



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.02.15.30-TDI

TOMOGRAFIA DE CONDUTIVIDADE ELÉTRICA SOB A BACIA DO PARANÁ UTILIZANDO DADOS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

Cassio Espindola Antunes

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Icaro Vitorello, e Marcelo Banik de Pádua, aprovada em 29 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BA9HLL>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.02.15.30-TDI

TOMOGRAFIA DE CONDUTIVIDADE ELÉTRICA SOB A BACIA DO PARANÁ UTILIZANDO DADOS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

Cassio Espindola Antunes

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Icaro Vitorello, e Marcelo Banik de Pádua, aprovada em 29 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BA9HLL>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Antunes, Cassio Espindola.

An89t Tomografia de condutividade elétrica sob a bacia do Paraná utilizando dados do campo geomagnético / Cassio Espindola Antunes. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xx + 131 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.02.15.30-TDI)

Dissertação (Mestrado em Ciência do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Icaro Vitorello, e Marcelo Banik de Pádua.

1. Geomagnetic Depth Sounding (GDS). 2. inversão 3D. 3. indução eletromagnética. 4 sondagens geomagnéticas. 5 Bacia do Paraná. I.Título.

CDU 550.372

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

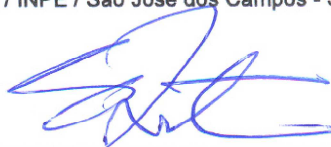
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente
Solar-Terrestre

Dr. Polinaya Muralikrishna



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Vice-Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Ícaro Vitorello



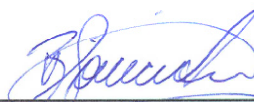
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Marcelo Banik de Pádua



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Mauricio de Souza Bologna



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): Cassio Espindola Antunes

São José dos Campos, 29 de fevereiro de 2012

AGRADECIMENTOS

A meus pais Elenita Espindola Antunes e José Luiz Irion e minha irmã Scheila Espindola Antunes por sempre me apoiarem nas atividades pessoais e acadêmicas. A minha companheira Tatiana Meinertz Vier por todo o carinho e atenção dedicados a mim ao longo dos anos.

Aos meus Orientadores Dr. Icaro Vitorello e Dr. Marcelo Banik de Pádua, aos colegas de laboratório, integrantes e colaboradores do grupo GEOMA pela atenção, dedicação e auxílio ao longo da pesquisa. Ao Dr. Nelson Jorge Schuch pelo estímulo, apoio e ensinamentos transmitidos desde os tempos de Iniciação Científica.

Aos demais amigos que me acompanharam, mesmo a distância, ao longo dessa jornada.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do Projeto de Pesquisa 2009/13054-6 vinculado ao Projeto Temático 2009/50493-8.

RESUMO

Devido as limitações dos métodos geofísicos convencionais, as propriedades físicas do interior da Terra ainda são pouco conhecidas, principalmente em profundidades superiores à dezenas de quilômetros. No entanto, este estudo apresenta um recente avanço na investigação da condutividade elétrica da litosfera através de modelos tomográficos 3D. Os modelos gerados são da região central da Bacia do Paraná (entre os paralelos 20°S – 30°S e meridianos 46°W – 56°W). A Bacia do Paraná possui área total aproximada de 1,5 milhões km² sob parte do Brasil meridional, o leste do Paraguai, o nordeste da Argentina e o norte do Uruguai. A camada superficial da bacia é formada por um pacote sedimentar-magmático bastante condutivo, o qual pode atingir espessuras de até 7 mil km no seu depocentro. Já o seu embasamento é mais resistivo e aparentemente composto por rochas ígneas e metamórficas. Para obter as informações das características geoeletricas da sub-superfície, foi aplicado o método de sondagens geomagnéticas profundas – GDS (*Geomagnetic Depth Sounding*). O método GDS baseia-se na relação linear existente entre a componente vertical e as componentes horizontais do campo geomagnético. Essa relação é definida através das funções de transferência magnética, ou funções de transferência vertical – VTFs (*Vertical Transfer Functions*). As VTFs indicam a existência de inhomogeneidades laterais na condutividade elétrica do interior da Terra, sinalizadas pelo aumento ou decréscimo da componente anômala vertical do campo geomagnético de superfície. Para estimar as VTFs, foram utilizados registros das variações do campo geomagnético obtidos por magnetômetros de fluxo saturado. Estes dados foram coletados durante diversas campanhas realizadas em cerca de 200 sítios. Os sensores foram posicionadas em formato de grade com espaçamento médio de 50 a 100 km entre estações. A faixa de período das variações geomagnéticas analisada está compreendida entre 320 e $2 \cdot 10^4$ s. Os modelos de resistividade elétrica foram gerados através da inversão 3D das VTFs de um subconjunto de 63 estações e 7 períodos. A inversão apenas de VTFs detecta regiões de contraste lateral na condutividade do meio, mas não recupera o valor real da resistividade do interior da Terra. Por esse motivo, foram realizadas inversões para três modelos iniciais de semiespaços uniformes com resistividades de 50, 100 e 500 $\Omega \cdot m$ (contendo a condutividade dos oceanos). Os modelos obtidos apresentam concordância na localização horizontal das anomalias condutoras detectadas. No entanto, como era esperado, as posições verticais (profundidades) das estruturas variam de acordo com a resistividade do modelo inicial utilizado. Uma das principais feições observadas nos modelos é um grande canal condutor com direção NE próximo a calha do rio Paraná. Outras duas regiões de destaque apresentam condutores com direção NW ao longo do lineamento Torres Posadas e do Arco de Ponta Grossa. Estas estruturas apresentam profundidades crustais e são interpretadas como possíveis resíduos, relacionados aos eventos magmáticos que afetaram a Bacia do Paraná no início do período Cretáceo.

ELECTRICAL CONDUCTIVITY TOMOGRAPHY BENEATH THE PARANÁ BASIN FROM GEOMAGNETIC FIELD DATA

ABSTRACT

Due to the limitations of the usual geophysical methods, the physical properties of Earth's interior are still poorly known, especially at depths greater than tens of kilometers. However, this study presents a recent progress for the investigation of lithospheric electrical conductivity from 3D tomography models. The obtained models are for the central region of the Paraná Basin (between parallels 20°S – 30°S and meridians 46°W – 56°W). The Paraná Basin has an approximately total area of 1.5 millions km² under part of the meridional Brazil, Eastern Paraguay, Northeastern Argentina and Northern Uruguay. The surface layer of the basin is formed by a high conductivity sedimentary-volcanic package, which may reach 7 km of thickness in its depocenter. Its basement is more resistive and seems to be composed by igneous and metamorphic rocks. In order to obtain information of the sub-surface geoelectrical characteristics, the geomagnetic depth sounding (GDS) method was used. The GDS method is based in the linear relationship existing between the vertical component and the horizontal components of the geomagnetic field. This relationship is defined through the magnetic transfer functions, or vertical transfer functions (VTF). The VTFs indicates the existence of lateral inhomogeneities in the Earth's electrical conductivity, signaled by an increase or decrease of the vertical anomalous geomagnetic field. To estimate the VTFs, data from the geomagnetic field variations measured by fluxgate magnetometers were used. The data were recorded during several field surveys carried out in about 200 sites. The sensors were deployed in an array with 50 to 100 km mean separation between stations. The period range of the geomagnetic field variations analyzed goes from 320 up to $2 \cdot 10^4$ s. The electrical resistivity models were generated through the 3D inversion of the VTFs for a subset of 63 stations and 7 periods. The inversion using only VTFs can detect regions of lateral contrasts in the medium conductivity, however it cannot recover the real resistivity value of the Earth's interior. Therefore, inversions for three starting models have been performed, which are homogeneous half-spaces with 50, 100 and 500 $\Omega \cdot m$ resistivity (containing the conductivity of the sea). The models obtained agree with the horizontal position of the anomalous conductors detected. However, as expected, the vertical positions (depths) of the structures vary depending on the resistivity of the starting model. One of the main bodies observed is a large conductive NE lineament near the Paraná river channel. Other two important regions show NW conductors around the Torres Posadas lineament and the Ponta Grossa Arch. These structures are located in crustal depths and are possibly related to the magmatic events that affected the Paraná Basin during the early Cretaceous period.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 1.1 Mapa da geologia do Brasil. Os limites da Bacia do Paraná sob território brasileiro são delimitados pelo traço preto mais espesso. | 3 |
| 1.2 Estações onde foram coletados os dados do campo geomagnético. | 8 |
| 1.3 Exemplo de arquivo com dados de campo da estação SUL30. | 9 |
| 2.1 Componentes do campo geomagnético. As direções Norte e Leste referem-se ao Norte e Leste geográficos. | 13 |
| 2.2 Espectro das variações naturais do campo geomagnético. | 15 |
| 3.1 Caso ideal de indução em um semiespaço 1D onde as componentes horizontais do campo magnético dobram de magnitude e a componente vertical é zero. | 27 |
| 3.2 Vetores de indução na região da bacia do Paraná para o período de 320 segundos. | 31 |
| 4.1 Fluxograma simplificado das etapas do processamos e inversão dos dados. Em negrito estão os nomes dos programas utilizados em cada etapa. . . . | 35 |
| 4.2 Trecho de magnetograma da estação NPR54 durante período geomagneticamente calmo entre 25/12/2009 a 01/01/2010. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT]. | 37 |
| 4.3 Trecho da série temporal da estação MTS17 entre 28/08/2004 a 04/09/2004. Dados registraram a ocorrência de uma tempestade magnética com início no dia 29/08/2004 e duração de aproximadamente 4 dias com $Dst_{min} = -126$ nT em 30/08/2004. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT]. | 37 |
| 4.4 Trecho do magnetograma da Estação SPR15. Presença de sinal ruidoso entre os dias 21/04/2003 e 22/04/2003. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT]. | 38 |
| 4.5 Trecho de magnetograma da estação SPR25 entre 21/04/2003 a 25/04/2003 com ruído em alta frequência . O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT]. | 39 |
| 4.6 Trecho de magnetograma da estação SPR04 entre 23/04/2003 a 27/04/2003 sem ruído em alta frequência. O eixo vertical representa variações em [nT]. | 39 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.7 | Espectros de sinal (linha contínua) e ruído (linha tracejada) de B_x , B_y e B_z da campanha SPR incluindo estações e trechos ruidosos. No gráfico de autovalores (<i>eigenvalues</i>) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes. | 44 |
| 4.8 | Espectros de sinal (linha contínua) e ruído (linha tracejada) de B_x , B_y e B_z da campanha SPR com estações e trechos ruidosos removidos. No gráfico de autovalores (<i>eigenvalues</i>) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes. | 46 |
| 4.9 | Espectro com terceiro autovalor para campanha SPR. No gráfico de autovalores (<i>eigenvalues</i>) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes. | 47 |
| 4.10 | Espectro com terceiro autovalor para campanha PAR. No gráfico de autovalores (<i>eigenvalues</i>) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes. | 48 |
| 4.11 | Funções de transferência das estações SPR16 e SPR22 com barra de erros. | 52 |
| 5.1 | Vetores de indução reais para 320 e 640 segundos. Quadro A mostra grupo de vetores apontando ao longo da direção NE. Já no quadro B os vetores apontam perpendicularmente a direção NW. | 59 |
| 5.2 | Estações definidas para rodar a inversão 3D. | 60 |
| 5.3 | T_{zx} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica. | 61 |
| 5.4 | T_{zy} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica. | 62 |
| 5.5 | T_{zx} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica. | 63 |
| 5.6 | T_{zy} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica. | 64 |
| 5.7 | Grade horizontal na região central modelada utilizada nas inversões. Os pontos representam a localização das estações GDS. | 66 |
| 5.8 | Grade vertical na região central modelada utilizada nas inversões. Eixo vertical (Z) representado em escala 5:1 em relação ao eixo horizontal (X). | 66 |

| | | |
|------|--|----|
| 5.9 | Corte na superfície dos modelos iniciais de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita). As isolinhas representam profundidades e altitudes (no continente) múltiplas de 1000 m. | 68 |
| 5.10 | Cortes à 10, 20 e 35 km de profundidade nos modelos de resistividade obtidos na inversão sem a inclusão da condutividade do oceano. Semi-espacos de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita). As isolinhas representam profundidades de 2000 e 4000 m. | 69 |
| 5.11 | Cortes à 50 e 100 km de profundidade nos modelos de resistividade obtidos na inversão sem a inclusão da condutividade do oceano. Semi-espacos de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita). As isolinhas representam profundidades de 2000 e 4000 m. | 70 |
| 5.12 | Corte na superfície dos modelos iniciais de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita) com a inclusão da condutividade do oceano. As isolinhas representam profundidades e altitudes (no continente) múltiplas de 1000 m. | 71 |
| 5.13 | Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 50 $\Omega\cdot\text{m}$ | 73 |
| 5.14 | Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 100 $\Omega\cdot\text{m}$ | 74 |
| 5.15 | Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 500 $\Omega\cdot\text{m}$ | 75 |
| 5.16 | Perfis do modelo de 50 $\Omega\cdot\text{m}$ representados na Figura 5.13. | 76 |
| 5.17 | Perfis do modelo de 100 $\Omega\cdot\text{m}$ representados na Figura 5.14. | 76 |
| 5.18 | Perfis do modelo de 500 $\Omega\cdot\text{m}$ representados na Figura 5.15. | 77 |
| 6.1 | Mapa de topo com perfil SW NE. | 82 |
| 6.2 | Mapa de topo com perfil NW SE. | 83 |
| 6.3 | Mapa de topo com perfil NW SE. | 84 |
| A.1 | Espectro de sinal e ruído da campanha APG. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões. | 98 |
| A.2 | Espectro de sinal e ruído da campanha COE. Os dados desta campanhas não foram utilizados nas inversões. | 98 |
| A.3 | Espectro de sinal e ruído da campanha ESP. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões. | 99 |
| A.4 | Espectro de sinal e ruído da campanha MTB. Apenas as estações M16, M33 e M51 deste espectro foram utilizadas nas inversões. | 99 |

| | | |
|------|--|-----|
| A.5 | Espectro de sinal e ruído da campanha MTS. Apenas as estações M22 e M50 deste espectro foram utilizadas nas inversões. | 100 |
| A.6 | Espectro de sinal e ruído da campanha NPR. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões. | 100 |
| A.7 | Espectro de sinal e ruído da campanha PAN. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões. | 101 |
| A.8 | Espectro de sinal e ruído da campanha PAR. Apenas a estações M33 deste espectro foi utilizada nas inversões. | 101 |
| A.9 | Espectro de sinal e ruído da campanha PNB. Apenas a estação M40 deste espectro foi utilizada nas inversões. | 102 |
| A.10 | Espectro de sinal e ruído da campanha SPR. Esta campanha foi utilizada nas inversões. | 102 |
| A.11 | Espectro de sinal e ruído da campanha SSF. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões. | 103 |
| A.12 | Espectro de sinal e ruído da campanha SUL. Apenas a estação M27 deste espectro foi utilizada nas inversões. | 103 |
| A.13 | Espectro de sinal e ruído da campanha XIG. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões. | 104 |
| B.1 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 320 e 480 segundos. | 106 |
| B.2 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 640 e 1024 segundos. | 106 |
| B.3 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 1280 e 1920 segundos. | 107 |
| B.4 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 2560 e 4096 segundos. | 107 |
| B.5 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 5120 e 7680 segundos. | 108 |
| B.6 | Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 10240 e 20480 segundos. | 108 |
| C.1 | Mapa de topo dos modelos à 2 km de profundidade. | 110 |
| C.2 | Mapa de topo dos modelos à 8 km de profundidade. | 111 |
| C.3 | Mapa de topo dos modelos à 10 km de profundidade. | 112 |
| C.4 | Mapa de topo dos modelos à 16 km de profundidade. | 113 |
| C.5 | Mapa de topo dos modelos à 20 km de profundidade. | 114 |
| C.6 | Mapa de topo dos modelos à 25 km de profundidade. | 115 |

| | | |
|------|--|-----|
| C.7 | Mapa de topo dos modelos à 30 km de profundidade. | 116 |
| C.8 | Mapa de topo dos modelos à 35 km de profundidade. | 117 |
| C.9 | Mapa de topo dos modelos à 40 km de profundidade. | 118 |
| C.10 | Mapa de topo dos modelos à 45 km de profundidade. | 119 |
| C.11 | Mapa de topo dos modelos à 50 km de profundidade. | 120 |
| C.12 | Mapa de topo dos modelos à 60 km de profundidade. | 121 |
| C.13 | Mapa de topo dos modelos à 80 km de profundidade. | 122 |
| C.14 | Mapa de topo dos modelos à 100 km de profundidade. | 123 |
| D.1 | Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 50 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 126 |
| D.2 | Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 50 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 127 |
| D.3 | Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 100 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 128 |
| D.4 | Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 100 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 129 |
| D.5 | Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 500 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 130 |
| D.6 | Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com 500 $\Omega\cdot\text{m}$ de fundo. | 131 |

LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 2.1 Classificação das variações geomagnéticas por período. | 15 |
| 4.1 Lista de níveis de decimação utilizados e períodos processados. | 50 |
| 5.1 Lista de períodos utilizados na inversão. | 65 |
| 5.2 Informações sobre as inversões de modelos iniciais de semiespaço homogêneo. | 71 |
| 5.3 Informações sobre os resultados das inversões dos modelos com condutividade do oceano. | 78 |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Aspectos Geográficos e Geológicos da Bacia do Paraná | 2 |
| 1.2 Estudos Geofísicos Anteriores na Região da Bacia do Paraná | 5 |
| 1.3 Dados GDS na Região da Bacia do Paraná | 7 |
| 2 REVISÃO TEÓRICA | 11 |
| 2.1 O Campo Magnético da Terra | 11 |
| 2.2 Componentes do Campo Geomagnético | 12 |
| 2.3 Variações do Campo Geomagnético | 14 |
| 2.4 Revisão das Equações de Maxwell | 18 |
| 2.4.1 Equações de Maxwell no Vácuo | 18 |
| 2.4.2 Equações de Maxwell em Meios Materiais | 20 |
| 2.5 Profundidade de Penetração de Campos Difusivos | 23 |
| 3 METODOLOGIA UTILIZADA PARA MODELAGEM DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA | 25 |
| 3.1 Método GDS | 25 |
| 3.2 Função de Transferência Magnética | 28 |
| 3.3 Vetor de Indução | 29 |
| 3.4 Métodos de Modelagem de Condutividade Elétrica | 32 |
| 4 PROCESSAMENTO DOS DADOS GDS | 35 |
| 4.1 Análise da Qualidade das Séries Temporais | 36 |
| 4.2 Cálculo das Funções de Transferência Magnética | 40 |
| 4.2.1 Transformada de Fourier dos Dados | 40 |
| 4.2.2 Modelo Estatístico Multivariado | 41 |
| 4.2.3 Análise Espectral dos Dados | 43 |
| 4.3 Funções de Transferência Magnética Obtidas | 50 |
| 4.4 Recursos Computacionais Utilizados no Processamento | 53 |
| 5 INVERSÃO 3D DOS DADOS GDS | 55 |
| 5.1 Revisão do Método de Inversão | 55 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 5.2 | Método de Inversão do ModEM | 57 |
| 5.3 | Seleção das Estações para Inversão 3D | 58 |
| 5.4 | Configuração da Grade e do Modelo Inicial | 65 |
| 5.5 | Inversão dos Modelos Iniciais para Espaço Homogêneo | 67 |
| 5.6 | Inversão dos Modelos Iniciais com a Condutividade do Oceano | 71 |
| 5.7 | Recursos Computacionais Utilizados na Inversão | 78 |
| 6 | INTERPRETAÇÃO DOS MODELOS | 81 |
| 7 | CONCLUSÃO | 87 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 89 |
| | APÊNDICE A – ESPECTRO DE SINAL E RUÍDO DOS DADOS | 97 |
| | APÊNDICE B – VETORES DE INDUÇÃO. | 105 |
| | APÊNDICE C – MAPAS DE TOPO DOS MODELOS | 109 |
| | APÊNDICE D – AJUSTE DOS DADOS COM O MODELO. | 125 |

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná foi ao longo dos anos alvo de estudos geológicos, geofísicos e geoquímicos, motivados primariamente pela busca de possíveis concentrações de hidrocarbonetos. A importância dos estudos geofísicos neste caso se deve ao fato de que grande parte da bacia só é acessível por métodos de investigação indiretos ou por perfurações. Sendo assim, o refinamento do conhecimento do arcabouço estrutural da bacia foi obtido principalmente a partir de inúmeros trabalhos geofísicos de detalhe, sobretudo sísmica de reflexão, métodos potenciais, sondagens geomagnéticas profundas e magnetotéluricas. Uma das consequências desses estudos foi a identificação de importantes estruturas tectônicas regionais, das quais decorreram interpretações diversas de sua evolução tectono-sedimentar (ZÁLAN *et al.*, 1990; MILANI, 1997).

Por outro lado, a crosta inferior e o manto superior sob a bacia ainda são pouco conhecidos, especialmente ao sul do Arco de Ponta Grossa. De fato, as estações sísmológicas até agora utilizadas em mapeamentos tomográficos profundos concentram-se ao norte do paralelo 25°S (SCHIMMEL, 2003). Dessa maneira, existem sérias limitações na comparação desses dados com aqueles provenientes de anomalias do geóide (MOLINA e USSAMI, 1999), os quais também trazem informações sobre as partes mais profundas da litosfera. Devido a isso, permanecem desconhecidos vários aspectos relacionados com a resposta geodinâmica da litosfera continental durante os eventos tectono-magmáticos que ocorreram na região entre o Proterozóico (2500 a 542 Ma) e o Cretáceo (146 a 65 Ma).

Levantamentos geofísicos utilizando métodos eletromagnéticos (EM) com sinais de fontes naturais podem ser utilizados para identificar gradientes de condutividade elétrica em diferentes profundidades. Tendo em vista que os silicatos, minerais predominantes na crosta, são altamente resistivos, os métodos EM são bastante sensíveis à presença minoritária de materiais condutores presentes na crosta terrestre. Esses condutores estão geralmente associadas à concentração de fluidos mineralizados nos poros da rocha (condução eletrolítica) ou de minerais altamente condutores (especialmente grafita, condução eletrônica). Por outro lado, em profundidades típicas do manto, a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de interconexão entre minúsculos componentes das rochas do manto, as quais por ventura contenham minerais condutores (grafita, sulfetos), fluidos salinos, fusões parciais e material volátil. 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. A análise de dados de indução eletromagnética, em conjunto com aqueles provenientes de diferentes métodos geofísicos (*i.e.*, métodos potenciais e sísmica de reflexão para definição de estruturas rasas, modelos do geóide e tomografia sísmica para estruturas profundas), fornece informações cruciais para elaborar o modelo mais adequado à formação e evolução das estruturas geológicas de grande porte situadas na superfície da Terra. Além disso, estes tipos de dados podem permitir avaliar os efeitos causados por esses processos na litosfera regional.

Este estudo tem por objetivo detectar e interpretar anomalias de condutividade elétrica em diferentes profundidades, desde alguns quilômetros até a base da litosfera na região central da Bacia do Paraná. Tais estruturas estão provavelmente relacionadas aos diferentes eventos tectônicos e magmáticos que afetaram a região sudeste-sul do Brasil desde o Proterozóico. Para isso, foram analisados dados das variações transientes do campo geomagnético aplicando-se o método de sondagens geomagnéticas profundas (*Geomagnetic Depth Sounding* – GDS ou *magnetovariational* – MVS). Cerca de 200 sondagens com magnetômetros de fluxo saturado foram operados durante campanhas com duração média de 2 a 4 meses, constituindo uma grade de dados magnéticos. Esses dados foram processados com técnicas robustas para eliminação de ruídos e obtenção das funções de transferência magnética (*vertical transfer function* – VTF) e dos vetores de indução reais. Em seguida, utilizando um programa recentemente desenvolvido pela comunidade geofísica internacional, foi realizado a inversão 3D das VTFs de um subconjunto de 63 estações para obter modelos tridimensionais de condutividade elétrica sob a porção central da bacia. Os modelos obtidos permitem identificar as principais regiões de concentração de correntes elétricas anômalas na região, as quais fornecem vínculos para o estudo dos processos de origem e evolução da bacia assim como das assinaturas deixadas por esses processos na litosfera.

1.1 Aspectos Geográficos e Geológicos da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná recebe este nome devido ao rio Paraná que a corta. O eixo mais longo da bacia apresenta direção N – S e sua área total chega a cerca de 1,5 milhões km² (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984; MILANI *et al.*, 2007). Sua extensão abrange o Brasil meridional, o leste do Paraguai, o nordeste da Argentina e norte do Uruguai. No Brasil, a Bacia do Paraná cobre a maior parte da região Sul, Sudeste e boa parte do Centro-Oeste, englobando os estados de Goiás, Minas Gerais, Mato

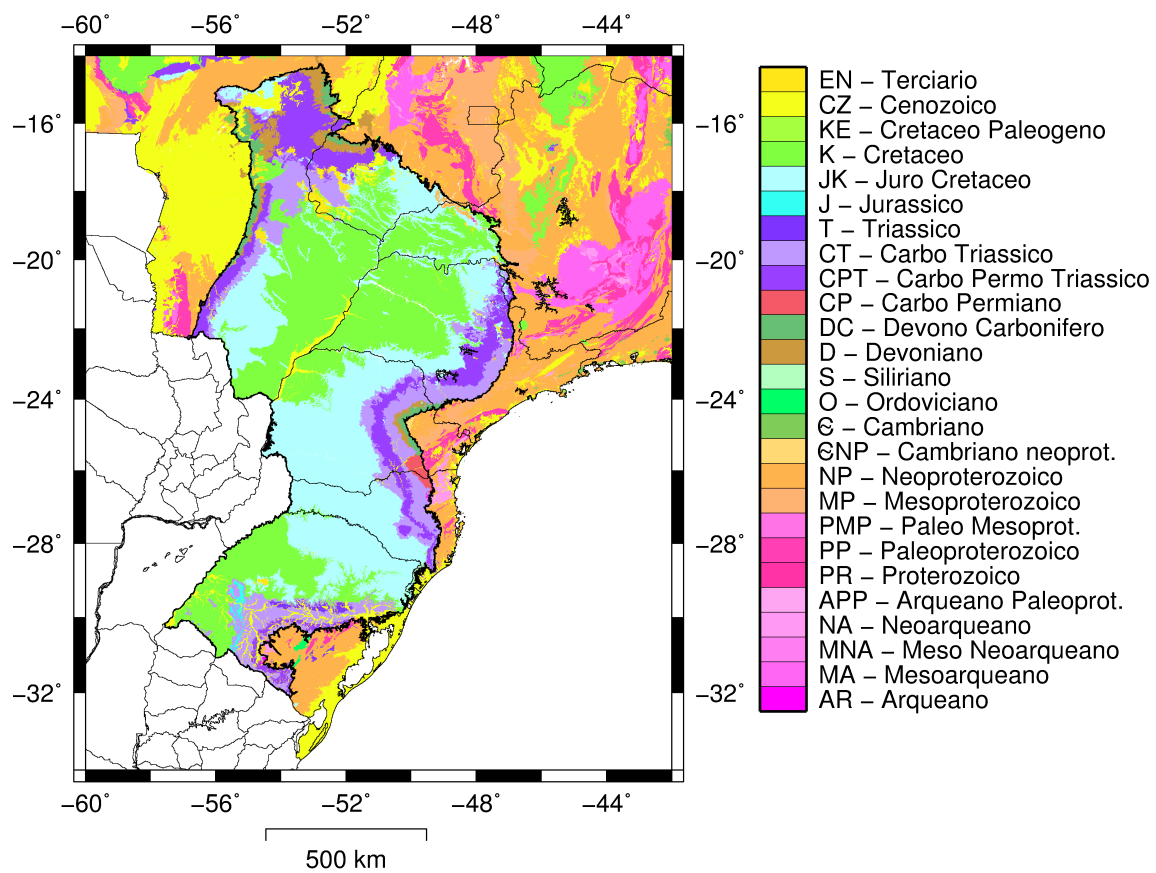


Figura 1.1 - Mapa da geologia do Brasil. Os limites da Bacia do Paraná sob território brasileiro são delimitados pelo traço preto mais espesso.

Fonte: Adaptado de Bizzi et al. (2001)

Grosso, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Na Figura 1.1 é apresentado um mapa geológico simplificado da região de estudo em que os limites da Bacia do Paraná, em território brasileiro, são representados pela linha sólida mais espessa.

Caracterizada por sedimentação entre as Eras Paleozoica e Mesozoica, com registros estratigráficos mostrando idades entre os Períodos Ordoviciano e o Cretáceo, a Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica¹ produto de processos tectono-sedimentares e vulcanismo atuantes durante o Fanerozoico. Sua evolução se deu por fases de subsidência e soerguimento com erosão associada, no transcorrer das quais

¹Bacia geológica correspondente a uma depressão topográfica em área cratônica (porção da litosfera continental, praticamente atectônica, por mais de 200 milhões de anos, caracterizada por grandes profundidades litosféricas) que recebeu ou recebe sedimentos das áreas mais elevadas.

a sedimentação se processou em sub-bacias. Essa evolução foi fortemente influenciada pela geodinâmica do Gondwana Ocidental, uma região marcada durante todo o Fanerozoico por esforços compressivos da convergência do Gondwana com a litosfera oceânica circunvizinha (Panthalassa) (ZÁLAN *et al.*, 1990). A quebra do Gondwana Ocidental no Cretáceo Inferior, com a conseqüente abertura do Atlântico Sul, foi precedida ou ocorreu simultaneamente com a extrusão de um grande volume de rochas magmáticas (PICCIRILLO *et al.*, 1988; TURNER *et al.*, 1994; ERNESTO *et al.*, 2002; THIEDE, VASCONCELOS, 2010). Esse derrame de basaltos cobre dois terços da porção brasileira da Bacia do Paraná e atinge até 1300 m de espessura. Somado às soleiras de diabásio pode-se chegar a até 2000 m de espessura de rochas ígneas. Na parte central e mais profunda da bacia, a espessura conjugada de rochas sedimentares e vulcânicas pode se aproximar a 7000 m (ZÁLAN *et al.*, 1990; MILANI, 1997).

A bacia é limitada a nordeste pela flexura de Goiânia, com direção NW, ao longo da qual foram intrudidos vários corpos alcalinos e quimberlíticos. Os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande, ambos de direção NW, igualmente representam estruturas de referência com grande importância na configuração erosiva atual da bacia e que criaram reentrâncias nas bordas da bacia nos estados do Paraná e Rio Grande do Sul.

Aparentemente composto por rochas ígneas e metamórficas, o embasamento da Bacia do Paraná apresenta idades radiométricas correspondem ao ciclo orogênico Brasileiro do Neoproterozóico (CORDANI *et al.*, 1984). Há porém controvérsias sobre as características da crosta sobre a qual se implantou a bacia. Um bloco cratônico no centro da bacia, circundado por faixas móveis brasileiras, foi inicialmente proposto por Cordani *et al.* (1984). Esse modelo foi posteriormente contestado por Milani (1997), pois seria incompatível com a existência nessa região das maiores espessuras de praticamente todas as seqüências estratigráficas.

A evolução tectônica da bacia foi fortemente relacionada às reativações sofridas por lineamentos com direção NW e NE ligadas a zonas de fraquezas do embasamento, cujo delineamento está baseado em dados de em um número reduzido de poços exploratórios, poucos levantamentos geofísicos (sobretudo dados aeromagnéticos) que não cobrem toda a região e esparsos levantamentos geológicos ao redor da bacia. Como conseqüência, a continuidade de muitos desses lineamentos não foi ainda testada e seu possível envolvimento no desenvolvimento da bacia não está ainda compreendido. Os elementos com tendência NE consistem de falhas e zonas

de falhas, aparentemente sem diques associados (ZÁLAN et al., 1990). De acordo com Melfi et al. (1988), essas estruturas são paralelas a lineamentos no embasamento e são provavelmente relacionadas a cinturões móveis do ciclo Brasileiro. Por outro lado, os elementos de tendência NW são intrudidos por inúmeros diques de diabásio, sendo comuns deformações associadas com intrusões ígneas. São também observadas deformações *strike slip*² ao longo dessas estruturas, sendo que suas zonas de falhas têm espessura variável (ZÁLAN et al., 1990). A mais proeminente dessas estruturas NW é o arco de Ponta Grossa, intrudido por centenas de diques toleíticos. Zálan et al. (1990) também descreve estruturas secundárias de direção EW que teriam se desenvolvido no Triássico. A idade e direção dessas estruturas sugerem uma relação com a abertura do Atlântico Sul, possíveis associações com a evolução das bacias marginais e implicações para a prospecção de hidrocarbonetos (GIBBS et al., 2003).

1.2 Estudos Geofísicos Anteriores na Região da Bacia do Paraná

Informações geofísicas têm dado uma contribuição fundamental na definição das diferentes estruturas da Bacia do Paraná. O detalhamento das feições estruturais de direção NW na região central da bacia e nas proximidades do arco de Ponta Grossa foram obtido através de dados aeromagnéticos (FERREIRA, 1982). Levantamentos gravimétricos em escala regional também permitiram identificar algumas das principais estruturas tanto do embasamento exposto como daquele recoberto pelos sedimentos e vulcânicas (MANTOVANI et al., 1991).

Dados gravimétricos da parte norte da bacia mostram a presença de um alto gravimétrico que foi interpretado por Molina et al. (1989) como associado à presença de material de alta densidade na crosta médio-inferior, proveniente provavelmente do manto superior (*underplating*). Esse mesmo trabalho revelou a orientação NE das anomalias gravimétricas e magnetométricas em toda a área da bacia, relacionadas à estruturação do embasamento. Posteriormente, dados de sísmica de reflexão igualmente detectaram o padrão NE das estruturas, configuradas como calhas na região central da bacia e alojando seu pacote Paleozoico mais inferior, pré-Devoniano (MARQUES et al., 1993). Esses autores denominaram essa feição de “rifte central” e mostraram que ela ajustaria adequadamente as anomalias gravimétricas e magnetométricas dessa região.

Snoke e James (1997) usaram ondas superficiais para obter a estrutura de velocidades

²Faturas verticais, ou quase verticais, em que os blocos se moveram horizontalmente.

da crosta e do manto superior sob as bacias do Paraná e do Chaco. Observaram um grande contraste entre as duas bacias, com a do Chaco apresentando uma crosta substancialmente mais fina que a do Paraná. Também observaram uma anomalia de baixa velocidade no manto superior, estendendo-se através de toda a Bacia do Chaco e o oeste da Bacia do Paraná, enquanto a parte NE da última apresentaria altas velocidades. Em um estudo posterior, [Assumpção et al. \(2002\)](#) estimaram espessuras crustais usando a técnica de função do receptor e observaram que a Bacia do Paraná tem crosta mais espessa (40 – 47 km) do que as faixas de dobramentos brasileiros circunvizinhos. Atribuíram esse resultado à ocorrência de *underplating* sob a bacia.

Discussões sobre as hipóteses do embasamento da bacia ser composto por um simples núcleo cratônico cercado por cinturões móveis Neoproterozóicos ou por uma raiz cratônica fragmentada continuam em estudos geofísicos mais recentes. [Schimmel \(2003\)](#) observou anomalias de alta velocidade em ondas P e S no manto superior sob as partes oeste e central da Bacia do Paraná e concluiu que elas seriam consistentes com a presença de um núcleo cratônico. Em seguida, [Mantovani et al. \(2005\)](#) analisaram anomalias residuais de Bouguer de um extenso levantamento gravimétrico e detectaram um alto gravimétrico bem demarcado, com formato aproximadamente triangular, sob a bacia. Interpretaram essa anomalia como um núcleo cratônico central, o qual denominaram como bloco Paranapanema. Essa interpretação seria porém contestada por [Julià et al. \(2008\)](#) que analisaram a estrutura crustal profunda sob a bacia, através de funções do receptor determinadas em várias estações, e observaram que altas velocidades (indicativas de um possível *underplating*) tendem a ocorrer próximo às zonas de sutura propostas no modelo de cráton fragmentado de [Milani \(1997\)](#). Esses resultados seriam confirmados por estudos ainda mais recentes de tomografia sísmica do manto superior que mostram o embasamento da Bacia do Paraná formado por diversos blocos ([ROCHA et al., 2011](#)).

Os estudos de indução eletromagnética (EM) na Bacia do Paraná iniciaram-se no começo da década de 80 com um levantamento magnetotelúrico (MT) na região Norte-Nordeste, contratado pela PAULIPETRO visando a procura de hidrocarbonetos. Os dados foram coletados em seis perfis (cinco deles na direção NNE e o último no sentido transversal em torno do paralelo 22°S), escolhidos de acordo com as interpretações então existentes sobre as direções estruturais ([STANLEY et al., 1985](#)). Esse levantamento foi utilizado principalmente com o intuito de fornecer indícios das espessuras de basaltos e sedimentos, porém a localização dos perfis e o grande

espaçamento entre as estações (em média 15 km) levaram a discussões sobre a interpretação dos resultados como em [Molina et al. \(1989\)](#).

Outro estudo eletromagnético regional significativo foi desenvolvido pelo grupo de Geomagnetismo do INPE em torno do Sinclinal de Torres, utilizando equipamentos MT para sondagens MT/GDS. A análise dos dados GDS mostrou a ocorrência de uma anomalia condutora com tendência NW-SE, aproximadamente coincidente com o traçado do sinclinal, e a presença de fortes efeitos em períodos mais longos gerados pelo Oceano Atlântico nas estações próximas à costa. Inversões 1D e 2D dos dados MT indicaram uma estrutura condutora que se aprofunda em direção NW (rumo ao centro da bacia), com uma profundidade de 500 m na costa e 1000 m a cerca de 100 km de distância no interior do continente ([PADILHA, VITORELLO, 2000](#)). Além disso, [Menezes e Travassos \(2005\)](#) analisaram dados de um perfil MT cortando o arco de Ponta Grossa, na borda sudeste da bacia. Interpretaram dois condutores como causados por fluidos originados de material derivado do manto, um deles associado a uma zona de cisalhamento vertical relacionada a condutos para a extrusão das lavas basálticas e o outro à ocorrência de *underplating* na base da crosta.

1.3 Dados GDS na Região da Bacia do Paraná

O grupo de Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) possui um grande volume de dados geomagnéticos de diferentes regiões do Brasil coletados para estudos da condutividade da litosfera terrestre. Neste trabalho, foram processados dados de 203 estações GDS de longo período instaladas sobre o norte, centro e as bordas da bacia do Paraná. Esses dados foram coletados durante 13 campanhas realizadas entre os anos de 2002 e 2010 sobre as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. A Figura 1.2 apresenta o mapa com as estações GDS cobrindo a quase totalidade da bacia em território brasileiro. As estações são identificadas por cinco caracteres, tal que os dois últimos são o número do magnetômetro e os três primeiros a sigla da campanha a que pertencem, sendo: **APG** (Arco de Ponta Grossa), **COE** (Centro Oeste), **ESP** (Estado de São Paulo), **MTB** (Mato Grosso II), **MTS** (Mato Grosso do Sul), **NPR** (Norte do Paraná), **PAN** (Pantanal), **PAR** (Bacia do Paraná), **PNB** (Pantanal II), **SPR** (Sul do Paraná), **SSF** (Sul do São Francisco), **SUL** (Extremo Sul do Brasil) e **XIG** (Xingu).

Os dados do campo geomagnético foram coletados por magnetômetros de fluxo saturado (*fluxgate*) de três eixos com sensibilidade de 1 nT. Cada campanha registrou

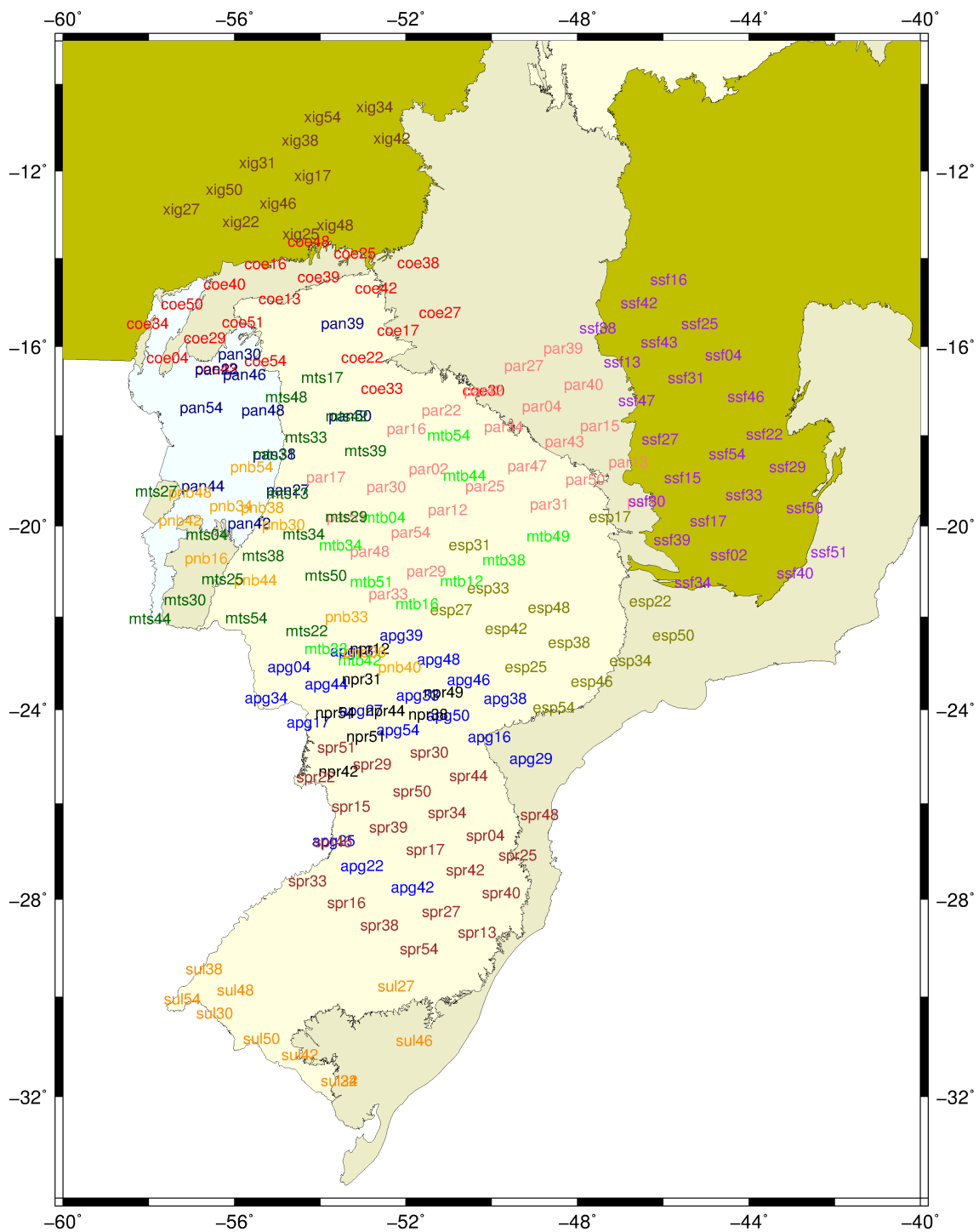


Figura 1.2 - Estações onde foram coletados os dados do campo geomagnético.

```

sul30a      First run in South Parana Basin
Longitude= -51.453 Latitude= -24.898 Magnetic Deviation= -16.000
Strike= 195.995 Tilt= 0.000 Sample Interval= 60 secs
Alarm Set: 18 3 2003 0 0 0 Correction= 0 secs/day.
Thermister: 1.50 + 1.00 degrees/count.
X_sensor:   0.0 + 1.011689 nT/Count. 0.000000 + 0.000000 nT/degree
Y_sensor:   0.0 + 1.008356 nT/Count. 0.000000 + 0.000000 nT/degree
Z_sensor:   0.0 + 1.009877 nT/Count. 0.000000 + 0.000000 nT/degree
Processed MEMMAG32 version H260398 orient. 2 at Wed Jun 25 17:24:39 2003

```


| X | Y | Z | F | H | Mi | S | D | M | YR |
|---------|---------|----------|---------|---|----|---|----|---|----|
| 19023.0 | -5444.0 | -12022.0 | 23152.5 | 1 | 18 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19022.0 | -5443.0 | -12021.0 | 23151.0 | 1 | 19 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19022.0 | -5441.0 | -12019.0 | 23149.5 | 1 | 20 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19021.0 | -5442.0 | -12019.0 | 23148.9 | 1 | 21 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19021.0 | -5442.0 | -12020.0 | 23149.4 | 1 | 22 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19023.0 | -5442.0 | -12019.0 | 23150.5 | 1 | 23 | 0 | 18 | 3 | 3 |
| 19021.0 | -5442.0 | -12021.0 | 23149.9 | 1 | 24 | 0 | 18 | 3 | 3 |

Figura 1.3 - Exemplo de arquivo com dados de campo da estação SUL30.

simultaneamente as variações do campo nos três eixos (**X** e **Y** horizontais e **Z** vertical) observadas na superfície. Os sensores foram instalados em média a cada 50 – 100 km em formato de grade. A amostragem do campo foi de uma medida a cada 60 segundos (frequência de amostragem de 16.666 mHz), tendo cada campanha durado em média de 2 a 4 meses. A faixa de variações do campo magnético analisadas está compreendida aproximadamente entre os períodos de $3,2 \cdot 10^2$ a $2 \cdot 10^4$ segundos (flutuações do campo vinculadas às pulsações PC5 e variações Sq).

Os dados de campo utilizados neste estudo foram armazenados em arquivos de texto no formato ASCII. A Figura 1.3 apresenta as primeiras 20 linhas do arquivo com dados da estação SUL30. A primeira linha informa a estação e a província de coleta. A segunda linha registra as coordenadas geográficas do sítio e a declinação magnética no local. A terceira linha mostra valores do strike e tilt (parâmetros não utilizados no processamento) e a taxa de amostragem. A data e horário programado para o início da coleta de dados esta presente na linha 4. Nas linhas de número 5 a 8 estão parâmetros de calibração do termistor e de cada um dos sensores do magnetômetro, utilizados no momento da transferência dos dados da memória do sistema de coleta para um computador. A versão do software de leitura e a data em que os dados foram transferidos está registrada na linha 9. As linhas 10, 11 e 12 são linha em branco e a linha 13 é um cabeçalho para identificação do rótulo das colunas logo abaixo. A partir da linha 14 começam os registros dos valores das componentes X, Y, Z e F (componente total calculada) do campo magnético amostradas no instante definido pela hora, minuto, segundos, dia, mês e ano.

2 REVISÃO TEÓRICA

A análise das variações do campo geomagnético é utilizado em diferentes áreas de pesquisa, tanto para o estudo de processos eletrodinâmicos na ionosfera, magnetosfera, de clima espacial, entre outros, como para levantamento das características elétricas do interior da Terra. Nesse último caso, as variações naturais do campo geomagnético servem como fonte de sinal para a investigação das características e da distribuição de condutividade elétrica da crosta e manto terrestre. Para isso, são utilizados os métodos de sondagem eletromagnética passivos, tais como o GDS (*Geomagnetic Depth Sounding* – sondagens geomagnéticas profundas) e o MT (magnetotelúrico). Neste capítulo é apresentado uma breve revisão teórica afim de obter uma visão geral da fonte de sinal (campo magnético da Terra) utilizada pelo método GDS e do fenômeno de propagação de ondas eletromagnéticas.

2.1 O Campo Magnético da Terra

A Terra está imersa em um grande campo magnético chamado de campo geomagnético, campo magnético terrestre ou campo magnético da Terra. Este campo constitui a magnetosfera terrestre, região delimitada pela magnetopausa (fronteira entre o meio controlado pelo campo geomagnético e o meio interplanetário). Devido às propriedades magnéticas, o campo geomagnético controla o movimento de íons presentes no ambiente espacial, defletindo partículas eletricamente carregadas provenientes do Sol que viajam em direção à Terra no vento solar. A interação do campo magnético terrestre com o vento solar e demais partículas do meio interplanetário origina os diversos sistemas de correntes magnetosféricas. O campo principal apresenta sobretudo morfologia dipolar, embora sua representação em harmônicos esféricos seja um somatório de componentes dipolar, quadripolar, octopolar e assim sucessivamente (CHAPMAN, BARTELS, 1940; CAMPBELL, 2003).

A teoria mais aceita para a origem do campo geomagnético é a da existência de correntes elétricas fluindo no núcleo externo da Terra, formando um dínamo auto-excitado. Acredita-se que o movimento dos fluidos no núcleo externo seja resultado da liberação de energia gravitacional pelo deslocamento ascendente de elementos mais leves e a expansão do núcleo interno com expulsão de elementos mais pesados. Todo este complexo processo é condicionado pelo formato esférico da Terra e por forças exercidas pelo processo de rotação (CAMPBELL, 2003). Essa teoria para geração do campo geomagnético é atualmente a mais aceita sendo conhecida como

Dínamo Hidromagnético.

Sabe-se que os polos opostos de dois imãs se atraem e polos iguais se repelem, analogamente ao que acontece com cargas elétricas. Logo, quando o ponteiro de uma bússola se alinha com a direção norte-sul magnética, o polo norte e sul da bússola estão sendo atraídos respectivamente pelo polo sul e norte magnéticos da Terra. Portanto, para todos os efeitos, o polo sul magnético da Terra está localizado no hemisfério norte (geográfico) e o polo norte magnético da Terra se localiza no hemisfério sul (geográfico). Afim de que os polos geográfico e magnético coincidissem convencionou-se que o polo norte magnético e o polo sul magnético estão localizados respectivamente nos hemisférios norte e o sul geográficos.

2.2 Componentes do Campo Geomagnético

O campo geomagnético pode ser decomposto em um campo vetorial tridimensional. Para monitorar suas variações e morfologia geralmente opta-se por um dos dois sistemas referenciais mais utilizados. O primeiro segue a orientação das coordenadas geográfica e o outro as coordenadas magnéticas, conforme ilustrado na Figura 2.1. O sistema com orientação geográfica (**XYZ**) é composto pelos eixos **X** e **Y** no plano horizontal, apontando respectivamente para o norte e leste geográficos, e o eixo **Z** direcionado para o centro da Terra. Já o sistema magnético (**HDZ**) é formado pelo eixo **H** direcionado para o norte magnético local, o eixo **D** apontado para o leste magnético local (sempre perpendicular ao eixo **H**) e o eixo **Z** coincidente com o sistema geográfico. A intensidade total do campo magnético é representada pelo vetor **B**, dado pela soma vetorial das componentes horizontais e vertical.

Os elementos da Figura 2.1 podem ser divididos em lineares e angulares. As representações em negrito referem-se aos elementos vetoriais e as em itálico aos elementos escalares.

Elementos lineares:

- **X** – norte geográfico (positiva para o norte geográfico);
- **Y** – leste geográfico (positiva para o leste geográfico);
- **Z** – componente vertical (positiva em direção ao centro da Terra);
- **H** – norte magnético (positiva para o norte magnético local);

- \mathbf{D} – leste magnético (ortogonal a \mathbf{H} no plano horizontal);
- \mathbf{B} – componente total do campo geomagnético.

Elementos angulares:

- d – declinação magnética;
- I – inclinação magnética.

A declinação magnética d é o ângulo em graus entre a direção do norte geográfico \mathbf{X} e a componente horizontal do campo magnético \mathbf{H} , positivo quando medido no sentido horário do norte para leste. A inclinação magnética I é dada pelo ângulo em graus formado pela componente magnética horizontal \mathbf{H} e o vetor intensidade total do campo magnético \mathbf{B} . O ângulo I é positivo quando medido do plano horizontal para baixo, como indicado na Figura 2.1.

Os sistemas referenciais do campo geomagnético são compostos por bases ortogonais

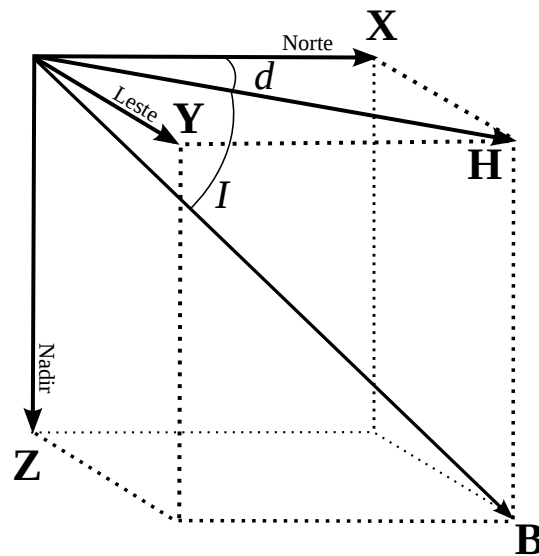


Figura 2.1 - Componentes do campo geomagnético. As direções Norte e Leste referem-se ao Norte e Leste geográficos.

relacionadas por equações trigonométricas, tal que

$$B^2 = X^2 + Y^2 + Z^2, \quad (2.1)$$

$$B^2 = H^2 + Z^2, \quad (2.2)$$

$$H^2 = X^2 + Y^2, \quad (2.3)$$

$$X = H \cos(d), \quad (2.4)$$

$$Y = H \sin(d), \quad (2.5)$$

$$Z = B \sin(I), \quad (2.6)$$

$$H = B \cos(I), \quad (2.7)$$

e as componentes angulares d e I se correlacionam com as demais sendo

$$d = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right), \quad (2.8)$$

$$I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right). \quad (2.9)$$

2.3 Variações do Campo Geomagnético

As variações temporais do campo geomagnético estão ligadas a diversos fenômenos relacionados à interação Terra-Sol, descargas atmosféricas, alterações nas correntes do Dínamo Hidromagnético, etc. Observadas na superfície da Terra através de magnetômetros, as variações do campo podem ser utilizadas para sondar a distribuição de condutividade elétrica da subsuperfície terrestre. Analisando as perturbações do campo geomagnético para diferentes frequências é possível investigar as características geoeletricas desde poucos metros da superfície até centenas de quilômetros de profundidade (conforme será discutido na Seção 2.5). A faixa de frequências comumente utilizados em sondagens eletromagnéticas está compreendida entre 10^{-4} até 10^4 Hz ¹. Entretanto, alguns estudos de grande profundidade ou de modelos globais utilizam frequências ainda mais baixas do que 10^{-4} Hz. As variações temporais do campo geomagnético, mais relevantes para estudos de indução eletromagnética, estão listadas e classificadas por faixas de período na Tabela 2.1, desde frações de segundos até milhares de anos.

¹A faixa de 10^{-4} até 10^4 Hz compreende, de maneira geral, as frequências comumente utilizadas pelos métodos GDS e MT. Porém, no desenvolvimento deste estudo foram utilizados apenas variações com frequência da ordem de 10^{-4} até 10^{-2} Hz.

Tabela 2.1 - Classificação das variações geomagnéticas por período.

| Tipo | Período |
|--------------------------|---|
| Secular | Maior que 1 ano |
| Diurna e Sq | 24, 12, 8 e 6 horas |
| Pulsações | Entre 0,1 a 1000 segundos |
| Atmosféricas | Menor que 1 segundo – ELF (<i>extreme low frequency</i>) |
| Distúrbios Geomagnéticos | Período variado de algumas horas até vários dias |

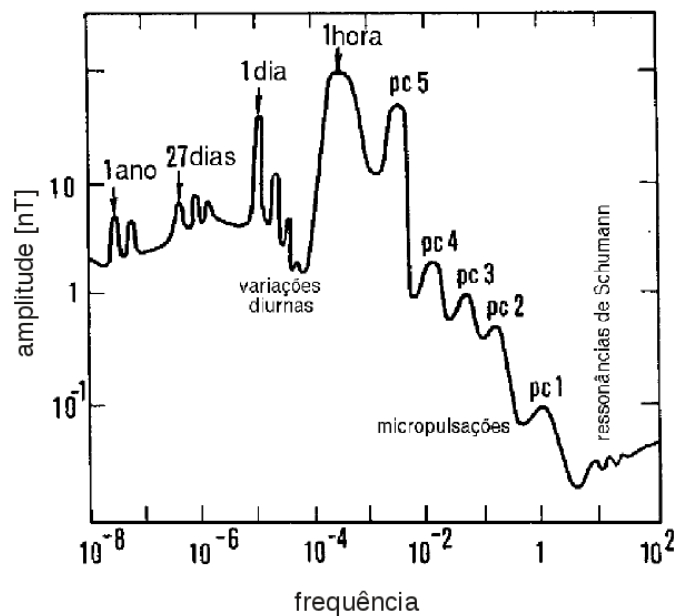


Figura 2.2 - Espectro das variações naturais do campo geomagnético.
Fonte: Adaptado de Pádua (2004).

As variações do campo magnético terrestre devido a fenômenos naturais são distribuídas espectralmente conforme apresentado na Figura 2.2. No espectro são representadas as componentes anual, devido à translação da Terra e sazonalidade das variações; a componente de 27 dias, devido à rotação do Sol; a componente diurna, relacionada à rotação da Terra; as pulsções geomagnéticas e as ressonâncias de Schumann.

O campo geomagnético principal apresenta variações espaciais de intensidade que podem chegar a 3 vezes da sua magnitude. O valor mínimo do campo principal é

aproximadamente -23.000 nT no centro da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) e o máximo pode ultrapassar 60.000 nT nos polos. Essas variações do campo principal são resultado do fluxo de correntes no núcleo líquido externo (geodínamo ou Dínamo Hidromagnético) as quais circulam com eixo deslocado em relação ao eixo de rotação da Terra (CAMPBELL, 2003). Além de variações espaciais, a flutuação das correntes do geodínamo produz variações temporais do campo, classificadas como seculares devido ao longo período em que ocorrem. Como o sistema de correntes é bastante estável, as variações apresentam período muito longo, maiores do que 1 ano.

Outras oscilações como a variação diurna, pulsações e tempestades geomagnéticas, são resultado da interação entre o Sol e a Terra que acontece através da radiação e do vento solar. O vento solar é um plasma eletricamente carregado resultado de uma enorme diferença de pressão entre os gases na corona solar e do meio interestelar. Composto principalmente por hidrogênio ionizado, com densidade de prótons e elétrons respectivamente de $6,6 \text{ cm}^{-3}$ e $7,1 \text{ cm}^{-3}$, este plasma é expelido constantemente pelo Sol em todas as direções. Sua velocidade média é de 450 m/s para períodos calmos, podendo superar os 1000 m/s em períodos de atividade solar perturbada. O vento solar carrega parte do campo magnético solar congelado no plasma, interagindo com a magnetosfera terrestre, o que pode causar flutuações nas correntes e conseqüentemente no campo geomagnético (tempestades geomagnéticas) (KIVELSON, RUSSELL, 1995). Uma típica tempestade magnética é composta por 3 fases: fase inicial, fase principal e fase de recuperação, sendo que as primeiras fases podem durar algumas horas e a última até vários dias (KIRCHHOFF, 1991).

Uma forma de verificar o nível de variação do campo geomagnético é através do índice *Dst* (*storm-time disturbance*), o qual monitora o nível mundial de tempestades magnéticas. Esse índice é disponibilizado em tempo real pela Universidade de Kyoto, Japão, e está relacionado às correntes de anel que fluem em volta da Terra de leste para oeste no plano do equador magnético. Seu valor é obtido pela média da componente horizontal do campo geomagnético observado em magnetogramas de estações geomagnéticas posicionadas em latitudes médias e equatoriais sobre todo o globo. O índice é próximo a zero em períodos calmos e torna-se negativo quando uma tempestade magnética está em progresso (relacionado com o enriquecimento de prótons e elétrons nas correntes de anel). Quanto mais negativo for o índice *Dst* mais intensa é a tempestade.

Durante intervalos magneticamente calmos são observadas variações mais suaves do campo geomagnético, compostas principalmente por componentes espectrais de 24, 12, 8 e 6 horas. Esse tipo de variação foi denominado de variação geomagnética de dia calmo ou Sq (*Solar Quiet variation*) (CAMPBELL, 2003). A variação Sq tem comportamento bastante regular para o período de um dia solar e seus harmônicos, com flutuações na faixa de dezenas de nT. Além disso, apresenta característica sazonal com pico de intensidades durante o verão até duas vezes maior do que no inverno. Sua origem é devida a dois vórtices de correntes fluindo na ionosfera, um em cada hemisfério (norte e sul) (ROKITYANSKY, 1982). Olhando o lado diurno da Terra de um ponto acima da ionosfera, os vórtices fluem em sentidos contrários sendo horário no hemisfério sul e anti-horário no hemisfério norte, unindo-se em direção a leste na região do equador magnético.

Outra componente diurna é a variação geomagnética lunar, ou variação L. A variação L é 1 a 1,5 ordens de grandeza menor em amplitude do que a variação Sq . Uma média de longo período mostra que a componente semi-diurna apresenta maior amplitude que as demais e é da ordem de 1 a 2 nT com pico durante o verão. A expansão em série de Fourier da variação Sq revela que os harmônicos diurno e semi-diurno são os dominantes. Embora o terceiro e quarto harmônico sejam várias vezes menores em amplitude, ainda podem ser utilizados em conjunto com os primeiro e segundo harmônicos em sondagens de condutividade (ROKITYANSKY, 1982).

As variações atmosféricas pertencem a uma faixa de frequência mais alta para o espectro do campo geomagnético, como mostra a Figura 2.2. Elas são causadas por variações no campo elétrico, próximo à superfície da Terra, devido a descargas elétricas atmosféricas (principalmente raios) ao redor do Globo. O campo elétrico gerado por um raio se propaga no ar com intensidade proporcional a r^{-3} até aproximadamente 100 km de distância². Acima de 100 km, ondas refletidas pela ionosfera interferem na propagação. A grandes distâncias, o campo eletromagnético decai mais lentamente do que r^{-1} e varia com a frequência. Os campos eletromagnéticos atmosféricos se propagam ao redor da Terra através do guia de onda formado entre o solo e a ionosfera. Esse guia de onda apresenta frequências de ressonância (ressonâncias de Schumann) de 8, 14, 20, 25 e 32 Hz. Ondas na faixa de 2 kHz são altamente absorvidas pelo guia de onda (ROKITYANSKY, 1982).

²O termo r é a distância entre o ponto onde ocorreu o raio e o ponto em que o campo elétrico está sendo medido.

Alguns autores atribuem a origem das pulsações geomagnéticas a ondas hidromagnéticas magnetosféricas (Alfvén), geradas por processos de instabilidade de Kelvin-Helmholtz, que ocorrem quando um fluxo de plasma sobrepõe-se a outro. Outros cientistas ressaltam a importância da perturbação gerada pela onda de choque do vento solar na magnetosfera terrestre, associando este fenômeno à geração das pulsações, que ocorrem em maior número durante tempestades geomagnéticas. Estas interações são chamadas de eventos transientes e ocorrem na fronteira da região que constitui a magnetosfera e a magnetopausa. As pulsações estão divididas em contínuas Pc1-5, que apresentam certos padrões de oscilação, e irregulares Pi1 e Pi2 (CAMPBELL, 2003).

2.4 Revisão das Equações de Maxwell

Para iniciar a discussão sobre os princípios físicos do método de sondagem utilizado, é interessante relembrar alguns conceitos e equações que regem o comportamento de campos eletromagnéticos. Nesta seção é apresentada uma breve revisão de eletrodinâmica e das equações de Maxwell feita com base nos textos e deduções descritas por Arora e Niwas (1997), Griffiths (1999) e Cook (2003).

2.4.1 Equações de Maxwell no Vácuo

O conjunto das equações de Maxwell é formado pelas lei de Gauss, Faraday e Ampère-Maxwell e pela equação que descreve a não existência de mono polos magnéticos, ou lei do fluxo magnético. Inicialmente estas equações foram formuladas para a condição de propagação de onda no ar (ou vácuo), uma vez que os experimentos realizados para comprovar as teorias matemáticas das equações foram realizados tendo o ar como meio de propagação.

A primeira equação de Maxwell descreve a existência de um campo elétrico associado a uma distribuição qualquer de cargas. A lei de Gauss descreve que o fluxo elétrico que atravessa uma superfície fechada S qualquer é resultado da concentração de cargas dentro do volume definido pela superfície dividido por uma constante definida pelo meio (permissividade elétrica do vácuo ϵ_0). Matematicamente a lei de Gauss é expressa por:

$$\oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{S} = \frac{1}{\epsilon_0} \int \rho dv \quad (2.10)$$

A equação seguinte descreve a inexistência de mono polos magnéticos e é denominada por alguns autores como lei do fluxo magnético. O campo magnético está sempre associado a um dipolo, tem-se que o somatório da componente de \mathbf{B} normal a uma superfície fechada S , ao longo de toda a superfície, é sempre nulo. A expressão para esta lei é dada por:

$$\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{S} = 0 \quad (2.11)$$

A Equação 2.11 refere-se ao fato de que para cada vetor de campo magnético “saindo” da superfície S existe um vetor de igual intensidade e sentido contrário “entrando” na superfície. Isto é, campos magnéticos estão sempre associados a dipolos magnéticos, diferentemente do que ocorre com cargas elétricas que existem separadamente. Isto implica em dizer que os mono polos magnéticos não existem (ou ainda não foram observados na natureza).

Em seus experimentos de 1831, Faraday concluiu que campos magnéticos variáveis no tempo induzem campos elétricos (GRIFFITHS, 1999). Mais formalmente, o que ele descobriu foi que a circulação de um campo elétrico \mathbf{E} através de uma curva fechada C qualquer é igual ao decréscimo do fluxo magnético que cruza a superfície delimitada pela curva C . Esse enunciado traduz a lei de Faraday expressa matematicamente por:

$$\oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = - \int \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \cdot d\mathbf{S} \quad (2.12)$$

A formulação da lei de Ampère utiliza a lei de Biot-Savart para correntes de forma análoga à lei de Gauss utilizando a lei de Coulomb para cargas elétricas. Porém, Ampère observou apenas a condição em que campos magnéticos são gerados por correntes uniformes. Posteriormente, Maxwell acrescentou à lei de Ampère a chamada corrente de deslocamento, definida como:

$$\mathbf{J}_D \equiv \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.13)$$

Unindo a lei de Ampère e a corrente de deslocamento completa-se a teoria de campos eletromagnéticos com a lei de Ampère-Maxwell:

$$\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{l} = \mu_0 \int \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S} + \mu_0 \varepsilon_0 \int \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \cdot d\mathbf{S} , \quad (2.14)$$

onde μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo. Nota-se que o adendo de Maxwell à lei de Ampère original, $\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{l} = \mu_0 \int \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S}$, não altera sua validade para campos estáticos em que $\partial \mathbf{E} / \partial t$ é nula, caso para o qual foi inicialmente formulada por Ampère.

As Equações 2.10 a 2.14 são generalizadas para formas arbitrárias das curvas e superfícies. Contudo, a aplicação dessas equações na sua forma integral é feita apenas para casos em que existe simetria geométrica e quando a distribuição de cargas e correntes sejam conhecidas. Caso contrário a solução para as equações na forma integral pode ser bastante trabalhosa. Para quaisquer superfícies, distribuições de cargas e correntes, o mais prático é considerar elementos com tamanho infinitesimal (COOK, 2003). Usando o teorema da divergência e o teorema de Stokes, as equações de Maxwell na forma integral (Equações 2.10 a 2.14) podem ser representadas na forma diferencial:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.15)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.16)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.17)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} + \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.18)$$

As equações que regem o comportamento de campos eletromagnéticos no vácuo estão definidas acima. Contudo, para diversas aplicações, incluindo sondagens eletromagnéticas do interior da Terra, deve-se considerar o efeito da presença do meio material sobre as ondas eletromagnéticas.

2.4.2 Equações de Maxwell em Meios Materiais

No meio material as Equações 2.10–2.14 e 2.15–2.18 sofrem alterações devido à intervenção do meio com os campos eletromagnéticos. Em meios com características eletromagnéticas lineares, o campo total é o somatório do campo no vácuo e do

campo gerado pela presença do meio. As características do meio são descritas pela permissividade elétrica ε e pela permeabilidade magnética μ do material.

O campo elétrico \mathbf{E} no meio material exerce forças sobre as partículas deste, gerando uma polarização \mathbf{P} . O deslocamento elétrico \mathbf{D} é definido como o resultado da interação entre o campo elétrico no vácuo e a polarização do material, sendo definido através da equação:

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P} \quad (2.19)$$

A polarização, por sua vez, é uma consequência da presença do campo elétrico, tal que

$$\mathbf{P} = \varepsilon_0 \chi_e \mathbf{E} , \quad (2.20)$$

sendo χ_e definida como a susceptibilidade elétrica e ε a permissividade elétrica do meio, ambas relacionadas por $\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_0 \chi_e = \varepsilon_0(1 + \chi_e)$.

Trabalhando sobre as Equações 2.19 e 2.20 tem-se que

$$\begin{aligned} \mathbf{D} &= \varepsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P} , \\ \mathbf{D} &= \varepsilon_0 \mathbf{E} + \varepsilon_0 \chi_e \mathbf{E} , \\ \mathbf{D} &= \varepsilon_0 \mathbf{E} (1 + \chi_e) , \\ \mathbf{D} &= \varepsilon \mathbf{E} . \end{aligned} \quad (2.21)$$

Da mesma maneira, a existência de um meio material afeta o campo magnético devido à magnetização (ou polarização magnética) \mathbf{M} do meio. O resultado da interação entre a indução magnética \mathbf{B} e a magnetização \mathbf{M} é definido pela intensidade magnética \mathbf{H} , sendo

$$\mathbf{H} = \frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \mathbf{M} . \quad (2.22)$$

A magnetização é dada por

$$\mathbf{M} = \chi_m \mathbf{H} , \quad (2.23)$$

onde χ_m é a susceptibilidade magnética. A permeabilidade μ do meio é definida como $\mu = \mu_0 + \mu_0 \chi_m = \mu_0(1 + \chi_m)$.

Com as Equações 2.22 e 2.23 pode-se desenvolver

$$\begin{aligned}
 \mathbf{H} &= \frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \mathbf{M}, \\
 \mathbf{H} &= \frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \chi_m \mathbf{H}, \\
 \mu_0 \mathbf{H} (1 + \chi_m) &= \mathbf{B}, \\
 \mathbf{H} &= \frac{1}{\mu} \mathbf{B}.
 \end{aligned} \tag{2.24}$$

A partir das Equações 2.20, 2.21, 2.23 e 2.24, conhecidas como relações constitutivas, é possível fazer as adaptações necessárias nas equações de Maxwell no vácuo e obtê-las para propagação na matéria. A corrente de deslocamento passa a ser $\mathbf{J} = \partial \mathbf{D} / \partial t$. As Equações de Maxwell em meios materiais na forma integral são:

$$\oint \mathbf{D} \cdot d\mathbf{S} = \int \rho dv \tag{2.25}$$

$$\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{S} = 0 \tag{2.26}$$

$$\oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = - \int \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \cdot d\mathbf{S} \tag{2.27}$$

$$\oint \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = \int (\mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}) \cdot d\mathbf{S} \tag{2.28}$$

Na forma diferencial as equações acima ficam:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \tag{2.29}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{2.30}$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{2.31}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \tag{2.32}$$

O conjunto das equações de Maxwell revistas nesta e na seção anterior descrevem o comportamento dos campos eletromagnéticos. Nos estudos geofísicos que utilizam métodos eletromagnéticos de investigação, como o GDS, é necessário um entendi-

mento dos princípios por trás dessas equações para uma melhor compreensão das técnicas utilizadas.

2.5 Profundidade de Penetração de Campos Difusivos

A profundidade de penetração de campos eletromagnéticos (EM) em um meio material é definida como função do período da onda e das características do meio. A expressão que dimensiona essa grandeza é conhecida como relação de profundidade eletromagnética pelicular (*electromagnetic skin depth*)

$$p(T) = \sqrt{\frac{T}{\pi\mu\bar{\sigma}}}, \quad (2.33)$$

onde $p(T)$ é a profundidade de penetração dada em metros, T é o período da onda dado em segundos, $\bar{\sigma}$ é a condutividade elétrica média do semiespaço onde a onda se propaga em S/m e μ é a permeabilidade magnética do meio em H/m. No caso de difusão de ondas eletromagnéticas no interior da Terra costuma-se utilizar o valor da permeabilidade do vácuo, tal que $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m (válido para a maioria dos casos práticos, exceto quando se encontra rochas com elevada susceptibilidade magnética). Substituindo os parâmetros obtêm-se a equação da profundidade pelicular simplificada

$$p(T) \approx 500\sqrt{T\rho_a}, \quad (2.34)$$

onde ρ_a é a resistividade elétrica aparente ou resistividade média em $\Omega \cdot m$ do semi-espaço uniforme equivalente à região.

Os diferentes métodos de sondagem geomagnética que utilizam indução eletromagnética no interior da Terra baseiam-se na relação de profundidade de penetração. [Tikhonov \(1950\)](#) e [Cagniard \(1953\)](#) foram os primeiros a propor que as variações dos campos EM poderiam ser utilizadas para inferir a distribuição de condutividade do interior da Terra. A ideia é que a análise do sinal EM para períodos distintos revelaria informações da condutividade para diferentes profundidade de investigação.

Com o aumento da frequência da onda EM ocorre a redução da profundidade de penetração da mesma, expresso na Equação 2.34. Isto é uma consequência do de-

caimento exponencial dos campos EM ao se propagarem de modo difusivo em um meio condutor como o interior da Terra. Pela lei da Faraday, Equação 2.31, sabe-se que para variações mais rápidas do campo indutor \mathbf{B} , maior é o $\partial\mathbf{B}/\partial t$, portanto maior é o campo elétrico induzido no meio condutor. O campo elétrico induzido gera correntes parasitas (*eddy currents*) que por sua vez produzem um campo magnético induzido com sentido oposto ao campo magnético indutor (lei de Lenz). A intensidade da corrente induzida é proporcional a condutividade σ do meio ($\mathbf{j} = \sigma\mathbf{E}$) e a taxa de variação $\partial\mathbf{B}/\partial t$.

Para a profundidade definida por $p(T)$, o campo eletromagnético sofre atenuação de e^{-1} da sua amplitude na superfície (SIMPSON, BAHR, 2005). Dessa forma, os métodos de sondagens eletromagnéticas perdem sensibilidade para detectar estruturas em profundidades maiores que $p(T)$ devido ao enfraquecimento do sinal medido. Na prática, porém, a profundidade eletromagnética 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-espço homogêneo como utilizado para derivar a Equação 2.33.

3 METODOLOGIA UTILIZADA PARA MODELAGEM DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

3.1 Método GDS

O método de sondagens geomagnéticas profundas (*Geomagnetic Depth Sounding* ou *Geomagnetic Deep Sounding* – GDS), também conhecido em algumas literaturas como magnetovariacional ou *Magnetic Variation Profiling* (MVP), é utilizado para o levantamento da distribuição de condutividade elétrica do interior da Terra. Através dessa técnica é possível identificar inomogeneidades laterais da condutividade até grandes profundidades. Segundo Rokityansky (1982), os princípios do método surgiram no final da década de 50 – início da década de 60 através de diversos trabalhos que estudavam o comportamento anômalo das variações geomagnéticas. O conceito mais formal de investigação do interior da Terra pelo método GDS foi inicialmente proposto por Schmucker (1959), com contribuições posteriores de Schmucker (1970).

A técnica GDS é considerada passiva, pois utiliza variações transientes naturais do campo geomagnético como sinal de entrada. Os dados são obtidos através de perfis ou grades de magnetômetros instalados ao longo da região de estudo. Esses equipamentos registram simultaneamente as variações do campo magnético nos três eixos ortogonais (XYZ). Procedimentos similares utilizando campos gerados por fontes artificiais, conhecidos como sistemas ativos, baseiam-se nos mesmos princípios e trabalham tipicamente com frequências entre 10^2 a $5 \cdot 10^2$ Hz. No entanto, os sistemas ativos possibilitam apenas sondagens rasas, até algumas centenas de metros de profundidade, devido a limitação de potência da fonte eletromagnética. As vantagens do método passivo são que a fonte de sinal natural (campo geomagnético) tem maior potência e está presente em qualquer lugar do Globo. Além disso, a técnica passiva possibilita o estudo das variações de período muito longo, para as quais pode-se alcançar profundidades da ordem de centenas de quilômetros. Segundo Rokityansky (1982), as profundidades alcançadas podem chegar a vários quilômetros para pulsações entre 1 a 10 segundos, entre 600 – 800 km para a variação diurna e até 1200 – 1800 km para um ciclo solar de 11 anos.

As correntes elétricas que fluem na magnetosfera e ionosfera da Terra produzem variações do campo geomagnético, como discutido na Seção 2.3. O campo gerado por essas correntes é considerado uma contribuição de origem externa, ou campo indutor. As ondas eletromagnéticas geradas pela contribuição externa se difundem no

interior da Terra, induzindo correntes parasitas (*eddy currents*) no meio condutor da crosta e manto. Essas correntes induzidas produzem seu próprio campo magnético, que caracteriza uma contribuição de origem interna. Logo, o campo magnético induzido (interno) depende do campo indutor (externo) e das características elétricas do interior da Terra. O campo magnético observado na superfície terrestre é, portanto, o somatório das contribuições externas (campo indutor) e internas (campo induzido). Idealmente, identificando e separando os campos de origem interna e externa obtêm-se informações sobre a distribuição da condutividade da Terra.

Para explicar o processo de indução no interior da Terra pode-se considerar o caso idealizado representado na Figura 3.1. Seja uma onda eletromagnética plana, gerada por correntes na ionosfera e magnetosfera produzidas pelo campo elétrico $\mathbf{E}_{\text{externo}}$, que incide verticalmente sobre um semiespaço 1D ¹. O campo magnético de origem externa observado na superfície é $\mathbf{B}_{\text{externo}}$. A condutividade elétrica do ar é nula e a do semiespaço, que representa o interior da Terra, é uma função dada por $\sigma_N(z)$ que varia apenas com a profundidade z . O campo elétrico induzido $\mathbf{E}_{\text{interno}}$ produz as correntes \mathbf{j} , tal que $\mathbf{j} = \sigma_N(z) \cdot \mathbf{E}_{\text{interno}}$, e circulam em camadas horizontais lateralmente infinitas do semiespaço. Sendo assim, a resultante vertical do campo magnético \mathbf{B}_i é nula, pois as correntes \mathbf{j} vizinhas produzem campos verticais com sentidos opostos e de igual magnitude. Isto ocorre por que $\sigma_N(z)$ e $\mathbf{E}_{\text{interno}}$ são lateralmente uniformes, logo a corrente \mathbf{j} para uma dada profundidade é constante. Da iteração dos campos magnéticos induzidos surge então a componente horizontal $\mathbf{B}_{\text{interno}}$. Para esse caso ideal, de um semiespaço 1D condutor, as componentes horizontais \mathbf{X} e \mathbf{Y} do campo geomagnético, observado na superfície da Terra, dobram de magnitude enquanto a componente vertical \mathbf{Z} se anula (SCHMUCKER, 1970; ROKITYANSKY, 1982; ARORA, NIWAS, 1997).

Devido ao fato de que as medidas do campo são obtidas através de grades de estações cujas extensões totais são relativamente pequenas comparadas ao comprimento de onda da fonte externa, a separação exata do campo em contribuições de origem interna e externa não é possível ou é pouco precisa. Para resolver este problema costuma-se dividir o campo em contribuições normal e anômala (ARORA et al., 1999). Para o modelo 1D da Terra o campo observado na superfície, que é a soma do campo indutor (contribuição externa) e do campo induzido (contribuição interna), é cha-

¹Semiespaço 1D é uma região delimitada em que as propriedades físicas variam em apenas uma das três direção. Nesse caso a propriedade de interesse é a condutividade elétrica e a variação é apenas em profundidade.

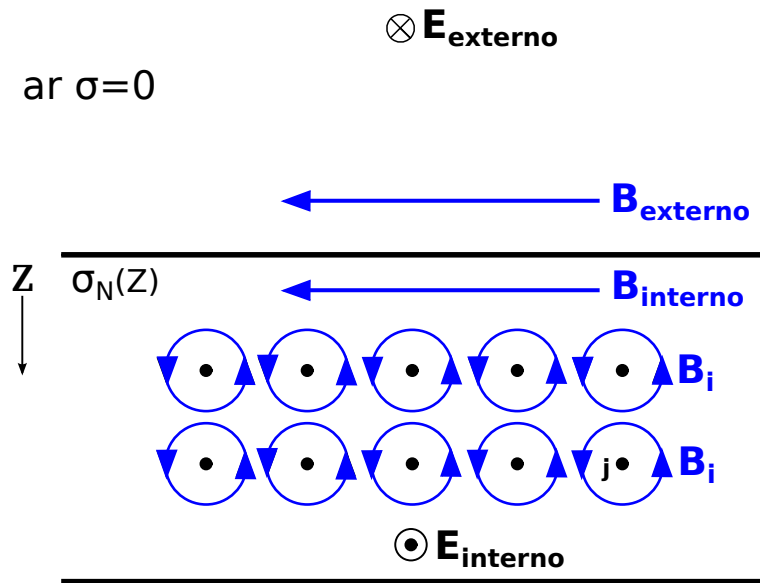


Figura 3.1 - Caso ideal de indução em um semiespaço 1D onde as componentes horizontais do campo magnético dobram de magnitude e a componente vertical é zero.

mado de campo normal. A parte do campo originada devido à indução de correntes em inhomogeneidades laterais de condutividade é chamada de campo anômalo e é totalmente de origem interna (SCHMUCKER, 1970).

Quando o fenômeno de indução eletromagnética ocorre em regiões com variações laterais de condutividade no interior da Terra, o fluxo de correntes é perturbado, produzindo anomalias nas componentes do campo geomagnético. Essas anomalias são mais facilmente detectadas na componente vertical (Z) do campo observado na superfície. A detecção de tais campos anômalos indica a existência de variações laterais de condutividade e conseqüentemente afastamento da condição 1D. Além disso, a possível presença de correntes fluindo ao longo de estruturas lineares anormalmente condutivas causa grandes alterações na componente Z medida em lados opostos da estrutura anômala. Nesse caso, pode ocorrer um atraso ou mesmo uma reversão na fase da componente Z de um determinado evento registrado simultaneamente em estações geomagnéticas dispostas em ambos os lados da heterogeneidade. Uma simples inspeção visual dos magnetogramas das diferentes estações já traz informações sobre as características mais gerais das variações laterais de condutividade na região em estudo.

Quanto maior a razão entre as componentes vertical e horizontal do campo, isto é,

o módulo da razão entre campos anômalos e normais, maior deve ser o contraste lateral de condutância do meio que gera tal anomalia (ARORA, NIWAS, 1997; ARORA et al., 1999). Esses são os princípios do método GDS utilizado neste estudo. Outros conceitos utilizados, tais como as funções de transferência magnética e o vetor de indução, são brevemente discutidos a seguir.

3.2 Função de Transferência Magnética

Partindo da hipótese de que uma onda eletromagnética plana incide na superfície de um semiespaço infinito, com condutividade normal $\sigma_N(z)$, as componentes magnéticas na superfície desse semiespaço, no domínio da frequência, satisfazem a relação linear dada por:

$$B_z = T_{zx}B_x + T_{zy}B_y, \quad (3.1)$$

onde B_z , B_x e B_y são, respectivamente, as componentes do campo magnético vertical e horizontais no domínio da frequência e os coeficientes T_{zx} e T_{zy} são números complexos adimensionais conhecidos como função de transferência magnética, função de transferência vertical (VTF – *vertical transfer function*) ou *tipper*. A expressão 3.1 foi introduzida por Parkinson (1959) e Wiese (1965), sendo conhecida como **relação de Wiese-Parkinson**. A componente vertical B_z é praticamente produto dos campos anômalos e as componentes horizontais B_x e B_y dos campos normais, conforme descrito na Seção 3.1.

O conceito de função de transferência é definido como uma relação que descreve um sistema linear em termos de uma entrada conhecida e uma saída previsível. No caso da Equação 3.1, a informação de entrada é o campo horizontal e a saída é o campo anômalo vertical, que surge devido as variações laterais na distribuição de condutividade do meio.

As funções de transferência magnética estão relacionadas com a presença de correntes anômalas fluindo no interior da Terra induzidas pelo campo externo (Seção 3.1). Tendo como referência o sistema de coordenadas da Figura 2.1, assumi-se que as VTFs estão alinhadas ao eixo representado pelo segundo subscrito. Da lei de Bio-Svart segue que a componente T_{zx} , relacionada a componente B_x , é definida pelo excesso de corrente fluindo na direção y devido ao campo elétrico E_y . Da mesma

forma, a componente T_{zy} , relacionada a componente B_y , é definida pelo excesso de corrente fluindo na direção x pela ação do campo elétrico E_x . Nesse caso, as VTFs estão alinhadas perpendicularmente a contribuição de corrente anômala. Embora experimentalmente comprovada a relação descrita pela Equação 3.1, a sua dedução matemática é apresentada nas Seções 1.1 e 4.1 de [Berdichevsky e Dmitriev \(2008\)](#). Além de fornecer informações sobre variações laterais, T_{zx} e T_{zy} estão relacionadas à distribuição vertical de condutividade. Isso porque a difusão do campo magnético no interior da Terra também depende da distribuição de condutividade normal $\sigma_N(z)$ do meio ([BERDICHEVSKY, DMITRIEV, 2008](#)).

A estimativa das funções de transferência é realizada no domínio da frequência através de métodos de regressão robusta, métodos multivariados, método dos mínimos quadrados, entre outros. As etapas de análise das séries temporais, remoção de ruídos, transformação dos dados do domínio do tempo para o domínio da frequência e cálculo das funções de transferência fazem parte do processamento dos dados. As VTFs para determinada banda de frequência devem permanecer constantes para a mesma região ao longo dos anos, já que a priori elas dependem apenas das condições geológicas da litosfera terrestre.

3.3 Vetor de Indução

As VTFs podem ser representadas graficamente por elementos vetoriais utilizados para indicar a existência e localização de correntes anômalas. Os elementos utilizados para essa representação são os vetores de indução. Os vetores de indução, ou *induction vectors* (IV), são na verdade dois vetores, um que representa a parte real e outra a parte imaginária (ou em quadratura) das funções de transferência complexas T_{zx} e T_{zy} . Pela convenção de [Parkinson \(1959\)](#), os vetores da parte real apontam na direção de gradientes positivos de condutividade geradores de correntes anômalas. As representações no plano cartesiano (\hat{x}, \hat{y}) , com o vetor real rotacionado segundo a convenção de Parkinson, são definidas pelas Equações 3.2 e 3.3.

$$IV_{\Re} = -\Re(T_{zx})\hat{x} - \Re(T_{zy})\hat{y} \quad (3.2)$$

$$IV_{\Im} = \Im(T_{zx})\hat{x} + \Im(T_{zy})\hat{y} \quad (3.3)$$

Outra forma de representação dos vetores é através da magnitude e azimute. A

magnitude representada por S é dada por:

$$S_{\Re} = \sqrt{(\Re(T_{zx}))^2 + (\Re(T_{zy}))^2} \quad (3.4)$$

$$S_{\Im} = \sqrt{(\Im(T_{zx}))^2 + (\Im(T_{zy}))^2} \quad (3.5)$$

O azimute θ é dado por:

$$\theta_{\Re} = \arctan \frac{\Re(T_{zy})}{\Re(T_{zx})} + 180^\circ \quad (3.6)$$

$$\theta_{\Im} = \arctan \frac{\Im(T_{zy})}{\Im(T_{zx})} \quad (3.7)$$

O azimute do vetor de indução representa a direção de maior correlação entre a componente vertical \mathbf{Z} e as componentes horizontais \mathbf{X} e \mathbf{Y} (ou \mathbf{H} e \mathbf{D}). A magnitude do vetor indução representa a amplitude da razão entre a componente vertical e as componentes horizontais. Isso significa que o azimute do vetor indução aponta na direção de maior variação lateral de condutividade e a magnitude do vetor está relacionada com a taxa de variação da condutividade naquela direção. Portanto, representado os vetores de indução sobre um mapa regional é possível identificar regiões onde existem correntes anômalas. Um exemplo das VTFs representadas através dos vetores de indução reais na região da Bacia do Paraná é apresentado na Figura 3.2 para o período de 320 segundos. Nessa Figura os vetores apontam em direção as correntes anômalas seguindo a convenção de Parkinson (1959). Os pontos em azul representam as estações com VTFs estimadas com bom sinal. Os pontos em cinza representam estações com dados ruidosos para as quais não foi possível obter VTFs confiáveis. Os mapas com vetores de indução para todos os períodos processados são apresentados no Apêndice B.

320 seg

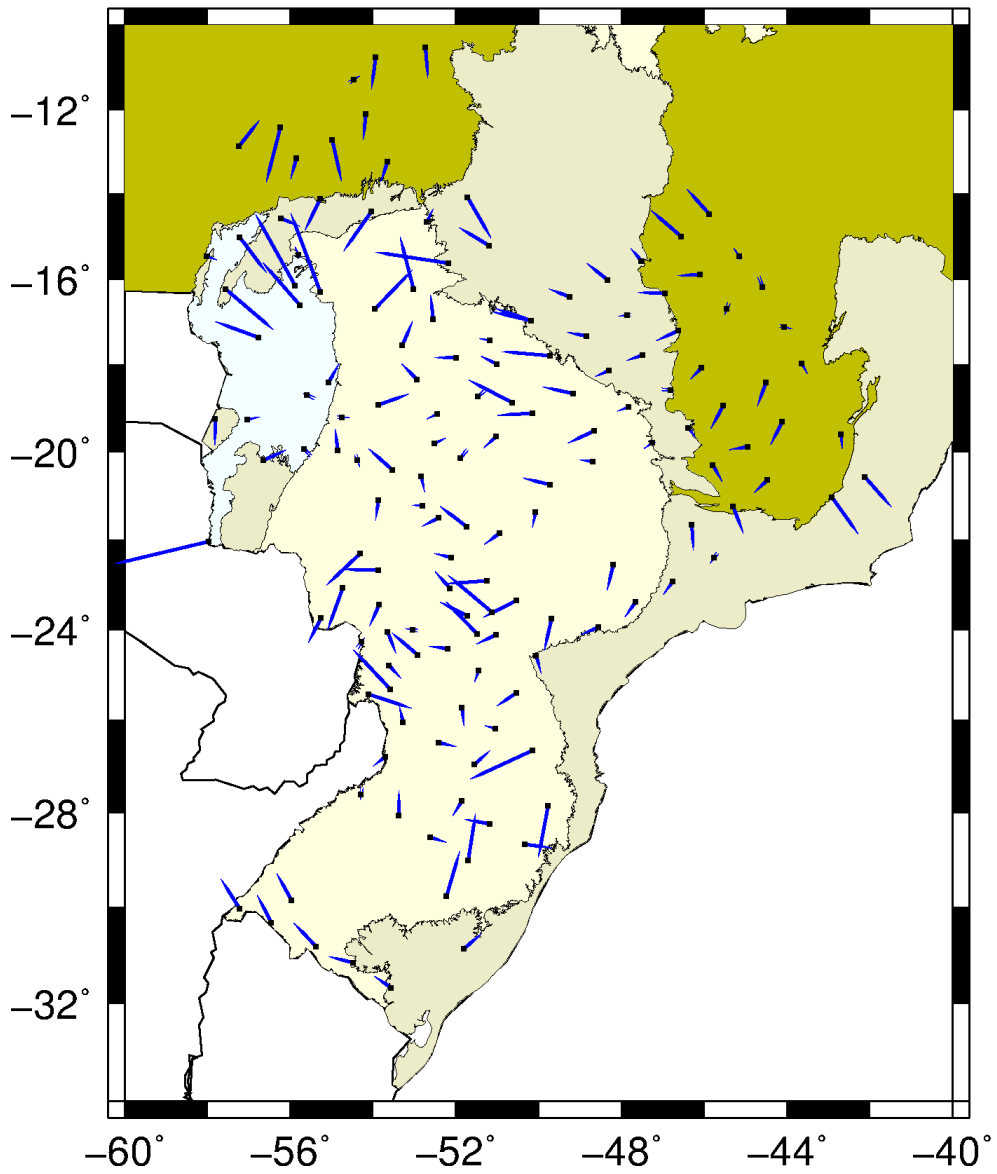


Figura 3.2 - Vetores de indução na região da bacia do Paraná para o período de 320 segundos.

3.4 Métodos de Modelagem de Condutividade Elétrica

Ao final do processamento dos dados GDS obtêm-se as funções de transferência magnética para cada estação analisada. A etapa seguinte no processo de interpretação dos dados é a obtenção de um modelo 1D, 2D ou 3D (dependendo da complexidade exigida) da distribuição de condutividade elétrica na litosfera terrestre. O modelo gerado para a região de estudo deve ser geologicamente coerente e capaz de explicar os campos magnéticos observados, assim como gerar funções de transferência aproximadas das obtidas a partir dos dados medidos. Para chegar a tal modelo, existem basicamente dois caminhos: o cálculo direto e a inversão.

No método do cálculo direto inicialmente se propõe um modelo e calculam-se os campos EM que seriam gerados pelo mesmo na superfície. O resultado do cálculo direto é então comparado com os dados medidos. Este método envolve tentativa e erro para se chegar a um modelo aceitável que seja capaz de gerar dados semelhantes aos observados. Geralmente são necessárias várias iterações com participação ativa do pesquisador (o que pode gerar resultados tendenciosos). O ajuste final dos dados teóricos gerados pelo modelo e experimentais geralmente não é muito bom.

Por outro lado, a inversão consiste em obter o modelo a partir de um procedimento automático de ajuste das funções de transferência dentro de um limite de erro pré-estabelecido. Em cada iteração da inversão é realizado o cálculo direto do modelo para que a resposta deste (as funções de transferência) seja comparada com os dados experimentais. A partir dos desvios entre os dados gerados pelo modelo e os dados experimentais, o modelo de partida é então modificado automaticamente até que o modelo de saída seja satisfatoriamente convergente com o conjunto de medidas. A inversão não sofre de interferências significativas do intérprete, exceto na definição do modelo de partida e do ajuste exigido aos dados. Porém, a quantidade de dados e o número de parâmetros do modelo que se queira ajustar podem exigir uma capacidade computacional elevada, sobretudo no processo para inversão 3D.

Historicamente, até a década de 90 os exercícios de modelagem em 2D e 3D com dados do método GDS utilizavam quase sempre algoritmos para cálculo direto. A construção dos modelos iniciais eram usualmente baseados no conhecimento geológico da região, nas interpretações feitas através dos vetores de indução reais e imaginários, análise de eventos hipotéticos (*Hypothetical Event Analysis* – HEA) e pseudo seções de campo vertical anômalo (ARORA et al., 1999). Técnicas de inversão 3D, embora

com alguns algoritmos já desenvolvidos, eram pouco utilizadas devido aos imensos requisitos de tempo de computação e memória de armazenamento, mesmo para modelagem de geometrias 3D simples. A abordagem alternativa mais utilizada nessa época para simular uma estrutura tridimensional consistia do uso da formulação 3D de camadas finas ou *thin sheet*. Nessa técnica, considerava-se que as anomalias de condutividade estariam confinadas em camadas únicas na subsuperfície da Terra. O modelo matemático utilizado para o cálculo direto era composto por uma camada superficial infinitesimalmente fina com diferentes condutâncias sobreposta a um semiespaço infinito com camadas 1D (ver [Arora et al. \(1999\)](#) para aplicação da técnica de camadas finas na região norte-nordeste do Brasil).

Com o incremento da capacidade computacional e partindo de códigos de inversão 2D desenvolvidos para o método magnetotelúrico, os primeiros códigos abertos para inversão 3D de estruturas geoeletricas começaram a surgir a partir de meados da primeira década deste século. De fato, em 2006, [Siripunvaraporn et al. \(2005\)](#) disponibilizaram um programa para inversões 3D, baseado em um código de inversão 2D desenvolvido anteriormente ([SIRIPUNVARAPORN, EGBERT, 2000](#)). Esse código tornou-se uma das ferramentas padrões da comunidade científica para inversão 3D de tensores de impedância do método magnetotelúrico (MT), sendo mais tarde expandido para possibilitar a inversão 3D a partir de funções de transferência magnética ([SIRIPUNVARAPORN, EGBERT, 2009](#)). Recentemente, [Egbert e Kelbert \(2012\)](#) desenvolveram o programa **ModEM** para inversão 3D de dados MT e GDS. O código desse programa foi disponibilizado ao grupo GEOMA e implementado no sistema computacional utilizado para o desenvolvimento deste estudo. O funcionamento e características do **ModEM** são discutidos em maiores detalhes no Capítulo 5.

4 PROCESSAMENTO DOS DADOS GDS

Com base na relação de Wise-Parkinson, expressa pela Equação 3.1, sabe-se que as características geolétricas do interior da Terra estão diretamente relacionadas com as funções de transferência vertical (VTF) T_{zx} e T_{zy} . O objetivo do processamento dos dados é obter as VTFs a partir das séries temporais do campo geomagnético para serem utilizadas na inversão do modelo de condutividade elétrica. Basicamente, as etapas que constituem o processamento e a modelagem são a análise da qualidade das séries temporais, a transformada para o domínio da frequência, o cálculo das VTFs, a análise espectral da relação sinal/ruído e a inversão das VTFs. Este esquema está representado no fluxograma simplificado da Figura 4.1. Neste Capítulo são apresentados os métodos utilizados no processamento dos dados, assim como as rotinas computacionais implementadas para a obtenção das funções de transferência magnética.

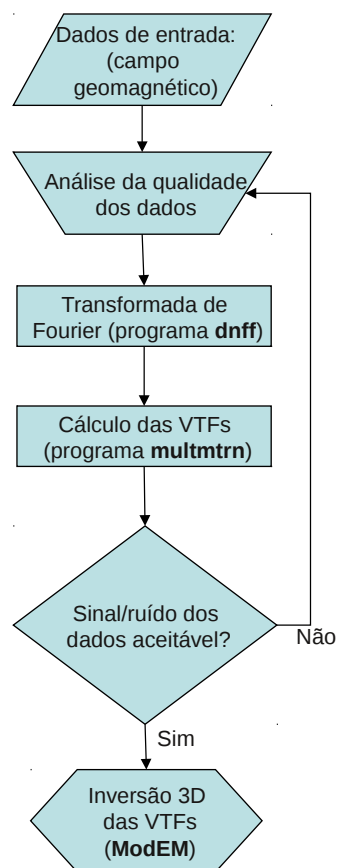


Figura 4.1 - Fluxograma simplificado das etapas do processamento e inversão dos dados. Em negrito estão os nomes dos programas utilizados em cada etapa.

4.1 Análise da Qualidade das Séries Temporais

A escolha da localização dos sítios para instalação dos magnetômetros foi feita procurando pontos isolados de possíveis fontes de ruído artificial (redes e equipamentos elétricos). Contudo, os dados de algumas estações podem estar contaminados ou o equipamento pode ter apresentado problemas durante a coleta. Uma avaliação preliminar dos dados foi realizada verificando-se qualitativamente os magnetogramas representativos das três componentes magnéticas coletadas em campo. Através dessa análise foi possível verificar a condição geral dos dados, assim como identificar possíveis contaminações por ruído artificial. Nesta seção são apresentados alguns exemplos de série temporal contendo variações naturais do campo geomagnético, tanto durante períodos geomagneticamente calmos como perturbados, e outros casos contendo diferentes formas de ruído ou problemas na fase de coleta. As Figuras 4.2 a 4.6 apresentam trechos dos magnetogramas para as estações tomadas como exemplos de dados. O eixo vertical (ordenadas) desses magnetogramas representam as componentes norte **X**, leste **Y** e vertical **Z** do campo em nanoteslas [nT]. O eixo horizontal (abscissa) dos magnetogramas representa o tempo em que os dados foram coletados em dias e horas.

Um trecho dos dados da campanha NPR coletados de 10/12/2009 à 10/02/2010 é apresentado na Figura 4.2. Neste período observou-se $Dst_{min} = -30$ nT e $Dst_{max} = 10$ nT, sendo considerado um período geomagneticamente calmo. Nesse caso, as curvas das variações diurnas são bem comportadas e caracterizadas pela oscilação da componente **X** semelhante a uma senoide, com pico em torno do meio-dia local. Já durante a campanha MTS, realizada na região do Mato Grosso do Sul de 20/07/2004 à 11/09/2004, coletaram-se dados durante período magneticamente perturbado. Uma tempestade geomagnética teve fase inicial no dia 29/08, fase principal entre os dias 30/08 e 31/08 e fase de recuperação entre os dias 31/08 e 02/09. O pico da tempestade foi no dia 30/08, quando verificou-se $Dst_{min} = -126$ nT. O magnetograma da Figura 4.3 apresenta as variações magnéticas registradas em uma das estações da campanha MTS durante o período de ocorrência dessa tempestade. Nesse caso, a variação da componente **X** tem amplitude muito maior (as escalas verticais da figura são iguais) do que as componentes **Y** e **Z** devido ao incremento da corrente de anel na magnetosfera.

Os dados apresentados nas Figuras 4.2 e 4.3 são casos típicos de variações naturais do campo geomagnético. Esse padrão de dados inicialmente não necessita de outro

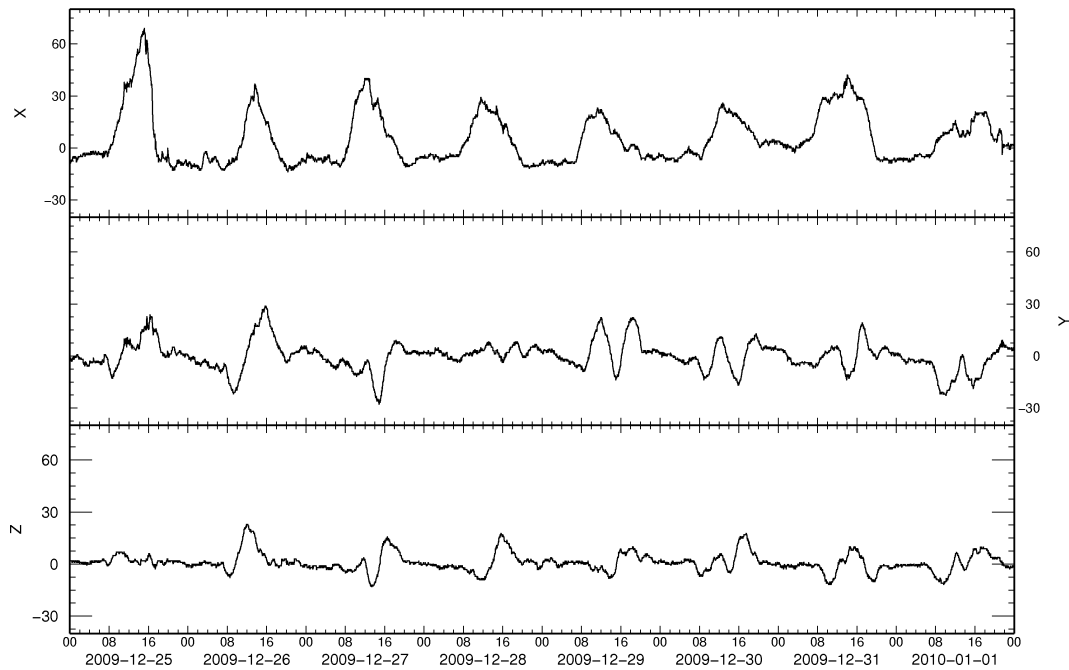


Figura 4.2 - Trecho de magnetograma da estação NPR54 durante período geomagneticamente calmo entre 25/12/2009 a 01/01/2010. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT].

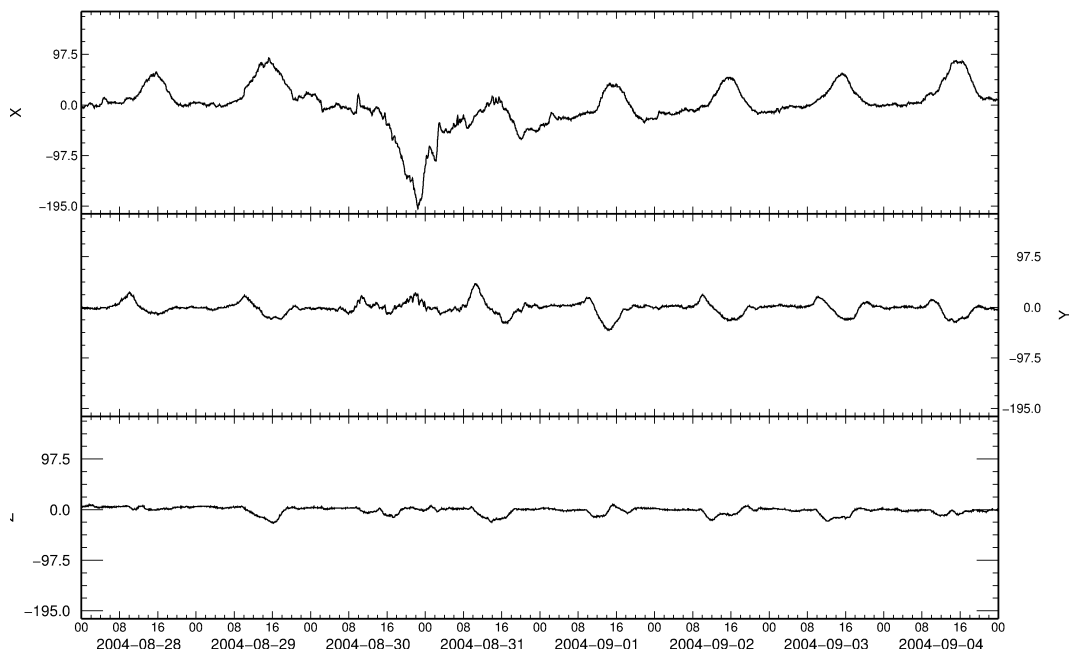


Figura 4.3 - Trecho da série temporal da estação MTS17 entre 28/08/2004 a 04/09/2004. Dados registraram a ocorrência de uma tempestade magnética com início no dia 29/08/2004 e duração de aproximadamente 4 dias com $Dst_{min} = -126$ nT em 30/08/2004. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT].

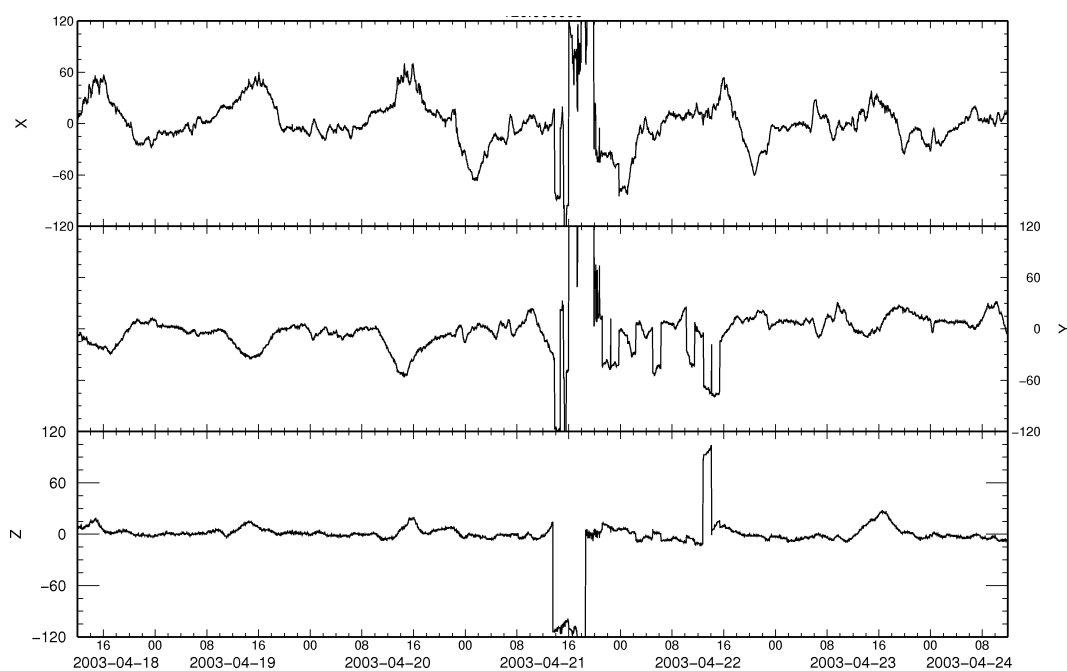


Figura 4.4 - Trecho do magnetograma da Estação SPR15. Presença de sinal ruidoso entre os dias 21/04/2003 e 22/04/2003. O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT].

tipo de tratamento para as próximas etapas do processamento. Caso existam outras formas ruídos em faixas de frequência ou com amplitude não perceptíveis nos magnetogramas, estes foram identificados na análise dos espectros de sinal e ruído discutida na seção 4.2.

Em casos como o ilustrado na Figura 4.4, o trecho de 21/04/2003 às 8 horas até 22/04/2003 às 18 horas está evidentemente contaminado, nesses casos o trecho foi descartado do processamento para gerar os coeficientes de Fourier da série temporal. Os demais trechos da série temporal puderam ser utilizados no processamento para geração das VTFs.

Para outros casos a contaminação dos dados pode ocorrer durante todo o período da campanha, como na estação SPR25. As Figuras 4.5 e 4.6 mostram trechos dos magnetogramas das estações SPR25 (ruidosa) e SPR04 (não ruidosa), respectivamente. A estação SPR25 claramente apresenta variações magnéticas de mais alta frequência do que as variações naturais do campo geomagnético. Nesse caso, o ruído de alta frequência não pode ser removida sem perda de informações do sinal geomagnético, portanto as VTFs para períodos mais baixos estão contaminadas.

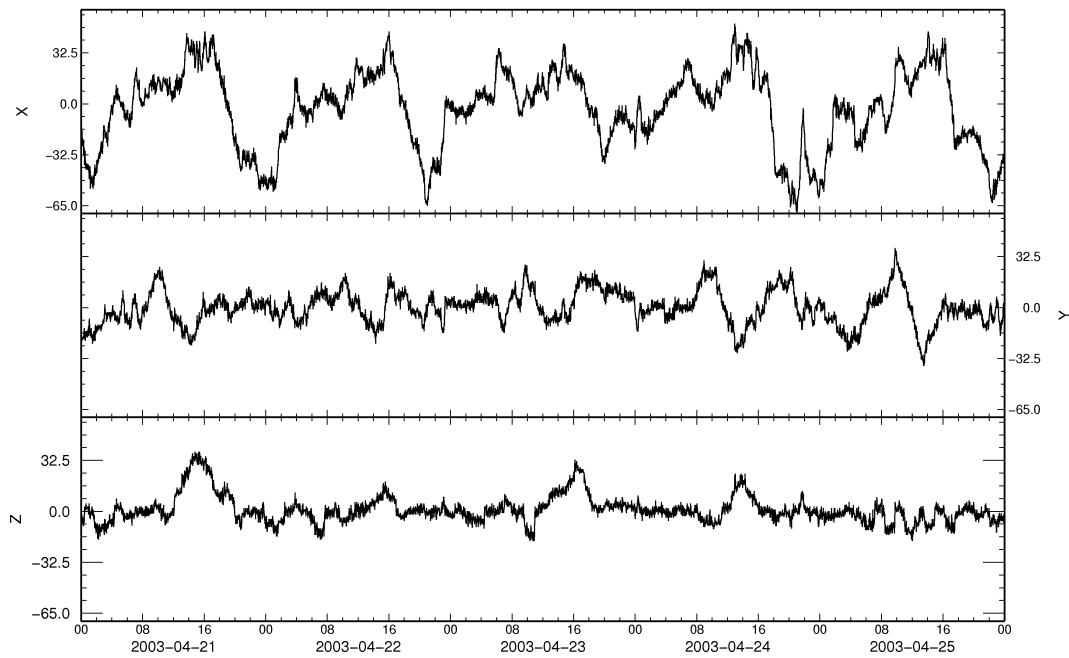


Figura 4.5 - Trecho de magnetograma da estação SPR25 entre 21/04/2003 a 25/04/2003 com ruído em alta frequência . O eixo vertical representa amplitude do campo em [nT].

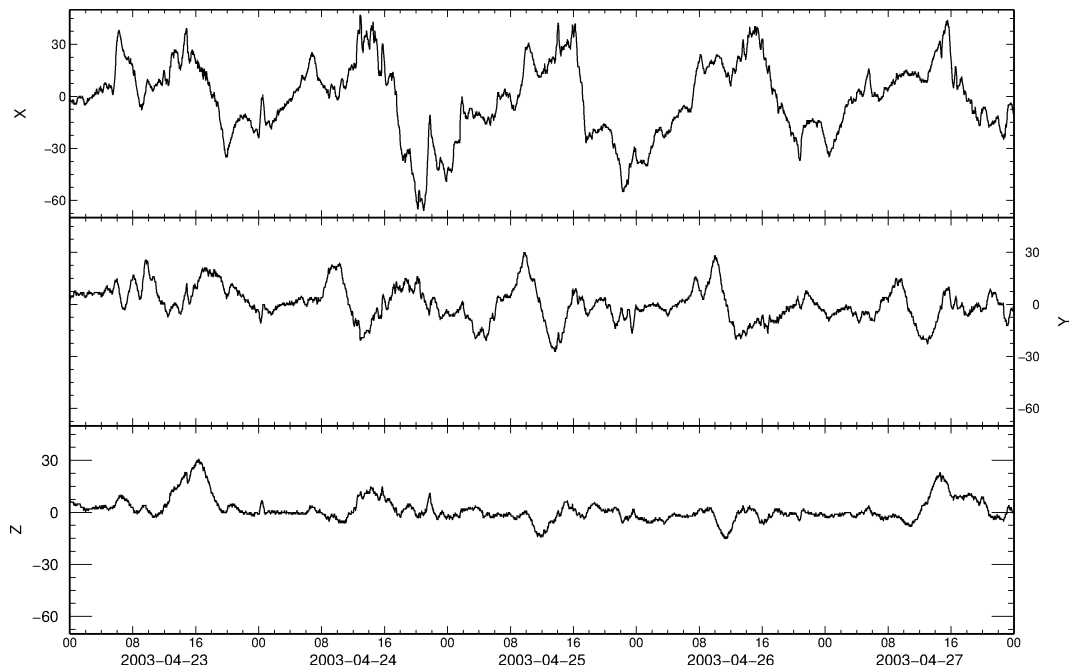


Figura 4.6 - Trecho de magnetograma da estação SPR04 entre 23/04/2003 a 27/04/2003 sem ruído em alta frequência. O eixo vertical representa variações em [nT].

Esse procedimento inicial foi realizado para identificar estações problemáticas e eliminar dados visivelmente contaminados. Com isso, ao menos foram removidos uma considerável parte de ruídos incoerentes que existiam nos dados. No entanto, nem toda forma de ruído pôde ser eliminada apenas com o procedimento de análise qualitativa das séries temporais. Outras formas de análise foram necessárias para identificar principalmente a presença de ruído coerente. O método utilizado para esse fim foi a análise espectral dos dados que é apresentada na Seção 4.2.3.

4.2 Cálculo das Funções de Transferência Magnética

A primeira etapa do processamento consiste na transformada dos dados do domínio do tempo para o domínio da frequência. No domínio da frequência, a Equação 3.1 é solucionada para determinar as VTFs T_{zx} e T_{zy} complexas. Para isso, optou-se pelo uso do pacote de código aberto **EMTF** para análise de dados eletromagnéticos desenvolvido pelo grupo de indução eletromagnética da Faculdade de Ciências Oceânicas e Atmosféricas da Oregon State University, EUA. A transformada do domínio do tempo para a frequência foi efetuada utilizando o programa **dnff**. Para o cálculo das VTFs locais existem dois programas que podem operar em três modos: o **tranmt** para estação simples (modo 1), também usado para cálculo robusto com referência remota (modo 2); e o **multmtrn** para cálculo robusto de múltiplas estações simultâneas (modo 3). Para o desenvolvimento deste estudo optou-se pelo cálculo robusto do modo 3 utilizando o **multmtrn**, que demonstrou melhores resultados nos testes realizados (aqui omitidos por brevidade). Uma vantagem do **multmtrn** que demonstrou ser bastante útil para identificação de ruídos coerentes nos dados foi a análise espectral por autovalores discutida na Seção 4.2.2 e 4.2.3. As rotinas dos códigos utilizados são descritas em detalhes em Egbert e Booker (1986), Egbert e Livelybrooks (1996) e Egbert (1997).

4.2.1 Transformada de Fourier dos Dados

Inicialmente, as séries temporais passaram por um processo de janelamento, em que os dados são divididos em pacotes com número definido de amostras. A transformada de Fourier é feita individualmente para cada um desses pacotes, ou janelas, de dados. Alguns arquivos de entrada com parâmetros dos sensores e arquivos de controle do programa são necessários. Opcionalmente, pode-se incluir um arquivo com segmentos de dados que são excluídos do processamento (*e.g.*, os trechos ruidosos apresentados na Figura 4.4). Ao final dessa etapa são gerados os coeficientes de Fourier (FC –

Fourier coefficients) ordenados por frequência para cada uma das i janelas de dados das j estações. Todo este processo foi realizado utilizando o programa **dnff**.

Para calcular os coeficientes de Fourier utiliza-se uma mistura de decimação em cascata e transformada rápida de Fourier descrita em [Egbert e Booker \(1986\)](#). Inicialmente, usam-se janelas pequenas de dados para calcular os coeficientes de Fourier da maior frequência desejada (decimação de nível 1). Para obter os coeficientes de Fourier para frequências mais baixas, de modo mais eficiente, os dados são submetidos à um filtro digital passa-baixa. Os dados filtrados são então divididos em novas janelas e a transformada de Fourier é novamente aplicada. Essa etapa é a decimação de nível 2. Esse processo de filtragem e janelamento pode ser repetido quantas vezes for desejado. No entanto, o tamanho da janela escolhida deve conter o mínimo de amostras necessárias para obter a resolução desejada no domínio da frequência, isto é, deve-se respeitar a frequência de Nyquist para amostragem do sinal.

4.2.2 Modelo Estatístico Multivariado

A próxima fase do processamento é o cálculo das VTFs, que foram estimadas através de um esquema de processamento robusto multivariado (análise de múltiplas variáveis) realizado pelo programa **multmtrn**. Nessa etapa, os dados dos 3 canais das j estações foram utilizados para remover ruídos incoerentes (incoerente entre canais da mesma estação e entre estações), identificar o sinal da onda plana (fonte externa) e verificar a existência de ruído coerente. Para isso, o programa utiliza o modelo estatístico multivariado da Equação 4.1 descrito por [Egbert \(1997\)](#). Os cálculos para cada banda são feitos independentemente, por isso a referência à frequência é omitida nas expressões seguintes. Para o modelo estatístico utilizado pelo programa, assumindo uma fonte externa de onda plana espacialmente uniforme e permitindo a presença de ruído em todos os canais, o vetor \mathbf{X}_i dos dados, no domínio da frequência, é dado por

$$\mathbf{X}_i = \begin{pmatrix} \mathbf{h}_{1i} \\ \vdots \\ \mathbf{h}_{ji} \end{pmatrix} = \mathbf{W}\mathbf{a}_i + \mathbf{e}_i, \quad (4.1)$$

onde \mathbf{h}_{ji} são os coeficientes de Fourier das componentes magnéticas calculados para a i -ésima janela de tempo e para a j -ésima estação. A matriz \mathbf{W} contém os sinais

coerentes (incluindo o sinal GDS “puro” e ruído coerente) e tem dimensão $K \times M$, tal que $K = 3j$ (3 canais magnéticos para j estações) e as M colunas representam a quantidade de fontes de sinais coerentes; \mathbf{a}_i é um vetor $M \times 1$ relacionado a dimensionalidade M dos dados; e \mathbf{e}_i é o vetor $K \times 1$ de ruído incoerente (estatisticamente independentemente das fontes naturais EM).

Se \mathbf{W} é a matriz dos dados contendo todos os sinais coerentes, pode-se separar \mathbf{W} em outras duas matrizes, tal que

$$\mathbf{X}_i = \mathbf{W}\mathbf{a}_i + \mathbf{e}_i = \mathbf{U}\mathbf{b}_i + \mathbf{V}\mathbf{g}_i + \mathbf{e}_i , \quad (4.2)$$

onde \mathbf{U} é a matriz $K \times 2$ contendo as duas possíveis polarizações de onda plana do sinal GDS (Norte – Sul e Leste – Oeste); \mathbf{b}_i é um vetor 2×1 ; \mathbf{V} é uma matriz $K \times N$, cujas N colunas representam as fontes de ruído coerente; e \mathbf{g}_i é um vetor $N \times 1$ com N elementos. Sendo assim, pode-se dizer que a matriz \mathbf{W} tem M colunas referente a todos os sinais coerentes, \mathbf{U} é formado por 2 colunas relacionadas ao sinal coerente do campo geomagnético (sinal GDS “puro”) e \mathbf{V} tem N colunas referentes as fontes de ruído coerente, tal que $M = 2 + N$.

Decompondo a matriz de dados \mathbf{W} em autovetores que correspondem a polarizações de ondas distintas, pode-se definir a matriz \mathbf{U} a partir dos autovalores correspondentes ao sinal da fonte externa (sinal GDS). Normalmente, os autovetores do sinal GDS (colunas de \mathbf{U}) são os dois vetores correspondentes aos autovalores dominantes da matriz de dados \mathbf{W} . Isso pois a fonte de sinal coerente predominante e de maior potência nos dados deve ser o campo geomagnético. Sendo assim, o termo $\mathbf{U}\mathbf{b}_i$ pode ser representado por

$$\mathbf{U}\mathbf{b}_i = \begin{pmatrix} \eta_{11} \\ \vdots \\ \eta_{j1} \end{pmatrix} \beta_{1i} + \begin{pmatrix} \eta_{12} \\ \vdots \\ \eta_{j2} \end{pmatrix} \beta_{2i} , \quad (4.3)$$

tal que β_{1i} e β_{2i} definem as polarizações de onda plana da fonte de sinal (N – S e L – O, respectivamente). As colunas de \mathbf{U} são portanto vetores complexos com K dimensões que representam as componentes magnéticas de uma onda plana quase uniforme (EGBERT, 1997). As VTFs locais T_{zx} e T_{zy} que satisfazem a relação 3.1 são

então determinadas a partir da matriz \mathbf{U} .

4.2.3 Análise Espectral dos Dados

Para a avaliação da qualidade dos dados processados foi feita uma análise dos espectros de sinal e ruído gerados pelo programa **multmtrn**. Uma das saídas desse programa é um arquivo com os autovalores referentes à matriz \mathbf{W} da Equação 4.1 e o espectro das três componentes magnéticas (B_x , B_y e B_z) dos dados. A quantidade de autovalores M encontrados indica a dimensionalidade de sinal (e ruído, caso exista) coerente presente nos dados. Uma vez que a dimensionalidade do sinal GDS deve ser igual a 2, devido às possíveis formas de polarização de onda plana da fonte de sinal (Norte – Sul e Leste – Oeste), se $M > 2$ então existem N fontes de ruído coerente, tal que $N = M - 2$ (EGBERT, 1997). Sendo assim, pode-se avaliar os dados processados quanto a existência ou não de ruído coerente utilizando o modelo estatístico discutido na Seção 4.2.2.

A campanha SPR foi realizada nas regiões norte do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e sul do Paraná, no intervalo de 17 de Março a 29 de Maio de 2003 e é tomada aqui como exemplo da análise espectral. O espectro de sinal e ruído dos dados brutos (incluindo estações ruidosas) da campanha SPR é apresentado na Figura 4.7, cuja as ordenadas (eixo vertical) representam a amplitude do espectro e as abscissas (eixo horizontal) os períodos em segundos. As linhas contínuas dos quadros B_x , B_y e B_z representam o nível de sinal coerente dos 2 autovalores dominantes nos dados para cada uma das estações (seguindo as cores no topo da figura). Já as linhas tracejadas representam a amplitude de ruído presente em cada estação. As duas linhas vermelhas no quadro dos autovalores (*eigenvalues*) representam os dois autovetores dominantes de fontes eletromagnéticas coerentes presente nos dados, os quais a princípio representam o sinal GDS. Observa-se no gráfico dos autovalores a presença de um terceiro autovalor com amplitude significativa, embora inferior à dos dois autovetores principais, que deve estar correlacionados à presença de ruído coerente e/ou fontes mais complexas do sinal natural (ondas não planas). Além disso, nota-se que uma série de estações apresentam a curva de sinal e ruído muito próximas para determinadas faixas de períodos, como as estações M25 e M29 para períodos mais baixos (até 10^3 s) e a estação SPR15 para períodos mais longos (acima de $3 \cdot 10^4$ s).

A abordagem tomada nos casos que apresentaram indícios de ruído em algumas estações, ou para todas estações da campanha analisada, foi de refazer a seleção

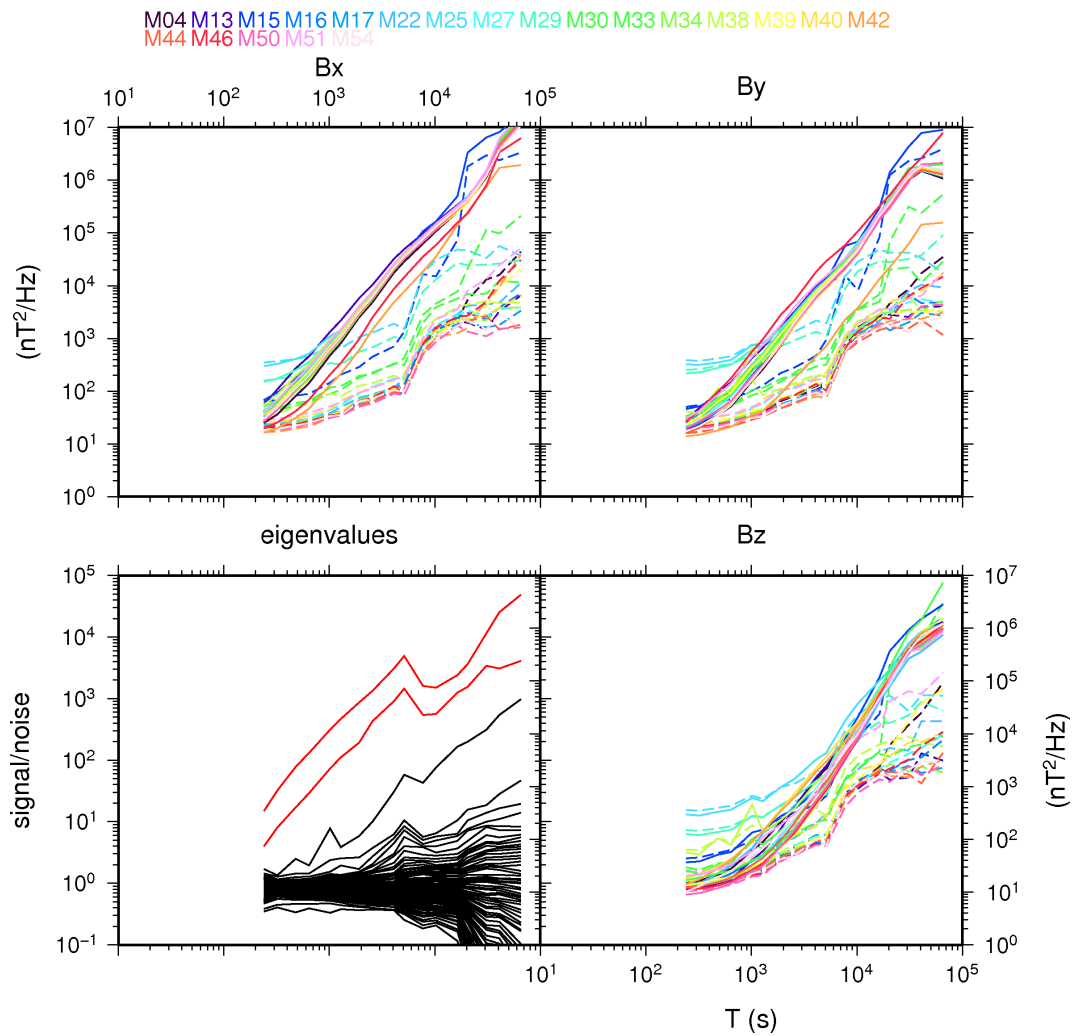


Figura 4.7 - Espectros de sinal (linha contínua) e ruído (linha tracejada) de B_x , B_y e B_z da campanha SPR incluindo estações e trechos ruidosos. No gráfico de autovalores (*eigenvalues*) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes.

dos dados nas séries temporais (de acordo com os critérios descritos na Seção 4.1) e repetir o processamento. Diversas tentativas foram realizadas para identificar possíveis trechos ruidosos nas séries temporais e estações com contaminação de todos os dados. Esses trechos foram removidos nos processamentos seguintes e o novo espectro obtido foi comparado com os anteriores afim de verificar se houve melhora na separação de sinal e ruído. Nos casos em que não houve melhora, ou quando os autovalores de sinal não eram bem identificados, as estações contaminadas foram removidas e o processamento foi realizado somente com as estações mais confiáveis. A análise das possíveis causas e características dos ruídos, assim como a tentativa mais apurada de recuperação da informação dos dados ruidosos não foi realizada. Tal procedimento seria inviável dentro do cronograma inicialmente proposto devido ao grande volume de dados analisados neste trabalho.

Analisando os gráficos do espectro juntamente com as séries temporais discutida na Seção 4.1, os dados das estações foram classificadas como confiáveis ou ruidosas. Quando possível, como no caso visto da Figura 4.4, o sinal ou trecho de sinal ruidoso foi removido para gerar novas funções de transferência magnética. Após a remoção de todos os dados e estações ruidosas a campanha SPR foi processada novamente e o resultado é apresentado na Figura 4.8. Observa-se que o nível de ruído (linhas tracejadas) no espectro das componentes do campo magnético (B_x , B_y e B_z) diminuiu em relação ao sinal (linhas contínuas) comparado ao processamento anterior apresentado na Figura 4.4. Porém, o gráfico dos autovalores mostra que, embora o terceiro autovalor tenha sido suavizado com a eliminação dos picos em aproximadamente $4 \cdot 10^2$ e 10^3 segundos, este ainda apresenta amplitude acima das demais fontes de ruído. Resultados similares foram observados em todas as campanhas analisadas neste estudo (ver Apêndice A). Isso indica que a fonte desse terceiro autovalor não deve ser ruído coerente artificial, visto que não haveria uma fonte dessa natureza capaz de gerar campos EM continuamente em toda a vasta área estudada.

Vários testes foram realizados afim de investigar as características comuns dos espectro do sinal das diferentes campanhas GDS. Para isso, foram selecionadas estações vizinhas com boas séries temporais, isto é, com pouco ruído. O resultado de um desses teste com três estações da campanha SPR é apresentado na Figura 4.9. Observa-se claramente que há dois autovalores dominantes em todo o espectro do sinal. Para períodos menores o nível de ruído coerente é bastante baixo. Porém, para períodos pouco maiores que 10^3 segundos, um terceiro autovalor apresenta aumento na sua

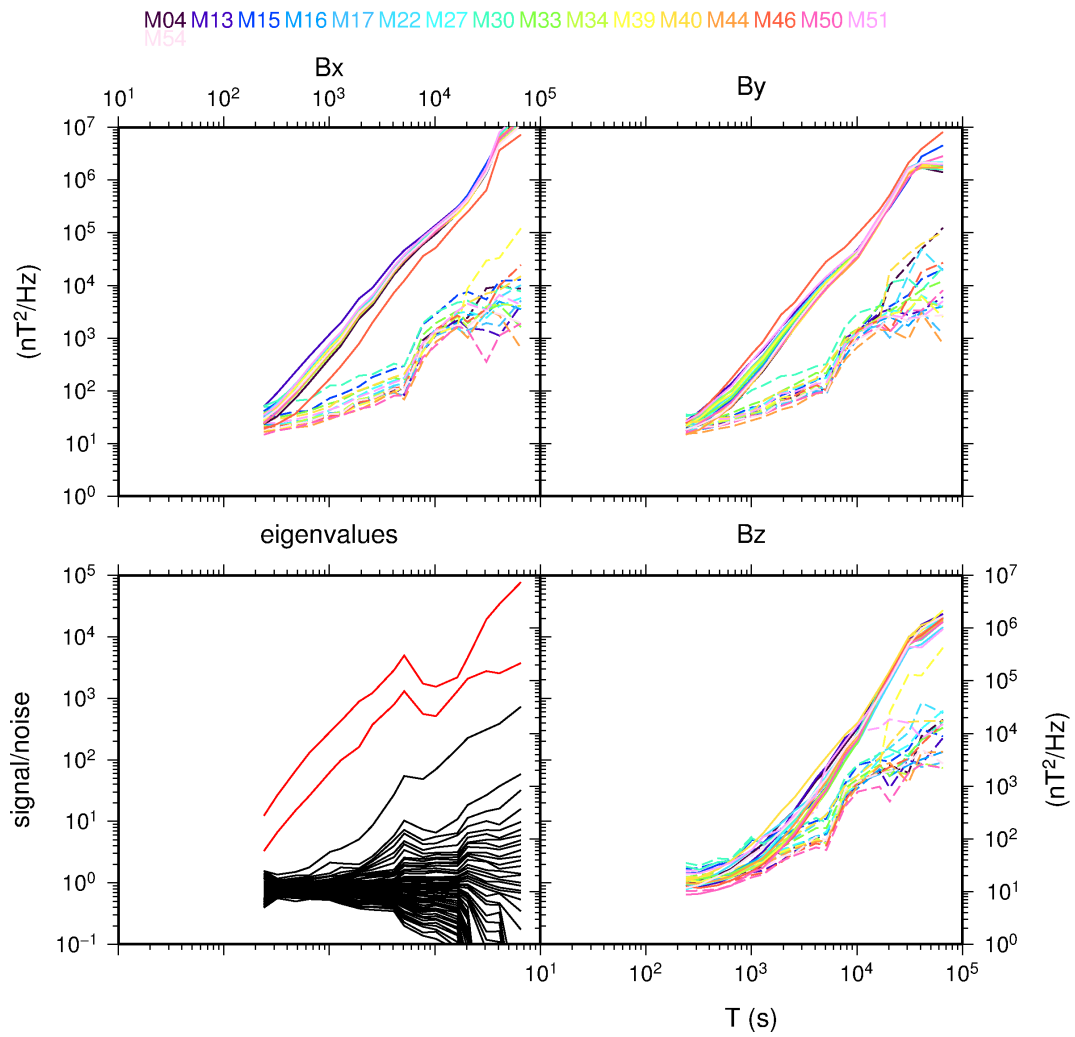


Figura 4.8 - Espectros de sinal (linha contínua) e ruído (linha tracejada) de B_x , B_y e B_z da campanha SPR com estações e trechos ruidosos removidos. No gráfico de autovalores (*eigenvalues*) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes.

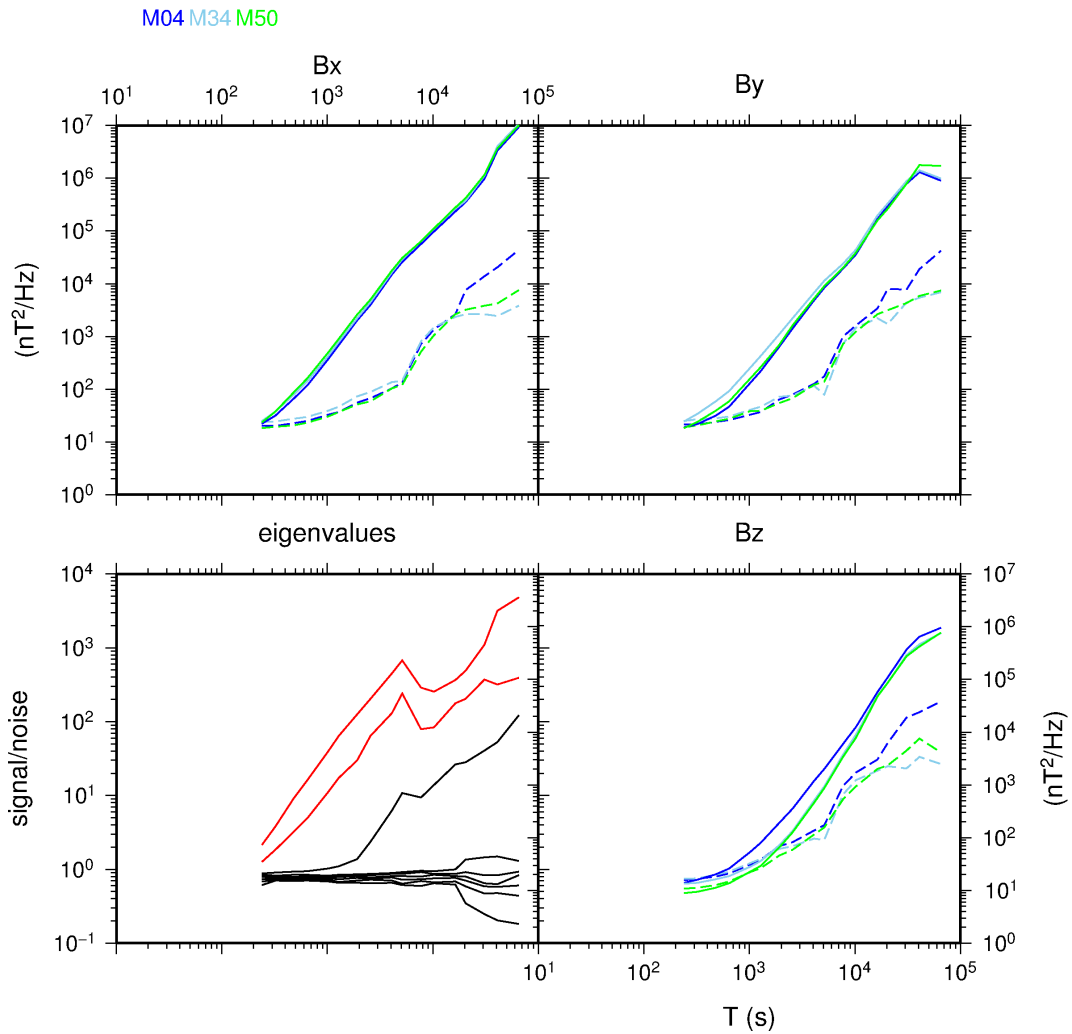


Figura 4.9 - Espectro com terceiro autovalor para campanha SPR. No gráfico de autovalores (*eigenvalues*) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes.

magnitude. Esse comportamento foi observado em todas as campanhas analisadas, portanto não poderia ser gerado por uma fonte de ruído coerente artificial que atingisse toda a área coberta pelas estações (da ordem de 1,250 milhões km²). Isso por que para essa faixa de frequência (10 mHz) não se tem conhecimento de fontes artificiais como ocorre, por exemplo, com a rede de distribuição elétrica, que contamina a banda próximo aos 60 Hz. Outro exemplo que segue o mesmo comportamento é apresentado na Figura 4.10 para dados da campanha PAR (localizada ao norte da campanha SPR).

A causa do terceiro autovalor encontrado nos dados poderia ser atribuída a perturbações no sinal devido à presença da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA).

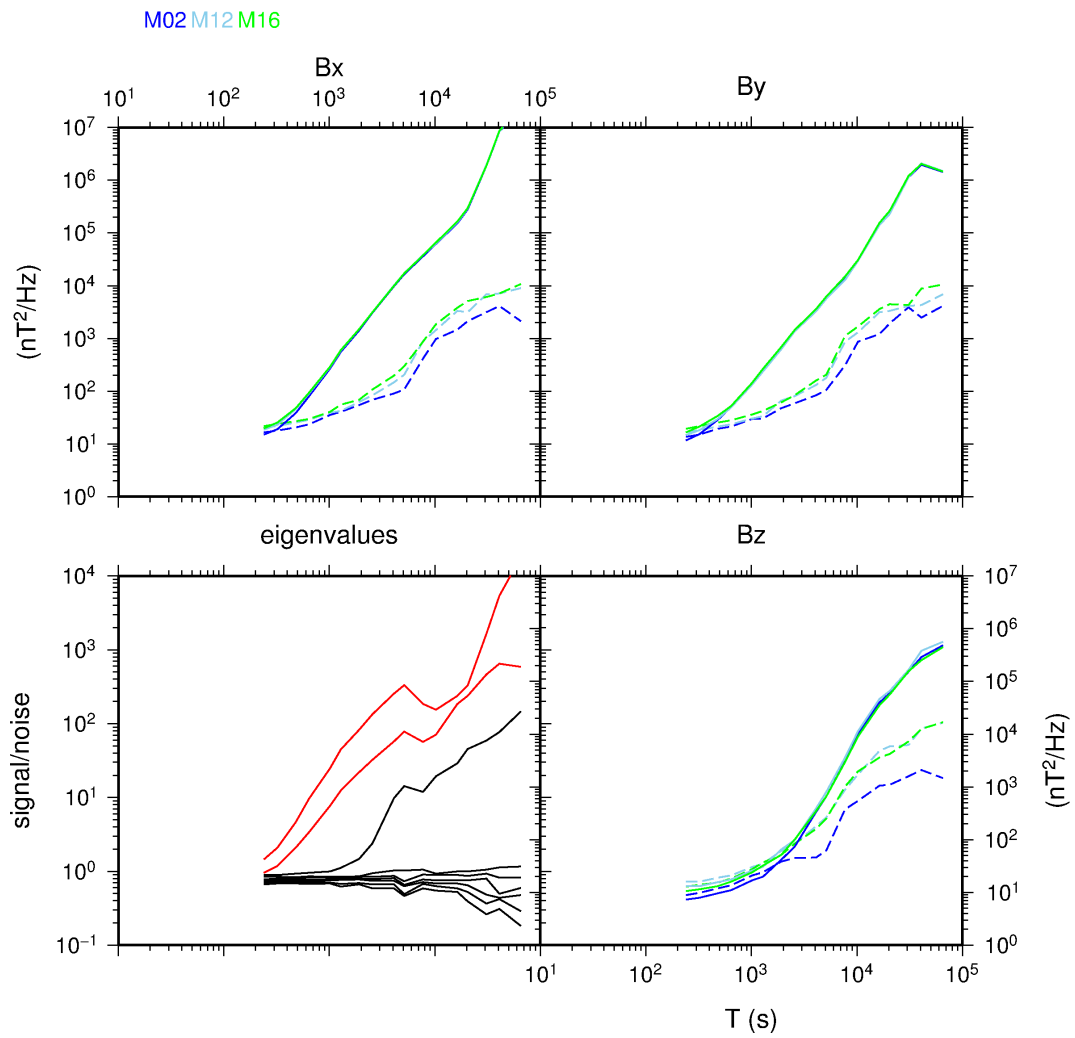


Figura 4.10 - Espectro com terceiro autovalor para campanha PAR. No gráfico de autovalores (*eigenvalues*) destacam-se em vermelho os dois autovetores dominantes.

Um estudo analisando sondagens magnetotélúricas realizadas em diferentes estações na região sul-sudeste do Brasil (PADILHA, 1995) mostrou perturbações produzidas por fontes coerentes de alta intensidade durante a ocorrência de tempestades magnéticas. Essas perturbações no sinal foram interpretadas como associadas a um sistema local de correntes ionosféricas na área de abrangência da SAMA, produzido pelo incremento na ionização da atmosfera devido à intensificação da precipitação de partículas na anomalia durante períodos magneticamente perturbados. Esse tipo de “ruído natural” pode ter vasta abrangência geográfica, afetando toda a área de medidas. Entretanto, esse fenômeno não pode ser a fonte do terceiro autovetor observado no presente estudo. Isso pois a ocorrência de tempestades magnéticas é esporádica e tem curta duração (em relação a duração das campanhas). Além disso, a perturbação no sinal observada por Padilha (1995) é limitada à faixa das pulsações irregulares PiB (período máximo inferior a 10 s), muito abaixo da faixa de 10^3 s observado nos dados GDS.

A hipótese mais provável para a presença do terceiro autovalor está relacionada às limitações da aproximação de onda plana para períodos mais longos. Segundo Egbert (2002), o processamento das funções de transferência vertical em baixas frequências, especialmente para casos com afastamento relativamente grande entre estações, é afetado pela abrangência espacial finita do campo fonte. Nesse caso, os campos magnéticos primários, que servem de fonte para o sinal medido, não são bem caracterizados pelo modelo simples de onda plana (decomposta em apenas duas fontes espacialmente uniformes e linearmente polarizadas nas direções N – S e L – O). Segundo informação comunicada verbalmente pelo próprio especialista Dr. Gary Egbert (desenvolvedor do pacote de programas **EMTF** e autor de Egbert e Booker (1986), Egbert e Livelybrooks (1996), Egbert (1997), Egbert (2002), Egbert e Kelbert (2012)), na prática, o afastamento da condição de onda plana não causa distorções significativas no cálculo das funções de transferência magnéticas para períodos até cerca de 10^4 s. Em relação aos objetivos deste trabalho, a relação sinal/ruído da terceira fonte de sinal é significativamente inferior à dos dois autovalores principais. Além disso, as VTFs para períodos mais longos não foram utilizadas nas etapas de inversão para gerar os modelos de condutividade elétrica. Portanto, o terceiro autovalor observado foi considerado como ruído e descartado no cálculo das funções de transferência magnética.

Durante o processo de análise discutida nesta seção, várias iterações para obter os

espectros de sinal (dois autovalores dominantes) que melhor se sobressaíram sobre o ruído (terceiro e demais autovalores) foram realizadas. Os espectros gerados no processamento com a melhor separação de sinal e ruído obtidos para todas as campanhas são apresentados no Apêndice A.

4.3 Funções de Transferência Magnética Obtidas

No o processamento dos dados utilizaram-se janelas com 128 amostras e 4 níveis de decimação para o cálculo dos FCs. Uma vez que a resolução dos dados é de 1 amostra a cada 60 segundos (16.66 mHz equivalente a 1 amostra), o menor período calculado foi de 240 segundos (4.16 mHz), que contém 4 amostras. A duração média das campanhas foi de pouco mais de 3 meses, possibilitando o cálculo dos coeficientes de Fourier do campo magnético até períodos de 65536 segundos. No entanto, os períodos mais longos não foram interpretados devido ao afastamento da hipótese de onda plana para períodos pouco acima de 10^4 segundos. Após a análise da qualidade das séries temporais e dos espectros dos dados, as funções de transferência magnética foram estimadas para 17 faixas de período. A lista completa de períodos calculados para cada nível de decimação utilizado é apresentada na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Lista de níveis de decimação utilizados e períodos processados.

| Decimação | Rótulo | Período [s] |
|-----------|--------|-------------|
| 1 | T01 | 240 |
| 1 | T02 | 320 |
| 1 | T03 | 480 |
| 1 | T04 | 640 |
| 1 | T05 | 1.024 |
| 2 | T06 | 1.280 |
| 2 | T07 | 1.920 |
| 2 | T08 | 2.560 |
| 2 | T09 | 4.096 |
| 3 | T10 | 5.120 |
| 3 | T11 | 7.680 |
| 3 | T12 | 10.240 |
| 3 | T13 | 16.384 |
| 4 | T14 | 20.480 |
| 4 | T15 | 30.720 |
| 4 | T16 | 40.960 |
| 4 | T17 | 65.536 |

Um exemplo das VTFs obtidas para as estações SPR16 e SPR22 é apresentado na Figura 4.11. Os valores reais e imaginários dos coeficientes são representados respectivamente em azul e vermelho. Quanto ao comportamento das curvas das VTFs, da forma como estão representadas na Figura 4.11, espera-se que representem curvas suaves, sem variações bruscas. Embora interfaces com grande contraste de resistividade realmente existam na crosta e manto superior, esse comportamento de “curva suave” é esperado devido à característica difusiva dos campos EM induzidos no interior da Terra. As funções de transferência magnéticas para as outras estações processadas são apresentadas no Apêndice B na forma de vetores de indução.

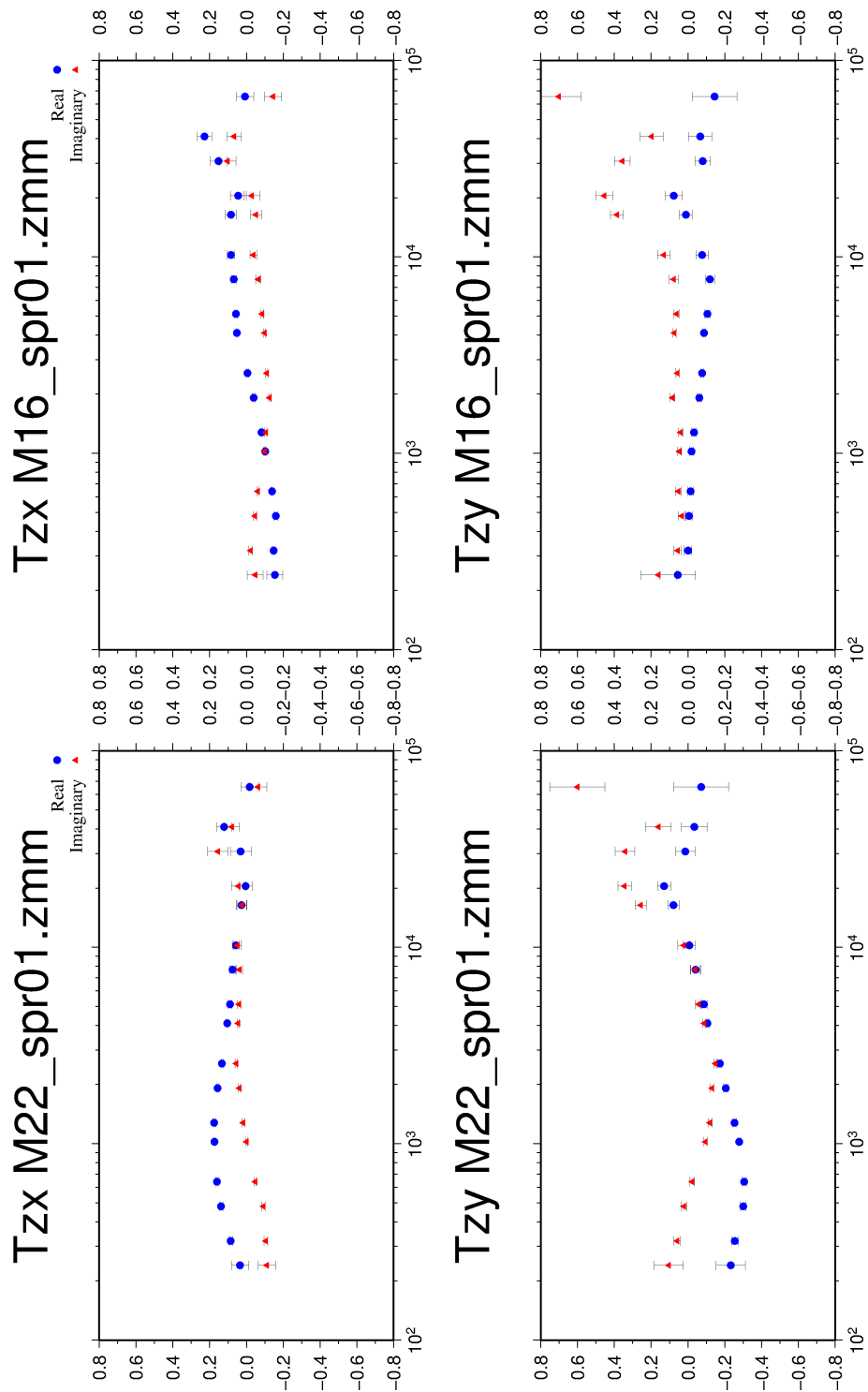


Figura 4.11 - Funções de transferência das estações SPR16 e SPR22 com barra de erros.

4.4 Recursos Computacionais Utilizados no Processamento

Para a execução dos programas de processamento **dnff** e **multmtrn** foi utilizado um computador desktop padrão com processador AMD64 Atlon X2 dual core, 2.21Ghz e 2 GB de memória RAM operando numa plataforma Linux. O tempo computacional dos dois programas é relativamente pequeno, sendo em média 30 segundos para cálculo dos FCs de 20 estações e até 1,5 min para estimativa das VTFs. Em média, o tamanho dos arquivos utilizados no processamento para cada estação é de: arquivo de dado bruto 4 MB, arquivos das séries temporais 2 MB, arquivos de configuração para gerar os FCs 1,5 MB (para toda a campanha), coeficientes de Fourier 700 KB, arquivos com VTFs 6,4 KB. No total, para todo o processamento e análise dos dados das 203 estações GDS foi utilizado um espaço de aproximadamente 3 GB em disco, incluindo arquivos de imagem como espectros de sinal e mapas com vetores de indução.

5 INVERSÃO 3D DOS DADOS GDS

É evidente que os modelos 3D são os que podem representar mais adequadamente as características do interior da Terra. Idealmente, a inversão 3D seria a opção mais prática de modelagem, pois pode ser aplicada diretamente após o processamento dos dados, enquanto uma série de análises de dimensionalidade e hipóteses (já que estruturas puramente 2D praticamente não existem na natureza) precisam ser feitas antes de se aplicar a inversão 2D. Porém, o grande empecilho dos métodos de inversão 3D é o custo computacional consideravelmente alto (impraticáveis até alguns anos). Contudo, o desenvolvimento de novos métodos e algoritmos na última década trouxeram significativo avanço da técnica, tornando a mesma possível ainda com certo custo computacional.

Através da análise dos vetores de indução dos dados GDS utilizados neste estudo, observou-se indicativos da existência de grandes estruturas condutoras complexas. Com a disponibilidade de novos códigos de inversão 3D e a capacidade computacional do *cluster* do grupo de Geomagnetismo (GEOMA) do INPE, optou-se por gerar um modelo geoeletrico tridimensional da região centro-sul da Bacia do Paraná através da inversão 3D de funções de transferência magnética. O código para inversão utilizado foi o **ModEM**, desenvolvido na *Oregon State University* (OSU) por Egbert e Kelbert (2012). Nas seções seguintes são apresentados uma breve revisão sobre o método e o algoritmo de inversão utilizados, o processo de escolha das estações e dos dados para inversão, a configuração da grade, definição dos modelos iniciais e os resultados obtidos.

5.1 Revisão do Método de Inversão

A inversão de dados EM é um método automatizado para determinar um modelo de condutividade elétrica que melhor represente a Terra e que seja aceitável em termos geológicos. Para solucionar o problema, duas condições devem ser respeitadas simultaneamente: o modelo deve gerar dados (através do cálculo direto) que se ajustem aos dados medidos dentro de um nível de erro aceitável; e o modelo deve ser suave com a menor norma possível. Para isso, os programas de inversão buscam minimizar uma função de penalidade (também chamada função objetivo ou *unconstrained functional*). Para o algoritmo usado nesse estudo, a função de penalidade tem a forma:

$$P(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \nu (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (5.1)$$

onde \mathbf{m} é o vetor de dimensão m de parâmetros do modelo de condutividade da Terra, \mathbf{d} é o vetor de dados com dimensão n , \mathbf{C}_d é a covariância do erro dos dados, $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ é o resultado do cálculo direto de \mathbf{m} , \mathbf{m}_0 é o modelo inicial, \mathbf{C}_m (ou mais apropriadamente $\nu^{-1} \mathbf{C}_m$) é a covariância do modelo ou termo de regularização e ν é um multiplicador Lagrangiano (parâmetro de amortecimento). O primeiro termo da Equação 5.1 representa o ajuste dos dados medidos \mathbf{d} com a resposta do cálculo direto para o modelo \mathbf{m} . O segundo termo representa a norma do modelo, que reflete a suavidade do mesmo. Para um valor baixo de ν a inversão irá priorizar o ajuste dos dados medidos (\mathbf{d}) com os modelados ($\mathbf{f}(\mathbf{m})$). Para ν alto, o desajuste nos dados é menos importante e a suavidade do modelo é priorizada. Logo, o peso entre a suavidade do modelo e o ajuste dos dados é dado por ν , que devido a isso pode ser chamado de parâmetro de amortecimento.

Alguns métodos matemáticos têm sido aplicados em diferentes algoritmos de inversão, tais como: Occam clássico, Occam no espaço dos dados, método de Gauss-Newton (GN), método de Gauss-Newton com gradiente conjugado (GN-CG), quasi-Newton (QG), método de gradientes conjugados não lineares (NLCG), entre outros. Uma revisão geral desses métodos é apresentada em [Siripunvaraporn \(2011\)](#). A minimização de uma função de penalidade para qualquer dos métodos mencionados é resolvida de modo iterativo. Por exemplo, no método de Gauss-Newton em que a linearização dessa equação nas vizinhanças do modelo \mathbf{m}_k (referente a k -ésima iteração) para uma pequena perturbação do modelo $\delta \mathbf{m}$ leva a um sistema de $m \times m$ equações definidas por

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \nu \mathbf{I}) \delta \mathbf{m} = \mathbf{J}^T \mathbf{r} - \nu \mathbf{m}_k, \quad (5.2)$$

onde $\mathbf{r} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})_k$ é o resíduo dos dados. Solucionando 5.2 para $\delta \mathbf{m}$ é possível encontrar um novo modelo dado por $\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \delta \mathbf{m}$.

Uma peça fundamental dos métodos de inversão é encontrar a matriz Jacobiana, ou matriz de sensibilidade \mathbf{J} com dimensões $n \times m$. Essa matriz define as derivadas de

\mathbf{f} em relação ao modelo \mathbf{m} , tal que $\mathbf{J} = \partial\mathbf{f}/\partial\mathbf{m}$ e os elementos da matriz são dados por $J_{ij} = \partial f_i / \partial m_j$. Obter \mathbf{J} é um dos grandes empecilhos dos métodos clássicos de inversão devido a sua grande dimensão e dificuldades para ser calculada e armazenada. No entanto, métodos alternativos como o NLCG podem minimizar a função objetivo sem a necessidade de calcular a Jacobiana completa para o modelo de cada iteração.

5.2 Método de Inversão do ModEM

O *Modular Electromagnetic Inversion Software* (**ModEM**) é um programa de modelagem de dados eletromagnéticos escrito em Fortran 95 por Gary Egbert, Anna Kelbert e Naser Meqbel do *College of Oceanic and Atmospheric Sciences* (COAS), *Oregon State University* (OSU). O **ModEM** é descrito em detalhes por Egbert e Kelbert (2012). Seu desenvolvimento foi focado na solução de problemas de complexidade estrutural 2D e especialmente 3D a partir de dados magnetotélúricos, mas também permite a entrada de outros dados eletromagnéticos como as funções de transferência GDS. Além de resolver problemas de cálculo direto, o ponto principal do **ModEM** é a inversão de dados EM. O programa utiliza o método de gradientes conjugados não lineares (*Nonlinear Conjugate Gradient* – NLCG) para a minimização da Equação 5.1.

A função de penalidade 5.1 pode ser diretamente minimizada através de algoritmos baseados em gradientes como no método NLCG (KELBERT et al., 2008; EGBERT, KELBERT, 2012). Este método requer a avaliação de ambas as função de penalidade 5.1 e o seu gradiente em relação aos parâmetros do modelo para cada iteração, dado por:

$$\left. \frac{\partial P}{\partial \mathbf{m}} \right|_m = -2\mathbf{J}^T \mathbf{r} + 2\nu \mathbf{m}_k \quad (5.3)$$

O modelo é atualizado através da expressão genérica para o método NLCG

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{u}_k, \quad (5.4)$$

em que o gradiente definido por 5.3 é usado para determinar a nova direção conjugada \mathbf{u}_k no espaço do modelo. Usa-se então uma busca em linha nessa direção

para encontrar α_k tal que $P(\mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{u}_k, \mathbf{d})$ é minimizada em relação a $P(\mathbf{m}_k, \mathbf{d})$. A direção do gradiente conjugado dado por \mathbf{u}_k é atualizada usando o método de Polak-Ribière (POLAK, RIBIÈRE, 1969). A aplicação desse método requer o cálculo do produto de \mathbf{J}^T com o resíduo dos dados \mathbf{r} como visto na Equação 5.3, porém para obter esse produto não é necessário encontrar a Jacobiana completa (KELBERT et al., 2008).

Para minimizar a função de penalidade (5.1) o algoritmo NLCG roda para diferentes valores de ν . Cada série de cálculos termina quando o nível de erro é alcançado, então a norma do modelo é definida e os resultados são comparados. O valor de ν para o qual se obteve a menor norma é tomado como solução para a iteração.

5.3 Seleção das Estações para Inversão 3D

A exigência computacional de processamento, memória e tempo total da inversão depende do tamanho da grade utilizada e da quantidade de dados (VTFs para j estações e i períodos). O volume total de dados GDS processados neste trabalho foi consideravelmente grande, cerca de 200 estações e 17 períodos, totalizando aproximadamente 3400 VTFs calculadas. Além disso, a extensão da grade necessária para incluir toda a região coberta pelas estações, com resolução adequada, exigiria muita memória do computador. Sendo assim, a inversão de todos os dados processados poderia ser inviável. Como alternativa, um subconjunto de estações e de períodos foram selecionados para inversão.

A escolha das estações para inversão foi feita com base na análise dos mapas de vetores de indução reais. A Figura 5.1 apresenta os vetores de indução para o período de 320 e 640 segundos. Nota-se que na região do quadro “A” os vetores apontam ao longo da direção NE. No retângulo “B” observa-se que os vetores apontam em sentidos opostos na região próximo ao Sinclinal de Torres Posadas (PADILHA, VITORIELLO, 2000). Com base nessas observações, e tendo em vista que a crosta inferior e manto superior da porção mais ao sul da Bacia do Paraná no Brasil ainda são poucos conhecidas, definiu-se um conjunto de 63 estações para rodar a inversão. As estações selecionadas são apresentadas na Figura 5.2.

Para otimizar o tempo computacional da inversão foram selecionados dados para períodos intercalados, reduzindo assim a quantidade total de VTFs invertidas. A seleção dos períodos utilizados na inversão foi realizada analisando os gráficos apre-

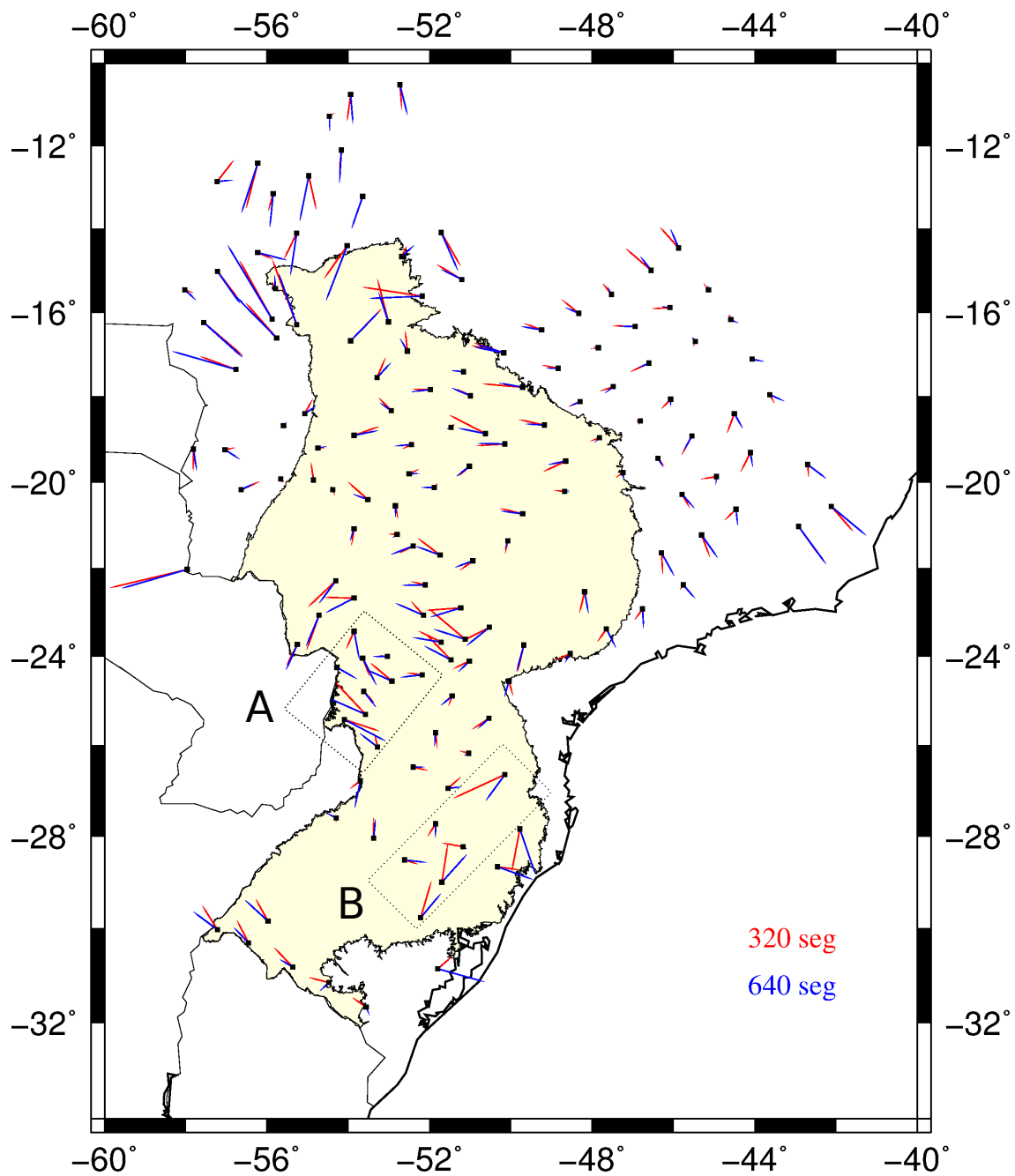


Figura 5.1 - Vetores de indução reais para 320 e 640 segundos. Quadro **A** mostra grupo de vetores apontando ao longo da direção NE. Já no quadro **B** os vetores apontam perpendicularmente a direção NW.

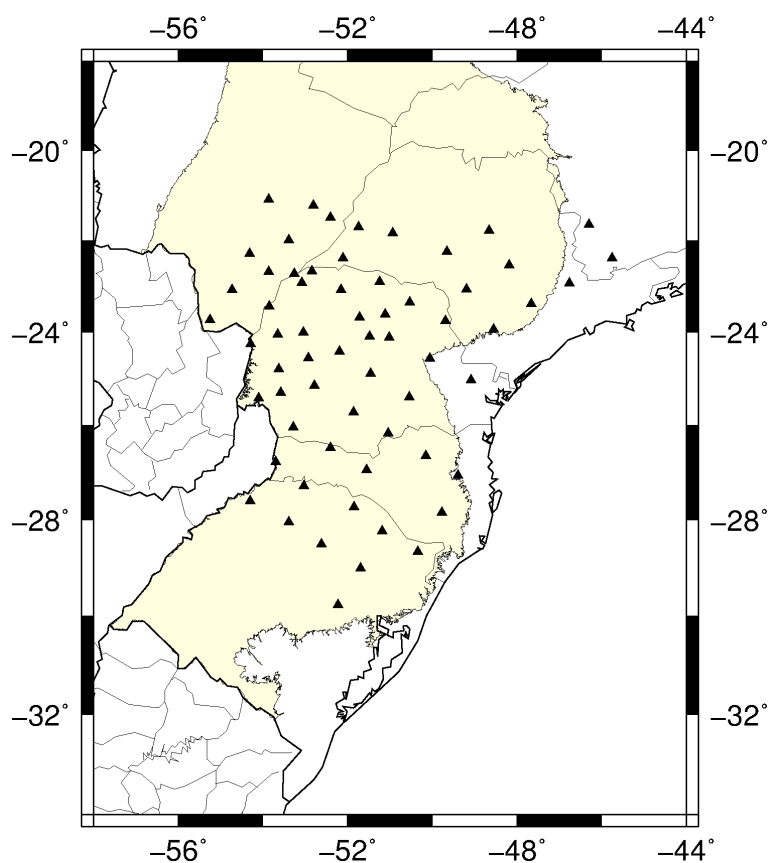


Figura 5.2 - Estações definidas para rodar a inversão 3D.

sentados nas Figuras 5.3 à 5.6. Esses gráficos apresentam as VTFs reais e imaginárias de cada estação para todos os períodos processados. Os círculos preenchidos representam os períodos selecionados, os círculos vazios são os períodos processados não utilizados na inversão e as barras verticais o erro dos dados. Nessa seleção foram excluídas as frequências com dados ruidoso segundo a análise discutida na Seção 4.2.3. Outro parâmetro de análise é a suavidade das curvas. Visto que a difusão das ondas EM ocorre de maneira dispersiva no interior da Terra, os dados (pontos nas Figuras 5.3 à 5.6) com grande desvio ou variações abruptas foram descartados. No total foram invertidos 7 períodos listados na Tabela 5.1.

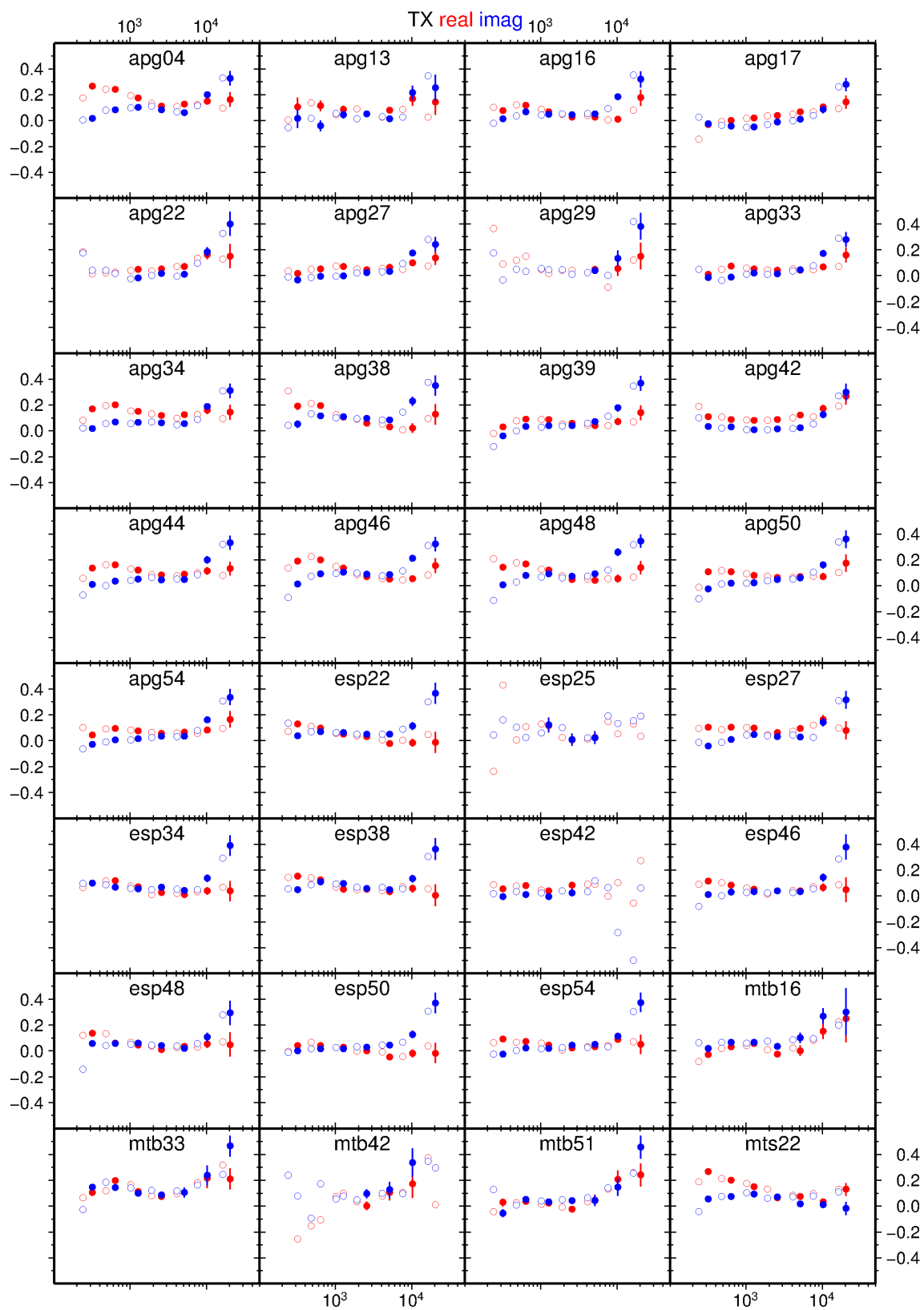


Figura 5.3 - T_{zx} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica.

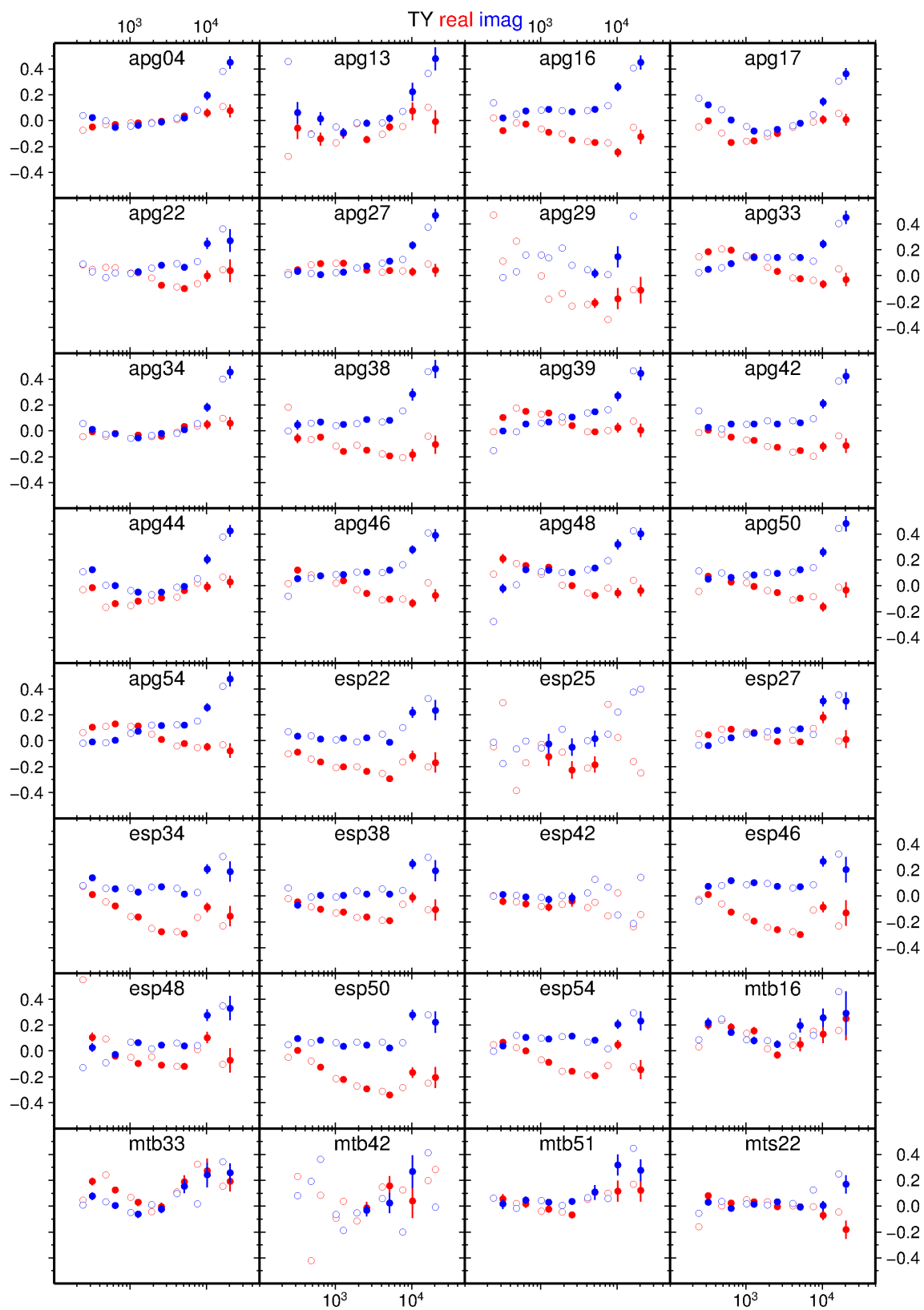


Figura 5.4 - T_{zy} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica.

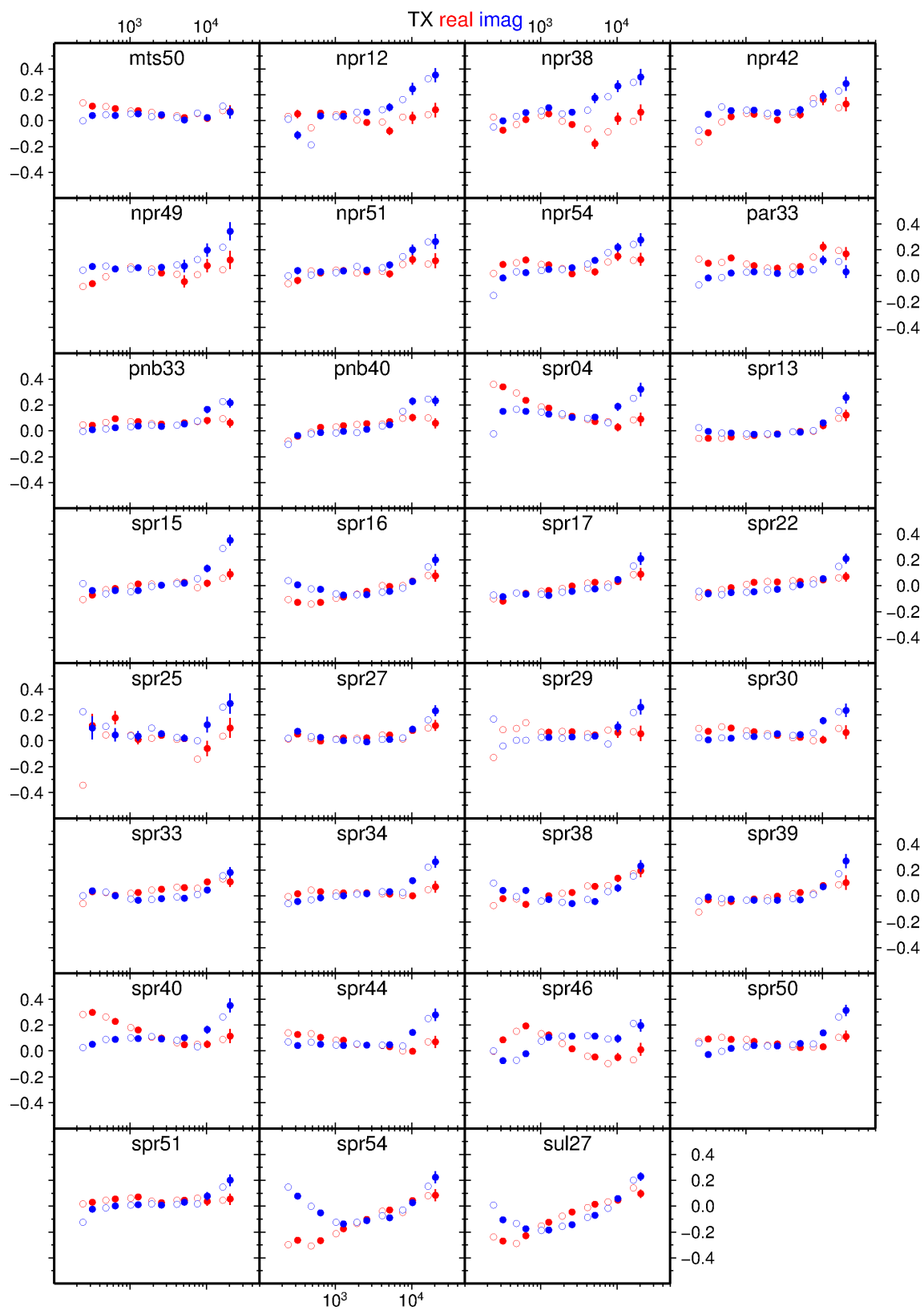


Figura 5.5 - T_{zx} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica.

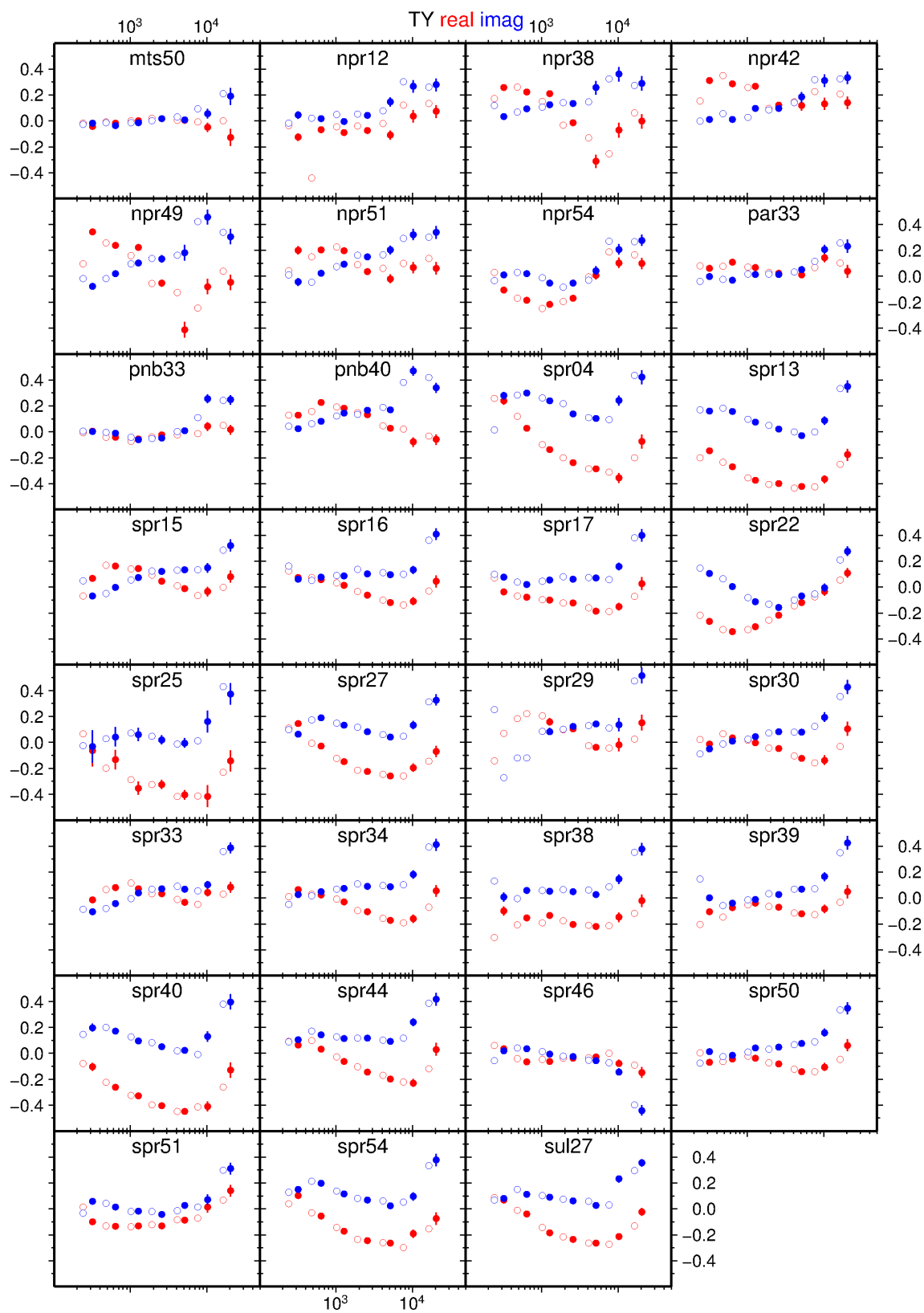


Figura 5.6 - T_{zy} das estações selecionadas para inversão 3D. Os círculos fechados são dados incluídos e os círculos vazios são dados processados não incluídos na inversão. Eixo horizontal representa períodos [s] em escala logarítmica.

Tabela 5.1 - Lista de períodos utilizados na inversão.

| Rótulo | Período [s] |
|--------|-------------|
| T02 | 320 |
| T04 | 640 |
| T06 | 1.280 |
| T08 | 2.560 |
| T10 | 5.120 |
| T12 | 10.240 |
| T14 | 20.480 |

5.4 Configuração da Grade e do Modelo Inicial

O modelo de resistividade elétrica é um bloco tridimensional formado por células menores que deve representa a região de estudo. Seja uma base cartesiana (x , y , z), a configuração do modelo foi feita através da definição de uma grade horizontal (dimensões das células nas direções x e y) e uma grade vertical (dimensões das células na direção z). Cada célula do modelo representa um elemento com condutividade elétrica uniforme, tal que o conjunto de todas estas representa a distribuição de resistividades em toda a região de investigação.

Com base na escolha das estações discutida na Seção 5.3, a grade horizontal utilizada nas inversões da região centro-sul da Bacia do Paraná foi definida conforme mostra a Figura 5.7. A região central da grade horizontal têm dimensões uniformes de 10×10 km². Essa região da grade é mais fina (maior quantidade de células) e delimita a área onde estão localizadas as estações GDS (ou região dos dados). Fora da região dos dados as dimensões da grade podem ser flexibilizadas, aumentando o tamanho das células a medida que se afastam do centro. Dessa maneira, o modelo abrange um volume maior com menor quantidade de células (diminuindo o tempo de processamento computacional). A dimensão total da grade horizontal utilizada foi de 190×162 células. Deve-se ainda garantir que a grade seja grande o bastante para que as bordas laterais e vertical do modelo fiquem suficientemente afastadas da região central. Isso, pois as soluções das equações de Maxwell nos limites do semiespaço podem levar a geração de estruturas artificiais devido a descontinuidade do meio.

A grade vertical utilizada nas inversões é apresentada na Figura 5.8 com a representação do eixo Z em escala 5:1 em relação ao eixo X . As primeiras camadas foram

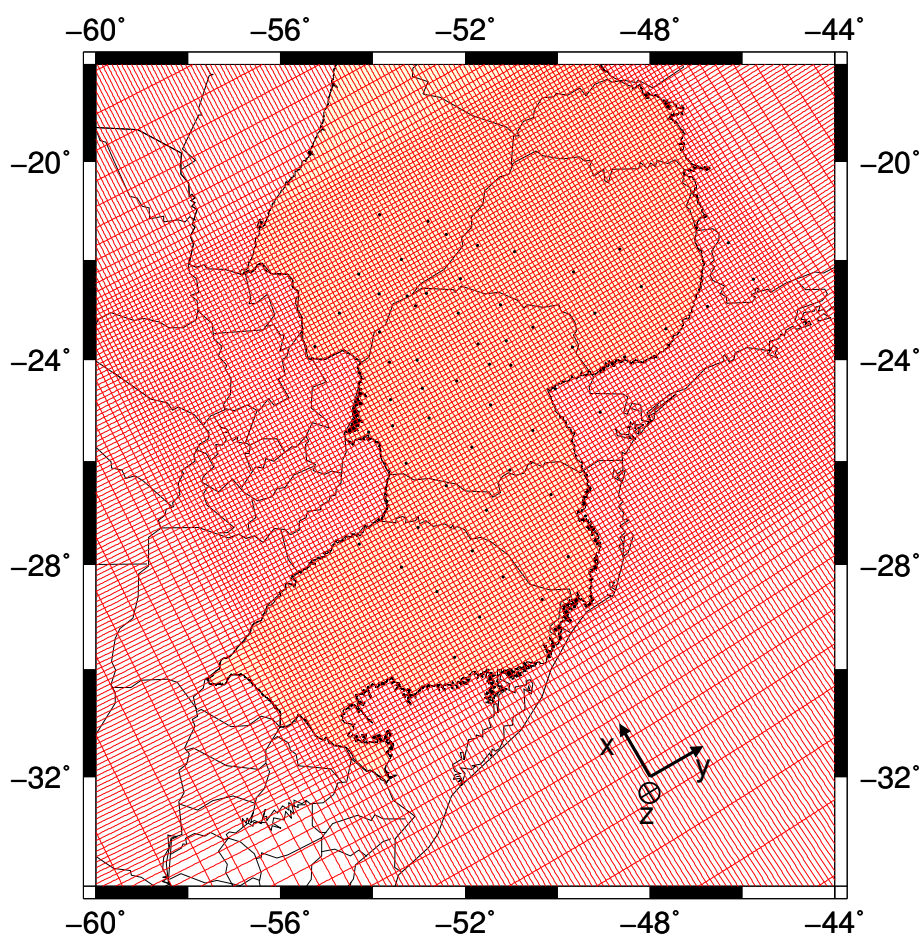


Figura 5.7 - Grade horizontal na região central modelada utilizada nas inversões. Os pontos representam a localização das estações GDS.

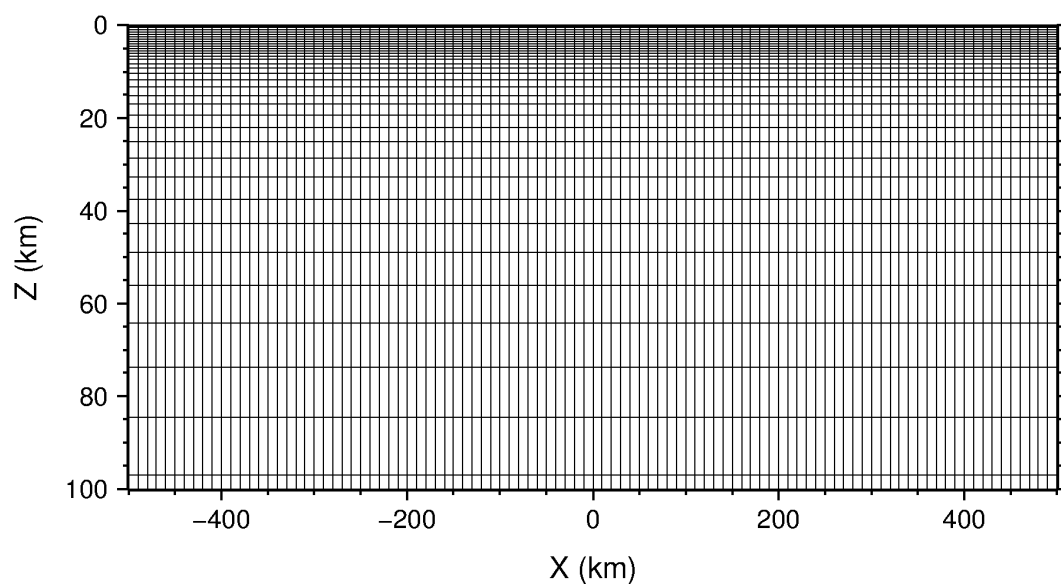


Figura 5.8 - Grade vertical na região central modelada utilizada nas inversões. Eixo vertical (Z) representado em escala 5:1 em relação ao eixo horizontal (X).

definidas com pequenas espessuras por duas razões, primeiro devido a atenuação do campo EM ser menor nas porções mais rasas da Terra, e segundo para incluir a condutividade do oceano no modelo inicial com maior precisão. Até cerca de 6 km de profundidade as camadas têm espessuras uniformes de 500 m. Para maiores profundidades, a espessura foi incrementada geometricamente em 15% a cada nova camada. No total, a grade vertical configurada para as inversões tem 58 camadas.

Configurada a grade, o próximo passo foi definir o modelo inicial. O modelo inicial é um parâmetros de entrada do programa de inversão (\mathbf{m}_0 na Equação 5.1) que contém as dimensões da grade e uma estimativa da resistividade do meio. Da mesma forma é possível fornecer um *prior model*, o qual contém informações já conhecidas, a priori, da distribuição de condutividade na região (*e.g.*, falhas geológicas, bacias sedimentares, oceanos, etc.). As informações geoeletricas do *prior model* são utilizadas na inversão como vínculos, auxiliando na obtenção de modelos mais aproximados das condições reais.

Baseado nas características geoeletricas da Bacia do Paraná, foram escolhidas resistividades intermediárias às esperadas na região de 50, 100 e 500 $\Omega \cdot \text{m}$ para três modelos iniciais. Nos primeiros testes de inversão foram utilizados modelos iniciais de semiespaço infinito uniforme com as condutividades mencionadas. Contudo, os resultados obtidos apresentaram grande influência devido a proximidade de algumas estações com a costa marítima. A condutividade do mar foi então incluída no *prior model*, melhorando assim a estimativa dos modelos finais em relação ao modelo de partida sem o oceano. Os resultados das inversões para os modelos iniciais com e sem a inclusão da condutividade do mar são apresentados e discutidos nas seções seguintes.

5.5 Inversão dos Modelos Iniciais para Espaço Homogêneo

Nesta seção são apresentados os resultados das inversões dos modelos iniciais de semiespaço homogêneo de 50, 100 e 500 $\Omega \cdot \text{m}$. Mesmo sabendo que o Oceano Atlântico exerce grande influência nos dados para períodos longos, devido a sua ampla extensão, alta condutividade e proximidade das estações GDS, nas primeiras inversões a condutividade do mar não foi incluída. Cortes nas superfícies dos modelos iniciais são apresentados na Figura 5.9.

Os resultados da inversão dos modelos de partida sem o oceano são apresentados nas

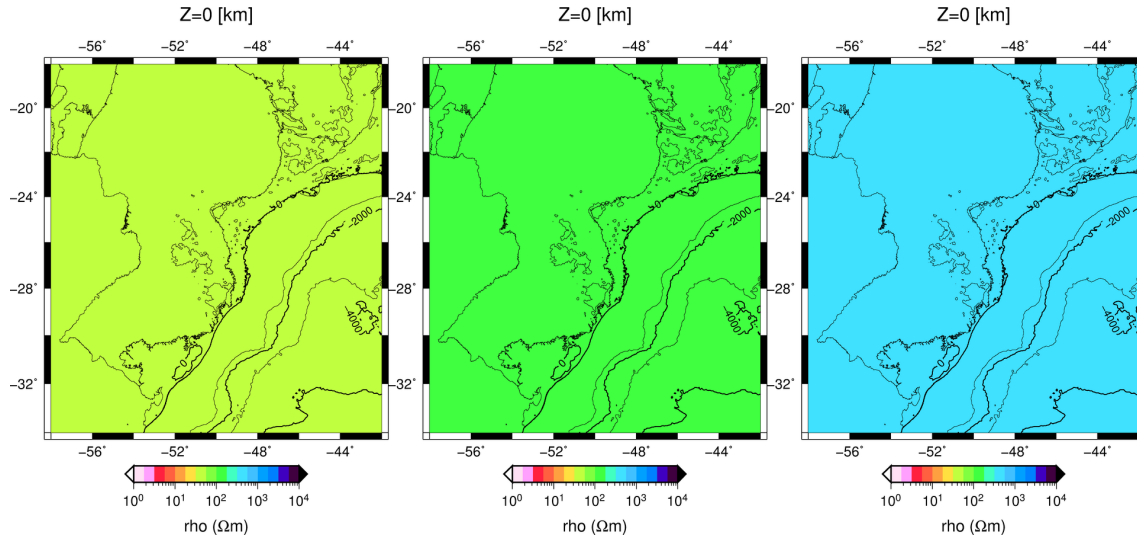


Figura 5.9 - Corte na superfície dos modelos iniciais de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega \cdot m$ (à direita). As isolinhas representam profundidades e altitudes (no continente) múltiplas de 1000 m.

Figuras 5.10 e 5.11 para cortes em 10, 20, 35, 50 e 100 km de profundidade. Observa-se que grandes condutores foram adicionados em profundidades entre 50 e 100 km na região ao leste do modelo coincidente com a região do oceano. No entanto, é evidente que essas estruturas são artifícios gerados pela inversão devido a influência do oceano sobre os dados. Como pode ser observado nos mapas do Apêndice B, os vetores de indução tendem a apontar em direção ao mar para períodos mais longos. Essas inversões iniciais auxiliaram a certificar que a aplicação do método estava correta, bem como a rotação dos dados magnéticos para o sistema de referência da grade. Caso houvesse algum problema nas etapas de configuração da grade e rotação dos dados o condutor abaixo do oceano provavelmente seria observado em outra região do modelo.

As informações dos resultados das inversões são apresentadas na Tabela 5.2 para cada modelo inicial. O erro médio RMS_{med} dos dados modelados para todas as estações e frequências foram calculados com base na expressão:

$$\varepsilon^2 = \sum_{j=1}^{j \text{ sites}} \sum_{i=1}^{i \text{ freq}} \frac{|C_{ij} - C_{ij,mod}|^2}{|\Delta C_{ij}|^2}, \quad (5.5)$$

onde C_{ij} , $C_{ij,mod}$ são a função de transferência medida e a modelada para a frequência

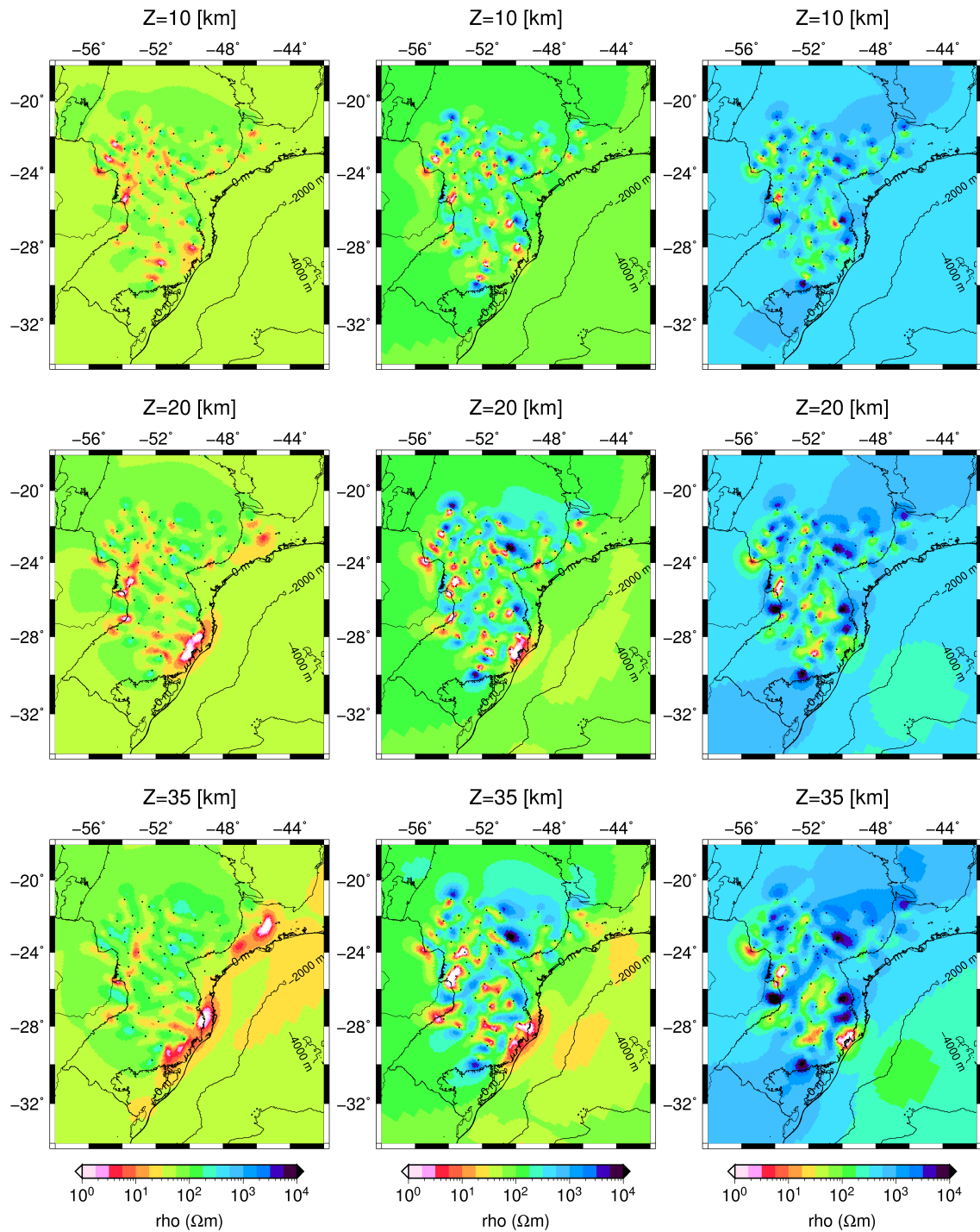


Figura 5.10 - Cortes à 10, 20 e 35 km de profundidade nos modelos de resistividade obtidos na inversão sem a inclusão da condutividade do oceano. Semiespaços de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita). As isolinhas representam profundidades de 2000 e 4000 m.

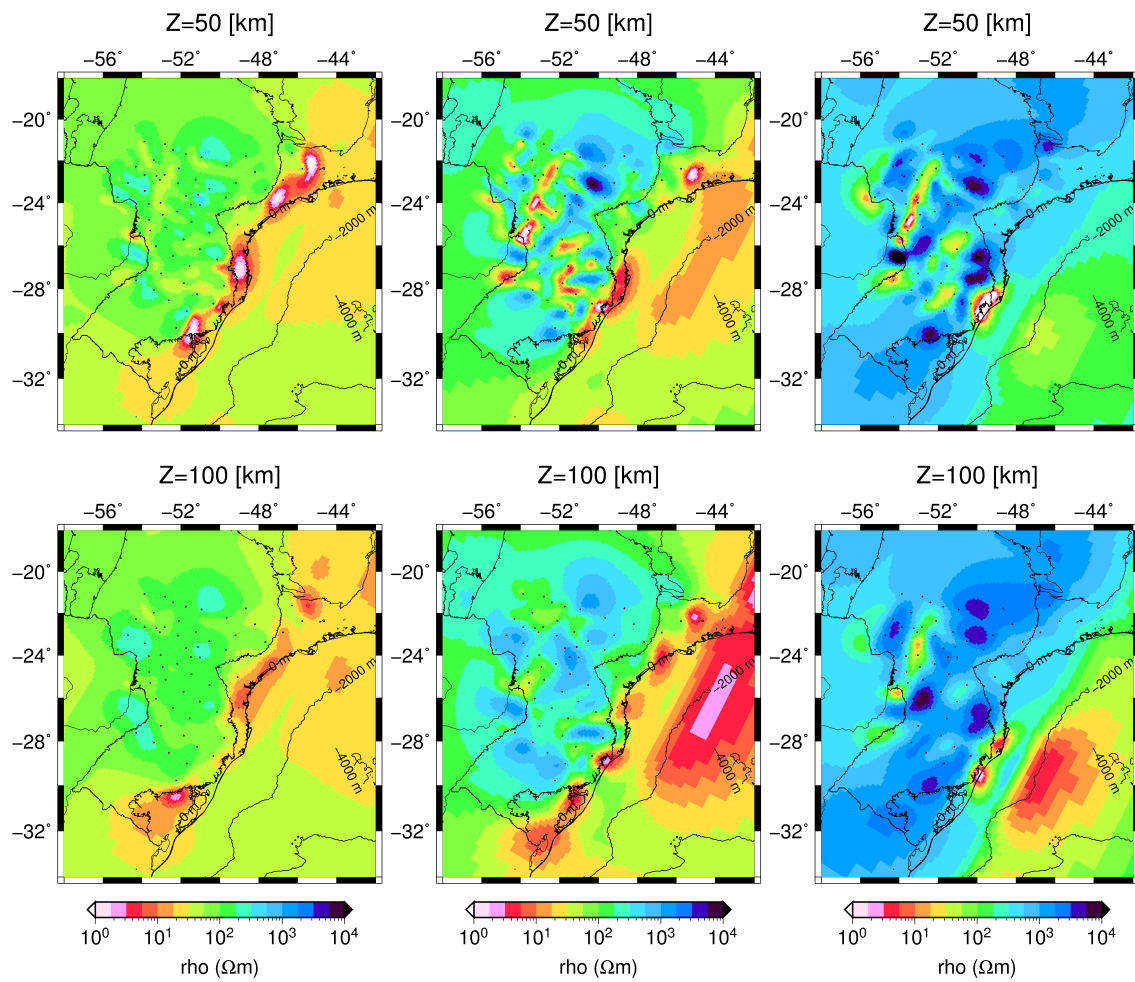


Figura 5.11 - Cortes à 50 e 100 km de profundidade nos modelos de resistividade obtidos na inversão sem a inclusão da condutividade do oceano. Semiespaços de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega\cdot\text{m}$ (à direita). As isolinhas representam profundidades de 2000 e 4000 m.

Tabela 5.2 - Informações sobre as inversões de modelos iniciais de semiespaço homogêneo.

| Modelo inicial | Número de iterações | Tempo total da inversão | RMS _{med} final |
|----------------------|---------------------|-------------------------|--------------------------|
| 50 $\Omega \cdot m$ | 30 | 5 dias, 9hr e 7 min | 2,57 |
| 100 $\Omega \cdot m$ | 32 | 5 dias, 12 hr e 43 min | 2,23 |
| 500 $\Omega \cdot m$ | 30 | 3 dias, 12 hr e 7 min | 2,38 |

i na estação j e ΔC_{ij} é o erro atribuído aos dados medidos na etapa de processamento (intervalo de confiança).

5.6 Inversão dos Modelos Iniciais com a Condutividade do Oceano

A seguir são apresentados os resultados das inversões 3D das funções de transferência magnética para três modelos iniciais com resistividades de 50, 100 e 500 $\Omega \cdot m$. Nesses modelos foi incluída a condutividade do oceano. As camadas superficiais dos modelos iniciais são apresentadas na Figura 5.12. A parte oceânica esta representada na cor branca devido a alta condutividade definida para o mar (0,3 $\Omega \cdot m$).

Cortes às profundidades de 20, 35 e 50 km nos modelos de condutividade elétrica são apresentados nas Figuras 5.13 a 5.15. Os mapas na coluna da esquerda representam os resultados partindo do semi-espaco de 50 $\Omega \cdot m$, ao centro para 100 $\Omega \cdot m$

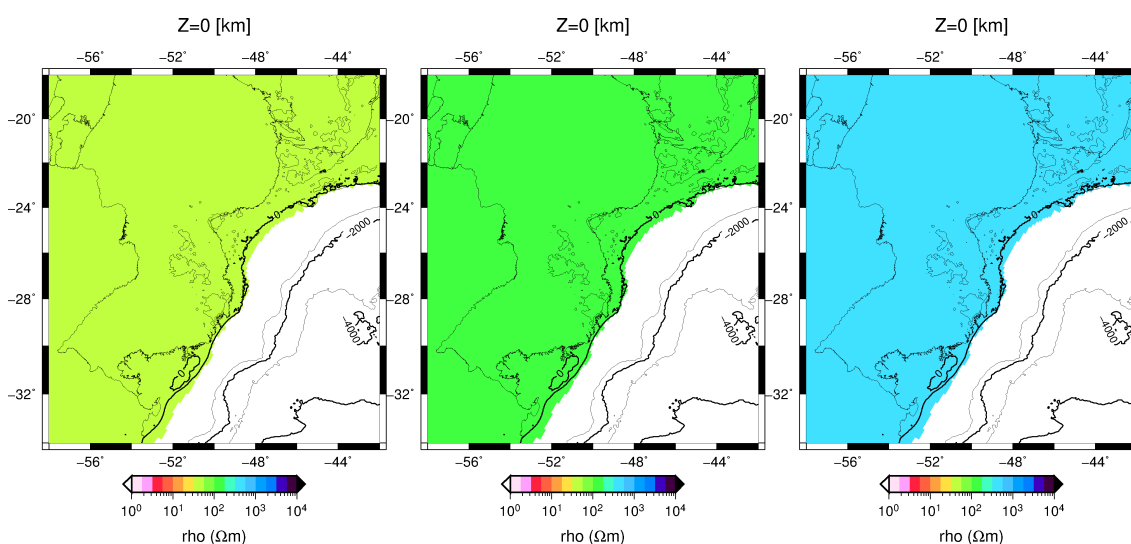


Figura 5.12 - Corte na superfície dos modelos iniciais de 50 (à esquerda), 100 (no centro) e 500 $\Omega \cdot m$ (à direita) com a inclusão da condutividade do oceano. As isolinhas representam profundidades e altitudes (no continente) múltiplas de 1000 m.

e a direita para $500 \Omega \cdot \text{m}$. As estações invertidas são representadas pelos pontos no mapa. Os traços desenhados, dois em direção NW, e um em direção NE, são perfis com 900 km de comprimento horizontal apresentados nas Figuras 5.16 à 5.18 até 150 km de profundidade. Nas ilustrações dos perfis, as linhas horizontais representam as profundidades dos mapas de topo das Figuras 5.13 a 5.15. Mais mapas de topo dos modelos para diferentes profundidade são apresentados no Apêndice C.

Os dados foram processados para uma banda de frequências muito baixa para o estudo da parte mais rasa da crosta (devido à limitação na taxa de amostragem durante a coleta de dados). Supondo um semi-espaco homogêneo de $50 \Omega \cdot \text{m}$, a profundidade de penetração (Equação 2.34) de uma onda EM com período de 320 s (menor período utilizado nas inversões) corresponde à aproximadamente 63 km. Logo, a camada superficial dos modelos obtidos deve ser analisada com cuidado. No entanto, os sedimentos da Bacia do Paraná formam uma região bastante condutora que pode chegar até 7 km na sua região central, o que causa atenuação da profundidade de penetração. Para profundidades até cerca de 10 km (ver mapas de topo no Apêndice C) os modelos geoeletricos não apresentam grandes variações de condutividade, o que pode indicar que os dados não são sensíveis para regiões mais rasas do que isso. Isso significa que os dados são mais sensíveis para profundidades maiores do que 10 km no caso mais condutivo ($50 \Omega \cdot \text{m}$). Para o modelo mais resistivo ($500 \Omega \cdot \text{m}$) os gradientes de condutividade surgem a partir de 15 km.

Observa-se que as anomalias dos modelos elétricos das Figuras 5.13 a 5.15, comparadas entre cada um dos modelos, são semelhantes quanto a suas localizações horizontais e dimensões laterais. No entanto, essas estruturas anômalas apresentam variações da posição vertical e do valor de resistividade em cada um dos modelos invertidos. Nas Figuras 5.16 à 5.18, nota-se mais claramente as diferenças na posição vertical dessas estruturas. Por exemplo, o topo da anomalia ao longo do perfil NE – SW (linha sólida) varia de profundidade entre cerca de 15 km para o modelo de $50 \Omega \cdot \text{m}$ até 45 km para o modelo de $500 \Omega \cdot \text{m}$. No entanto, esse comportamento dos modelos era esperado, visto que as funções de transferência magnética, além de estarem relacionadas às variações laterais de condutividade, têm uma dependência da distribuição normal de condutividade $\sigma_N(z)$ do meio. Sendo assim, a profundidade das anomalias observadas dependem da resistividade de fundo do modelo. Portanto, a condutividade do modelo inicial afeta o resultado da inversão.

Testes de inversão 3D com dados magnéticos (VTFs) sintéticos apresentados por

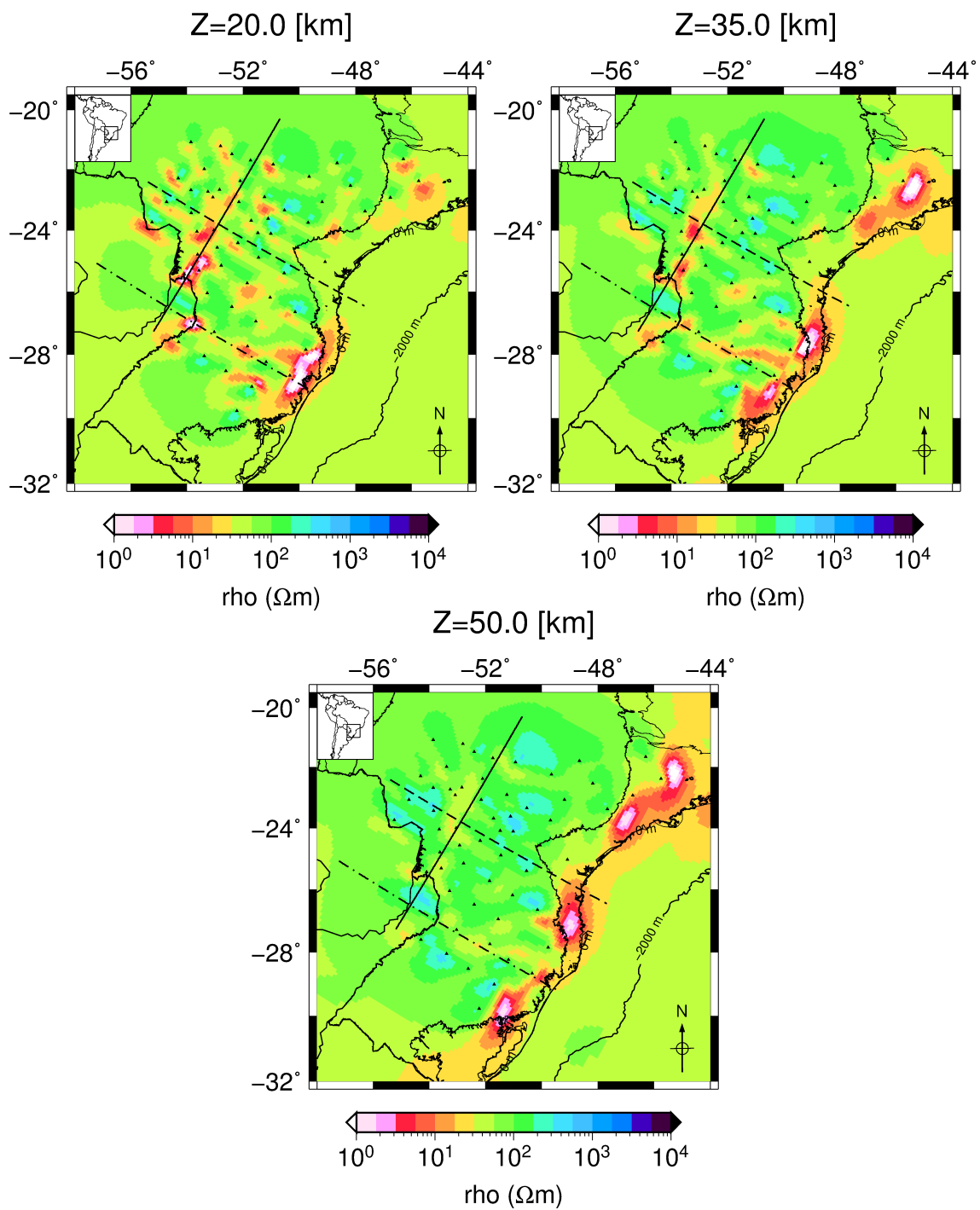


Figura 5.13 - Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 50 $\Omega\cdot\text{m}$.

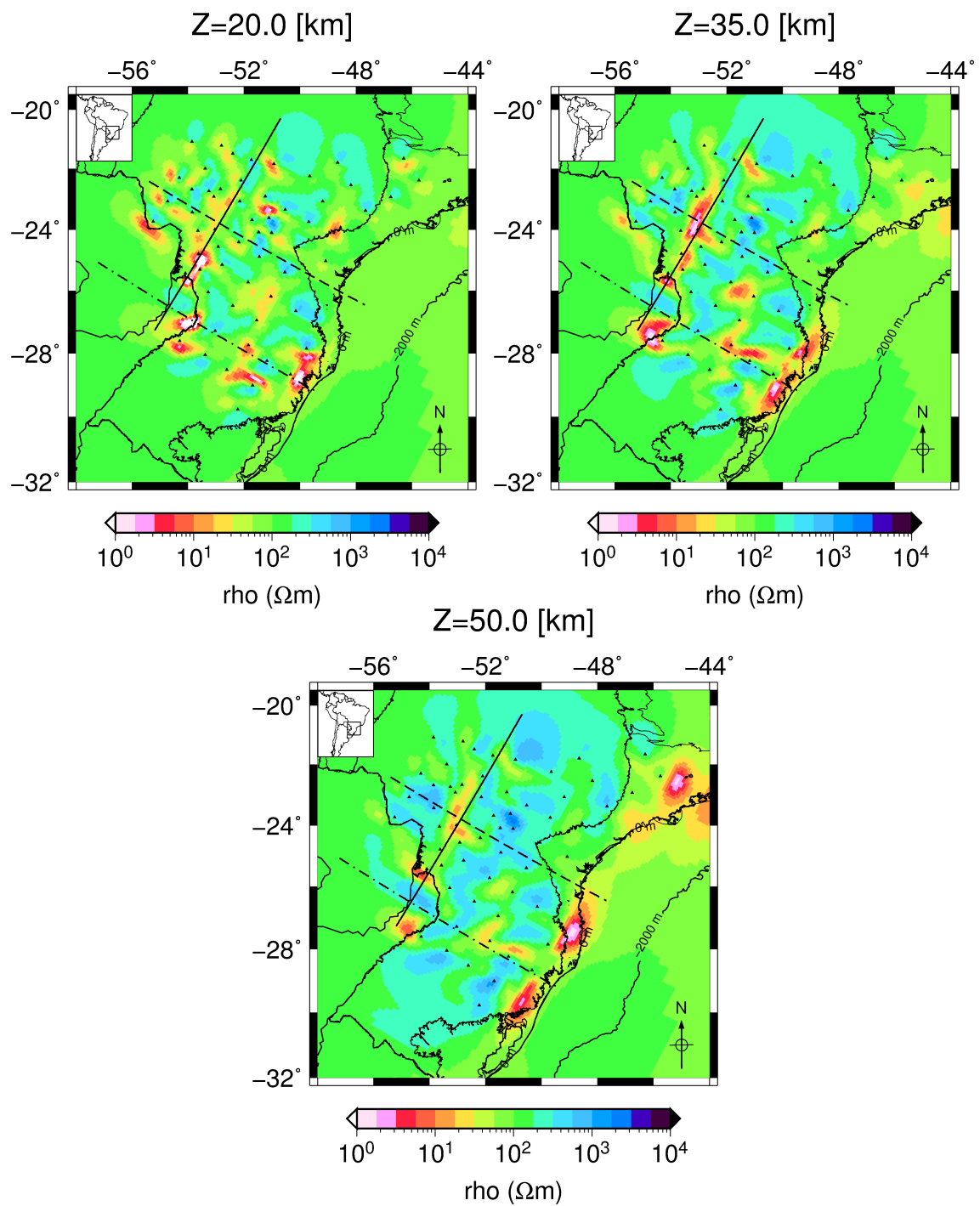


Figura 5.14 - Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 100 Ω·m.

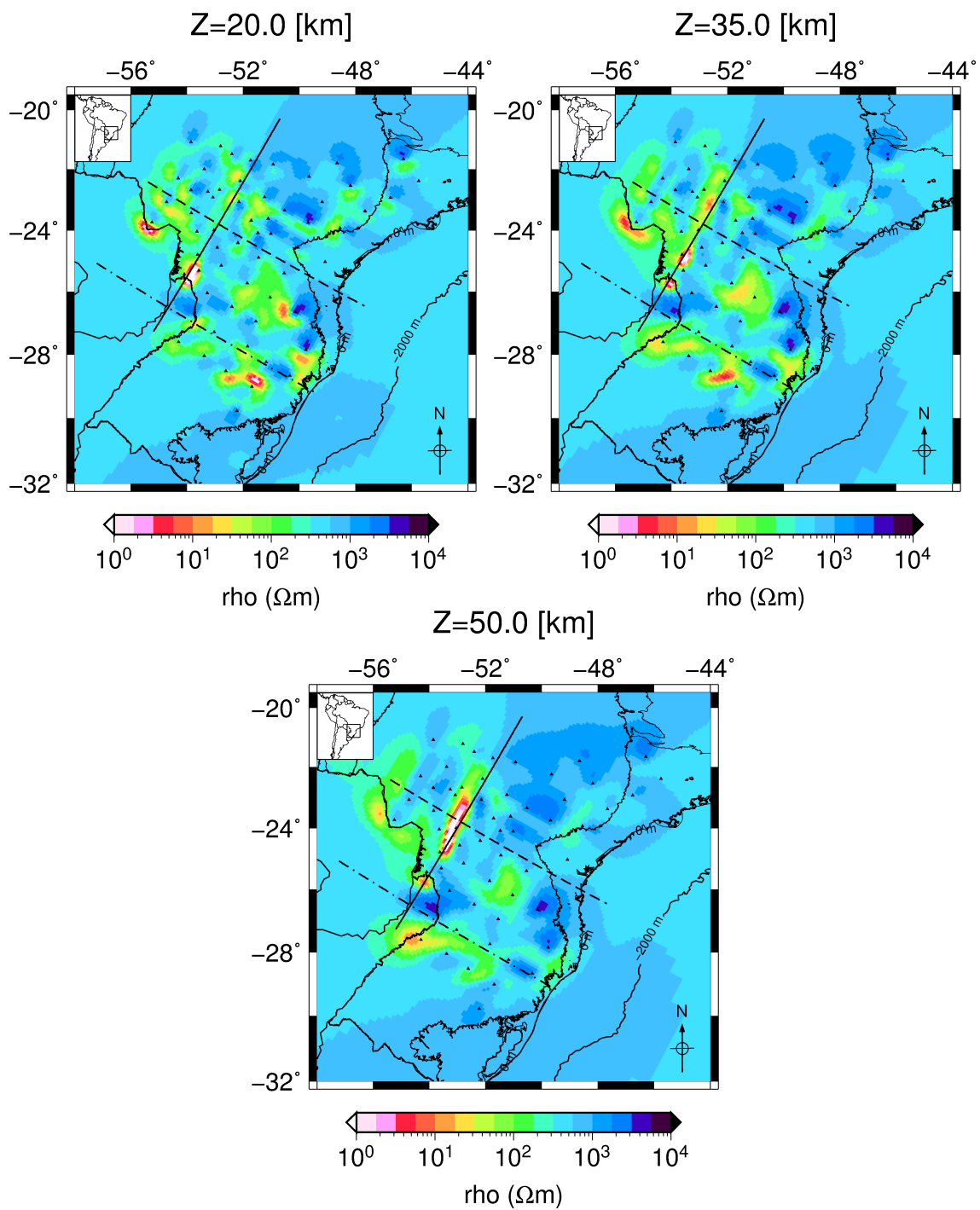


Figura 5.15 - Mapas de topo à 20, 35 e 50 km de profundidade obtidos a partir do modelo inicial de 500 Ω·m.

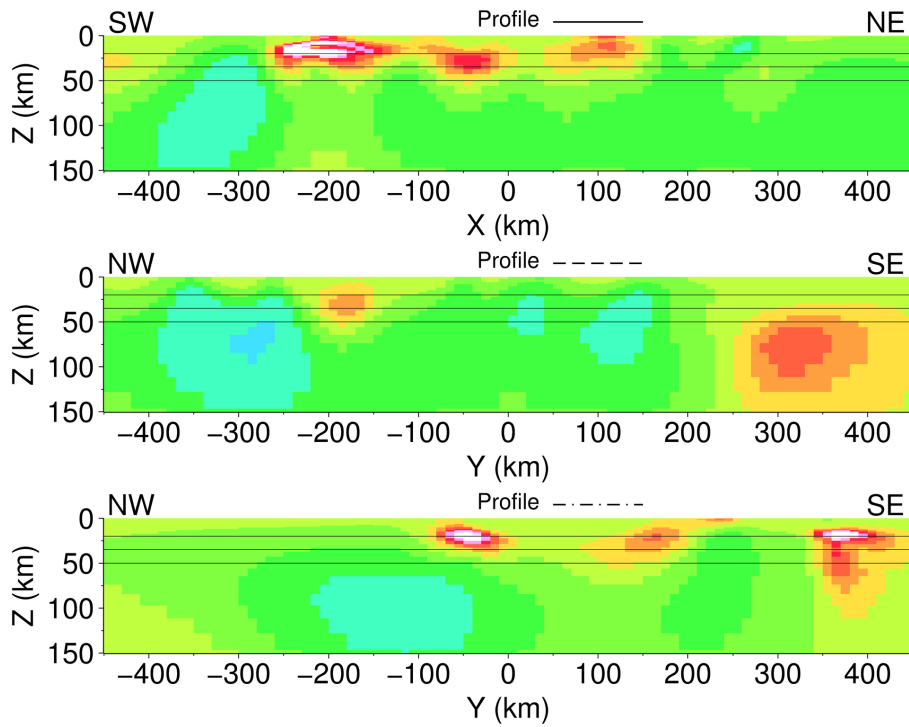


Figura 5.16 - Perfis do modelo de $50 \Omega \cdot m$ representados na Figura 5.13.

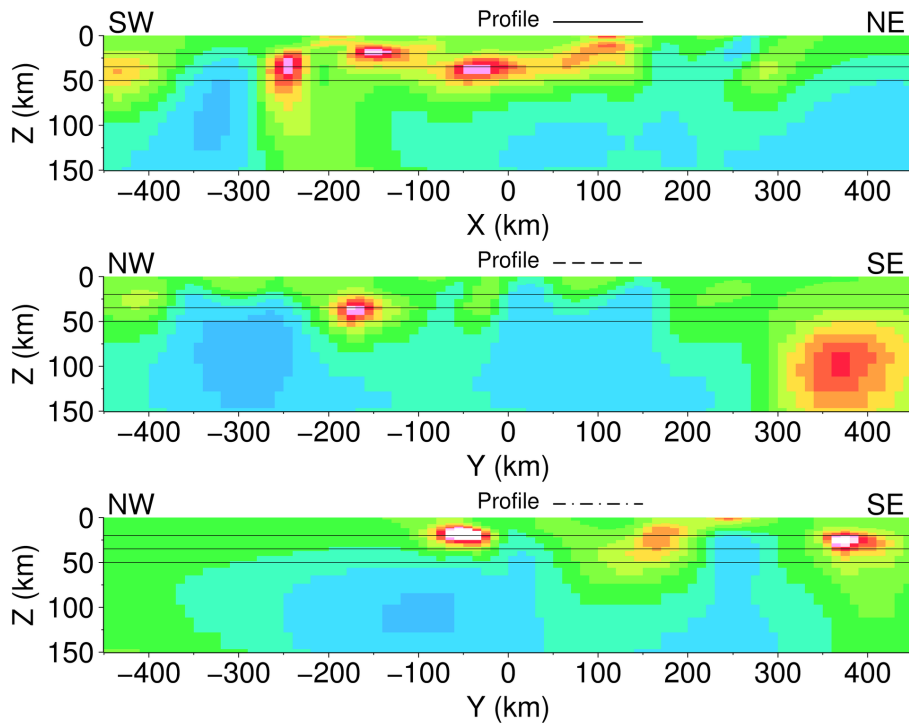


Figura 5.17 - Perfis do modelo de $100 \Omega \cdot m$ representados na Figura 5.14.

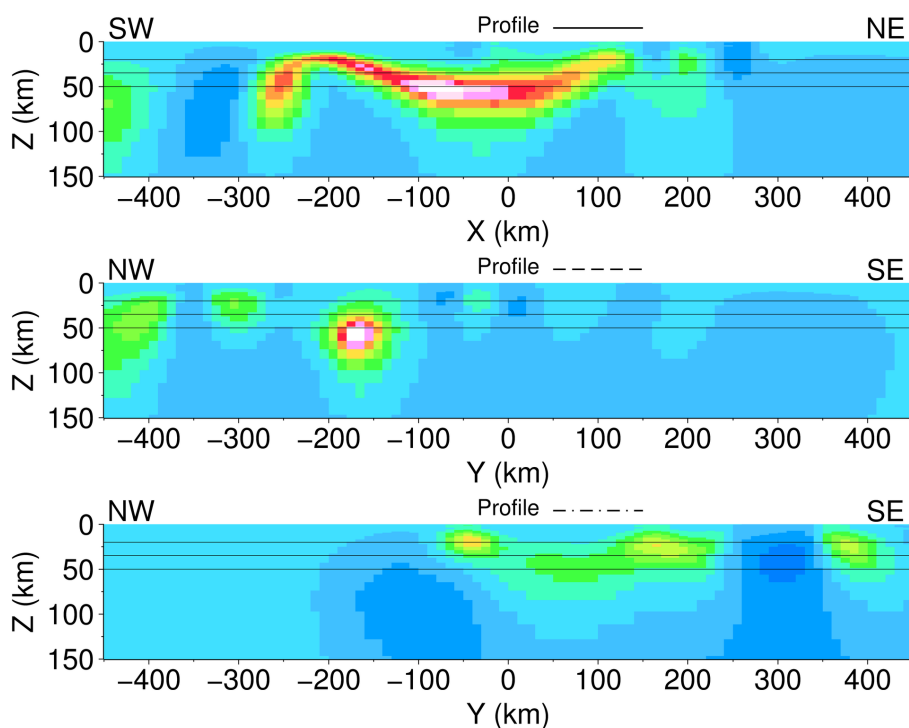


Figura 5.18 - Perfis do modelo de $500 \Omega\cdot\text{m}$ representados na Figura 5.15.

Siripunvaraporn e Egbert (2009) mostram que a localização horizontal e dimensões das estruturas são bem resolvida para modelos iniciais com condutividades distintas, inclusive partindo de condições afastadas dos valores reais. Porém, a posição vertical depende do *prior model* e do modelo inicial. Além disso, foi constatado que para recuperar as magnitudes de resistividade e as profundidades corretas das anomalias era preciso definir o *priori model* próximo à resistividade real da rocha hospedeira. Os valores de resistividades dos modelos iniciais usados nas inversões neste trabalho encontram-se dentro da faixa esperada para a região da bacia do Paraná. Com base nisso, acredita-se que os modelos obtidos representam uma estimativa dos contrastes de condutividades e possíveis posições verticais das anomalias identificadas dentro da região dos dados.

As funções de transferência magnética modeladas foram obtidas através do cálculo direto dos modelos elétricos obtidos na inversão. O ajuste dos dados medidos (VTFs processadas) com os dados modelados são apresentados no Apêndice D. Nesses gráficos os pontos representam as VTFs medidas e a curva sólida os valores dos dados modelados. O erro médio, calculado para todas as estações e frequências (RMS_{med}) entre os dados medidos e modelados, e o tempo total de processamento computacio-

Tabela 5.3 - Informações sobre os resultados das inversões dos modelos com condutividade do oceano.

| Modelo inicial | Número de iterações | Tempo total da inversão | RMS _{med} final |
|----------------------|---------------------|-------------------------|--------------------------|
| 50 $\Omega \cdot m$ | 24 | 4 dias, 18hr e 28 min | 2,56 |
| 100 $\Omega \cdot m$ | 33 | 6 dias, 15 hr e 11 min | 2,65 |
| 500 $\Omega \cdot m$ | 32 | 6 dias, 21 hr e 7 min | 2,32 |

nal das inversões são apresentados na Tabela 5.3. O erro médio dos dados modelados para todas as estações e frequências foram calculados usando a Equação 5.5.

5.7 Recursos Computacionais Utilizados na Inversão

Nessa seção são brevemente descritos os recursos computacionais utilizados para a inversão dos dados GDS. O programa de inversão **ModEM** foi rodado em um *cluster* do grupo de Geomagnetismo do INPE composto por 10 módulos (ou lâminas), cada módulo com 2 processadores Intel Xeon de 8 MB de cache e clock de 2.93Ghz. Cada processador têm 4 núcleos com 2 *threads* cada, totalizando 160 *threads* para os 10 módulos. Os *threads* são unidades básicas de controle de processos, portanto é possível rodar 160 rotinas simultaneamente nesse *cluster*. Ainda, cada módulo tem 24 GB de memória RAM, contabilizando 240 GB de RAM para as 10 lâminas.

A inversão foi rodada usando processamento paralelo, que consiste em realizar os cálculos da inversão para cada período em *threads* independentes. A distribuição foi feita direcionando 2 períodos por lâmina para otimizar a utilização de cada processador (1 período calculado em cada processador), utilizando no total 4 dos 10 módulos por inversão. Como foram invertidos apenas 7 períodos, somente 8 *threads* foram utilizados no total, sendo 1 dos *threads* destinados a tarefas de controle do algoritmo de inversão. A distribuição dos períodos em mais lâminas ou processadores neste caso não diminuiria significativamente o tempo total da inversão. Para diminuir consideravelmente o tempo de processamento seria necessário paralelizar também os cálculos para cada período, distribuindo-os entre mais de 1 *threads*. Essa opção ainda não foi implementado pelos desenvolvedores do software de inversão e talvez nem seja viável. No entanto, a capacidade do cluster possibilitou que vários testes e inversões para modelos iniciais diferentes fossem rodadas simultaneamente.

Durante a inversão observou-se que os *threads* foram utilizadas a 100% da sua capacidade de processamento. O uso da memória RAM ficou em torno de 16 GB por

lâmina e 64 GB no total das 4 lâminas utilizadas. Para a grade configurada contendo dimensões de $190 \times 162 \times 58$, com total de 1.785.240 células, 844 dados de VTFs (real e imaginária) para 63 estações e 7 períodos (excluindo os períodos ruidosos), o tempo total da inversão variou aproximadamente entre 4 à 7 dias. O tamanho do arquivo de dados foi de apenas 87 Kb, enquanto os arquivos dos modelos contendo as dimensões das grades e a resistividade de cada célula têm 23 Mb. Sabe-se que os programas de inversão em geral demandam grande capacidade de processamento, sendo limitados pelas CPUs disponíveis atualmente. No entanto, há uma tendência em desenvolver esses softwares para sejam aplicados em GPUs (*graphics processing unit*), os quais normalmente têm velocidade de cálculo superior às CPUs.

6 INTERPRETAÇÃO DOS MODELOS

Os modelos geolétricos obtidos nas inversões apresentadas na Seção 5.6 são discutidos em maiores detalhes a seguir. As Figuras 6.1 a 6.3 representam os resultados das inversões 3D dos dados GDS na região centro-sul da bacia do Paraná. As 3 imagens superiores mostram um corte horizontal à profundidade de 33 km nos modelos de condutividade elétrica para a região. Abaixo de cada uma dessas figuras esta representado um perfil vertical identificado pela linha contínua no mapa correspondente. Analogamente, em cada seção vertical é indicada a linha contínua à 33 km de profundidade. Resultados de seções horizontais para diferentes profundidades são apresentados no Apêndice C.

Na comparação dos resultados obtidos com os diferentes modelos de partida, torna-se evidente que o método GDS não é adequado para fornecer a profundidade correta dos corpos condutores mapeados. O método dá apenas uma visão qualitativa da localização geográfica horizontal e dimensões laterais dessas estruturas anômalas. Isso está relacionado ao fato da componente magnética vertical ser mais sensível a contrastes laterais de condutividade. Devido a isso, o método é bastante sensível ao modelo inicial utilizado. Considerando, porém, que os valores máximos e mínimos das resistividades dos modelos de partida encontram-se dentro dos limites de resistividades médias esperadas para a região, pode-se concluir que a quase totalidade dos condutores mapeados concentra-se na crosta.

Em geral, as seções horizontais mostram os lineamentos NE e NW já reconhecidos por outros métodos geofísicos (FERREIRA, 1982; MOLINA et al., 1989; MARQUES et al., 1993), mais evidenciados quando o modelo de partida tem resistividade mais baixa (especialmente o de $50 \Omega \cdot m$). As profundidades crustais em que se encontram indica que as zonas de fraqueza sobre as quais se assentaram alcançam grandes profundidades no embasamento da bacia. Essa interpretação reforça a proposta de que esse embasamento seria composto por blocos distintos (possivelmente incluindo regiões cratônicas e zonas móveis), com os lineamentos relacionados a falhas e zonas de sutura profundas (MILANI, 1997).

Observa-se na Figura 6.1 um lineamento NE cruzando a parte central da bacia, aproximadamente coincidente com a posição e direção da calha do rio Paraná. Essa porção central da bacia abriga as maiores espessuras dos pacotes sedimentares e magmáticos, (até cerca de 6 km) sendo indicada como o local do rifteamento que deu

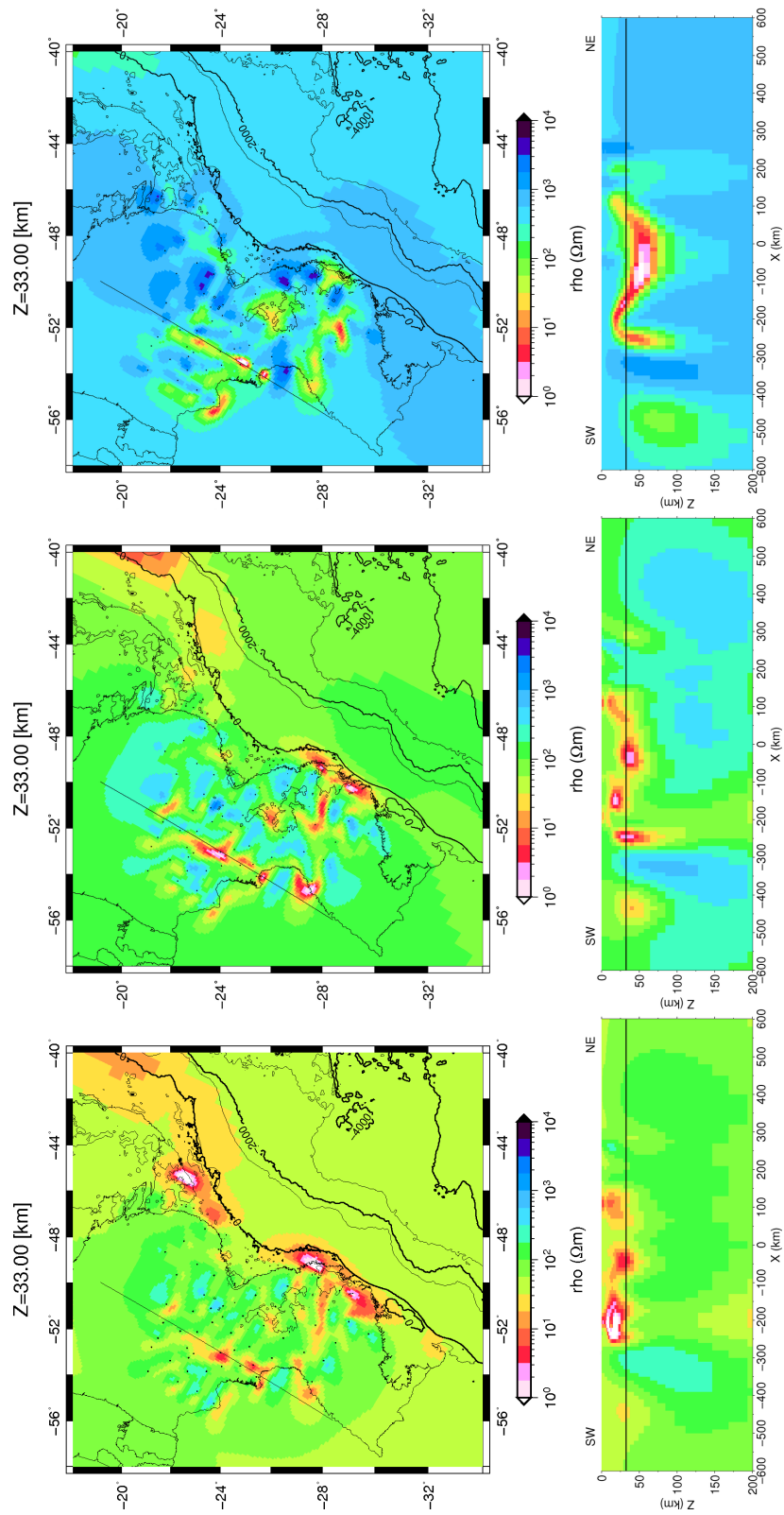


Figura 6.1 - Mapa de topo com perfil SW NE.

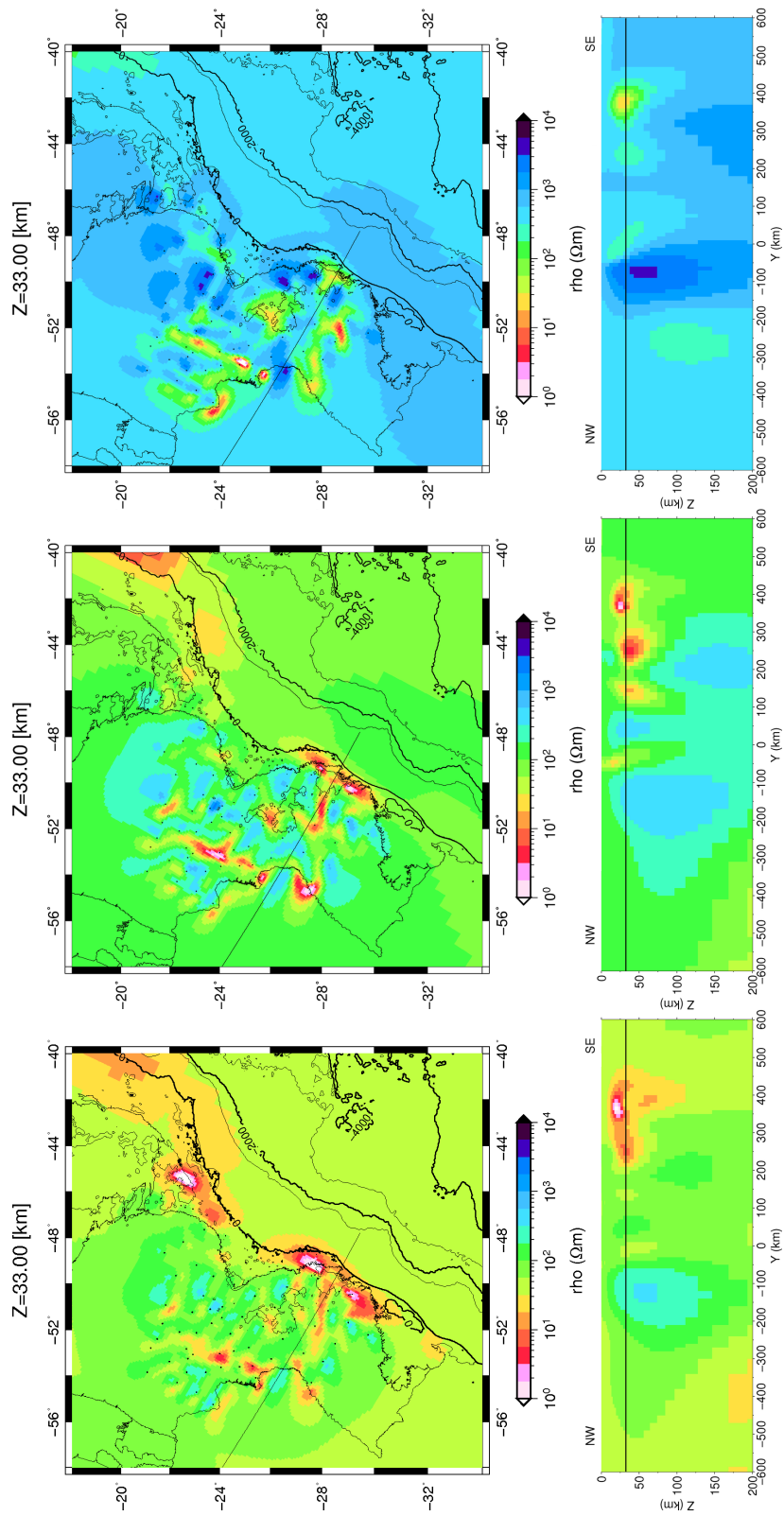


Figura 6.2 - Mapa de topo com perfil NW SE.

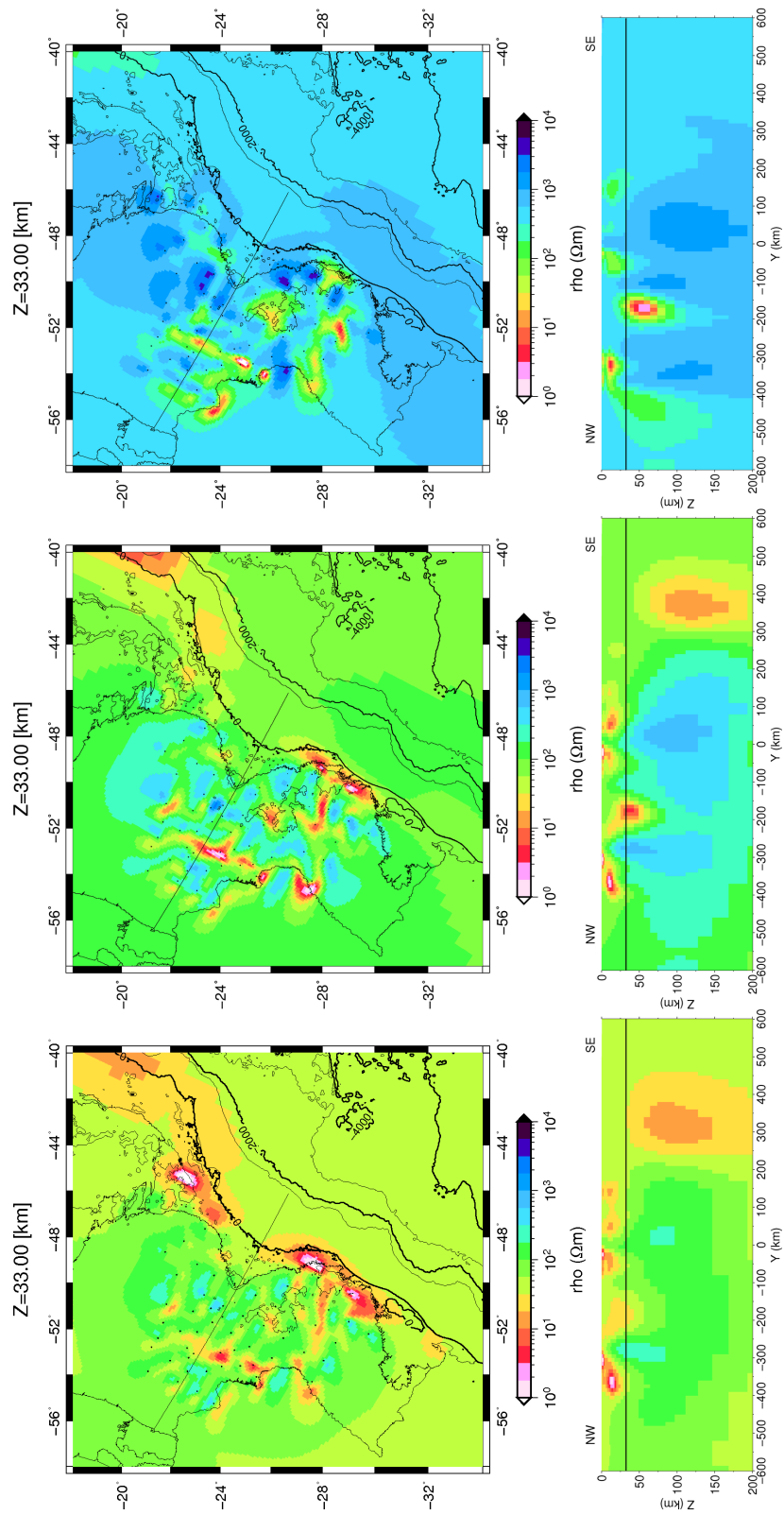


Figura 6.3 - Mapa de topo com perfil NW SE.

origem à subsidência inicial da bacia (MILANI, RAMOS, 1998). Ainda, para explicar o curto intervalo de tempo no qual teria ocorrido a maior parte da atividade vulcânica (RENNE et al., 1992; TURNER et al., 1994), tem-se sugerido que os derrames de lava ocorreram a partir de alguns condutos estabelecidos simultaneamente em diferentes partes da bacia, provavelmente alimentados por um manto litosférico termicamente anômalo (PICCIRILLO et al., 1988). A partir da espessura dos fluxos de lava, foi proposto que a extrusão teria ocorrido preferencialmente ao longo de alguns eixos principais (e.g., Cordani e Vandoros (1967), Leinz et al. (1968), Petrini e Fúlfaro (1983)), sendo um deles a região onde se situa o rio Paraná.

Com base na interpretação de resultados magnetotelúricos de outras regiões da bacia do Paraná (BOLOGNA et al., 2005) pode-se argumentar que os condutores detectados estariam associados à precipitação de voláteis (NOVER, 2005) ricos em carbono (CO₂ ou CH₄). Esses voláteis teriam sido gerados em grandes quantidades durante o evento magmático que afetou a bacia. Uma parte substancial desse material poderia ter permanecido retido na forma de fluidos hipersalinos ou se precipitado como carbono sólido em profundidades com quedas abruptas de pressão e temperatura, desde que a fugacidade de oxigênio não fosse muito alta para geração de grafita. Condições favoráveis para a percolação desses voláteis teriam sido geradas pela descompressão simultânea durante o processo intrusivo, abrindo fissuras e fraturas especialmente ao longo de zonas de fraqueza antigas. Assim, uma rede de grafita e/ou fraturas preenchidas por fluídos e alinhadas com a estruturação tectônica poderia estar associada com os condutores crustais observados ao longo do rio Paraná.

A Figura 6.2 mostra um lineamento NW na parte sul da bacia, saindo do sinclinal de Torres a leste e aproximadamente alinhado ao lineamento Torres-Posadas. Analogamente à região onde se assenta o rio Paraná, esse lineamento foi da mesma forma proposto como outra possível fonte de extrusão de basaltos na bacia (LEITE, 2005). Um estudo prévio GDS e MT em torno do sinclinal (PADILHA, VITORELLO, 2000) mostrou uma anomalia condutora com tendência NW, aproximadamente coincidente com o traçado desse sinclinal. Teria até 6 km de espessura e se aprofundaria em direção NW (rumo ao centro da bacia), seguindo o traçado do lineamento Torres-Posadas. Uma interpretação sugerida para esse condutor o relaciona à concentração de fluidos altamente mineralizados em uma zona verticalmente fraturada, possivelmente correlacionados à atividade magmática (PADILHA, VITORELLO, 2000). O modelo 3D aqui apresentado indica que a estrutura condutora se prolonga pela

crosta. O mesmo mecanismo proposto para explicar a causa do condutor crustal ao longo do rio Paraná (rede de grafita e/ou fraturas preenchidas por fluídos e alinhadas com a estruturação tectônica) é válido para essa região ao longo do lineamento Torres-Posadas.

Outro perfil de direção NW cortando a parte central da bacia, em coincidência geográfica com a posição do Arco de Ponta Grossa, é representada na Figura 6.3. Esse arco é uma megaestrutura de soerguimento da crosta terrestre situado na borda leste da bacia do Paraná. Apresenta o eixo orientado na direção NW com mergulho para o interior da bacia, tendo sido ativo quando os continentes sul-americano e africano estavam em separação (ZÁLAN *et al.*, 1990; MILANI *et al.*, 2007). Além do levantamento da crosta, o arqueamento das rochas originou feixes de fraturas que deram passagem a magma basáltico formando um enxame de diques de direção preferencial NW, na maioria toleíticos. Dados geofísicos (RAPOSO, ERNESTO, 1989; USSAMI *et al.*, 1991) indicam que o magmatismo que resultou nos diques do Arco de Ponta Grossa seriam mais recentes que os derrames de basaltos da parte sul e central da bacia do Paraná. Um levantamento magnetotelúrico cortando a borda oriental do arco (MENEZES, TRAVASSOS, 2005) revelou um condutor crustal interpretado como material hidratado relacionado ao evento magmático.

A modelagem dos dados GDS mostra uma sequência de condutores crustais ao longo do arco. Porém, contrariamente aos condutores sob o rio Paraná e o lineamento Torres-Posadas, esses condutores aparecem confinados à parte superior da crosta (válido para os 3 modelos de partida), uma indicação de que estão relacionados a eventos mais superficiais que não deixaram resíduos profundos na litosfera. Pode-se argumentar que o volume magmático envolvido na geração dos diques extrudidos nessa região não foi tão volumoso como no caso dos dois outros condutores discutidos anteriormente. Por isso, não se observam assinaturas claras dessa sequência de condutores NW em maiores profundidades. A fonte da anomalia geoeletrica deve ser a mesma dos outros condutores, com fluídos mineralizados e/ou derivados de carbono precipitados em zonas fraturadas vinculadas ao soerguimento da região.

7 CONCLUSÃO

As funções de transferência magnética (VTFs) dos dados GDS foram estimadas através de rotinas computacionais robustas de análise multivariada. As séries temporais dos dados foram analisadas para verificação da existência e remoção de ruídos coerentes e incoerentes. A análise espectral dos dados demonstrou um comportamento similar do sinal para todas as estações processadas. Além dos dois autovalores referentes à polarização de onda plana da fonte externa, o surgimento de um terceiro autovalor para períodos superiores a 10^3 s foi observado em todas as campanhas. Como não existem fontes eletromagnéticas (EM) artificiais capazes de gerar ruído para essa faixa de frequência em todos os dados, acredita-se que o terceiro autovalor deve estar relacionado à própria fonte externa. A hipótese mais plausível é a de que, para períodos muito elevados, a condição de onda plana é violada. Por esse motivo, na inversão foram utilizadas funções de transferência vertical até $2 \cdot 10^4$ s, faixa para a qual a hipótese de onda plana ainda é válida para estudos de indução EM.

Devido a algumas limitações do método GDS, a posição vertical e a magnitude da resistividade das estruturas observadas dependem do modelo inicial utilizado na inversão. No entanto, os modelos obtidos possibilitam uma análise tomográfica qualitativa da localização horizontal e dimensões laterais das anomalias identificadas dentro da região dos dados (*i.e.*, dentro do perímetro onde estão as estações GDS). As resistividades usadas nos modelos iniciais (50, 100 e $500 \Omega \cdot m$) estão dentro dos limites esperados para o substrato da bacia do Paraná. Portanto, os modelos obtidos representam uma estimativa plausível da gama de condutividades e faixa de posições verticais das anomalias identificadas (dentro da região dos dados).

Comparado a outros métodos de investigação EM, como o magnetotelúrico (MT), o método GDS é geralmente bem mais simples quanto a instalação dos equipamentos, processamento dos dados, custos e logística para campanhas. Por outro lado, os resultados obtidos com dados GDS são bastante limitados em relação a quantidade de informações fornecidas por dados MT. O intuito da utilização apenas de dados magnéticos neste trabalho foi o de realizar um estudo de uma grande extensão da bacia do Paraná para revelar as suas principais feições regionais, além de avaliar a potencialidade das novas técnicas de inversão 3D. Dessa maneira, foi possível obter aspectos gerais dos contrastes horizontais de condutividade e identificar as principais estruturas anômalas da região, utilizando uma técnica relativamente mais simples.

Outros testes com inversão 3D de dados GDS, utilizando VTFs para mais períodos e diferentes modelos iniciais, são sugeridas como trabalhos futuros. Assim, espera-se compreender ainda melhor as características do substrato da Bacia do Paraná e os métodos computacionais utilizados para inversão de dados EM. Outra proposta é a de incluir no modelo inicial a profundidade e condutividade da bacia sedimentar, que já são conhecidas, acrescentando assim informações importantes das condições reais do meio modelado. Para obter modelos mais confiáveis e com boa solução da posição vertical e valores de resistividade, deverão ser feitas inversões conjuntas unindo as técnicas GDS e MT. Quanto a terceira polarização de sinal coerente identificada na análise espectral dos dados, estudos mais aprofundado buscando a origem desse sinal e sua influência na estimativa das VTFs ainda são necessários. Tentativas de eliminar essa terceira componente, como processamento dos dados apenas para horários noturnos, em que a fonte externa deve ser mais bem comportada, devem ser realizadas em trabalhos futuros. Os resultados poderão ser então comparados aos aqui obtido para verificar se há significativa mudança na estimativa das VTFs.

As principais anomalias condutoras observadas nos resultados das inversões, para os três modelos, são um canal condutor na direção NE, ao longo da calha do rio Paraná, e duas outras estruturas com direção NW, ao longo do lineamento Torres Posadas e do Arco de Ponta Grossa. Essas anomalias condutoras estão compreendidas entre a crosta superior, para o modelo mais condutivo, e a crosta inferior, para o modelo mais resistivo. Sendo assim, as estruturas são interpretadas como possíveis resíduos relacionadas aos eventos magmáticos que afetaram a Bacia do Paraná no início do Cretáceo. O conhecimento obtido, sobre as características geoeletricas da bacia, deverá auxiliar em trabalhos futuros para obter melhor entendimento sobre os processos geológicos no interior da Terra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARORA, B. R.; NIWAS, S. **Natural source electromagnetic induction in the Earth**. India, New Delhi: New Age International (P) Ltd., 1997. ISBN 8122410251. 18, 26, 28

ARORA, B. R.; TRIVEDI, N. B.; VITORELLO, I.; PADILHA, A. L.; RIGOTI, A.; CHAMALAUN, F. H. Overview of geomagnetic deep soundings (GDS) as applied in the parnaíba basin, North-Northeast brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 17, p. 43 – 65, 1999. ISSN 0102-261X. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X1999000100005&nrm=iso>. 26, 28, 32, 33

ASSUMPÇÃO, M.; JAMES, D.; SNOKE, A. Crustal thicknesses in SE brazilian shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 14 PP., jan. 2002. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JB000422.shtml>>. 6

BERDICHEVSKY, M.; DMITRIEV, V. I. **Models and methods of magnetotellurics**. [S.l.]: Springer, 2008. ISBN 9783540778110. 29

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. A. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; NETO, R. LEÃO; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. A. O. S. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG**. CPRM, Brasília, 2001. Mapas na Escala 1:2.500.000. 1 CD-ROM. 3

BOLOGNA, M. S.; PADILHA, A. L.; VITORELLO, I. Geoelectric crustal structures off the SW border of the são francisco craton, central brazil, as inferred from a magnetotelluric survey. **Geophysical Journal International**, v. 162, n. 2, p. 357–370, ago. 2005. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2005.02643.x/abstract>>. 85

CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, v. 18, n. 3, p. 605–635, 1953. 23

CAMPBELL, W. H. **Introduction to geomagnetic fields**. 2. ed. Cambridge, England: Cambridge University Press, 2003. ISBN 0-521-52953-0. 11, 16, 17, 18

CHAPMAN, S.; BARTELS, J. **Geomagnetism**. reimpresso. Oxford, England: Oxford University Press, 1940. 11

COOK, D. M. **The theory of the electromagnetic field**. [S.l.]: Dover Publications, 2003. ISBN 0486425673. 18, 20

CORDANI, U. G.; NEVES, B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; FILHO, A. T.; CUNHA, F. Estudo preliminar de integração do pre-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **PETROBRÁS/CENPES**, 1984. 4

CORDANI, U. G.; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the paraná basin. **Brazilian Gondwana Geology**, Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Pinto, I.D. (eds.), p. 207–231, 1967. Curitiba. 85

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. **Geophysical Journal International**, v. 130, n. 2, p. 475–496, ago. 1997. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05663.x/abstract>>. 40, 41, 42, 43, 49

EGBERT, G. D. Processing and interpretation of electromagnetic induction array data. **Surveys in Geophysics**, v. 23, n. 2, p. 207–249, 2002. ISSN 0169-3298. 10.1023/A:1015012821040. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1023/A:1015012821040>>. 49

EGBERT, G. D.; BOOKER, J. R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 87, n. 1, p. 173–194, out. 1986. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x/abstract>>. 40, 41, 49

EGBERT, G. D.; KELBERT, A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. **Geophysical Journal International**, jan. 2012. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x/abstract>>. 33, 49, 55, 57

EGBERT, G. D.; LIVELYBROOKS, D. W. Single station magnetotelluric impedance estimation; coherence weighting and regression m-estimate. **Geophysics**, v. 61, n. 4, p. 964–970, 1996. Disponível em: <<http://geophysics.geoscienceworld.org/content/61/4/964.short>>. 40, 49

ERNESTO, M.; MARQUES, L.; PICCIRILLO, E.; MOLINA, E.; USSAMI, N.; Comin-Chiaramonti, P.; BELLINI, G. Paraná magmatic Province–Tristan da cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, n. 1–2, p. 15–36, nov. 2002. ISSN 0377-0273. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027302002482>>. 4

FERREIRA, F. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da bacia do paraná e seu significado tectnico. **Geologia da Bacia do Paraná**, IPT Publicao Especial 12, p. 143–166, 1982. 5, 81

GIBBS, P. B.; BRUSH, E. R.; FIDUK, J. C. The evolution of the syn rift and transition phases of the Central/Southern brazilian and west african conjugate margins: Implications for source rock distribution in time and space, and their recognition on seismic data. In: . Rio de Janeiro: SBGf, 2003. p. 1–6. 5

GRIFFITHS, D. J. **Introduction to electrodynamics**. 3. ed. [S.l.]: Benjamin Cummings, 1999. ISBN 013805326X. 18, 19

JULI, J.; ASSUMPO, M.; ROCHA, M. P. Deep crustal structure of the paraná basin from receiver functions and rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 23 PP., ago. 2008. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007JB005374.shtml>>. 6

KELBERT, A.; EGBERT, G. D.; SCHULTZ, A. Non-linear conjugate gradient inversion for global EM induction: resolution studies. **Geophysical Journal International**, v. 173, n. 2, p. 365–381, maio 2008. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2008.03717.x/abstract>>. 57, 58

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introduo a geofísica espacial**. São Paulo: Universidade de São Paulo - USP, 1991. 16

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T. **Introduction to space physics**. 1st. ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 1995. ISBN 0521457149. 16

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; ISOTTA, C. A. L. Contribuio ao estudo do magmatismo basáltico mesozóico da bacia do paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 167–181, 1968. 85

LEITE, E. P. **Inversão 3-D de anomalias do geóide com aplicação no estudo da evolução térmica da margem continental leste do Brasil**. Tese (Tese (Doutorado)) — Universidade de São Paulo USP/IAG, São Paulo, 2005. 85

MANTOVANI, M. S. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOSWSKY, W.; NEVES, B. B. B. Delimitation of the paranapanema proterozoic block: A geophysical contribution. **Episodes**, v. 28, p. 18–22, 2005. 6

MANTOVANI, M. S. M.; VASCONCELLOS, A. C. B. C.; SHUKOWSKY, W.; MILANI, E. J.; BASEL, M. A. S.; HURTER, S. J.; FREITAS, S. R. C. Brusque transect from atlantic coast to bolivian border, southern brazil. **Global Geoscience Transects**, v. 4, p. 20 PP., 1991. Disponível em: <<http://www.agu.org/books/gt/v004/#thumb>>. 5

MARQUES, A.; ZANOTTO, O. A.; FRANÇA, A. B.; ASTOLFI, M. A. M.; PAULA, O. B. **Compartimentação Tectônica da Bacia do Paraná**. Curitiba: [s.n.], 1993. 87 p. 5, 81

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the paraná basin: An introduction. **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects** (Eds: E.M. Piccirillo, A.J. Melfi), 1988. 5

MENEZES, P.; TRAVASSOS, J. EM modeling of the central-northern portion of ponta grossa arch, paraná basin, brazil. **Physics of The Earth and Planetary Interiors**, v. 150, p. 145–158, maio 2005. ISSN 00319201. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2005PEPI..150..145M>>. 7, 86

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese (Doutorado) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997. 1, 4, 6, 81

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, 2007. 2, 86

MILANI, E. J.; RAMOS, V. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998. 85

MOLINA, E. C.; USSAMI, N. The geoid in southeastern brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 357 – 374, 1999. ISSN 0264-3707. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370799000150>>. 1

MOLINA, E. C.; USSAMI, N.; SÁ, N. C.; BLITZKOW, D. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, p. 187–196, 1989. 5, 7, 81

NOVER, G. Electrical properties of crustal and mantle rocks – a review of laboratory measurements and their explanation. **Surveys in Geophysics**, v. 26, n. 5, p. 593–651, 2005. 85

PADILHA, A. L. Distortions in magnetotelluric fields possibly due to ULF activity at the south atlantic magnetic anomaly region. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 47, n. 12, p. 1311–1323, 1995. 49

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I. Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the torres syncline hinge, southeast paraná basin, brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 27, p. 3655, 2000. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://europa.agu.org/?view=results>>. 7, 58, 85

PÁDUA, M. B. **Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda do cráton São Francisco**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. 15

PARKINSON, W. D. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 2, n. 1, p. 1–14, mar. 1959. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.1959.tb05776.x/abstract>>. 28, 29, 30

PETRINI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do brasil. In: . Univ. são paulo. São Paulo: [s.n.], 1983. p. 632. 85

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; NARDY, A. J. R.; PACCA, I. G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Continental flood volcanism from the paraná

basin (Brazil). In: **MACDOUGALL, J.D.**, (Ed.), Continental flood basalts. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 1988. 4, 85

POLAK, E.; RIBIÈRE, G. Note sur la convergence de directions conjuguées. **Rev. Francaise Informat Recherche Operationelle**, v. 16, p. 35–43, 1969. 58

RAPOSO, M.; ERNESTO, M. Rochas intrusivas básicas do arco de ponta grossa: resultados paleomagnéticos preliminares. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 3, p. 393–400, 1989. 86

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of paraná flood volcanism, rifting of gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975 –979, nov. 1992. Disponível em:
<<http://www.sciencemag.org/content/258/5084/975.abstract>>. 85

ROCHA, M. P.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M. Upper-mantle seismic structure beneath SE and central brazil from p- and s-wave regional traveltime tomography. **Geophysical Journal International**, v. 184, n. 1, p. 268–286, jan. 2011. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x/abstract>>. 6

ROKITYANSKY, I. **Geoelectromagnetic investigation of the Earth's Crust and Mantle**. 1. ed. [S.l.]: Springer, 1982. ISBN 3540106308. 17, 25, 26

SCHIMMEL, M. Seismic velocity anomalies beneath SE brazil from p and s wave travel time inversions. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003. ISSN 0148-0227. Disponível em:
<<http://adsabs.harvard.edu/abs/2003JGRB..108.2191S>>. 1, 6

SCHMUCKER, U. **Erdmagnetische Tiefensondierung in Deutschland 1957 - 1959**: Magnetogramme und erste Auswertung. [S.l.]: Vandenhoeck & Ruprecht, 1959. 25

SCHMUCKER, U. **Anomalies of geomagnetic variations in the Southwestern United States**. [S.l.]: University of California Press, 1970. ISBN 0520093186. 25, 26, 27

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZA, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**: texto explicativo do Mapa geológico do Brasil e da área

oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000. Brasília: Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984. 2

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical Magnetotellurics**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2005. ISBN 0521817277. 24

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. WSINV3DMT: vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 173, n. 3-4, p. 317–329, 2009. 33, 77

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G.; LENBURY, Y.; UYESHIMA, M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 150, n. 1-3, p. 3–14, 2005. 33

SIRIPUNVARAPORN, W. Three-Dimensional magnetotelluric inversion: An introductory guide for developers and users. **Surveys in Geophysics**, v. 33, n. 1, p. 5–27, maio 2011. ISSN 0169-3298, 1573-0956. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/q48616534m38583g/>>. 56

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 65, n. 3, p. 791–803, maio 2000. Disponível em: <<http://geophysics.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/65/3/791>>. 33

SNOKE, J. A.; JAMES, D. E. Lithospheric structure of the chaco and paraná basins of south america from surface-wave inversion. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B2, p. PP. 2939–2951, 1997. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/1997.../96JB03180.shtml>>. 5

STANLEY, W. D.; SAAD, A. R.; OHOFUGI, W. Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration, parana basin, brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 69, n. 3, p. 346–360, mar. 1985. Disponível em: <<http://aapgbull.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/69/3/346>>. 6

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. **Geology**, v. 38, n. 8, p. 747–750,

ago. 2010. ISSN 0091-7613, 1943-2682. Disponível em:

<<http://geology.geoscienceworld.org/content/38/8/747>>. 4

TIKHONOV, A. N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. **Doklady Akad. Nauk SSSR**, v. 73, n. 2, p. 295–297, 1950. 23

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.;
MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the south atlantic:
high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science
Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333 – 348, 1994. ISSN 0012-821X. Disponível em:
<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X94900760>>.
4, 85

USSAMI, N.; KOLISNYK, A.; RAPOSO, M.; FERREIRA, F.; MOLINA, E. C.;
ERNESTO, M. Detectabilidade magnética de diques do arco de ponta grossa: um
estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha.
Revista Brasileira de Geociências, v. 21, p. 317–327, 1991. 86

WIESE, H. **Geomagnetische Tiefentellurik**. Berlin: Deutsche Akademie der
Wissenschaften zu Berlin, 1965. 28

ZÁLAN, P. V.; WOLF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; SANTOS, V. I.; CONCEIÇÃO,
J. C. J.; APPI, V.; NETO, E. V. S.; CIQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The
paraná basin, brazil. **Interior Cratonic Basins, AAPG Memoirs**, v. 51, 1990.
1, 4, 5, 86

APÊNDICE A – ESPECTRO DE SINAL E RUÍDO DOS DADOS

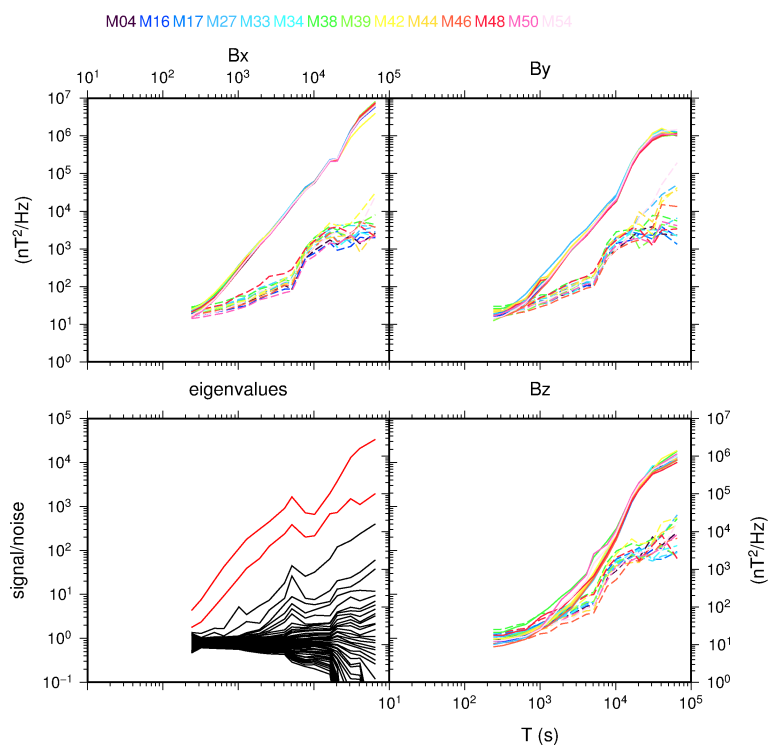


Figura A.1 - Espectro de sinal e ruído da campanha APG. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões.

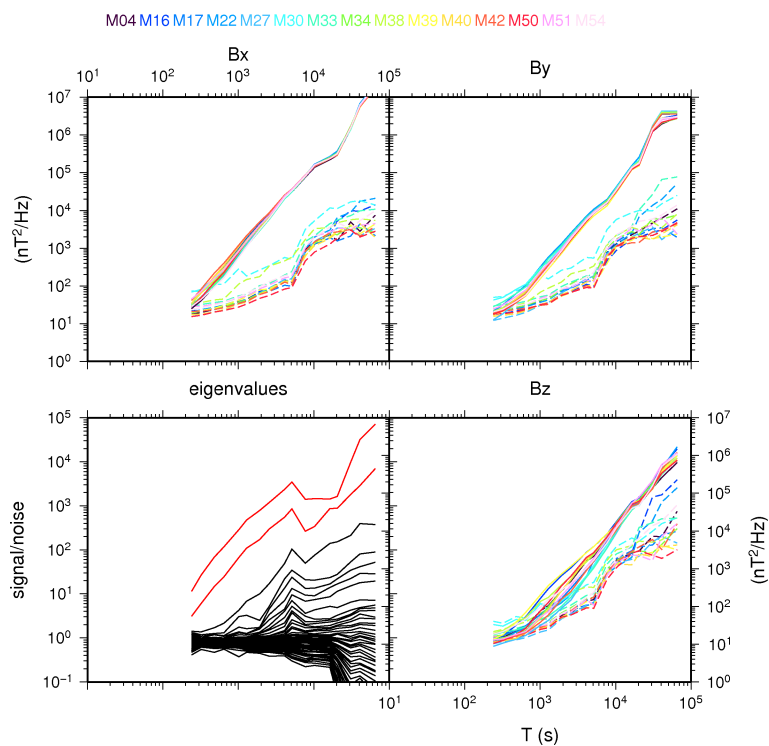


Figura A.2 - Espectro de sinal e ruído da campanha COE. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões.

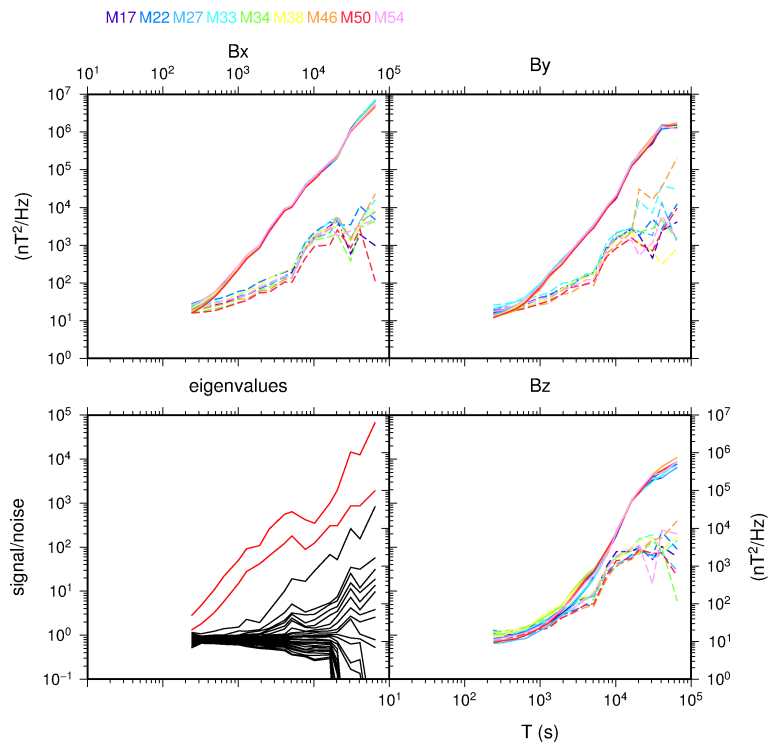


Figura A.3 - Espectro de sinal e ruído da campanha ESP. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões.

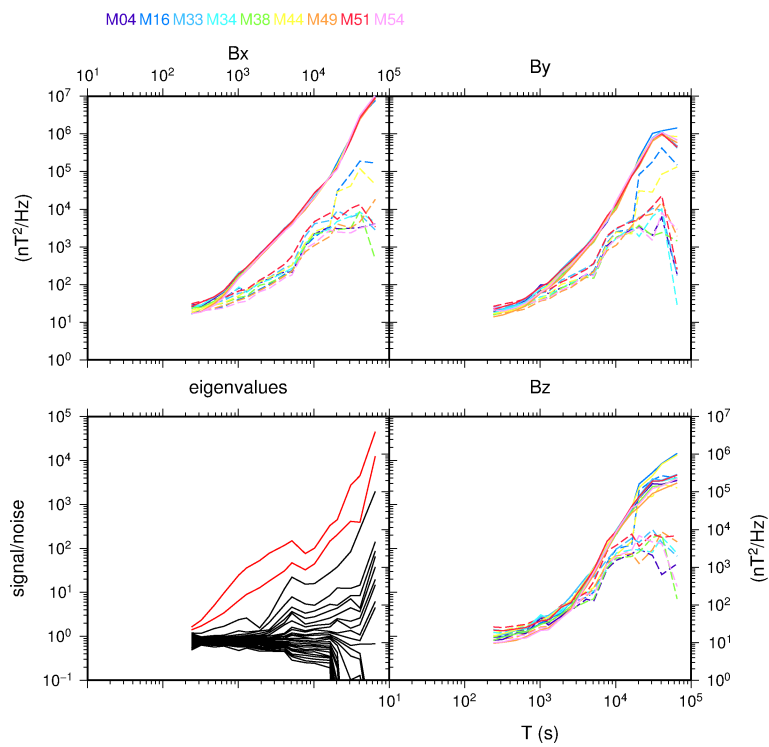


Figura A.4 - Espectro de sinal e ruído da campanha MTB. Apenas as estações M16, M33 e M51 deste espectro foram utilizadas nas inversões.

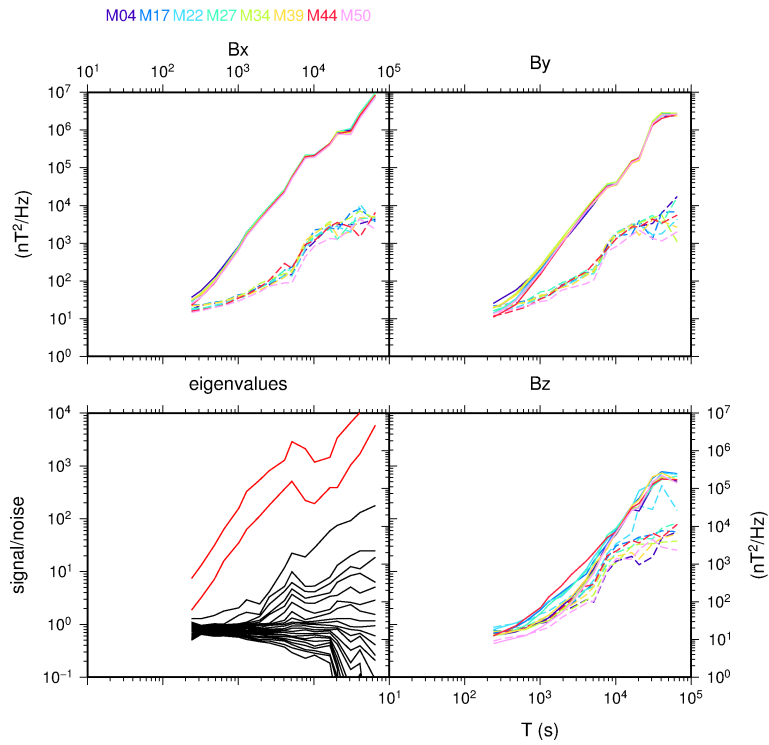


Figura A.5 - Espectro de sinal e ruído da campanha MTS. Apenas as estações M22 e M50 deste espectro foram utilizadas nas inversões.

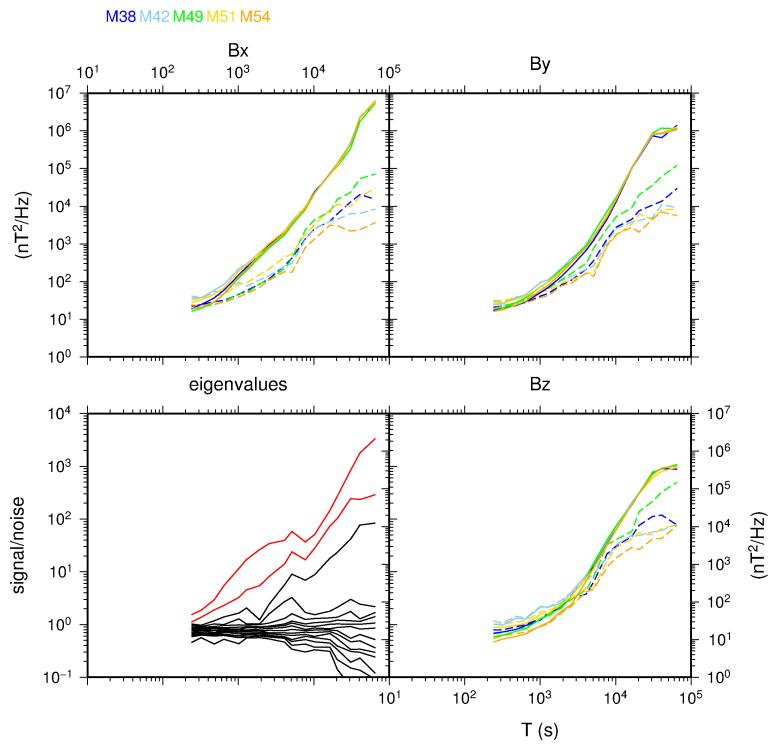


Figura A.6 - Espectro de sinal e ruído da campanha NPR. Os dados deste espectro foram utilizados nas inversões.

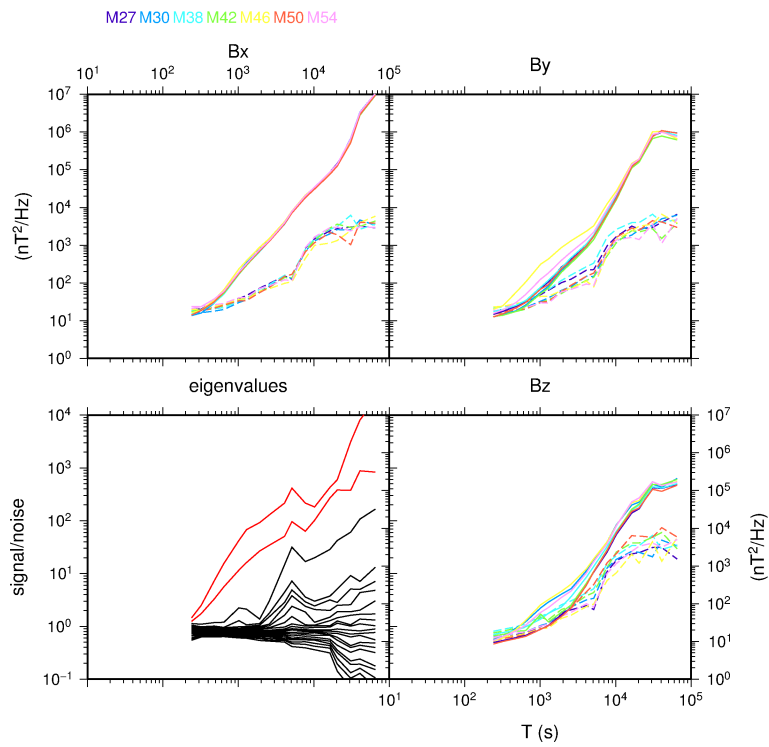


Figura A.7 - Espectro de sinal e ruído da campanha PAN. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões.

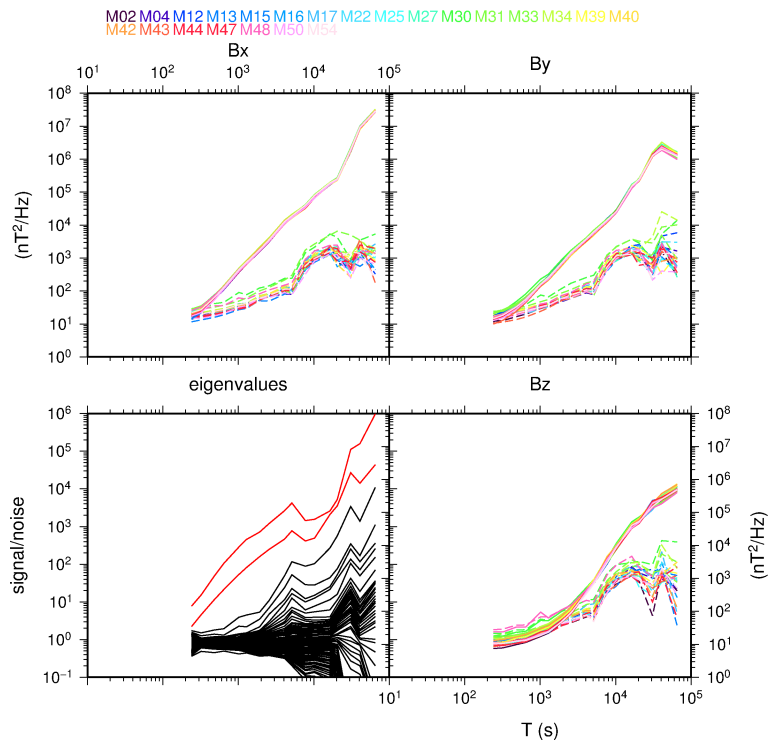


Figura A.8 - Espectro de sinal e ruído da campanha PAR. Apenas a estações M33 deste espectro foi utilizada nas inversões.

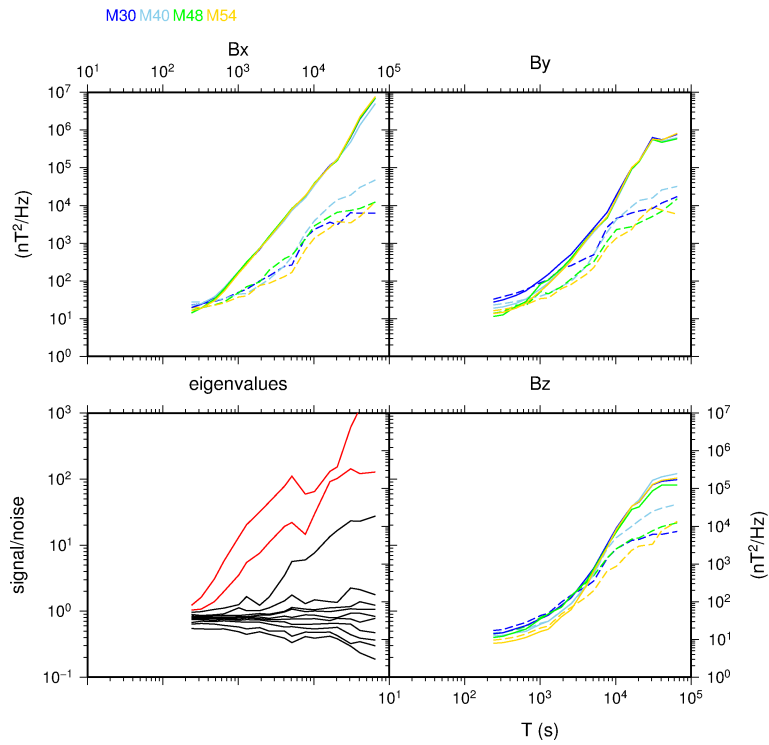


Figura A.9 - Espectro de sinal e ruído da campanha PNB. Apenas a estação M40 deste espectro foi utilizada nas inversões.

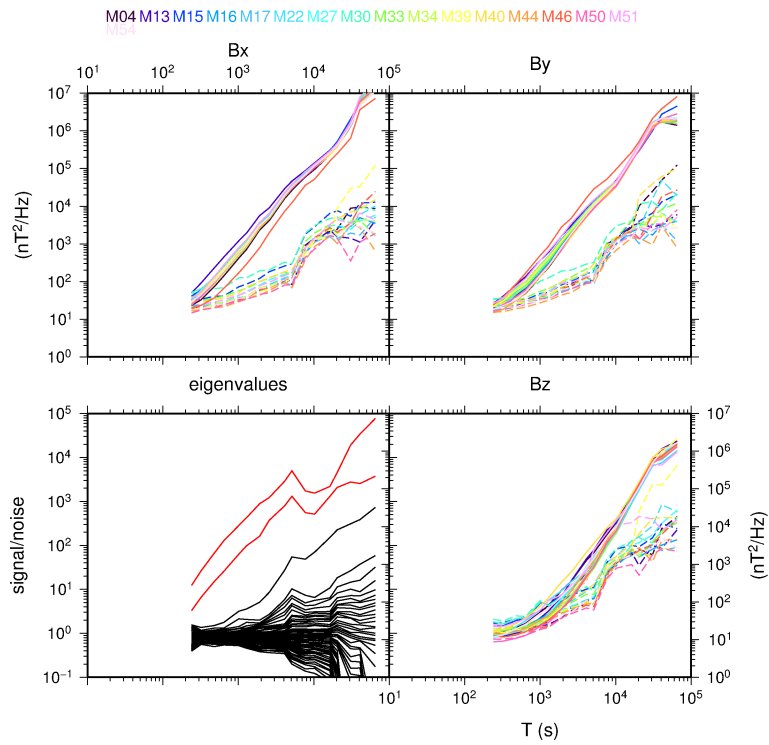


Figura A.10 - Espectro de sinal e ruído da campanha SPR. Esta campanha foi utilizada nas inversões.

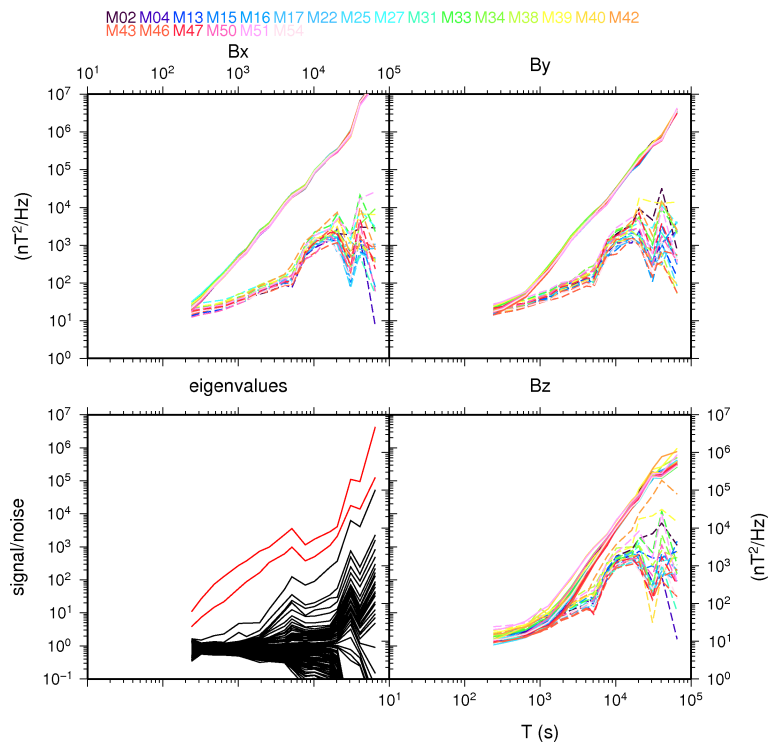


Figura A.11 - Espectro de sinal e ruído da campanha SSF. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões.

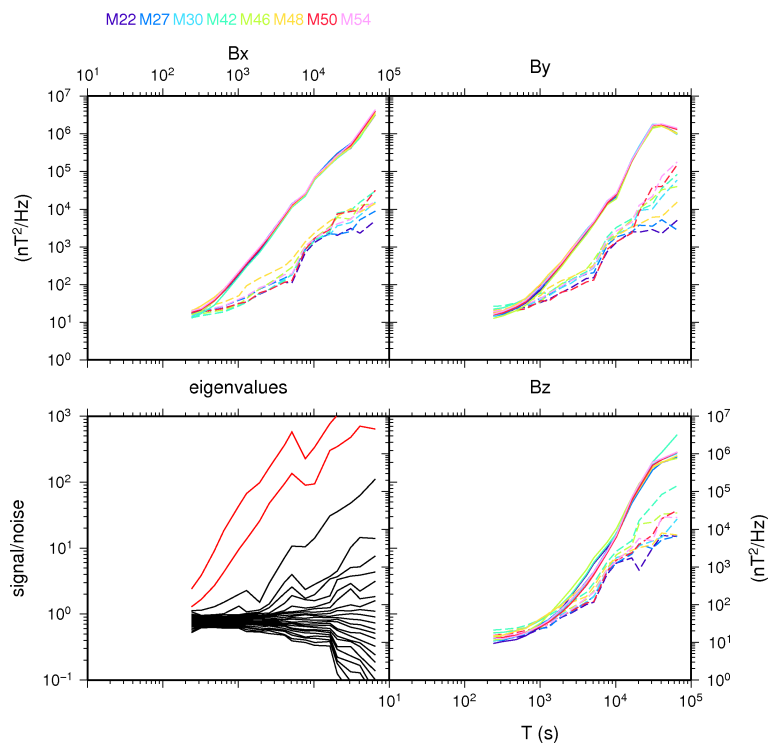


Figura A.12 - Espectro de sinal e ruído da campanha SUL. Apenas a estação M27 deste espectro foi utilizada nas inversões.

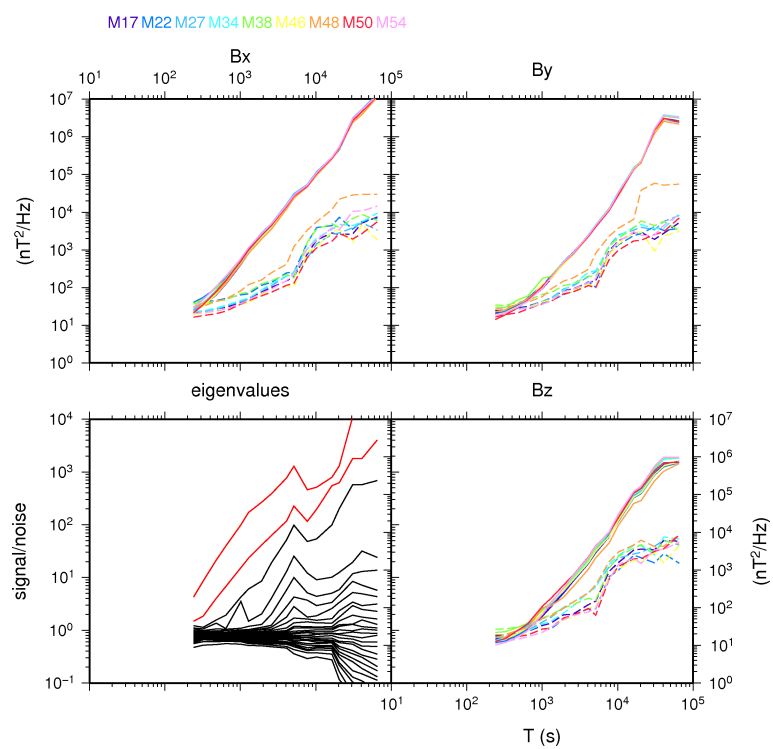


Figura A.13 - Espectro de sinal e ruído da campanha XIG. Os dados desta campanha não foram utilizados nas inversões.

APÊNDICE B – VETORES DE INDUÇÃO

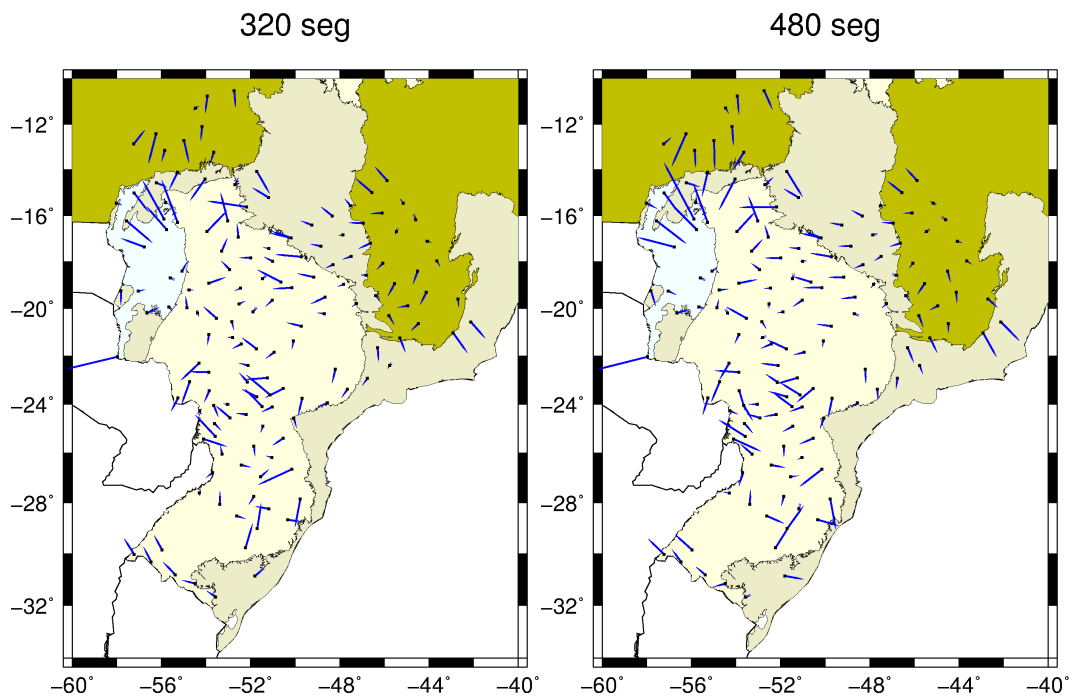


Figura B.1 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 320 e 480 segundos.

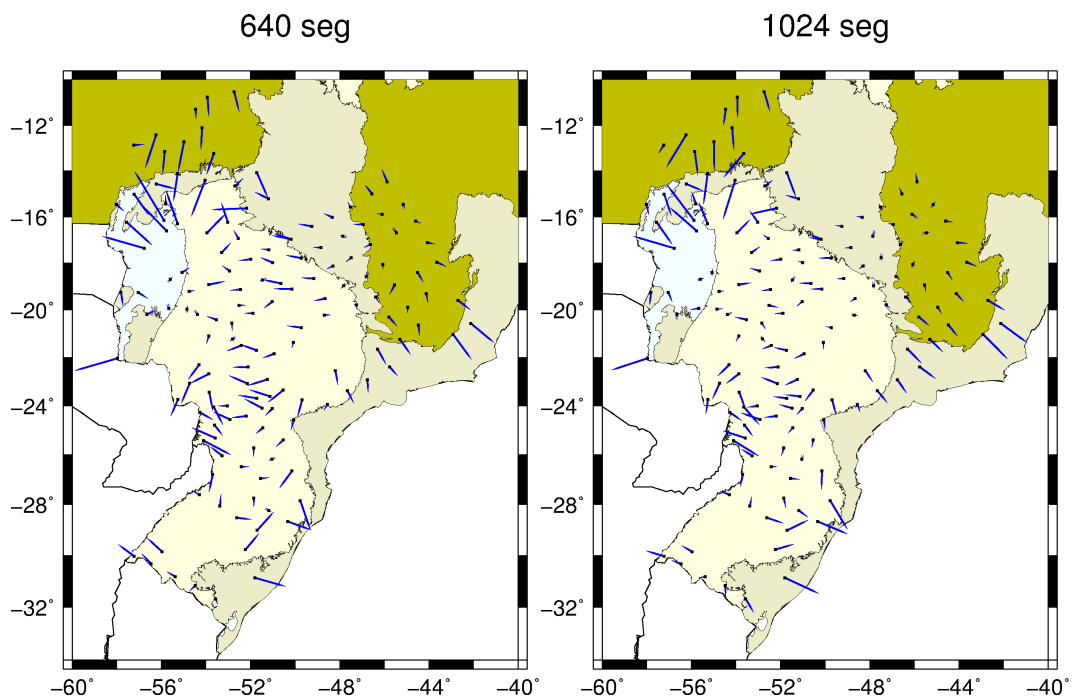


Figura B.2 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 640 e 1024 segundos.

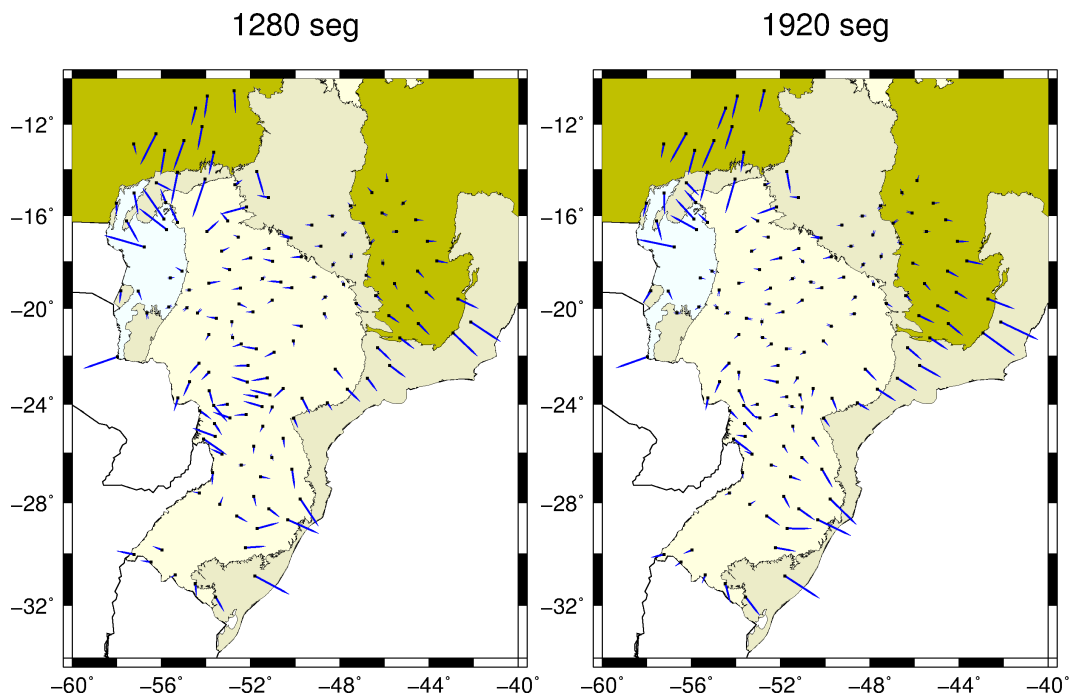


Figura B.3 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 1280 e 1920 segundos.

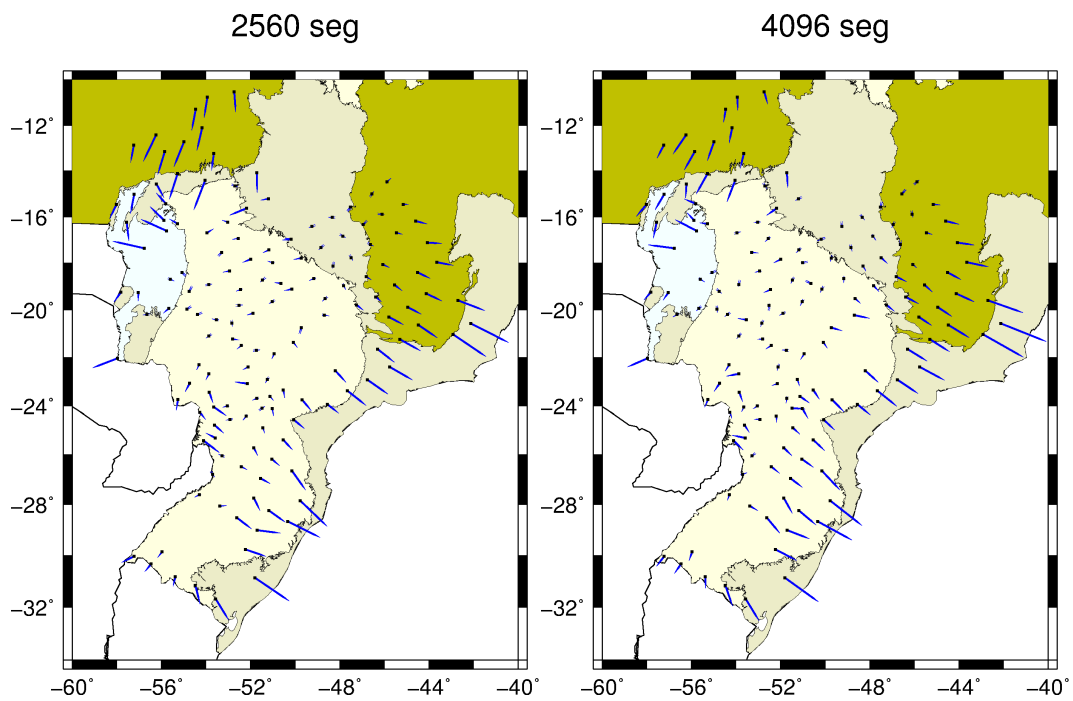


Figura B.4 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 2560 e 4096 segundos.

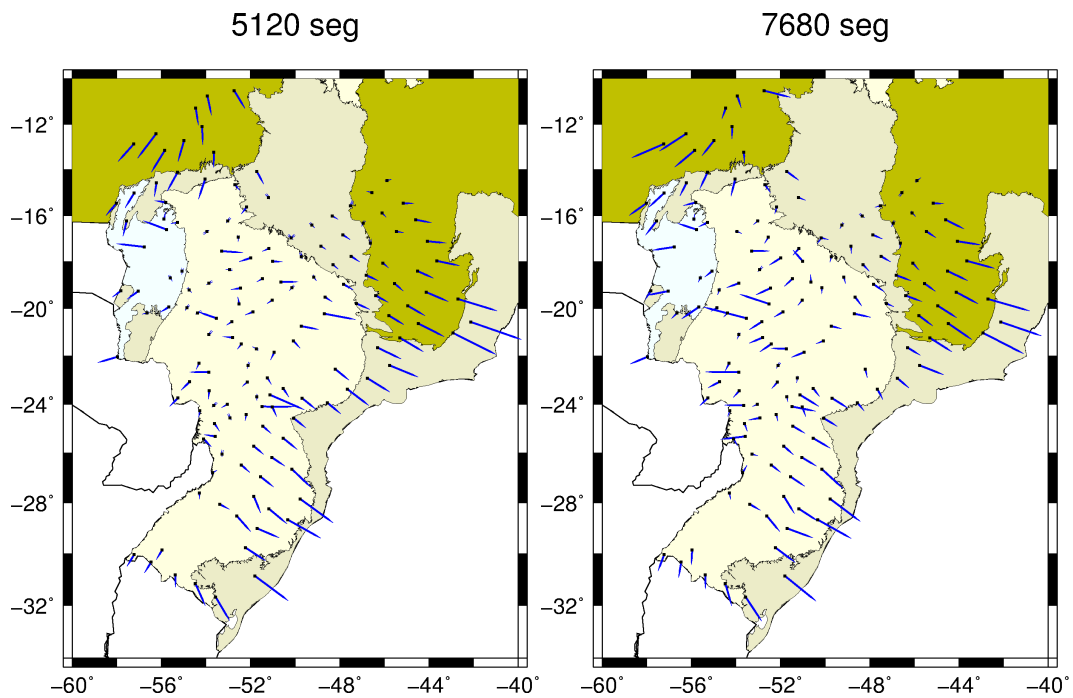


Figura B.5 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 5120 e 7680 segundos.

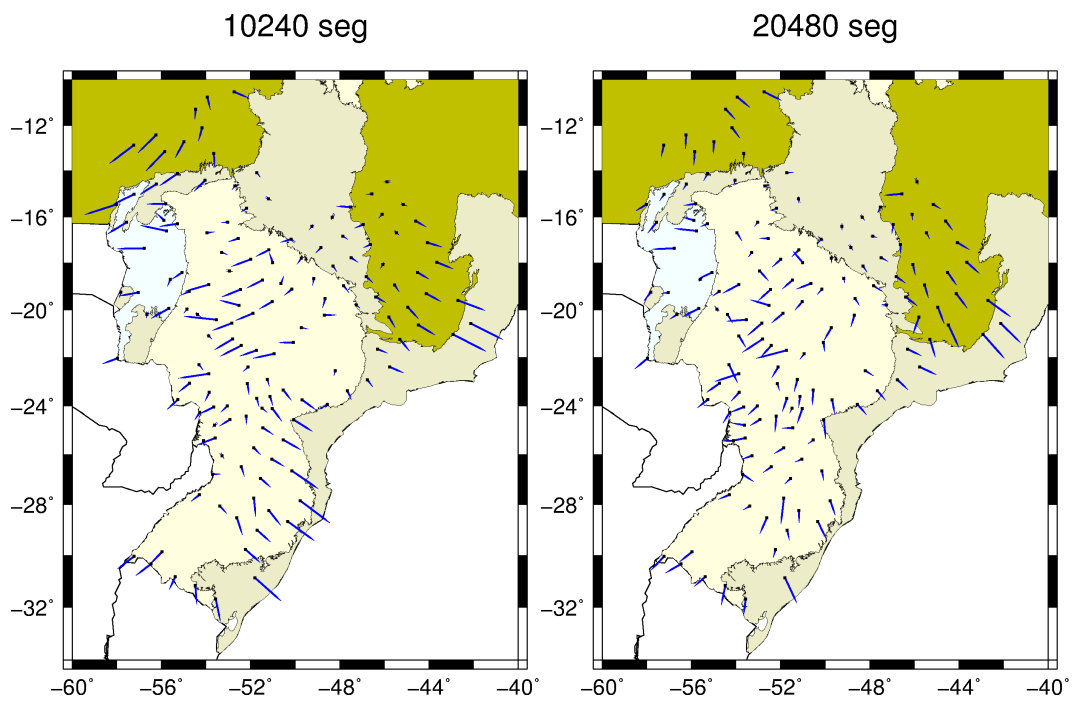


Figura B.6 - Vetores de indução processados em toda bacia do Paraná para 10240 e 20480 segundos.

APÊNDICE C – MAPAS DE TOPO DOS MODELOS

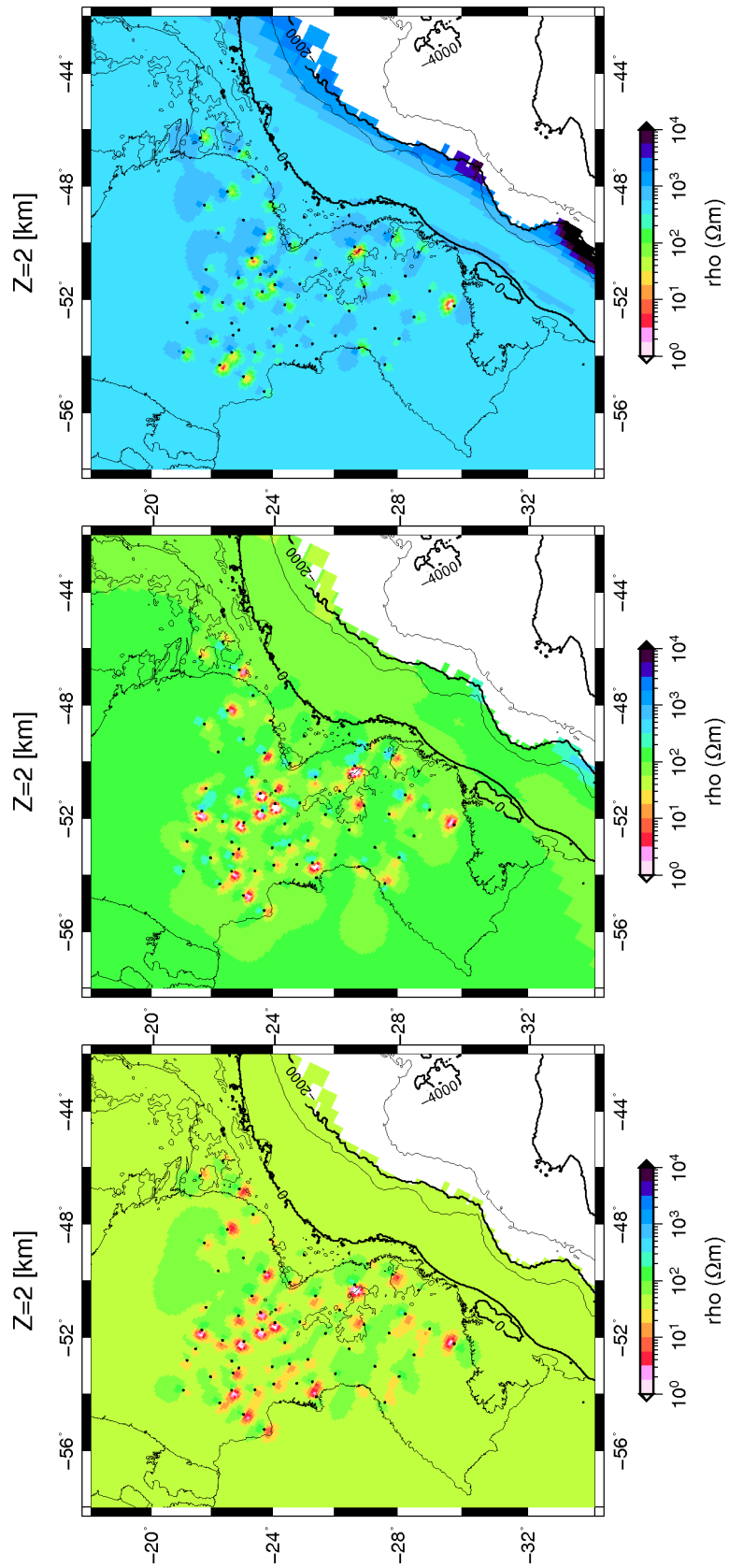


Figura C.1 - Mapa de topo dos modelos à 2 km de profundidade.

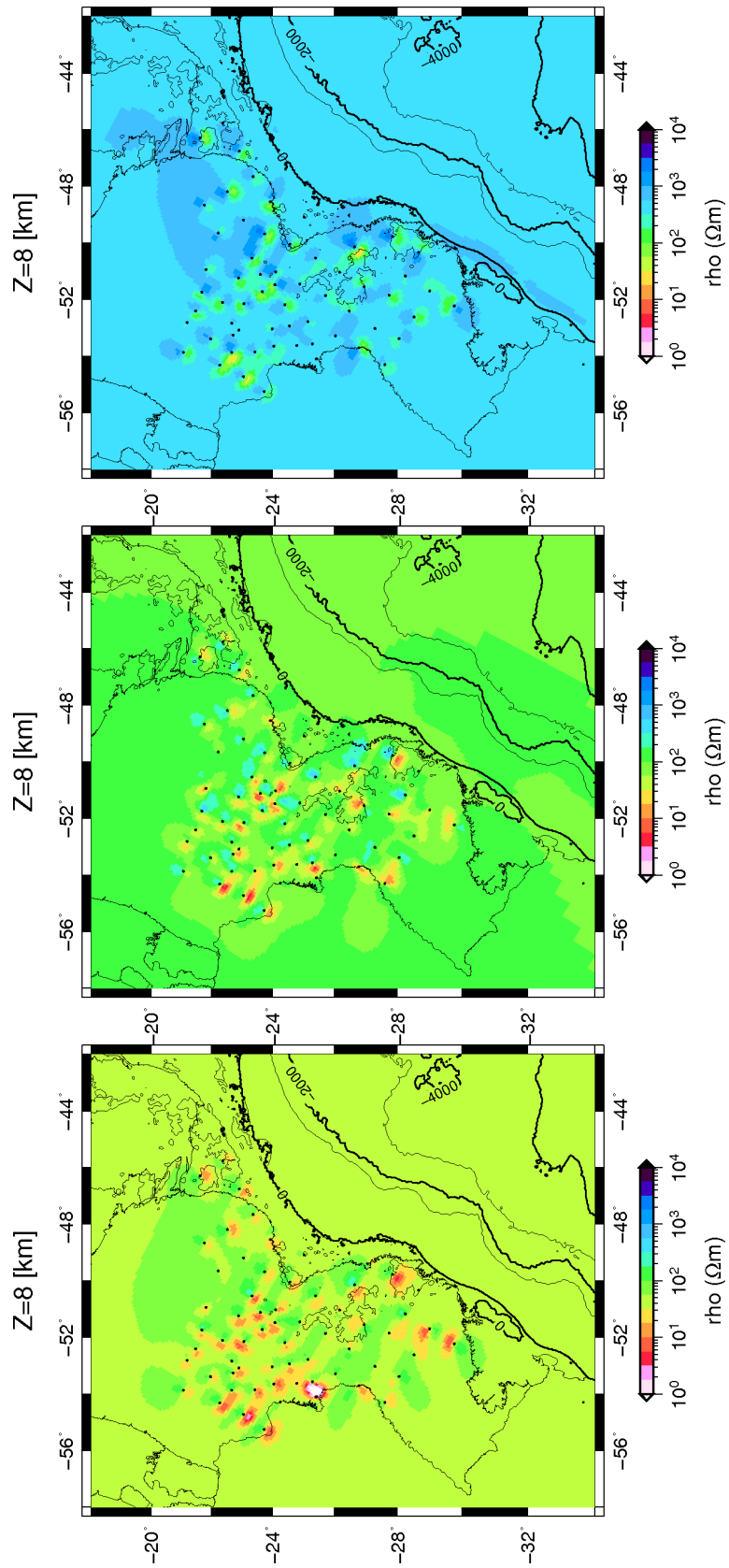


Figura C.2 - Mapa de topo dos modelos à 8 km de profundidade.

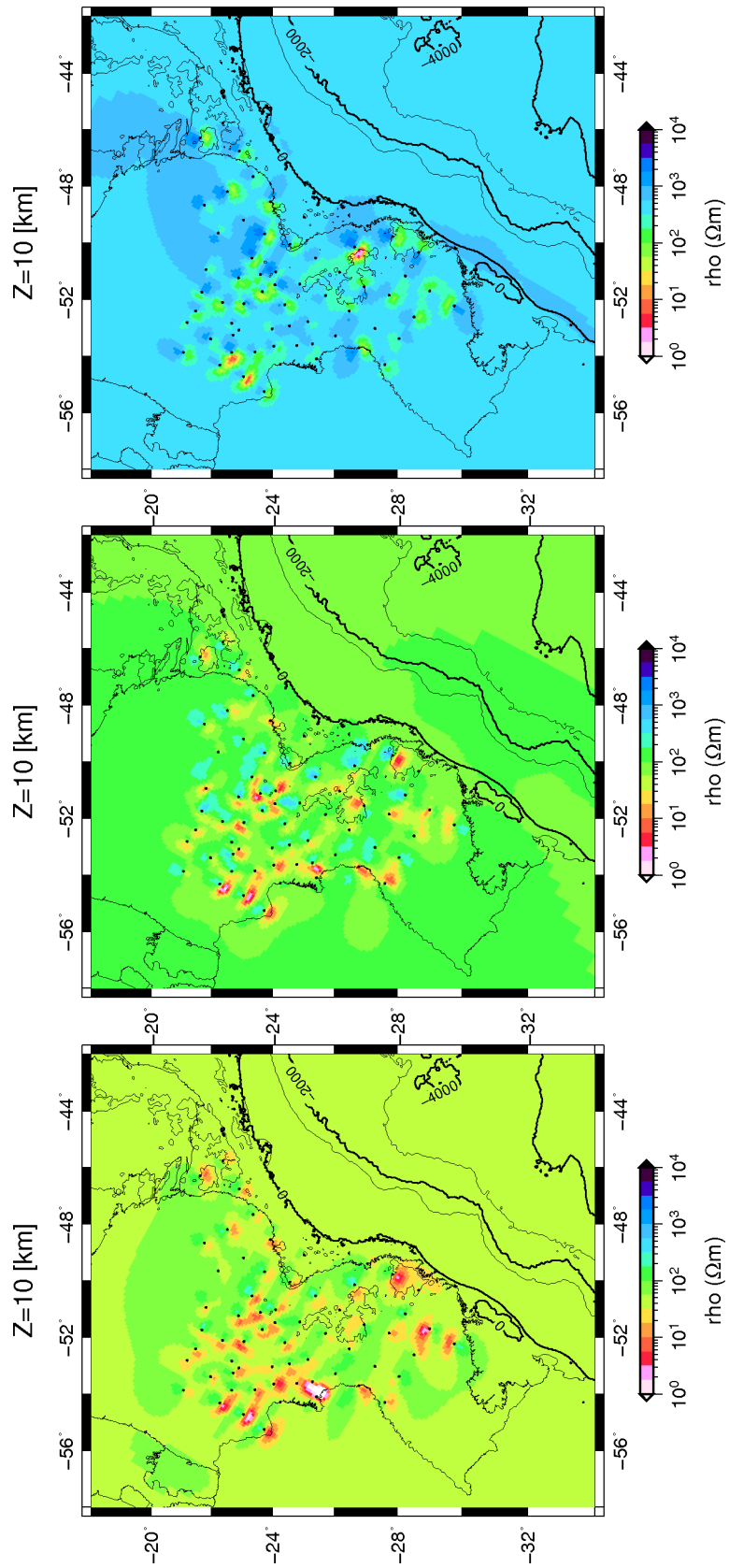


Figura C.3 - Mapa de topo dos modelos à 10 km de profundidade.

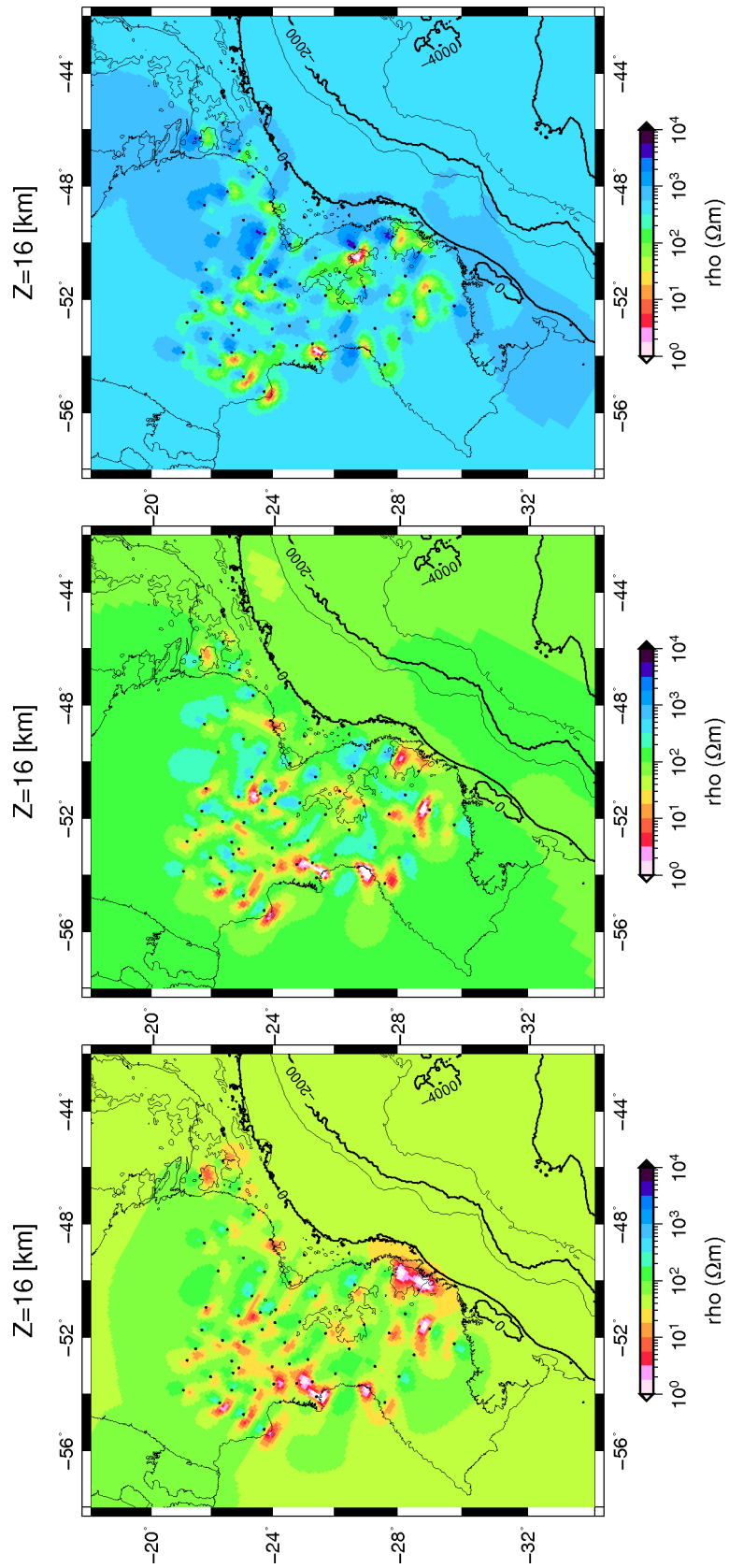


Figura C.4 - Mapa de topo dos modelos à 16 km de profundidade.

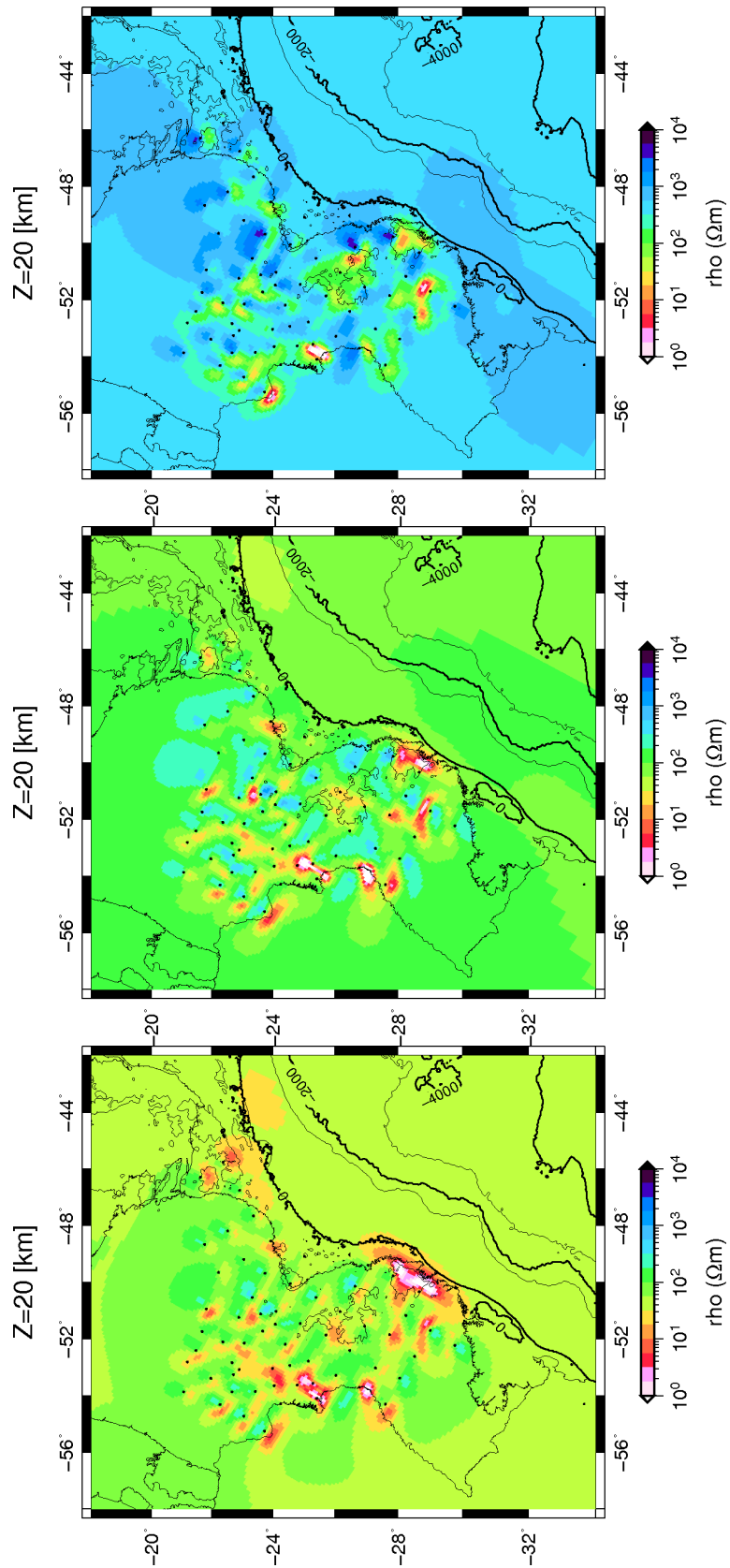


Figura C.5 - Mapa de topo dos modelos à 20 km de profundidade.

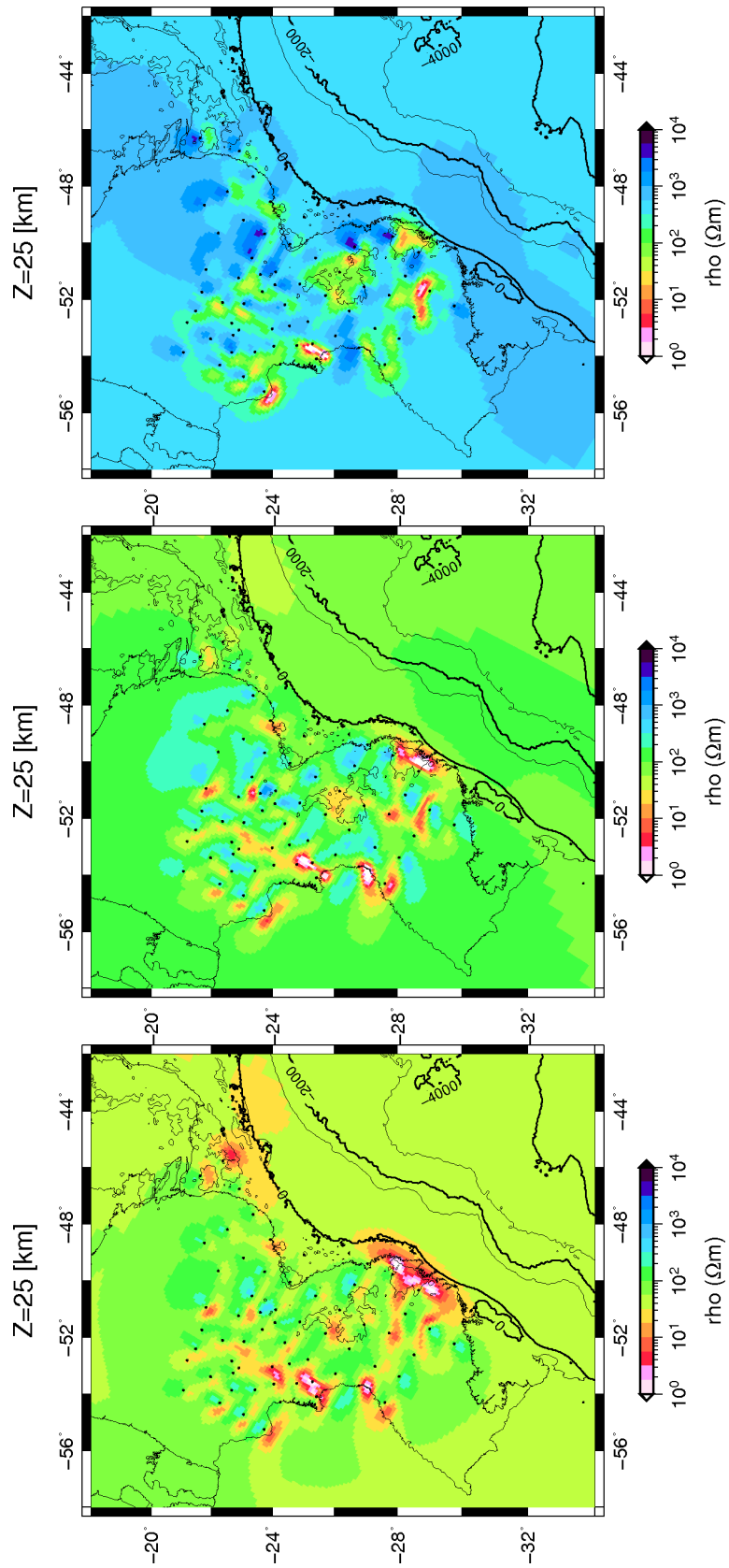


Figura C.6 - Mapa de topo dos modelos à 25 km de profundidade.

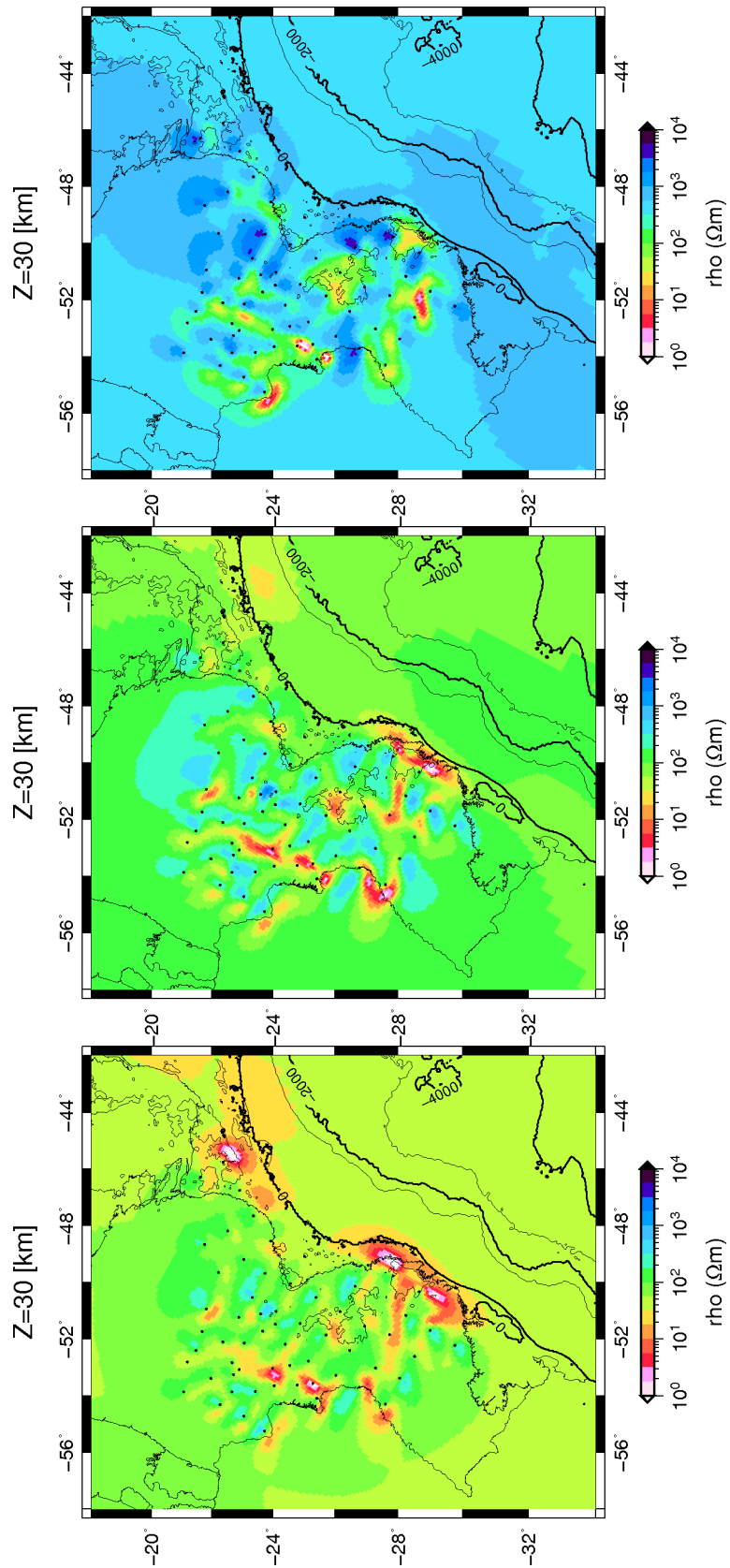


Figura C.7 - Mapa de topo dos modelos à 30 km de profundidade.

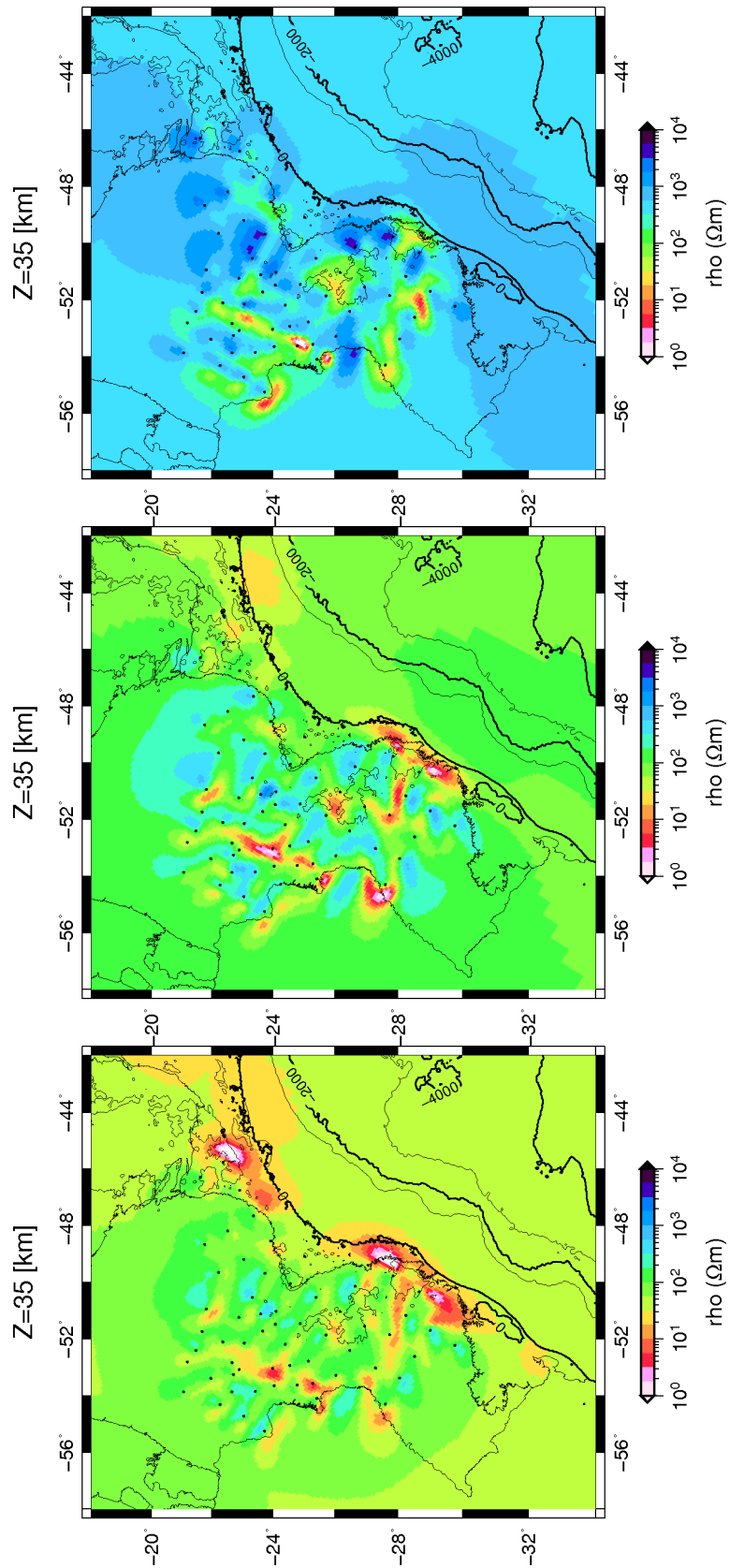


Figura C.8 - Mapa de topo dos modelos à 35 km de profundidade.

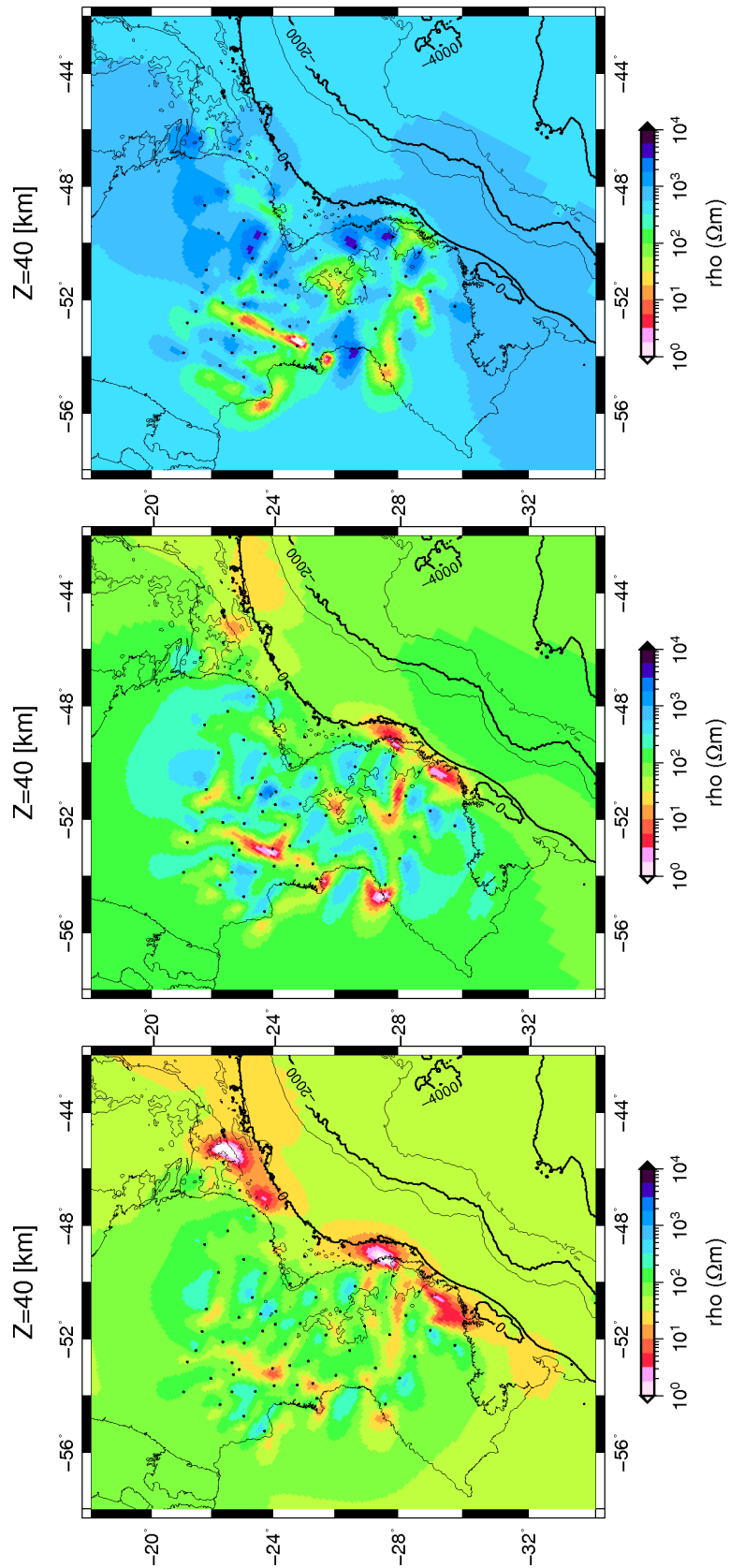


Figura C.9 - Mapa de topo dos modelos à 40 km de profundidade.

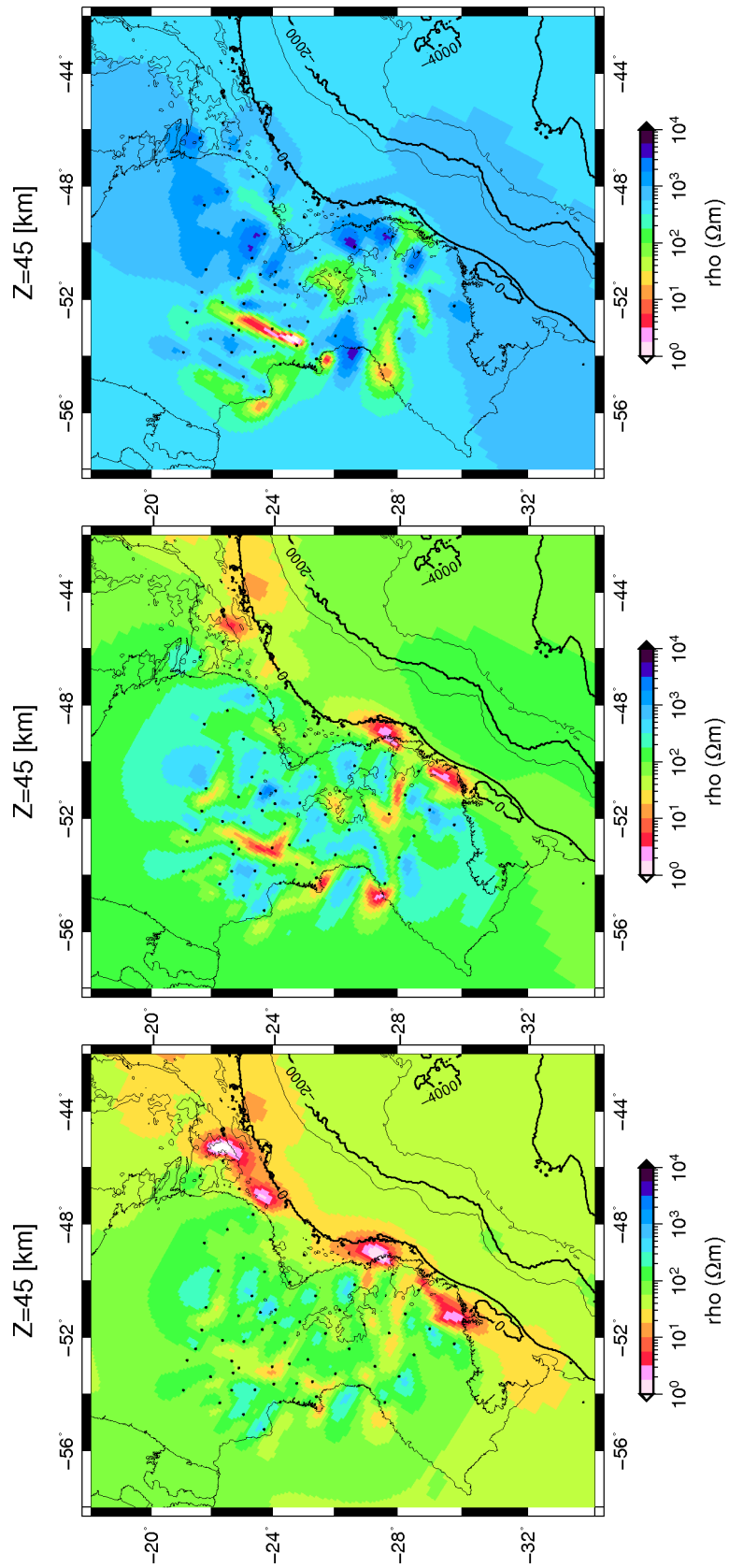


Figura C.10 - Mapa de topo dos modelos à 45 km de profundidade.

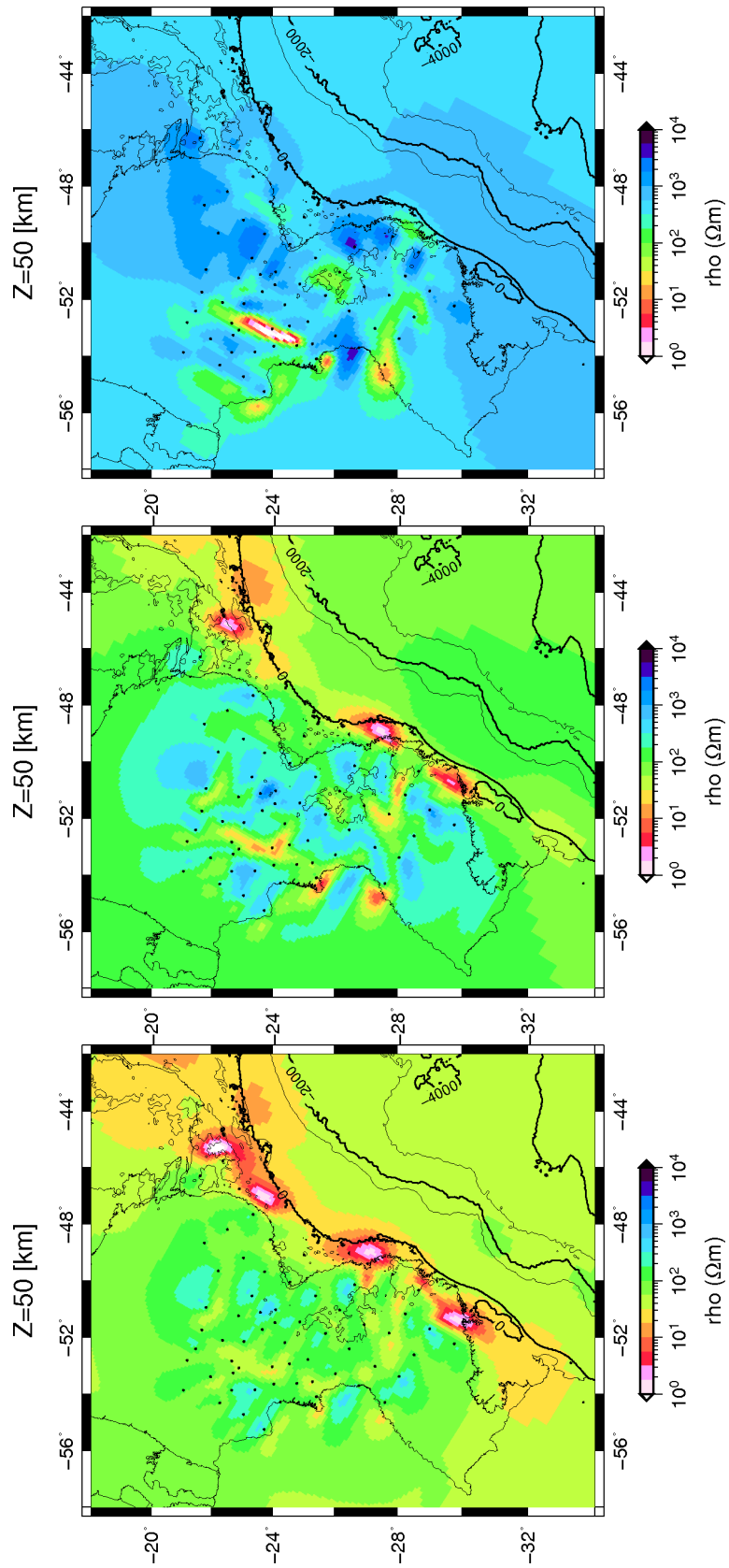


Figura C.11 - Mapa de topo dos modelos à 50 km de profundidade.

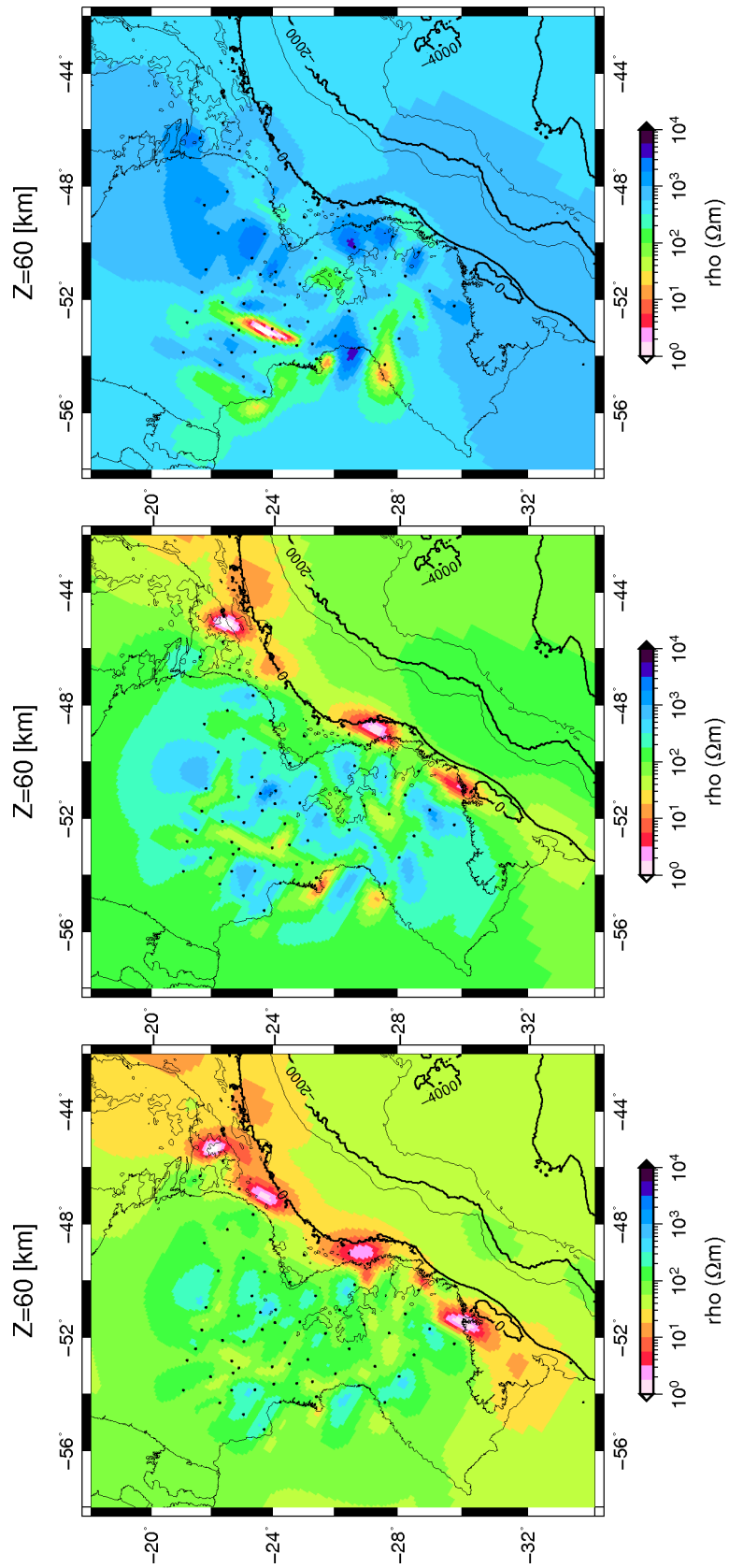


Figura C.12 - Mapa de topo dos modelos à 60 km de profundidade.

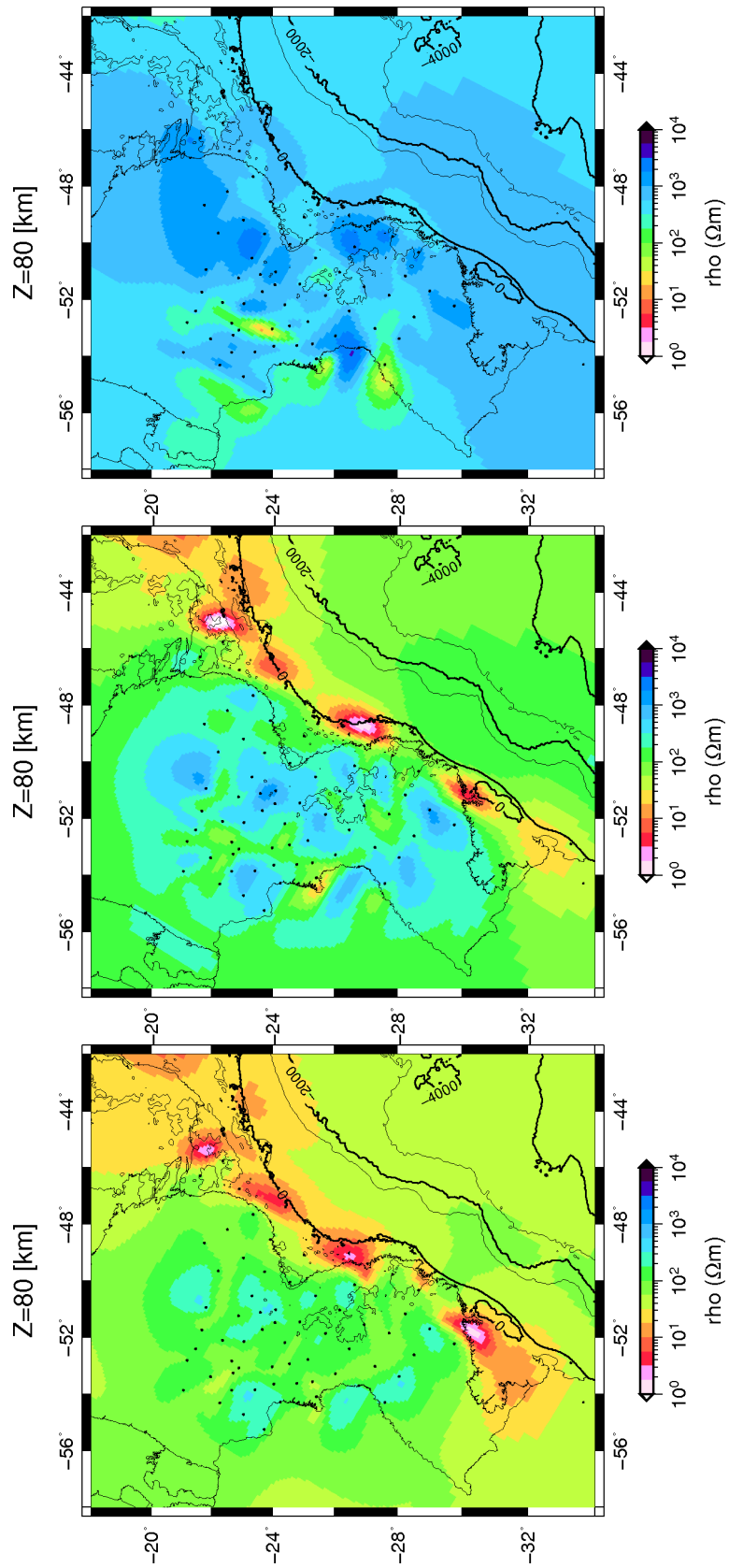


Figura C.13 - Mapa de topo dos modelos à 80 km de profundidade.

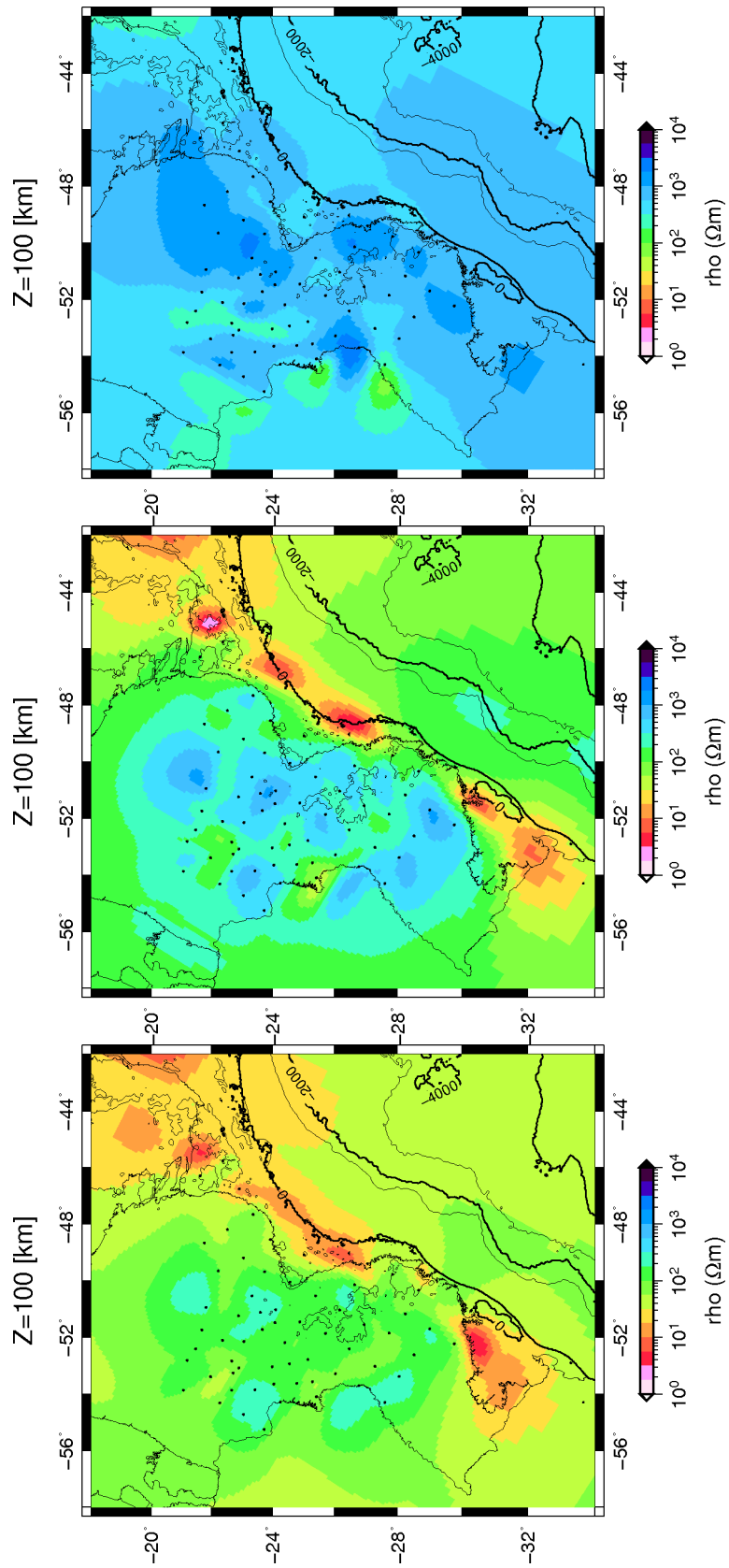


Figura C.14 - Mapa de topo dos modelos à 100 km de profundidade.

APÊNDICE D – AJUSTE DOS DADOS COM O MODELO

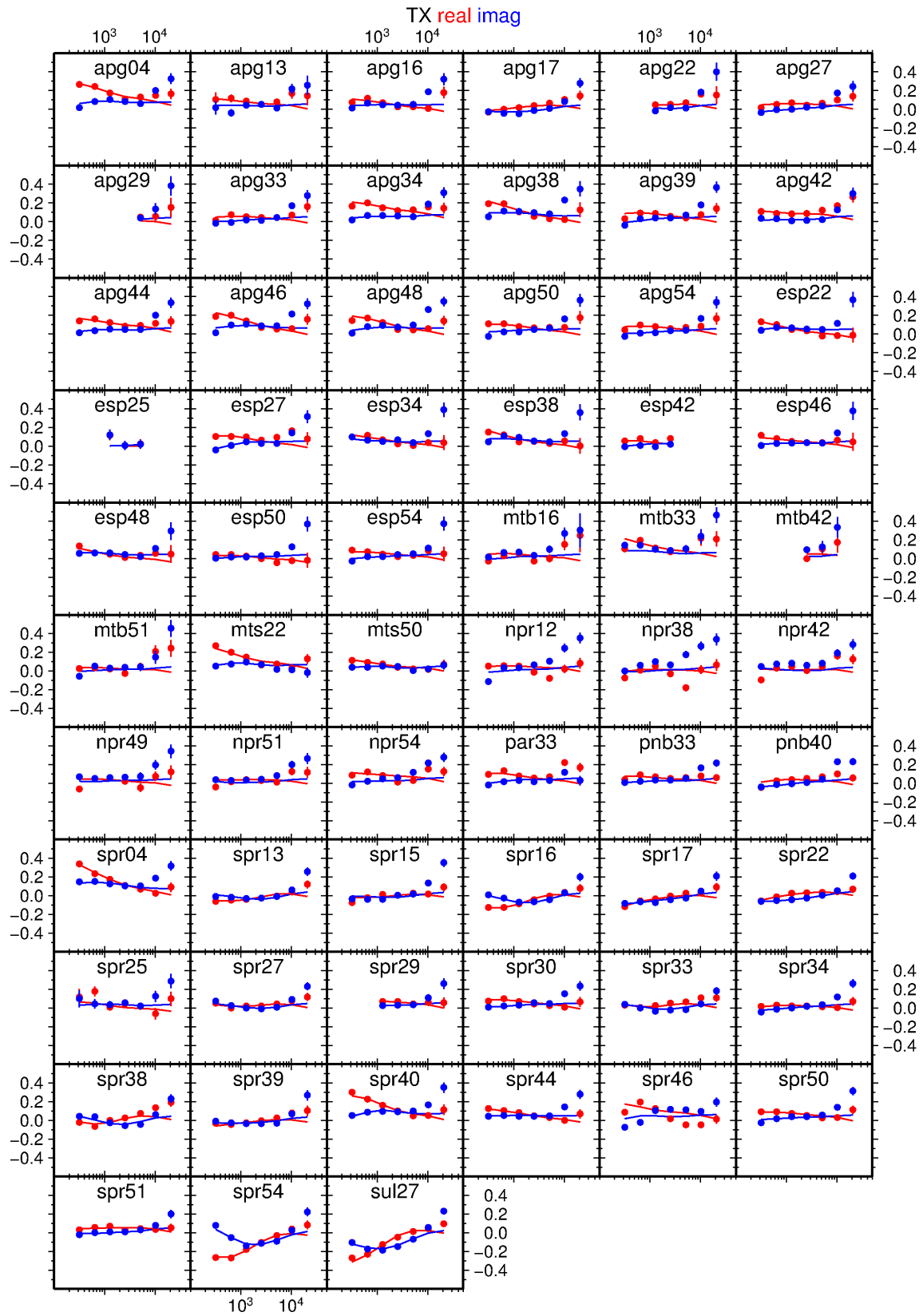


Figura D.1 - Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $50 \Omega \cdot m$ de fundo.

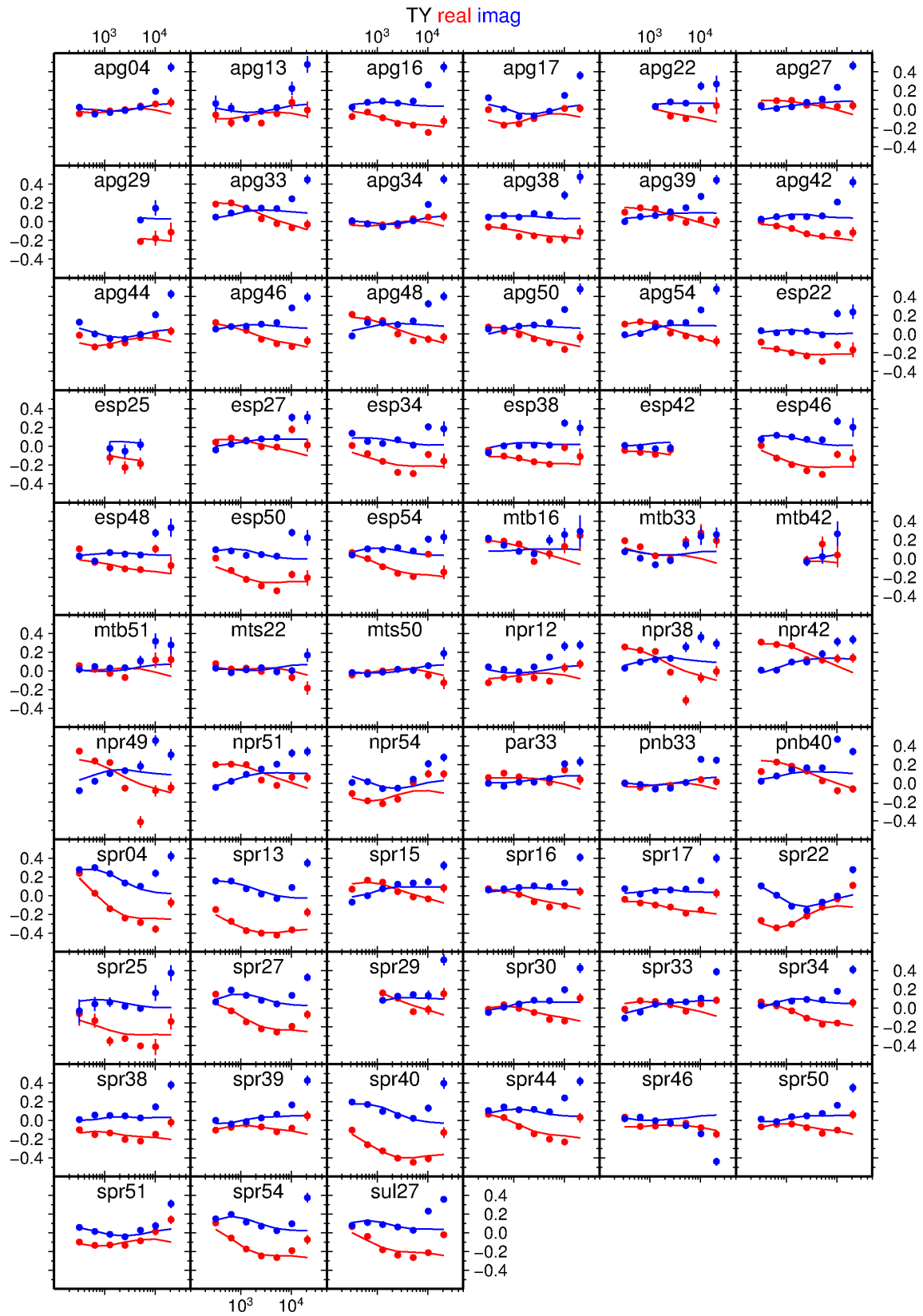


Figura D.2 - Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $50 \Omega\text{-m}$ de fundo.

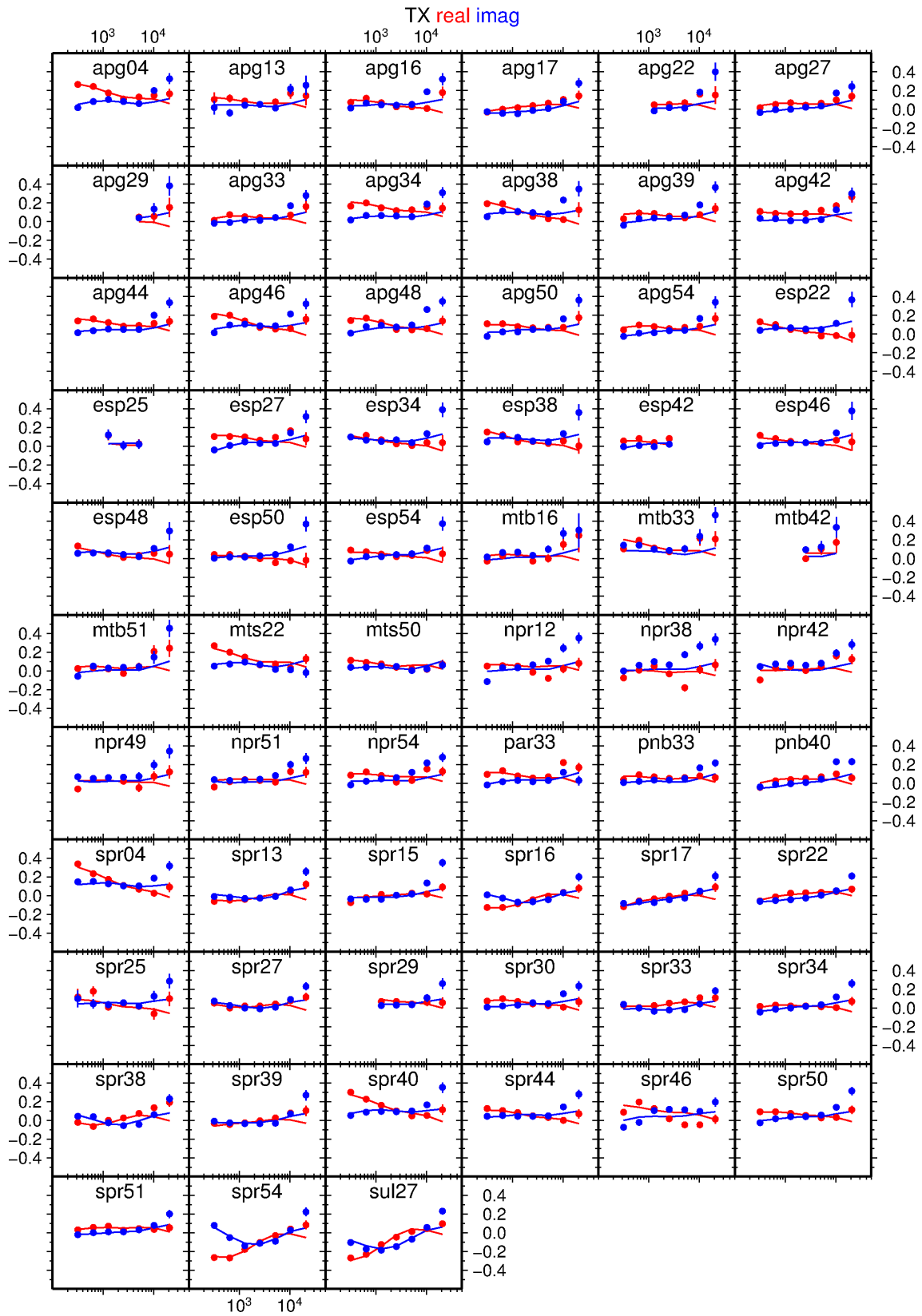


Figura D.3 - Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $100 \Omega \cdot m$ de fundo.

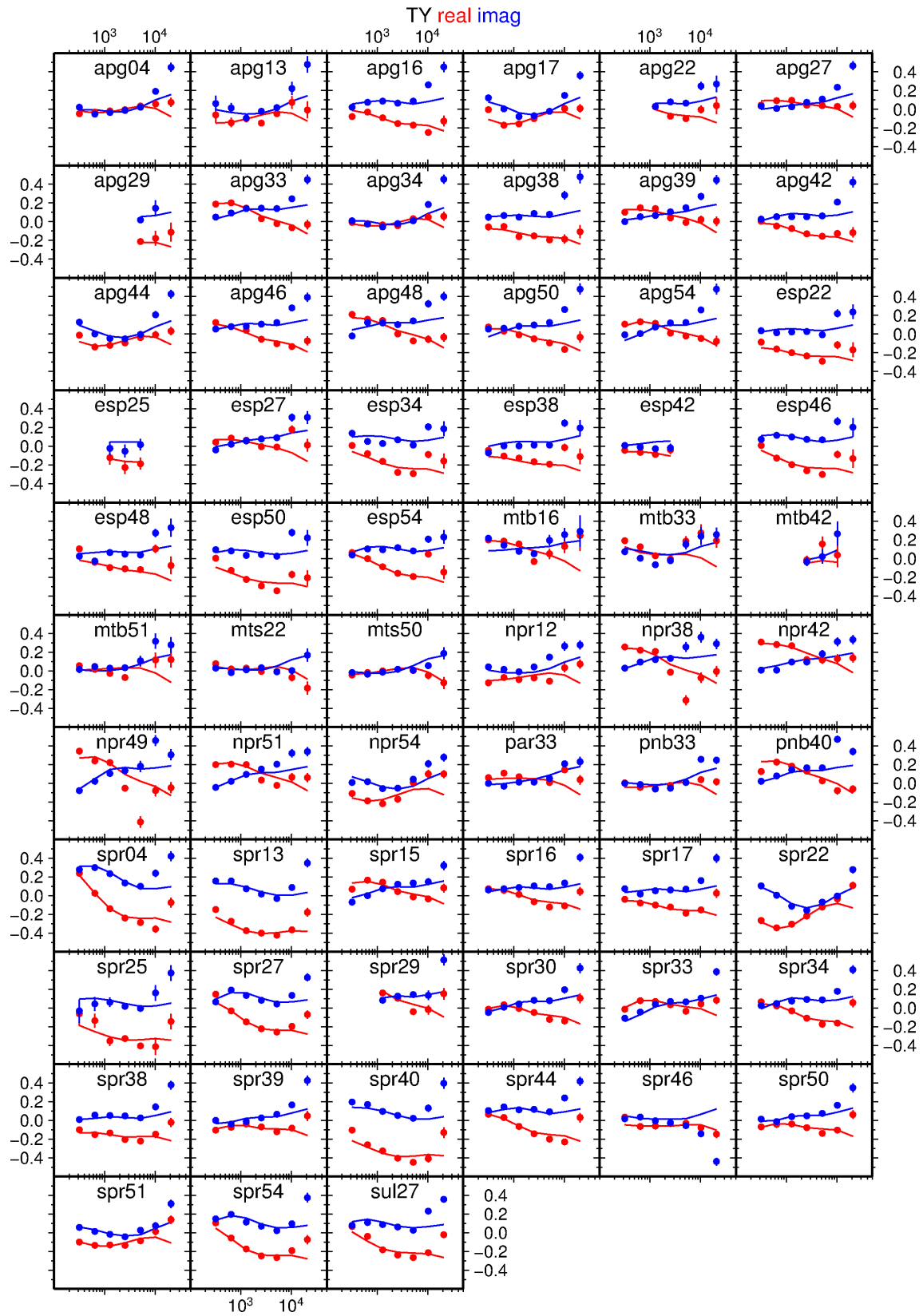


Figura D.4 - Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $100 \Omega \cdot m$ de fundo.

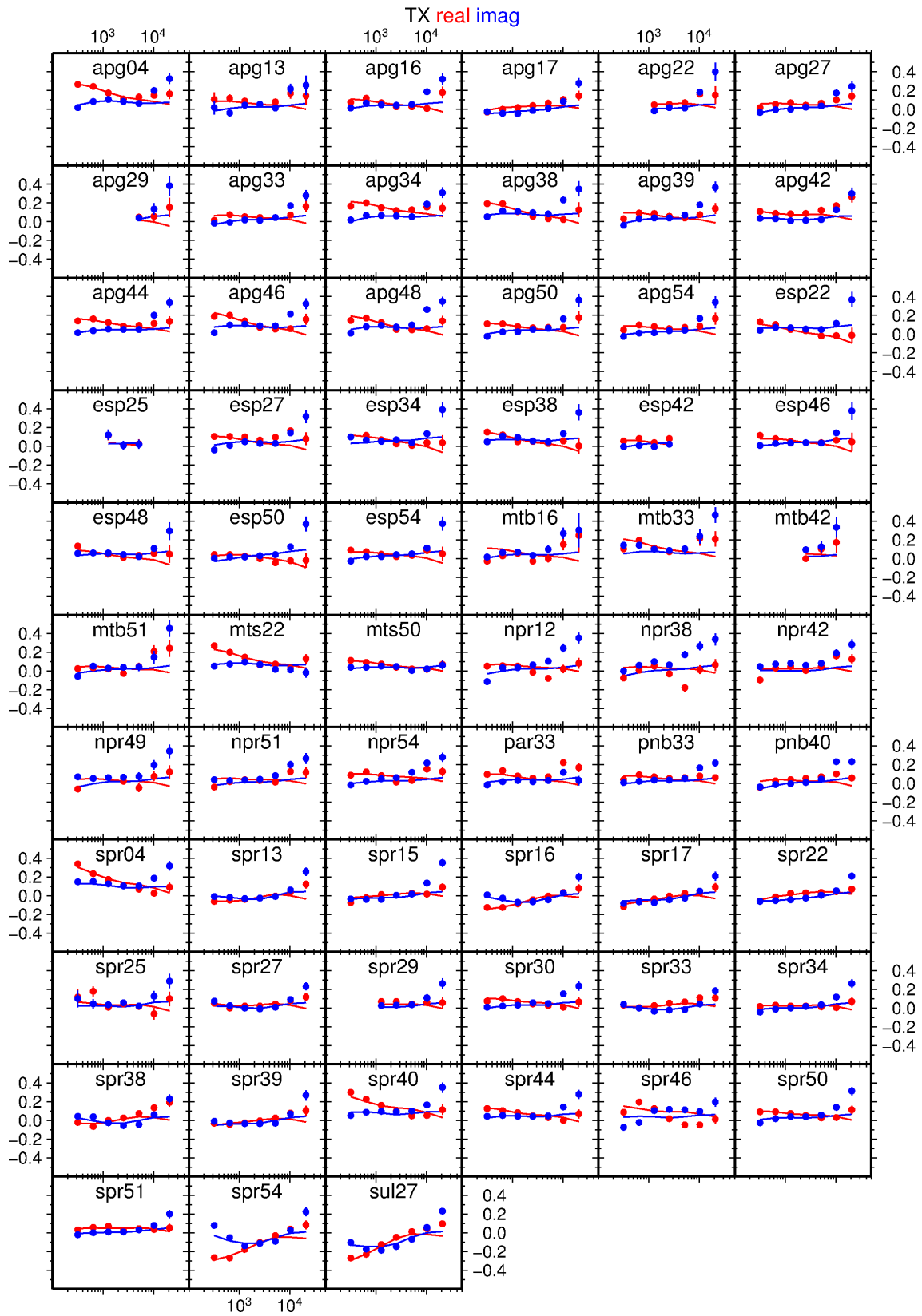


Figura D.5 - Ajuste do T_{zx} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $500 \Omega \cdot m$ de fundo.

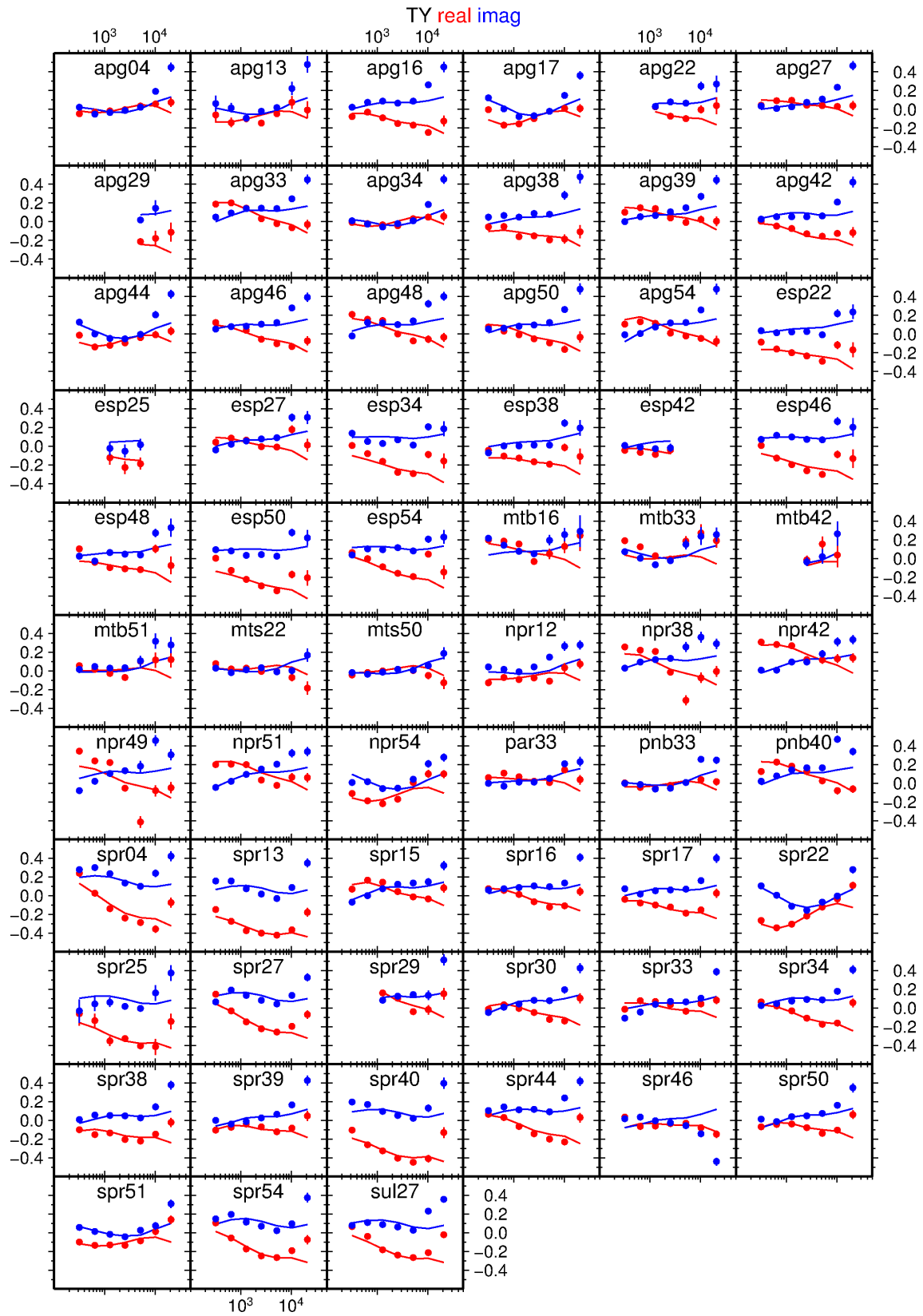


Figura D.6 - Ajuste do T_{zy} modelado (linha) e medido (pontos) para o modelo com $500 \Omega \cdot \text{m}$ de fundo.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.