Duba e Shankland, 1982; Jones, 1992; Shankland *et al.*, 1997). No entanto, Ritter *et al.*, (2003) sugerem que, independentemente do material condutor presente nas rochas, é necessário que esteja razoavelmente bem interconectado para que diminua a resistividade. Medidas realizadas em laboratório mostram que filmes de grafita interligados podem diminuir a resistividade elétrica em várias ordens de magnitude (Nover *et al.*, 1998), o que poderia justificar as anomalias condutivas na crosta. Estudos realizados em zona condutora no oeste da Namíbia, utilizando dados MT, sugerem que zonas de cisalhamento são explicações plausíveis para justificar condutividades anômalas na crosta, devido ao alto teor de fluidos (soluções salinas), alta permeabilidade e presença de sulfetos e/ou grafita (Ritter *et al.*, 2003). Fusão parcial também pode reduzir a resistividade elétrica, mas para que isso ocorra em profundidades crustais, são necessárias altas temperaturas, acima de 700 °C, o que somente pode ser encontrado em regiões tectonicamente ativas (Schwarz, 1990).

As respostas MT mostram estrutura geoeletrica sub-horizontal de menor resistividade, da ordem de 300 Ω .m entre 40 km e 90 km de profundidade, sob a região da Faixa Sergipana e do PEAL. Em profundidades de manto superior, Jones *et al.*, (2008) sugerem que a presença de filmes conectados de grafita, pode fornecer baixos valores de resistividade. De acordo com Hefferan e O'Brien (2010), a estabilidade da grafita se dá em profundidades inferiores a 100 km, compatíveis com as do condutor observado no modelo de inversão 2D apresentado. Outras fontes alternativas de maior condutividade do manto superior incluem presença de fluido aquoso livre, minerais condutores (sulfetos) e material fundido (Jones, 1999, Jones *et al.*, 2008). Neste trabalho é sugerido como causa mais provável para a alta condutividade no manto sob a Faixa Sergipana e o PEAL, a presença de carbono sob forma de grafita interconectada. Os filmes de grafita tenderiam a facilitar o fluxo de corrente ao longo da

direção de máxima interconexão, favorecendo a anisotropia observada.

6.2.1.1. A Crosta nas Diferentes Unidades da Faixa Sergipana e do PEAL

A distribuição de resistividade na crosta é heterogênea, tanto verticalmente quanto lateralmente. A partir desses resultados, verifica-se que a porção SE do perfil é balizada por importantes descontinuidades crustais e internamente apresenta variações que podem estar relacionadas com o comportamento diferenciado de cada domínio tectônico na superfície.

Domínio Macururé: O Domínio Macururé é marcado por crosta superior resistiva (com cerca de 3 km de profundidade), com condutor na crosta média. Esse condutor subvertical coincide com a ZCBMJ (Figura 6.2.3) o que indica que esta zona de cisalhamento alcança grandes profundidades no interior da crosta.

Domínio Marancó-Poço Redondo: Proposto por Carvalho (2005) como um único domínio, as unidades Marancó e Poço Redondo apresentam características geoeletricas parecidas. Sua crosta extremamente resistiva é justificada pelos granitos observados nas unidades. A partir da distribuição geoeletrica do perfil é evidente que o domínio Marancó-Poço Redondo possui características geoeletricas distintas dos domínios vizinhos, o que também pode ser observado na geologia (Carvalho, 2005). Na transição Marancó-Poço Redondo-Canindé, não aparece um condutor subvertical como no caso anterior (Domínio Macururé). Há apenas uma justaposição de dois terrenos com condutividade distinta: resistivo (Marancó-Poço Redondo) e condutor (Canindé), sugerindo possível zona de sutura.

Domínio Canindé: O Domínio Canindé (estações 03a e 03b) é bem mais condutor que os demais domínios da Faixa Sergipana. Há interpretação de que este domínio seja um *rifte* intracontinental (Nascimento, 2005; Oliveira *et al.*, 2010a). Nesse caso, a condutividade localizada poderia estar associada à presença de material mais condutor vindo do manto. Neste trabalho essa anomalia de baixa resistividade na litosfera abaixo da estação 03b está associada a uma possível zona de sutura, já evidenciada por Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994), preenchida por xisto grafitoso, mapeado neste domínio (Brito *et al.*, 2011). O modelo apresentado sugere que a região onde se localizam as estações 03a e 03b marca o limite do embasamento entre a Faixa Sergipana e o PEAL.

Bloco Pernambuco-Alagoas (PEAL): O PEAL (estações 04a a 07a) é geoeletricamente heterogêneo. Apresenta estruturas resistivas de aproximadamente 300 Ω .m. Nessa região se observa, ainda, blocos muito resistivos (10000 Ω .m) que podem estar associados aos corpos graníticos-migmatíticos e batólitos graníticos mapeados na área. Próximo à superfície (estação

05b) encontra-se uma estrutura de baixa resistividade (em torno de $3 \Omega.m$). Assim, não há sentido chamar o PEAL de maciço ou bloco, como na literatura (Oliveira *et al.*, 2010). Mais adequado seria chamá-lo de complexo com várias subunidades internas, conforme sugerido por Da Silva Filho *et al.* (2002).

Apesar de a literatura não trazer qualquer informação adicional sobre a presença de grafita na região do perfil analisado, com exceção do Domínio Canindé (Brito *et al.*, 2011), parece razoável sugerir grafita ou fluidos presentes nas zonas de cisalhamento observadas, como fonte dos condutores mais rasos (estações 00a, 01a, 03b e 05b). Sulfetos também devem ser considerados como possível causa de anomalia condutiva, uma vez que evidências de campo são conhecidas na região da Faixa Sergipana (Tesch *et al.*, 1980; Oliveira e Tarney, 1990; Guimarães *et al.*, 1991; Mendes e Brito, 2009; Da Silva filho *et al.*, 2010). Em resumo, a origem dos pequenos condutores crustais encontrados nos dados observados permanece incerta.

6.2.2 Bacia Jatobá

O modelo proposto exhibe um condutor na parte superficial do perfil, caracterizada por rochas sedimentares da Bacia Jatobá. Esse condutor (estações 07b a 08c) é espacialmente localizado no mapa geológico. A região anômala de baixo valor de resistividade coincidente com a Bacia Jatobá apresenta espessura sugerida de 4 km na região onde estaria localizado o seu depocentro (estação 08c). Imediatamente abaixo da Bacia Jatobá aparece outro forte condutor na crosta superior, que se estende desde pouco além da borda sul da bacia até pouco mais que seu centro. Esse condutor coincide com região de menor espessura da crosta indicada por dados sísmicos e anomalia gravimétrica (Soares *et al.*, 2011, Pinheiro *et al.*, 2011).

De acordo com Shankland e Ander (1983), de 0.01 % a 0.1 % volume de água livre mantidos em poros de fratura são suficientes para explicar condutores observados na crosta. Segundo Keller e Frischknecht (1966) e Hyndman e Shearer (1989), com o aumento da profundidade e o incremento da salinidade tem-se um aumento na condutividade. Dados do poço IMST0000 - PE, perfurado pela Petrobrás, indicam saturação em água doce até 1500 m de profundidade. A partir dessa profundidade foi observada saturação em água salobra (Luiz e Moura, 1963). Somado a isso, diversos estudos realizados comprovam que o Lineamento Pernambuco está sendo reativado em dias atuais (Ferreira *et al.*, 2008; Lima Neto, 2009; Lopes *et al.*, 2010). Com essas evidências, a alta condutividade encontrada imediatamente

abaixo da Bacia Jatobá pode ser explicada por uma crosta superior fraturada preenchida por fluidos salinos provenientes da bacia sobrejacente.

O movimento divergente de placas que culminou com a fraturamento e ruptura do continente Gondwana, separando a América do Sul e a África no Cretáceo (Szatmari *et al.*, 1987), teriam gerado esforços que rotacionaram a crosta, dando origem à Bacia Jatobá (e Recôncavo-Tucano), o que justificaria a ausência de magmatismo na região. Tais esforços teriam originado a zona de fraturamento sugerida pelo modelo geoeletrico. Esses blocos falhados, reativados em dias atuais, estariam permitindo ao fluido observado na bacia migrar para profundidades maiores, o que estaria consequentemente aumentando a condutância observada na região. Assim, a hipótese sugerida para o forte condutor observado no modelo geoeletrico está associada a sistema de fraturamento, com movimento de falha transcorrente (Vauchez *et al.*, 1995; Lima Neto, 2009), reativada nos dias atuais.

Na Bacia Jatobá existe um mínimo gravimétrico que pode ser explicado por 4 km de pacote sedimentar, sugerido pelos dados MT. Esse mínimo gravimétrico dá suporte à interpretação de menor densidade na crosta da região. O condutor intracrustal sob a bacia do Jatobá não tem equivalente na gravimetria, e tem semelhança com uma feição condutora na borda sul do Cráton São Francisco e norte da Bacia do Paraná. Junto há um resistor. Esse par condutor-resistor é associado à zona de sutura entre dois blocos litosféricos (Bologna *et al.*, 2011a). Os dados apresentados nesse trabalho sugerem que uma zona de cisalhamento de escala litosférica, Lineamento Pernambuco, marca a posição da origem da Bacia Jatobá no Cretáceo, quando houve o estiramento mais a leste no início da quebra do Gondwana ocidental e abertura do Atlântico sul nessa latitude (Ussami *et al.*, 1986). O fato do condutor intracrustal sob a Bacia Jatobá não ter equivalente na gravimetria indica que o método gravimétrico pode não ter resolução para detectar presença de crosta superior fraturada, associada neste trabalho ao condutor observado.

6.2.3 O Lineamento Pernambuco e o Terreno Alto Moxotó

A Província Borborema é considerada parte integrante do extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan Africano. O seu contexto geológico é bem conhecido, com a identificação de grandes segmentos crustais ou domínios tectônicos que se encontram seccionados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.*, 2000). No entanto, não há consenso entre os pesquisadores se as extensas zonas de cisalhamento limitam ou não domínios tectônicos com evolução geológica distinta. Um dos casos é o

Lineamento Pernambuco (Brito Neves, 1983; Davison *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001; Van Schmus *et al.*, 1995; Jardim de Sá, 1994; Oliveira, 2008; Novo Barbosa, 2008; Melo, 2002)

O limite entre o PEAL e o Terreno Alto Moxotó é claramente identificado no modelo geoeletrico proposto. Esse limite expressivo, marcado pela estação 09b, é coincidente com a região do Lineamento Pernambuco, ao norte do qual ocorre espessamento crustal da Província Borborema. Os dados apresentados indicam que o Lineamento Pernambuco representa importante descontinuidade litosférica, separando blocos com características geofísicas e geológicas distintas. Desta forma, a porção NW do perfil caracteriza uma região de colagem de blocos crustais, sendo o Lineamento Pernambuco um importante divisor, com profundidade litosférica e não crustal como sugerido por Oliveira (2008) e Novo Barbosa (2008).

A crosta do Terreno Alto Moxotó não apresenta as mesmas características de variação lateral de condutividade da Faixa Sergipana e do PEAL, sendo a porção SE totalmente distinta da porção NW do perfil. Dados geocronológicos demonstram contraste entre rochas supracrustais do Terreno Alto Moxotó e as de outros terrenos da Zona Transversal, de idade meso a neoproterozóica, o que impede sua correlação e implica em individualização desse terreno como um compartimento tectônico independente dos demais (Santos *et al.*, 2004). A alta resistividade observada na porção NW sugere uma crosta mais antiga. A resistividade em torno de 10000 $\Omega.m$ é típica de rochas paleoproterozóicas que corresponderiam ao embasamento do Terreno Alto Moxotó (Santos *et al.*, 2004; Rodrigues, 2008).

Os dados geofísicos apresentados indicam que o Lineamento Pernambuco representa o traço de uma antiga zona de subdução, com estrutura altamente resistiva mergulhando para SE. O conjunto de evidências permite sugerir o Terreno Alto Moxotó como uma antiga placa continental que colidiu no Neoproterozóico com o PEAL, durante a colagem da Orogenia Brasileira. O limite apresentado pelo modelo proposto, separando blocos com características geoeletricas distintas (estação 09b), é caracterizado, neste trabalho, como indicativo de colagem de blocos crustais com possível mergulho do Terreno Alto Moxotó sob PEAL.

Os dados geofísicos obtidos indicam a existência de diferente estrutura na crosta entre as estações 10b e 12a, justificado pelo fato da direção estrutural geoeletrica ser totalmente distinta do que é observado em toda região. Dados MT disponíveis não permitem mapear essa estrutura, dado que seria necessário perfil de direção EW nessa região, cortando a direção do *strike* geoeletrico (Ver seção 4.5.2). Informações complementares, como as de anomalia

gravimétrica (Figura 6.2.4), foram sobrepostas ao modelo de inversão 2D. A interpretação dos dados gravimétricos permitiu a separação da região estudada em vários compartimentos geofísicos-tectônicos (Oliveira, 2008), cujos limites tectônicos são caracterizados por meio de faixas alongadas de anomalias gravimétricas positivas, sendo uma delas correlacionada com o Lineamento Pernambuco e coincidente com estrutura condutiva observada no modelo 2D de inversão MT. Essa zona definida como um alinhamento geofísico principal marca o eixo de um par gravimétrico positivo-negativo cujos parâmetros sugerem uma estrutura crustal profunda (Oliveira, 2008)

A forte coerência entre o modelo geoeletrico e os dados permite concluir que a crosta da Faixa Sergipana e do PEAL foi significativamente estirada no Cretáceo, resultado da ruptura dos continentes Sul Americano e Africano. O Terreno Alto Moxotó funcionou como região de maior resistência ao estiramento, fazendo com que o afinamento crustal, observado a partir de dados de refração sísmica (Soares *et al.*, 2011), fosse mais expressivo nos subdomínios da porção SE do perfil. Portanto a configuração geotectônica litosférica atual da Província Borborema indica resultado desse estiramento, na qual parte dos vestígios das estruturas tectônicas de grandes profundidades formadas durante a orogenia Brasileira foi encoberta pelo último episódio tectônico responsável pela fragmentação do Gondwana ocidental.

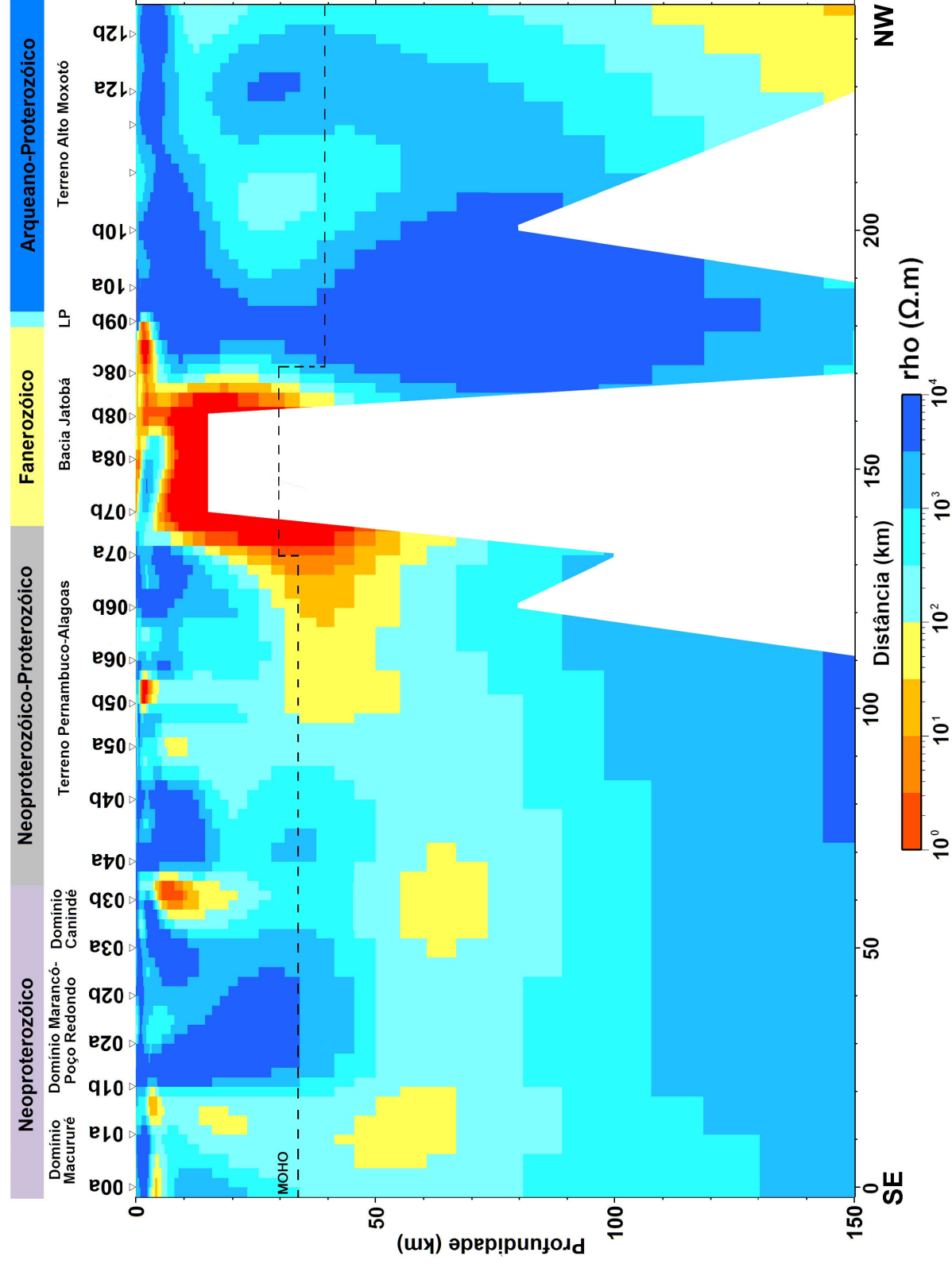


Figura 6.2.1. Modelo final de inversão 2D para a porção SE da província Borborema, utilizando a menor profundidade dada pelos modos TM e TE, com geologia simplificada (Oliveira *et al.*, 2010a) e dados de refração sísmica (Soares *et al.*, 2011). LP – Lineamento Pernambuco.

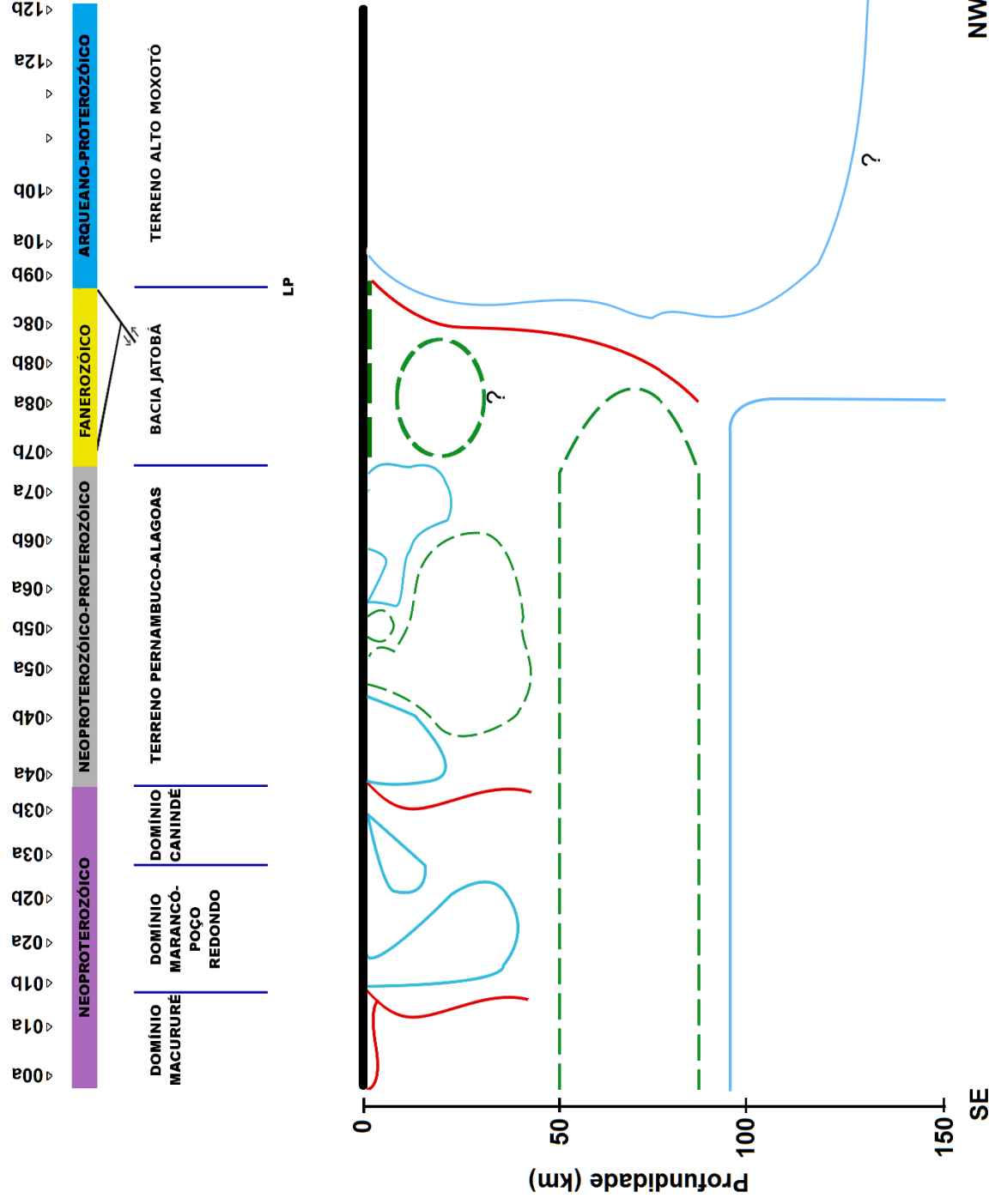


Figura 6.2.2. Esboço das estruturas geoeétricas do modelo apresentado, com geologia simplificada (Oliveira *et al.*, 2010a) LP – Lineamento Pernambuco. Os tracejados em verde representam regiões condutoras, as linhas contínuas em azul relacionadas às regiões resistentes e as linhas contínuas em vermelhas representam zonas de cisalhamento.

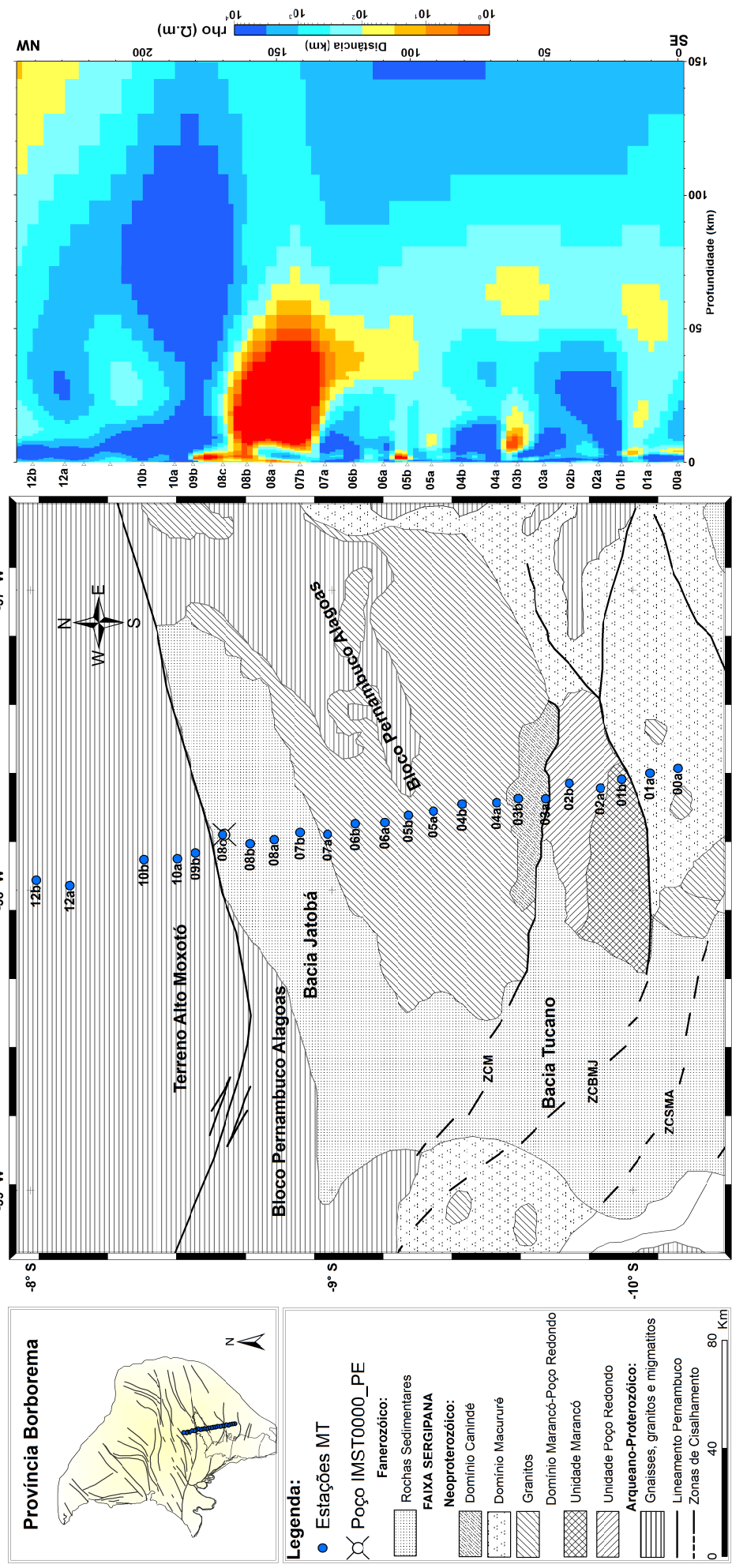


Figura 6.2.3. Modelo de inversão 2D para a porção SE da provincia Borborema correlacionado com mapa geológico simplificado da região SE da Provincia Borborema, com a localização das estações MT. O Domínio Marancó-Poço Redondo é separado em dois subdomínios. ZCM, ZCBMJ e ZCSMA são, respectivamente, zona de cisalhamento Macururé e São Miguel-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo. Modificado de Oliveira *et al.*, (2010a).

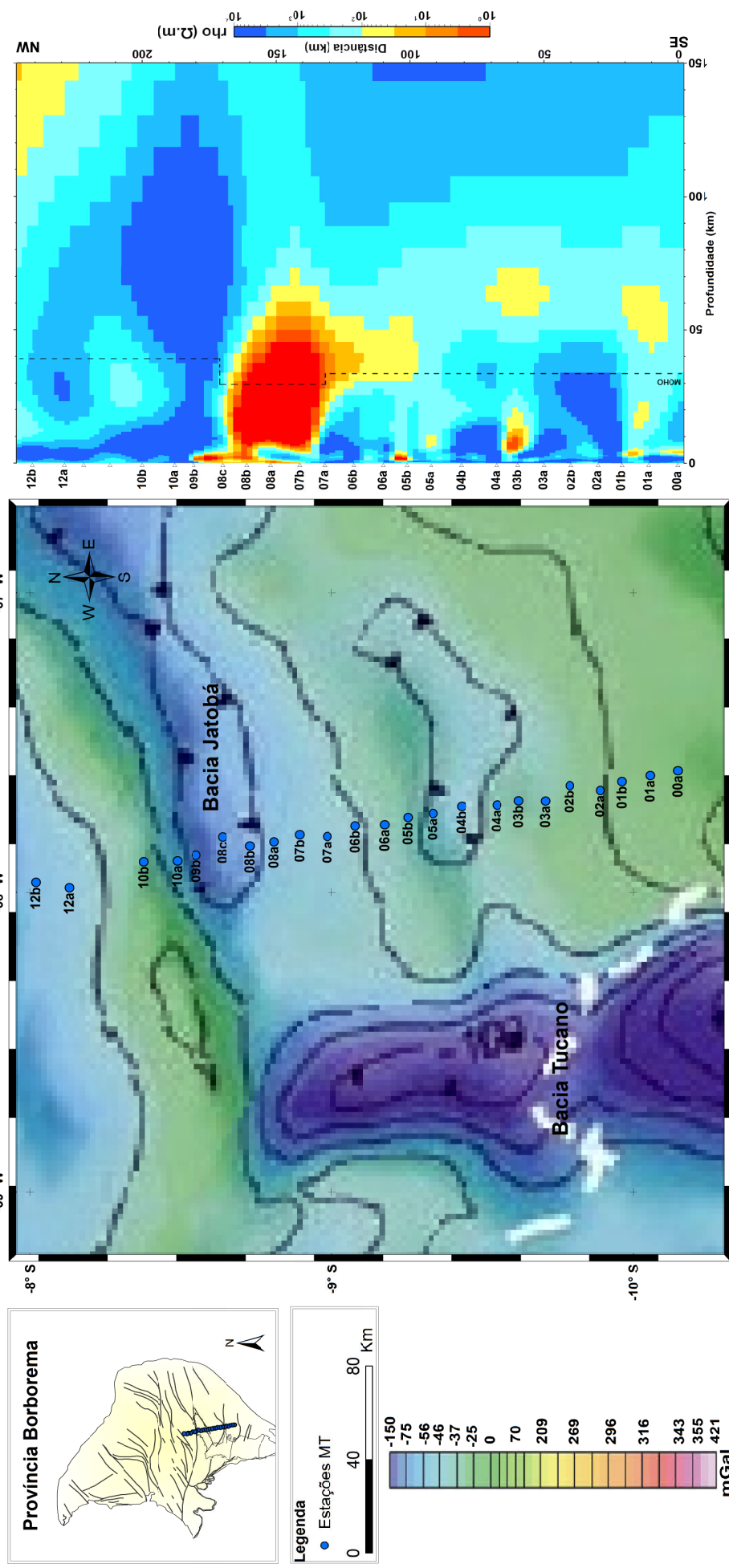


Figura 6.2.4 Modelo de inversão 2D para a porção SE da Província Borborema, correlacionado com mapa de anomalia *Bouguer* (Oliveira, 2008) e dados de refração sísmica (Soares *et al.*, 2011).

VII CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

O método magnetotelúrico é usado para investigar as características de resistividade em subsuperfície. Zonas anômalas são localizadas e seus valores obtidos. Os dados medidos são invertidos para modelo 2D e finalmente, imagens com valores e distribuição da resistividade em função da profundidade são obtidos ao longo do perfil. O problema então, é interpretar a anomalia em termos de restrições geológicas e tectônicas. A elaboração do modelo MT 2D para porção SE da Província Borborema representa um avanço importante para a comunidade geocientífica, visto que ainda são escassas as informações sobre estruturas profundas nessa região.

A partir dos resultados obtidos, foi possível concluir que a direção geoeétrica regional mais adequada é N70E. O modelo geoeétrico final, proveniente da inversão conjunta dos modos TE e TM, permitiu discriminar duas regiões geoeetricamente distintas na crosta e manto litosférico. A porção SE do perfil se diferencia internamente. Isto é confirmado pelas variações resistivas presentes no modelo, sendo possível descrever os respectivos limites. O modelo obtido sugere uma estruturação diferente para toda porção SE do perfil (Faixa Sergipana e PEAL). O que sugere que a porção SE do perfil respondeu de forma parecida aos esforços que culminaram com o fraturamento e ruptura do continente Gondwana, separando a América do Sul e a África no Cretáceo, diferente da região NW. As anomalias condutivas observadas no modelo geoeétrico entre as estações 00a e 01b, 03b e 04a, 07b e 09b,, associadas neste trabalho a zonas de cisalhamento, de profundidades litosféricas, do Neoproterozóico reativadas no Cretácio, podem ter influenciado na organização e na geometria da Bacia do Tucano.

O resultado do modelo de inversão 2D mostra uma estrutura geoeétrica subhorizontal de menor resistividade sob a região da Faixa Sergipana e do PEAL. Os dados apontam, em grande escala, uma homogeneidade do manto superior, sugerindo que a porção SE do perfil parece fazer parte de um mesmo contexto geológico.

A alta resistividade observada na porção NW, região do Terreno Alto Moxotó, sugere uma crosta mais antiga. Os dados geofísicos apresentados indicam traço de uma antiga zona de subdução na região do Lineamento Pernambuco, com uma estrutura altamente resistiva mergulhando para SE. Nessas condições, é sugerido que o Terreno Alto Moxotó representa antiga placa continental que colidiu no Neoproterozóico com o PEAL, durante a colagem da Orogenia Brasileira. Assim, o limite bem marcado entre os blocos com características

geolétricas distintas na porção NW do perfil pode ser caracterizado como indicativo de colagem de blocos crustais, com possível mergulho do Terreno Alto Moxotó sob PEAL.

A forte coerência entre o modelo geolétrico e os dados permite concluir que a crosta da Faixa Sergipana e do PEAL foi significativamente estirada no Cretáceo, resultado da ruptura dos continentes Sul Americano e Africano. O Terreno Alto Moxotó funcionou como região de maior resistência ao estiramento, fazendo com que o afinamento crustal, observado a partir de dados de refração sísmica (Soares *et al.*, 2011), fosse mais expressivo nos subdomínios da porção SE do perfil. Portanto a configuração geotectônica litosférica atual da Província Borborema indica resultado desse estiramento, na qual parte dos vestígios das estruturas tectônicas de grandes profundidades formadas durante a orogenia Brasileira foi encoberta pelo último episódio tectônico responsável pela fragmentação do Gondwana ocidental.

Os dados de indução eletromagnética sugerem para toda a região de estudo características geofísicas de alta resistividade elétrica. Entretanto, a litosfera na porção da Faixa Sergipana e do PEAL apresenta uma maior condutância.

Para uma correlação mais adequada com as características geológicas superficiais existentes sugere-se que se realize um levantamento MT com direção EW para mapear provável estrutura na crosta entre as estações 10b e 12a, pelo fato da direção estrutural geolétrica ser distinta do que é observado em toda região ao longo do perfil. Propõe-se ainda, que estudos posteriores a serem desenvolvidos na região devem incluir modelagem 3D dos dados MT, com o objetivo de verificar o efeito de estruturas fora do perfil nos resultados obtidos.

VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abarca MIZ. 2004. Modelamento da bacia do Paraná – reservatório Capivara - através da inversão conjunta de função do receptor e de sondagem Magnetotelúrica. Tese (Doutorado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2004. 66 p.

Abreu PM. 2002. Estudos geofísicos magnetotelúrico e eletromagnético transiente da porção leste da bacia do Parnaíba: contribuição ao conhecimento hidrogeológico. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, 2002, 120 p.

Alcantara VC. 2008. Tectônica e litogeoquímica de rochas supracrustais e ortognaisses a norte e a sul da zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do nordeste (Paraíba): Um teste da hipótese de terrenos no domínio central da província Borborema. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2008, 140 p.

Almeida FFM, Hasui Y & Brito Neves BB. 1976. The upper precambrian of south América. Boletim IG/Universidade de São Paulo, 7: 45-80.

Almeida FFM, Hasui Y, Brito Neves BB & Fuck R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 363-391.

Almeida FFM, Hasui Y, Brito Neves BB & Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sciences Reviews, 17: 1-29.

Arthaud MH. 2007. Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental Brasileira. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007, 170 p.

Bahr, K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. Journal of Geophysics, 62(2): 119-127.

Berdichevsky MN, Dmitriev VI & Pozdnjakova EE. 1998. On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings. Geophysical Journal International, 133: 585 – 606. doi 10.1046/j.1365-246x1998.01333.x.

Berdichevsky MN & Dmitriev VI. 2002. Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-posed Problems. SEG, Tulsa, 215 p.

Bittar SMB. 1999. Faixa Piancó-Alto Brígida: tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastante. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1999. 156 p.

Bizzi L A, Schobbenhaus C, Gonçalves JH, Baars FJ, Delgado IM, Abram MB, Leão Neto R, Matos GMM & Santos JOS. 2001. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistema de informações geográficas – SIG. CPRM, Brasília. Mapas na Escala 1:2.500.000. 1 CD-ROM.

- Brito MFL, Mendes VA & Paiva IP.** 2011. Caracterização petrográfica e litoquímica das metamáficas do complexo Araticum, domínio Canindé, sistema de dobramentos Sergipano, NE do Brasil. Disponível em <http://www.cprm.gov.br/publique/media/ evento_0130.pdf>. Acesso em: 10 jan. 2011.
- Brito Neves BB.** 1975. Regionalização geotectônica do precambriano nordestino. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1975. 198 p.
- Brito Neves BB.** 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil. Escala 1:1.000.000. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1983. 177 p.
- Brito Neves BB, Fuck RA, Cordani UG & Thomaz Filho A.** 1984. Influence of basement structures in the evolution of the major sedimentary basins of Brazil. *Journal of Geodynamics*, 1: 495-510.
- Brito Neves BB, Van Schmus WR, Santos EJ, Campos Neto C & Kozuch M.** 1995. O evento Carirís Velhos na província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 279-296.
- Brito Neves BB, Santos EJ & Van Schmus WR.** 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Congresso Internacional de Geologia, 31., Rio de Janeiro, 151-182.
- Brito Neves BB, Campos Neto MC, Van Schmus WR, Fernandes TMG & Souza SL.** 2001. O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (“Mação Caldas Brandão”). *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 185-194.
- Brito Neves BB, Van Schmus WR & Santos EJ.** 2001. O sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 173-184.
- Brito Neves BB, Passarelli CR, Basei MAS & Santos EJ.** 2003. Idades U-Pb em Zircão de alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geologia USP, Série Científica*, 3: 25-38.
- Bologna MS.** 2001. Investigação magnetotélúrica da litosfera na província ígnea do Alto Parnaíba. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Departamento de Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001, 229 p.
- Bologna MS, Padilha AL, Vitorello I & Pádua MB.** 2011a. Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces. *Precambrian Research*, 185: 55-64.
- Bologna MS, Vitorello I, Pádua MB & Padilha AL.** 2011b. Geoelectrical structures retrieved from a magnetotelluric transect in the northwestern Borborema province, NE Brazil. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 12., 2011, Rio de Janeiro: SBGf, 2011. CD-ROM.
- Bostick FX.** 1977. A simple almost exact method of MT analysis. In: Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, Salt Lake City. U.S. Geol. Survey contract no.

14080001-8-359.

Cagniard L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical. Prospecting. *Geophysics*, 18(3): 605–635.

Campbell WH. 1997. Introduction to geomagnetic fields. Cambridge University Press, Cambridge, 290 p.

Carvalho MJ. 2005. Evolução tectônica do domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na faixa Sergipana, NE do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2005. 206 p.

Castells AM. 2006. A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central betic crustal. Tese (Ph. D. em Geofísica) – Departamento de Geodinâmica e Geofísica, Universidade de Barcelona, 2006, 307 p.

Castro DL, Medeiros WE, Jardim de Sá EF & Moreira JAM. 1998. Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16(2-3): 115-132.

Chaves CAM. 2010. Inversão linear de anomalias do geóide da província Borborema: variação composicional ou perturbação térmica no manto? Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2010. 197 p.

Constable S, Orange HAS, Hoversten GM & Morrison FH. 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 63(3): 816-825.

Da Silva Filho AF. 1989. Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Erigida belt, Pernambuco state, Brazil. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Londres, 1089. 422 p.

Da Silva Filho AF, Guimarães IP, Van Schmus WR. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil: Nd Isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5 (2): 409-422.

Da Silva Filho AF, Guimarães IP, Ferreira VP, Armstrong R & Sial NA. 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, northeastern Brazil: evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research* 17: 676-687. doi:10.1016/j. gr. 2009. 10.002.

Davison I & Santos RA. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil. during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, Elsevier, 45: 319-342.

Davison I, McCarthy M, Powell D, Torres HFF & Santos CA. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco shear zone, NE-Brazil. *Journal of Structural Geology* 17: 149-161. doi:10.1016/0191-8141(94)E0038-Z.

Dennis ZR, Moore DH & Cull JP. 2011. Magnetotelluric survey for undercover structural mapping in central Victoria. *Australian J. Earth Sciences*, 58: 33-47.

Duba A & Shankland TJ. 1982. Free carbon and electrical conductivity in the earth's mantle. *Geophys Research*, 9: 1271-1274.

Egbert GD. 1997, Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130: 475-496.

Evans RL, Jones AG, Garcia X, Muller M, Hamilton M, Evans S, Fourie CJS, Spratt J, Webb S, Jelsma H & Hutchins D. 2011. Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal craton, southern Africa. *Journal of Geophysical Research*, 116: B04105, doi:10.1029/2010JB007883.

Ferreira JM, Bezerra FHR, Sousa MOL, Nascimento AF & França GSLA. 2008. The role of precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophys.*, 456: 111–126.

Ferguson IJ, Craven JA, Kurtz RD, Boerner DE, Bailey RC, Wu X, Orellana MR, Spratt J, Wennberg G & Norton M. 2005. Geoelectric response of archean lithosphere in the western superior province, central Canada. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 150: 123-143.

Fischer G & Masero W. 1994. Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensor – the example of the Araguinha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119: 548-560.

Gamble TD, Goubau WM & Clarke J. 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44: 53-68.

Groom RW & Bailey RC. 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *Journal of Geophysical Research*, 94: 1913-1925.

Groom RW, Kurtz RD, Jones AG & Boerner DE. 1993. A quantitative methodology to extract regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure. *Geophysical Journal International*, 115: 1095-1118. doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb01512.x

Guimarães JM, Silva RWS & Toledo LAA de. 1991. Relatório final do projeto sulfetos faixa Sergipana. CBPM, Salvador-Brasil, 37p.

Haak V & Hutton R. 1986. Electrical resistivity in continental lower crust. In: Dawson JB, *et al.* ed. *Nature of lower crust*. London: Geol. Soc. Spec., 24: 35 - 49.

Hamilton MP, Jones AG, Evans RL, Evans S, Fourie CJS, Garcia X, Mountford A & Spratt JE. 2006. Electrical anisotropy of south African lithosphere compared with seismic anisotropy from shear-wave splitting analyses. *Physics Earth Planet. Inter.*, 158: 226-239.

Hefferan K & O'Brien J. 2010. *Earth Materials*. Wiley-Blackwell, 624 p.

- Hermance JF.** 1979. The electrical conductivity of materials containing partial melt: a simple model from Archie's Law. *Geophys. Res.*, 6: 613- 616.
- Hoversten GM, Morrison FH & Constable S.** 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, part II: numerical analysis of subsalt resolution. *Geophysics*, 63(3): 826-840.
- Hoversten GM, Constable S & Morrison FH.** 2000. Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the gemini structure. *Geophysics*, 65(5): 1476-1488.
- Hyndman RD & Shearer PM.** 1989. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophysical Journal International*, 98:342-365
- IBGE.** 2006. Base de dados cartográficos. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/default_topo_int.shtm?c=1>. Acesso em: 10 jan. 2012.
- Jacobs JA.** 1970. *Geomagnetic micropulsations*. Berlin: Springer-Verlag, 179 p.
- Jardim de Sá EF, Macedo MHF & Torres Kawashita K.** 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema province, NE Brazil. In: Congresso latinoamericano de geologia, Belém, 7: 49-62.
- Jardim de Sá EF, Macedo MHF, Fuck RA & Kawashita K.** 1992. Terreno proterozóicos na província Borborema e a margem norte do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 22: 472-480.
- Jardim de Sá EF.** 1994. A faixa Seridó (província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira-Pan-Africana Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994. 803 p.
- Jiracek GR.** 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11(2-3): 163-203.
- Jones AG.** 1983. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics*, 53: 72-73.
- Jones AG.** 1988. Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7): 967-978.
- Jones AG.** 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain DM, Arculus R J & Kay RW. ed. *Continental lower crust*. Amsterdam:Elsevier, 23(3): 81-143.
- Jones AG.** 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48:57-80.
- Jones AG.** 2006. Electromagnetic interrogation of the anisotropic Earth: Looking into the Earth with polarized spectacles, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 158: 281-291.
- Jones AG, Evans RL & Eaton DW.** 2008. Velocity–conductivity relationships for mantle

mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin–Shtrikman extremal bounds. *Lithos* 109: 131–143.

Jones FW & Vozoff K. 1978. The calculation of magnetotelluric quantities for three-dimensional inhomogeneities. *Geophysics* 43: 1167-1175.

José, S.A. 2005. Modelagem magnetotélúrica e sísmica na bacia do Espírito Santo. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Reservatório e de Exploração) – Centro de ciência e Tecnologia, Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo, Universidade Estadual do Norte Fluminense, 2005, 55 p.

Kaufman AA & Keller GV. 1981. The magnetotelluric sounding method. Amsterdam, Elsevier, 595 p.

Keller GV & Frischknecht FC. 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, International series of monographs in electromagnetic waves. Volume 10. 519 p.

Key KW. 2003. Application of broadband marine magnetotelluric exploration to a 3D salt structure and a fast-spreading ridge. Tese (Ph. D. em Geofísica) – Universidade da Califórnia, 2003, 109 p.

Kirchhoff VWJH. 1991. Introdução à geofísica espacial. São Paulo: Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo: FAPESP, 141 p.

La Terra EF. 2011. Interpretação 3D integrada do pipe kimberlítico Régis (MG). Tese (Doutorado em Geofísica) - Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, 2011, 80 p.

Ledo J. 2005. 2-D Versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Geophysics*, 26: 511-543.

Ledo J, Queralt P, Martí A & Jones AG. 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolutions. *Geophysics*, 150: 127-139.

Lezaeta P. 2001. Distortion analysis and 3-D modeling of magnetotelluric data in the southern central Andes. Tese (Ph. D. em Geofísica) – Universidade de Berlim, 2001, Berlin. 197 p.

Lima MVAG. 2011. Emprego do método de refração sísmica profunda para a determinação da Estrutura Crustal da Zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2011. 94 p.

Lima Filho MF, Barbosa JÁ & Souza EM. 2006. Eventos tectônicos e sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. *Geociências* 25:117-126.

Lima Neto HC. 2009. Estudo da Atividade Sísmica em São Caetano – PE em 2007. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte,

2009. 112 p.

Lopes AEV, Assumpção M, do Nascimento AF, Ferreira JM, Menezes EAS. & Barbosa JR. 2010. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major neoproterozoic shear zone (Pernambuco lineament). *Geophysical Journal International*, 180(3): 1303-1312

Lugão PP, LaTerra EF, Kriegshausen B & Fontes SL. 2002. Magnetotelluric studies of the Caldas Novas geothermal reservoir, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 49: 33-46.

Luiz AA & Moura P. 1963. Relatório de exploração da bacia Tucano Norte e Jatobá. Petróleo Brasileiro S.A. Petrobrás. Ibimirim Estratigráfico, Poço IMST0001-PE. Banco de Dados de Exploração e Produção. Convênio ANP/CPRM. 254 p. CD-ROM.

Mackie RL & Madden TR. 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 115:215-229.

Magnavita LP & Cupertino JA. 1987. Concepção atual sobre as bacias Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1(2): 119-134.

McNeice GW & Jones AG. 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1): 158-173.

Medeiros VC. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio estrutural da zona transversal, NE do Brasil. Tese (Doutorado em Geodinâmica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2004. 199 p.

Melo SC. 2002. Estrutura, petrologia e geocronologia do batólito Brejo da Madre de Deus (estado de Pernambuco), relações com a zona de cisalhamento Pernambuco Leste, nordeste do Brasil. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2002, 139 p.

Mendes VA. & Brito MFL. 1995. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: carta geológica. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM; 100 p.

Menezes PTL. 1996. Estruturas geotérmicas da porção norte do arco de Ponta Grossa, bacia do Paraná. Tese (Doutorado em Geofísica) - Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, 1996, 123 p.

Mejia CP. 2008. Caracterização geoquímica-isotópica e geocronológica do enxame de diques de Manaíra-Princesa Isabel (PB) – província Borborema. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2008. 60 p.

Mejia NIM, Soares JEP, Fuck RA & Tavares EJ. 2010 Características sísmicas da litosfera do Domínio Ceará Central, Província Borborema, Ceará. In: Simpósio Brasileiro de Geofísica, 4, 2010, Brasília: SBGf, 2010. CD-ROM.

Miensopust MP, Jones AG, Muller MR, Garcia X. & Evans RL. 2011. Lithospheric structures and precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through

magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 116: B02401, doi:10.1029/2010JB007740.

Nascimento RS. 2005. Domínio Canindé, faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental neoproterozóica. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, 2005. 159 p.

Neves SP. 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental? In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 28. Recife. SBG, Resumos, Boletim 16:139.

Neves SP. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22(4):1031, doi:10.1029/2001TC001352.

Neves SP & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21: 1369-1338.

Neves SP, Bruguier O, Vauchez A, Bosch D, Silva JMR & Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasileiro metamorphism in the east Pernambuco Belt (Borborema province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197-216.

Niblett ER & Sayn-Wittgenstein C. 1960. Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method. *Geophysics*, 25: 998–1008.

Nover G, Heikamp S, Meurer HJ & Freund D. 1998. In situ electrical conductivity and permeability of mid-crustal rocks from the KTB drilling: consequences for high Conductive Layers in the Earth Crust. *Surveys in Geophysics*. 19:73-85.

Novo Barbosa MF. 2008. Estimativa de espessura Crustal na província Borborema (NE/Brasil) através de função do receptor. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008. 66 p.

Oliveira EP & Tarney J. 1990. Petrogenesis of the São Francisco complex: a major late proterozoic gabbroic body in the Sergipano fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 3(2/3): 125-140.

Oliveira EP, Windley BF & Araújo MN. 2010a. The neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, Elsevier, 181: 64-84.

Oliveira RG. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (nordeste do Brasil). Tese (Doutorado em Geofísica) - Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008. 411 p.

Oliveira RG, Accioly ACA & Santos CA. 2010b. Magnetometria, gamaespectrometria e

gravimetria da região de junção dos terrenos Alto Moxotó, Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas da província Borborema. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4., 2010, Brasília: SBGf, 2010. CD-ROM.

Oliveira RG & Medeiros WE. 2011. Contribuição da geofísica para o entendimento das causas do magmatismo cenozóico da província Borborema (NE-Brasil). In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 12., 2011, Rio de Janeiro: SBGf, 2011. CD-ROM.

Oliveira RG, Medeiros, WE & Lins FAPL. 2005. Expressão gravimétrica dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 9, 2005, Salvador.

Padilha AL. 1995. Distortions in magnetotelluric fields and ULF activity at the South Atlantic magnetic anomaly. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 47(12): 1311-1323.

Pádua MB. 2004. Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Departamento de Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2004, 162 p.

Palacky GJ. 1987. Resistivity characteristics of geologic targets. In: *Electromagnetic Methods. Applied Geophysics. Soc. Expl. Geophys*, Tulsa, (1): 53 -126.

Parker RL. 1982. The existence of a region inaccessible to magnetotelluric sounding. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 68: 165–170.

Paker RL & Booker JR. 1996. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Physics of earth and planetary interiors*, 98: 269-282.

Peraro AA. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4., Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBGf. (1): 1-3.

Pinheiro JM, Castro DL, Rodrigues RS & Fuck RA. 2011. Seção gravimétrica transversal à província Borborema: transecta 2 entre Anguera (BA) e Macau (RN). In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 12, 2011, Rio de Janeiro: SBGf, 2011. CD-ROM.

Porsani JL. 1997. Estudo da estrutura geoeétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico. *Revista Brasileira de Geofísica*, 15 (2): 195-195.

Rodrigues SWO. 2008. Evolução Estrutural Brasileira da Província Borborema na região de Campina Grande, (PB). Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2008. 227 p.

Santos EJ. 1995. O Complexo granítico Lagoa das Pedras: Acresção e Colisão na Região Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995. 220 p.

- Santos EJ.** 1999. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: carta geológica. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM (CD-ROM).
- Santos EJ.** 2000. Contexto tectônico regional. In: Medeiros, V.C. (Ed.) Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Aracaju NE, Folha SC.24-X. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. 2, CD-ROM.
- Santos EJ & Brito Neves BB.** 1984. Província Borborema. In: Almeida FFM & Hasui Y. O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgar Blucher Ltd, São Paulo, 123-186.
- Santos EJ, Coutinho MGN, Costa MPA & Ramalho R.** 1984. A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as bacias marginais. In: Schobbenhaus C, *et al.* (Eds.) Geologia do Brasil. DNPM, Brasília, 5:131-189.
- Santos EJ & Medeiros VC.** 2000. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 73-84.
- Santos EJ, Nutman AP & Brito Neves BB.** 2004. Idades SHRIMP U-Pb do complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, província Borborema. *Revista do Instituto de Ciências da USP, Geologia USP, Série Científica*.4: 1-12.
- Santos FM.** 2006. Prospecção geofísica I – Capítulo: 3. Fontes usadas em geoeletromagnetismo. Disponível em <<http://idl.ul.pt/FMSantos/PG1-Capitulo3.pdf>>. Acesso em: 23 jul. 2009.
- Schwartz G.** 1990. Electrical conductivity of the earth's crust and upper mantle. *Surveys in Geophysics*. 11(1/2): 133-161 doi: 10.1007/BF01901658.
- Shankland TJ & Ander ME.** 1983. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. *Journal Geophys. Res.*, 88: 9475-9484.
- Shankland TJ, Duba AG, Mathez EA & Peach CL.** 1997. Increase of electrical conductivity with pressure as an indicator of conduction through a solid phase in midcrustal rocks. *Journal Geophys Research*, 102: 14741-14750.
- Simpson F & Bahr K.** 2005, Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge, 270 p.
- Siripunvaraporn W & Egbert G.** 2000. REBOCC: an efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data. *Geophysics*, 65: 791–903.
- Siripunvaraporn W, Egbert G, Lenbury Y & Uyeshima M.** 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150:3-14.
- Soares JEP, Lima MV, Fuck RA & Oliveira MP.** 2011. Descontinuidade de moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da Província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 12, 2011, Rio de Janeiro: SBGf, 2011. CD-ROM.

- Spies BR.** 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54: 872–888.
- Swift, CM.** 1967. Magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern. United States: PhD thesis, MIT, Cambridge, MA.
- Szatmari P, Françolin JBL, Zanotto O & Wolff S.** 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 180-188.
- Tesch NA, Pereira CHM & Casd MG.** 1980. Mineralizações sulfetadas de cobre e níquel em rochas gabroides do complexo Canindé-Nordeste do estado de Sergipe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Comburiú. Anais... Balneário de Camboriú, SC: SBG. (3): 1812-1816.
- Travassos JM & Menezes PTL.** 1999. Geoelectric structure beneath limestones of the São Francisco Basin, Brazil. *Earth Planets Space*, 51(10): 1047-1058.
- Tikhonov AN.** 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 73(2): 295–297.
- Ting SC & Hohmann GW.** 1981. Integral equation modeling of threedimensional magnetotelluric response. *Geophysics*, 46: 182-197.
- Ussami N, Karner GD & Bott MHP.** 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Letters to Nature*, 322:629-632.
- Van Schmus WR, Brito Neves BB, Hackspacher PC & Barbinski M.** 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3/4): 267-288.
- Van Schmus WR, Oliveira EP, Silva Filho AF, Toteu SF, Penaye J & Guimarães IP.** 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. In Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Witt, M.J. *West Gondwana, Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 69-99.
- Vanyan LL & Butkovskaya AI.** 1980. Magnetotelluric soundings of layered media. Nedra, Moscow, 227 p.
- Vauchez A, Neves S, Caby R, Corsini M, Egydio-Silva M, Arthau M & Amaro V.** 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sci.*, 8:247-266
- Vitorello I & Padilha AL.** 1993. Perfis de resistividade AMT: Contribuição ao reconhecimento estrutural da borda sudeste da Bacia do Parnaíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1): 81-91.
- Vozoff K.** 1972. The magnetotelluric method in exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1): 98-141.
- Vozoff K.** 1991. The magnetotelluric method. In: Society of Exploration Geophysicists. ed.

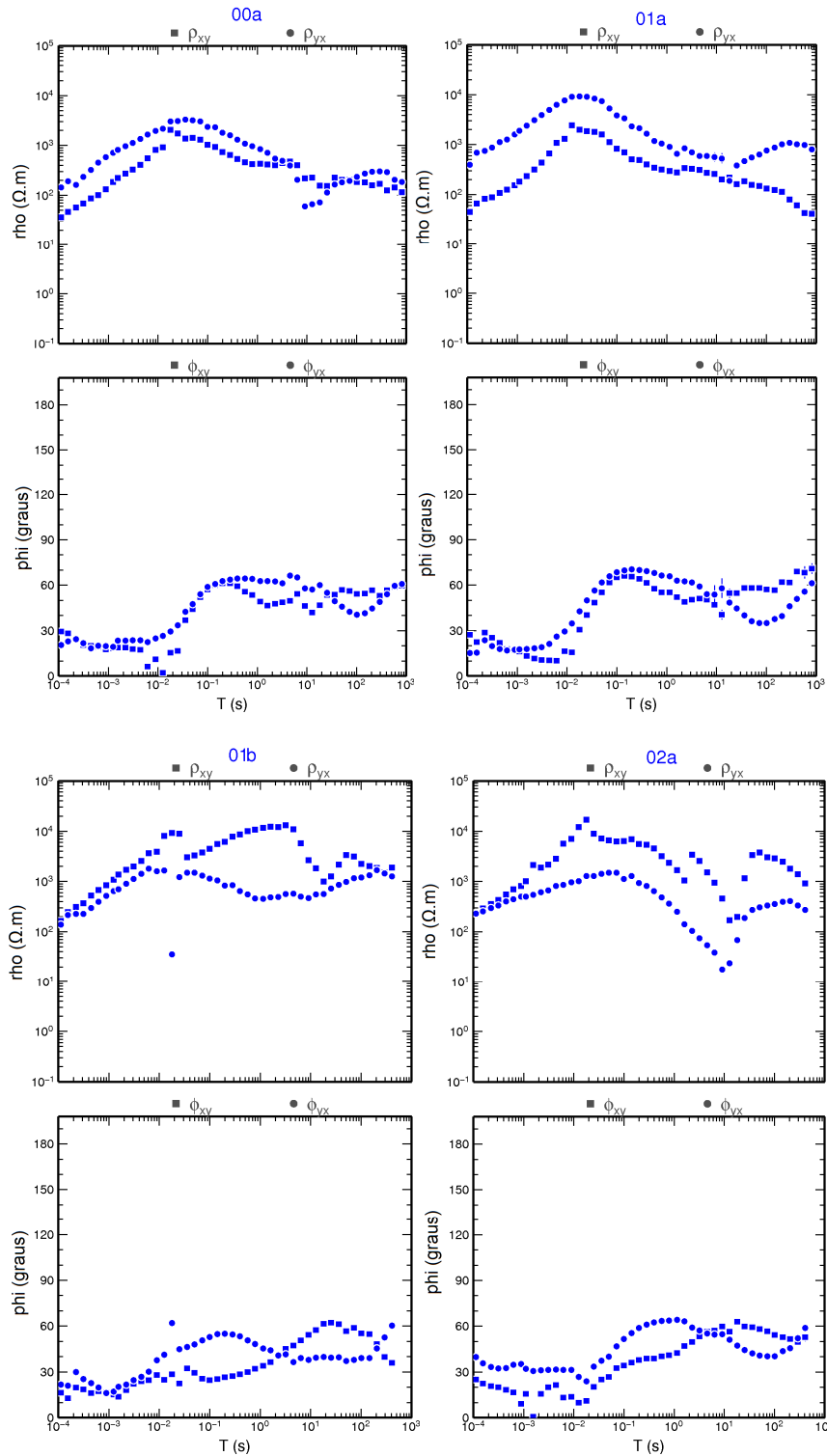
Nabighian, M.N 3, 972, Chapter 8: 641-711.

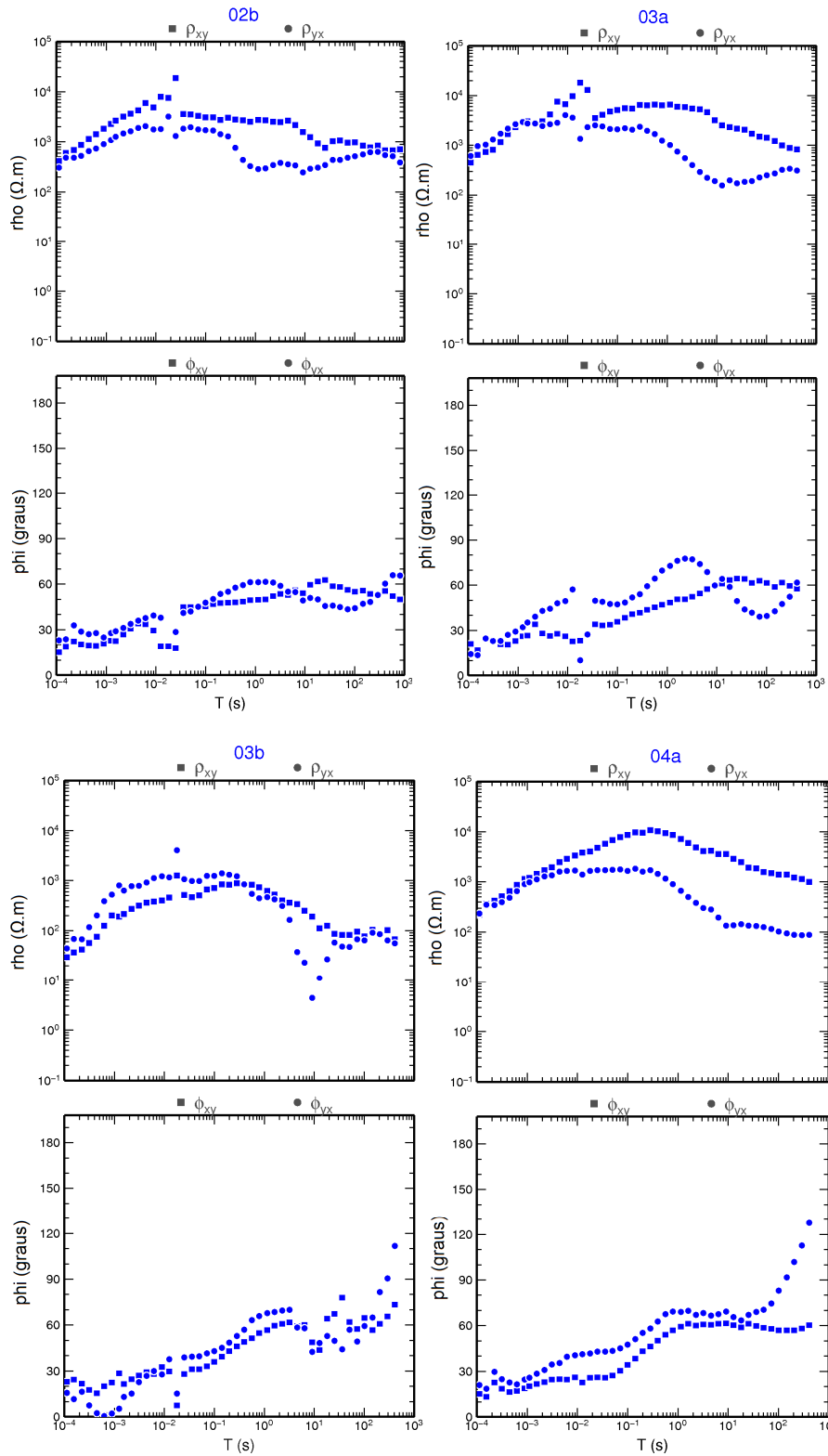
Weidelt P. 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. *Journal Geophys*, 38: 257-289.

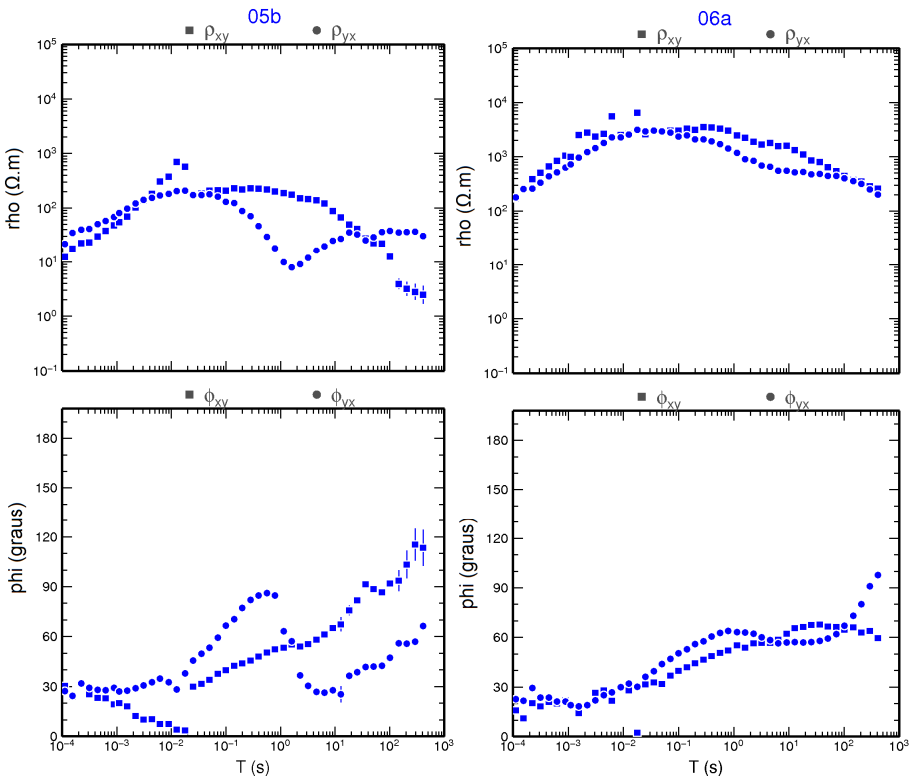
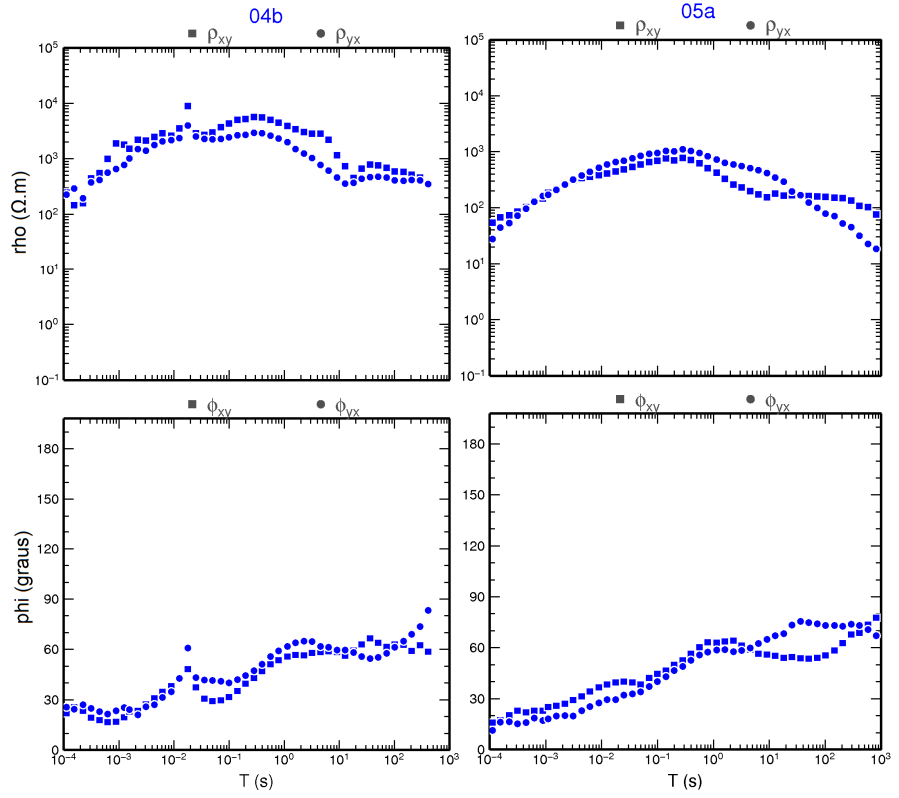
Woldemichael SF. 2003. Estruturas geoeletricas crustais da bacia do Pantanal e faixa Paraguai: Implicações tectônicas. Tese (Doutorado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2003. 189 p.

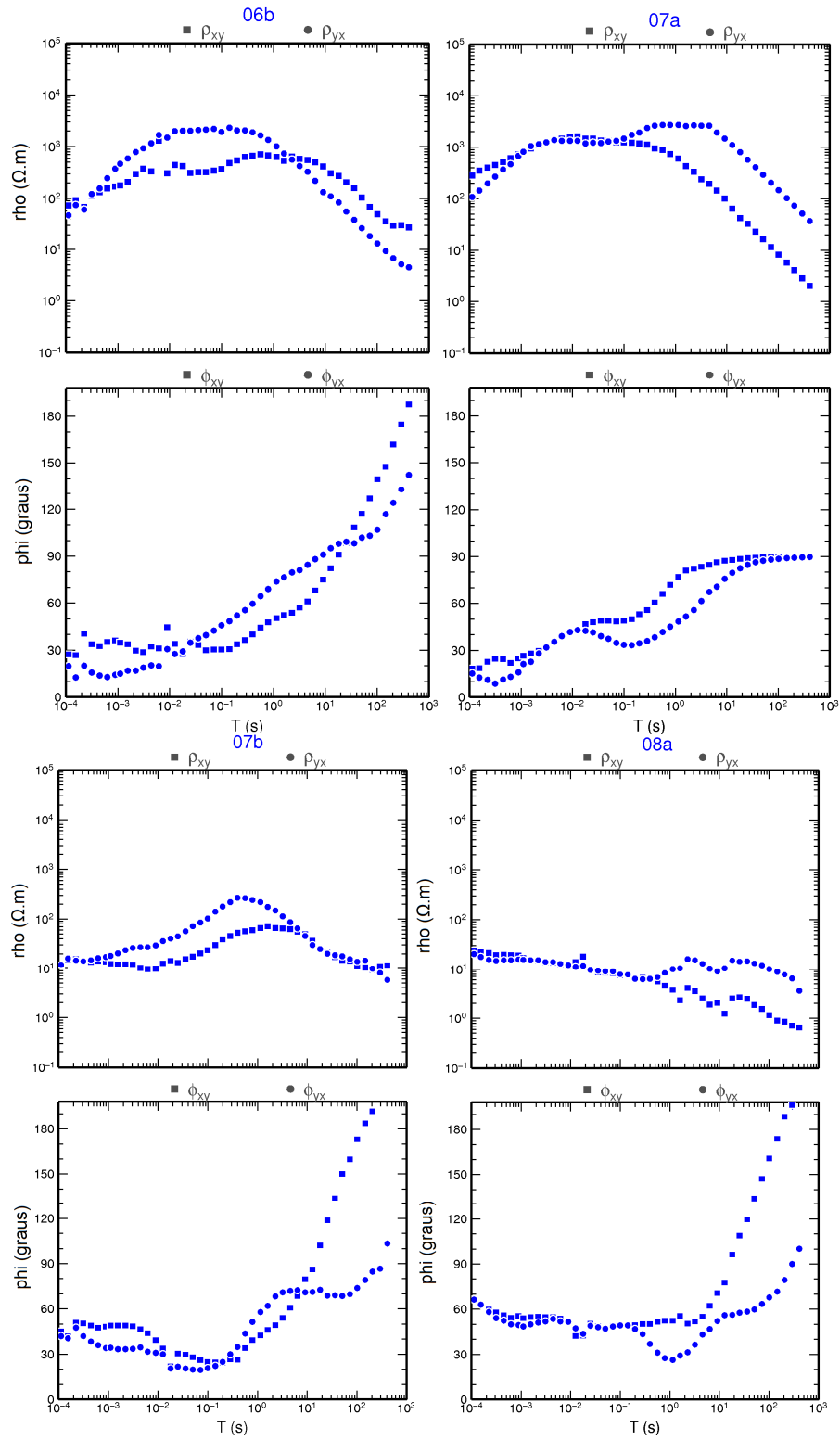
ANEXO I:

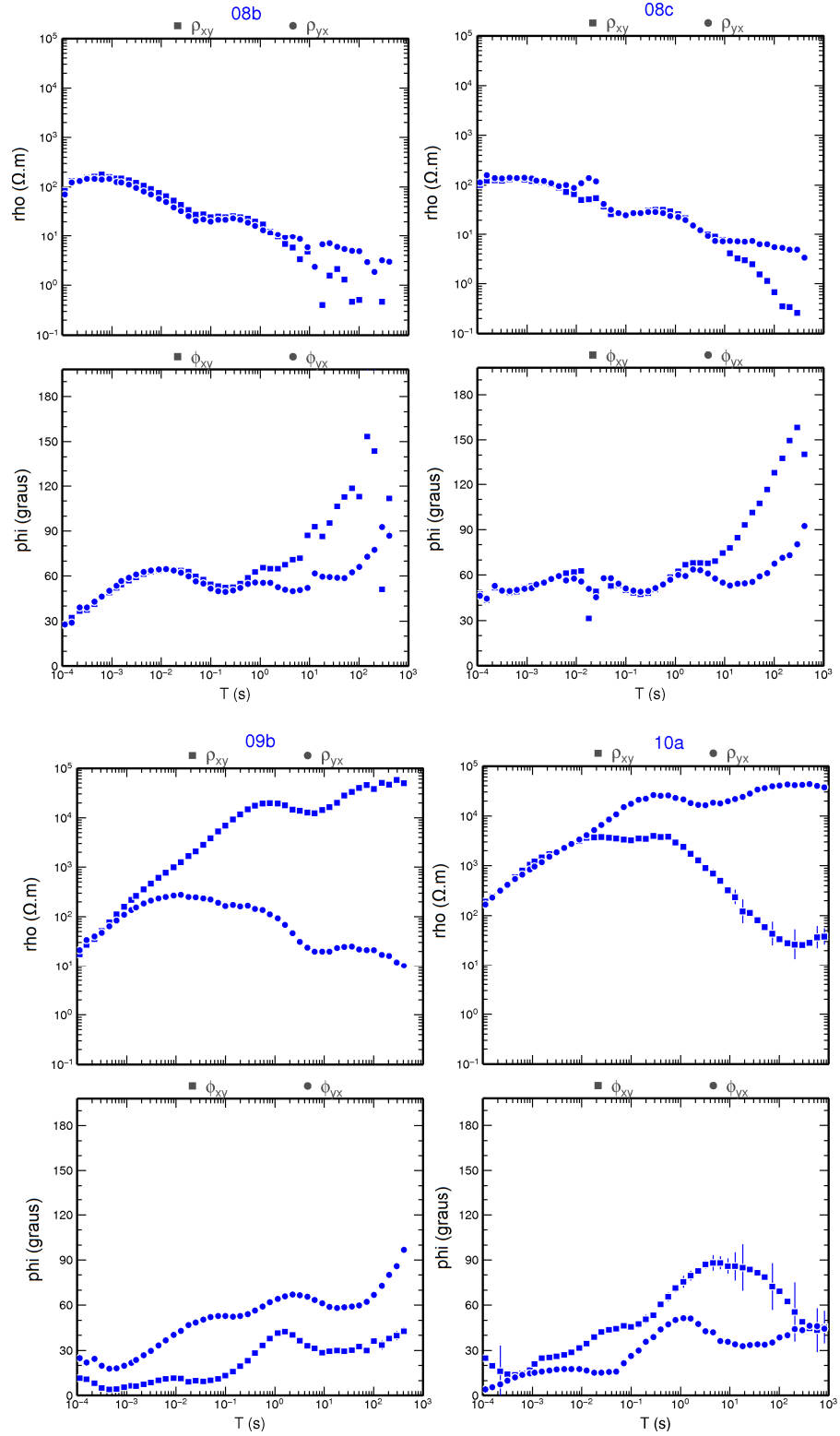
Processamento Robusto - dados brutos coletados ao longo de duas campanhas realizadas para este trabalho. Cada estação apresenta um par de gráficos mostrando resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX.

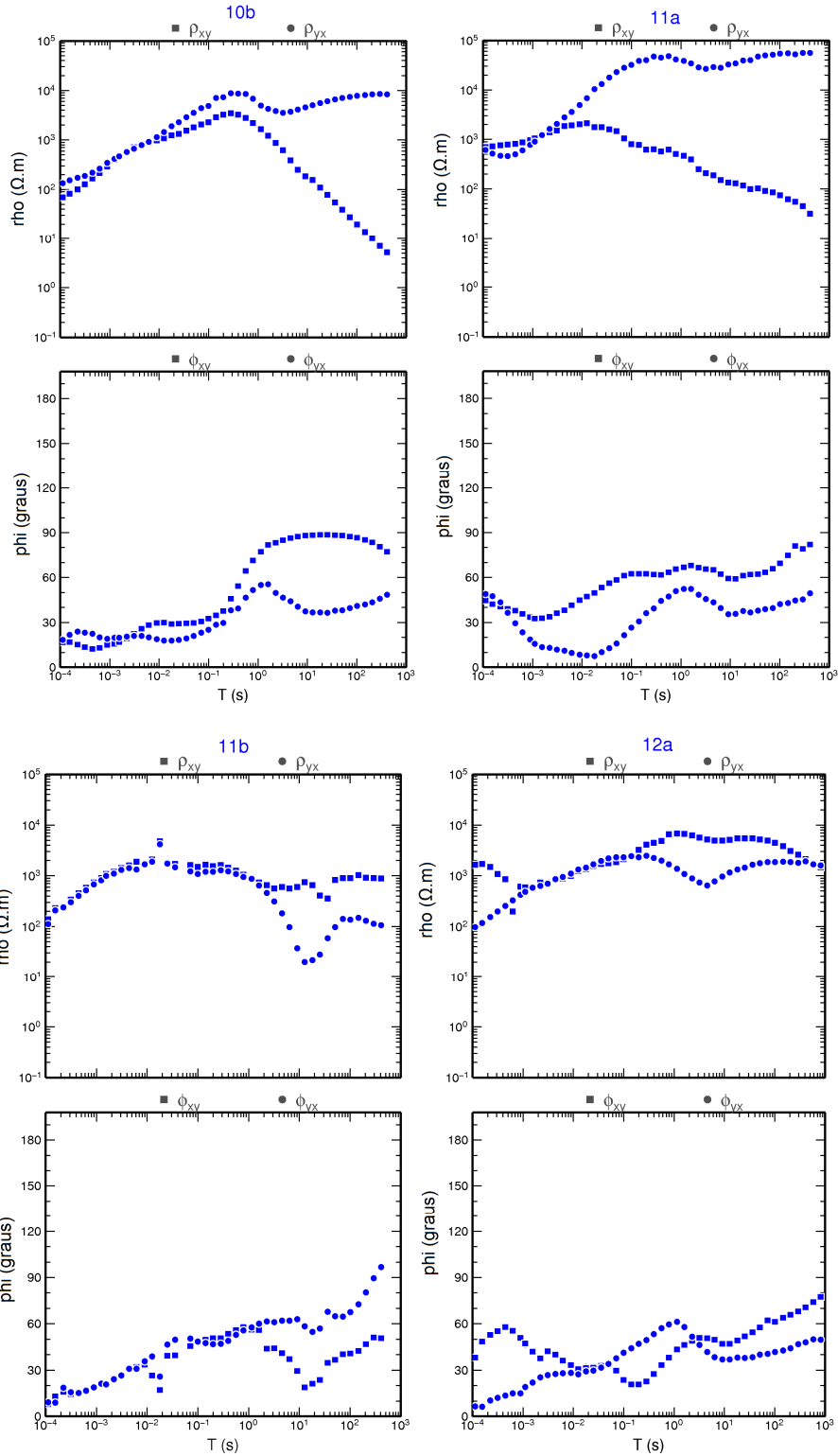


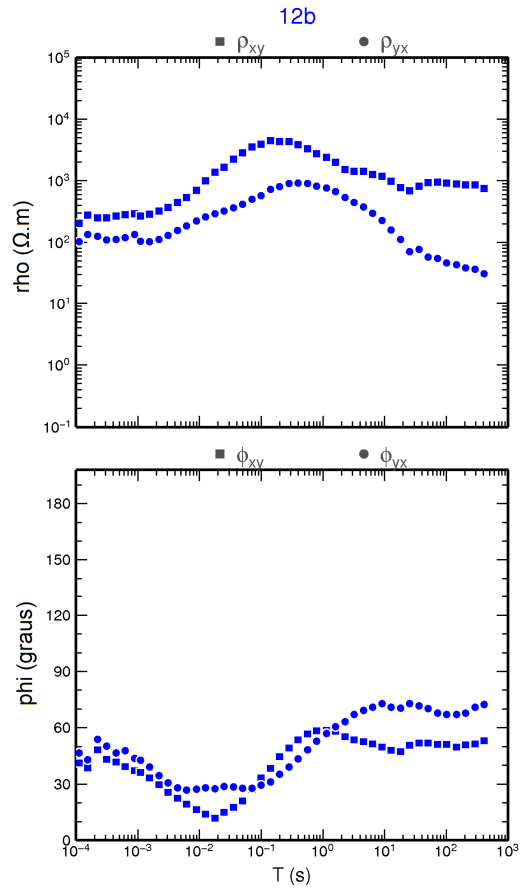




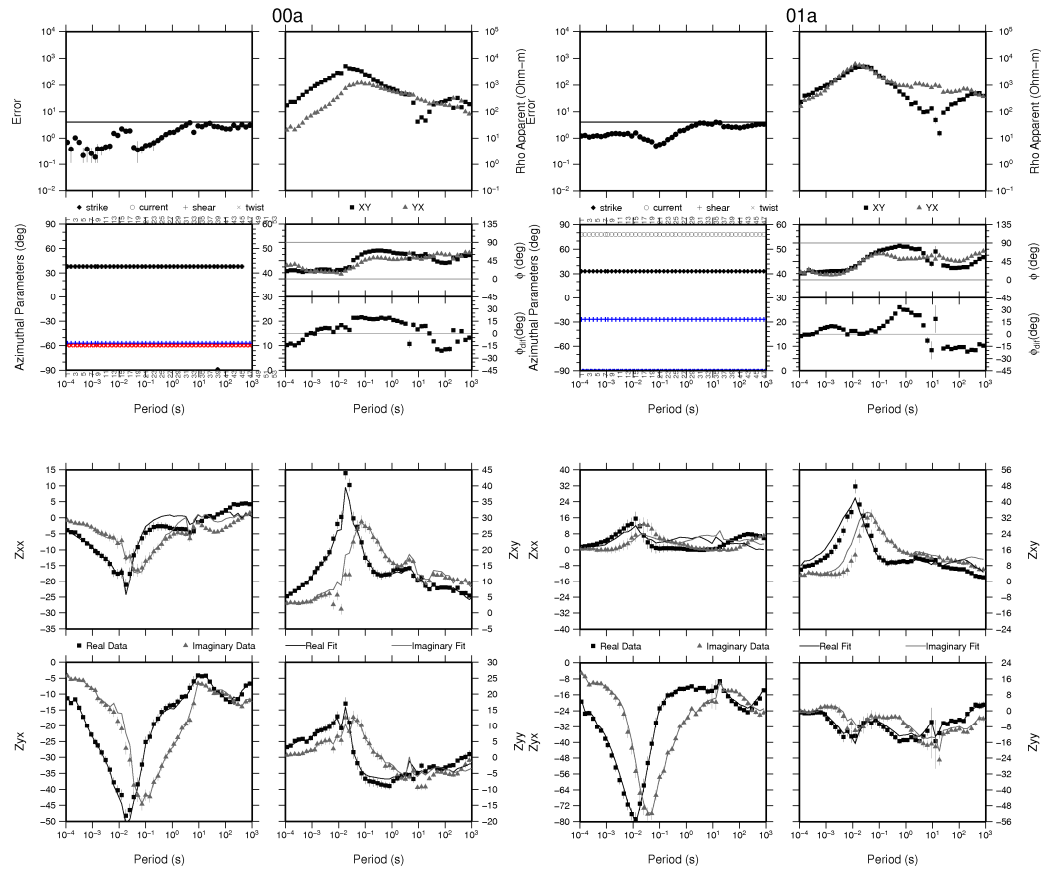


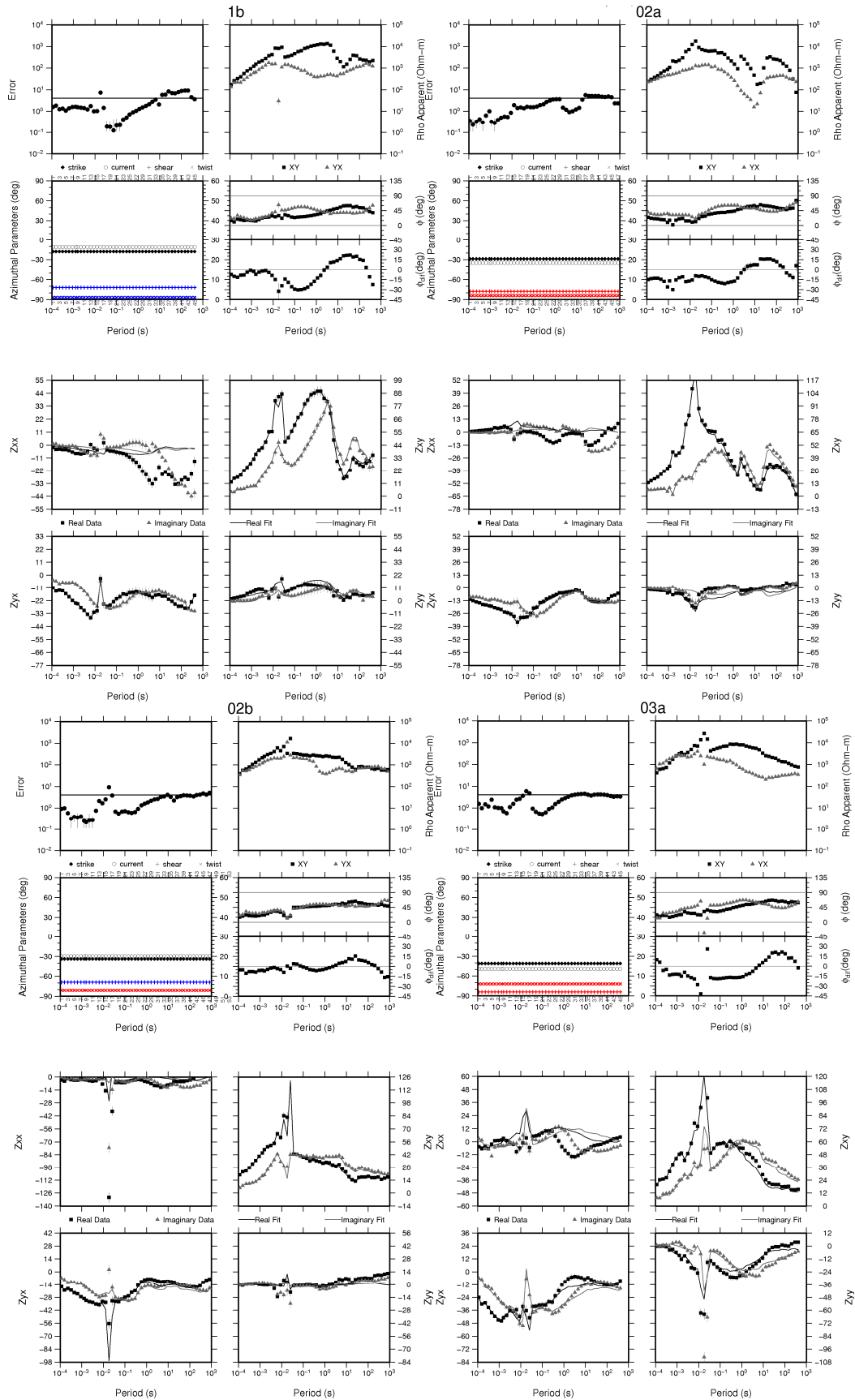


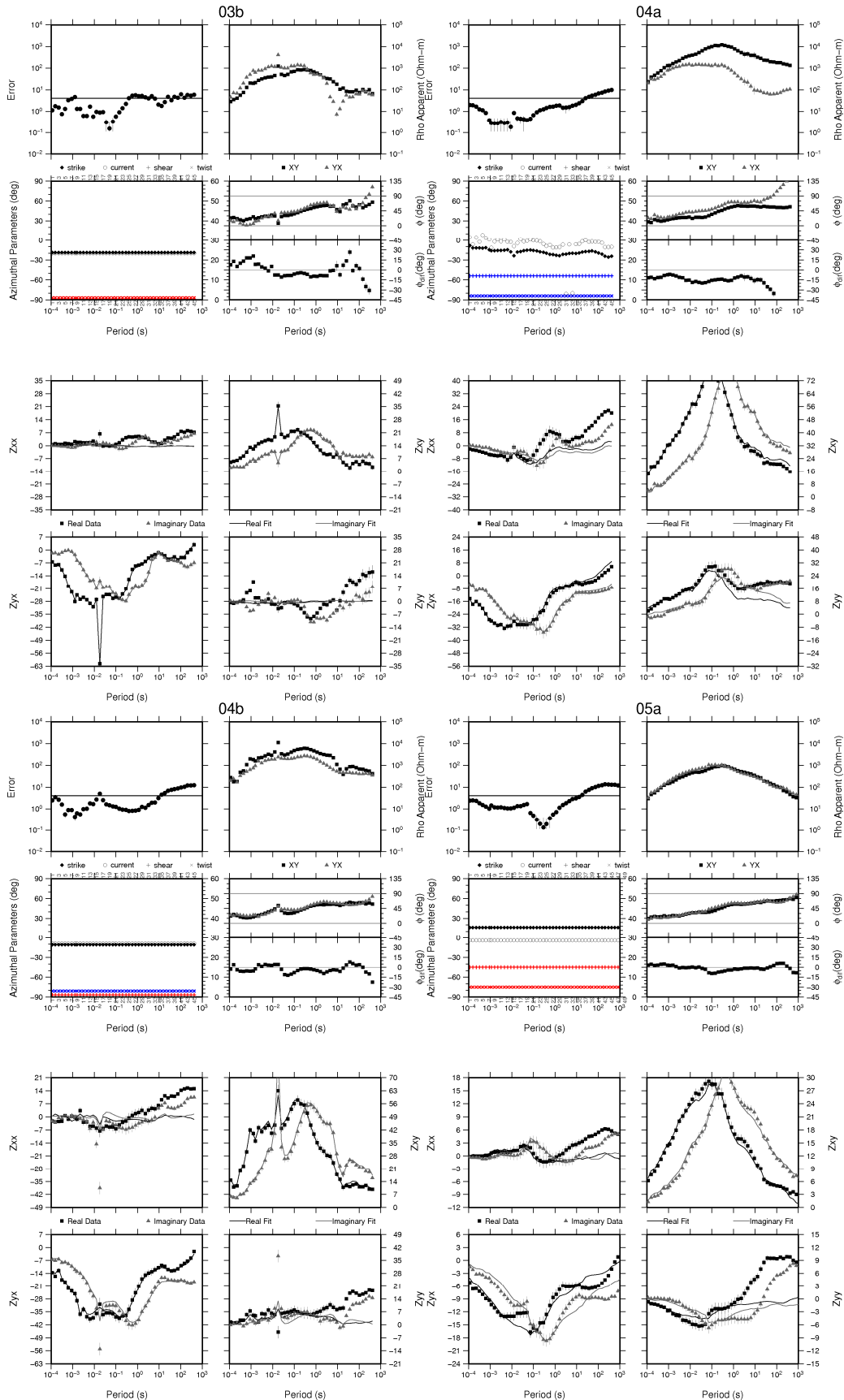


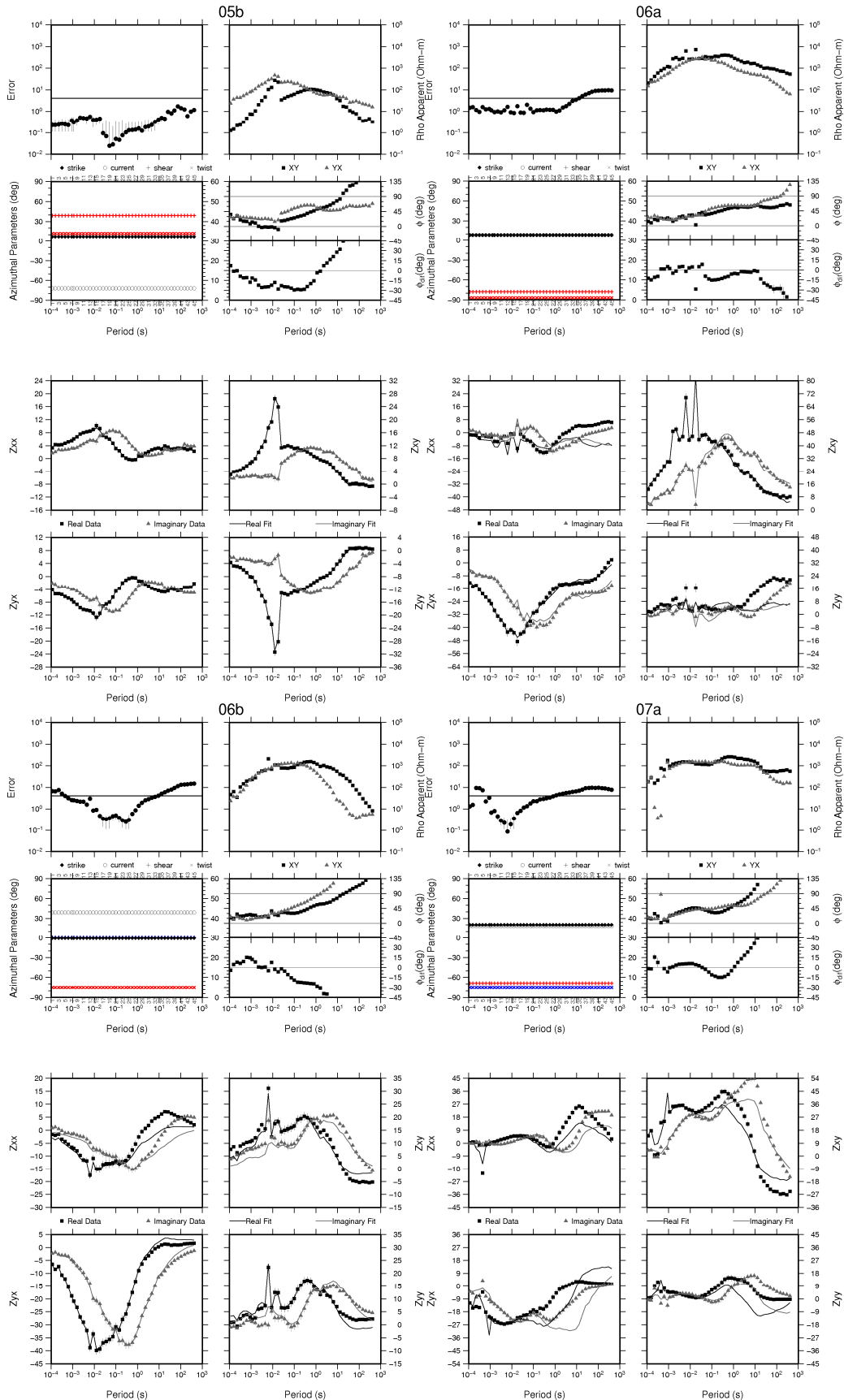


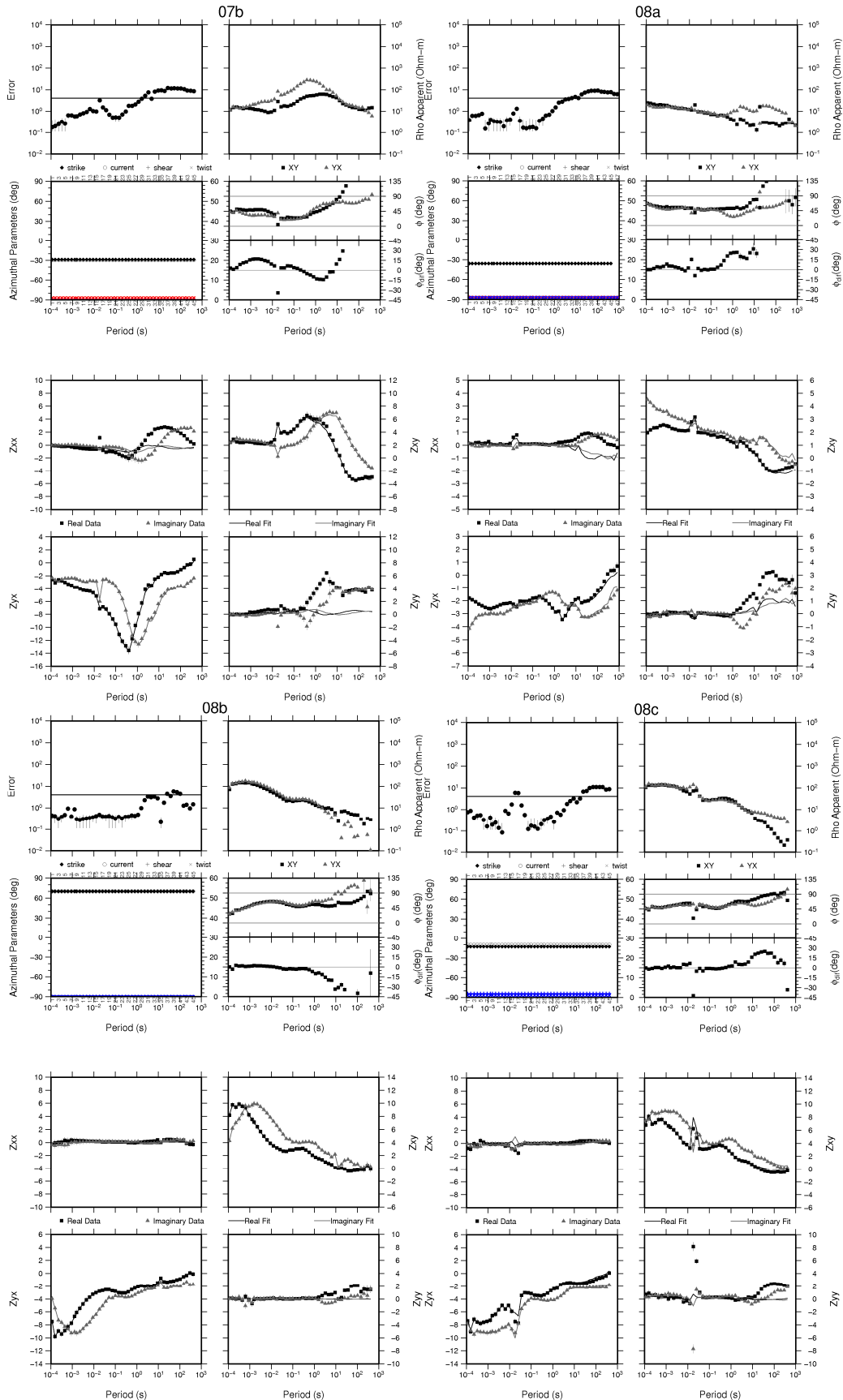
ANEXO II. Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação as 25 estações, onde XY é o modo TE e YX o modo TM.

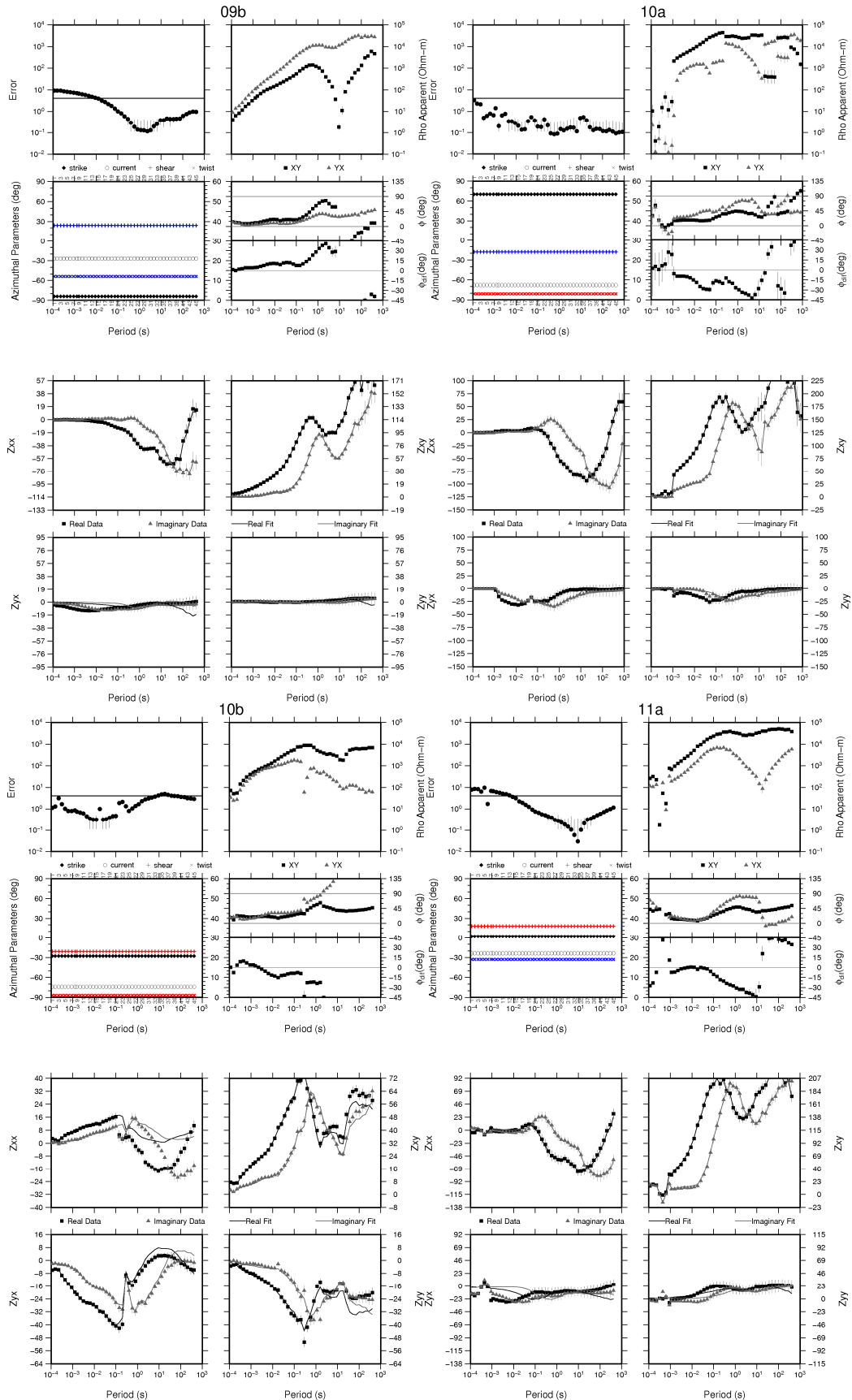


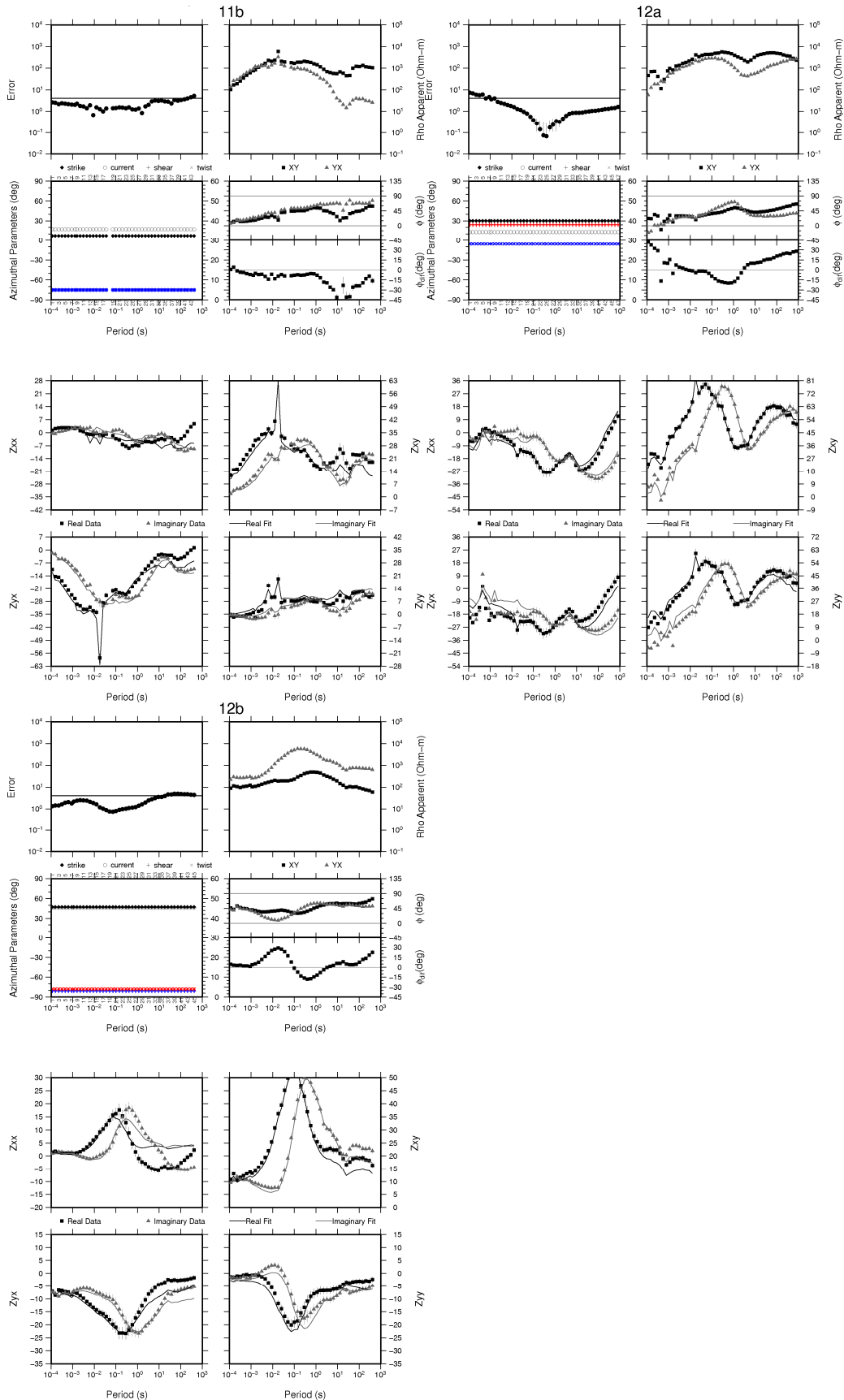




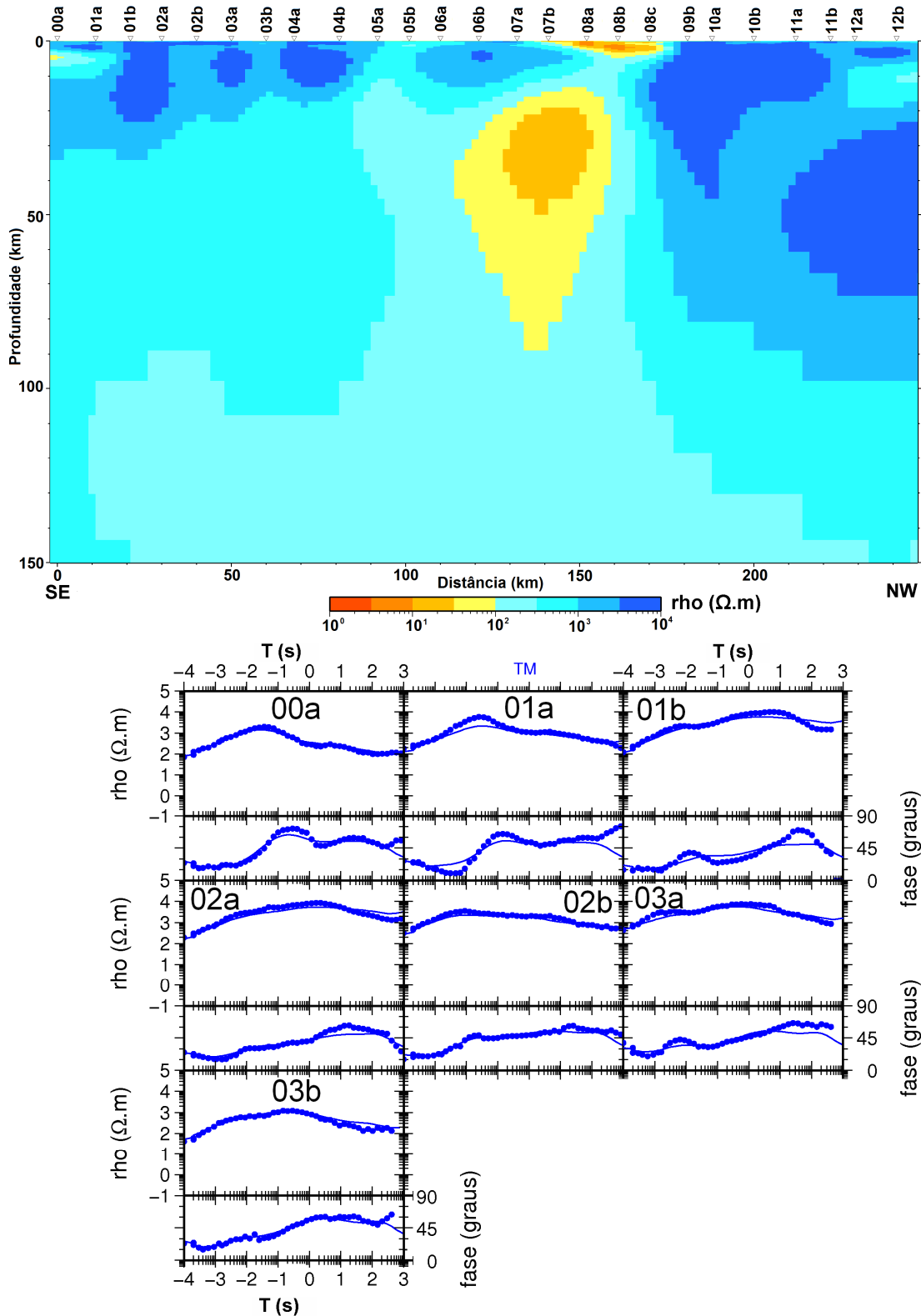


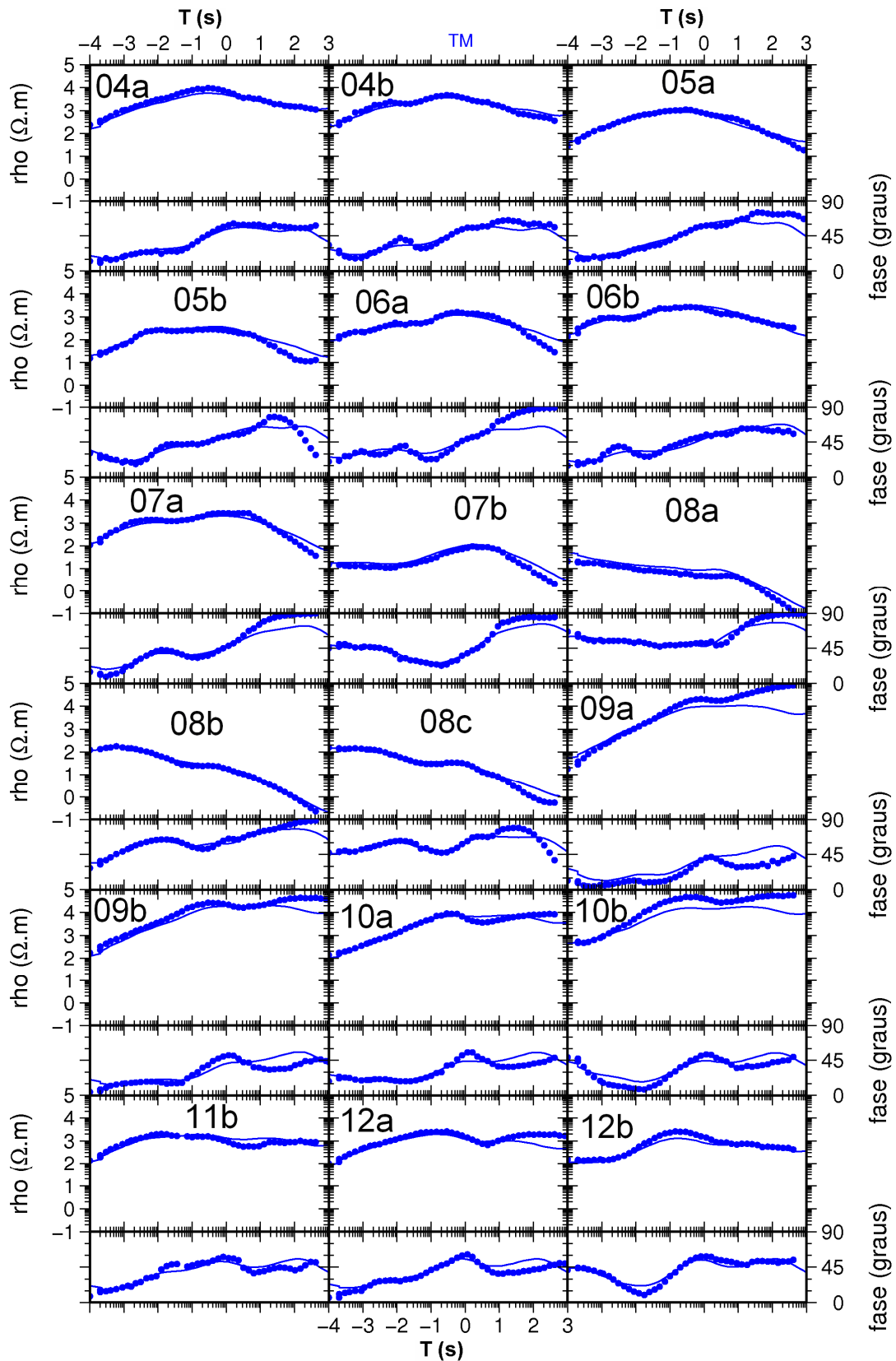




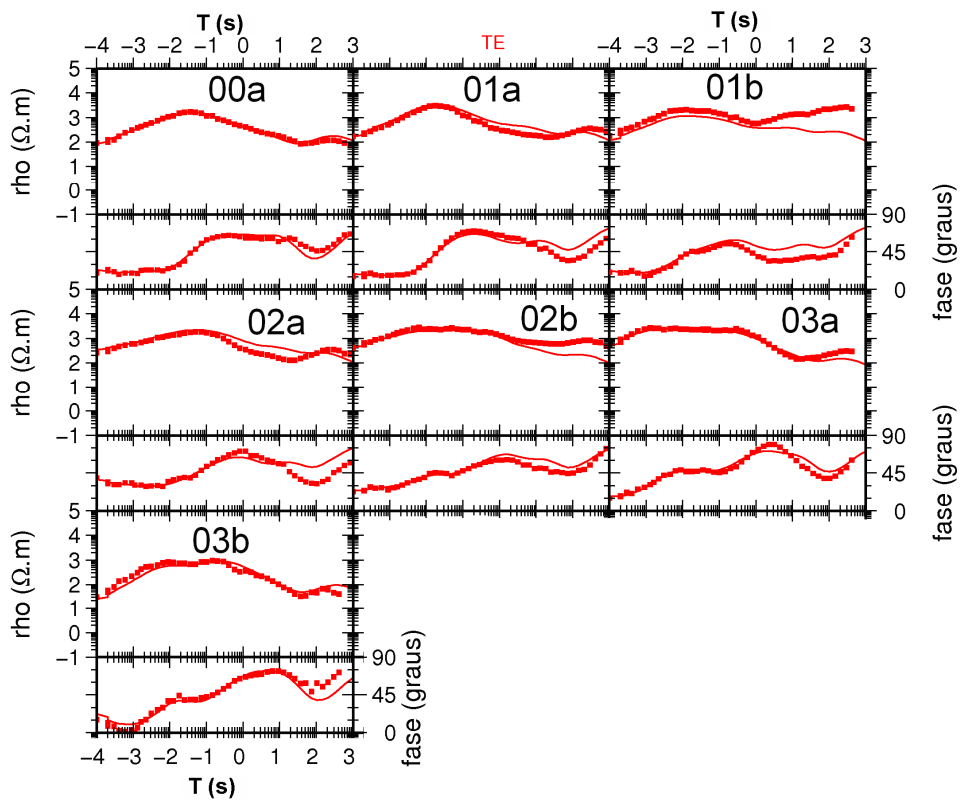
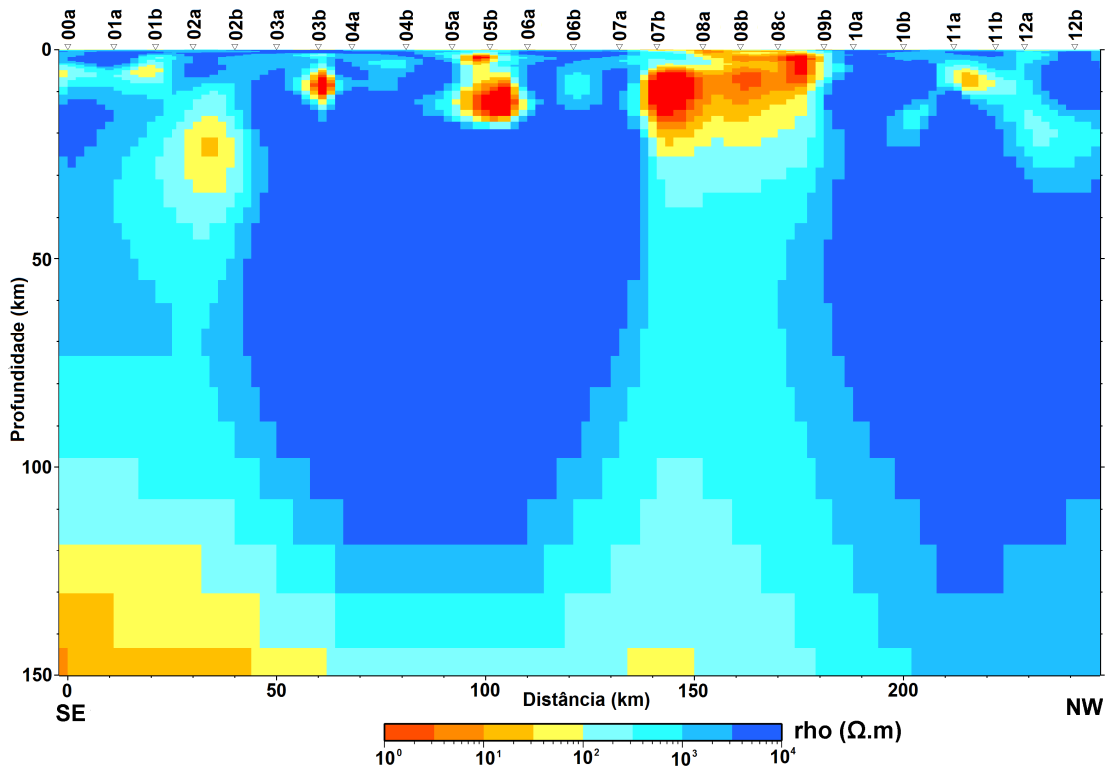


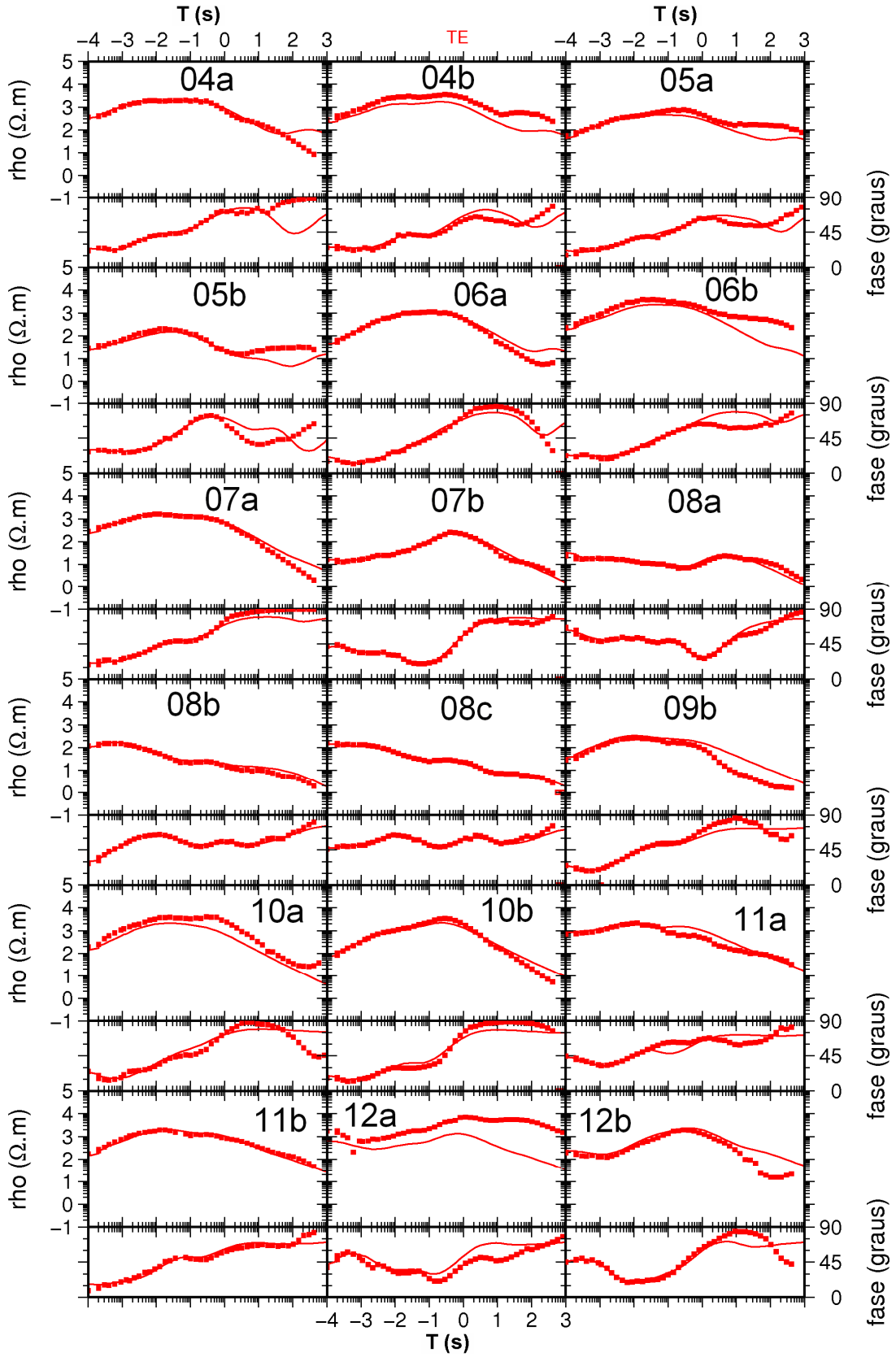
ANEXO IIIa Modelo de inversão (RMS 3.6) e curvas de respostas do modo TM, utilizados como dado de entrada para inversão final.





ANEXO IIIb Modelo inversão (RMS 3.7) e curvas de respostas do modo TE, utilizados como dado de entrada para inversão final.





ANEXO IV. Vetores de Indução dos dados das 25 estações amostrados para períodos até 410 s.

