

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

GABRIEL NEGRUCCI DRAGONE

**A litosfera das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná integrando
gravimetria e sondagens magnetotelúricas: novos vínculos à
tectônica do Gondwana Sul-Occidental**

São Paulo

2018

GABRIEL NEGRUCCI DRAGONE

**A litosfera das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná integrando
gravimetria e sondagens magnetotelúricas: novos vínculos à
tectônica do Gondwana Sul-Occidental**

Versão Corrigida

O original encontra-se disponível na Unidade

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

Orientador: Prof. Dr. Mauricio de Souza Bologna

Co-orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Naomi Ussami

São Paulo

2018

Agradecimentos

Inicialmente, agradeço à CAPES pela concessão de minha bolsa de doutorado nos dois primeiros anos e pelo financiamento de minha estadia na Argentina por dois meses através do projeto CAPES-MinCyT (BR/12/03). Agradeço ao CNPq pela bolsa concedida nos anos finais de meu doutorado e à FAPESP pelos recursos providos para a coleta de dados através dos projetos temáticos 09/50493-8 e 12/06082-6. Estendo meus agradecimentos aos coordenadores dos projetos, Ícaro Vitorello (*in memoriam*) e Excelso Ruberti, que sempre atenderam às necessidades e aos imprevistos das campanhas.

Agradeço ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas e à Universidade de São Paulo pela infraestrutura fornecida e pela oportunidade de realização dos cursos desde minha graduação até o doutorado. Agradeço aos excelentes corpos docente e técnico que compõem a Universidade e, especialmente, àqueles que compõem esse Instituto.

A coleta de dados magnetotelúricos em três países diferentes mobilizou uma larga rede de colaboradores que foram fundamentais para o sucesso das campanhas. No Brasil, agradeço ao INPE, seus pesquisadores Ícaro Vitorello (*in memoriam*), Antônio Padilha e Marcelo Banik, e técnicos Anísio Ferreira, Isac Carneiro, José Nicolau e Luiz Mangueira, por todo o conhecimento compartilhado e, aos últimos, também pelo companheirismo em campo. Também agradeço aos motoristas do IAG/USP, Élio e Antonio, e ao aluno Jorge Simanca, que ajudaram nos trabalhos de campo. Na Argentina, agradeço aos pesquisadores ligados à UNSJ e ao CONICET, Mario Gimenez, Federico Lince Klinger, Orlando Álvarez e ao aluno Sebastián Correa-Otto, pelo trabalho realizado e por terem me recebido em San Juan de maneira tão cordial. No Uruguai, agradeço às pesquisadoras da UdeLaR, Elena Peel, Rossana Muzio e ao aluno Pablo Núñez, por toda a ajuda em campo e pelos conhecimentos compartilhados acerca da região de estudo.

Agradeço aos meus orientadores, Mauricio de Souza Bologna e Naomi Ussami, pela relação amistosa e sempre profissional que mantivemos ao longo desses anos. Este trabalho só foi possível graças às discussões realizadas e aos seus olhares críticos sobre ele lançados.

Por fim, agradeço àqueles que seguem me apoiando em qualquer caminho, meus pais Roberto e Soraya, meu irmão Tauan e minha namorada Cyntia.

Resumo

DRAGONE, G. N. **A litosfera das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná integrando gravimetria e sondagens magnetotélúricas: novos vínculos à tectônica do Gondwana Sul-Occidental.** 2018. 208 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Nesta tese, dados gravimétricos terrestres e de satélite foram combinados revelando que as bordas oeste e sul da Bacia do Paraná são caracterizadas por um forte gradiente que se estende por 2000 km, desde o cráton Rio Apa até a margem continental Atlântica na latitude do Sinclinal de Torres. Enquanto a Bacia do Paraná é caracterizada por anomalias Bouguer negativas (~ -80 mGal), os crátons Rio de la Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa e a Bacia do Chaco-Paraná são marcados por anomalias Bouguer positivas (~ 10 mGal). Dados sísmológicos e de compensação isostática permitiram correlacionar a variação regional da amplitude das anomalias Bouguer à espessura crustal, de ~ 40 km na Bacia do Paraná para 30-35 km nos crátons. Essas observações geofísicas e a ocorrência de granitos cálcio-alcalinos de idade Neoproterozoica-Cambriana ao longo do gradiente gravimétrico indicam um ambiente tectônico de colisão e zona de subducção. A essa descontinuidade de escala litosférica denominamos Zona de Sutura do Oeste do Paraná (WPS – *Western Paraná Suture shear/zone*). Dois perfis magnetotélúricos (MT) foram coletados para estudar a natureza e a estrutura elétrica da crosta e do manto litosférico através da WPS. O primeiro perfil se estende por 830 km desde o cráton Rio de la Plata, no Uruguai, até a parte sul da Bacia do Paraná. Modelagem inversa 2-D desses dados mostra que o manto superior no cráton Rio de la Plata é bastante resistivo ($\sim 2000 \Omega\text{m}$) até 250 km de profundidade, enquanto o manto superior na Bacia do Paraná é geralmente mais condutivo e heterogêneo. Com base numa descontinuidade lateral de escala litosférica bem definida no modelo de resistividade, o limite nordeste do cráton Rio de la Plata é redefinido no norte do bloco Valentines. O segundo perfil se estende por 450 km na Argentina, entre o cráton Rio Tebicuary e a Bacia do Paraná. No modelo MT o cráton Rio Tebicuary é caracterizado por um manto superior resistivo ($2000 \Omega\text{m}$) até 150 km de profundidade. A litosfera na Bacia do Paraná é menos resistiva ($\sim 500 \Omega\text{m}$) e provavelmente menos espessa (~ 80 km). Um perfil MT entre o cráton Rio Apa e a Bacia do Paraná mostra estrutura geoeletrica similar. As estruturas elétricas observadas, juntamente com dados geocronológicos, geoquímicos, sísmológicos e densidade, sugerem processos de refertilização na litosfera da Bacia do Paraná. Sucessões de anomalias condutivas em antigas zonas de sutura e resistivas em blocos e terrenos juvenis nos modelos geoeletricos, integradas a dados geológicos, indicam um processo de acreção horizontal e uma progressão de subduções de placas litosféricas oceânicas, sendo a mais jovem sob a litosfera continental da Bacia do Paraná. Os resultados obtidos mostram que a WPS é uma descontinuidade litosférica de primeira ordem que marca o fechamento de um oceano durante os estágios finais da formação do Gondwana Sul-Occidental no Neoproterozoico-Cambriano.

Palavras-chave: gravimetria, método magnetotélúrico, Bacia do Paraná, Bacia do Chaco-Paraná, cráton Rio de la Plata, cráton Rio Tebicuary, Gondwana Sul-Occidental

Abstract

DRAGONE, G. N. **Chaco-Paraná and Paraná Basins lithosphere through gravity and magnetotelluric soundings: new constraints to the South-Western Gondwana tectonics.** 2018. 208 p. Thesis (Ph.D.) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

In this thesis, terrestrial and satellite gravity data were integrated revealing a steep gravity gradient at the western and southern borders of the Paraná Basin. This gradient extends for 2,000 km from the Rio Apa craton to the Brazilian Atlantic margin at Torres Syncline latitude. Negative Bouguer anomalies (~ -80 mGal) occur over the Paraná Basin, whereas positive anomalies are observed at Rio de la Plata, Rio Tebicuary and Rio Apa cratons, as well as Chaco-Paraná Basin. Seismological data and isostasy correlate the gravity gradient with crustal thickness variation, being thicker in the Paraná Basin (~ 40 km) and shallower in the cratons (~ 35 km). These geophysical observations and the presence of Neoproterozoic calc-alkaline granites along the gravity gradient suggest a collisional and subduction tectonic setting. This lithospheric discontinuity is hereafter referred to as Western Paraná Suture/shear zone (WPS). Two magnetotelluric (MT) profiles perpendicular to WPS were set up to study the electrical structure and nature of the crust and lithospheric mantle across the suture zone. The first profile, 830 km long, extends northward from Rio de la Plata craton, in Uruguay, to Paraná Basin southern border. 2-D inversion of this MT profile shows that the Rio de la Plata craton upper mantle is highly resistive ($\sim 2000 \Omega\text{m}$) down to 250 km depth, whereas the Paraná Basin lithosphere is conductive and heterogeneous. Based on a lithospheric-scale lateral discontinuity in the resistivity model, the Rio de la Plata craton northern limit is redefined to the Valentines block northern limit. The second profile is 450 km long and extends from Rio Tebicuary craton to the Paraná Basin, and all stations are in Argentina. The MT model shows that Rio Tebicuary craton is characterized by a resistive lithosphere ($2000 \Omega\text{m}$) down to 150 km depth. The Paraná Basin lithosphere is less resistive ($\sim 500 \Omega\text{m}$) and probably thinner (~ 80 km). Previous MT study between the Rio Apa craton and the Paraná basin, to the north, shows a similar electrical structure. These electrical characteristics, integrated with geochronological, geochemical, seismological and density data, suggest that Paraná Basin lithosphere underwent refertilization episodes. In the geoelectrical models, a series of resistive blocks and juvenile terrains and conductive anomalies in suture zone relics, integrated with geological data, suggest a horizontal accretionary process by means of progressive oceanic lithospheres subductions, the youngest one occurring below the Paraná Basin continental lithosphere. Altogether, these results show that the WPS is a first order lithosphere discontinuity, a site of an ocean closure during the South-Western Gondwana late stages of amalgamation in Neoproterozoic/Cambrian times.

Keywords: gravity, magnetotellurics, Paraná Basin, Chaco-Paraná Basin, Rio de la Plata craton, Rio Tebicuary craton, South-Western Gondwana.

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract	vi
Sumário	vii
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xviii
Capítulo 1 Introdução	1
Capítulo 2 A zona de sutura entre os crátons Rio de la Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa e a Bacia do Paraná	6
2.1. Geologia da área de estudo	6
2.1.1. Cobertura vulcano-sedimentar das Bacias do Paraná e do Chaco-Paraná.....	6
2.1.2. A placa litosférica e suas unidades tectônicas	9
2.1.2.1 O embasamento e a litosfera da Bacia do Paraná.....	10
2.1.2.2. O embasamento da Bacia do Chaco-Paraná.....	11
2.1.2.3. O Lineamento Transbrasiliano	13
2.1.2.4. O cráton Rio Apa	14
2.2. Base de dados gravimétricos	14
2.3. Variações na espessura crustal e seu efeito gravimétrico	20
2.4. Efeito gravimétrico devido à espessura de sedimentos e basaltos.....	22
2.5. Modelagem direta bidimensional dos dados gravimétricos	24
2.6. Discussão dos resultados	29
2.6.1. Observações acerca dos mapas gravimétricos.....	29
2.6.2. Observações acerca dos modelos gravimétricos	30
2.6.3. O gradiente gravimétrico: uma sutura revelada.....	32
2.6.4. Crátons a oeste e sul da sutura.....	33
2.6.4.1. Cráton Rio de la Plata.....	33
2.6.4.2. Cráton Rio Tebicuary.....	34
2.6.4.3. Cráton Rio Apa	35
2.6.5. Leste da sutura: Bacia do Paraná.....	35

2.7. Considerações finais	36
Capítulo 3 Estrutura elétrica da litosfera na Zona de Sutura do Oeste do Paraná (WPS)	
.....	38
3.1. Introdução	38
3.2. Geologia da área de estudo	39
3.3. Campanhas de aquisição de dados MT	42
3.3.1. Instrumentação	42
3.3.1.1. Sistema MT de banda-larga	42
3.3.1.2. Sistema MT de período longo	42
3.3.2. Procedimentos de campo	43
3.3.3. Aspectos da aquisição de dados	44
3.3.4. Descrição das campanhas realizadas	45
3.4. Processamento	47
3.4.1. Introdução	47
3.4.2. Resultados do perfil A-A' – Brasil e Uruguai	47
3.4.3. Resultados do perfil B-B' – Argentina	50
3.5. Vetores de indução	53
3.5.1. Introdução	53
3.5.2. Perfil A-A' – Brasil e Uruguai	53
3.5.3. Perfil B-B' – Argentina	55
3.6. <i>Strike</i> geoeletrico: decomposição Groom-Bailey	57
3.6.1. O tensor de impedâncias e o <i>strike</i> geoeletrico	57
3.6.2. Decomposição Groom-Bailey	58
3.6.3. Decomposição Groom-Bailey: perfil A-A'	59
3.6.3.1. Análise individual das estações	59
3.6.3.2. Decomposição multifrequências	67
3.6.4. Decomposição Groom-Bailey: perfil B-B'	69
3.6.4.1. Análise individual das estações	69
3.6.4.2. Decomposição multifrequências	74
3.7. Inversão bidimensional	75
3.7.1. Introdução	75

3.7.2. Perfil A-A' – Brasil e Uruguai	76
3.7.2.1. Teste de sensibilidade	80
3.7.3. Perfil B-B' – Argentina	83
Capítulo 4 Discussão.....	87
4.1. Crátons a oeste da WPS.....	89
4.1.1. O cráton Rio de la Plata.....	89
4.1.2. O cráton Rio Tebicuary.....	91
4.1.3. Diferenças entre os crátons – variação na espessura da litosfera?	91
4.2. A litosfera refertilizada da Bacia do Paraná.....	92
4.3. A WPS e a acreção das unidades tectônicas na formação do Gondwana Sul-Occidental	94
4.4. Vetores de indução GDS e MT – um lineamento condutivo em direção à Argentina? ..	95
Capítulo 5 Conclusões	97
Referências Bibliográficas	99
Anexo 1 – Fundamentos teóricos do método MT	115
A1.1. Introdução	115
A1.2. Equações de Maxwell	115
A1.3. Propagação no interior da Terra – a equação de difusão	117
A1.4. Profundidade pelicular.....	120
A1.5. Função de transferência, resistividade aparente, fase e os vetores de indução.....	120
Anexo 2A – Curvas de banda-larga e período longo	123
Anexo 2B – Curvas MT finais, perfil A-A'	126
Anexo 2C – Pseudosseções, perfil A-A'	129
Anexo 3A – Curvas MT finais, perfil B-B'	131
Anexo 3B – Pseudosseções, perfil B-B'	133
Anexo 4 – Resultados da decomposição Groom-Bailey para o perfil A-A'	135
Anexo 5 – Resultados da decomposição Groom Bailey para o perfil B-B'.....	170
Anexo 6A – Inversões individuais, perfil A-A'	187
Anexo 6B – Ajustes da inversão conjunta, perfil A-A'	190
Anexo 7A – Inversões individuais, perfil B-B'	193
Anexo 7B – Ajustes das inversões conjuntas, perfil B-B'.....	197

Lista de Figuras

- Figura 1.1** – Área de estudo. Localização das estações MT e WPS sobre o mapa topográfico ETOPO1 (*Earth TOPOgraphy 1'*; Amante e Eakins, 2009). Os perfis MT A-A' e B-B' foram adquiridos nesta tese, enquanto que o perfil C-C' foi publicado por Padilha et al. (2015). A linha preta mostra os limites políticos dos países. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico. O mapa foi elaborado com a projeção de Mercator através do pacote GMT (Wessel e Smith, 1991) 3
- Figura 1.2** – Mapa gravimétrico derivado do SAGM04 (Sá, 2004) no geoide. Anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano. As linhas pretas tracejadas são as linhas de contorno do SAGM04 continuado para a altura de 30 km, no intervalo de 10 mGal. Vide legenda da Figura 1.1 para detalhes..... 4
- Figura 2.1** – Mapa geológico adaptado da USGS (Schenk et al., 1999). As linhas tracejadas são os limites das bacias. BCP – Bacia do Chaco-Paraná; BP – Bacia do Paraná; BCT – Bacia Chaco-Tarija; BPa – Bacia do Pantanal; BPar – Bacia do Parecis. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico; LTB – Lineamento Transbrasiliano, adaptado de Ramos et al. (2010) e Daly et al. (2014). As linhas cinzas são os perfis MT 7
- Figura 2.2** – (a) Espessura sedimentar total das Bacias do Paraná e Chaco-Paraná (isópacas digitalizadas respectivamente dos trabalhos de Milani et al., 1998 e Pezzi e Mozetic, 1989); (b) espessura dos basaltos do derrame Serra Geral (Melfi et al., 1998)..... 9
- Figura 2.3** – Diferentes modelos de embasamento da Bacia do Paraná. Os triângulos são as estações sísmicas usadas no trabalho de Juliá et al. (2008). (a) Núcleo cratônico proposto por Cordani et al. (1984) a partir dos poços (quadrados pretos); (b) núcleos amalgamados propostos por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998). O círculo preto é a localização do basalto Três-Lagoas; (c) bloco Paranapanema, proposto por Mantovani et al. (2005). Detalhes no texto. Figura adaptada de Juliá et al. (2008)..... 11
- Figura 2.4** – Diferentes propostas para o limite do cráton Rio de la Plata, discutidas no texto. Em vermelho unidades Paleoproterozoicas (2,26-2,05 Ga) que não sofreram rejuvenescimento

no Neoproterozoico. Em rosa, as unidades que passaram por processos de rejuvenescimento. A área (1) é o cinturão Tandilia, (2) o terreno Piedra Alta, (3) o terreno Nico Pérez, (4) o bloco Rivera, (5) o bloco Taquarembó e (11) o terreno Pampia. Os pontos vermelhos são os poços analisados originalmente por Russo et al. (1979) e reanalisados por Rapela et al. (2007). Adaptada de Rapela et al. (2011)..... 12

Figura 2.5 – (a) Distribuição de dados gravimétricos terrestres usados no SAGM04 (Sá, 2004) e disponibilizados pelo IGN, na Argentina. (b) Base de dados gravimétrica que será usada nesta tese, composta pelos dados terrestres do IGN, excetuando-se aqueles que foram rejeitados, e pelo SAGM04 (ver texto para detalhes)..... 16

Figura 2.6 – Histogramas residuais das diferenças entre os dados terrestres e o modelo de satélite DIR_r5. (a) Dados do IGN, sem tratamento; (b) Dados do SAGM04; (c) Dados do IGN amarrados ao IGSN71 e após remoção dos dados espúrios. N é número total de estações, μ o valor médio da distribuição e σ o desvio padrão..... 18

Figura 2.7 – (a) Interpolação dos dados do IGN brutos; (b) Interpolação dos dados do IGN após remoção das estações rejeitadas indicadas na Figura 2.5b (detalhes no texto)..... 18

Figura 2.8 – Anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano derivadas do modelo composto pela junção entre os dados do SAGM04 (Sá, 2004) e do IGN. A escala de cores representa as anomalias no geoide, enquanto que as linhas de contorno representam o dado continuado à altura de 30 km, em intervalos de 10 mGal. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico. As siglas BCP, BP, BCT, BPa e BPar correspondem às bacias sedimentares como na Figura 1.1. As linhas cinzas são os perfis MT..... 19

Figura 2.9 – (a) Mapa de espessura crustal obtido pelos dados sismológicos compilados por Assumpção et al. (2013), mostrados nos círculos coloridos, e equilíbrio isostático nas demais áreas. O intervalo das linhas de contorno é de 2 km. (b) Efeito gravimétrico devido à variação na espessura crustal. O intervalo das linhas de contorno é de 10 mGal..... 22

Figura 2.10 – Efeito gravimétrico total devido a sedimentos e basaltos nas Bacias do Paraná e Chaco-Paraná, usando contraste de densidade entre basaltos e crosta de 180 kg/m³ e entre rochas sedimentares e crosta de (a) -50 kg/m³ e (b) -100 kg/m³. 23

Figura 2.11 – Mapas Bouguer residuais após remoção dos efeitos gravimétricos de sedimentos e basaltos usando contraste de densidade para os sedimentos de (a) -50 kg/m³ e (b)

-100 kg/m³. Em (b), os triângulos coloridos na Argentina correspondem aos perfis MT dos seguintes trabalhos: estações verdes, Favetto et al. (2015); estações azuis, Peri et al. (2013); estações amarelas, Peri et al. (2015); estações laranjas, Favetto et al. (2008) e Orozco et al. (2013). A linha tracejada verde é o Lineamento Transbrasiliano, adaptado de Ramos et al. (2010) e Daly et al. (2014). Os triângulos brancos são os granitos mais próximos do gradiente e serão discutidos na próxima seção junto com os perfis AA-AA', BB-BB', CC-CC' e DD-DD' (linhas brancas; o tracejado roxo sobreposto corresponde à região do gradiente). 24

Figura 2.12 – Perfil gravimétrico AA-AA' após a remoção dos efeitos gravimétricos das rochas sedimentares e basálticas (Fig. 2.11b). A região cinza é a região do gradiente gravimétrico e o triângulo branco é o granito mais próximo a ela. (a) Topografia e profundidade da Moho (como mostrado na Fig. 2.9a); (b) perfis gravimétricos observado e calculado juntamente com o efeito gravimétrico da Moho; (c) modelo de densidade 2-D da crosta. O mesmo contraste de densidade foi adotado para as crostas superior e inferior, os valores mostrados são absolutos e estão em kg/m³. 26

Figura 2.13 – Perfil gravimétrico BB-BB'. (a) Seção geoeletrica do perfil MT de Favetto et al. (2008) e Orozco et al. (2013), adaptada de Peri et al. (2013). CRdP – cráton Rio de la Plata; LTB – Lineamento Transbrasiliano. Para mais detalhes, ver legenda da Figura 2.12.... 27

Figura 2.14 – Perfil gravimétrico CC-CC'. (a) Seção geoeletrica do perfil MT de Peri et al. (2013). TP – Terreno Pampia; CRdP – cráton Rio de la Plata; LTB – Lineamento Transbrasiliano. 28

Figura 2.15 – Perfil gravimétrico DD-DD'..... 29

Figura 2.16 – Mapa de anomalias Bouguer do Gondwana Sul-Occidental. Dados do EGM08 foram usados na África. As unidades tectônicas propostas nessa discussão são mostradas em vermelho transparente (suturas e crátons a oeste do gradiente gravimétrico) e preto tracejado dentro da Bacia do Paraná (pequenos terrenos ou blocos cratônicos). A separação dos crátons é geofísica, podendo não coincidir com os limites geológicos das unidades. O contorno dos crátons do Congo e do Kalahari e o cinturão de Damara foram adaptados de Foster et al. (2014). 37

Figura 3.1 – Variação da resistividade no interior da Terra (adaptado de Jones, 1999). 39

Figura 3.2 – Mapa geológico baseado em Preciozzi et al. (1985), Bartel et al. (1996), Bettuci et al. (2001), Wildner et al. (2008) e Oyhantçabal et al. (2011). Vide legenda para detalhes. As

zonas de cisalhamento 1, 2 e 3 que ocorrem ao longo do perfil são, respectivamente: Sarandí del Yí, Rivera e Ibaré. As zonas 4 e 5 são, respectivamente, Sierra Ballena e Dorsal de Canguçu.....	40
Figura 3.3 – Arranjo de campo para uma aquisição de banda-larga, composta por eletrodos, magnetômetros de indução e unidade central. A distância entre os pares de eletrodos é da ordem de 100 m. Adaptado de Búcker et al. (2017).....	44
Figura 3.4 – Evolução no tempo da qualidade das curvas de resistividade e fase da banda C de aquisição MT de banda-larga, estação 25 do perfil A-A'. (a) Observação após 21,5 h; (b) observação após 38,3 h.....	45
Figura 3.5 – Campanhas para coleta dos dados MT desta tese: (a) primeira etapa, em janeiro e fevereiro de 2014; (b) segunda etapa, no início de 2015; (c) terceira etapa, em julho e agosto de 2015; (d) quarta e última etapa, em março de 2016. Em vermelho as estações coletadas no período, em preto as que já haviam sido coletadas previamente.....	46
Figura 3.6 – Curvas de resistividade aparente e fase das estações 01, 20 e 32 do perfil A-A'. A linha cinza é a tendência da curva de resistividade aparente global adaptada de Dyakonova et al. (1986 apud Berdichevsky, 1999).	48
Figura 3.7 – Curvas de resistividade em função da profundidade das estações 01, 20 e 32 do perfil A-A', obtidas pela transformada de Niblett-Bostick. A linha pontilhada mostra a profundidade dos basaltos retirada das isópacas da Figura 2.2b, a linha tracejada é o embasamento da bacia (Fig. 2.2a) e a linha contínua é a profundidade da Moho (Fig. 2.9a)..	49
Figura 3.8 – Seção da resistividade elétrica obtida pela transformada de Niblett-Bostick da resposta invariante em cada estação do perfil A-A'.....	49
Figura 3.9 – Curvas de resistividade e fase das estações 02 e 13 do perfil B-B'.....	51
Figura 3.10 – Curvas de resistividade em função da profundidade das estações 02 e 18 do perfil B-B', obtidas pela transformada de Niblett-Bostick. A linha preta pontilhada mostra a profundidade dos basaltos retirada das isópacas da Figura 2.2b, a linha preta tracejada é o embasamento da bacia (Fig. 2.2a) e a linha contínua é a profundidade da Moho (Fig. 2.9a). As linhas vermelhas são a profundidade dos basaltos e do embasamento segundo os dados MT, quando diferentes daqueles preditos pelos dados levantados no Capítulo 2.	51
Figura 3.11 – Seção da resistividade elétrica obtida pela transformada de Niblett-Bostick da	

resposta invariante em cada estação do perfil B-B'.....	52
Figura 3.12 – Vetores de indução do perfil A-A' para os períodos de (a) 6,4 s, (b) 18 s, (c) 292 s, (d) 585 s, (e) 819 e (f) 1170 s. As barras cinzas marcam as áreas onde ocorrem reversões dos vetores.....	54
Figura 3.13 – Vetores de indução do perfil B-B' para os períodos de (a) 18 s, (b) 204 s, (c) 585 s, (d) 1170 s, (e) 2340 s e (f) 3277 s.....	56
Figura 3.14 – Figura representando o <i>strike</i> geoeletrico e o modo como as componentes <i>xy</i> e <i>yx</i> do sinal MT são descritas em função dele. O caso em que o campo elétrico flui paralelamente ao <i>strike</i> é chamado de transversal elétrico (TE), enquanto aquele em que o campo elétrico é perpendicular, é chamado de transversal magnético (TM). Adaptado de Simpson e Bahr (2005).....	58
Figura 3.15 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 07, perfil A-A'.....	60
Figura 3.16 – Parâmetros Groom-Bailey com o <i>shear</i> fixado em 0° para a estação 07, perfil A-A'.....	61
Figura 3.17 – Parâmetros Groom-Bailey com o <i>shear</i> fixado em 0° e o <i>twist</i> em -1° para a estação 07, perfil A-A'.....	61
Figura 3.18 – Decomposição Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado na direção N13E para a estação 07, perfil A-A'.....	62
Figura 3.19 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.18 e o dado observado para a estação 07, perfil A-A'. As linhas sólidas e tracejadas representam a parte Real e Imaginária das impedâncias calculadas, e os quadrados e triângulos são as impedâncias observadas.....	62
Figura 3.20 – Parâmetros Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado em N16E para a estação 18, perfil A-A'.....	64
Figura 3.21 – Decomposição Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado em N16E para a estação 18, perfil A-A'.....	64
Figura 3.22 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.21 para a estação 18, perfil A-A'.....	65
Figura 3.23 – Decomposição Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado em N16E, <i>shear</i> em +29° e	

<i>twist</i> em +31° para a estação 18, perfil A-A'	65
Figura 3.24 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.23 para a estação 18, perfil A-A'	66
Figura 3.25 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.20 para a estação 18, perfil A-A'	66
Figura 3.26 – Compilação dos <i>strikes</i> encontrados para as estações do perfil A-A'	67
Figura 3.27 – Resultados da decomposição Groom-Bailey por décadas, perfil A-A'. São mostradas as décadas de 1-10 s, 10-100 s, 100-1000 s e 1000-10000 s. Os <i>strikes</i> foram normalizados por uma diferença de fase de 10°. A escala de cores é a média do <i>shear</i> , mostrada para cada estação e em cada década.	68
Figura 3.28 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 04, perfil B-B'.....	69
Figura 3.29 – Parâmetros Groom-Bailey com o <i>shear</i> fixado em +21° e o <i>twist</i> em -01° para a estação 04, perfil B-B'.	70
Figura 3.30 – Decomposição Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado em N01W para a estação 04, perfil B-B'.	70
Figura 3.31 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.30 e o dado observado para a estação 04, perfil B-B'.....	71
Figura 3.32 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 13, perfil B-B'.....	72
Figura 3.33 – Parâmetros Groom-Bailey com o <i>shear</i> fixado em -07° e o <i>twist</i> em +03° para a estação 13, perfil B-B'.	72
Figura 3.34 – Decomposição Groom-Bailey com o <i>strike</i> fixado em N35E para a estação 13, perfil B-B'.	73
Figura 3.35 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.34 e o dado observado para a estação 13, perfil B-B'.....	73
Figura 3.36 – <i>Strikes</i> obtidos para todas as estações nas bandas a) 73,14 a 204,80 s, b) 292,57 a 819,20 s e c) 1170 a 3276 s. O tamanho do traço do <i>strike</i> foi normalizado pela diferença de fase média da banda em questão, como indica a legenda da figura.	74

Figura 3.37 – Modelo elétrico do perfil A-A' obtido pela inversão bidimensional simultânea dos modos TE e TM. Os triângulos pretos são as estações de banda-larga, enquanto que os vermelhos representam estações banda-larga complementadas por levantamentos de período longo. As barras cinzas e pretas sob as estações são os limites de investigação dos modos TE e TM, respectivamente, derivados da transformada Niblett-Bostick dos dados decompostos e foram limitados à profundidade de 250 km, podendo ser maior. A linha tracejada é a Moho (Fig. 2.9; Assumpção et al., 2013). As principais unidades geológicas ao longo do perfil são mostradas na barra horizontal acima do modelo, seguindo o mapa apresentado na Figura 3.2 (vide legenda). 78

Figura 3.38 – Parte rasa do modelo elétrico mostrado na Figura 3.37. As linhas tracejada e pontilhada são as profundidades do embasamento e dos basaltos da Formação Serra Geral, extraídas das isópacas das Figuras 2.2a e 2.2b. 78

Figura 3.39 – Testes de sensibilidade efetuados para a anomalia subvertical entre as estações 07 e 09, perfil A-A'. O primeiro modelo é o final, sem alteração, e os seguintes são alterados a patamares cada vez mais rasos. As curvas são da estação 07 (estrela roxa sobre os perfis). Os símbolos são os dados observados, as linhas pretas são as curvas calculadas sem edição, e as coloridas são os resultados do cálculo direto após as edições no modelo final (vide legenda). 81

Figura 3.40 – Testes de sensibilidade efetuados para a anomalia condutiva sob a Bacia do Paraná, perfil A-A'. O primeiro modelo é o final, sem alteração, e os seguintes são alterados a patamares cada vez mais rasos. As curvas são da estação 26 (estrela roxa sobre os perfis). Os símbolos são os dados observados, as linhas pretas são as curvas calculadas sem edição, e as coloridas são os resultados do cálculo direto após as edições no modelo final (vide legenda). 82

Figura 3.41 – Projeção das estações ao longo de perfis perpendiculares à direção dos *strikes* determinados em cada trecho: (a) N06W; (b) N36E. Os triângulos azuis são as posições das estações como adquiridas e os pontos vermelhos suas posições projetadas. 83

Figura 3.42 – Modelo elétrico do perfil B-B' obtido pela inversão bidimensional simultânea dos modos TE e TM. Os triângulos pretos são as estações de banda-larga. As barras pretas sob as estações são os limites de investigação da resposta invariante da transformada Niblett-Bostick dos dados decompostos e foram limitados à profundidade de 200 km,

podendo ser maior. A linha tracejada é a Moho (Fig. 2.9; Assumpção et al., 2013). As principais unidades geológicas ao longo do perfil são mostradas na barra horizontal acima do modelo, seguindo o mapa apresentado na Figura 3.2 (vide legenda)..... 84

Figura 3.43 – Parte rasa do modelo elétrico mostrado na Figura 3.42. As linhas tracejada e pontilhada são as profundidades do embasamento e dos basaltos da Formação Serra Geral, extraídas das isópacas das Figuras 2.2a e 2.2b. 85

Figura 4.1 – Mapa de anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano do modelo gravimétrico SAGM04 (Sá, 2004). As linhas tracejadas vermelhas definem a WPS. As seções elétricas mostradas são dos perfis MT, de sul para norte: A-A' e B-B', adquiridos nesta tese; C-C', publicado por Padilha et al. (2015); D-D', publicado por Faveto et al. (2015). Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; MM – Magmatismo Mesozoico..... 88

Figura 4.2 – Compilação dos vetores de indução obtidos pelos dados GDS (pontos azuis) e MT (pontos pretos) em dois períodos: (a) ~200 s; (b) ~900 s. Foram escolhidos os períodos mais próximos entre os dois conjuntos de dados. A linha vermelha é o condutor crustal observado na inversão 3D dos dados GDS e na inversão 2-D dos dados MT por Padilha et al. (2015). A linha tracejada vermelha é a possível continuação do condutor na Argentina, sugerida pelos vetores de indução do perfil B-B'. (c) Mapa de espessura de basaltos compilado a partir de poços na Bacia do Paraná (quadrados pretos). As isópacas são mostradas com intervalo de 250 m. 97

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 – Granitos Neoproterozoicos/Cambrianos que ocorrem próximos ao gradiente gravimétrico mostrado na Figura 2.11b	25
Tabela 3.1 – Fatores de correção aplicados nos níveis das curvas de resistividade do perfil A-A'. Em parênteses os modos que foram corrigidos em cada estação	77
Tabela 3.2 – Fatores de correção aplicados no nível das curvas de resistividade do perfil B-B'	84

Capítulo 1

Introdução

O continente sul-americano origina-se da ruptura do supercontinente Gondwana ao longo do que hoje reconhecemos como as margens atlânticas da América do Sul e África. Esses dois continentes, juntos, compreendiam uma área conhecida como Gondwana Ocidental pela sua posição relativa no supercontinente, enquanto que a proto-América do Sul, sozinha, recebe na literatura a designação de Gondwana Sul-Ocidental. Sua formação é marcada pela justaposição de diversas unidades tectônicas, como terrenos, arcos e blocos, por meio de processos tectônicos envolvendo colisões e o estabelecimento de zonas de subducção e de cisalhamento durante o intervalo do Proterozoico até o Eopaleozoico (Ramos, 1988). Desta forma, o continente atual pode ser compreendido como sendo formado por uma raiz gondwânica à qual foram acrescidos terrenos alóctones (Ramos, 1988; Almeida, 2000), constituindo um mosaico de unidades tectônicas alteradas e transformadas por eventos posteriores como, por exemplo, a tectônica andina.

A compreensão dos processos de formação e evolução do Gondwana Sul-Ocidental tem avançado nos últimos anos principalmente a partir de estudos geocronológicos (Ar-Ar, U-Pb) e de geoquímica isotópica em rochas do embasamento exposto ou coletadas por perfurações, como os trabalhos no cráton Rio de la Plata (Rapela et al., 2007, 2011; Oyhantçabal et al., 2011), no cráton Rio Apa (Cordani et al., 2010) e na Bacia do Paraná (Cordani et al., 1984). Além desses, estudos paleomagnéticos (Trindade et al., 2006; Tohver et al., 2010; Rapalini et al., 2013) e de proveniência de materiais sedimentares a partir de datação U-Pb em zircões detríticos das bacias de retro-arco da orogenia Pampeana (Rapela et al., 1998, 2007, 2011; Escayola et al., 2007; Ramos et al., 2015) e da Faixa Paraguai (Bandeira et al., 2012; Babinski et al., 2013; McGee et al., 2015), têm contribuído para um melhor entendimento da história tectônico-evolutiva da região.

Um problema que tem limitado a compreensão da história evolutiva do Gondwana Sul-Ocidental é o fato de que 70% do território sul-americano encontra-se coberto por rochas sedimentares, o que impede a análise direta da maior parte de sua litosfera Pré-Cambriana. Na área de estudo, os depósitos sedimentares constituem as Bacias do Paraná, Chaco-Paraná,

Chaco-Tarija, Pantanal e Parecis (Fig. 1.1), sendo que nas duas primeiras inclui-se a Província Magmática do Paraná. Os estudos geológicos ficam restritos às poucas áreas com afloramentos do embasamento ou aos poços que o amostraram. Portanto, o uso de métodos geofísicos é de fundamental importância para a determinação dos limites e das propriedades físicas das unidades litosféricas e tectônicas. Dentre os métodos geofísicos utilizados em estudos tectônicos, destacam-se os métodos potenciais (gravimétrico e magnetométrico), os métodos de indução eletromagnética (MT e sondagem geomagnética profunda – GDS) e diversos métodos sismológicos aplicados a estudos de escala litosférica, abrangendo desde a crosta até o manto mais profundo (Watts, 2007).

Os estudos geofísicos conduzidos nesta tese dividem-se em duas etapas. A primeira é descrita no Capítulo 2 e seus resultados foram publicados no periódico *Precambrian Research* sob o título “*Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data*” (Dragone et al., 2017)¹. Dados gravimétricos terrestres disponíveis na Bacia do Chaco-Paraná foram integrados ao modelo gravimétrico SAGM04 (*South American Gravity Model*; Sá, 2004) usando como referência um modelo derivado da missão gravimétrica realizada pelo satélite GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*; ESA, 1999; Bruinsma et al., 2013). Esse novo modelo permitiu a identificação de um gradiente gravimétrico (Fig. 1.2) ao longo das bordas oeste e sul da Bacia do Paraná, desde o cráton Amazônico até o cráton Rio de la Plata, se estendendo por 2000 km. O gradiente é mais abrupto, com valor médio de 0,36 mGal/km, na borda oeste da Bacia do Paraná, onde há o contato com a Bacia do Pantanal, e mais suave nas bordas sudoeste e sul, no limite com o cráton Rio de la Plata, onde varia de 0,13 a 0,24 mGal/km. Na interpretação dos resultados foram incorporados dados geofísicos disponíveis na literatura, como dados MT na Argentina (Favetto et al., 2008, 2015; Orozco et al., 2013; Peri et al., 2013, 2015) e no Brasil (Bologna et al., 2014; Padilha et al., 2015) e dados sismológicos regionais (Feng et al., 2007; Assumpção et al., 2013; Schaeffer e Lebedev, 2013; Rosa et al., 2016). O gradiente gravimétrico foi então associado a uma zona de sutura Neoproterozoica/Cambriana que denominamos Zona de Sutura/cisalhamento do Oeste do Paraná e que, de seu nome em inglês, passou a ser referida como WPS – *Western Paraná Suture/shear zone*. A WPS separa os crátons do Rio de la Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa da Bacia do Paraná.

¹ DRAGONE, G. N.; USSAMI, N.; GIMENEZ, M. E.; LINCE KLINGER, F. G.; CHAVES, C. A. M. Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Res.*, v. 291, p. 162-177, 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>.

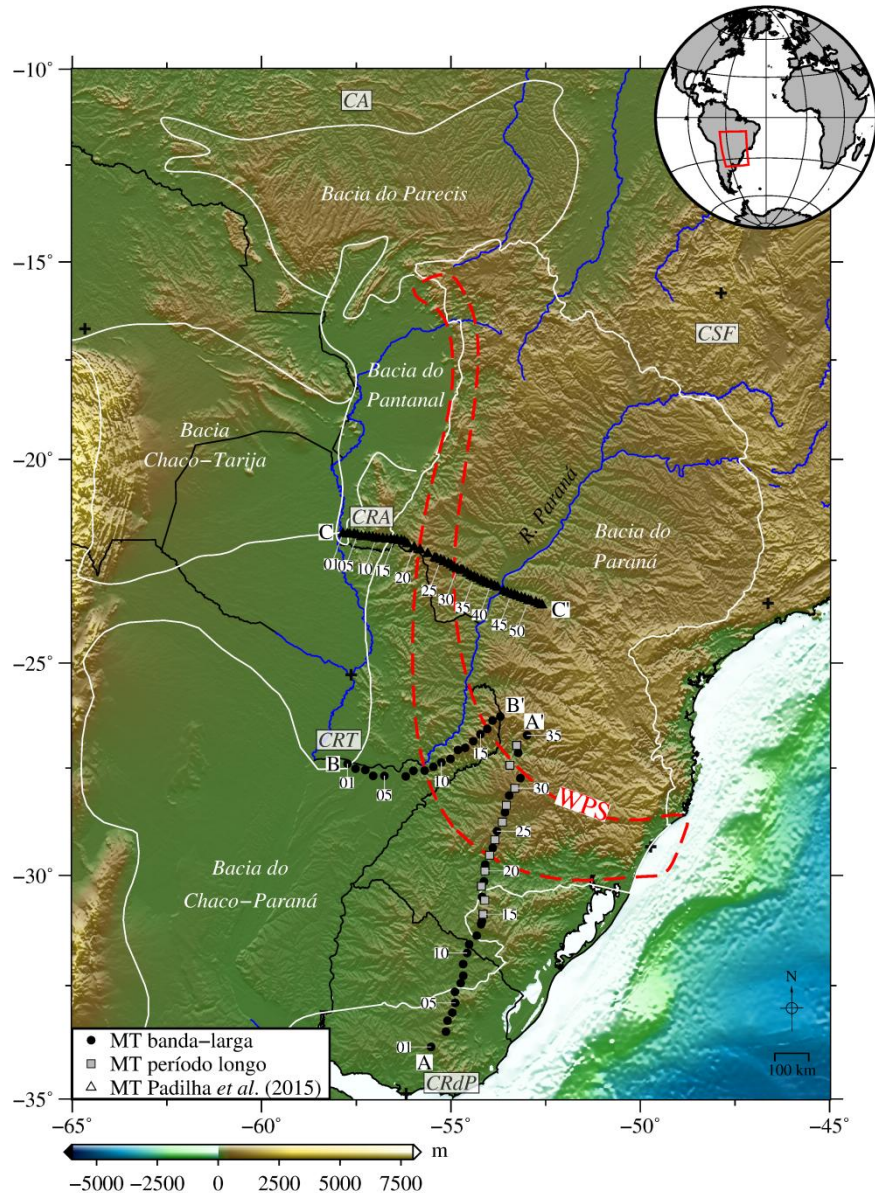


Figura 1.1 – Área de estudo mostrando a localização das estações MT e WPS sobre o mapa topográfico ETOPO1 (*Earth TOPOgraphy 1'*; Amante e Eakins, 2009). Os perfis MT A-A' e B-B' foram adquiridos nesta tese, enquanto que o perfil C-C' foi publicado por Padilha et al. (2015). A linha preta mostra os limites políticos dos países. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico. O mapa foi elaborado com a projeção de Mercator através do pacote GMT (Wessel e Smith, 1991)².

² Assim como todas as figuras e mapas originais desta tese.

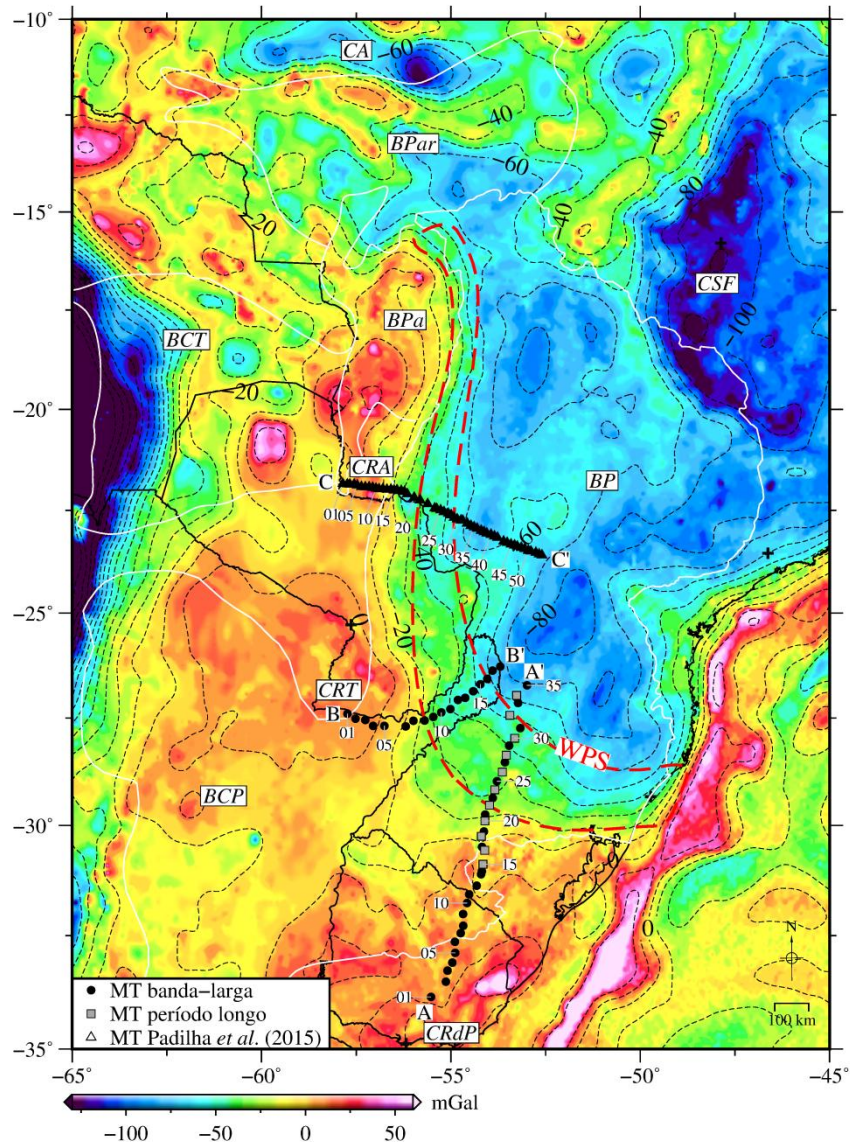


Figura 1.2 – Mapa gravimétrico derivado do SAGM04 (Sá, 2004) no geóide. Anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano. As linhas pretas tracejadas são as linhas de contorno do SAGM04 continuado para a altura de 30 km, no intervalo de 10 mGal. Vide legenda da Figura 1.1 para detalhes.

O estudo gravimétrico desta primeira etapa do trabalho permitiu identificar as principais unidades tectônicas (crátons e bacias), mas não seus limites exatos e composição, uma vez que não foram observadas variações laterais significativas de densidade entre os terrenos, blocos e suturas em cada unidade. Além disso, o método gravimétrico não permite determinar variações verticais de densidade sem ambiguidade. Para obter maiores detalhes sobre a variação horizontal e vertical das propriedades físicas da crosta e do manto, uma segunda etapa foi realizada. Ela consistiu na coleta de dois perfis MT perpendiculares à WPS,

permitindo uma análise da distribuição da resistividade elétrica das litosferas separadas pela WPS e na própria zona de sutura. O primeiro perfil MT (A-A') compreende 35 sondagens MT de banda-larga e 11 de período longo dispostas ao longo de 830 km desde o cráton Rio de la Plata, no centro do Uruguai, até Santa Catarina, na Bacia do Paraná. Os resultados do perfil foram submetidos à publicação no periódico *Tectonics* sob o título “*Electrical Structure of the Lithosphere from Rio de la Plata Craton to Paraná Basin: Amalgamation of Cratonic and Refertilized Lithospheres in SW Gondwanaland*” (Bologna et al., submetido). O segundo perfil MT (B-B') compreende 18 estações de banda-larga ao longo de 450 km e foi coletado inteiramente na Argentina (vide Figs. 1.1 e 1.2). Um terceiro perfil MT, publicado por Padilha et al. (2015), foi usado na interpretação dos resultados por cruzar a WPS na latitude do cráton Rio Apa. O método MT tem sido usado com sucesso na delimitação de terrenos e de antigas zonas de sutura, como é o caso dos trabalhos efetuados na Argentina (Favetto et al., 2008, 2015; Orozco et al., 2013; Peri et al., 2013, 2015), onde se buscou definir o limite entre os terrenos Pampia e o cráton Rio de la Plata, mas também em outras partes do globo, como os trabalhos realizados nos escudos Canadense e Fenoscândio (Korja et al., 2002; Jones et al., 2005).

A descrição da coleta de dados de campo, o processamento e a interpretação dos dados das sondagens MT são apresentados no Capítulo 3. Os modelos elétricos obtidos mostram sequências de condutores localizados e de anomalias condutivas subverticais interpretadas como regiões de colisão e sutura entre as diferentes unidades tectônicas que formaram o Gondwana Sul-Occidental. Dessa forma, procurou-se definir os limites laterais do cráton Rio de la Plata e do cráton Rio Tebicuary em direção à Bacia do Paraná. No Capítulo 4 são apresentadas as principais implicações dos resultados obtidos e no Capítulo 5 as principais conclusões.

Capítulo 2

A zona de sutura entre os crátons Rio de la Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa e a Bacia do Paraná

2.1. Geologia da área de estudo

2.1.1. Cobertura vulcano-sedimentar das Bacias do Paraná e do Chaco-Paraná

O arcabouço tectônico do Gondwana Sul-Occidental é atualmente coberto por rochas sedimentares em sua maior parte. A área de estudo deste trabalho engloba os depósitos Paleozoicos e Mesozoicos da Bacia do Paraná, onde inclui-se também o derrame basáltico da Formação Serra-Geral, e os depósitos Quaternários de origem andina da Bacia do Chaco-Paraná (Fig. 2.1). Essas bacias estão localizadas majoritariamente em território brasileiro e argentino, respectivamente, abrangendo também partes do Uruguai e Paraguai. Morfológicamente, a Bacia do Paraná é caracterizada por uma topografia irregular. A altitude varia desde cerca de 300 m próximo ao eixo do Rio Paraná, coincidente com o depocentro atual da bacia, até aproximadamente 700 m ao longo das bordas erosivas da bacia, onde ocorrem afloramentos das suas principais sequências. Por outro lado, a Bacia do Chaco-Paraná situa-se em uma planície a cerca de 100 m de altitude. Essa região é marcada por poucas irregularidades devido à ausência de grandes eventos tectônicos após o Paleozoico (Russo et al., 1986; Pezzi e Mozetic, 1989). Como consequência, há poucos afloramentos do embasamento.

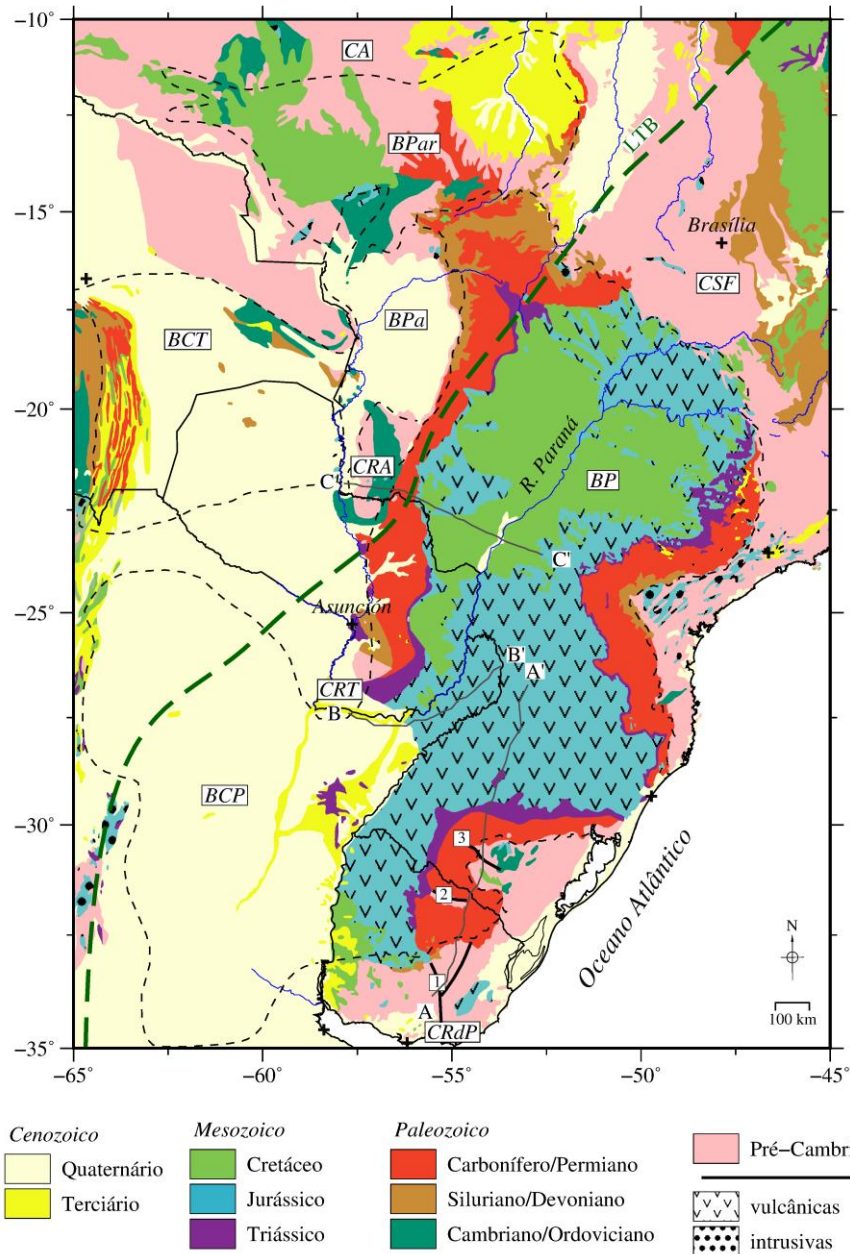


Figura 2.1 – Mapa geológico adaptado da USGS (Schenk et al., 1999). As linhas tracejadas são os limites das bacias. BCP – Bacia do Chaco-Paraná; BP – Bacia do Paraná; BCT – Bacia Chaco-Tarija; BPa – Bacia do Pantanal; BPar – Bacia do Parecis. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico; LTB – Lineamento Transbrasiliiano, adaptado de Ramos et al. (2010) e Daly et al. (2014). As linhas cinzas são os perfis MT.

Os processos evolutivos das Bacias do Paraná e do Chaco-Paraná guardam estreita relação entre si ao longo da maior parte de suas histórias. Ambas as bacias são paleozoicas,

intracratônicas e policíclicas, ou seja, apresentam diversos ciclos de subsidência (deposição de material) e soerguimento (erosão) ao longo de suas evoluções, como mostram os trabalhos descritivos de Pezzi e Mozetic (1989) e Chebli et al. (1999) para a Bacia do Chaco-Paraná e de Milani (1997) e Milani et al. (1998) para a Bacia do Paraná. A subsidência na Bacia do Paraná tem seu início no limite Ordoviciano-Siluriano e se estende até o Cretáceo tardio, o que compreende aproximadamente 400 Ma de registros em seus estratos sedimentares. A subsidência da Bacia do Chaco-Paraná é mais antiga e tem início no Eopaleozoico (limite Cambro-Ordoviciano), com suas sequências sedimentares estendendo-se até o Quaternário, totalizando um intervalo de tempo de aproximadamente 500 Ma. No Neodevoniano/Eocarbonífero as bacias foram afetadas por um evento de glaciação, o que está identificado em seus registros estratigráficos por um hiato deposicional durante esse período. A retomada da deposição se dá após o início da deglaciação, no Neocarbonífero. A correlação entre os estratos sedimentares de ambas as bacias no Neopaleozoico (Milani e Zalán, 1999; Milani e Thomaz Filho, 2000) indica que, neste momento, estariam evoluindo como um sistema unificado e que, portanto, estavam em mesma altitude topográfica, apesar de hoje ocuparem regiões topograficamente distintas e evoluírem sob regimes sedimentares diversos. A evolução das bacias se distingue a partir do Mesozoico, com a atuação de esforços extensionais associados à ruptura do Gondwana e do magmatismo do Cretáceo Inferior.

Os basaltos da Formação Serra Geral são datados pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em 134.8 ± 1 Ma (Thiede e Vasconcelos, 2010) e marcam o início da abertura do Oceano Atlântico. A partir daí as duas bacias passam a seguir caminhos evolutivos distintos. Na Bacia do Paraná há o registro da supersequência Bauru em sua porção centro-norte, a qual estaria relacionada à subsidência térmica após o vulcanismo Serra Geral (Milani et al., 1998). Na Bacia do Chaco-Paraná, no Paleoceno, há o registro de 350 m de sedimentação marinha na Formação Mariano Boedo, marcando a transição do ambiente continental para um ambiente deposicional marinho costeiro (Chebli et al., 1999), sem correspondente na Bacia do Paraná. A partir do Mioceno a Bacia do Chaco-Paraná se estabelece como um sistema de ante-país distal (Ramos, 1999), recebendo sedimentação dos Andes (Grupo Chaco). Esses sedimentos quaternários se estendem para além dos limites da Bacia do Chaco-Paraná, ocupando áreas tanto a sul quanto a norte, como a Bacia Chaco-Tarija e a Bacia do Pantanal. A Bacia do Pantanal tem sua subsidência principal resultante de esforços extensionais associadas à passagem da ombreira flexural pela faixa de dobramentos do Paraguai nos últimos milhões de anos (Pleistoceno). A ombreira é produzida pela carga dos Andes sobre a borda oeste da placa litosférica da

América do Sul (Ussami et al., 1999).

A espessura máxima do pacote sedimentar e vulcânico da Bacia do Paraná é de cerca de 7 km ao longo de seu depocentro e na Bacia do Chaco-Paraná a espessura média é de cerca de 4 km, exceto pelo semi-gráben de Las Breñas, onde chega a 6 km. O derrame basáltico da Formação Serra Geral, com espessura máxima de 1,5 km, é mostrado apenas na Bacia do Paraná, onde foi melhor estudado e há isópacas disponíveis (cf. Melfi et al., 1998). A ocorrência dos derrames basálticos na Bacia do Chaco-Paraná é restrita à porção sudeste, porém não havia na literatura uma distribuição de isópacas similar à da Bacia do Paraná que pudesse ser usada. A Figura 2.2 mostra a espessura total de sedimentos e basaltos nas duas bacias. As isópacas apresentadas foram digitalizadas de trabalhos da literatura anteriormente mencionados, os quais utilizaram informações de poços.

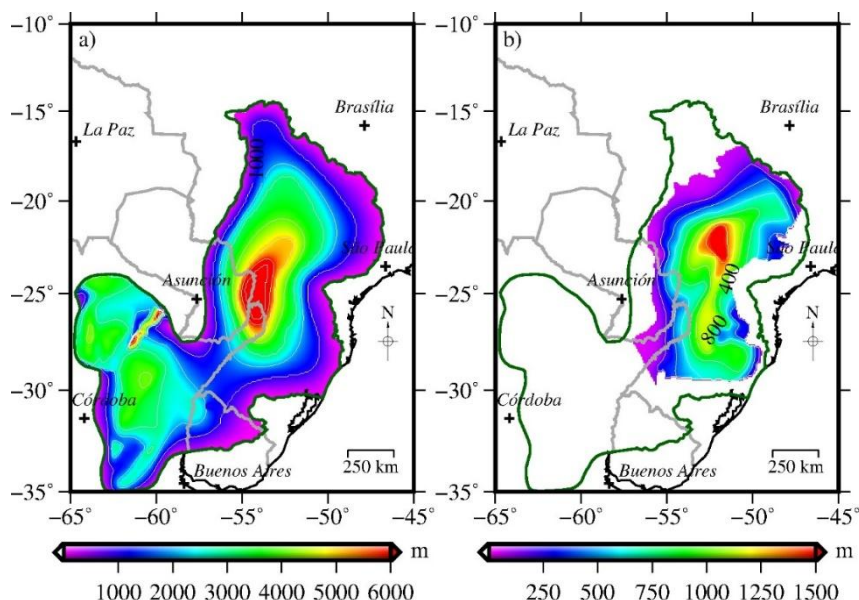


Figura 2.2 – (a) Espessura sedimentar total das Bacias do Paraná e Chaco-Paraná (isópacas digitalizadas respectivamente dos trabalhos de Milani et al., 1998 e Pezzi e Mozetic, 1989); (b) espessura dos basaltos do derrame Serra Geral (Melfi et al., 1998).

2.1.2. A placa litosférica e suas unidades tectônicas

As idades fornecidas pelos sedimentos das Bacias do Paraná e Chaco-Paraná mostram que elas foram testemunhas da evolução do continente Sul Americano desde o supercontinente Gondwana até os dias atuais. A compreensão da evolução das bacias é indissociável da compreensão de seu arcabouço tectônico e suas unidades constituintes. Em destaque na nossa área de estudo estão o embasamento da Bacia do Paraná, o embasamento

da Bacia do Chaco-Paraná, do qual faz parte o cráton Rio de la Plata, e o cráton Rio Apa. Além dessas, outras unidades adjacentes, como terrenos, blocos cratônicos e arcos magmáticos, também participaram ativamente no processo de amalgamação do Gondwana. Veremos, a seguir, a descrição geológica dessas unidades.

2.1.2.1 O embasamento e a litosfera da Bacia do Paraná

A partir de estudos geocronológicos (K-Ar e Rb-Sr) em testemunhos de poços perfurados pela Petrobras e Paulipetro, o embasamento da Bacia do Paraná foi inicialmente associado a um núcleo cratônico central (bloco Paraná, Fig. 2.3a) envolto por faixas móveis brasileiras por Cordani et al. (1984). O núcleo cratônico foi descrito por dois poços, mostrados na Fig. 2.3a, um a oeste, onde foi encontrado um anfibólio de idade pré-brasileira datada em ~2,1 Ga pelo método K-Ar, e outro a leste, onde foi encontrado um argilito inalterado datado pelo método Rb-Sr em 900-1000 Ma, sugerindo uma crosta tectonicamente estável abaixo da camada sedimentar. Mais de uma década depois, Milani (1997) e Milani e Ramos (1998) propuseram que o embasamento da bacia seria constituído por diversos núcleos cratônicos que teriam sido amalgamados na formação do Gondwana (Fig. 2.3b). Essa hipótese adveio da descoberta do basalto Três Lagoas (Mizusaki, 1989³, apud Milani e Ramos, 1998) a 4569 m de profundidade, de idade Eopaleozoica (Fig. 2.3b). Sua origem pode estar associada a um rifte ou zona de fraqueza na parte central da bacia, o que seria incompatível com a ideia de um núcleo cratônico, mas que poderia indicar a zona das faixas móveis entre os fragmentos cratônicos então propostos por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998).

Dificuldades na determinação da configuração do embasamento são devidas à própria cobertura vulcano-sedimentar e à falta de informações de poços profundos distribuídos de maneira homogênea e ampla sobre toda a bacia. Assim, trabalhos geofísicos posteriores vieram a reforçar as propostas geológicas. Mantovani et al. (2005) retomaram a ideia de um núcleo central, determinando seus limites a partir de dados gravimétricos e baseados no fato da crosta ali ser mais espessa e nas anomalias de alta velocidade de propagação de ondas sísmicas (Snoke e James, 1997, Assumpção et al., 2002). O bloco Paranapanema (Fig. 2.3c), como designado pelos autores, seria coincidente com uma área de anomalia Bouguer residual positiva (após a remoção dos efeitos flexurais e de sedimentação), cujo limite é então dado pelo gradiente gravimétrico em direção às anomalias negativas. Alguns anos depois, Juliá et

³ MIZUSAKI, A.M.P. 1989. Análise petrográfica e dotação radiométrica do poço 2-TL-I-MS (testemunhos 39 e 40). Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 8 p. (relatório interno).

al. (2008), usando a técnica da função do receptor numa rede de estações sísmicas no norte da Bacia do Paraná (triângulos na Fig. 2.3), sugeriram a ocorrência de *underplatings* máficos preferencialmente ao longo das zonas de sutura entre os blocos cratônicos propostos por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998), reforçando, portanto, a proposta desses autores.

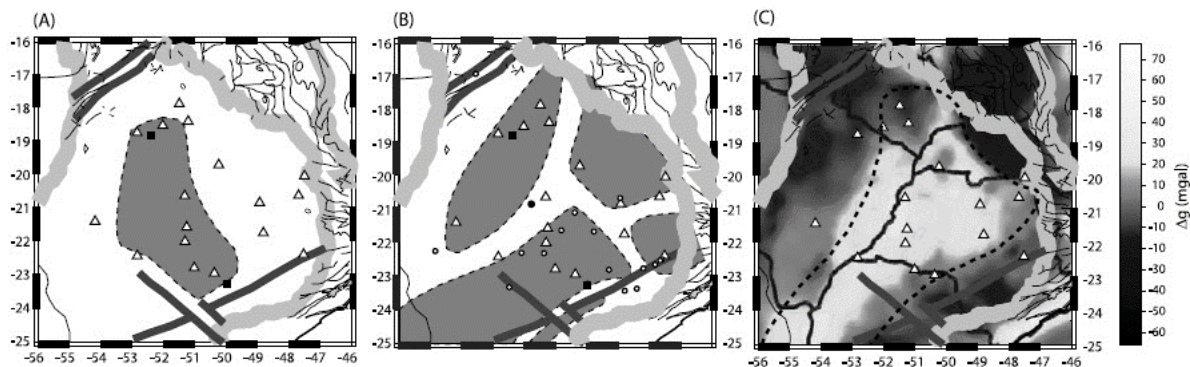


Figura 2.3 – Diferentes modelos de embasamento da Bacia do Paraná. Os triângulos são as estações sísmicas usadas no trabalho de Juliá et al. (2008). (a) Núcleo cratônico proposto por Cordani et al. (1984) a partir dos poços (quadrados pretos); (b) núcleos amalgamados propostos por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998). O círculo preto é a localização do basalto Três-Lagoas; (c) bloco Paranapanema, proposto por Mantovani et al. (2005). Detalhes no texto. Figura adaptada de Juliá et al. (2008).

2.1.2.2. O embasamento da Bacia do Chaco-Paraná

Assim como ocorre na Bacia do Paraná, há pouco controle acerca dos limites físicos das unidades que compõem o embasamento da Bacia do Chaco-Paraná. Uma delas é o cráton Rio de la Plata, definido por Almeida et al. (1973) a partir da ocorrência de unidades Paleoproterozoicas aflorantes no sul da plataforma Sul-Americana, como os terrenos Piedra Alta no Uruguai, o cinturão Tandilia, que é parte do Complexo Buenos Aires, na Argentina, e o bloco Taquarembó no sul do Brasil (cf. Oyhantçabal et al., 2011, e referências ali citadas).

Posteriormente, Rapela et al. (2007) propuseram uma extensão do cráton mais a oeste até as Serras de Córdoba, onde testemunhos de quatro poços que atingiram o embasamento foram reanalisados. Uma primeira análise feita na década de 70 por Russo et al. (1979) havia estabelecido, pelo método K-Ar, idades Meso- a Neoproterozoicas para o embasamento atingido por esses poços. O novo estudo de Rapela et al. (2007), com o emprego da metodologia U-Pb SHRIMP, determinou idades Paleoproterozoicas coincidentes com as idades das unidades aflorantes na margem continental, de forma a serem todas incluídas dentro do cráton Rio de la Plata. Esse limite foi posteriormente revisto por Oyhantçabal et al.

(2011) através de estudos isotópicos e geofísicos. Foram determinados, a partir de idades-modelo Sm/Nd (TDM), dois eventos de crescimento crustal para o terreno Nico Pérez em oposição a um único evento no terreno Piedra Alta e no cinturão Tandilia. Além disso, idades de cristalização em zircões indicaram retrabalhamento tanto no Paleo- quanto no Meso- e Neoproterozoico no terreno Nico Pérez e no bloco Taquarembó, o que não ocorreu com o terreno Piedra Alta. Com isso, e a partir de uma análise dos dados gravimétricos na região, que mostram uma anomalia linear coincidente com a zona de cisalhamento de Sarandí del Yí, no limite entre os terrenos Piedra Alta (ao sul) e Nico Pérez (ao norte), os autores sugeriram que esse último, assim como o bloco Taquarembó, não fariam parte do cráton Rio de la Plata. Oriolo et al. (2016) por sua vez consideram o terreno Nico Pérez um terreno alóctone que só seria acrescido ao cráton Rio de la Plata no Neoproterozoico. Um resumo das diferentes propostas de distribuição desses terrenos e suas zonas de colagem é mostrado na Figura 2.4.

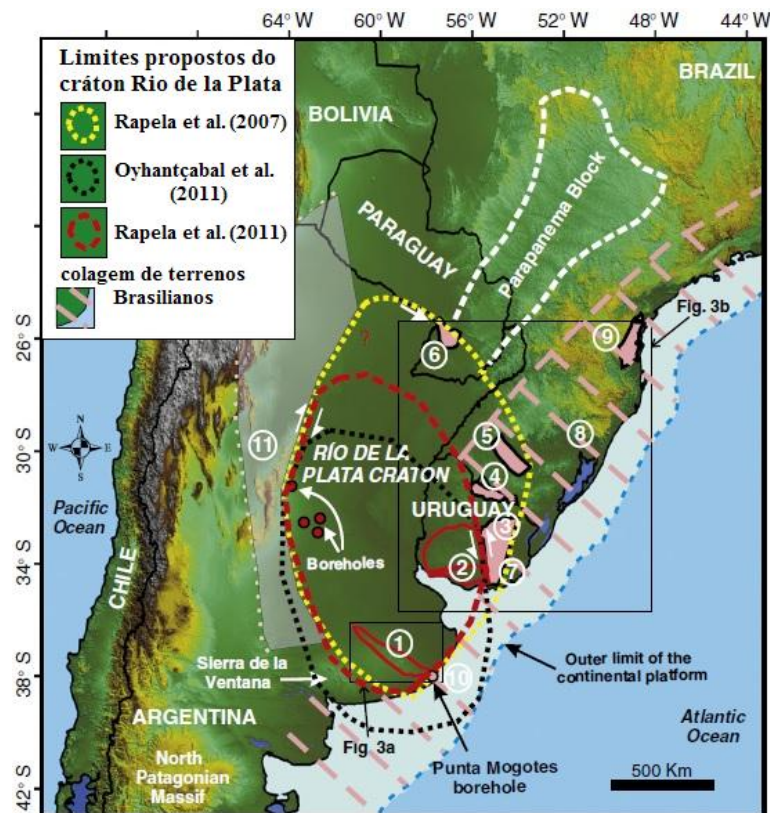


Figura 2.4 – Diferentes propostas para o limite do cráton Rio de la Plata, discutidas no texto. Em vermelho unidades Paleoproterozoicas (2,26-2,05 Ga) que não sofreram rejuvenescimento no Neoproterozoico. Em rosa, as unidades que passaram por processos de rejuvenescimento. A área (1) é o cinturão Tandilia, (2) o terreno Piedra Alta, (3) o terreno Nico Pérez, (4) o bloco Rivera, (5) o bloco Taquarembó e (11) o terreno Pampia. Os pontos vermelhos são os poços

analisados originalmente por Russo et al. (1979) e reanalisados por Rapela et al. (2007). Adaptada de Rapela et al. (2011).

O embasamento da Bacia do Chaco-Paraná também tem sido amplamente estudado com métodos geofísicos, principalmente o MT, como mostram os trabalhos de Favetto et al. (2008), Orozco et al. (2013), Peri et al. (2013), Favetto et al. (2015) e Peri et al. (2015). Esses trabalhos têm associado litosferas resistivas com o cráton Rio de la Plata. No entanto, ao final deste capítulo, a incorporação desses estudos MT com a análise do modelo gravimétrico que será apresentado, permitirá inferir outra distribuição de unidades tectônicas sob os sedimentos da Bacia do Chaco-Paraná. O alvo principal dos estudos MT citados acima tem sido a borda oeste do cráton, onde se dá o contato do cráton Rio de la Plata com o terreno Pampia. Como mostrado na Figura 2.4, o terreno Pampia se estende no sentido norte-sul desde a Patagônia, ao sul, até a orogenia Sunsás, ao norte, como proposto por Ramos et al. (2010). Os estudos MT citados anteriormente têm mostrado que essas unidades estariam separadas por um lineamento condutivo, interpretado por esses autores como sendo a continuação do Lineamento Transbrasiliano em território argentino.

2.1.2.3. O Lineamento Transbrasiliano

Inicialmente, o Lineamento Transbrasiliano havia sido proposto como uma megasutura formada pela convergência de dois grandes corpos, um contendo os crátons Amazônico e da África Ocidental, e outro contendo os crátons São Francisco-Congo-Kasai e Kalahari (Brito-Neves e Cordani, 1991). Atualmente, o lineamento então separaria o cráton Amazônico do São Francisco, cruzando o território brasileiro no sentido NE-SW. Posteriormente, Feng et al. (2004), usando tomografia sísmica, determinaram que o lineamento continuaria na direção sudoeste separando também o cráton Amazônico do bloco Paranapanema. Cordani et al. (2010) então trouxeram o traçado do lineamento mais próximo do Paraguai, cruzando parte do noroeste da Bacia do Paraná. Para esses autores, o Rio Apa apresentaria afinidades com todas as outras unidades que ficaram a noroeste do Lineamento Transbrasiliano, onde domínios Mesoproterozoicos são comuns, devendo, portanto, também separar o cráton Rio Apa do bloco Paranapanema. A possível continuação do Lineamento Transbrasiliano em território argentino, separando o terreno Pampia do cráton Rio de la Plata, aparece primeiramente em Rapela et al. (2008) e Ramos et al. (2010), e posteriormente passa a ser interpretado como a zona condutiva nas seções geolétricas obtidas em levantamentos MT (cf. Peri et al., 2013 e

as seções elétricas apresentadas no Capítulo 3).

2.1.2.4. O cráton Rio Apa

O cráton Rio Apa localiza-se no início do perfil C-C', a oeste da Bacia do Paraná. Dados geocronológicos de Cordani et al. (2010) determinaram idades Paleoproterozoicas entre 1,7 a 1,9 Ga usando datação por U-Pb em zircões. Também foram identificadas outras amostras mais jovens que estariam relacionadas a um rejuvenescimento causado pela orogenia Brasileira. Suas idades-modelo Sm/Nd (T_{DM}) estão entre 1,9 a 2,5 Ga (Paleoproterozoico a Arqueano). As estações do perfil C-C' fazem parte de um estudo MT conduzido por Padilha et al. (2015). A seção geoeletrica na parte do cráton é típica de litosfera cratônica, com crosta e manto superiores resistivos e crosta inferior moderadamente resistiva. Esse estudo será retomado posteriormente, em conjunto com os dados obtidos nesta tese, para a discussão conjunta dos dados (Capítulo 4).

2.2. Base de dados gravimétricos

Modelos gravimétricos globais de boa resolução começaram a ser disponíveis a partir do advento das missões gravimétricas por satélite, que permitiram pela primeira vez uma distribuição homogênea das medidas sobre a superfície terrestre, antes limitadas às campanhas terrestres e marinhas. A resolução e precisão desses modelos vem melhorando com o passar dos anos graças às novas missões gravimétricas por satélite. Entre as mais recentes podemos citar a missão CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*; Reigber et al. 2000), em 2000, em seguida a GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*; Tapley et al., 2004), em 2002, e por fim a GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*; ESA, 1999), em 2009. Outra importância dos modelos gravimétricos derivados de dados de satélites é a sua disponibilidade para a comunidade científica, uma vez que dados terrestres nem sempre são compartilhados entre nações e/ou instituições. Essas características tornam esses modelos essenciais para estudos tectônicos de escala litosférica. Um dos principais modelos em uso, o EGM08 (*Earth Gravitational Model*; Pavlis et al., 2008), une os dados do satélite GRACE (Tapley et al., 2004) com dados terrestres marinhos e continentais, atingindo uma resolução espacial máxima da ordem de 5 minutos de arco. O modelo, no entanto, apresenta problemas em áreas onde os dados terrestres não estavam disponíveis ou onde os dados utilizados não são confiáveis, como mostram os trabalhos de Bomfim et al. (2013) na região do cráton Amazônico e de Mariani (2011) na região da Bacia do Parecis.

Para o continente sul-americano, há também o modelo gravimétrico regional SAGM04 (*South American Gravity Model 2004*), que é ainda hoje o melhor resultado de uma integração de dados terrestres no continente. Os dados que o compõe foram compilados por Sá (2004), estão documentados e são facilmente acessíveis. Por essas razões, optamos por utilizar o SAGM04 em detrimento do EGM08. A resolução espacial do modelo também chega a 5 minutos de arco onde a densidade de dados terrestres é alta, como na Bacia do Paraná e Uruguai. Em áreas onde não havia dados terrestres disponíveis, como o norte do Paraguai, o SAGM04 se vale de dados dos modelos geopotenciais EGM96 (*Earth Gravitational Model 1996*; Lemoine et al., 1998) e GPM98C (*Gravitational Potential Model 1998 C*; Wenzel, 1998), com resoluções máximas, respectivamente, de 30' e 15'.

Na região da Bacia do Chaco-Paraná, dispúnhamos de dados terrestres do *Instituto Geográfico Nacional* (IGN) argentino, os quais foram obtidos através do projeto CAPES-MINCYT 243/13 uma colaboração entre a *Universidad Nacional de San Juan* (UNSJ) e o IAG-USP. A Figura 2.5a mostra os dados terrestres usados no SAGM04 em comparação com os dados do IGN. Nota-se que há uma grande equivalência entre os dois conjuntos de dados, com boa parte da região sendo amostrada igualmente, porém há algumas linhas nos dados do IGN que não aparecem na base de dados do SAGM04. Por outro lado, abaixo de 32° S, o SAGM04 tem uma cobertura muito maior no território argentino do que os dados do IGN. Apesar disso, como o estudo proposto nesta tese tem caráter regional e essa área se encontra mais ao sul da região de interesse, os dados do IGN foram priorizados na Bacia do Chaco-Paraná.

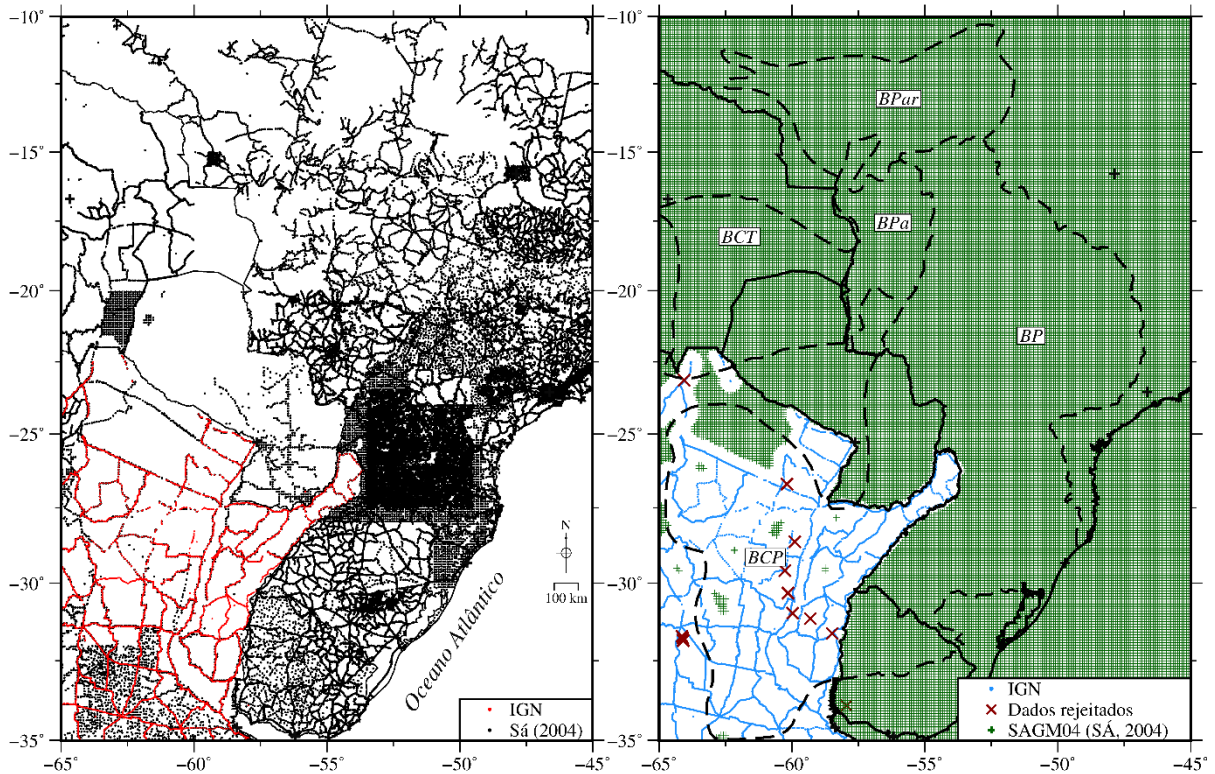


Figura 2.5 – (a) Distribuição de dados gravimétricos terrestres usados no SAGM04 (Sá, 2004) e disponibilizados pelo IGN, na Argentina. (b) Base de dados gravimétrica que será usada nesta tese, composta pelos dados terrestres do IGN, excetuando-se aqueles que foram rejeitados, e pelo SAGM04 (ver texto para detalhes).

O conjunto de dados do IGN é composto por 7509 medidas de aceleração da gravidade e altitude no norte da Argentina. Um primeiro passo tomado com esse conjunto de dados foi a remoção da gravidade teórica para cada estação usando a fórmula de Somigliana (cf. Hinze et al., 2005), por meio da qual se determina o valor da gravidade normal para um ponto qualquer na superfície de um elipsoide. O elipsoide de referência utilizado no cálculo foi o GRS80 (*Geodetic Reference System* 1980; Moritz, 1980). Em seguida, os valores de altitude foram utilizados para fazer a correção ar-livre e Bouguer dos dados, considerando a topografia (crosta superior) com densidade de 2670 kg/m^3 .

O passo seguinte foi integrar os dados terrestres do IGN com os dados do modelo SAGM04. Para referenciar todos os dados a um mesmo sistema de referência gravimétrico e analisar sua qualidade, foi utilizado um modelo gravimétrico composto unicamente por dados de satélite, derivado da missão GOCE, o GO_CONS_CGF_2_DIR_R5 (Bruinsma et al., 2013), doravante abreviado por DIR_r5. Esse modelo, além dos dados mais recentes coletados

pelo GOCE durante quatro anos, entre 11/2009 e 10/2013, também incorpora dados de outros satélites que estiveram em órbita por mais tempo, como o GRACE (Tapley et al., 2004), entre 2003 e 2012, e o LAGEOS 1/2, entre 1985 e 2010, para resolver as ordens mais baixas do campo potencial. O modelo DIR_r5 é desenvolvido até o grau e ordem 300, o que corresponde a uma resolução lateral de aproximadamente 65 km, e está disponível ao público através do sítio do *International Centre for Global Earth Models* (ICGEM, 2018).

A Figura 2.6a mostra a distribuição das diferenças entre os valores de aceleração da gravidade dos dados do IGN daqueles do modelo DIR_r5 em um histograma residual. O valor médio (μ) da Gaussiana é de 13,20 mGal, enquanto que a média da diferença para os dados terrestres brasileiros é de 0,16 (Fig. 2.6b). Esperar-se-ia, naturalmente, que a média dos resíduos dos dados do IGN fosse em torno de zero, como é o caso dos dados terrestres brasileiros. Essa diferença é explicada pelo fato de que os dados brasileiros, assim como os dados do modelo DIR_r5, estão referidos amarrados à *International Gravity Standardization Net* (IGSN71; Morelli, 1972), enquanto que os dados do IGN estão amarrados ao *datum* local de Miguelete, o que requer uma correção de -14,97 mGal para amarrá-lo ao IGSN71 (Introcaso, 1997).

Com os dados amarrados ao IGSN71, foi efetuado um segundo passo para a remoção de eventuais dados espúrios. Para isso, cada dado terrestre (estação de referência) foi comparado com o valor médio dos sete dados mais próximos. Esses valores foram subtraídos e, sempre que uma diferença maior do que $2,5\sigma$ foi obtida (sendo σ o desvio padrão do histograma residual 3.2a), a estação de referência era removida. Com isso, das 7509 estações do conjunto de dados do IGN, 40 estações foram removidas. O histograma residual final é mostrado na Figura 2.6c, e os dados que foram removidos são mostrados na Figura 2.5b. Interpolando os resultados antes e depois desta operação (Fig. 2.7), anomalias pontuais que apareciam foram eliminadas, confirmando que os dados menos consistentes foram de fato removidos.

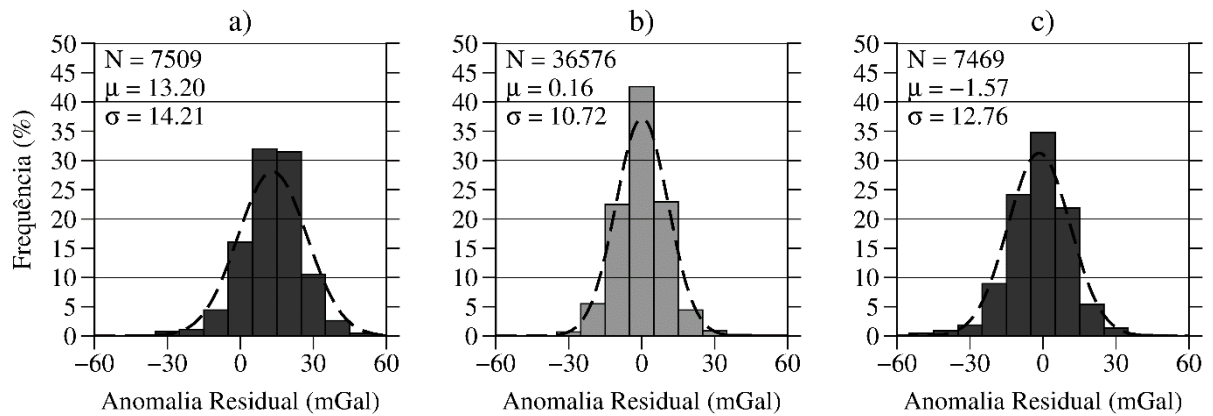


Figura 2.6 – Histogramas residuais das diferenças entre os dados terrestres e o modelo de satélite DIR_r5. (a) Dados do IGN, sem tratamento; (b) Dados do SAGM04; (c) Dados do IGN amarrados ao IGSN71 e após remoção dos dados espúrios. N é número total de estações, μ o valor médio da distribuição e σ o desvio padrão.

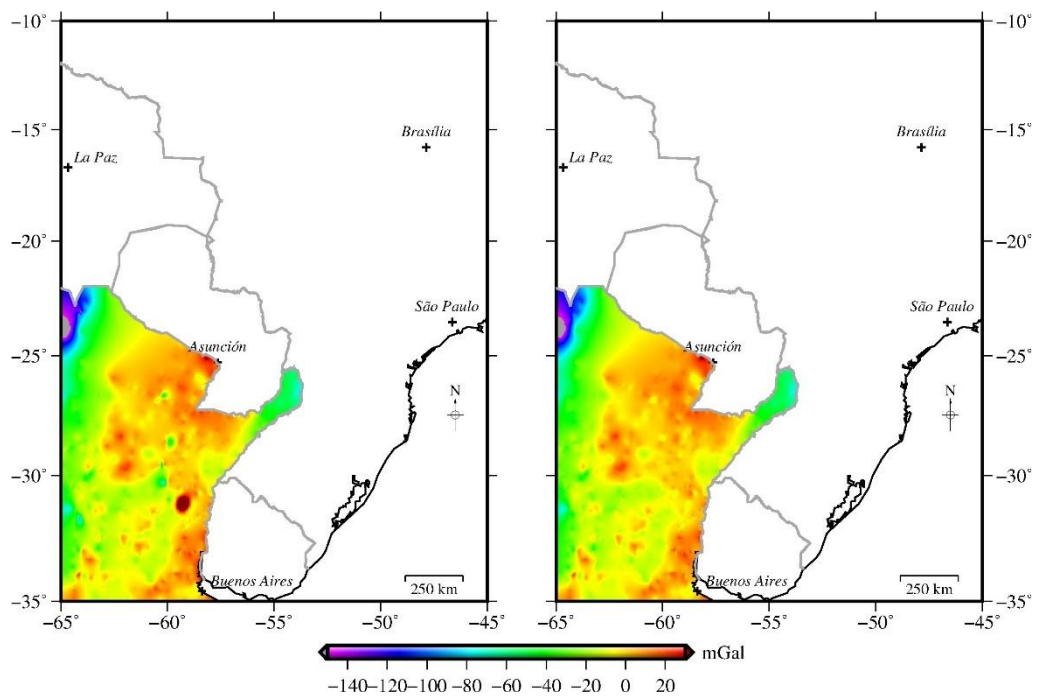


Figura 2.7 – (a) Interpolação dos dados do IGN brutos; (b) Interpolação dos dados do IGN após remoção das estações rejeitadas indicadas na Figura 2.5b (detalhes no texto).

O modelo gravimétrico final foi elaborado pela composição entre os dados do IGN após as operações acima descritas e pelo SAGM04. O SAGM04 foi utilizado integralmente em todos os países, exceto na Argentina, onde foram priorizados os dados do IGN. O SAGM04 também foi utilizado na Argentina em regiões onde não havia dados terrestres a

partir de um raio de 50 km, mantendo a resolução mínima do SAGM04, de 30 minutos de arco. A distribuição final dos dados é mostrada na Figura 2.5b. Esse conjunto foi então interpolado usando o método de mínima curvatura (splines com tensão) em rotina desenvolvida por Smith e Wessel (1990), e o resultado é mostrado na Figura 2.8.

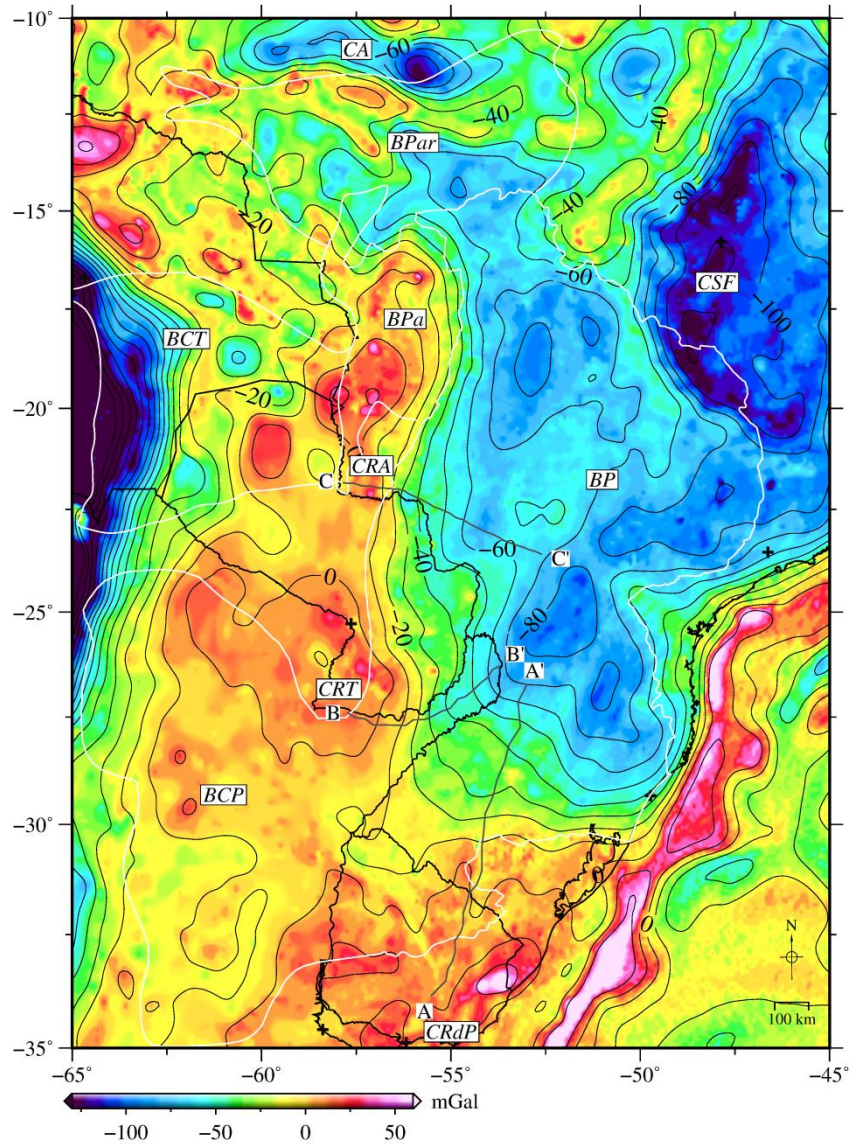


Figura 2.8 – Anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano derivadas do modelo composto pela junção entre os dados do SAGM04 (Sá, 2004) e do IGN. A escala de cores representa as anomalias no geóide, enquanto que as linhas de contorno representam o dado continuado à altura de 30 km, em intervalos de 10 mGal. Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; CSF – cráton São Francisco; CA – cráton Amazônico. As siglas BCP, BP, BCT, BPa e BPar correspondem às bacias sedimentares como na Figura 1.1. As linhas cinzas são os perfis MT.

2.3. Variações na espessura crustal e seu efeito gravimétrico

Uma melhor compreensão dos processos tectônicos que formaram e preservam os continentes depende do conhecimento da distribuição da espessura crustal dentro deles, uma vez que a variação da espessura está ligada ao grau de compensação isostática e distribuição de esforços, além de servir como correção a estudos do manto superior (Assumpção et al., 2013). A variação da espessura crustal, junto a dados de velocidade de propagação das ondas sísmicas na crosta, pode auxiliar no delineamento de províncias geológicas (Chulick et al., 2013). Não obstante a sua importância, a estrutura litosférica do continente Sul-Americano continua sendo uma das menos estudadas e conhecidas, um problema decorrente da falta de perfis sísmicos de refração profunda e pela baixa densidade e distribuição heterogênea das estações sismológicas (Feng et al., 2004).

Na área de estudo, a região da Bacia do Paraná é aquela com melhor cobertura de estações sismológicas, como mostra o estudo recente de Assumpção et al. (2013). Os autores compilaram dados de espessura crustal provenientes de linhas sísmicas de refração ou reflexão bem como estimativas da profundidade da Moho usando a técnica da função do receptor a partir de registro das ondas sísmicas em estações sismológicas temporárias (pontos na Fig. 2.9a). Apesar de a região da Bacia do Chaco-Paraná ainda ser deficitária nesse tipo de dado, essa é uma realidade que deve mudar em breve, com esforços recentes de colaboração entre diversas universidades sul-americanas na colocação de estações sismológicas onde dados são inexistentes. Por ora, para contornar essa questão, a espessura crustal nas áreas sem dados foram estimadas pela compensação local (Airy) da topografia, valendo-se dos valores globais de 35 km para a interface crosta-manto e contraste de densidade de 400 kg/m^3 entre a crosta inferior e o manto superior. Esse valor de 400 kg/m^3 é intermediário entre os valores de 280 kg/m^3 (Martinec, 1994) e de 480 kg/m^3 , adotado no *Preliminary Reference Earth Model* (PREM; Dziewonski e Anderson, 1981), e também está de acordo com a diferença entre uma crosta inferior de 2900 kg/m^3 e um manto litosférico subcontinental Arqueano de densidade $3310 \pm 16 \text{ kg/m}^3$, determinada por Poudjom-Djomani et al. (2001).

O modelo crustal obtido ficou dentro da incerteza estimada (± 2 a ± 4 km) se comparado com estimativas obtidas pelo estudo sismológico de Assumpção et al. (2013). De modo geral, uma crosta mais fina (28-35 km) é observada na região da Bacia do Chaco-Paraná e do Pantanal, enquanto que uma mais espessa (38-46 km) é observada na Bacia do Paraná.

A distribuição de espessura crustal pode ser a principal causa da variação de ~70 mGal nas anomalias Bouguer observadas entre as duas litosferas separadas pelo gradiente gravimétrico. Para avaliar isso quantitativamente, o efeito gravimétrico da variação na espessura crustal foi calculado usando o algoritmo de Nagy et al. (2000), onde a espessura crustal é parametrizada em prismas retangulares de altura variável. A rotina computacional foi implementada por Chaves (2010), onde é possível encontrar uma descrição detalhada da técnica e sua aplicação. De modo geral, cada prisma é descrito pelas suas dimensões horizontais, pela posição de seu topo e base referente à superfície de cálculo e pela sua densidade. As dimensões horizontais de cada prisma estão ligadas à resolução do mapa. Como a densidade de dados é pequena, partimos de uma resolução de 10 minutos de arco, que equivale a aproximadamente 18,5 km. Com relação à base e ao topo dos prismas, como queremos avaliar o efeito gravimétrico da variação da espessura crustal, o valor médio de 35 km foi considerado como topo dos prismas onde a crosta era mais espessa do que 35 km (regiões continentais), com suas bases variando conforme os valores de espessura crustal observados, e o oposto foi feito onde a crosta era mais fina do que 35 km (regiões oceânicas), com a base em 35 km e o topo variando. A densidade de cada prisma foi de -400 kg/m^3 no primeiro caso (onde “a crosta ocupa o lugar do manto”) e de $+400 \text{ kg/m}^3$ no outro (onde “o manto ocupa o lugar da crosta”), mantendo o contraste de 400 kg/m^3 entre crosta e manto usado no cálculo da isostasia. Na rotina computacional o efeito gravimétrico é calculado para cada prisma individualmente e então os efeitos individuais são somados. O resultado é exibido na Figura 2.9b. Essa análise inicial mostra que o gradiente gravimétrico que separa a Bacia do Paraná das Bacias do Chaco-Paraná e do Pantanal deve-se em boa parte a uma descontinuidade crustal e litosférica.

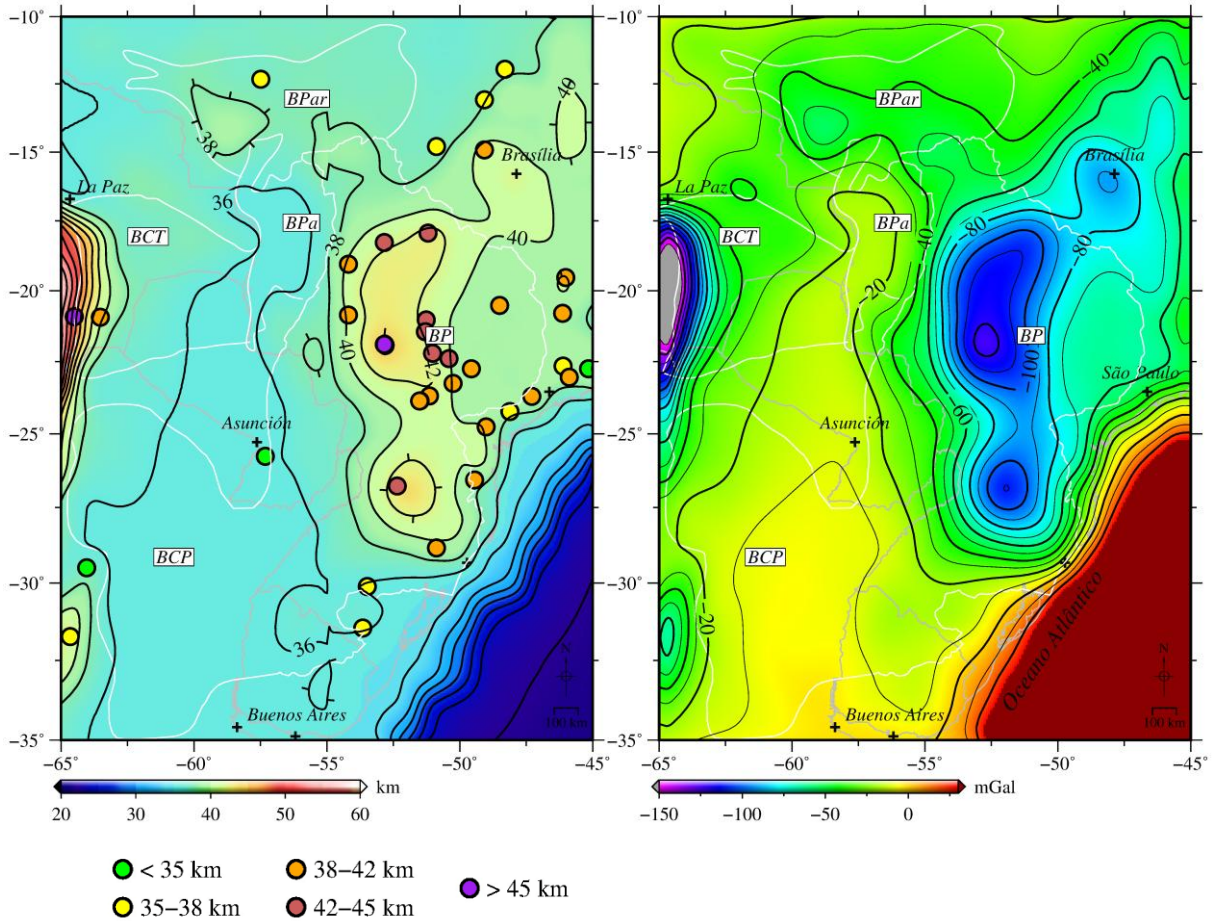


Figura 2.9 – (a) Mapa de espessura crustal obtido pelos dados sismológicos compilados por Assumpção et al. (2013), mostrados nos círculos coloridos, e equilíbrio isostático nas demais áreas. O intervalo das linhas de contorno é de 2 km. (b) Efeito gravimétrico devido à variação na espessura crustal. O intervalo das linhas de contorno é de 10 mGal.

2.4. Efeito gravimétrico devido à espessura de sedimentos e basaltos

O mesmo procedimento de parametrização em prismas e cálculo direto do efeito gravimétrico foi feito para as isópacas dos sedimentos e basaltos mostrados na Figura 2.2. A resolução dos mapas digitalizados foi de 5 minutos de arco, equivalente a aproximadamente 9,25 km. Esse valor foi então adotado como a dimensão lateral dos prismas. O topo dos prismas foi considerado zero, ou seja, na superfície, e a base variável de acordo com a espessura observada. Dois contrastes de densidade entre as rochas sedimentares e a crosta, de -50 kg/m^3 e -100 kg/m^3 , e um contraste de 180 kg/m^3 entre os basaltos e a crosta, foram usados no cálculo, e os resultados podem ser vistos nas Figura 2.10. Os contrastes de

densidade usados para os pacotes sedimentares foram estimados a partir de um perfil sônico realizado em um poço profundo na Bacia do Paraná (Molina et al., 1989), enquanto que para o pacote basáltico foi utilizada a diferença entre a densidade média da Formação Serra Geral determinada por Marques et al. (1989), de 2850 kg/m³, e a densidade média da crosta superior, de 2670 kg/m³. Como mostra a Figura 2.10, a amplitude do efeito gravimétrico devido às rochas sedimentares e vulcânicas nas Bacias do Paraná e Chaco-Paraná variam entre -5 e -20 mGal. Anomalias positivas de aproximadamente 5 mGal observadas na borda leste da Bacia do Paraná estão associadas a um pacote basáltico mais espesso sobre uma camada sedimentar mais fina.

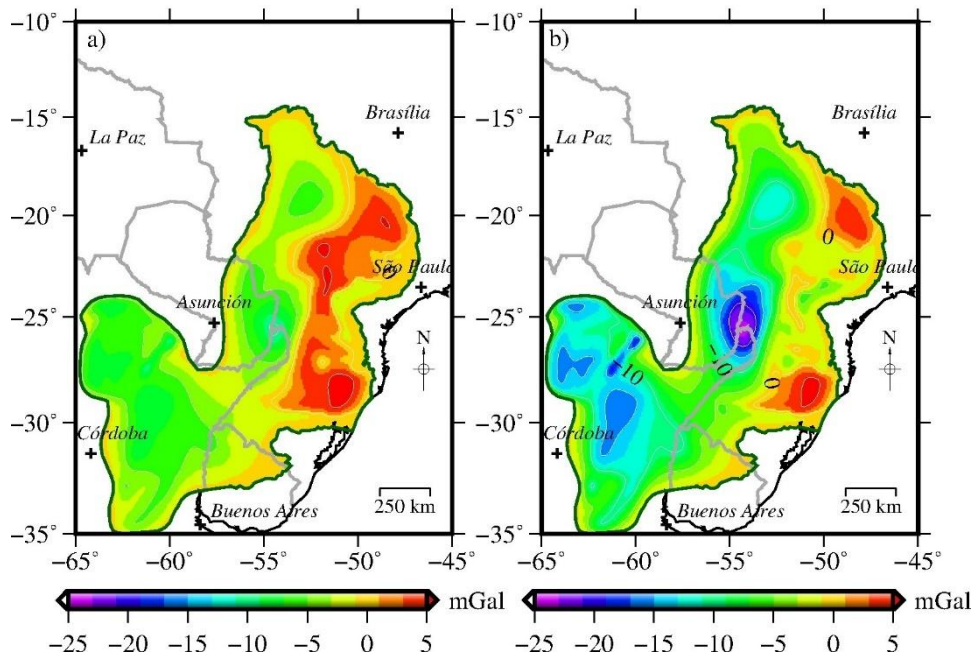


Figura 2.10 – Efeito gravimétrico total devido a sedimentos e basaltos nas Bacias do Paraná e Chaco-Paraná, usando contraste de densidade entre basaltos e crosta de 180 kg/m³ e entre rochas sedimentares e crosta de (a) -50 kg/m³ e (b) -100 kg/m³.

A Figura 2.11 mostra os mapas gravimétricos obtidos após a remoção dos efeitos das rochas sedimentares e basálticas (Figura 2.10). Ambos os resultados são válidos como mapas gravimétricos residuais devido às incertezas nas densidades médias adotadas para a crosta superior e para as rochas sedimentares e basálticas, bem como para a espessura total de cada unidade litológica. Apesar de uma pequena variação na amplitude das anomalias no interior das bacias onde a redução foi feita, os efeitos gravimétricos regionais permanecem os mesmos

tanto entre eles quanto em comparação com o modelo original apresentado na Figura 2.8.

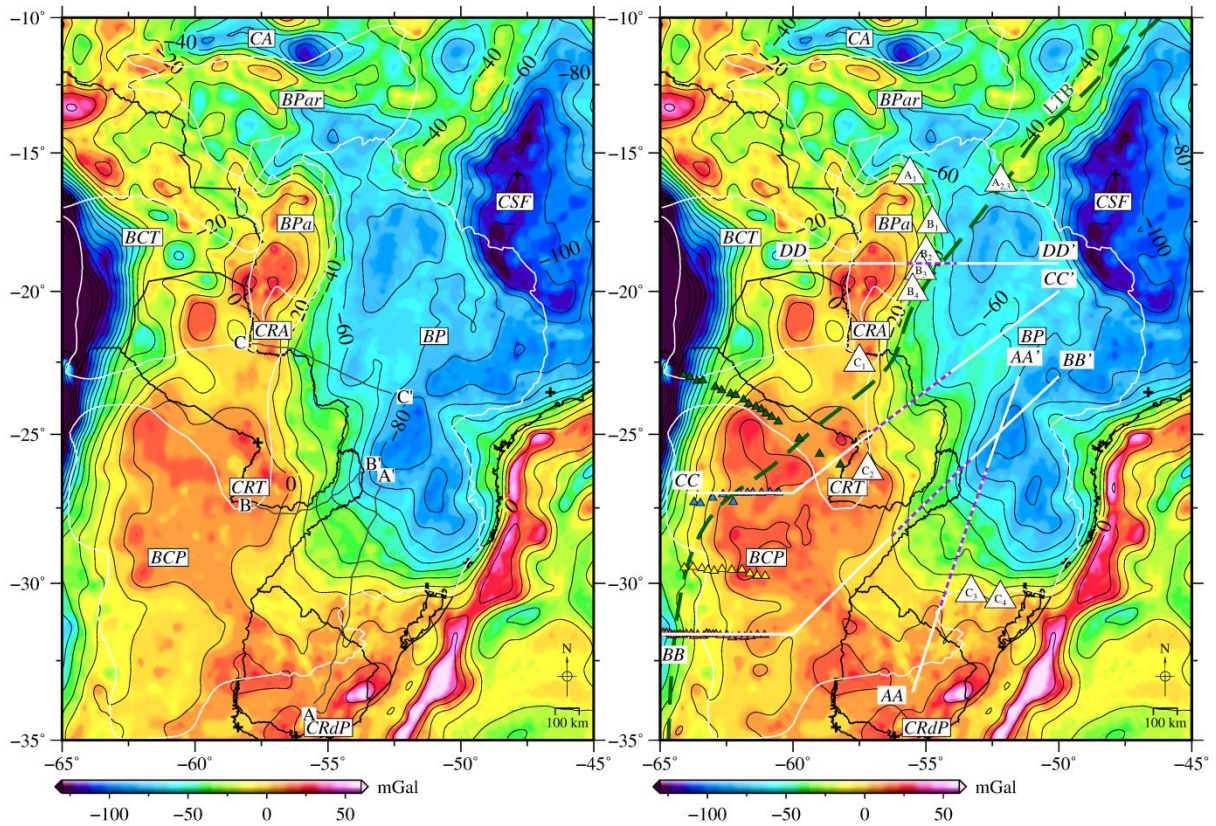


Figura 2.11 – Mapas Bouguer residuais após remoção dos efeitos gravimétricos de sedimentos e basaltos usando contraste de densidade para os sedimentos de (a) -50 kg/m^3 e (b) -100 kg/m^3 . Em (b), os triângulos coloridos na Argentina correspondem aos perfis MT dos seguintes trabalhos: estações verdes, Favetto et al. (2015); estações azuis, Peri et al. (2013); estações amarelas, Peri et al. (2015); estações laranjas, Favetto et al. (2008) e Orozco et al. (2013). A linha tracejada verde é o Lineamento Transbrasiliiano, adaptado de Ramos et al. (2010) e Daly et al. (2014). Os triângulos brancos são os granitos mais próximos do gradiente e serão discutidos na próxima seção junto com os perfis AA-AA', BB-BB', CC-CC' e DD-DD' (linhas brancas; o tracejado roxo sobreposto corresponde à região do gradiente).

2.5. Modelagem direta bidimensional dos dados gravimétricos

Para melhor analisar os resultados obtidos na seção anterior, quatro perfis foram projetados sobre o mapa gravimétrico residual apresentado na Figura 2.12b, denominados AA-AA', BB-BB', CC-CC' e DD-DD'. Ao longo desses perfis foram obtidos modelos crustais de densidade por meio de modelagem direta baseada no algoritmo de Talwani et al. (1959),

que calcula o efeito gravimétrico de corpos poligonais bidimensionais arbitrários. Os dados de espessura crustal apresentados anteriormente (Fig. 2.9a) e a topografia (Fig. 1.1) foram utilizados como ponto de partida para a modelagem. Assim, o modelo inicial consistiu de um único polígono com o topo e a base definidos pela topografia e pela profundidade da Moho. Esse polígono em seguida foi subdividido em seções laterais às quais foram aplicadas pequenas variações no contraste de densidade até que a anomalia calculada fosse ajustada às anomalias residuais de longo comprimento de onda observadas. As densidades padrão adotadas para a crosta são aquelas definidas no modelo IASP91 (Kennet, 1991): 2670 kg/m³ para a crosta superior, da superfície até 20 km de profundidade, e 2900 kg/m³ para a crosta inferior, de 20 a 35 km de profundidade. A densidade considerada para o manto subcontinental, de 3310 kg/m³, baseia-se em estimativas de Poudjom-Djomani et al. (2001).

Os perfis gravimétricos resultantes são mostrados nas Figuras 2.12 a 2.15. Outras informações presentes nessas figuras são as seções geolétricas dos perfis MT coincidentes com os perfis gravimétricos BB-BB' e CC-CC', e a projeção da posição de corpos graníticos próximos do gradiente gravimétrico. Os corpos graníticos são identificados na Figura 2.11b por letras e números, e a Tabela 2.1 mostra as idades obtidas para eles, o método de datação utilizado e os trabalhos onde essas informações foram publicadas.

Tabela 2.1 – Granitos Neoproterozoicos/Cambrianos que ocorrem próximos ao gradiente gravimétrico mostrado na Figura 2.11b.

ID.	Nome	Idade (Ma)	Método	Referência
A1	São Vicente	504±8,9	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
A2	Lajinha	505.4±4.1	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
A3	Araguaiana	509.4±2.2	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
B1	Sonora	548±5.9	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
B2	Coxim	540±3.6	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
B3	Rio Negro	547±4.9	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
B4	Taboco	540±4.7	U-Pb	Godoy <i>et al.</i> , 2010
C1	San Ramon Suite	532±6	Indet.	Wiens, 1986
C2	Caapucú Suite	531±5	Rb-Sr	Cubas <i>et al.</i> , 1998
C3	Caçapava do Sul	552±4	Rb-Sr	Sartori e Kawashita, 1985
C4	Dom Feliciano Suite	570-550	Rb-Sr	Phillip e Machado, 2005

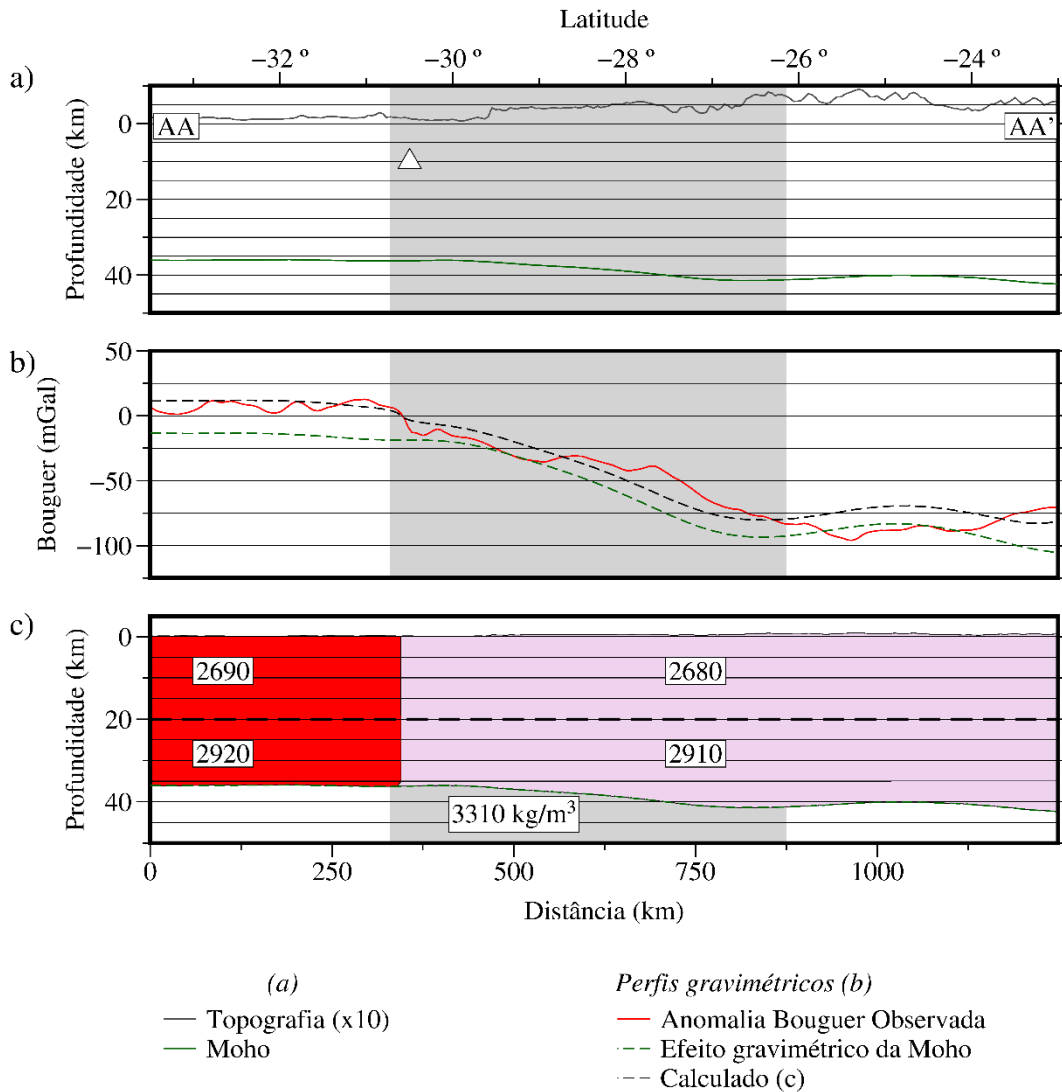


Figura 2.12 – Perfil gravimétrico AA-AA' após a remoção dos efeitos gravimétricos das rochas sedimentares e basálticas (Fig. 2.11b). A região cinza é a região do gradiente gravimétrico e o triângulo branco é o granito mais próximo a ela. (a) Topografia e profundidade da Moho (como mostrado na Fig. 2.9a); (b) perfis gravimétricos observado e calculado juntamente com o efeito gravimétrico da Moho; (c) modelo de densidade 2-D da crosta. O mesmo contraste de densidade foi adotado para as crostas superior e inferior, os valores mostrados são absolutos e estão em kg/m^3 .

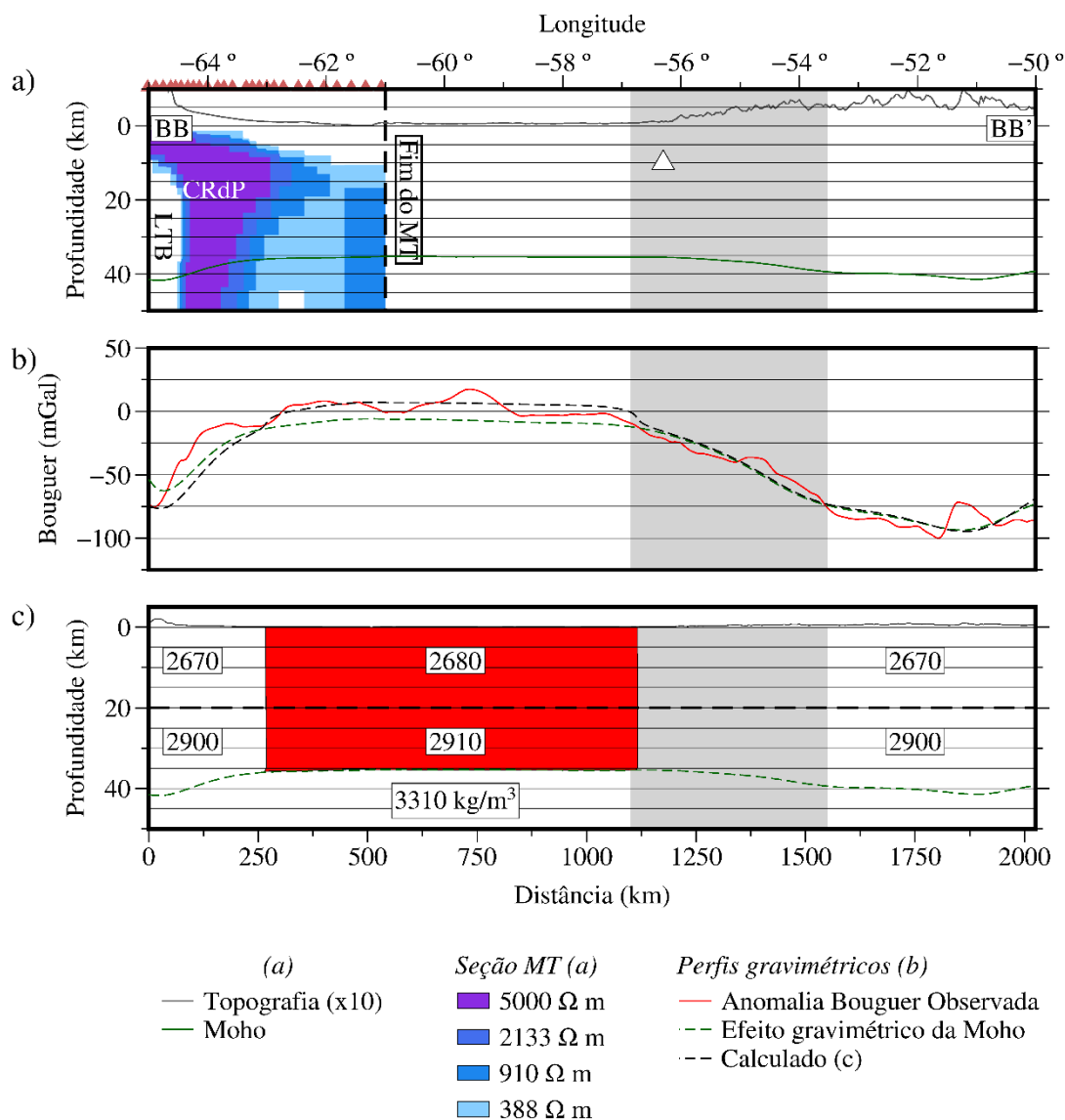


Figura 2.13 – Perfil gravimétrico BB-BB'. (a) Seção geolétrica do perfil MT de Favetto et al. (2008) e Orozco et al. (2013), adaptada de Peri et al. (2013). CRdP – cráton Rio de la Plata; LTB – Lineamento Transbrasiliiano. Para mais detalhes, ver legenda da Figura 2.12.

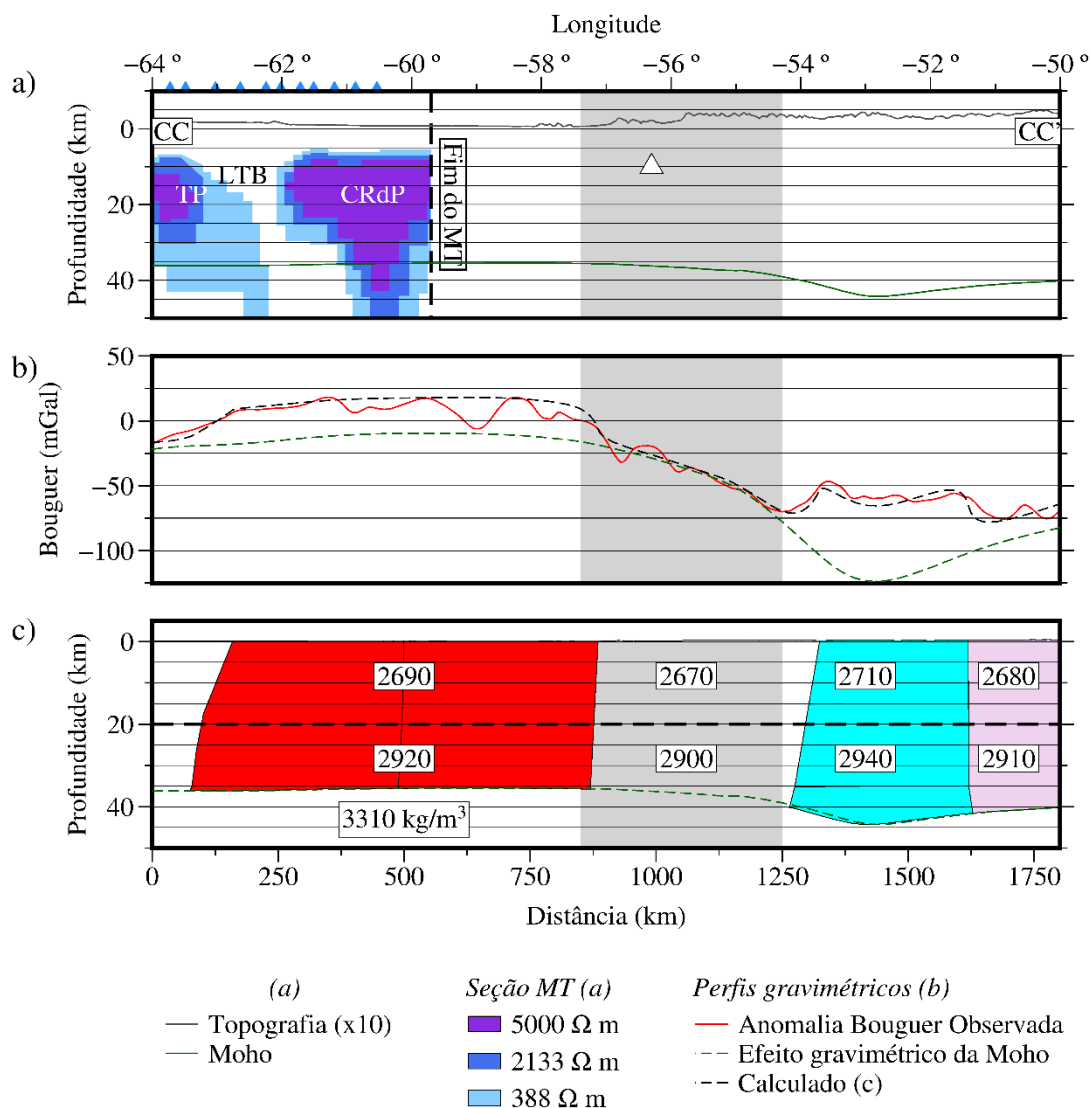


Figura 2.14 – Perfil gravimétrico CC-CC'. (a) Seção geolétrica do perfil MT de Peri et al. (2013). TP – Terreno Pampia; CRdP – cráton Rio de la Plata; LTB – Lineamento Transbrasiliiano.

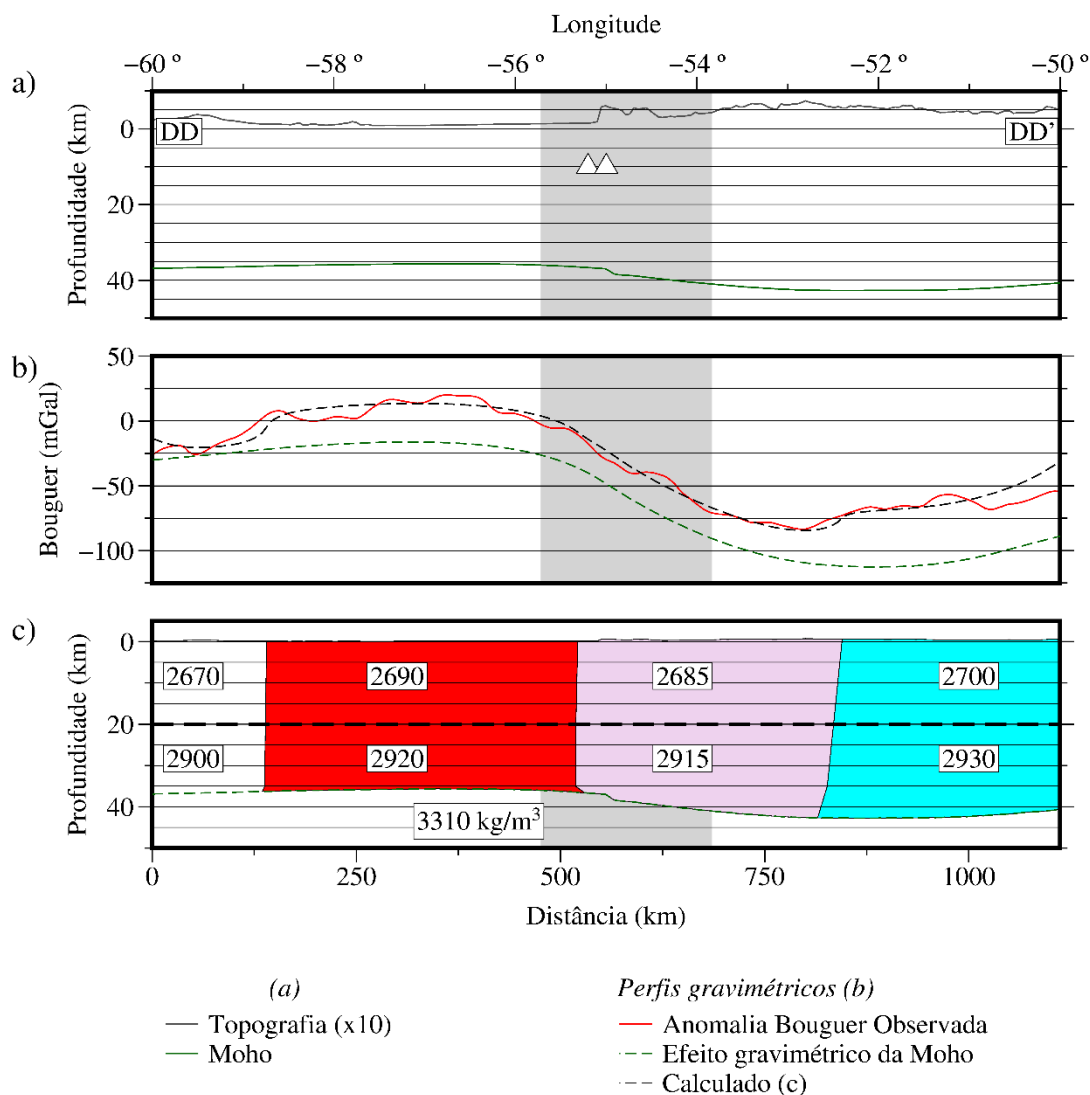


Figura 2.15 – Perfil gravimétrico DD-DD'.

2.6. Discussão dos resultados

2.6.1. Observações acerca dos mapas gravimétricos

O mapa gravimétrico apresentado na Figura 2.8 mostra uma clara separação entre os domínios gravimétricos da Bacia do Paraná, onde predominam anomalias negativas, e das regiões adjacentes a ela a sul e oeste, onde predominam anomalias positivas. De maneira geral, o mapa gravimétrico, em sua porção continental, pode ser subdividido em quatro províncias, de oeste para leste: (i) ao longo dos Andes há anomalias Bouguer negativas, menores que -80 mGal; (ii) entre os Andes e a planície de deposição quaternária, há um gradiente gravimétrico de 0,35 mGal/km associado com as bacias sub andinas e os terrenos ali presentes; (iii) nas áreas das Bacias do Chaco-Paraná e Pantanal e nas áreas de exposição dos

crátons Rio Apa e Rio de la Plata, há a predominância de anomalias Bouguer positivas (-10 a 20 mGal); (iv) na Bacia do Paraná, bem como no sul do cráton Amazônico e no cráton do São Francisco, predominam anomalias negativas entre -120 e -40 mGal. Corrigir os efeitos de sedimentos e basaltos nas Bacias do Chaco-Paraná e Paraná (Fig 2.11) não causou mudança no gradiente gravimétrico, o qual deve, portanto, ser associado a propriedades físicas da crosta ou da litosfera, como já indicava o modelo de espessura crustal (Fig. 2.9).

O destaque neste trabalho está nos domínios (iii) e (iv), na área das Bacias do Chaco-Paraná e Paraná, respectivamente, e no gradiente gravimétrico que separa esses dois domínios. O gradiente constitui uma feição linear de direção norte-sul, começando no paralelo 15°S, abaixo do cráton Amazônico e à leste da Bacia do Pantanal, e se estendendo em direção ao sul ao longo do meridiano 55°W até o paralelo 30°S, onde diverge para leste em direção ao sinclinal de Torres, terminando na margem continental entre as Bacias de Santos e Pelotas. O gradiente é mais abrupto entre as Bacias do Pantanal e do Paraná (0,36 mGal/km) e mais suave no sudoeste e sul (respectivamente 0,13 e 0,24 mGal/km). Não apenas a amplitude do sinal, mas também o formato das anomalias muda entre os dois domínios gravimétricos separados pelo gradiente. A oeste, nas Bacias do Pantanal e Chaco-Paraná, altos gravimétricos circulares são predominantes. Já na Bacia do Paraná um alto gravimétrico de sentido NE-SW, coincidente com o eixo do Rio Paraná, separa dois subdomínios com anomalias pequenas e negativas de formato variável.

2.6.2. Observações acerca dos modelos gravimétricos

De maneira geral, os bons ajustes obtidos entre os dados calculados e os observados nos quatro modelos apresentados reforçam o que já havia sido notado no modelo de espessura crustal da Figura 2.9a, isto é, uma crosta mais fina prevalecendo a oeste do gradiente gravimétrico e uma crosta mais espessa a leste. Pequenas variações de densidade precisaram ser impostas aos modelos para melhorar o ajuste, mas o resultado foi sistemático entre os quatro modelos. A oeste da sutura a crosta é mais densa do que a leste, exceto nas regiões de alto gravimétrico localizadas dentro da Bacia do Paraná, as quais são correlacionadas ao magmatismo Serra Geral. Esse aumento na densidade a oeste do gradiente pode estar ligado a diferenças composicionais, porém há que se ter cautela devido às incertezas associadas às distribuições de sedimentos e à ausência de controle sobre os basaltos na região.

O perfil AA-AA' mostra essa tendência geral dos modelos. O perfil parte da área exposta do cráton Rio de la Plata, onde uma crosta mais fina associada com um alto

gravimétrico permanece até a latitude de 31°S. Essa região foi modelada com um aumento na densidade crustal de +20 kg/m³. Dali em diante há o gradiente gravimétrico associado ao espessamento crustal em direção à Bacia do Paraná, sendo que toda a região foi modelada com um aumento de densidade de +10 kg/m³.

O perfil BB-BB' coincide no início com um levantamento MT realizado por Favetto et al. (2008) e Orozco et al. (2013), e é apresentado aqui conforme interpretação de Peri et al. (2013), que relaciona a unidade resistiva no começo do perfil ao cráton Rio de la Plata, sendo separado do Terreno Pampia a oeste (não mostrado) pelo Lineamento Transbrasiliano. A região do cráton é de transição entre uma crosta mais espessa, associada aos Andes, a outra rasa a partir da longitude 63°W. Essa região foi modelada com um aumento de densidade de +10 kg/m³ até o início do gradiente gravimétrico associado ao espessamento da crosta em direção à Bacia do Paraná.

O perfil CC-CC' começa a oeste em um alto gravimétrico circular na porção norte da Bacia do Chaco-Paraná, onde coincide com o trabalho MT de Peri et al. (2013). A seção elétrica mostra o terreno Pampia e o cráton Rio de la Plata separados pelo Lineamento Transbrasiliano, sendo continuação ao norte do que foi observado no perfil anterior. A região do cráton Rio de la Plata foi modelada com um aumento de densidade de +20 kg/m³ até o início do gradiente. A região do alto gravimétrico dentro da Bacia do Paraná foi modelada com um aumento de densidade de +40 kg/m³ na parte onde é mais intenso, entre as longitudes 54°W e 51°W, e +10 kg/m³ no restante. Esse aumento da densidade dentro da Bacia do Paraná pode estar relacionado à colocação de material mais denso na crosta durante o vulcanismo Serra Geral. Mariani et al. (2013) modelaram essa acreção de maneira restrita à crosta inferior, em um processo conhecido como *underplating*, onde basaltos são intrudidos como *sills* e adicionados à base da crosta. Com isso, os autores obtiveram um aumento de densidade de 210 kg/m³ restrito a 10 km na base da crosta. O modelo aqui apresentado, por outro lado, mostra uma outra possibilidade na qual ocorreria um aumento de densidade na crosta toda. Essa proposta é baseada no trabalho MT e de sondagem geomagnética profunda (GDS) de Padilha et al. (2015) na Bacia do Paraná, que detectou uma diminuição geral na resistividade da crosta e manto superior na região. Ambos os modelos preveem a intrusão de diques máficos na crosta da bacia durante o derrame Serra Geral, além da adição de magma na base da crosta, espessando-a.

O perfil DD-DD' se assemelha ao CC-CC', tendo que ser explicado por um aumento de densidade não apenas a oeste do gradiente, na região do cráton Rio Apa, mas também a leste,

na Bacia do Paraná, provavelmente também relacionado ao magmatismo.

2.6.3. O gradiente gravimétrico: uma sutura revelada

Como apontado anteriormente pelos dados gravimétricos e modelagens gravimétricas e pelos dados sísmológicos, o gradiente gravimétrico separa domínios crustais e litosféricos distintos entre si. As anomalias gravimétricas residuais positivas a oeste do gradiente estão localizadas em uma área cuja espessura crustal é menor do que 35 km (Fig. 2.9a). Os modelos gravimétricos (Figs. 2.12 a 2.15) também mostram um aumento de densidade entre 10 e 20 kg/m³ para toda a crosta da região da Bacia do Chaco-Paraná. Por outro lado, as mesmas figuras mostram que a crosta da Bacia do Paraná é mais espessa do que 42 km, e sua densidade é normal exceto por áreas afetadas pelo vulcanismo Serra Geral. Modelos de velocidade de propagação de ondas S mostram que a área a oeste do gradiente gravimétrico é caracterizada por anomalias de baixa velocidade, em oposição às anomalias de alta velocidade observadas a oeste, na crosta da Bacia do Paraná (cf. Snoke e James, 1997; Feng et al., 2007; Schaeffer e Lebedev, 2013; Rosa et al., 2016). Essas anomalias na distribuição de velocidades nos dois lados da sutura vão desde 50 km de profundidade até 200 km, na base da litosfera. Essa variação lateral de propriedades sísmicas pode ser devida tanto a composições distintas como a condições térmicas.

O mapa topográfico (Fig. 1.1) e o geológico (Fig. 2.1) mostram que a área a oeste do gradiente está coberta por uma sedimentação quaternária relacionada à tectônica andina em uma planície a não mais de 100 m de altitude e marcada por poucos eventos tectônicos que expuseram seu embasamento (Russo et al., 1986; Pezzi e Mozetic, 1989). Essa região contrasta com a área mais elevada e acidentada da Bacia do Paraná, onde a sedimentação quaternária não ocorre e estão expostas as camadas das principais formações que compõem a bacia. Essas observações geomorfológicas e geológicas são evidências de que esses segmentos crustais tiveram uma evolução tectônica distinta, apesar do período de sincronismo no Neopaleozoico, como detalhado na seção 2.1. O magmatismo Serra Geral teria atuado principalmente na Bacia do Paraná, que por compensação isostática foi elevada e se distinguiu da Bacia do Chaco-Paraná no seu caminho evolutivo desde então. Essa diferenciação está intimamente ligada às propriedades físicas das litosferas da Bacia do Chaco-Paraná e do Pantanal, a oeste do gradiente gravimétrico, e da Bacia do Paraná, a leste.

Desta maneira, o gradiente gravimétrico pode ser entendido como a região ao longo da qual as litosferas cratônicas a oeste se amalgamaram à litosfera da Bacia do Paraná, passando

a ser chamado de Zona de Sutura/cisalhamento do Oeste do Paraná, devido à sua posição relativa à bacia. Geologicamente, a Zona de Sutura do Oeste do Paraná é marcada pela presença dos granitos Eocambrianos mostrados na Figura 2.11b e descritos na Tabela 2.1 que ocorrem ao longo do gradiente gravimétrico. Como o gradiente é em parte coberto por sedimentos e basaltos, não se pode excluir a possibilidade de outras unidades graníticas estarem cobertas por rochas mais jovens da Bacia do Paraná. Os granitos aqui identificados são não apenas a evidência geológica da sutura, mas fornecem informações sobre sua idade e natureza. A título de exemplificação, zonas de sutura marcadas por gradientes gravimétricos e mudanças laterais de propriedades geofísicas (densidade, resistividade e velocidade sísmica) são também observadas entre o cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná (Lesquer et al., 1981; Bologna et al., 2011) e entre o cráton São Francisco/Arco magmático de Goiás e o cráton Amazônico (Ussami e Molina, 1999; Soares et al., 2006). A Sutura do Oeste do Paraná, no entanto, é caracterizada pela maior variação lateral da anomalia gravimétrica e de propriedades físicas observada na litosfera da placa Sul-Americana, com exceção da região andina.

Com a zona de sutura definida, as duas próximas subseções discutirão as unidades tectônicas em cada domínio por ela separados, usando como base os dados geofísicos até aqui apresentados. Todas essas unidades são sintetizadas na Figura 2.16 no final do capítulo.

2.6.4. Crátons a oeste e sul da sutura

2.6.4.1. Cráton Rio de la Plata

De maneira geral, as áreas cratônicas do mapa estão correlacionadas com os altos gravimétricos que ocorrem no sul do Uruguai, a oeste do Paraguai e na região da Bacia do Pantanal. Na subseção 2.1.2.2. foi discutida a incerteza e as diversas tentativas que têm sido feitas na determinação dos limites do cráton Rio de la Plata, tentativa essa que só pode ser inferida, já que a cobertura sedimentar impede maiores detalhes principalmente em direção ao norte. As propostas geológicas englobam tanto o alto gravimétrico do sul do Uruguai quanto aquele próximo do Paraguai. No entanto, além da própria gravimetria sugerindo a separação dos dois altos em domínios distintos, os quatro perfis MT realizados na Argentina também apontam para isso, pois os três perfis ao norte de 30°S guardam estreita relação entre si, sendo diferentes do perfil ao sul.

Foi proposta, neste trabalho, a correlação da região ao sul de 30°S com o cráton Rio de la Plata, onde o alto gravimétrico no sul do Uruguai coincide com a parte exposta do cráton e

a unidade resistiva da seção MT ao longo do paralelo 31,5°S (Favetto et al., 2008 e Orozco et al., 2013), limitada à longitude de 62°W (cf. Fig. 2.13), coincide com os poços do embasamento de idade Paleoproterozoica (Rapela et al. 2007, 2011). Pangaro e Ramos (2012) sugeriram uma continuação do cráton em direção à plataforma continental por meio de dados gravimétricos e magnetométricos, algo que também é sugestionado pelo mapa gravimétrico apresentado na Fig 2.11, com o alto continuando ao longo da costa. Em direção à Bacia do Paraná, a nordeste, o cráton deve ser limitado na zona de cisalhamento Ibaré que separa o terreno Taquarembó, ao sul, do arco magmático de São Gabriel, ao norte. Esse limite deve ser colocado pois Arena et al. (2016), por meio de análise isotópica de zircões nos ofiolitos que ocorrem ao longo de Ibaré, propuseram a ocorrência de um fechamento oceânico entre 0,7 e 0,9 Ga. A oeste, o cráton Rio de la Plata é limitado pelo terreno Pampia, como mostram os trabalhos MT citados anteriormente. Essa região coincide com o gradiente gravimétrico N-S ao longo do meridiano 65°W. É difícil, no entanto, prever como essa anomalia se comporta em direção ao norte, onde o caráter das anomalias gravimétricas se torna mais difuso. A continuação do terreno Pampia nessa direção deve ser melhor estudada, e por ora será adotada a proposta de Ramos et al. (2010), para os quais o terreno continua até a orogenia Sunsás e o cráton Amazônico.

2.6.4.2. Cráton Rio Tebicuary

Com o cráton Rio de la Plata definido, a região ao norte de 30°S deve então ser associada a uma unidade distinta. Rochas do embasamento próximas ao Rio Tebicuary, no centro do alto gravimétrico circular no sul do Paraguai, foram datadas por Cordani et al. (2001) e resultaram em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em 2023 ± 12 Ma, com posterior retrabalhamento entre 600 e 560 Ma segundo análises Ar-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd. Apesar da baixa amostragem geológica, as evidências geofísicas citadas anteriormente suportam a hipótese de uma unidade distinta. As seções MT a norte de 30°S mostram uma litosfera resistiva coincidente com o alto gravimétrico circular que ocorre na região. A Figura 2.14 exemplifica a questão mostrando a seção elétrica de Peri et al. (2013), onde a litosfera resistiva associada ao cráton Rio de la Plata pelos autores começa na longitude 62°W, sendo, portanto, coincidente com o alto gravimétrico (cf. Fig. 2.11). As seções elétricas (não mostradas) dos outros dois perfis MT a norte de 30°S seguem o mesmo padrão. Além dos dados gravimétricos e de MT, um estudo sísmológico recente de Rosa et al. (2016) mostrou que a crosta, também na região do alto gravimétrico, é mais rasa que aquela predita pelo modelo isostático, com profundidades da

Moho entre 28 e 30 km. Esses autores também inferiram uma perturbação negativa na velocidade de propagação de ondas S, o que foi interpretado pela ocorrência de uma astenosfera mais rasa na região. Esse segmento do embasamento da Bacia do Chaco-Paraná deve então ser considerado de maneira independente, e foi chamado cráton Rio Tebicuary.

2.6.4.3. Cráton Rio Apa

Ao norte do cráton do Rio Tebicuary há ainda outro alto gravimétrico circular que, em sua porção sul, coincide com a área exposta do bloco do Rio Apa e continua ao norte, podendo cobrir uma área maior do que aquela em que está exposto, englobando o embasamento da Bacia do Pantanal (Fig. 2.11) até a borda sul da orogenia Sunsás (Tassinari e Macambira, 1999). A região desse alto gravimétrico é bem delimitada tanto a leste, pela sutura, quanto a oeste, onde anomalias negativas ocorrem. Essa observação está em acordo com o estudo de geologia estrutural de Campanha et al. (2010), na região do Vallemi (Paraguai, ao sul do Rio Apa), que concluiu que esse fragmento de crosta cratônica foi afetado por compressões E-W opostas. Na borda oeste, o metamorfismo e deformação é associado com compressão a leste causada pelo terreno Pampia, enquanto que a borda leste sofre compressão a oeste pela presença da Zona de Sutura/cisalhamento do Oeste do Paraná. Também vale notar que os dados gravimétricos mostram que o cráton do Rio Apa é um segmento de litosfera cratônica independente do cráton Amazônico, observação que também é reforçada por um forte condutor elétrico, a PACA (Bologna et al., 2014), na borda sul desse mesmo cráton. O cráton do Rio Apa, assim como as duas outras unidades (Rio de la Plata e Rio Tebicuary), é caracterizado por anomalias gravimétricas positivas e circulares, enquanto que o sul do cráton Amazônico, ao qual foi acrescido, é dominado por anomalias negativas de direção leste-oeste.

2.6.5. Leste da sutura: Bacia do Paraná

Dados gravimétricos são menos ambíguos no mapeamento da variação lateral da distribuição de densidades na crosta. No entanto, a distribuição vertical é altamente ambígua, sendo dependente de dados complementares, como a profundidade da Moho ou outros estudos geofísicos. As observações decorrentes dos modelos gravimétricos deste trabalho e os estudos recentes de indução eletromagnética de Padilha et al. (2015) permitiu a proposição de uma alternativa à interpretação do embasamento da Bacia do Paraná em adição àquelas apresentadas na subseção 2.1.2.1. As anomalias negativas de curto comprimento de onda (Fig. 2.11) sugerem um mosaico de pequenos blocos cratônicos ou terrenos compondo o

embasamento da bacia (polígonos tracejados na Fig. 2.16). Nesse caso, o alto gravimétrico de orientação NE-SW poderia indicar uma zona de sutura ao longo da qual esses blocos se amalgamaram, separando a Bacia do Paraná em duas províncias. Esse modelo gravimétrico é apoiado pelo estudo de Padilha et al. (2015), uma vez que a inversão tridimensional dos dados de sondagem geomagnética profunda (GDS) mapearam uma anomalia condutiva de escala crustal ao longo do mesmo eixo, de orientação NE-SW. Essas evidências também encontram suporte na estratigrafia da bacia. A máxima deposição de sedimentos e basaltos (Fig. 2.2) ao longo desse eixo pode estar relacionada a uma zona de fraqueza na área. Além disso, o basalto Três Lagoas (Mizusaki, 1989, apud Milani e Ramos, 1998), encontrado no depocentro atual da bacia a ~4600 m e datado do Ordoviciano tardio, poderia ser um indicativo de uma extensão ao longo da sutura no Paleozoico (Milani, 2004).

2.7. Considerações finais

A Figura 2.16 sintetiza as unidades que foram discutidas anteriormente remontadas para a posição da América do Sul e África em 540 Ma, quando ainda faziam parte do supercontinente Gondwana. A Zona de Sutura do Oeste do Paraná não tem continuação no lado Africano, onde um candidato possível, o cinturão Damara, está localizado mais ao sul. Além disso, os crátons africanos apresentam características opostas àqueles aqui estudados. As anomalias gravimétricas são negativas e estão associadas a uma crosta mais espessa, sugerindo uma estrutura litosférica e evolução tectônica distintas.

Com a definição da Zona de Sutura/cisalhamento do Oeste do Paraná, algumas feições mencionadas anteriormente devem ser revistas. A continuação do Lineamento Transbrasiliano em território argentino em direção ao cinturão Pampeano, cortando parte do embasamento da Bacia do Paraná, como mostrado nas Figuras 2.1 e 2.11, cruzaria o gradiente gravimétrico perpendicularmente e o alto gravimétrico associado ao cráton Rio Tebicuary. Porém, não há um lineamento de primeira ordem nessa direção nos modelos gravimétricos. Aparentemente, a partir do arco magmático de Goiás o lineamento poderia acompanhar o forte condutor geoeletrico PACA (Bologna et al., 2014), além de outros lineamentos magnéticos que seguem essa direção identificados por Curto et al. (2014). O Oceano Clymenes, proposto por Trindade et al. (2006) também coincide com o traçado do Lineamento Transbrasiliano em direção ao cinturão Pampeano na Argentina, onde granitos Neoproterozoicos, ofiolitos e rochas carbonáticas são encontradas. À luz das propostas mostradas na Figura 2.16, as localizações do Oceano Clymene e do Lineamento Transbrasiliano precisariam ser revistas.

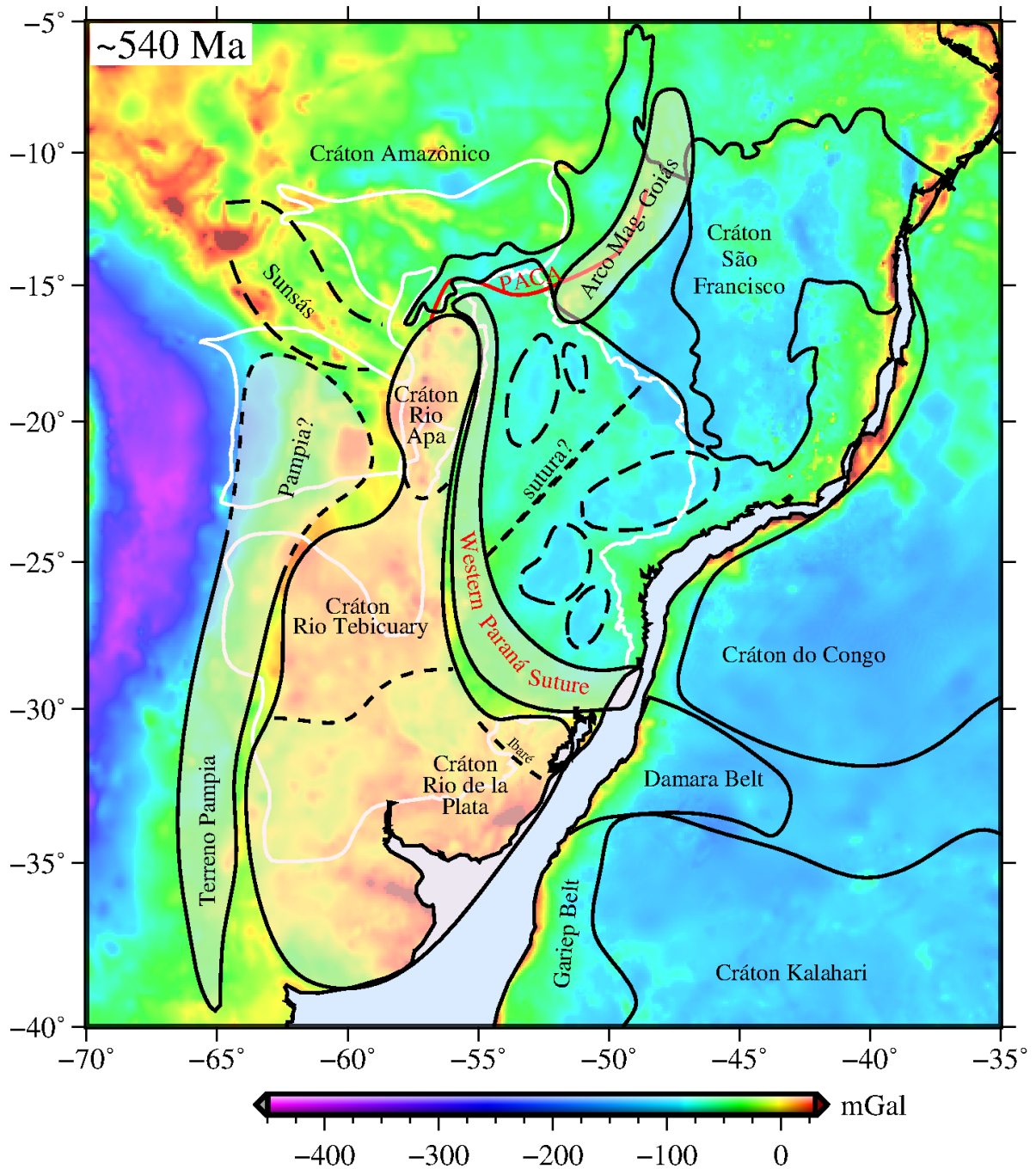


Figura 2.16 – Mapa de anomalias Bouguer do Gondwana Sul-Occidental. Dados do EGM08 foram usados na África. As unidades tectônicas propostas nessa discussão são mostradas em vermelho transparente (suturas e crátons a oeste do gradiente gravimétrico) e preto tracejado dentro da Bacia do Paraná (pequenos terrenos ou blocos cratônicos). A separação dos crátons é geofísica, podendo não coincidir com os limites geológicos das unidades. O contorno dos crátons do Congo e do Kalahari e o cinturão de Damara foram adaptados de Foster et al. (2014).

Capítulo 3

Estrutura elétrica da litosfera na Zona de Sutura do Oeste do Paraná (WPS)

3.1. Introdução

Dois perfis MT foram coletados perpendicularmente à sutura WPS para investigar a estrutura elétrica da litosfera e os processos geodinâmicos a ela associados (vide Figs. 1.1 e 1.2).

O método MT remonta à década de 50, sendo desenvolvido paralela e independentemente por Tikhonov (1950) e Cagnard (1953). O método consiste na medição simultânea dos campos elétrico e magnético naturais na superfície terrestre, fornecendo a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Os sinais naturais advêm primariamente de tempestades elétricas na baixa atmosfera e da interação entre o vento solar e a magnetosfera, englobando flutuações com períodos de 10^{-4} a 10^4 s. A base teórica do método está no princípio da indução eletromagnética, com os campos eletromagnéticos obedecendo à equação de difusão obtida a partir do desenvolvimento das equações de Maxwell. São consideradas premissas como: i) o campo é harmônico; ii) as correntes de deslocamento podem ser desprezadas; iii) a permeabilidade magnética e a permissividade elétrica são constantes; iv) não há cargas sendo geradas; v) os campos chegam à superfície como ondas planas; e vi) o campo se propaga apenas verticalmente, gerando campos secundários ortogonais. A atenuação do sinal depende da frequência e da condutividade do meio. Esse fenômeno governa a indução eletromagnética na Terra e é conhecido como efeito pelicular, sendo um dos pilares do método MT ao relacionar a frequência do sinal com a profundidade de investigação. O intervalo de período usado no método MT permite a determinação da resistividade desde centenas de metros, até dezenas ou centenas de quilômetros. Maiores detalhes sobre o desenvolvimento formal do método e suas aplicações podem ser encontrados no Anexo 1 e nos livros-texto de Kaufman e Keller (1981), Simpson e Bahr (2005) e Chave e Jones (2012).

Antes de prosseguir, é necessário compreender as causas da variação da propriedade

física medida pelo método MT, a condutividade ou seu inverso, a resistividade. Exceto pela viscosidade, a condutividade elétrica é o parâmetro físico que mais varia nos materiais terrestres, abrangendo 12 ordens de magnitude (Jones, 1999; Evans, 2012, p. 52). No interior da Terra, essa variação fica restrita a cerca de 7 ordens de magnitude, como mostra a Figura 3.1.

A maioria dos minerais que compõem a crosta e o manto superior são isolantes, porém uma pequena parcela de fases condutivas interconectadas aumenta a condutividade do meio como um todo. Essa relação é levada em consideração pela Lei de Archie, ao relacionar a condutividade com a porosidade. O aumento na condutividade pode se dar por meio de minerais condutivos, como sulfetos e grafita, ou também pela presença de fluidos, materiais parcialmente fundidos ou voláteis. Em ambientes de alta pressão, como a crosta inferior e o manto superior, a relação com a porosidade deixa de ser válida, porém os silicatos passam a se comportar como semicondutores e a condutividade passa a depender da temperatura e dos minerais constituintes do meio, tendendo a aumentar com a profundidade.

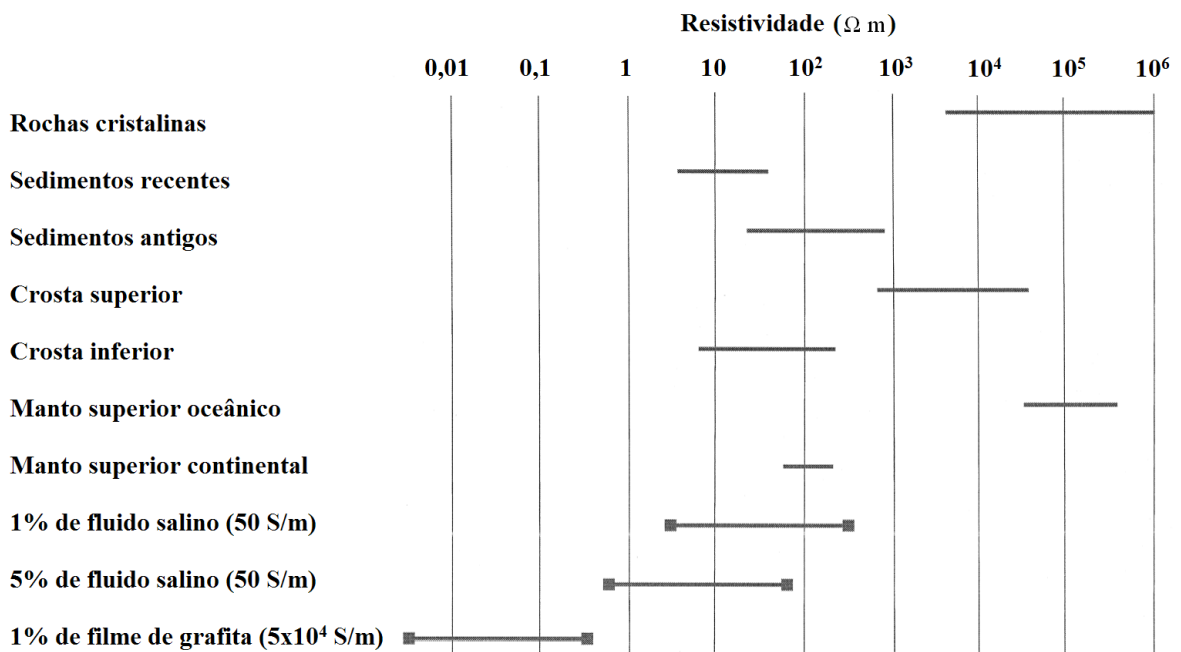


Figura 3.1 – Variação da resistividade elétrica no interior da Terra (adaptado de Jones, 1999).

3.2. Geologia da área de estudo

A Figura 3.2 mostra um mapa geológico mais detalhado da região onde encontram-se localizados os perfis MT. O perfil A-A' inicia-se na parte central do Uruguai, sobre o Terreno

Piedra Alta pertencente ao cráton Rio de la Plata, e estende-se em direção ao estado de Santa Catarina (cidade de Chapecó) na parte sul da Bacia do Paraná, cruzando outras unidades tectônicas Proterozoicas. O perfil B-B' localiza-se inteiramente na Argentina, nas províncias de Misiones e Corrientes. Esse perfil encontra-se totalmente sobre rochas sedimentares, ora sobre a formação quaternária da Bacia do Chaco-Paraná, ora sobre a formação mesozoica da Bacia do Paraná. As sondagens MT sobre as unidades cujo embasamento encontra-se exposto ao longo do perfil A-A' são particularmente importantes para a calibração da resposta elétrica, auxiliando na interpretação dos dados em outras seções ou perfis MT cobertos por sedimentos e basaltos, como no caso do perfil B-B'.

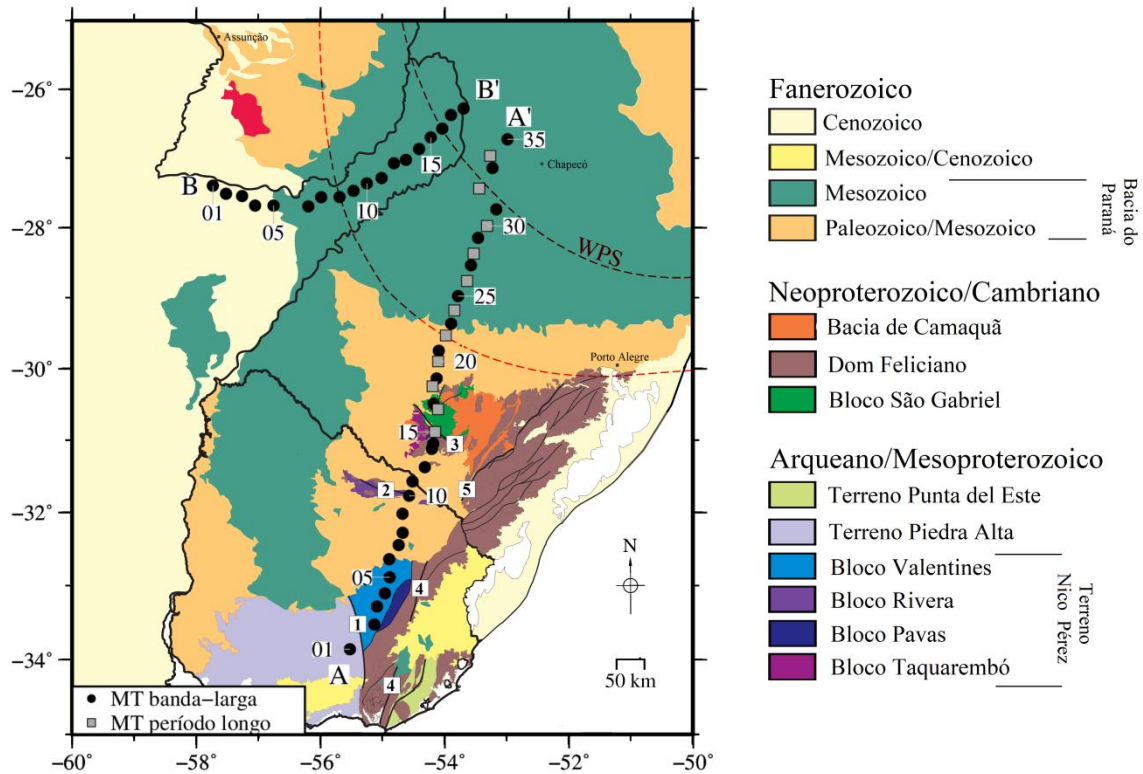


Figura 3.2 – Mapa geológico baseado em Preciozzi et al. (1985), Bartel et al. (1996), Bettuci et al. (2001), Wildner et al. (2008) e Oyhantçabal et al. (2011) e localização das estações MT deste trabalho. Vide legenda para detalhes. As zonas de cisalhamento 1, 2 e 3 que ocorrem ao longo do perfil são, respectivamente: Sarandí del Yí, Rivera e Ibaré. As zonas 4 e 5 são, respectivamente, Sierra Ballena e Dorsal de Canguçu.

De sul para norte, a primeira unidade cujo embasamento está exposto é o terreno Piedra Alta, pertencente ao cráton Rio de la Plata (cf. subseção 2.1.2.2). A zona de

cisalhamento Sarandí del Yí, que ocorre logo em seguida, marca a separação entre o terreno Piedra Alta e o terreno Nico Pérez (Bossi e Campal, 1992), composto por diversos blocos crustais, como o Valentines, Rivera e Pavas, todos de idades Arqueanas a Mesoproterozoicas datados pelo método U-Pb (SHRIMP) (cf. Hartmann et al., 2001 e Santos et al., 2003). Inicialmente considerado parte do cráton Rio de la Plata, o terreno Nico Pérez foi posteriormente considerado um terreno alóctone, só tendo se juntado ao cráton no Neoproterozoico (Oriolo et al., 2016). Esses autores assim o consideram uma vez que as unidades possuem idades modelo distintas, Paleoproterozoica e Arqueana, respectivamente. Adicionalmente, o terreno Nico Pérez registra evidências de retrabalhamento no Paleo- e Neoproterozoico.

Os blocos Valentines e Rivera formam um complexo granulítico ao norte do terreno Nico Pérez (Oyhantçabal et al., 2011). O bloco Valentines tem seu protólito datado em 2163 ± 8 Ma pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircões, e metamorfismo datado em 2058 ± 3 Ma (Santos et al., 2003). Há também o registro de um evento magmático no Paleoproterozoico, representado pelo batólito granítico de Illescas datado em 1.75 Ga pelo método Pb/Pb (Campal & Schipilov, 1995). O bloco Rivera tem afinidade com ambiente de arco continental (Oyhantçabal et al., 2011), cristalização datada em 2140 ± 6 Ma e metamorfismo em 2077 ± 6 Ma pelo método U-Pb (SHRIMP) (Santos et al., 2003). O bloco Pavas, por sua vez, é caracterizado por rochas ultramáficas (Oyhantçabal et al., 2011). Estudo isotópico U-Pb (SHRIMP) em zircões forneceram uma idade de cristalização de 3,41 Ga com episódios metamórficos em 3,1 e 2,7 Ga (Hartmann et al., 2011). Há também a ocorrência de um magmatismo Neoproterozoico (610.4 ± 2.5 Ma; Oriolo et al. 2016).

No Rio Grande do Sul, a zona de cisalhamento Ibaré separa o bloco Taquarembó, ao sul, do bloco São Gabriel, ao norte. O bloco Taquarembó é composto majoritariamente por rochas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, datadas do Paleoproterozoico (2366 ± 8 Ma e 2489 ± 6 Ma) pelo método U-Pb (SHRIMP) por Hartmann et al. (2008) e com metamorfismo datado também pelo método U-Pb (SHRIMP) em ~ 2.02 Ga (Hartmann et al., 1999). Assim como no bloco Rivera, a região contém intrusões graníticas do Neoproterozoico (Hartmann e Nardi, 1982), indicando retrabalhamento no ciclo Brasileiro. O bloco São Gabriel, ao norte, é um terreno composto por unidades de crosta e arco de ilha Neoproterozoica juvenil que foram acrescidas em evento compressional (Babinski et al., 1996; Saalman et al., 2005; Hartmann et al., 2011). Mais recentemente, Arena et al. (2016) dataram os ofiolitos que ocorrem ao longo da zona de cisalhamento Ibaré em 892 ± 3 Ma a

partir da análise isotópica de zircões e idades modelo entre 0.7 e 0.93 Ga, período no qual um oceano deve ter se fechado na região.

Ao norte do bloco São Gabriel, as estações estão localizadas sobre os estratos sedimentares da Bacia do Paraná descritas no Capítulo 2, subseção 2.1.1.

A leste do perfil MT, seguindo a linha de costa, há o cinturão Dom Feliciano, relacionado à convergência entre os crátons Rio de la Plata, Congo e Kalahari e subsequente formação dos cinturões Gariep, Kaoko e Damara na costa africana (cf. Fig. 2.16) durante o ciclo Brasiliano/Pan-Africano (750-500 Ma; e.g. Porada, 1989). Uma síntese das unidades que compõem o cinturão Dom Feliciano é encontrada em Basei et al. (2000).

3.3. Campanhas de aquisição de dados MT

3.3.1. Instrumentação

Os equipamentos para coleta de dados MT consistem em sensores para medida dos campos elétrico e magnético, uma unidade central, cabos para conexão entre eles e um computador para operar a unidade central. A seguir, são descritos os equipamentos utilizados nas coletas de banda-larga e nas de período longo desta tese.

3.3.1.1. Sistema MT de banda-larga

Nas sondagens de banda-larga, a medida do campo magnético foi feita por três bobinas de indução, uma em cada direção ortogonal. Essas bobinas operam na faixa de 0,0001 s a 3600 s e requerem tempo de sondagem de no mínimo 18h, podendo estender esse tempo de registro a depender dos objetivos do levantamento e da intensidade do sinal. Para a medição do campo elétrico foram utilizados cinco eletrodos não-polarizáveis à base de chumbo (chumbo-cloreto de chumbo; Pb-PbCl_2). As aquisições de banda-larga foram feitas em sua maior parte com o equipamento ADU-07e da empresa Metronix e em alguns poucos casos foi usado o ADU-06, com seus respectivos magnetômetros de indução MSF-07 e MSF-06. A unidade central foi alimentada por duas baterias e a interface com o sistema se deu através de um computador e um cabo de rede. Um receptor GPS cuidou da marcação temporal dos dados, seja para programar um disparo, seja para usar outra estação como referência remota.

3.3.1.2. Sistema MT de período longo

Nas sondagens de período longo foi usado um magnetômetro do tipo *fluxgate* que

opera na faixa de 10 s a 10000 s, sendo geralmente necessário realizar medidas por aproximadamente 20 dias. O magnetômetro do tipo *fluxgate* é uma peça única composta pelos três sensores já dispostos ortogonalmente, bastando ser nivelado e alinhado com o norte magnético. Os equipamentos utilizados (unidade central e magnetômetro) foram o LiMS e o LEMI, e os eletrodos foram os mesmos utilizados nas sondagens de banda-larga.

3.3.2. Procedimentos de campo

Toda sondagem foi referenciada ao norte magnético, que corresponde ao eixo 'x'. Nas sondagens de banda-larga, a medição das componentes horizontais do campo magnético, H_x e H_y , foi feita por duas bobinas de indução, uma disposta na direção do norte magnético (x) e outra perpendicular (y). A medição da componente vertical, H_z , foi feita por uma terceira bobina enterrada na vertical. Toda essa operação foi realizada com o auxílio de uma bússola e de um nível-bolha de precisão. Os eletrodos foram igualmente dispostos nas direções ortogonais 'x' e 'y' e um quinto eletrodo foi colocado no centro do arranjo para atuar como terra. A distância entre os eletrodos de um mesmo par foi de 100 m. Nas aquisições de período longo as bobinas de indução foram substituídas pelo *fluxgate* e a distância entre os eletrodos passou a ser de 150 m.

Tanto os magnetômetros quanto os eletrodos são muito sensíveis, de forma que para evitar qualquer interferência externa, como mudanças de temperatura, movimentações devido às condições climáticas (ventos, chuvas) ou desalinhamentos causados por animais, esses sensores foram enterrados a no mínimo 0,5 m de profundidade. No caso dos eletrodos, uma mistura de sal, bentonita e água foi colocada no buraco feito para enterrá-los, a fim de facilitar o contato elétrico entre o eletrodo e o solo.

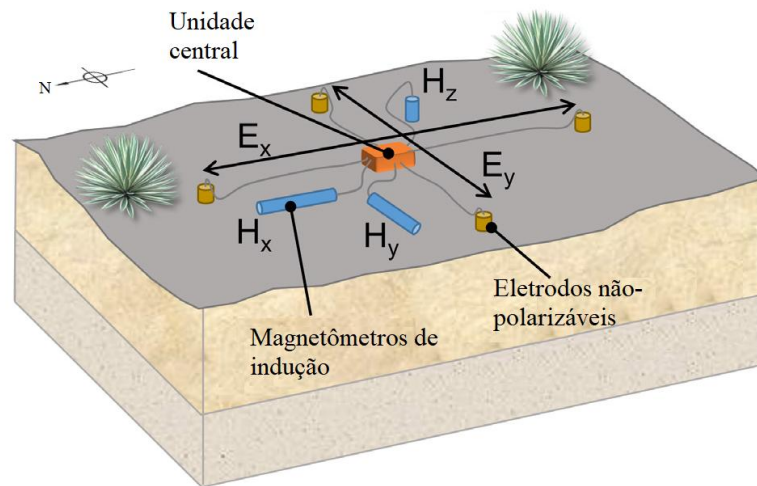


Figura 3.3 – Arranjo de campo para uma aquisição de banda-larga, composta por eletrodos, magnetômetros de indução e unidade central. A distância entre os pares de eletrodos é da ordem de 100 m. Adaptado de Bucker et al. (2017).

3.3.3. Aspectos da aquisição de dados

Nas sondagens de banda-larga, os dados foram coletados com quatro taxas de amostragem distintas, 65536 Hz, 4096 Hz, 128 Hz e 4 Hz. As de longo período foram realizadas com uma taxa de amostragem de 0,5 ou 1 s. A qualidade dos dados foi avaliada periodicamente e, a partir do resultado, tomou-se a decisão pela interrupção ou continuação da medida. A Figura 3.4 exemplifica essa questão ao longo de dois dias de aquisição de dados. Na primeira checagem (Fig. 3.4a), após 21,5 horas de aquisição, a curva estava um pouco ruidosa na região da banda morta em torno de 10 s, indicando que a razão sinal/ruído ainda não estava boa. Na segunda checagem (Fig. 3.4b), após 38,3 horas, as curvas estavam bem resolvidas, sendo interrompida a aquisição.

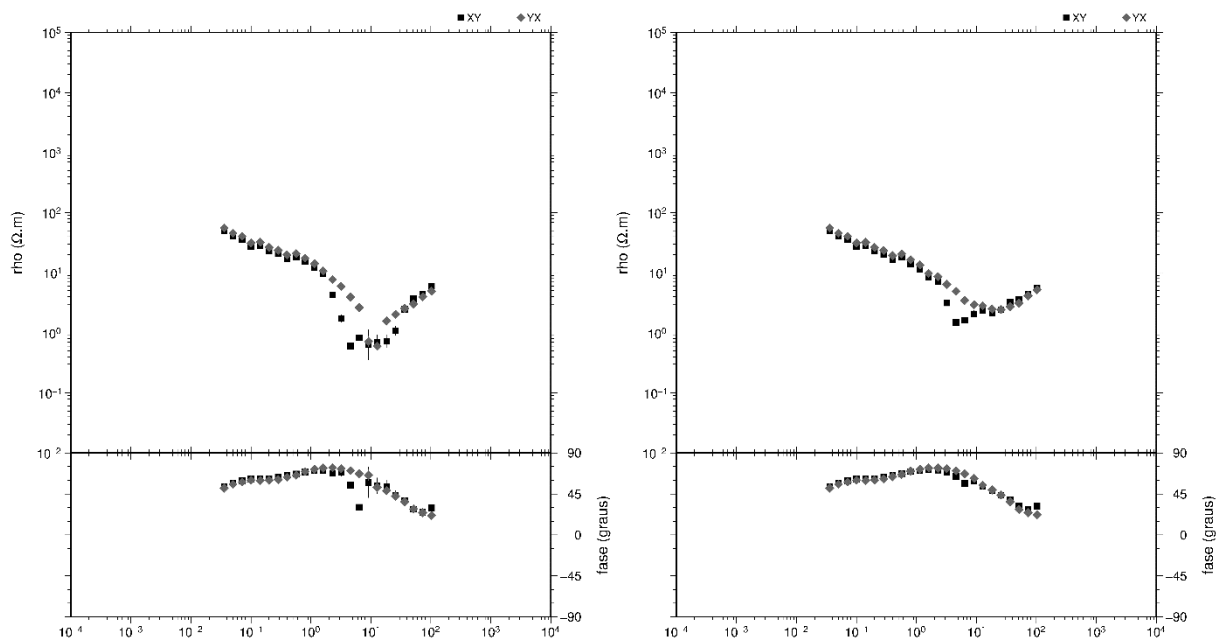


Figura 3.4 – Evolução no tempo da qualidade das curvas de resistividade e fase da banda C de aquisição MT de banda-larga, estação 25 do perfil A-A'. (a) Observação após 21,5 h; (b) observação após 38,3 h.

3.3.4. Descrição das campanhas realizadas

A Figura 3.5 mostra a evolução da coleta dos dados MT que compõem esta tese. O perfil A-A' foi adquirido em três etapas compreendendo ao todo 35 estações de banda-larga e 11 de período longo complementares ao longo de uma linha com extensão de 830 km. A primeira etapa (Fig. 3.5a) foi realizada nos meses de janeiro e fevereiro de 2014, quando foram feitas 18 sondagens de banda-larga ao longo de 450 quilômetros do perfil A-A' (estações 35-20 e 18-17). A segunda etapa (Fig. 3.5b) foi realizada no início de 2015, quando foram refeitas duas sondagens cujos resultados haviam sido insatisfatórios na primeira campanha (estações 35 e 34) e coletadas outras seis estações de banda-larga (19 e 16-13), expandindo o perfil para 550 km. Além disso, nessa segunda etapa foram efetuadas onze sondagens de período longo no mesmo local das estações de banda-larga 34, 32, 30, 28, 26, 24, 22, 20, 18, 16 e 15. Ambas as etapas contaram com o apoio técnico e logístico do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). A terceira etapa (Fig. 3.5d) se deu em março de 2016, quando foi coletada a estação 12 no extremo sul do Rio Grande do Sul, em Bagé, e outras onze estações de banda-larga no Uruguai (01-11), trabalho que contou com o apoio de professores e um aluno de pós-graduação da UdelaR (*Universidad de la Republica*).

O perfil B-B' compreende 19 estações de banda-larga ao longo de 450 km, todas

coletadas na Argentina. O trabalho foi realizado em uma única etapa que durou um mês, entre julho e agosto de 2015 (Fig. 3.5c). A campanha contou com o apoio de pesquisadores e um aluno de pós-graduação argentinos ligados ao CONICET (*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas*) e à USNJ (*Universidad Nacional de San Juan*).

O apoio financeiro às campanhas foi fornecido pelos Projetos Temáticos FAPESP (09/50493-8 e 12/06082-6) e na Argentina houve apoio financeiro adicional do convênio CAPES-MinCyT (BR/12/03).

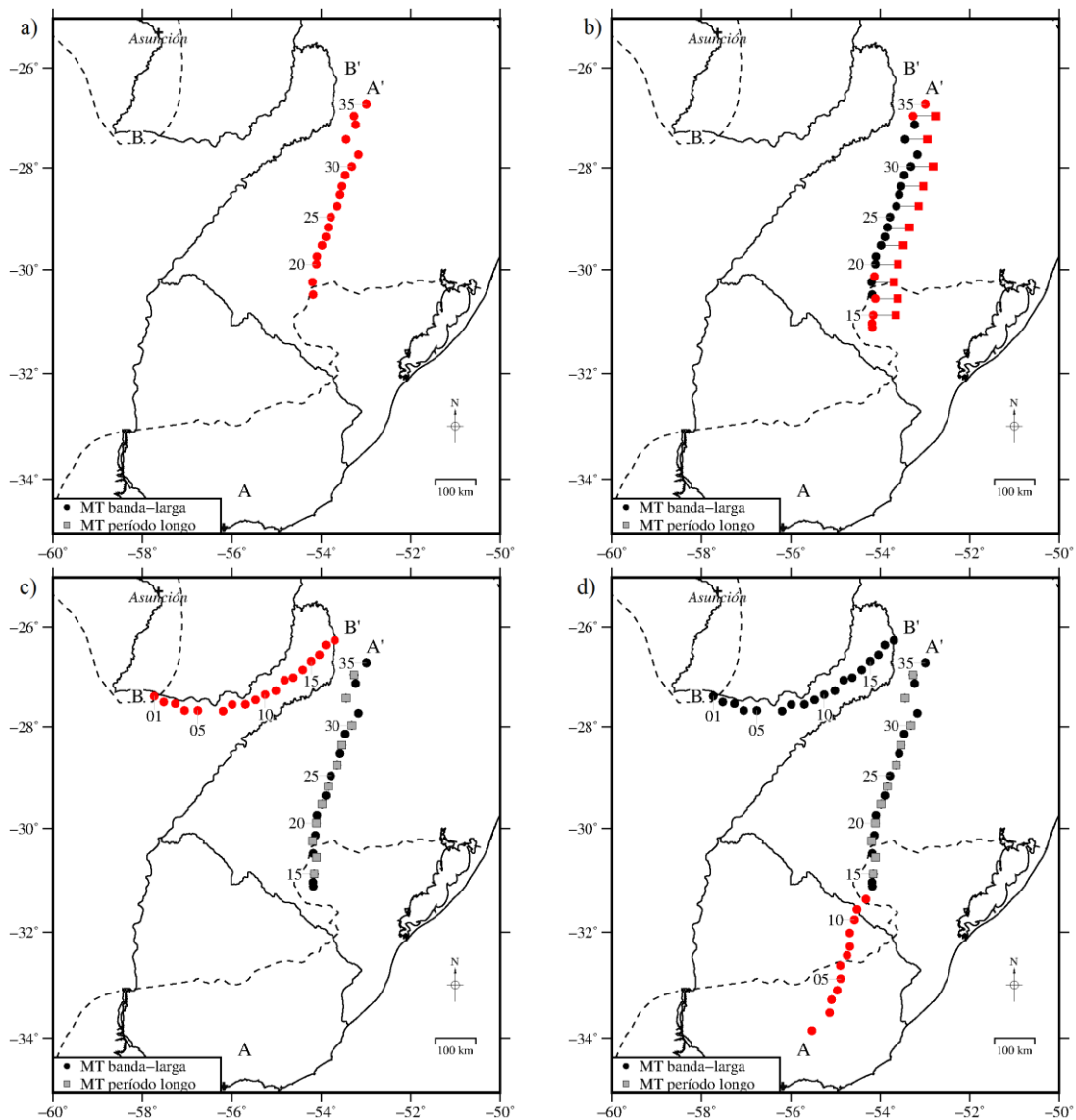


Figura 3.5 – Campanhas para coleta dos dados MT desta tese: (a) primeira etapa, em janeiro e fevereiro de 2014; (b) segunda etapa, no início de 2015; (c) terceira etapa, em julho e agosto de 2015; (d) quarta e última etapa, em março de 2016. Em vermelho as estações coletadas no período, em preto (banda-larga) e cinza (período longo) as que já haviam sido coletadas previamente.

3.4. Processamento

3.4.1. Introdução

O processamento dos dados MT consiste na obtenção das funções de transferência a partir das séries temporais adquiridas. As equações que relacionam os campos através das funções de transferência formam um sistema subdeterminado, de forma que várias medidas independentes são necessárias e a solução depende dos métodos estatísticos utilizados. O processamento de dados MT tradicionalmente era baseado no método dos mínimos quadrados (e.g. Sims et al., 1971). O método assume uma distribuição normal dos erros, porém essa condição é frequentemente violada no MT por estar sujeito à presença de dados espúrios (*outliers*) (Egbert e Booker, 1986). Assim, foram desenvolvidas nas últimas décadas técnicas robustas que levam em conta a presença desses dados, reduzindo seus pesos iterativamente à medida em que a solução quadrática é buscada. Pela superioridade nos resultados obtidos desde então, as técnicas robustas tornaram-se o padrão no processamento de dados MT. O código robusto que foi utilizado neste trabalho é o EMTF, desenvolvido por Egbert (1997), que permite também o processamento de duas estações simultâneas, onde uma serve de referência remota à outra (Gamble et al., 1979).

3.4.2. Resultados do perfil A-A' – Brasil e Uruguai

O processamento usando o código EMTF foi realizado nos dados das 35 sondagens de banda-larga e nas 11 sondagens de período longo do perfil A-A'. As respostas MT de períodos mais longos das sondagens de banda-larga sobrepostas às sondagens de período longo são mostradas no Anexo 2A. As curvas finais de resistividade aparente e fase são mostradas no Anexo 2B. As pseudosseções da resistividade aparente e da fase dos modos xy e yx , e também do *tipper*, encontram-se no Anexo 2C.

A Figura 3.6 mostra as curvas de resistividade e fase de três estações do perfil A-A' como exemplo. A estação 01 está localizada no terreno Piedra Alta, uma área de embasamento aflorante do cráton Rio de la Plata. As resistividades aparentes são bem elevadas em praticamente todos os períodos ($10^4 \sim 10^3 \Omega m$), indicando que tanto a crosta quanto o manto são resistivos. Em seguida, a estação 20 está próxima do limite da bacia do Paraná. A separação das curvas de fase que ocorre a partir de 1 s pode estar associada à transição lateral entre os sedimentos e o embasamento. Por fim, a estação 32, situada no interior da Bacia do Paraná, apresenta um comportamento majoritariamente unidimensional, com respostas

condutivas em todos os períodos.

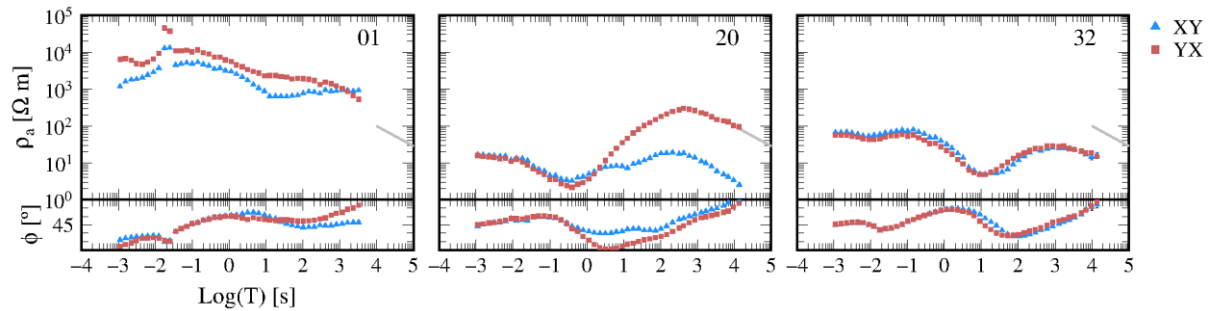


Figura 3.6 – Curvas de resistividade aparente e fase das estações 01, 20 e 32 do perfil A-A'. A linha cinza é a tendência da curva de resistividade aparente global adaptada de Dyakonova et al. (1986⁴ apud Berdichevsky, 1999).

A Figura 3.7 mostra o resultado da transformada de Niblett-Bostick (Jones, 1983) para as mesmas estações da Figura 3.6. A transformada permite uma primeira aproximação da variação da resistividade com a profundidade por meio do conceito de profundidade pelicular, que, no método MT, equivale à profundidade de penetração do sinal eletromagnético na Terra. Também foi calculada a transformada da resposta derivada da média aritmética das impedâncias, que é invariante à rotação do dado (Ingham, 1988). Com o conjunto das transformadas das respostas invariantes foi elaborada uma seção elétrica para o perfil A-A', mostrada na Figura 3.8.

⁴ DYAKONOVA, A. G.; INGEROV, A. I.; ROKITYANSKY I. I. *Electromagnetic Soundings on the Eastern European Platform and in the Urals*. Kiev: Naukova Dumka. 1986.

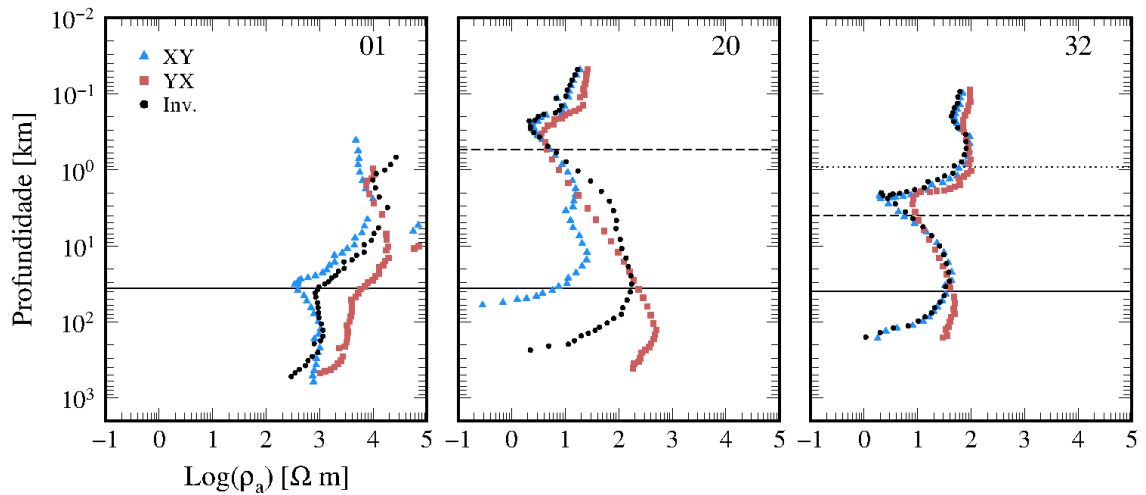


Figura 3.7 – Curvas de resistividade em função da profundidade das estações 01, 20 e 32 do perfil A-A', obtidas pela transformada de Niblett-Bostick. A linha pontilhada mostra a profundidade dos basaltos de acordo com as isópacas da Figura 2.2b, a linha tracejada é o embasamento da bacia (Fig. 2.2a) e a linha contínua é a profundidade da Moho (Fig. 2.9a).

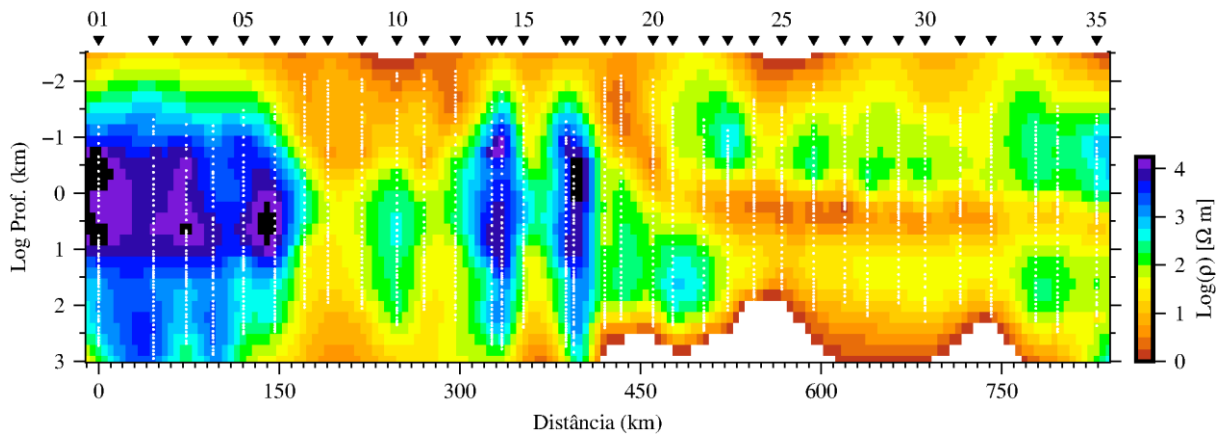


Figura 3.8 – Seção da resistividade elétrica obtida pela transformada de Niblett-Bostick da resposta invariante em cada estação do perfil A-A'.

Os resultados obtidos pelo método MT são consistentes com os dados geológicos disponíveis na área. As linhas tracejadas que marcam o embasamento da bacia nas estações 20 e 32, são coincidentes em profundidade com a região em que as curvas saem de uma zona condutiva (relativa às rochas sedimentares da bacia) em direção a uma resistiva (embasamento). Assim como mostram as isópacas, as curvas de resistividade mostram que a estação 20 está numa região em que a bacia é rasa (~500 m), enquanto que na estação 32 o embasamento da bacia atinge ~4 km. A formação Serra Geral é a zona ligeiramente resistiva

que ocorre antes das rochas sedimentares. Na estação 32 ela está representada no início da curva, onde a resistividade é constante em torno de 100 Ωm e tem aproximadamente 1 km, o que coincide com o valor fornecido pelas isópacas dos basaltos. A estação 01 está sobre o terreno Piedra Alta, onde não há cobertura sedimentar. As curvas mostram justamente isso, pois a resistividade já é alta desde o início e assim segue por toda a litosfera, exceto por uma leve queda na crosta inferior. O método MT não é sensível à interface crosta-manto (Evans, 2012, p. 77-78), porém, nas três estações, observa-se uma mudança na tendência das curvas coincidentes com a Moho sismológica. Na estação 01, o manto superior passa a ser mais resistivo que a crosta inferior, enquanto que nas estações 20 e 32 há um início de queda nos valores de resistividade que coincide com a Moho, indicando um manto superior mais condutivo.

Na Figura 3.8, entre as estações 01 e 06, há uma raiz resistiva praticamente uniforme lateralmente. Entre as estações 06 e 12 há uma zona condutiva crustal e subcrustal. Uma segunda unidade resistiva ocorre entre as estações 13 e 17, embora menos resistiva e menos homogênea que a primeira. A partir da estação 18 nota-se o espessamento de uma camada condutiva crustal sob outra resistiva e toda a região é marcada por um condutor subcrustal.

3.4.3. Resultados do perfil B-B' – Argentina

As 18 estações que compõem o perfil foram processadas usando o código EMTF e as curvas finais de resistividade aparente e fase encontram-se no Anexo 3A. As pseudosseções da resistividade aparente e da fase dos modos xy e yx , além do *tipper*, encontram-se no Anexo 3B.

Devido a um problema com um dos cabos que conectavam o sensor magnético ao equipamento de medida, três estações apresentaram falhas em alguns canais, quais sejam: canal H_y na estação 03 e canal H_z nas estações 01 e 05. No caso da estação 03, uma das polarizações fica comprometida, enquanto que nas outras duas estações a medição do *tipper* foi afetada.

A Figura 3.9 mostra as curvas de resistividade aparente e fase de duas estações do perfil B-B' como exemplo. A estação 02 está localizada na Bacia do Chaco-Paraná, sobre o alto gravimétrico da região (Fig. 2.8). O dado é unidimensional até 100 s, quando ocorre uma separação das fases em um meio mais resistivo. A estação 16 situa-se na Bacia do Paraná e também apresenta curvas com características unidimensionais até aproximadamente 100 s. A Figura 3.10 mostra o resultado da transformada de Niblett-Bostick para as mesmas estações, e

a seção elétrica com as transformadas das respostas invariantes é mostrada na Figura 3.11.

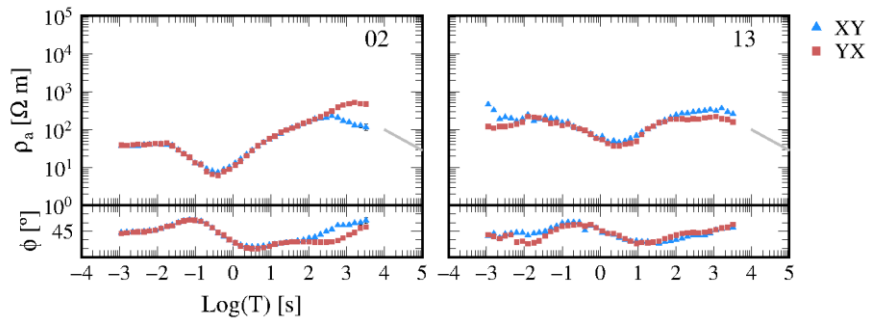


Figura 3.9 – Curvas de resistividade e fase das estações 02 e 13 do perfil B-B'.

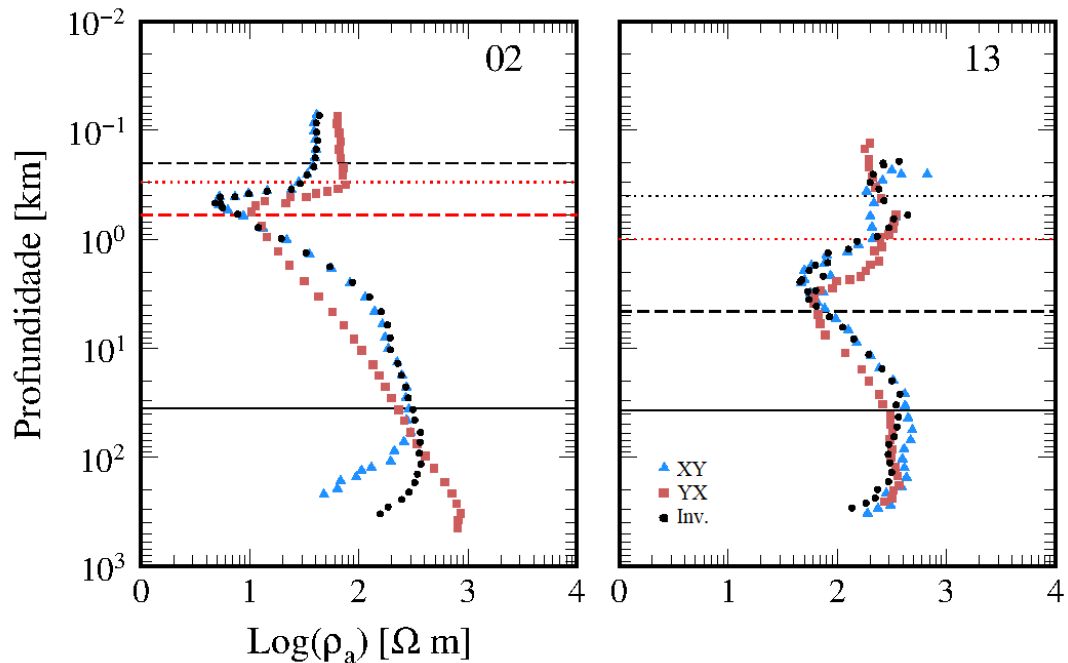


Figura 3.10 – Curvas de resistividade em função da profundidade das estações 02 e 18 do perfil B-B', obtidas pela transformada de Niblett-Bostick. A linha preta pontilhada mostra a profundidade dos basaltos retirada das isópacas da Figura 2.2b, a linha preta tracejada é o embasamento da bacia (Fig. 2.2a) e a linha contínua é a profundidade da Moho (Fig. 2.9a). As linhas vermelhas são a profundidade dos basaltos e do embasamento segundo os dados MT, quando diferentes daqueles preditos pelos dados levantados no Capítulo 2.

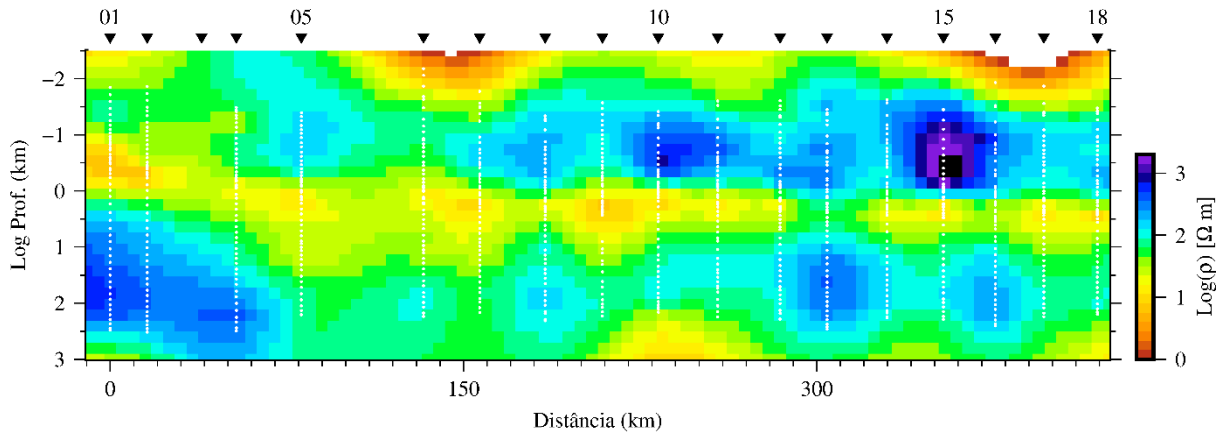


Figura 3.11 – Seção da resistividade elétrica obtida pela transformada de Niblett-Bostick da resposta invariante em cada estação do perfil B-B'.

As estimativas da profundidade do embasamento na região dos dados do perfil B-B' é crítica, posto ser majoritariamente resultante de interpolação entre duas partes mais bem amostradas, uma no interior da Bacia do Chaco-Paraná, à oeste, e outra na Bacia do Paraná, à leste. O conhecimento sobre a espessura dos basaltos do derrame Serra Geral é ainda precário, pois não há uma compilação como aquela disponível no Brasil (Fig. 2.2b). É por esse motivo que se observa uma discrepância entre as curvas obtidas pela transformada de Niblett-Bostick (Fig. 3.10) e os dados de que dispúnhamos na região. Na estação 02, a profundidade do embasamento estimada pela geologia em 200 m, deve estar em torno de 600 m pelas curvas de resistividade. Os basaltos, dos quais não havia informação na região, podem estar nos 300 primeiros metros. Na estação 13 há consistência na profundidade do embasamento estimada pela geologia e pelo dado MT em torno de 4,5 km, quando a curva de resistividade sofre uma inflexão para valores mais elevados. A espessura dos basaltos, no entanto, está subestimada, chegando a 1 km pelos dados MT.

Na parte oeste da seção de resistividade, há uma zona resistiva em profundidades crustais e subcrustais entre as estações 01 e 04. Há um espessamento de uma camada condutiva de oeste (~500 m na estação 01) para leste (~ 5 km na estação 18), provavelmente associada à bacia. Na porção leste, resistores ocorrem tanto em profundidades mais rasas quanto em níveis subcrustais.

3.5. Vetores de indução

3.5.1. Introdução

Além das curvas de resistividade aparente e fase mostradas na seção anterior, outro parâmetro derivado dos dados de campo são os vetores de indução. Na presença de gradientes laterais de condutividade elétrica, surge uma componente magnética vertical que é relacionada com os campos magnéticos horizontais por meio da função de transferência magnética (*tipper*). Os vetores são uma representação gráfica do *tipper* e, ao serem revertidos, apontam na direção de estruturas condutivas, auxiliando na identificação de variações laterais abruptas de resistividade (Simpson e Bahr, 2005:33). A seguir são apresentados alguns resultados para os dois perfis.

3.5.2. Perfil A-A' – Brasil e Uruguai

A Figura 3.12 mostra os vetores de indução para seis períodos diferentes. Nos períodos mais curtos os vetores praticamente não têm expressão na Bacia do Paraná, o que é de se esperar pois o meio deve ser majoritariamente unidimensional nessa escala de investigação. Destaca-se, no entanto, uma reversão que ocorre entre as estações 30 e 31, com uma tendência geral dos vetores ao sul apontarem para norte, e aqueles ao norte apontarem para o sul. Essa região coincide com a mudança de uma litosfera menos resistiva para outra mais resistiva nas últimas quatro estações, observada na seção Niblett-Bostick (Fig. 3.8).

A reversão mais bem definida ocorre no Uruguai entre as estações 08 e 09, principalmente nos períodos de 6,4 s e 18 s. A reversão marca uma descontinuidade lateral perpendicular aos vetores, sugerindo alguma estruturação alongada na direção E-W. Essa direção é condizente com a orientação da zona de cisalhamento Rivera que está próxima dessas duas estações, como mostra a Figura 3.2. Mais ao norte, há um grupo de estações (16 a 20) cujos vetores apontam para fora do perfil, no sentido oeste. Esse comportamento permanece até ~200 s, quando os vetores passam a apontar para o norte, paralelamente ao perfil. Nesses períodos mais longos, praticamente todos os vetores estão paralelos ao perfil, o que sugere a existência de estruturas 2-D alinhadas na direção E-W, portanto. Essa direção coincide com a direção local do gradiente gravimétrico associado com a WPS.

No sul do Uruguai os vetores tendem a apontar para o sudeste, indicando influência de uma estrutura condutiva na região, associada ou ao cinturão Dom Feliciano ou à margem continental. A região da costa do Uruguai apresenta uma forte anomalia gravimétrica positiva

circular (Fig. 2.8), cuja fonte pode ser um condutor crustal ou litosférico responsável pela atração dos vetores nessa direção.

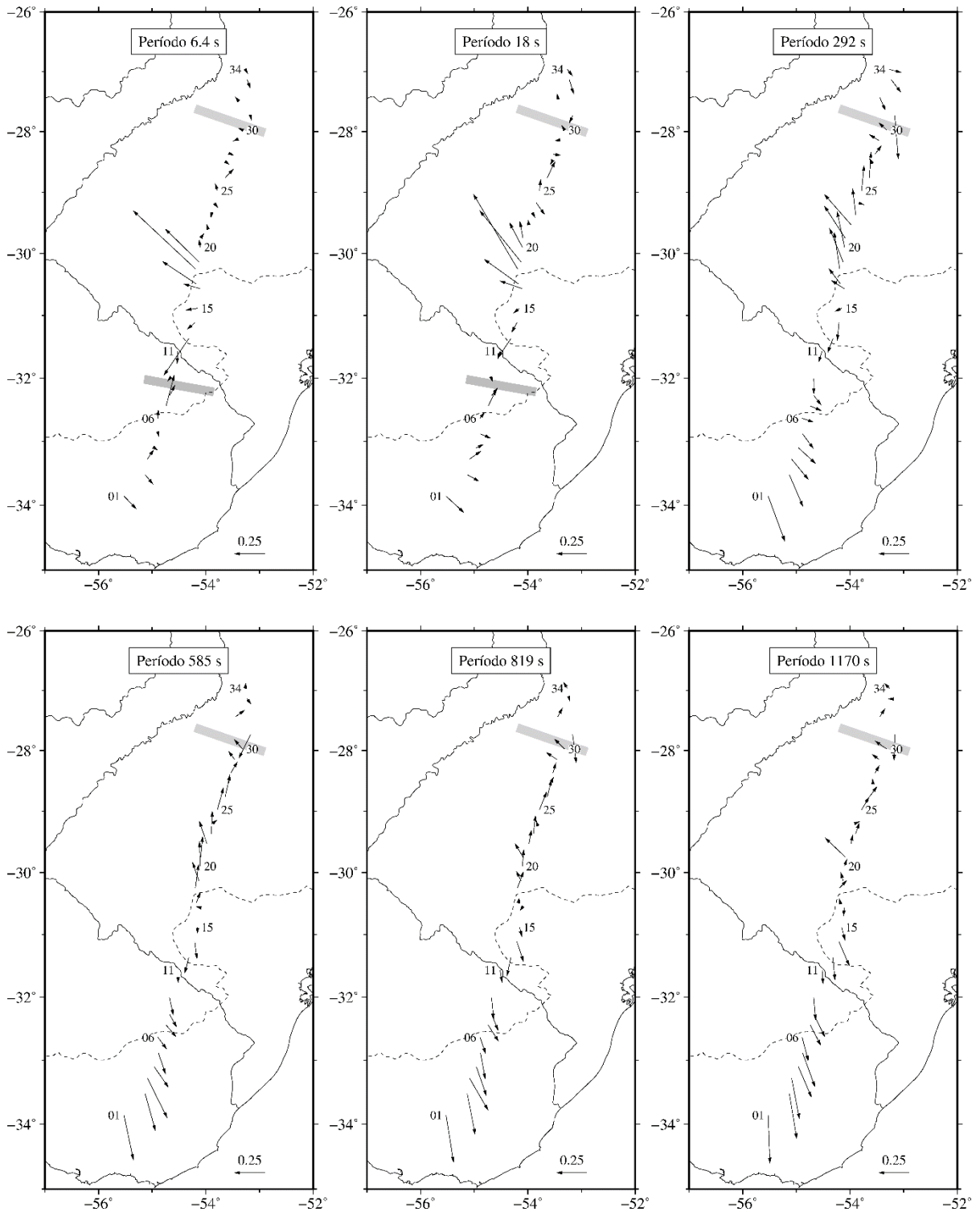


Figura 3.12 – Vetores de indução do perfil A-A' para os períodos de (a) 6,4 s, (b) 18 s, (c) 292 s, (d) 585 s, (e) 819 e (f) 1170 s. As barras cinzas marcam as áreas onde ocorrem reversões dos vetores.

3.5.3. Perfil B-B' – Argentina

A Figura 3.13 mostra os vetores de indução para seis períodos diferentes. Em 18 s, os vetores entre as estações 08 e 18 são praticamente nulos, indicando um ambiente 1-D. No começo do perfil, entre as estações 01 e 07, os vetores são mais intensos, pois nessas estações o período de 18 s provavelmente amostra estruturas do embasamento, uma vez que a bacia deve ser mais rasa, conforme sugerido na seção Niblett-Bostick (Fig. 3.11).

A ausência de dados do *tipper* nas estações 01, 03 e 05, devido aos problemas com um dos cabos, prejudica a análise desta região. Porém, podemos notar que a estação 02 aponta para sul em todos os períodos, mas a intensidade é maior entre 204 s e 1170 s. Uma reversão no sentido dos vetores de indução ocorre entre as estações 04 e 06 em 18 s e 204 s, indicando que uma estrutura perpendicular, de direção ~N-S, deve ocorrer entre essas estações. A partir de 204 s a estação 06 continua a apontar para oeste, porém a estação 04 aponta para sul, acompanhando a estação 02.

Entre as estações 07 e 18, há uma clara tendência dos vetores apontarem sistematicamente para NW entre 204 s e 1170 s, sugerindo uma estrutura condutiva relevante quase paralela à essa porção do perfil. Nos dois últimos períodos a maioria dos vetores de indução dessas estações rotacionam paralelamente ao perfil (NE-SW). Esse comportamento sugere que, em maiores profundidades, o gradiente elétrico deve concordar com o gradiente gravimétrico, tendo direção perpendicular à do perfil. No entanto, sua ocorrência apenas nos dois últimos períodos não permite estabelecer quão robusta é essa tendência.

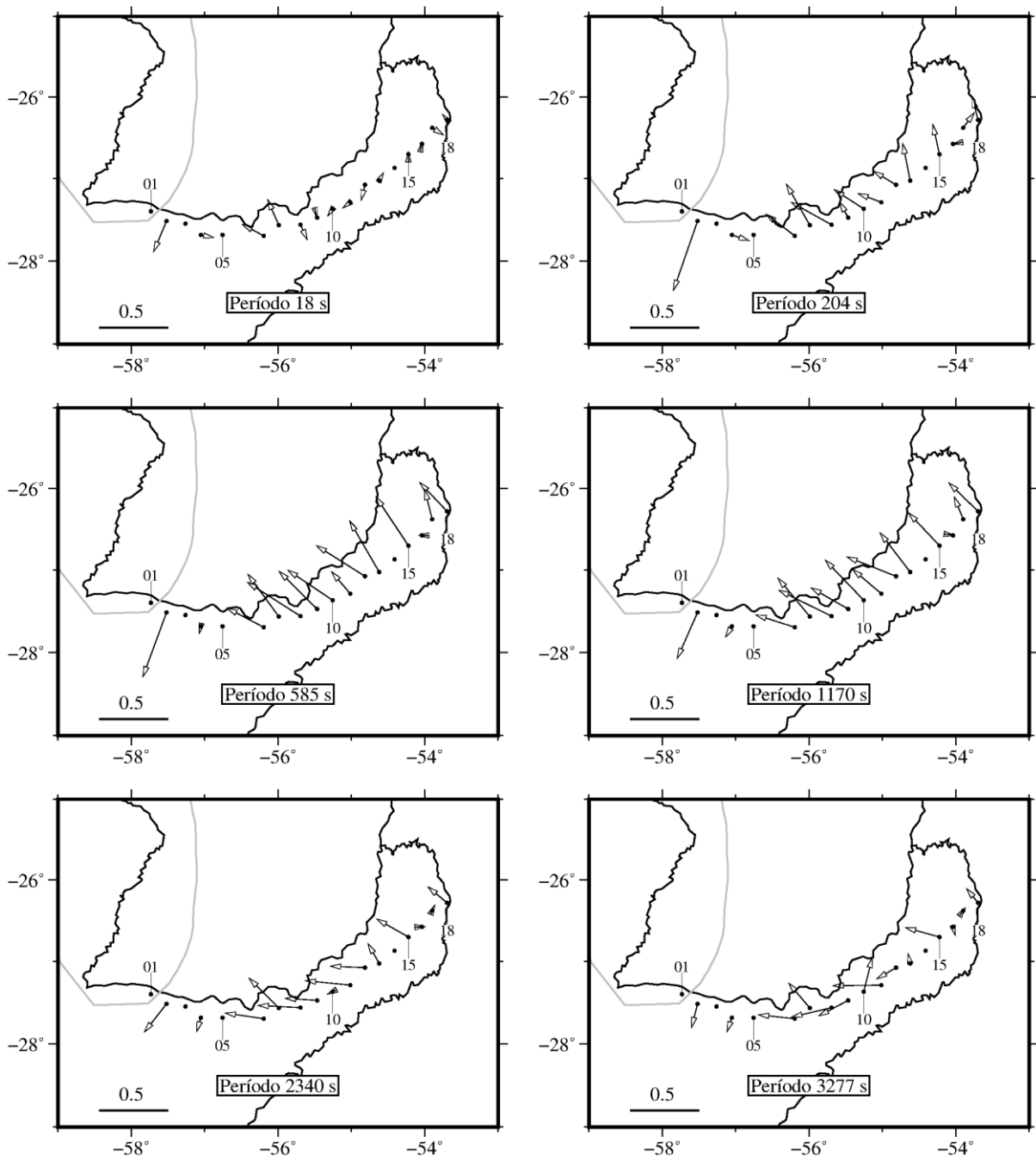


Figura 3.13 – Vetores de indução do perfil B-B' para os períodos de (a) 18 s, (b) 204 s, (c) 585 s, (d) 1170 s, (e) 2340 s e (f) 3277 s.

3.6. *Strike* geoeletrico: decomposiçao Groom-Bailey

3.6.1. O tensor de impedancias e o *strike* geoeletrico

A relaçaõ entre os campos elétrico e magnético é dada pela funçao de transferencia Z_{ij} , que pode ser escrita matricialmente como

$$E = ZH, \quad (\text{Eq. 3.1})$$

onde

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}. \quad (\text{Eq. 3.2})$$

A matriz 3.2 é chamada de tensor de impedancias. No caso do meio ser unidimensional, isto é, a condutividade varia apenas com a profundidade, as componentes Z_{xx} e Z_{yy} serão iguais a zero, enquanto que Z_{xy} e Z_{yx} serão iguais, mas com sinal trocado ($Z_{xy} = -Z_{yx}$), uma vez que a condutividade independe da direçaõ de medida. Esse corresponde ao caso mais simples possível, porém pouco observado exceto em curtos períodos para regiões condutivas (e.g. bacias sedimentares), onde a penetraçaõ do sinal é muito menor que a espessura das camadas.

No caso bidimensional, quando um dos eixos de medida se encontra alinhado com o *strike* geoeletrico, os elementos da diagonal principal continuam iguais a zero ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$), porém os elementos ortogonais serão diferentes ($Z_{xy} \neq -Z_{yx}$). Nesse caso, o sinal eletromagnético é desacoplado nos modos TE e TM. O modo TE é o *transverso elétrico*, onde o campo elétrico é paralelo ao *strike* e o campo magnético é perpendicular. Assumindo o *strike* na direçaõ x , temos entao que o TE será dado pelos campos E_x e H_y , como mostra a Figura 3.14. Já o TM é o *transverso magnético*, caracterizado pelo campo elétrico perpendicular ao *strike*.

No caso tridimensional a condutividade varia em todas as direções, de forma que as impedancias não mostram nenhum tipo de simetria, como havia sido observado para os outros dois casos, ou seja, $Z_{ij} \neq 0$, com $i,j = x,y$.

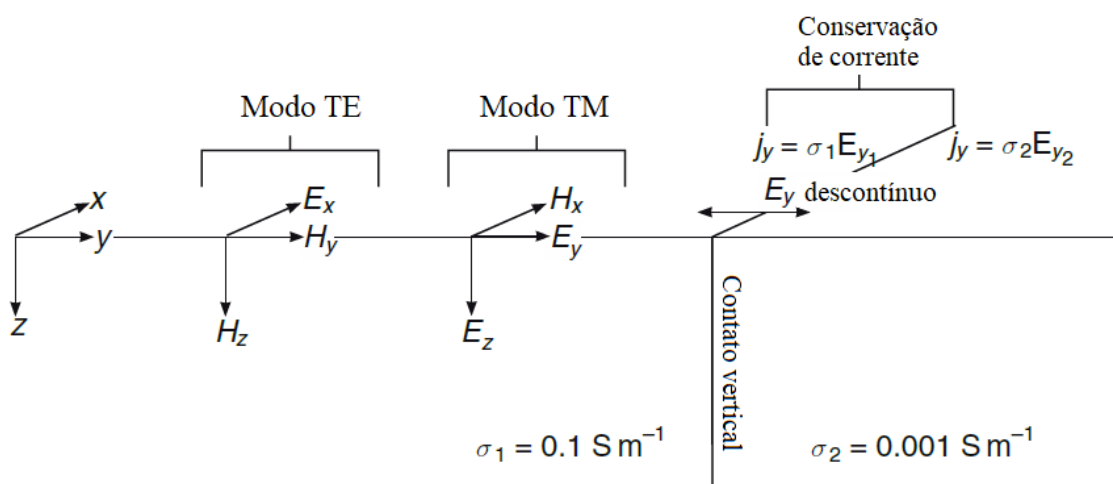


Figura 3.14 – Figura representando o *strike* geoeletrico e o modo como as componentes xy e yx do sinal MT são descritas em sua função. O caso em que o campo elétrico flui paralelamente ao *strike* é chamado de transversal elétrico (TE), enquanto aquele em que o campo elétrico é perpendicular, é chamado de transversal magnético (TM). Adaptado de Simpson e Bahr (2005).

3.6.2. Decomposição Groom-Bailey

Em campo, os dados são coletados com o eixo x na direção norte. No caso de sondagens bidimensionais, o dado poderá ser rotacionado, posteriormente, por meio de uma matriz de rotação na direção do *strike* geoeletrico. Ao longo dos anos, diferentes técnicas foram propostas para resolver a direção do *strike*. Uma das primeiras propunha a minimização dos elementos da diagonal principal do tensor de impedâncias (Swift, 1967), aproximando o tensor do caso 2-D ou 1-D.

No entanto, essa técnica falha na presença de ruídos ou em casos mais complexos nos quais os dados podem estar distorcidos pela presença de pequenos corpos próximos da superfície. À medida em que os períodos da sondagem aumentam e, conseqüentemente, o raio de investigação, esses corpos passam a se comportar como corpos tridimensionais, causando distorções nos dados. Essa distorção é causada por uma resposta não indutiva, galvânica, e pode levar a uma determinação errada do *strike* e da dimensionalidade do dado (cf. Simpson e Bahr, 2005:86).

Surgem então as técnicas de decomposição, que separam os efeitos devidos às heterogeneidades locais (3-D) daqueles regionais (2-D). Nesta tese foi usada a decomposição Groom-Bailey (Groom e Bailey, 1989) a partir do algoritmo de McNeice e Jones (2001), que

permite a determinação do *strike* para um conjunto de estações e de períodos. O tensor de impedâncias observado (Z) se afasta do regional (Z_{2D}) seguindo a equação:

$$Z(\theta) = R(\theta) \cdot C \cdot Z_{2D} \cdot R^T(\theta), \quad (\text{Eq. 3.3})$$

onde θ é o ângulo entre o sistema de coordenadas local e o *strike* da estrutura 2-D regional, R é uma matriz de rotação e C o tensor de distorção. A técnica Groom-Bailey fatora o tensor C em:

$$C = gT \cdot S \cdot A, \quad (\text{Eq. 3.4})$$

onde g é um escalar, o ganho, e os outros elementos são os tensores *twist* (T) *shear* (S) e anisotropia (A). O *twist* é um operador rotacional, que rotaciona o campo elétrico no sentido horário por um ângulo $\theta_{tw} = \arctan(t)$. O *shear* produz uma combinação linear das duas componentes do campo elétrico e não pode ser tão severo a ponto de reverter os campos locais em relação aos regionais, o que seria expresso por um ângulo de $\pm 45^\circ$, considerando $\theta_{sh} = \arctan(s)$. Próximo do limite teórico, o campo elétrico se propaga sempre numa mesma direção (cf. Jones, 2012, p. 226-227). O tensor de anisotropia separa as respostas das duas componentes.

Para a parametrização 3-D/2-D ser válida, deve-se ter parâmetros *shear*, *twist* e *strike* independentes da frequência. Os valores desses parâmetros são buscados em um processo iterativo descrito por Groom et al. (1993). Já o ganho e a anisotropia dependem de outras informações geofísicas ou geológicas para serem resolvidos.

3.6.3. Decomposição Groom-Bailey: perfil A-A'

3.6.3.1. Análise individual das estações

As Figuras 3.15 a 3.19 mostram os passos adotados neste trabalho na análise Groom-Bailey, tomando a estação 07 como exemplo. Inicialmente, avalia-se a decomposição período por período, permitindo que os parâmetros de distorção e o *strike* variem livremente (Fig. 3.15). Sendo o parâmetro *shear* o mais estável, este foi fixado em 0° e, com isso, o *twist* também se estabilizou em torno de -1° (Fig. 3.16). Fixando os dois parâmetros, o *strike* se estabilizou em torno de 13° (Fig. 3.17). A decomposição falha em períodos mais curtos que 10^{-2} s provavelmente porque os dados são quase 1-D, conforme indicado pela coincidência

das curvas de fase das componentes xy e yx . Foi então realizada a decomposição de todo o intervalo de período com o *strike* fixo na direção N13E (Fig. 3.18). A Figura 3.19 mostra o bom ajuste das impedâncias, validando a decomposição no strike N13E para essa estação.

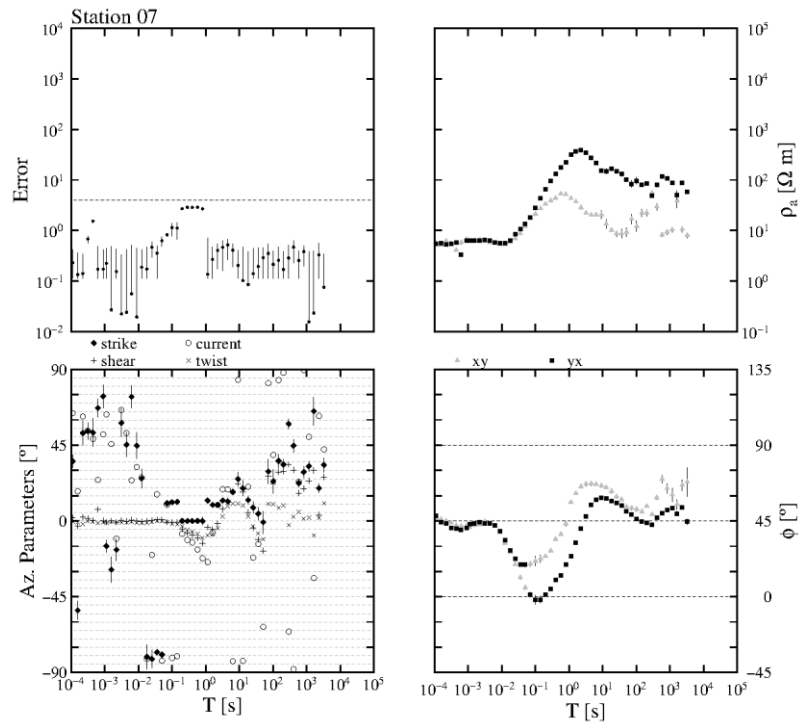


Figura 3.15 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 07, perfil A-A'.

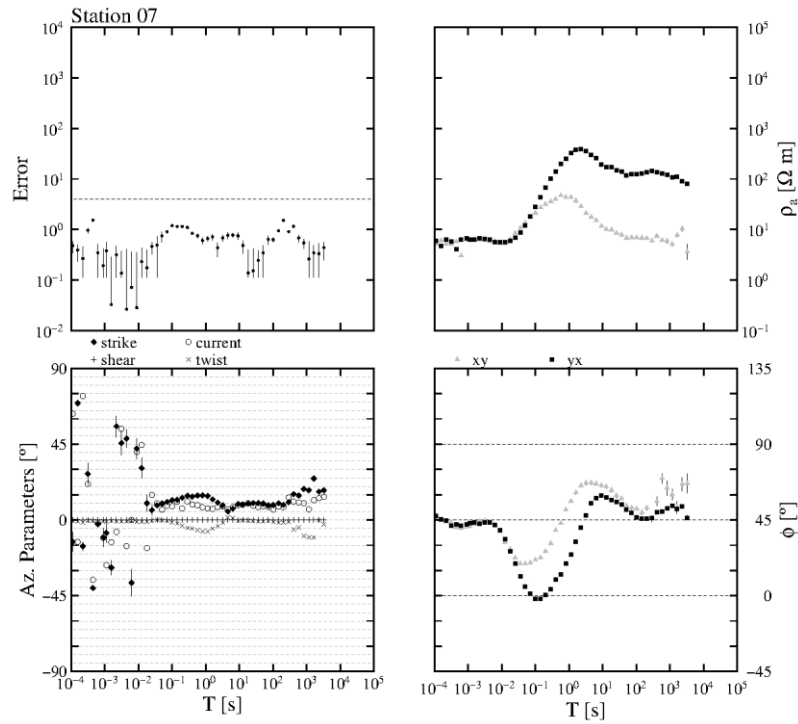


Figura 3.16 – Parâmetros Groom-Bailey com o *shear* fixado em 0° para a estação 07, perfil A-A'.

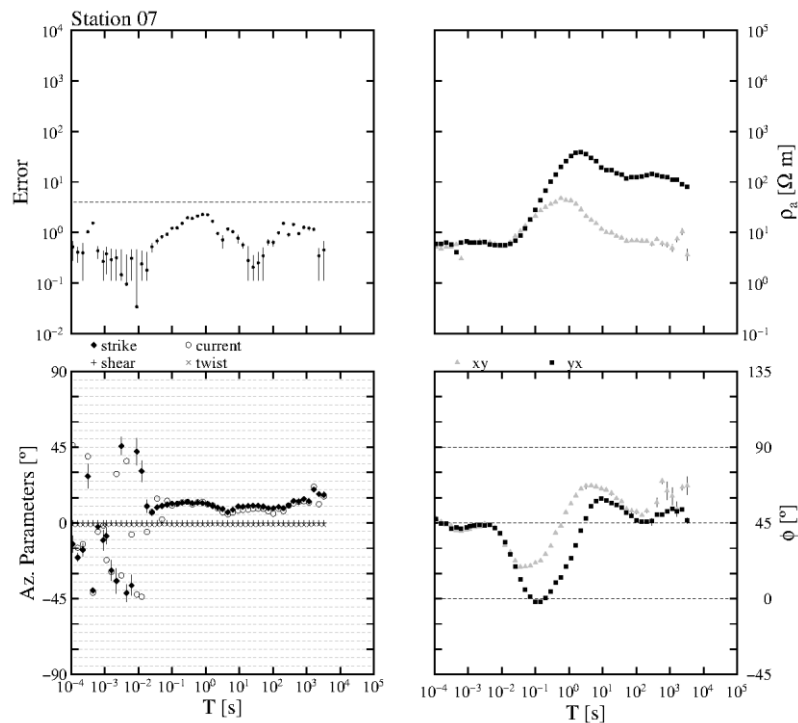


Figura 3.17 – Parâmetros Groom-Bailey com o *shear* fixado em 0° e o *twist* em -1° para a estação 07, perfil A-A'.

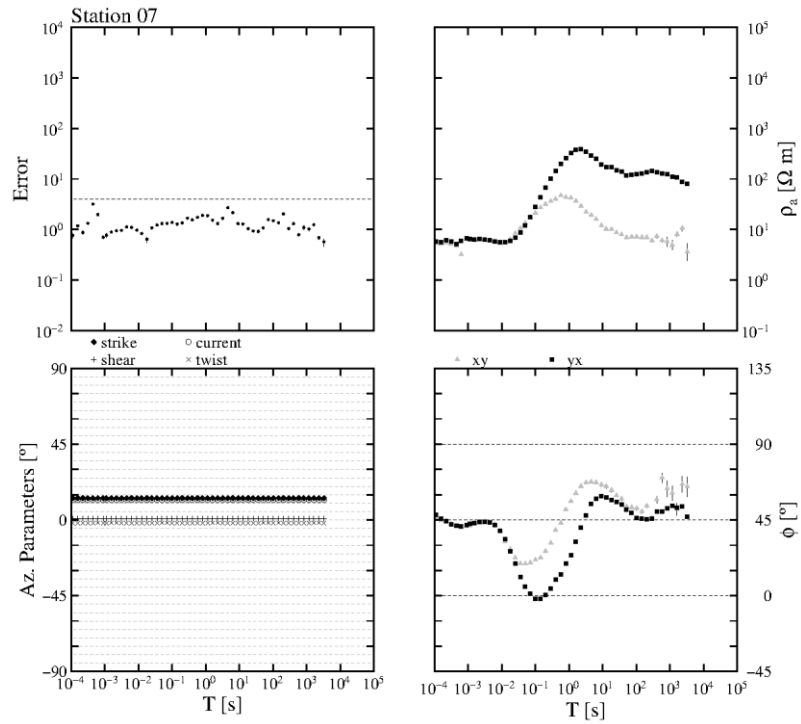


Figura 3.18 – Decomposição Groom-Bailey com o *strike* fixado na direção N13E para a estação 07, perfil A-A'.

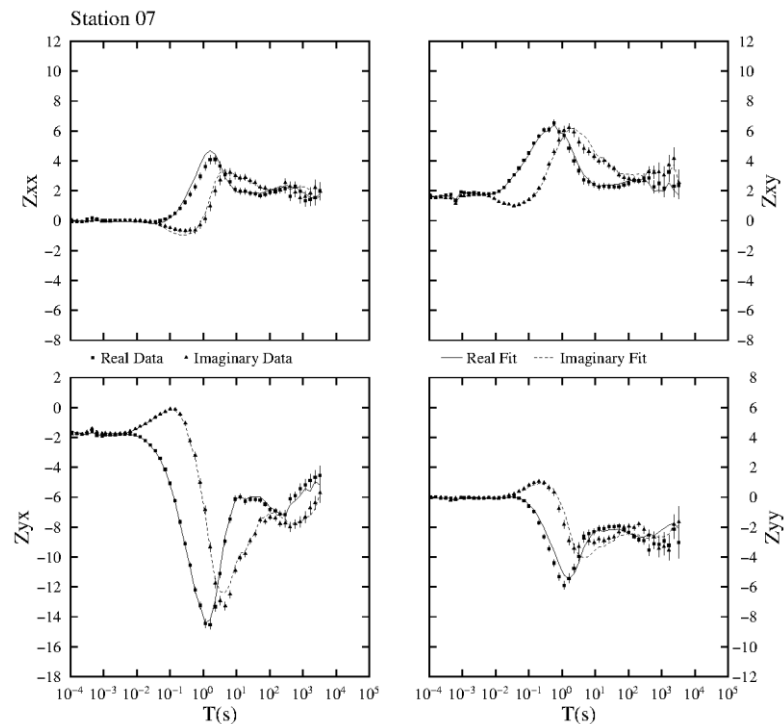


Figura 3.19 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.18 e o dado observado para a estação 07, perfil A-A'. As linhas sólidas e tracejadas representam a parte Real e Imaginária das impedâncias calculadas, e os quadrados e triângulos são as impedâncias observadas.

Em algumas estações há uma forte variação dos parâmetros que normalmente ocorre entre 0,1 e 10 s associada a um máximo no erro de ajuste. Nesse trecho os dados são tridimensionais, marcando uma transição entre duas regiões onde a parametrização 3-D/2-D é válida. Esses efeitos ocorrem majoritariamente nos dados das estações 17 a 22, as mesmas estações em que os vetores de indução apontam para fora do perfil nos períodos 6,4 s e 18 s (Fig. 3.12). Nas estações 10 a 12, esse comportamento também é verificado, embora de forma menos expressiva.

A Figura 3.20 exemplifica esse efeito na estação 18. Para um *strike* de N16E, os parâmetros *shear* e *twist* ficam estáveis em dois patamares distintos, de 10^{-4} a 10^{-1} s e de ~ 5 a 10^4 s. Esse salto nos parâmetros é explicado pela transição entre dois regimes 3-D/2-D ao longo de uma região 3-D (Jones et al., 1993). Neste exemplo, a transição ocorre em torno de 1 s, onde se nota que os erros ultrapassam o limite de 4 entre períodos de 0,1 e 10 s. Ao decompor esses dados com *strike* de N16E (Fig. 3.21), vemos que valores médios são adotados para os parâmetros *shear* e *twist* e os erros tornam-se altos para todos os períodos. Isso se reflete no ajuste das impedâncias (Fig. 3.22), que ficam fortemente desajustadas a partir de 0,1 s. Nos períodos menores que 0,1 s as impedâncias ficam bem ajustadas pois o dado é 1-D. Alternativamente, podemos realizar a decomposição fixando os parâmetros *shear* e *twist* em torno dos valores médios obtidos a partir de 10 s (Fig. 3.23). Ao fazer isso, vemos que os erros caem e as impedâncias ficam ajustadas para essa faixa de períodos (Fig. 3.24). Porém, o início das curvas, onde o dado era 1-D, ficou com as impedâncias escalonadas e, portanto, com resistividades subestimadas (Fig. 3.23). A solução encontrada nesses casos foi decompor os dados fixando apenas o *strike*, como havíamos visto na Figura 3.20. As impedâncias obtidas são bem ajustadas para todos os períodos, exceto entre 0,1 e 10 s na componente *xy* (Fig. 3.25). Em concordância com o ajuste das impedâncias, a curva de resistividade *xy* apresenta uma quebra entre 0,1 e 10 s. Esse é o trecho afetado pela distorção 3-D e deve ser removido posteriormente, no momento da inversão bidimensional. As outras estações em que essa medida foi tomada também tiveram os trechos 3-D removidos na inversão.

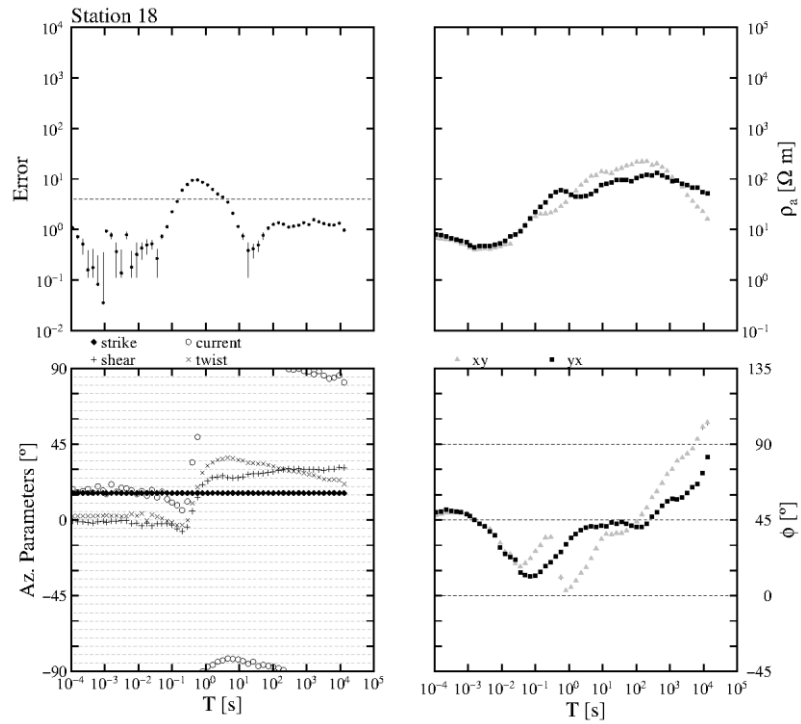


Figura 3.20 – Parâmetros Groom-Bailey com o *strike* fixado em N16E para a estação 18, perfil A-A'.

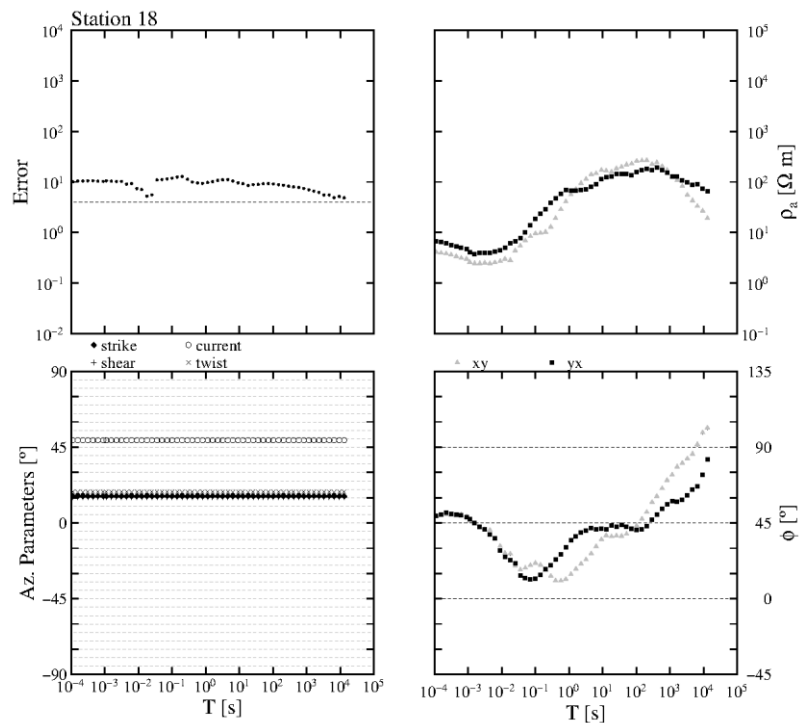


Figura 3.21 – Decomposição Groom-Bailey com o *strike* fixado em N16E para a estação 18, perfil A-A'.

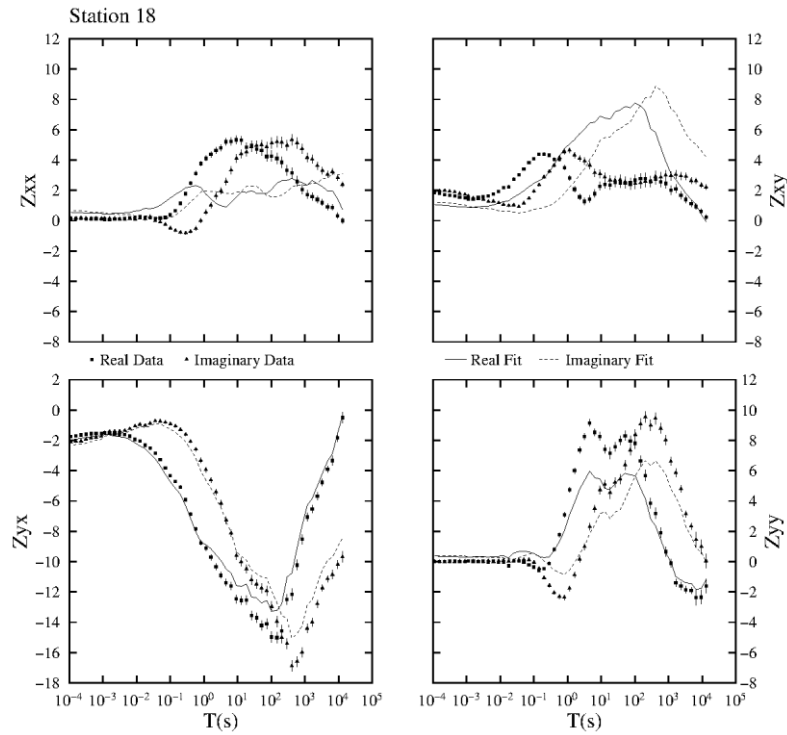


Figura 3.22 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.21 para a estação 18, perfil A-A'.

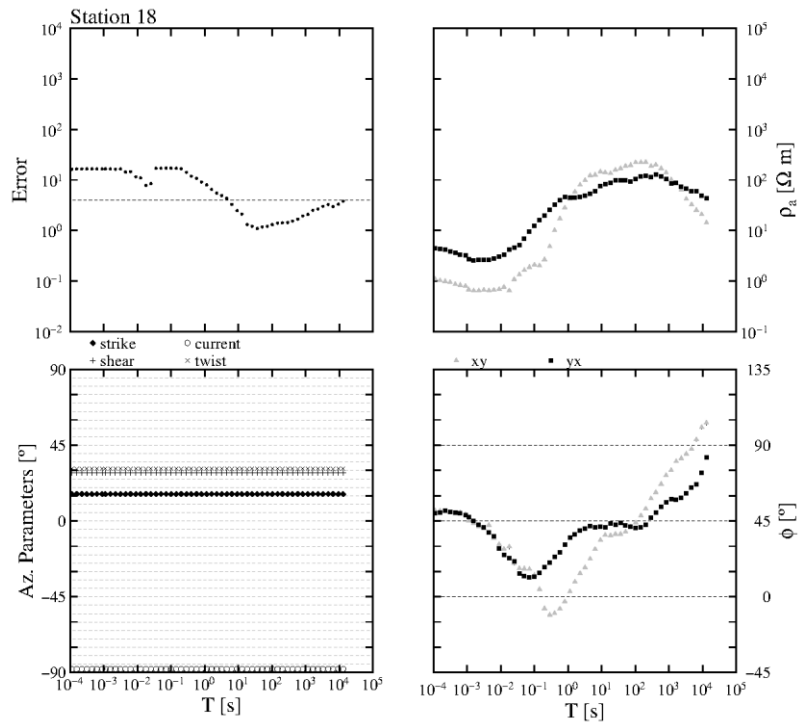


Figura 3.23 – Decomposição Groom-Bailey com o *strike* fixado em N16E, *shear* em +29° e *twist* em +31° para a estação 18, perfil A-A'.

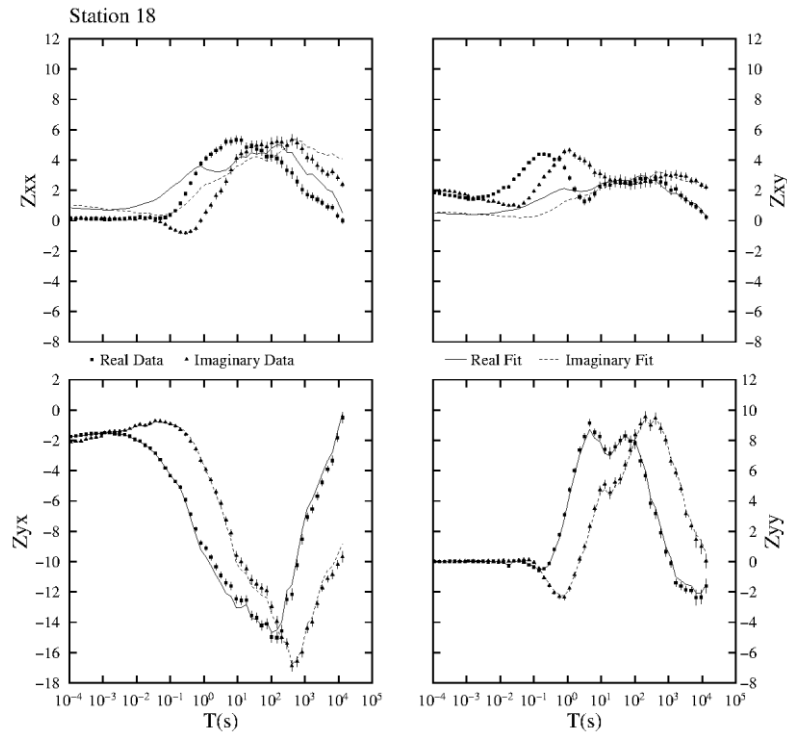


Figura 3.24 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.23 para a estação 18, perfil A-A'.

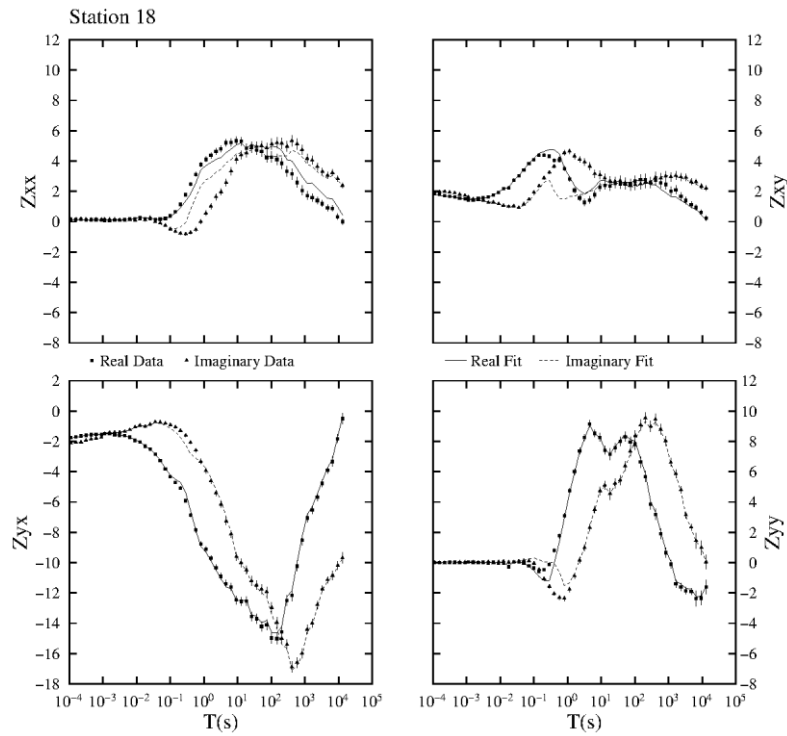


Figura 3.25 – Ajuste das impedâncias da decomposição Groom-Bailey mostrada na Figura 3.20 para a estação 18, perfil A-A'.

Os resultados obtidos para todas as estações foram compilados na Figura 3.26. O *strike* médio é de N10E ou N80W, considerando a ambiguidade dos dados.

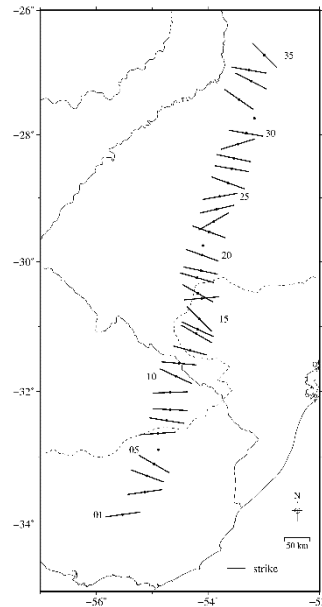


Figura 3.26 – Compilação dos *strikes* encontrados para as estações do perfil A-A'.

3.6.3.2. Decomposição multifrequências

Em adição à análise descrita na subseção anterior, também foi realizada uma outra multifrequências. A decomposição foi aplicada aos dados de cada estação, permitindo a variação dos parâmetros de distorção e do *strike*, em conjuntos que compreendiam uma década. A vantagem dessa análise é a facilidade de se operar os dados do programa, o que permite a elaboração de mapas que mostram a variação do *strike* para todas as estações exatamente na mesma banda, além da incorporação direta de outras informações, como a diferença de fase e o valor médio dos parâmetros de distorção na banda escolhida.

A Figura 3.27 mostra as direções do *strike* que foram obtidas para as quatro últimas décadas. Os *strikes* foram normalizados pela diferença de fase média em cada década. Essa normalização é útil pois quanto maior a anisotropia, maior é sua relevância para um modelo 2-D. Assim, barras pequenas representam fases que são praticamente coincidentes, indicando um subespaço unidimensional no qual a direção do *strike* não tem relevância. Os *strikes* na Bacia do Paraná a partir da estação 23, por exemplo, são pouco expressivos na década de 1 a 10 s, já que a diferença de fase é praticamente nula, mas tornam-se importantes a partir de 100 s. O quadrado colorido em cada estação é a média do *shear* naquela década, o que

permite visualizar facilmente o grau de distorção do dado. Principalmente para as duas décadas finais, a partir de 100 s, o *strike* geral observado é semelhante àquele que foi obtido pela análise individual, em torno de N80W (N10E).

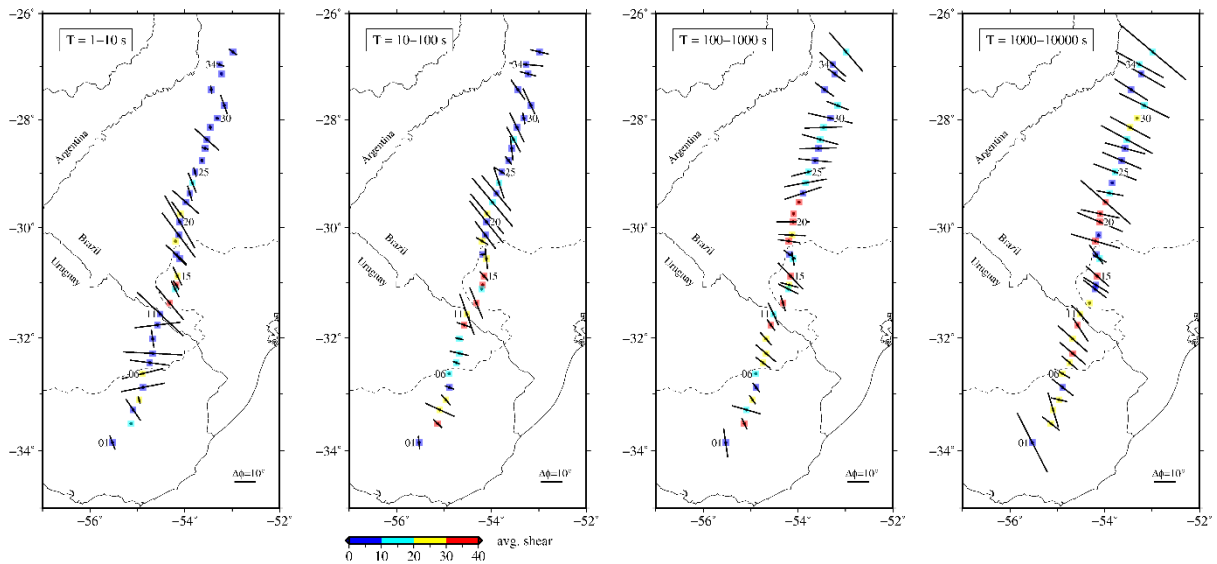


Figura 3.27 – Resultados da decomposição Groom-Bailey por décadas, perfil A-A'. São mostradas as décadas de 1-10 s, 10-100 s, 100-1000 s e 1000-10000 s. Os *strikes* foram normalizados por uma diferença de fase de 10° . A escala de cores é a média do *shear*, mostrada para cada estação e em cada década.

A decomposição Groom-Bailey possui uma ambiguidade de 90° inerente ao método. Essa ambiguidade pode ser resolvida com dados geofísicos independentes ou pela geologia. Vetores de indução podem auxiliar na determinação do *strike* correto, pois na presença de anomalias 2-D, eles devem apontar perpendicularmente ao *strike* da estrutura. Como discutido na seção 3.5, a maioria dos vetores da porção norte do perfil A-A' estão paralelos, sugerindo um *strike* perpendicular ao perfil. Essa direção do *strike* é condizente com a direção da WPS nessa região, estando relacionada com uma variação lateral na espessura crustal e na densidade na mesma direção. A decomposição Groom-Bailey foi então aplicada nos dados de todas as estações com o *strike* fixado na direção N80W, valor médio dos azimutes encontrados. Os parâmetros de distorção dos modelos parametrizados, bem como os ajustes obtidos para as impedâncias, podem ser vistos no Anexo 4.

3.6.4. Decomposição Groom-Bailey: perfil B-B'

3.6.4.1. Análise individual das estações

Assim como no perfil anterior, será mostrado o passo a passo da decomposição Groom-Bailey em duas estações representativas do perfil B-B'. As Figuras 3.28 a 3.31 mostram os resultados da decomposição dos dados da estação 04. Na decomposição período por período (Fig. 3.28), pode-se ver que a anisotropia principal do dado está nos períodos maiores que 10 s, com um *shear* estabilizando em torno de $+21^\circ$, caracterizando uma distorção moderada. Com o *shear* fixado nesse valor, o *twist* foi o parâmetro seguinte a se estabilizar em torno de -01° . Em seguida, com ambos fixados, o *strike* se estabilizou em períodos maiores que 10 s em torno de N01W (Fig. 3.29). O tensor MT foi então decomposto com o *strike* de N01W (Fig. 3.30), obtendo-se um bom ajuste das impedâncias (Fig. 3.31) exceto para a componente *xx* da diagonal principal.

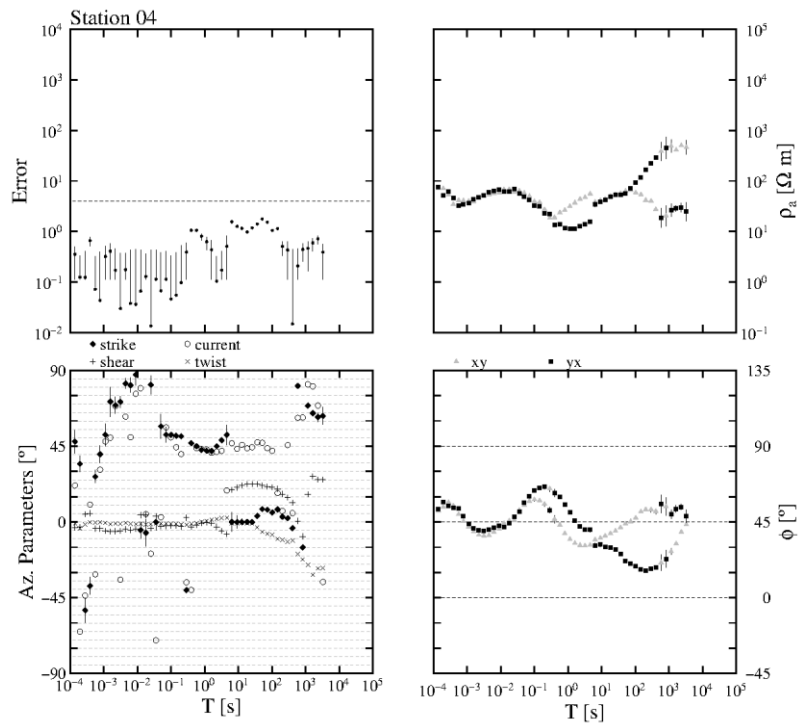


Figura 3.28 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 04, perfil B-B'.

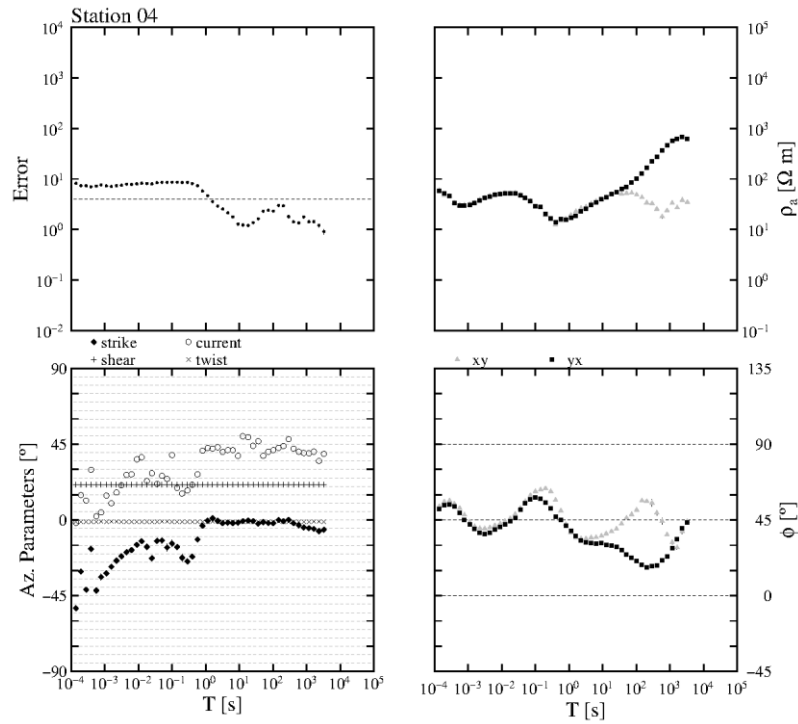


Figura 3.29 – Parâmetros Groom-Bailey com o *shear* fixado em +21° e o *twist* em -01° para a estação 04, perfil B-B'.

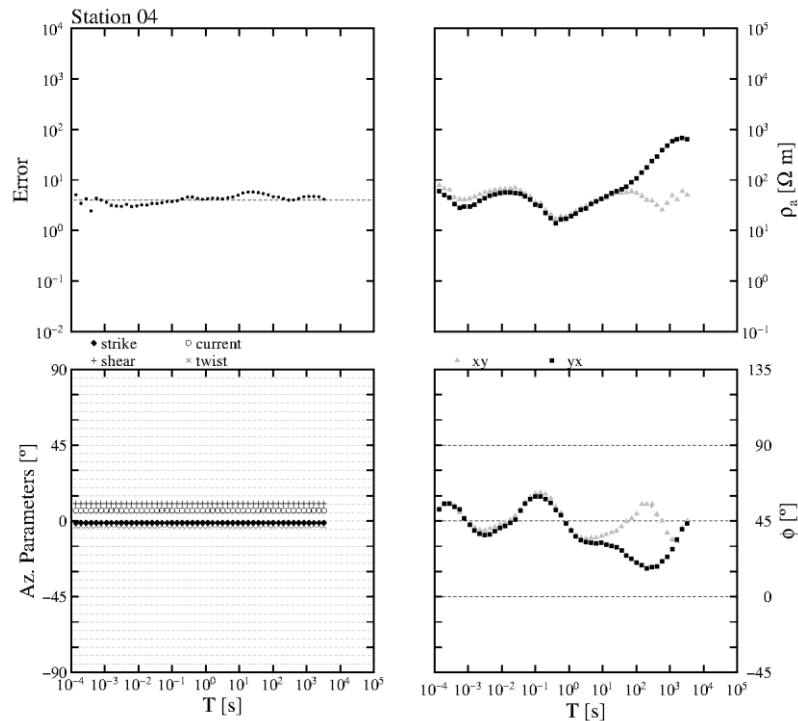


Figura 3.30 – Decomposição Groom-Bailey com o *strike* fixado em N01W para a estação 04, perfil B-B'.

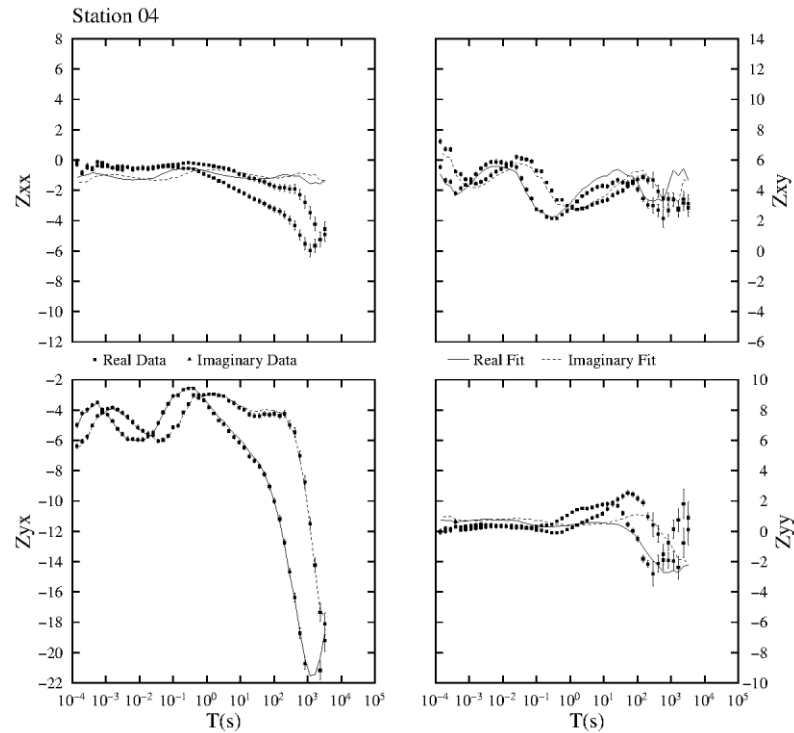


Figura 3.31 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.30 e o dado observado para a estação 04, perfil B-B'.

No caso da estação 13, posicionada mais a leste, a decomposição período por período (Fig. 3.32) mostra que anisotropia principal do dado está nos períodos maiores que ~ 30 s, com os parâmetros *shear* e *twist* oscilando entre 0° e $\pm 10^\circ$, caracterizando uma distorção baixa. Com o *shear* fixado em -07° , o *twist* foi o parâmetro seguinte a se estabilizar em torno de $+03^\circ$. Ao fixar ambos os parâmetros, o *strike* apresentou um comportamento não tão regular, mas com valores orbitando em torno de N35E (Fig. 3.33). O tensor MT foi então decomposto com o *strike* de N35E (Fig. 3.34), obtendo-se um bom ajuste das impedâncias (Fig. 3.35).

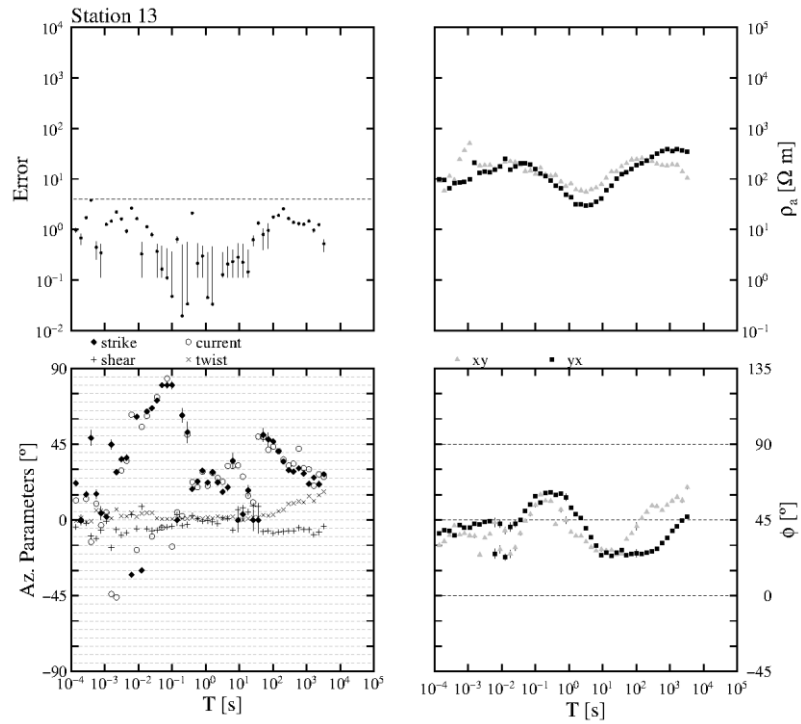


Figura 3.32 – Parâmetros Groom-Bailey obtidos pela decomposição período por período para a estação 13, perfil B-B'.

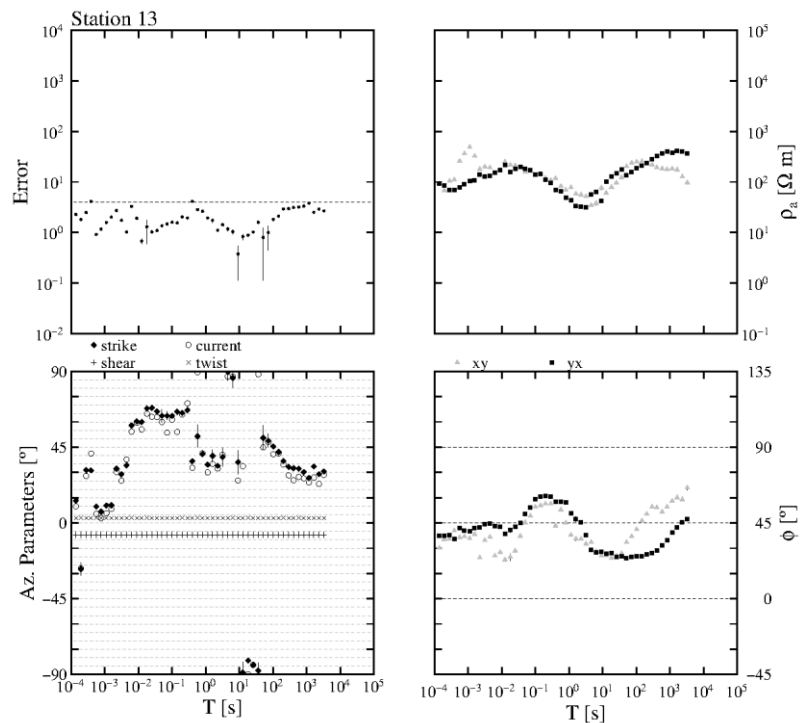


Figura 3.33 – Parâmetros Groom-Bailey com o *shear* fixado em -07° e o *twist* em $+03^\circ$ para a estação 13, perfil B-B'.

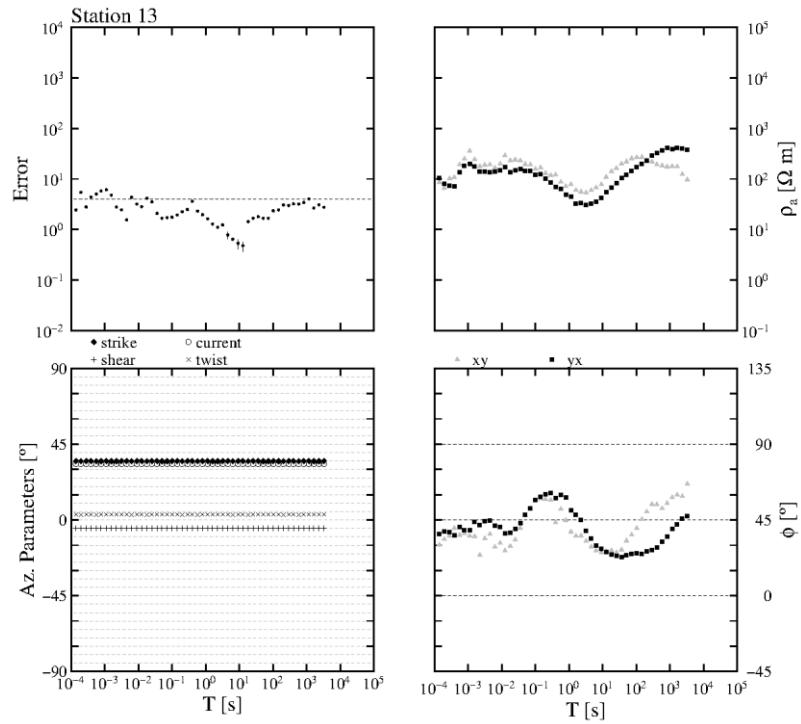


Figura 3.34 – Decomposição Groom-Bailey com o *strike* fixado em N35E para a estação 13, perfil B-B'.

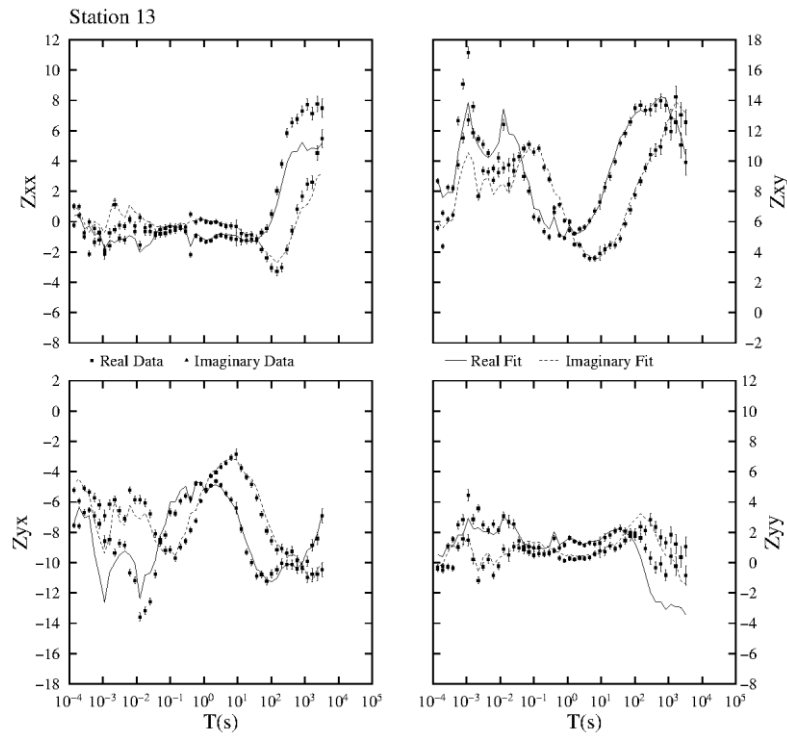


Figura 3.35 – Ajuste das impedâncias entre o resultado da decomposição Groom-Bailey mostrado na Figura 3.34 e o dado observado para a estação 13, perfil B-B'.

3.6.4.2. Decomposição multifrequências

Em adição à análise descrita na subseção anterior, também foi realizada uma outra automática pelo próprio programa. Ao invés da separação por décadas utilizada no perfil A-A', a melhor opção neste caso foi a separação em bandas compostas por quatro períodos. Isso foi feito para que as bandas finais ficassem representadas pela mesma quantidade de períodos, o que não era grave no perfil anterior pois as estações de período longo acabam cobrindo toda a última década. Três bandas foram selecionadas como mais representativas e são mostradas na Figura 3.36, com os *strikes* normalizados pela diferença de fase média. Principalmente na banda intermediária é possível notar dois grupos de *strikes*, um entre as estações 01 e 06, próximo de 0°, e outro entre as estações 07 e 18, entre 40° e 20°. Essa variação foi também observada nas análises anteriores, onde foi obtido um *strike* de N01W para a estação 04 e outro de N35E para a estação 13. Essa separação das estações em dois grupos havia sido sugerida anteriormente pelo comportamento dos vetores de indução, com as estações 07 a 18 apontando sistematicamente para NW até o período de 1170 s (Fig. 3.13).

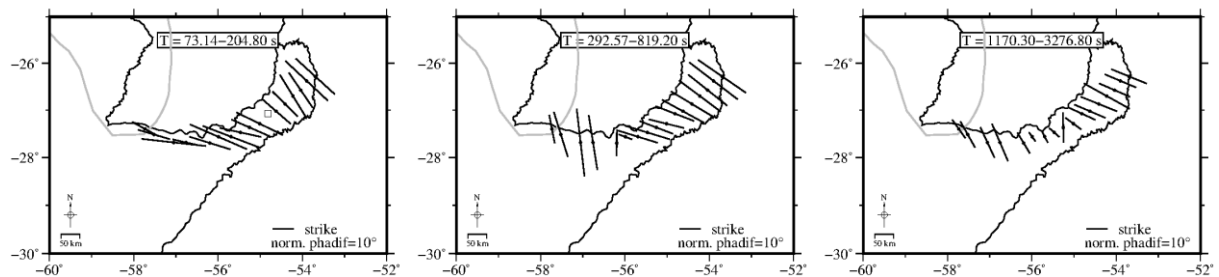


Figura 3.36 – *Strikes* obtidos para todas as estações nas bandas a) 73,14 a 204,80 s, b) 292,57 a 819,20 s e c) 1170 a 3276 s. O tamanho do traço do *strike* foi normalizado pela diferença de fase média da banda em questão, como indica a legenda da figura.

Para buscarmos um *strike* regional que seja válido para cada conjunto de estações, diversos testes foram realizados usando diferentes subconjuntos de dados no programa *Strike*. Determinou-se um *strike* médio de N06W (N84E) para o conjunto das estações 01-06 e outro *strike* de N36E (N54W) para o conjunto das estações 07-18.

Nas estações 01 a 06 foi possível recuperar o *tipper* apenas das estações pares, pois nas outras um problema com um dos cabos das bobinas de indução impediu a aquisição de todas as componentes do campo magnético (cf. subseção 3.4.3). O vetor da estação 02 aponta para SW em todos os períodos analisados, variando sua intensidade. No entanto, a ocorrência

de uma reversão dos vetores entre as estações 04 e 06 nos períodos de 18 e 204 s, sugeriram uma estrutura 2-D de direção N-S. O vetor da estação 04 passa a apontar para SW a partir de 1170 s, porém com uma intensidade menor que a da estação 06, que continua apontando para oeste nos períodos subsequentes. Apesar da falta de outros vetores para corroborar essa observação, o gradiente gravimétrico entre essas estações também tem direção N-S (vide Fig. 2.8), reforçando a ideia de um *strike* regional de direção N06W.

Com relação às estações 07 a 18, seus vetores de indução apontam para fora do perfil, no sentido NW, entre os períodos de 204 a 1170 s (Fig. 3.13). Isso indica a existência de uma estrutura 2-D perpendicular a essa direção, sugerindo que o azimute seja N36E, subparalelo ao perfil. Essa direção não é compatível com o gradiente gravimétrico, porém concorda com o eixo da Bacia do Paraná, ao longo do qual verifica-se a maior espessura de sedimentos e basaltos (Fig. 2.2). Provavelmente, o *strike* de N36E está ligado ao controle do embasamento da bacia, que tem continuidade na Argentina.

Os resultados da decomposição com os *strikes* fixos nas direções N06W e N36E, bem como os ajustes obtidos para as impedâncias, podem ser vistos no Anexo 5.

3.7. Inversão bidimensional

3.7.1. Introdução

A solução do problema inverso no método MT não é unívoca, pois há infinitas possibilidades de distribuição da condutividade elétrica para um determinado conjunto de dados. As inversões dos dados MT deste trabalho foram feitas com o código REBOCC (Siripunvaraporn e Egbert, 2000), acrônimo de *Reduced Basis Occam's Inversion*. O programa é baseado no método de Occam (Constable et al., 1987), que busca por soluções suavizadas na tentativa de se reduzir o número de soluções possíveis do problema inverso. O uso desse código é vantajoso pela velocidade com que consegue convergir para modelos com um ajuste aceitável, o que é alcançado pelo uso de apenas parte dos dados de entrada (é a “base reduzida” – *reduced basis* – do nome do método). O código admite que as curvas de resistividade e fase variam lentamente com o período, de modo que pontos adjacentes possam ser considerados redundantes. Assim, pontos de uma certa curva podem ser tomados a cada N períodos, reduzindo significativamente a base de dados sobre a qual o modelo inverso deverá convergir. A modelagem direta é usada no código tanto para a obtenção da matriz de sensibilidade quanto para a obtenção da resposta do modelo e cálculo do desajuste. Para isso,

as equações diferenciais de segunda ordem são resolvidas pela técnica das diferenças finitas.

O modelo é parametrizado como uma seção bidimensional descrita por células de altura e largura variáveis às quais são atribuídos valores de resistividade. A grade é construída seguindo alguns critérios. Horizontalmente, adota-se um número de células entre cada estação, a fim de manter o modelo o mais homogêneo possível. Para evitar problemas de borda, o modelo é estendido lateralmente para além do limite das estações. Fora da região dos dados, a dimensão de cada célula é aumentada na horizontal por um fator de 1,5, até que se atinja a distância de três vezes o valor da máxima profundidade pelicular dos dados. Verticalmente, a resolução do modelo deve decrescer com a profundidade, o que mimetiza o conceito de profundidade pelicular. A espessura da primeira camada é determinada como um quinto da menor profundidade pelicular dos dados. A partir da terceira linha, a espessura das células é incrementada por um fator entre 1,05 e 1,2, até que se atinja uma distância equivalente a três vezes o valor da máxima profundidade pelicular dos dados.

3.7.2. Perfil A-A' – Brasil e Uruguai

Para a parametrização do modelo, a posição de cada estação do perfil A-A' foi projetada numa linha que melhor se ajusta às coordenadas de todo o conjunto de estações. Adotando os critérios mencionados acima, o modelo parametrizado foi elaborado com 154 células horizontais, sendo 134 na região dos dados e 20 nas laterais, e 58 células verticais. As inversões foram realizadas para cada modo individualmente e conjuntamente, sendo que o resultado que será apresentado aqui e discutido é o da inversão simultânea TE+TM. As inversões individuais foram realizadas para averiguarmos o comportamento da inversão e o ajuste dos dados, e os resultados obtidos estão no Anexo 6A.

A inversão simultânea foi realizada primeiramente usando apenas as fases. Ao notar que a resistividade de uma certa estação estava sub ou superestimada, e a fase correspondente não tinha um bom ajuste, uma correção foi aplicada no nível da curva de resistividade. Apesar dessa correção poder ser realizada automaticamente pelo REBOCC, a análise manual das curvas e dos efeitos dessas correções nas estações adjacentes, permitiu um maior controle e compreensão dos aspectos envolvidos na correção do deslocamento estático. Após diversos testes, a correção do nível das curvas de resistividade foi estabelecida segundo os valores mostrados na Tabela 3.1. As correções feitas em duas etapas envolveram primeiro uma correção aplicada a apenas uma das curvas e, em seguida, as duas foram deslocadas em conjunto.

Tabela 3.1 – Fatores de correção aplicados nos níveis das curvas de resistividade do perfil A-A'. Em parênteses os modos que foram corrigidos em cada estação.

Estação	Fator de correção 1	Fator de correção 2
01	-0,40 (XY)	
02	-0,60/0,50 (XY e YX)	
03	-0,50 (YX)	
04	-0,70 (XY)	
13	-0,30 (YX)	-0.40 (XY e YX)
14	-0,85 (YX)	
16	-0,40 (YX)	-0.60 (XY e YX)
17	-0,80 (XY e YX)	
21	-0,87 (YX)	
27	+0,60 (YX)	
35	+1,60 (XY)	

Vários testes foram rodados variando diversos parâmetros, como os desvios fixos (*error floor*), o modelo de entrada, o número de pontos da base reduzida e usando diferentes subconjuntos de estações. O modelo final até profundidades de 250 km e 10 km é apresentado nas Figuras 3.37 e 3.38. Em ambos os modos foram usados desvios fixos de 6% para as fases, equivalente a uma incerteza de 1,72°, e de 15% para as resistividades. O desvio fixo maior na resistividade permite variações no modelo para levar em conta efeitos galvânicos que eventualmente não tenham sido corrigidos. A base reduzida foi formada por pontos tomados a cada dois períodos, para ambos os modos. Dentre os diversos modelos de entrada que foram testados, aquele que gerou o melhor ajuste foi o de um semiespaço homogêneo de 450 Ωm , com um erro quadrático médio (*rms*) global de 2,94 obtido na quarta iteração. O ajuste entre as curvas observadas e calculadas é mostrado no Anexo 6B.

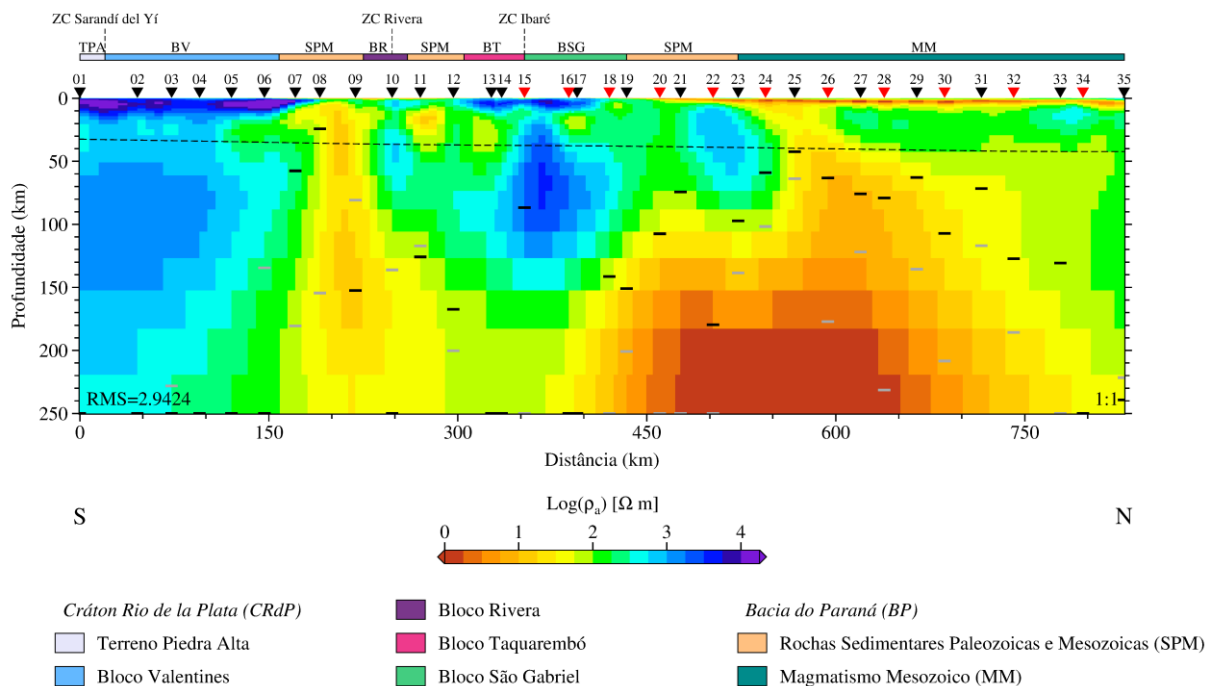


Figura 3.37 – Modelo elétrico do perfil A-A' obtido pela inversão bidimensional simultânea dos modos TE e TM. Os triângulos pretos são as estações de banda-larga, enquanto que os vermelhos representam estações banda-larga complementadas por levantamentos de período longo. As barras cinzas e pretas sob as estações são os limites de investigação dos modos TE e TM, respectivamente, derivados da transformada Niblett-Bostick dos dados decompostos e foram limitados à profundidade de 250 km, podendo ser maior. A linha tracejada é a Moho (Fig. 2.9; Assumpção et al., 2013). As principais unidades geológicas ao longo do perfil são mostradas na barra horizontal acima do modelo, seguindo o mapa apresentado na Figura 3.2 (vide legenda).

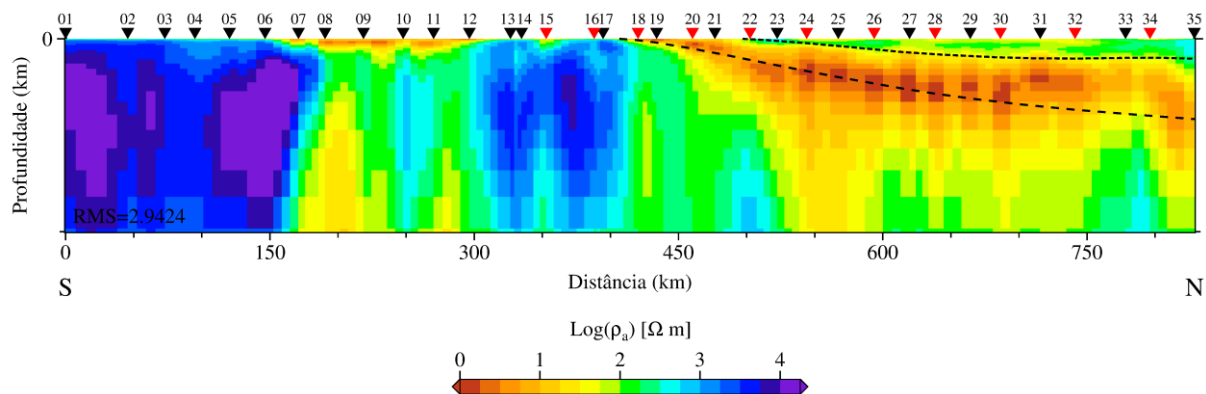


Figura 3.38 – Parte rasa do modelo elétrico mostrado na Figura 3.37. As linhas tracejadas são as profundidades dos basaltos da Formação Serra Geral (tracejado raso) e do embasamento (tracejado profundo) extraídas das isópacas das Figuras 2.2a e 2.2b.

O modelo inverso mostra que a litosfera ao longo do perfil é eletricamente heterogênea. A seção rasa (Fig. 3.38) tem uma boa correlação com a geologia de superfície, sendo as regiões dominadas por rochas sedimentares, condutivas ($< 10^2 \Omega\text{m}$), e as regiões dos blocos e terrenos Paleoproterozoicos, resistivas ($> 10^3 \Omega\text{m}$). A Bacia do Paraná, entre as estações 18 e 35, é mais espessa do que o predito pelas isópacas elaboradas a partir de poços (Fig. 2.2a), atingindo a profundidade de ~ 5 km na estação 23. Além disso, podemos notar, principalmente entre as estações 32 e 35, que o embasamento da bacia é irregular.

Uma primeira feição de destaque na seção litosférica (Fig. 3.37) está entre as estações 07 e 09, onde há um condutor elétrico subvertical ($< 10 \Omega\text{m}$). Localizado sob rochas sedimentares que ocorrem entre os blocos Valentines e Rivera, esse condutor se estende verticalmente desde a crosta superior até o manto, marcando a separação entre uma litosfera resistiva, ao sul, de outra heterogênea e mais complexa, ao norte.

Ao sul do condutor, na região do terreno Piedra Alta e do bloco Valentines, a crosta superior até 10 km é muito resistiva, com valores da ordem de $10^4 \Omega\text{m}$. Entre as estações 01 e 05 a crosta inferior tem aproximadamente $500 \Omega\text{m}$, já na borda norte do bloco Valentines, entre as estações 05 e 07, a crosta inferior tem $10^2 \Omega\text{m}$ com um mergulho em direção ao sul. O manto superior em toda a região é homogêneo e resistivo ($> 10^3 \Omega\text{m}$) até aproximadamente 200~250 km, quando o meio começa a ficar mais condutivo.

Ao norte do condutor, a litosfera elétrica é heterogênea, mais complexa do que aquela observada no terreno Piedra Alta e bloco Valentines. Entre as estações 12 e 18, na região dos blocos Taquarembó e São Gabriel, a crosta superior também é resistiva, porém com valores em torno de $10^3 \Omega\text{m}$ que variam entre 5 e 8 km de profundidade. A crosta inferior é heterogênea, alternando zonas condutivas ($\sim 10 \Omega\text{m}$) e resistivas ($10^3 \Omega\text{m}$). O manto superior, assim como ao sul do condutor, também é resistivo ($> 10^3 \Omega\text{m}$), porém o valor da resistividade cai mais rapidamente e, em 150 km, é menor do que $10^2 \Omega\text{m}$.

A partir da estação 18, um destaque é o fato da crosta e do manto sob a Bacia do Paraná serem heterogêneos. Os basaltos da Formação Serra Geral estão limitados, de norte a sul, entre as estações 23 e 22. Coincidentemente, nessa região há um bloco resistivo isolado de aproximadamente $500 \Omega\text{m}$ sob a bacia. Esse bloco se estende verticalmente desde a crosta (~ 5 km) até o manto superior (~ 70 km). A partir daí, em direção ao norte, a crosta inferior é praticamente homogênea, entre 100 e $500 \Omega\text{m}$.

Uma última feição que merece destaque está na parte sul da bacia, entre as estações 18 e 32. Essa região é controlada por um grande condutor ($< 10 \Omega\text{m}$) no manto superior. O topo

dessa anomalia varia ao longo do perfil. Na região do bloco resistivo descrito anteriormente, até a estação 24, o condutor está abaixo de 100 km. Em seguida seu topo está em ~40 km e apresenta uma queda suave em direção ao norte até a estação 31, onde está em ~70 km. A partir da estação 31, o manto superior transita para um meio ligeiramente mais resistivo ($> 100 \Omega\text{m}$), condizente com os resultados de Padilha et al. (2015) para o manto no centro da Bacia do Paraná. O fim desse condutor mantélico próximo da estação 31 é coincidente com uma maior irregularidade no embasamento da bacia (Fig. 3.38) e com a região de reversão dos vetores de indução (subseção 3.5.2), o que era indicativo de uma transição lateral da resistividade nessa região.

3.7.2.1. Teste de sensibilidade

Em regiões condutivas, a atenuação rápida do sinal MT pode ser uma limitação à confiabilidade das estruturas observadas em profundidade. Por essa razão, a anomalia condutiva subvertical entre as estações 07 e 09 e a anomalia do manto sob a Bacia do Paraná, tiveram suas profundidades investigadas por meio de testes de sensibilidade. Os testes foram feitos a partir de alterações realizadas nos condutores do modelo final, as quais consistiram na substituição desses condutores por células de $100 \Omega\text{m}$. As alterações foram feitas passo a passo, desde camadas mais profundas até camadas mais rasas, e a cada passo foi efetuado o cálculo direto do modelo alterado.

Os resultados dos testes de sensibilidade foram avaliados nas estações 07 e 26, e são mostrados nas Figuras 3.39 e 3.40. Em ambos, o modo mais afetado foi o TE. No caso da anomalia subvertical entre as estações 07 e 09, limitá-la em 220 km não alterou a resposta, indicando que o dado não tem sensibilidade a essa profundidade. Porém, ao limitá-la a 152 km, a curva de fase do modo TE apresenta uma leve queda em torno de 10^3 s, indicando que o meio ficou mais resistivo. À medida em que a anomalia condutiva foi limitada a camadas mais rasas, o efeito aumentou de intensidade e passou a ocorrer em períodos menores, como esperado. No caso da anomalia condutiva sob a Bacia do Paraná, limitá-la em 220 km já provoca uma queda na curva de fase do modo TE em torno de 10^4 s, indicando um meio mais resistivo. De maneira semelhante ao que foi observado no caso anterior, a limitação do condutor a camadas mais rasas acentua e traz para períodos menores a queda da curva de fase. Esses testes mostram que, na região das anomalias condutivas, o modelo tem sensibilidade nas profundidades de 152 e 220 km. Assim, a extensão vertical dessas anomalias condutivas no manto, ao menos até essas profundidades, não é artefato da inversão.

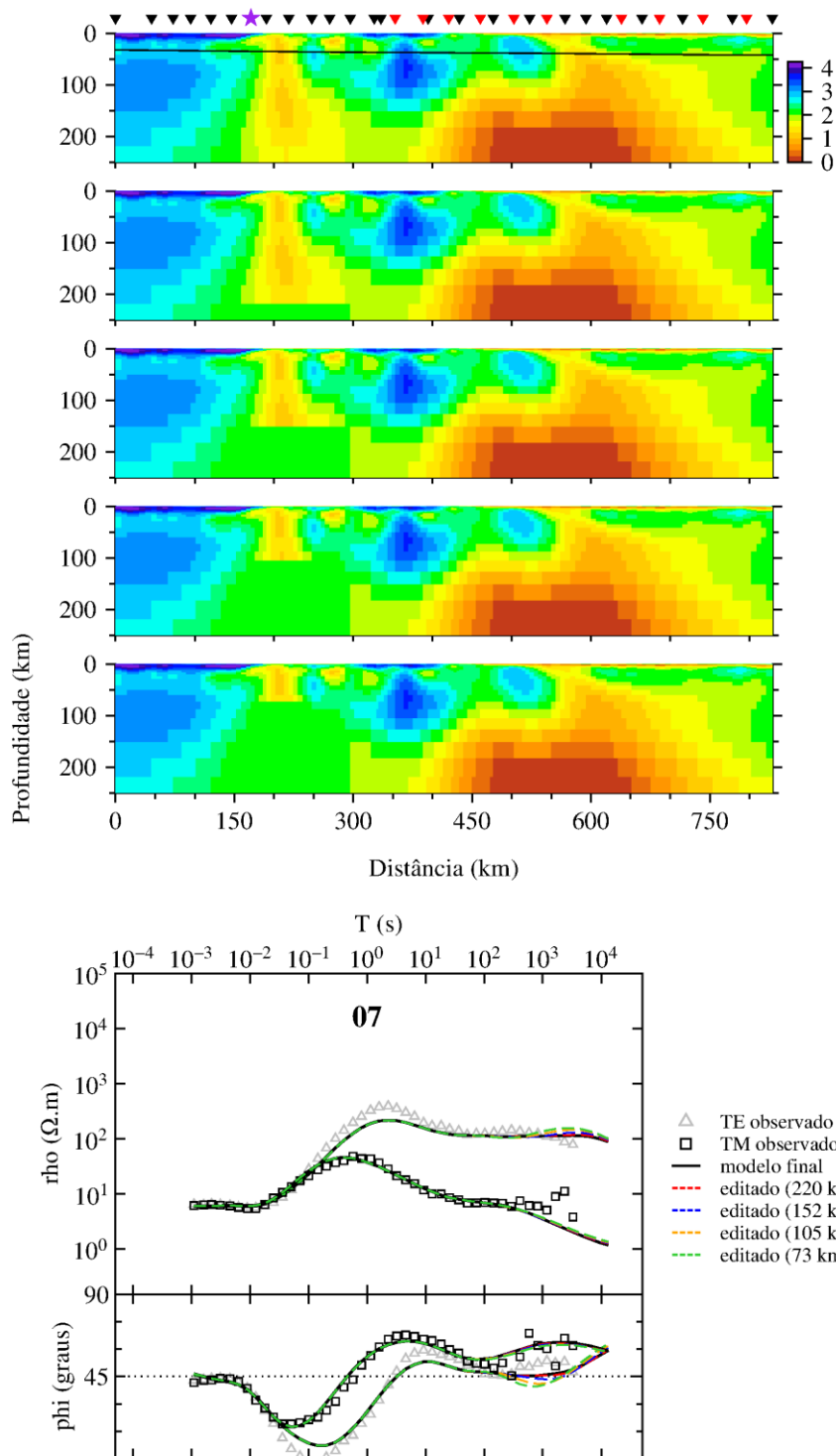


Figura 3.39 – Testes de sensibilidade efetuados para a anomalia subvertical entre as estações 07 e 09, perfil A-A'. O primeiro modelo é o final, sem alteração, e os seguintes são alterados a patamares cada vez mais rasos. As curvas são da estação 07 (estrela roxa sobre os perfis). Os símbolos são os dados observados, as linhas pretas são as curvas calculadas sem edição, e as coloridas são os resultados do cálculo direto após as edições no modelo final (vide legenda).

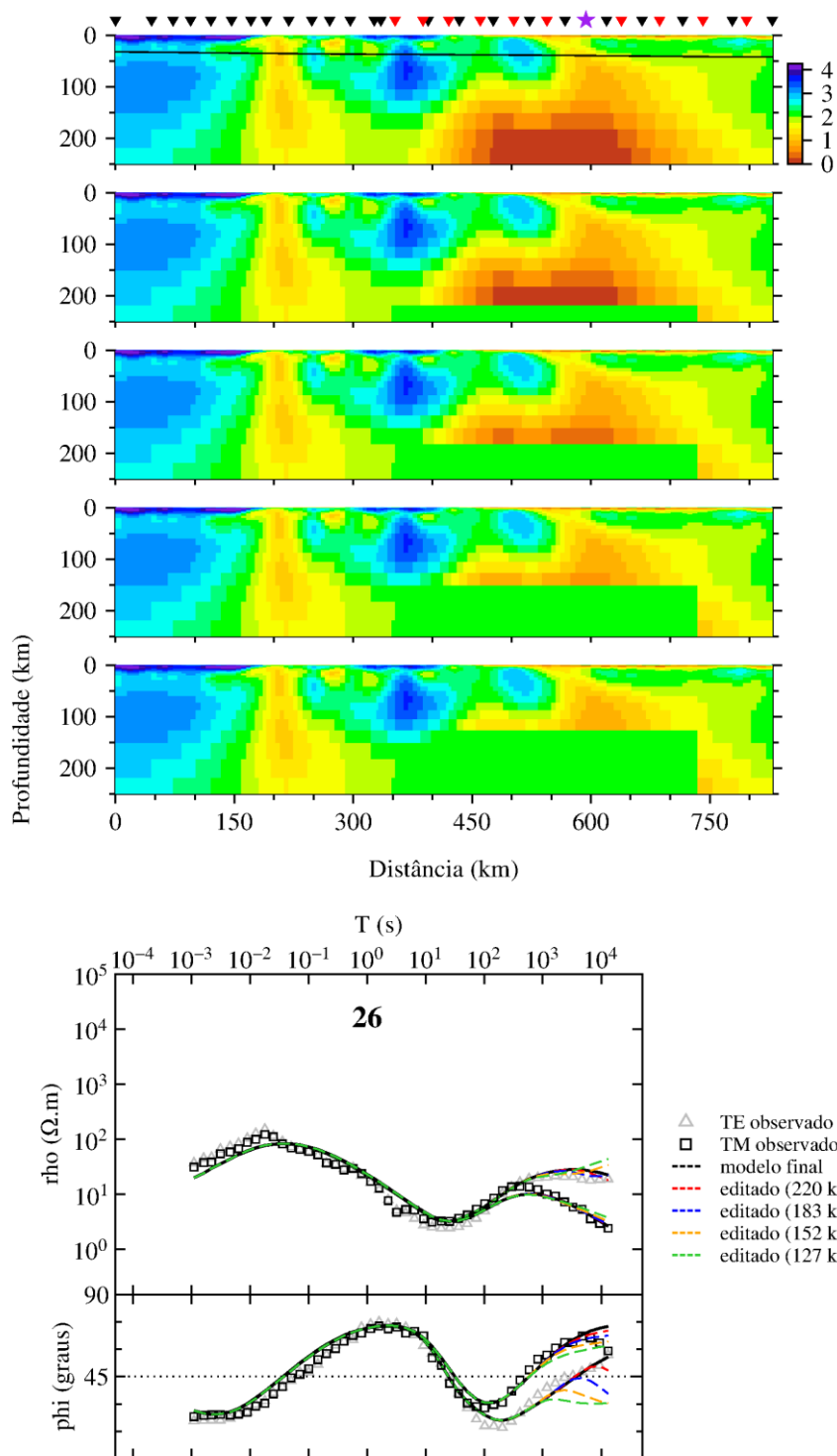


Figura 3.40 – Testes de sensibilidade efetuados para a anomalia condutiva sob a Bacia do Paraná, perfil A-A'. O primeiro modelo é o final, sem alteração, e os seguintes são alterados a patamares cada vez mais rasos. As curvas são da estação 26 (estrela roxa sobre os perfis). Os símbolos são os dados observados, as linhas pretas são as curvas calculadas sem edição, e as coloridas são os resultados do cálculo direto após as edições no modelo final (vide legenda).

3.7.3. Perfil B-B' – Argentina

A inversão do perfil B-B' foi realizada em duas etapas, uma para cada conjunto de estações definidas na análise do *strike* (estações 01-06 e 07-13). Em ambas foram adotadas projeções das estações ao longo de perfis perpendiculares ao valor do *strike*, tomadas a partir do centro de cada conjunto (Fig. 3.41). A projeção do segundo conjunto (Fig. 3.41b) resultou em dois pares de estações coincidentes (11-12 e 16-17), portanto uma de cada par teve de ser removida. As estações removidas foram a 11 e a 16, seguindo como critério a qualidade das curvas e o ajuste das impedâncias na decomposição. A parametrização do primeiro conjunto é constituída por 58 células na horizontal e 87 na vertical. O segundo conjunto é composto por 76 células na horizontal e 87 na vertical.

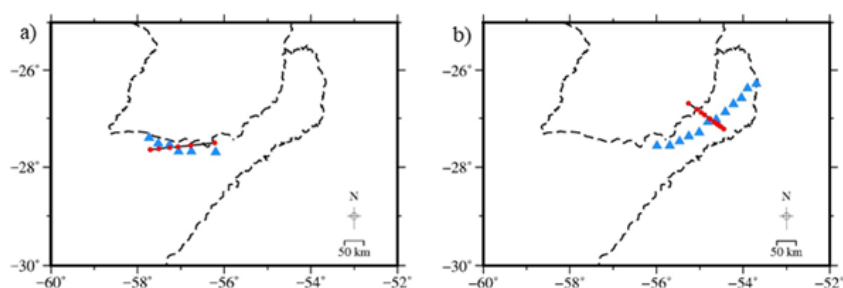


Figura 3.41 – Projeção das estações ao longo de perfis perpendiculares à direção dos *strikes* determinados em cada trecho: (a) N06W; (b) N36E. Os triângulos azuis são as posições das estações como adquiridas e os pontos vermelhos suas posições projetadas.

Como no perfil A-A', as inversões individuais foram realizadas para averiguarmos o comportamento da inversão e o ajuste dos dados, e os resultados encontram-se no Anexo 7A. O resultado que será apresentado e discutido é o da inversão simultânea TE+TM. Os mesmos procedimentos adotados no perfil A-A' foram repetidos. A correção do nível das curvas de resistividade foi estabelecida segundo os valores mostrados na Tabela 3.2. O modelo final até profundidades de 250 km e 10 km é apresentado nas Figuras 3.42 e 3.43. Na inversão do primeiro conjunto de estações (01-06) foram usados desvios fixos de 5% para as fases (equivalente a $1,42^\circ$), 15% para a resistividade TM e 10% para a TE. Na inversão do segundo conjunto (07-18), em ambos os modos foram usados desvios fixos de 5% ($1,42^\circ$) para as fases e 15% para as resistividades. Nas duas inversões a base reduzida foi formada por pontos tomados a cada três períodos. Dentre os diversos modelos de entrada que foram testados, em ambos os casos aquele que gerou o melhor ajuste foi o de um semiespaço homogêneo de 100

Ω_m , resultando em erros quadráticos médios de 2,87 e 3,21, ambos na quinta iteração. O ajuste entre as curvas observadas e calculadas é mostrado no Anexo 7B.

Tabela 3.2 – Fatores de correção aplicados no nível das curvas de resistividade do perfil B-B'.

Estação	Fator de correção
08	-0,18 (XY e YX)
13	-0,40 (XY e YX)

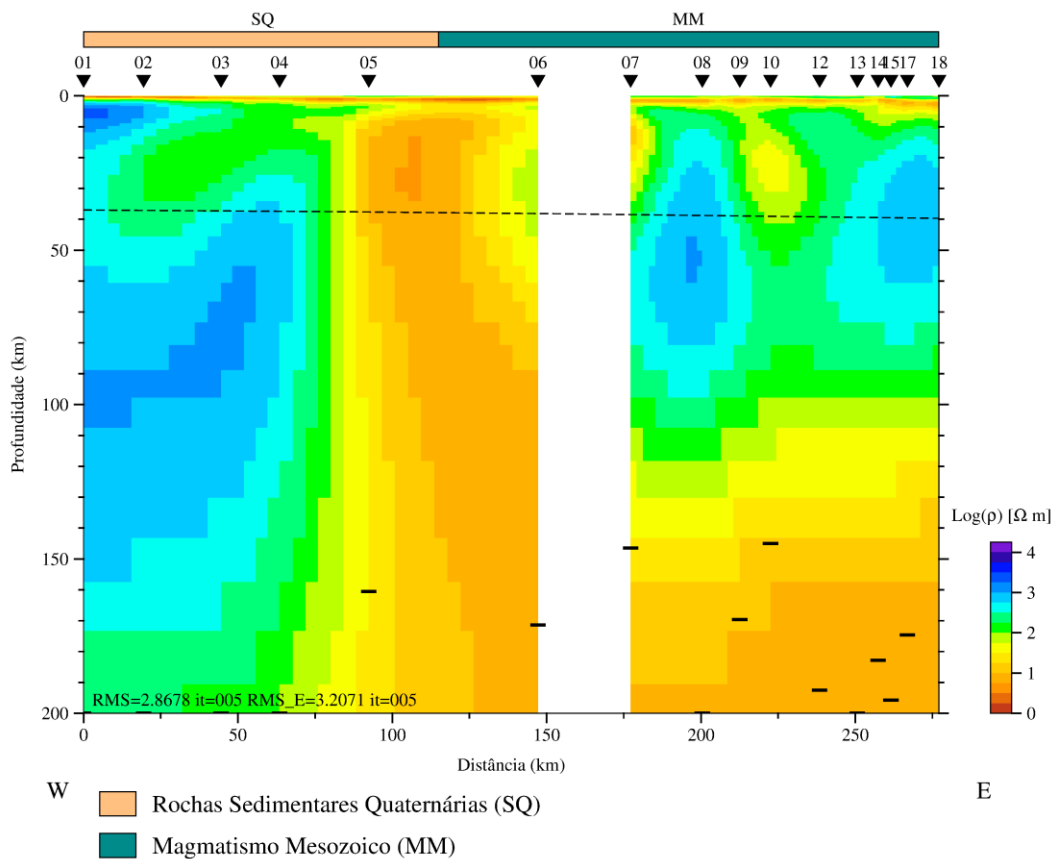


Figura 3.42 – Modelo elétrico do perfil B-B' obtido pela inversão bidimensional simultânea dos modos TE e TM. Os triângulos pretos são as estações de banda-larga. As barras pretas sob as estações são os limites de investigação da resposta invariante da transformada Niblett-Bostick dos dados decompostos e foram limitados à profundidade de 200 km, podendo ser maior. A linha tracejada é a Moho (Fig. 2.9; Assumpção et al., 2013). As principais unidades geológicas ao longo do perfil são mostradas na barra horizontal acima do modelo, seguindo o mapa apresentado na Figura 3.2 (vide legenda).

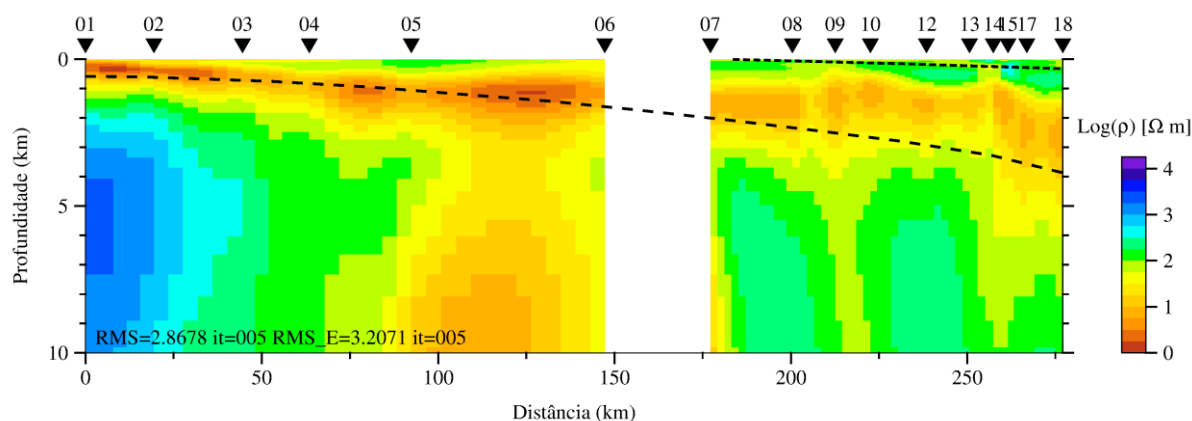


Figura 3.43 – Parte rasa do modelo elétrico mostrado na Figura 3.42. As linhas tracejadas são as profundidades dos basaltos da Formação Serra Geral (tracejado raso) e do embasamento (tracejado profundo) extraídas das isópacas das Figuras 2.2a e 2.2b.

Assim como no perfil A-A', o modelo inverso mostra que a litosfera ao longo do perfil é eletricamente heterogênea. A seção rasa (Fig. 3.43) tem boa correlação com a geologia de superfície, mostrando que toda a região está coberta por sedimentos e basaltos. O limite entre os depósitos quaternários da Bacia do Chaco-Paraná e da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná coincide com um trecho em que a bacia fica mais rasa, entre as estações 05 e 06. Essa irregularidade na topografia dos sedimentos, assim como no embasamento da bacia, ocorre ao longo de todo o perfil, com destaque no aumento abrupto da profundidade do embasamento que ocorre na estação 14, em direção a leste. As estimativas da profundidade do embasamento e da espessura de basaltos a partir de poços estão, na maior parte do perfil, subestimadas. Entre as estações 12 e 18, por exemplo, as isópacas indicam 200 m de basaltos. O modelo elétrico, por sua vez, apresenta uma região de $\sim 10^2 \Omega\text{m}$, possivelmente relacionada aos basaltos, de no mínimo 1 km.

A região de transição na geologia de superfície coincide não só com a bacia mais rasa, mas também com uma feição de destaque na seção litosférica (Fig. 3.42). Entre as estações 05 e 06 há um condutor ($< 10 \Omega\text{m}$) subvertical que se estende desde a crosta até o manto, separando uma litosfera resistiva, a oeste, de outra variável e menos resistiva, a leste.

A oeste do condutor, a estrutura elétrica se assemelha àquela observada ao norte do bloco Valentines no perfil A-A'. A crosta superior é resistiva entre as estações 01 e 02 ($> 10^3 \Omega\text{m}$) e, entre as estações 01 e 04, a crosta inferior tem $10^2 \Omega\text{m}$ com um mergulho na direção oeste. O manto superior em toda a região é homogêneo e resistivo ($> 10^3 \Omega\text{m}$) até aproximadamente 150 km.

A leste do condutor, a litosfera é heterogênea. Entre as estações 07 e 09 e entre 13 e 18, há duas anomalias resistivas ($\sim 10^3 \Omega\text{m}$) que se estendem verticalmente desde a crosta (ambas com topo em ~ 20 km) até o manto superior em 80 km e 60 km, respectivamente. Essas duas anomalias são separadas por um condutor ($< 10^2 \Omega\text{m}$) localizado na crosta inferior.

Capítulo 4

Discussão

Em adição às duas seções elétricas adquiridas e processadas na presente tese, outras duas publicadas são mostradas para complementar a discussão dos resultados. A Figura 4.1 mostra as seções elétricas com as mesmas escalas horizontais e verticais bem como a mesma escala de cores para os valores de resistividade elétrica. O perfil C-C' foi publicado por Padilha et al. (2015) e se inicia no cráton Rio Apa, a oeste, cruza a WPS e se estende em direção à parte central da Bacia do Paraná, a leste. O perfil D-D' foi publicado por Favetto et al. (2015) e parte do terreno Pampia (não mostrado) em direção ao alto gravimétrico circular interpretado no Capítulo 2 como o cráton Rio Tebicuary. É mostrado apenas o trecho final da seção elétrica, coincidente com o início do perfil B-B'.

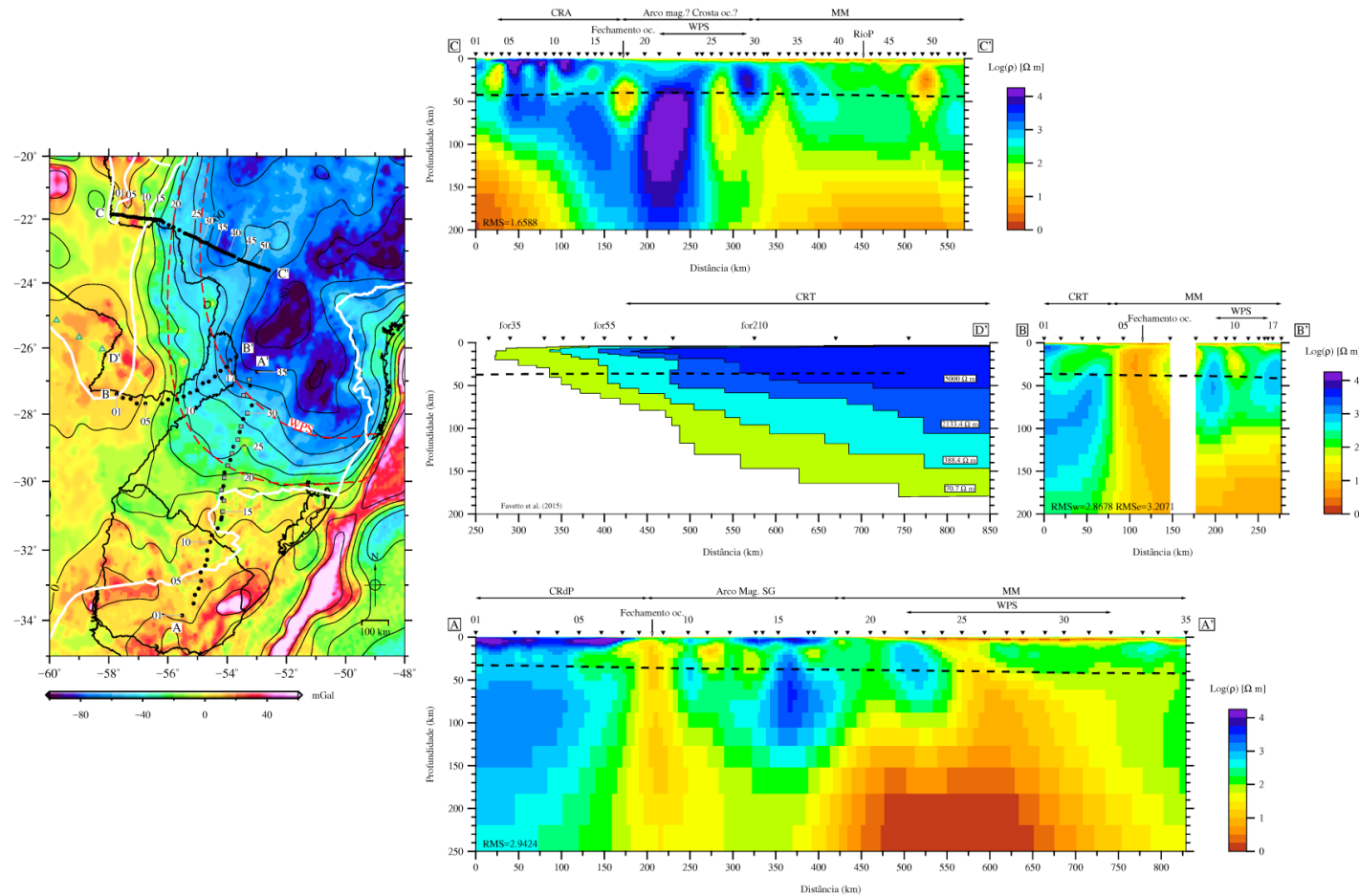


Figura 4.1 – Mapa de anomalias Bouguer no continente e ar-livre no oceano do modelo gravimétrico SAGM04 (Sá, 2004). As linhas tracejadas vermelhas definem a WPS. As seções elétricas mostradas são dos perfis MT, de sul para norte: A-A' e B-B', adquiridos nesta tese; C-C', publicado por Padilha et al. (2015); D-D', publicado por Faveto et al. (2015). Em todas as seções elétricas as linhas tracejadas são a Moho (Fig. 2.9; Assumpção et al., 2013). Unidades tectônicas: CRdP – cráton Rio de la Plata; CRT – cráton Rio Tebicuary; CRA – cráton Rio Apa; MM – Magmatismo Mesozoico.

4.1. Crátons a oeste da WPS.

Os três modelos geoeletricos resultantes das inversões bidimensionais apresentam características semelhantes nas regiões cratônicas a oeste da WPS que foram definidas no Capítulo 2 utilizando dados gravimétricos. As áreas onde os crátons Rio Apa e Rio de la Plata foram determinados geologicamente através de estudos isotópicos e geocronológicos de rochas do embasamento são caracterizados por crosta superior e manto superior resistivos ($>10^3 \Omega\text{m}$). Analogamente a mesma estrutura elétrica da litosfera é observada no cráton Rio Tebicuary, cujas informações geológicas estão restritas a afloramentos do embasamento no sul do Paraguai. Seus limites e extensão foram propostas a partir de anomalias Bouguer no Capítulo 2 dessa tese.

4.1.1. O cráton Rio de la Plata

Estudos geológicos recentes, em especial geocronologia de granitos e embasamento (Oyhanbçabal et al., 2011; Oriolo et al., 2016) limitaram a parte uruguaia do cráton Rio de la Plata ao terreno Paleoproterozoico Piedra Alta, separado do terreno Nico Pérez ao longo da zona de cisalhamento Sarandí del Yí. Essa proposta exclui o terreno Nico Pérez do cráton por apresentar sinais de retrabalhamento crustal posterior, no Meso- e no Neoproterozoico (cf. subseção 2.1.2.2). No entanto, a seção elétrica do perfil A-A' mostra que tanto o terreno Piedra Alta quanto o bloco Valentines possuem estruturas elétricas semelhantes. A crosta superior em toda a região é muito resistiva ($\sim 5 \times 10^3 \Omega\text{m}$), seguida por uma crosta inferior entre 500 e $10^3 \Omega\text{m}$, com exceção da região norte onde é mais condutiva ($10^2 \Omega\text{m}$), e um manto superior com uma raiz resistiva ($\sim 10^3 \Omega\text{m}$) até profundidades da ordem de 250 km.

A condutância elétrica da crosta inferior observada nesse segmento assemelha-se a valores de condutância observados no globo em regiões cratônicas. Segundo Jones (1992), em regiões mais condutivas o parâmetro melhor resolvido pelo método MT não é diretamente a condutividade (ou resistividade), mas sim a condutância (S), que é dada pelo produto entre a condutividade (S/m) de uma camada e sua espessura (m). Os valores observados são normalmente baixos para regiões cratônicas Pré-cambrianas, ao redor de 20 S, e tendem a ser uma ordem de magnitude maior em regiões Fanerozoicas, normalmente superiores a 400 S (Jones, 1992 e 1999). Dados sismológicos mostram que a espessura crustal no início do perfil A-A' varia de ~ 30 km no terreno Piedra Alta até ~ 35 km no terreno Nico Pérez. Considerando os dez primeiros quilômetros como parte da crosta superior pela alta resistividade, a

condutância da crosta inferior varia entre 20 e 40 S nas áreas mais resistivas e chega a 250 S na borda norte.

O manto superior em regiões cratônicas também tende a ser resistivo, o que é compatível com um manto litosférico continental desidratado e empobrecido. Nesse sentido, tanto o terreno Piedra Alta quanto o bloco Valentines estão sobre um mesmo manto superior resistivo ($>10^3 \Omega\text{m}$) que se estende até profundidades entre 200 e 250 km. As mesmas características elétricas são observadas em outras litosferas frias e estáveis ao redor do globo, como, por exemplo, os crátons Rio Apa (Padilha et al., 2015) e São Francisco (Pinto et al., 2010), no Brasil, os crátons do Congo (Khoza et al., 2013) e Kaapval (Evans et al., 2011; Kohza et al., 2013), no sul da África, e os crátons Slave (Spratt et al., 2009) e Wyoming (Meqbel et al., 2014), na América do Norte.

Assim, devido às características observadas na seção MT, tanto o terreno Piedra Alta quanto o bloco Valentines devem fazer parte da mesma estrutura elétrica, o cráton Rio de la Plata. A zona de cisalhamento Sarandí del Yí, que de acordo com Oyhantçabal et al. (2011) separa esses terrenos, deve ser uma estrutura rasa, já que não há nenhuma feição elétrica em profundidade separando os terrenos. No norte do bloco Valentines, embora a condutância da crosta inferior seja maior, a raiz mantélica resistiva permanece de maneira homogênea. Isso sugere que essa condutividade relativamente alta pode estar relacionada à condição de borda do cráton, sujeita a variações decorrentes dos processos de convergência entre os blocos tectônicos envolvidos na formação do Gondwana Sul-Occidental.

O limite do cráton Rio de la Plata em direção à Bacia do Paraná deve então ser definido pela anomalia condutiva subvertical que ocorre entre as estações 07 e 09. Valores baixos de resistividade ($< 100 \Omega\text{m}$) na crosta inferior e manto superior têm sido observados ao longo de suturas e limites de terrenos em outros terrenos Pré-cambrianos, e são frequentemente explicados pela presença de materiais condutivos metamorfizados, como lâminas de grafita ou sulfetos, resultantes de processos orogênicos ou de subducção que os levam a grandes profundidades (Yang et al., 2015 e referências ali citadas). Como exemplo, podemos citar na Argentina o limite condutivo entre os terrenos Pampia e a borda oeste do cráton Rio de la Plata (Favetto et al., 2008; Orozco et al., 2013; Peri et al., 2013; Peri et al., 2015 e Favetto et al., 2015), nos Estados Unidos o cinturão Cheyenne entre o cráton Wyoming e as Montanhas Rochosas, formado pela colisão de um arco com o cráton (Meqbel et al., 2014), e a orogenia Trans-Hudson, marcada pela NACPCA (*North American Central Plains Conductive Anomaly*; Jones et al., 2005), e, no Brasil, o limite entre o cráton

Amazônico e as unidades ao sul dado pela PACA (*Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly*; Bologna et al., 2014). A anomalia condutiva que limita o cráton Rio de la Plata na seção elétrica deste trabalho deve ter sido formada por processo semelhante associado a uma zona de subducção. Uma idade Paleoproterozoica para o fechamento da região pode ser estimada a partir das idades de granitos que ocorrem nos blocos Rivera, Taquarembó e Valentines.

4.1.2. O cráton Rio Tebicuary

O cráton Rio Tebicuary foi delimitado no Capítulo 2 a partir das seções elétricas publicadas em sua parte oeste (Peri et al., 2013; Peri et al., 2015; Favetto et al., 2015), que mostram uma litosfera resistiva, cratônica (conforme discutido para o cráton Rio de la Plata anteriormente), e da datação do embasamento Paleoproterozoico no sul do Paraguai (Cordani et al., 2001). Os dados MT coletados ao longo do perfil B-B' permitem a determinação do limite leste do cráton. Apesar das unidades do embasamento estarem todas cobertas por rochas sedimentares Quaternárias da Formação Chaco, a seção elétrica sob as primeiras estações do perfil é semelhante àquela observada na borda norte do bloco Valentines do perfil A-A'. Em ambos os casos há uma crosta superior resistiva, seguida de uma crosta inferior condutiva e um manto superior resistivo, sendo possível estabelecer uma correlação direta entre o limite norte do cráton Rio de la Plata com o limite leste do cráton Rio Tebicuary. Apesar da semelhança, o fechamento entre os crátons e as unidades subsequentes devem ter ocorrido em momentos distintos, como indica a suíte granítica Caapucú ao norte do perfil, que apresenta idade Neoproterozoica (Cubas et al., 1998).

4.1.3. Diferenças entre os crátons – variação na espessura da litosfera?

Tentativas de se correlacionar o contato entre uma raiz resistiva no manto superior e a região condutiva subsequente com o limite litosfera-astenosfera, têm sido feitas desde os anos 60 a partir da comparação de estudos MT com as zonas de baixa velocidade (LVZ – *Low Velocity Zones*) observadas pela sismologia (cf. Jones et al., 1999). Em alguns casos a correlação tem sido boa, embora a resposta elétrica normalmente apresente maiores variações laterais do que a sismologia, como mostra o estudo de Yang et al. (2015) nos Estados Unidos utilizando os dados do *EarthScope*. Os estudos MT e sismológicos fornecem o limite litosfera-astenosfera elétrico e sismológico, respectivamente, os quais podem ser diferentes do limite térmico para a litosfera que é dado pela isoterma de 1300°C. Eletricamente, tem-se que,

para uma litosfera peridotítica seca, a transição para a astenosfera a essa temperatura deve ocorrer em resistividades da ordem de 100 Ωm ou menos (Khoza et al., 2013; Yang et al., 2015). Esse valor deve ser considerado como um mínimo, já que outras fases condutivas na litosfera podem alterar sua resistividade (Yang et al., 2015).

Apesar das características elétricas semelhantes entre os três crátons discutidas anteriormente, a Figura 4.1 mostra que a raiz resistiva dessas unidades está localizada a profundidades diferentes. No cráton Rio de la Plata, a raiz resistiva chega a cerca de 250 km, enquanto que no cráton Rio Tebicuary chega a 150 km e no cráton Rio Apa a 100 km. Assumindo a possibilidade desse limite estar relacionado à litosfera, as três seções elétricas mostram então um afinamento litosférico de sul para norte. Esse resultado é consistente com o que foi observado em no modelo global de velocidade de propagação de ondas S de Schaeffer e Lebedev (2013). O modelo mostra que, em 150 km de profundidade, há uma perturbação negativa na velocidade de propagação de ondas S maior na região dos crátons Rio Tebicuary e Rio Apa do que na região do cráton Rio de la Plata. Já em 200 km e 250 km as três regiões passam a apresentar respostas semelhantes. Deve-se ressaltar que o modelo usado é global e a região a oeste da WPS conta com poucas estações sismológicas. Essa situação deve mudar em breve com a coleta de novos dados sismológicos na região a partir de projeto temático em andamento. Essa investigação local de melhor resolução será necessária para caracterizar melhor as diferenças composicionais ou térmicas entre esses crátons.

4.2. A litosfera refertilizada da Bacia do Paraná

No Capítulo 2, a litosfera da Bacia do Paraná foi discutida nos termos da aglutinação de pequenos blocos cratônicos ao longo de uma sutura NE-SW que segue o eixo da bacia. Esse aspecto será retomado na seção 4.4. Por ora, a atenção será detida à característica geral da litosfera Bacia do Paraná em oposição às unidades cratônicas que se encontram à oeste da WPS, qual seja a sua heterogeneidade e baixa resistividade elétricas. Nas três seções elétricas mostradas na Fig. 4.1, a litosfera da Bacia do Paraná sondada pelo método MT é heterogênea, composta por zonas resistivas e anomalias condutivas, distinguindo-se, portanto, das litosferas praticamente homogêneas nas áreas cratônicas. Além disso, a litosfera na Bacia do Paraná tem resistividade baixa, com a crosta superior não ultrapassando 100 Ωm e manto superior em torno de 500 Ωm nas seções B-B' e C-C', sendo ainda menor na seção A-A' (1~10 Ωm).

A diminuição na resistividade para patamares de 500 Ωm contrasta com a estrutura elétrica de regiões cratônicas, caracterizada por resistividades maiores que 10³ Ωm que

refletem seu estado térmico (frio) e estabilidade tectônica e magmática, portanto livre de voláteis ou fases fundidas. Assim, a proposta de uma litosfera cratônica com base em datação do seu embasamento (Cordani et al., 1984) e dados gravimétricos (Mantovani et al., 2005), além de dados de tomografia sísmica que sugeriam uma litosfera cratônica pela espessura (Snoke e James, 1997; Feng et al., 2007) e altas velocidades de propagação de ondas (Schaeffer e Lebedev, 2013), está em aparente contradição com as observações geolétricas. Entretanto, uma modificação na estrutura elétrica em antigos crátons estáveis pode ser decorrente de processos geodinâmicos nas zonas de subducção de litosfera oceânica sob a litosfera da Bacia do Paraná. Análises isotópicas do sistema Re-Os dos basaltos da Formação Serra Geral, indicam uma componente oriunda de manto astenosférico metassomatizado, que teria sido gerada na cunha mantélica entre a litosfera da Bacia do Paraná e a litosfera oceânica em subducção (Rocha-Júnior et al., 2012). Essa hipótese está de acordo com o que foi encontrado por Chaves et al. (2016) a partir de um modelo combinado de densidades e perturbação na velocidade de propagação (tomografia) de ondas P. O estudo mostrou anomalias de velocidade da onda sísmica P positivas e aumento de densidade do manto decorrente de processos de refertilização desde o Neoproterozoico e durante o Paleozoico. Esse processo de refertilização hidrata e diminui o ponto de fusão do manto, favorecendo, posteriormente, a fusão de um manto litosférico sub-continental e rápida extrusão dos basaltos toleíticos, produzindo a grande província magmática no Cretáceo Inferior. Segundo Padilha et al. (2015), a impregnação de fluidos ricos em ferro durante o magmatismo podem ser a causa na queda dos valores de resistividade na litosfera da Bacia do Paraná.

No entanto a resistividade ainda mais baixa (1~10 Ω m) observada na WPS do perfil A-A', mas não existente nos demais perfis MT, sugere um episódio adicional de fertilização ou metassomatismo, com a adição de carbono na forma de fundidos carbonatíticos em profundidade superior a 100 km, ou de lâminas de grafita em profundidades menores. A causa dessa diminuição significativa na resistividade elétrica por fundidos carbonatíticos em detrimento de água na fase mineral respalda-se em dados observacionais e medidas em laboratório (Gaillard et al., 2008; Yoshino et al., 2010; Zhao e Yoshino, 2016). Um processo similar foi proposto para o sul do cráton São Francisco (Pinto et al., 2010) e entre a borda nordeste e o sudoeste do cráton São Francisco (Bologna et al., 2011) para explicar as altas

condutividades elétricas observadas no manto superior. Toniolo et al. (2010⁵, apud Senhorinho, 2012) e Parisi et al. (2010⁶, apud Senhorinho, 2012) registraram a presença dos corpos carbonatíticos Joca Tavares e Três Estradas na região dos blocos Taquarembó, São Gabriel e Bacia do Camaquã (vide Fig. 3.1). Esses corpos podem ser o indicativo da presença de fundidos carbonatíticos no manto superior na borda sul da Bacia do Paraná, causando o aumento da condutividade para os patamares observados na seção elétrica.

4.3. A WPS e a acreção das unidades tectônicas na formação do Gondwana Sul-Occidental

A WPS definida no capítulo 2 não é eletricamente homogênea ao longo dos três perfis MT analisados. Apesar de manter a separação geral entre litosferas cratônicas a oeste, daquela refertilizada da Bacia do Paraná a leste, a transição entre essas unidades se dá de forma distinta em cada perfil, indicando que diferentes unidades tectônicas fizeram parte do processo de formação do Gondwana Sul-Occidental.

No perfil A-A', a WPS coincide com o manto superior mais condutivo sob a Bacia do Paraná, porém outras unidades intermediárias ocorrem entre o cráton e a bacia. Algumas dessas unidades estão expostas, como é o caso dos blocos Taquarembó e São Gabriel. Eletricamente, a separação entre esses blocos é dada na estação 15, que separa uma crosta inferior condutiva a sul (~50 Ω m) de outra resistiva a norte (~1000 Ω m). Esse contraste elétrico é coincidente com a zona de cisalhamento Ibaré, ao longo da qual ocorrem ofiolitos datados em 0,7-1,0 Ga (Arena et al., 2016). Os ofiolitos marcam um fechamento oceânico no Neoproterozoico que teria ocorrido de sudoeste para nordeste. Além desses blocos, a porção sul da Bacia do Paraná mostra uma unidade resistiva na crosta inferior e manto superior. Sua natureza é indeterminada por estar sob os sedimentos e basaltos da bacia, mas pode ser um fragmento de crosta ou arco de ilha que foi amalgamado na formação do Gondwana Sul-Occidental.

No perfil B-B' a região da WPS é marcada por uma litosfera provavelmente mais rasa, onde há um condutor localizado na crosta inferior. O forte condutor observado no manto sob a

⁵ TONIOLO, J. A.; PARISI, G. N.; GRAZIA, C. A. & REISCHL, J. L. 2010. *Prospecção de fosfato na região de Três Estradas, Lavras do Sul, RS*. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 4, Ouro Preto. [Sessão Pôster]. Ouro Preto: ADIMB, 2010.

⁶ PARISI, G. N.; TONIOLO, J. A.; GRAZIA, C. A. & PINTO, L. G. R. 2010. *Prospecção de fosfato no Rio Grande do Sul*. 2010. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Belém do Pará. Anais... Belém do Pará, SBG, 236 p.

bacia no perfil A-A' não tem continuidade aqui, indicando que os processos adicionais de refertilização estão concentrados naquela parte do perfil. A natureza de ambas as unidades resistivas é indeterminada, porém o condutor central sugere um episódio de amalgamação entre essas unidades em algum momento.

No perfil C-C', a região da WPS é marcada por um forte resistor que se estende de maneira contínua da crosta inferior até o manto superior. Seus limites a oeste e a leste são marcados por anomalias condutivas subverticais, sugerindo zonas de sutura como as observadas nos outros perfis. A natureza da unidade tectônica permanece tema de suposição, podendo ser tanto um arco magmático, similar ao bloco São Gabriel do perfil A-A', ou crosta oceânica que ficou retida na região.

4.4. Vetores de indução GDS e MT – um lineamento condutivo em direção à Argentina?

Apesar de menor resolução vertical menor em relação ao MT, os dados GDS da Bacia do Paraná (Padilha et al., 2015) trazem a vantagem de cobrir áreas maiores de maneira uniforme, como mostra a Figura 4.2.

Usando dados de GDS, Bologna et al. (2014) sugeriram qualitativamente, pela observação de uma sequência de reversões dos vetores de indução, a possível existência de um condutor paralelo ao depocentro da Bacia do Paraná em direção à província de Misiones, na Argentina. Posteriormente, Padilha et al. (2015), a partir da inversão tridimensional dos dados de GDS da Bacia do Paraná e da inversão bidimensional do perfil MT C-C' (Fig. 4.1), confirmaram a existência desse lineamento condutivo. Os resultados mostraram que sua direção é NNE-SSW e ocorre 70 km a leste do Rio Paraná, em profundidades relativas à crosta intermediária (10~20 km). Recentemente, Maurya et al. (2018), a partir da inversão tridimensional de dados MT no centro da Bacia do Paraná e dos dados GDS, refinaram o modelo dessa estrutura condutiva de direção NNE-SSW, denominada pelos autores como *Paraná Axial Anomaly* (PAA). Tanto para Padilha et al. (2015) quanto para Maurya et al. (2018), a ocorrência da PAA coincidente com o depocentro da bacia sugere que o lineamento condutivo deve estar relacionado a uma antiga zona de fraqueza que teria influenciado a subsidência inicial da Bacia do Paraná no Paleozoico e também o magmatismo no Cretáceo Inferior. O padrão de anomalias condutivas irradiando ortogonalmente da PAA observado por Maurya et al. (2018), levou-os a considerarem-na um sistema fóssil de alimentação do

magmatismo.

Os vetores de indução obtidos nas estações MT coletadas na Argentina (Figs. 4.2a e 4.2b) sugerem que o lineamento condutivo deva continuar em direção à Argentina. A extensão lateral e a exata posição desse condutor na Argentina não puderam ser determinadas pela ausência de estações ao norte, mas a consistência dos vetores apontando para NW indicam que o lineamento condutivo observado por Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) deve seguir paralelo ao Rio Paraná ao menos até a estação 07 do perfil B-B'. O condutor coincide com a máxima espessura de basaltos no Brasil (1~1,5 km, vide Fig. 4.2c), e essa coincidência também parece ocorrer na Argentina, como visto na seção elétrica rasa do perfil B-B' (Fig. 3.43) entre as estações 10 e 18. Pelo padrão dos vetores de indução, o lineamento deve seguir paralelo ao Rio Paraná, entre o Paraguai e a Argentina, e flexionar para sul entre as estações 05 e 06, onde há uma reversão dos vetores. Essa região é coincidente com o condutor subvertical que limita a borda leste do cráton Rio Tebicuary. Sendo correta a proposta de Padilha et al. (2015) e Maurya et al. (2018) de que o condutor deve estar relacionado aos esforços extensionais do Paleozoico e do Cretáceo Inferior, a origem desse lineamento estaria ligada a um evento posterior ao fechamento Neoproterozoico indicado pela WPS.

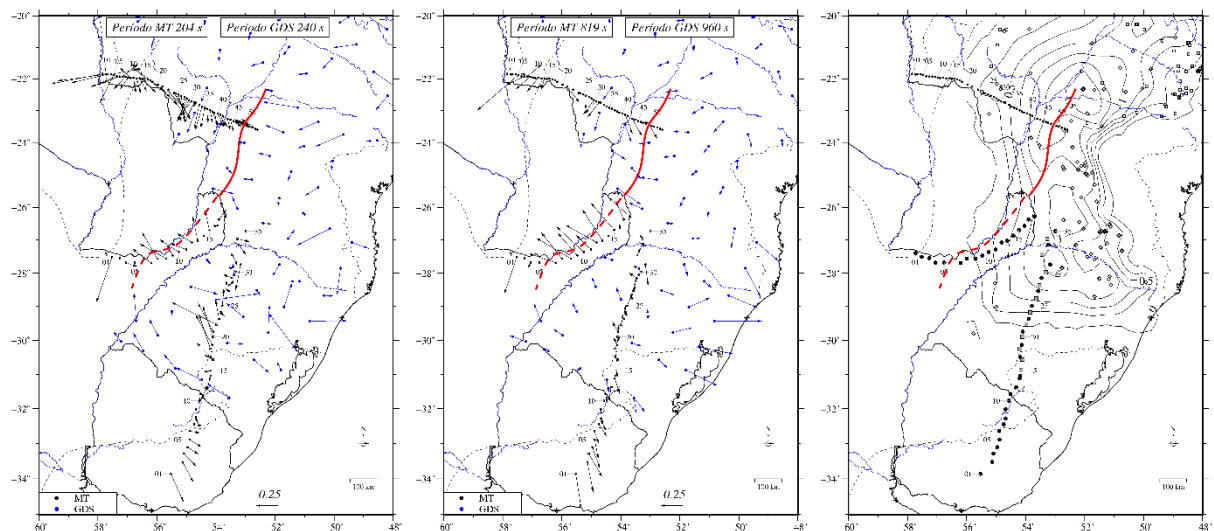


Figura 4.2 – Compilação dos vetores de indução obtidos pelos dados GDS e MT em dois períodos: (a) ~200 s; (b) ~900 s. Foram escolhidos os períodos mais próximos entre os dois conjuntos de dados. A linha vermelha é o condutor crustal observado na inversão 3D dos dados GDS e na inversão 2-D dos dados MT por Padilha et al. (2015). A linha tracejada vermelha é a possível continuação do condutor na Argentina, sugerida pelos vetores de indução do perfil B-B'. (c) Mapa de espessura de basaltos compilado a partir de poços na Bacia do Paraná (quadrados pretos). As isópacas são mostradas com intervalo de 250 m.

Capítulo 5

Conclusões

O uso de dados gravimétricos terrestres e do modelo SAGM04 na região do continente sul-americano onde encontram-se as Bacias do Chaco-Paraná, Paraná e Pantanal, mostrou a existência de um gradiente gravimétrico ao longo da borda oeste e sul da Bacia do Paraná que se estende por 2000 km, desde o cráton Rio Apa até a margem continental. Modelagem direta bidimensional dos dados gravimétricos aliada a estudos sismológicos publicados e informações de geologia isotópica em rochas do embasamento e granitos, permitiram propor a existência de uma zona de sutura/cisalhamento Neoproterozoica que separa a Bacia do Paraná, a leste, dos crátons Rio de la Plata, Rio Tebicuary e Rio Apa, a oeste. A essa sutura deu-se o nome Zona de Sutura do Oeste do Paraná (WPS). O cráton Rio Tebicuary é uma nova unidade tectônica discutida nesta tese e que faz parte do embasamento da Bacia do Chaco-Paraná. Até então considerado como parte do Rio de la Plata, os dados gravimétricos desta tese e sismológicos publicados, sugerem a divisão em duas unidades cratônicas. Além do cráton Rio Tebicuary, também foi possível delimitar as regiões do cráton Rio de la Plata e do cráton Rio Apa, nas regiões onde estão encobertos por rochas sedimentares.

A aquisição e interpretação de sondagens MT cruzando perpendicularmente a WPS nas suas porções sul e sudoeste fornecem dados geoeletricos complementares e com melhor resolução sobre a litosfera. Primeiramente, foi possível correlacionar litosferas espessas e resistivas com os crátons Rio de la Plata e Rio Tebicuary. Em direção à Bacia do Paraná, os últimos trabalhos geológicos publicados sobre o cráton Rio de la Plata sugeriam limitá-lo ao terreno Piedra Alta, excluindo o bloco Valentines a partir da zona de cisalhamento Sarandí del Yí. No entanto, a seção elétrica ao longo dessas unidades mostra uma mesma estrutura elétrica resistiva na crosta e no manto superior nessas duas unidades, de forma que o limite nordeste do cráton Rio de la Plata coincide com a borda norte do bloco Valentines, onde uma importante descontinuidade geoeletrica ocorre. O cráton Rio Tebicuary na região dos dados MT está sob sedimentos quaternários, mas seu limite em direção à Bacia do Paraná também foi determinado e coincide com a borda do alto gravimétrico circular (isolinha de 0 mGal) que ocorre na região. Uma litosfera resistiva semelhante às observadas nos crátons Rio de la Plata

e Rio Tebicuary também já havia sido observada para o cráton Rio Apa em estudo MT anterior (Padilha et al., 2015). Comparando as seções elétricas observa-se que as raízes resistivas desses crátons são menos profundas à medida em que se vai para norte, o que eventualmente pode ser associado a um afinamento litosférico nessa direção, como sugerido por dados sismológicos. Porém, outros dados MT, sismológicos ou de fluxo térmico são necessários para testar essa hipótese.

A estrutura litosférica da WPS difere nas seções elétricas que a cruzam. Em direção à Bacia do Paraná, a sequência de unidades resistivas e condutivas mostram que o processo de acreção de blocos e terrenos não é uniforme ao longo da WPS e na formação do Gondwana Sul-Occidental.

A litosfera da Bacia do Paraná apresenta resistividades menores que aquelas observadas nos crátons. Nas porções sudoeste e oeste da bacia, onde a litosfera tem valores de resistividade da ordem de 500 Ωm , a queda na resistividade é considerada como resultante de um processo de refertilização induzido pela subducção de uma placa litosférica oceânica sob a litosfera Bacia do Paraná no Neoproterozoico-Cambriano. Durante o Paleozoico-Jurássico desenvolve-se a bacia sedimentar e no Cretáceo Inferior a grande província ígnea. Ao processo de subducção está associada a formação de uma cunha mantélica que teria hidratado e enriquecido o manto litosférico subcontinental na Bacia do Paraná. Essa hipótese é ancorada em estudos sismológicos e isotópicos pela sistemática Re-Os. A refertilização do manto inicialmente desidratado e empobrecido, permitiu a extração de basaltos por fusão de um manto litosférico sub-continental no Cretáceo Inferior. Essa extrusão teria ocorrido preferencialmente ao longo da anomalia elétrica condutiva crustal observada a partir da inversão 3-D de dados GDS e MT na Bacia do Paraná publicados recentemente (Maurya et al., 2018). Os vetores de indução observados no perfil MT na Argentina, adquirido na presente tese, sugerem que essa anomalia crustal continua ao longo do Rio Paraná e flexiona para sul na borda do cráton Rio Tebicuary.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA F. F. M.; AMARAL G.; CORDANI U. G.; KAWASHITA K. 1973. The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin south of Amazon River. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Eds), *The Ocean Basins and Margins*. New York, Plenum 1(11), p. 411-446.

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO-NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. Dal Ré. The origin and evolution of the South American platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, maio, 2000.

AMANTE C. B., EAKINS W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO, ago., 2009.

ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; LANA, C. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, v. 285, p. 299-314, out. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.014>.

ASSUMPCÃO, M.; JAMES, D.; SNOKE, A. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, n. 1, jan. 2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2001jb000422>

ASSUMPCÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 74-85, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>

BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; HARTMANN, L. A.; van SCHMUS, W. R.; da SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5), p. 439-442, 1996. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0439:jaamis>2.3.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0439:jaamis>2.3.co;2)

BABINSKI, M.; Boggiani, P. C.; Trindade, R. I. F.; Fanning, C. M. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, v. 23, n. 3, p. 988-997, abr. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.011>.

BANDEIRA, J.; MCGEE, B.; NOGUEIRA, A.C.R.; COLLINS, A. S.; TRINDADE, R. I. F. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p.323-340, mar. 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.006>.

BARTEL, W.; GONZÁLEZ, M.; MUFF, R.; LAHNER, L.; WIENS, F. Mapa Geológico de la República del Paraguay. Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones, MOPC e Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales, BGR, Alemania, 1996. 1:100000 scale, Sheet: Paraguari 5459.

BASEI, M.; SIGA, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O.; REIS NETO, J.; PRECIOZZI, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS-FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*, Rio de Janeiro, RJ: International Union of Geological Sciences, p. 311-334.

BERDICHEVSKY, M.N. Marginal notes on magnetotellurics. *Surveys in Geophysics*, v. 20, n. 3/4, p. 341-375, 1999. Springer Nature. <http://dx.doi.org/10.1023/a:1006645715819>.

BETTUCCI, L. S.; COSARINSKY, M.; RAMOS, V. A. Tectonic Setting of the Late Proterozoic Lavallega Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research*, v. 4, n. 3, p. 395-407, jul. 2001. [http://dx.doi.org/10.1016/s1342-937x\(05\)70339-7](http://dx.doi.org/10.1016/s1342-937x(05)70339-7).

BOLOGNA, M. S.; PADILHA, A. L.; VITORELLO, Í.; PÁDUA, M. B. Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces. *Precambrian Research*, v. 185, n. 1-2, p. 55-64, 2011. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.003>.

BOLOGNA, M. S.; PADILHA, A. L.; PÁDUA, M. B.; VITORELLO, I.; CHAMALAUN, F. H. Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 15, p. 509-515, 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/2013GC004970>

BOLOGNA, M. S.; DRAGONE, G. N.; MUZIO, R.; PEEL, E.; NUÑEZ-DEMARCO, P.; USSAMI, N. Electrical structure of the lithosphere from Rio de la Plata craton to the Southern Paraná basin: amalgamation of cratonic and refertilized ancient lithospheres in SW Gondwanaland. (submetido à *Tectonics*)

BOMFIM, E. P.; BRAITENBERG, C.; MOLINA, E. C. Mutual evaluation of global gravity models (EGM2008 and GOCE) and terrestrial data in Amazon Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, v. 195, n. 2, p. 870-882, 16 ago. 2013. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt283>.

BOSSI, J.; CAMPAL, N. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. 1992. In: GUTIÉRREZ, J.; SAAVEDRA, J.; RÁBANO, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero – América*, Universidad de Extremadura, España, p. 343-356,

BRITO-NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, out. 1991. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-t](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-t)

BRUINSMA S., FÖERSTE, C., ABRIKOSOV, O., MARTY, J.-C., RIO, M.-H., MULET, S., BONVALOT, S. The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach. *Geophysical Research Letters*, 40, 14, p. 3607-3612., 2013 <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50716>

BÜCKER, M. Geoelectrical and Electromagnetic Methods Applied to Paleolimnological Studies: Two Examples from Desiccated Lakes in the Basin of Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, v. 69, n. 2, p. 279-298, 2017. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2017v69n2a1>.

CAIGNARD, L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, v. 18, n. 3, p. 605-635, 1953.

CAMPAL, N.; SCHIPILOV, A. The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay-South America): some geological features. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995. Belém, Brasil. 18 p.

CAMPANHA, G. A. da C., WARREN, L., BOGGIANI, P. C., GROHMANN, C. H., CÁCERES, A.A. Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 30, n. 1, p.1-11, nov. 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.001>

CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Eds.). *The Magnetotelluric method: theory and practice*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.

CHAVES, C. A. M. *Inversão linear de anomalias do geoide da Província Borborema: variação composicional ou perturbação térmica do manto?* 2010. Tese (Dissertação de Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

CHAVES, C.; USSAMI, N.; RITSEMA, J. Density and P-wave velocity structure beneath the Paraná Magmatic Province: Refertilization of an ancient lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 17, n. 8, p. 3054-3074, 2016. <http://dx.doi.org/10.1002/2016gc006369>.

CHEBLI, G. A.; MOZETIC, M. E.; ROSSELLO, E. A.; BUHLER, M. Cuencas sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. In: CAMINO, R. (Ed.). *Geologia Argentina. Argentina, Buenos Aires*: SEGEMAR, 1999. p. 627-644.

CHULICK, G. S.; DETWEILER, S.; MOONEY, W. D. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 260-276, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.002>

CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, C. G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, v. 52, n. 3, p. 289-300, mar. 1987. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1442303>.

CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B. de; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. da. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS, Cenpes, Sintep III, *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, v. 15, p. 1-70, 1984.

CORDANI, U. G.; CUBAS, N.; SATO, K.; NUTMAN, A. P.; GONZALES, M. E.; PRESSNER, J. L. B. Geochronological constraints for the evolution of the metamorphic complex near the Tebicuary River, Southern Precambrian Region of Paraguay. Extended abstract. In: III SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 2001. Pucon, Chile, 9 p.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; COUTINHO, J. M. V.; RUIZ, A. R. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, v. 310, p. 981-1023, 2010. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2010.09>

CUBAS, N.; GARCETE, A.; MEINHOLD, K.D.; BENITEZ, J.C.; FIGUEREDO, L.; GONZALEZ, M.E.; BURGAHT, K.P.; HÖHNDORF, A. Mapa Geológico de la República del Paraguay – Escala 1: 100.000, Hoja Villa Florida, MOPC. Asunción, 71 p., 1998.

CURTO, J. B.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; BLAKELY, R. J. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, n. 3, p. 1544-1562, mar. 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/2013jb010593>

DALY, M. C. ANDRADE, V.; BAROUSSE, C. A.; COSTA, R.; MCDOWELL, K.; PIGGOTT, N.; POOLE, A. J. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, v. 33, n. 11, p. 2102-2120, nov. 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/2014tc003632>.

DRAGONE, G. N.; USSAMI, N.; GIMENEZ, M. E.; LINCE KLINGER, F. G.; CHAVES, C. A. M. Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, v. 291, p. 162-177, 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>

DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference earth model. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 25, n. 4, pp. 297-356, jun., 1981. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)

EGBERT, G. D.; BOOKER, J. R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, v. 87, n. 1, p. 173-194, out., 1986. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246x.1986.tb04552.x>

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, v. 130, n. 2, p. 475-496, 1997. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05663.x>

ESA. *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission*, ESA SP-1233(1), Report for mission selection of the four candidate earth explorer missions. ESA Publications Division, 217 p., jul., 1999.

ESCAIOLA, M. P.; PIMENTEL, M. M.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic back-arc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, v. 35, n. 6, p. 495-498, 2007. <http://dx.doi.org/10.1130/g23549a.1>.

EVANS, R. L.; JONES, A. G.; GARCIA, X.; MULLER, M.; HAMILTON, M.; EVANS, S.; FOURIE, C. J. S.; SPRATT, J.; WEBB, S.; JELSMA, H.; HUTCHINS, D. Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal craton, southern Africa. *Journal Geophysical Research*, 116, B04105, 2011. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007883>

EVANS, R. L. Conductivity of Earth materials. In: CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Eds.) *The Magnetotelluric method: theory and practice*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. cap. 3A.

FAVETTO, A.; POMPOSIELLO, C.; LUCHI, M. L. De; BOOKER, J. 2D magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane – Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, v. 459, p. 54-65, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.071>

- FAVETTO, A.; ROCHA, V.; POMPOSIELLO, C.; GARCÍA, R.; BARCELONA, H. A new limit for the NW Río de la Plata Craton Border at about 24°S (Argentina) detected by Magnetotellurics. *Geologica Acta*, v. 13, p. 243-254, 2015. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.3.6>
- FENG, M.; ASSUMPÇÃO, M.; LEE, S. Van der. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 147, p. 315-331, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.07.008>
- FENG, M.; LEE, S. van der; ASSUMPÇÃO, M. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B04321, 16 p., 2007. <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>
- FOSTER, D. A.; GOSCOMBE, B.D.; NEWSTEAD, B.; MAPANI, B.; MUELLER, P.A.; GREGORY, L.C.; MUVANGUA, E. U–Pb age and Lu–Hf isotopic data of detrital zircons from the Neoproterozoic Damara Sequence: Implications for Congo and Kalahari before Gondwana. *Gondwana Research*, v. 28, n. 1, p. 179-190, ago., 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.011>
- GAILLARD, F. MALKI, M.; IACONO-MARZIANO, G.; PICHAVANT, M.; SCAILLET, B. Carbonatite Melts and Electrical Conductivity in the Asthenosphere. *Science*, v. 322, n. 5906, p.1363-1365, nov., 2008. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1164446>
- GAMBLE, T.D.; GOUBAU, W.M.; CLARKE, J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44, p. 53-68, 1979.
- GODOY, A. M.; PINHO, F. E. C.; MANZANO, J. C.; ARAÚJO, L. M. B.; SILVA, J. A.; FIGUEIREDO, M. Estudos isotópicos das rochas granitóides neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*, 40, p. 380-391, 2010.
- GROOM, R. W.; BAILEY, R. C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local 3-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94(B2), p. 1913-1925, 1989. <http://dx.doi.org/10.1029/JB094iB02p01913>
- GROOM, R. W.; KURTZ, R. D.; JONES, A. G; BOERNER, D. E. A quantitative methodology to extract regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure. *Geophysical Journal International*, 115, p. 1095-1118, 1993. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01512.x>
- HARTMANN, L. A.; NARDI, L. V. S. Os Granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região de Dom Pedrito, RS: geologia, petrografia e geoquímica de elementos maiores, com interpretação geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, 12, p. 153-178, 1982

- HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S. Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, v. 27, n. 10, p. 947-950, out. 1999. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0947:DECOBS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0947:DECOBS>2.3.CO;2)
- HARTMANN, L. A.; CAMPAL, N.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; BOSSI, J.; SCHIPILOV, A.; LAFON, J. M. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay - SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), p. 557-570, 2001. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00055-4](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00055-4)
- HARTMANN, L. A.; LIU, D.; WANG, Y.; MASSONNE, H-J.; SANTOS, J. O. S. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 80, n. 3, p. 543-551, 2008.
- HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the Sao Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19(1), p. 84-99, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.001>
- HINZE, W. J. et al. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, v. 70, n. 4, p. J25-J32, 2005.
- ICGEM. International Centre for Global Earth Models. GFZ Helmholtz-Zentrum. Potsdam, 2013. <http://icgem.gfz-potsdam.de> (acessado em 25/06/2018)
- INGHAM, M. The use of invariant impedances in magnetotelluric interpretation. *Geophysical Journal International*, v. 92, n. 1, p. 165-169, 1988. <https://doi.org/10.1111/j.1365246X.1988.tb01130.x>
- INTROCASO, A. *Gravimetría*. U.N.R. Editora, Rosario. 353 p.
- JONES, A. G. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics.*, 53, p. 72-73, 1983.
- JONES, A. G.; GROOM, R. W.; KURTZ, R. D. Decomposition and Modelling of the BC87 Dataset. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 45(9), p. 1127-1150, 1993. <https://doi.org/10.5636/jgg.45.1127>
- JONES, A. G. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, v. 48, n. 1-4, set., 1999, p. 57-80. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00022-5)
- JONES, A. G.; LEDO, J.; FERGUSON, I. J. Electromagnetic images of the Trans-Hudson Orogen: The North American Central Plains anomaly revealed. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(4), 457-478, 2005. <https://doi.org/10.1139/e05-018>

JONES, A. G. Distortion of magnetotelluric data: its identification and removal. In: CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Eds.) *The Magnetotelluric method: theory and practice*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. cap. 6.

JULIÁ, J.; ASSUMPCÃO, 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, B08318, 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JB005374>

KAUFMAN, A.A.; KELLER, G.V. *The magnetotelluric sounding method*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publ., 1981.

KENNETT, B.L.N. Seismic velocity gradients in the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, v. 18, n. 6, p. 1115-1118, 1991. <https://doi.org/10.1029/91GL01340>

KHOZA, T. D.; JONES, A. G.; MULLER, M. R.; EVANS, R. L.; MIENSOPUST, M. P.; WEBB, S. J. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2-D and 3-D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *Journal of Geophysical Research*, 118(8), p. 4378-4397, <https://doi.org/10.1002/jgrb.50258>

KORJA, T. et al. Crustal conductivity in Fennoscandia—a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth, Planets and Space*, v. 54, n. 5, p. 535-558, maio 2002. <http://dx.doi.org/10.1186/bf03353044>

LEMOINE, F. G. et al. *The development of joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96*. NASA Technical Paper NASA/TP1998206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, EEUU, 1998.

LESQUER, A.; ALMEIDA, F. F. M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J. C.; MAILLARD, P. Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partie sud du craton de Sao Francisco (Bresil). *Tectonophysics*, v. 76, n. 3-4, p. 273-293, jul. 1981. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90101-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(81)90101-3)

MANTOVANI, M. S. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO-NEVES, B. B. de. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic Block: A Geophysical Contribution. *Episodes*, v. 28, n. 1, p. 18-22, 2005.

MARIANI, P. *Caratterizzazione della Struttura Litosferica del Bacino Intracratonico del Paraná (Sud America) Mediante Modellazione di Dati Gravimetrici da Satelliti di Nuova Generazione (GRACE e GOCE)*. 2011. Tese (Doutorado) - Università Degli Studi di Trieste, Trieste, Itália.

MARIANI, P.; BRAITENBERG, C.; USSAMI, N. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 45, p. 209-233, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.008>

MARQUES, L. S.; NARDY, A. J. R.; PINESE, P. P. P.; RAPOSO, M. I. B. Correlação entre densidade e equimismo dos principais litotipos vulcânicos da Bacia do Paraná. In: 33rd CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984. Rio de Janeiro, Brazil, p. 253.

MARTINEC, Z. The density contrast at the Mohorovičić discontinuity. *Geophysical Journal International*, v. 117, p. 539-544, 1994. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03950.x>

MAURYA, V. P.; MEJU, M. A.; FONTES, S. L.; PADILHA, A. L.; LA TERRA, E. F.; MIQUELUTTI, L. G. Deep resistivity structure of basalt-covered central part of Paraná Basin, Brazil from Joint 3D MT and GDS data imaging. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 1994–2013, 2018. <https://doi.org/10.1029/2017GC007314>

McGEE, B.; Collins, A. S.; Trindade, R. I. F.; Jourdan, F. Investigating mid-Ediacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, v. 62, n. 1, p. 130-154, out., 2014. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12143>.

McNEICE, G. W.; JONES, A. G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p. 158-173, jan. 2001. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444891>.

MELFI, A. J., PICCIRILLO, E. M., NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin an introduction. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. J. (Eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. 600 p.

MEQBEL, N. M.; EGBERT, G. D.; WANNAMAKER, P. E.; KELBERT, A.; SCHULTZ, A. Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 402, p. 290-304, set. 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.026>.

MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2v, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. Orogenias paleozoicas 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.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U. G. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 2000. v. 1, p. 389-399.

MOLINA, E.C., USSAMI, N., SÁ, N.C., de BLITZKOW, D. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, 19 (2), p. 187–196, 1989.

MORELLI, C. The International Gravity Standardization Net 1971. *International Association of Geodesy Special Publication*, n. 4, 1974.

MORITZ, H. Geodetic reference system 1980. *Bulletin Géodésique*, v. 54, n. 3, p. 395-405, set., 1984. <https://doi.org/10.1007/BF02521480>

NAGY, D.; PAPP, G.; BENEDEK, J. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, v. 74, n. 7, p. 552-560, 2000. <https://doi.org/10.1007/s001900000116>

ORIOLO, S.; OYHANTÇABAL, P.; BASEI, M. A. S.; WEMMER, K.; SIEGESMUND, S. The Nico Perez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, p. 147-160, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>

OROZCO, L. A.; FAVETTO, A.; POMPOSIELLO, C.; ROSSELLO, E.; BOOKER, J. Crustal deformation of the Andean foreland at 31° 30'S (Argentina) constrained by magnetotelluric survey. *Tectonophysics*, 582:126-139, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.030>

OYHANTÇABAL, P.; SIEGESMUND, S.; WEMMER, K. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100, p. 201-220, 2011. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; ANTUNES, C.E.; PÁDUA, M.B. Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic sedimentary basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, n. 7, p. 4702-4719, jul., 2015. <http://dx.doi.org/10.1002/2014jb011657>

PÁNGARO, F.; RAMOS, V. A. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 37, n. 1, p. 162-183, nov., 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010>.

PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. In: THE 2008 GENERAL ASSEMBLY OF THE EUROPEAN GEOSCIENCES UNION, 13-14 abr., 2008, Vienna, Austria, 2008.

PERI, V. G.; POMPOSIELLO, M. C.; FAVETTO, A.; BARCELONA, H.; ROSSELLO, E. A. Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de La Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): The extension of the Transbrasiliano Lineament. *Tectonophysics*, v. 608, p. 685-699, nov. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.012>

PERI, V. G.; BARCELONA, H.; POMPOSIELLO, C.; FAVETTO, A. Magnetotelluric characterization through the Ambargasta-Sumampa Range: The connection between the northern and southern trace of the Río de La Plata Craton – Pampean Terrane tectonic boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 59, p. 1-12, abr., 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.003>.

PEZZI, E. E.; MOZETIC, M. E. Cuencas Sedimentarias de la Región Chacoparanense. In: CHEBLI, G. A.; SPALLETI, L. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Argentina: Universidad Nacional de Tucumán, 1989. p. 65-78. (Serie Correlación Geológica, n. 6).

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, n. 4, p. 461-478, set., 2005. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>.

PINTO, L. G. R.; PÁDUA, M. B.; USSAMI, N.; VITORELLO, Í.; PADILHA, A. L.; BRAITENBERG, C. Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid in the south São Francisco craton: Geophysical indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and crustal underplating. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, n. 3-4, p. 423-434, set. 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.044>.

PORADA, H. Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44(2), p. 103-136, 1989. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90078-8](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(89)90078-8)

POUDJOM-DJOMANI, Y. H.; O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W. L.; MORGAN, P. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 184, n. 3-4, p. 605-621, jan., 2001. [http://dx.doi.org/10.1016/s0012-821x\(00\)00362-9](http://dx.doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00362-9).

PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W.; ROSSI, P. Carta Geológica del Uruguay (escala 1:500,000), DINAMIGE, Montevideo, Uruguay, 1985.

RAMOS, V. A. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. *Episodes*, 11, p. 168-175, 1988.

RAMOS, V. A. Rasgos estructurales del territorio Argentino: Evolución tectónica de la Argentina. In: CAMINO, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Argentina, Buenos Aires: SEGEMAR, 1999. p. 715-759.

- RAMOS, V. A.; VUJOVICH, G.; MARTINO, R.; OTAMENDI, J. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, v. 50, n. 3-4, p. 243-255, set. 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>.
- RAMOS, V. A.; ESCAYOLA, M.; LEAL, P.; PIMENTEL, M. M.; SANTOS, J. O. S. The late stages of the Pampean Orogeny, Córdoba (Argentina): Evidence of post-collisional Early Cambrian slab break-off magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 64, p. 351-364, dez., 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.002>.
- RAPALINI, A. E.; TRINDADE, R. I. F.; POIRÉ, D. G. The La Tinta pole revisited: Paleomagnetism of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group (Argentina) and its implications for Gondwana and Rodinia. *Precambrian Research*, v. 224, p.51-70, jan. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.09.007>.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R.J.; CASQUET, C.; BALDO, E.; SAAVEDRA, J.; GALINDO, C.; FANNING, C.M. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 142, n. 1, p. 181-217, 1998. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1998.142.01.10>.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; FANNING, C. M.; BALDO, E. G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; GALINDO, C.; DAHLQUIST, J. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, v. 83, p. 49-82, maio, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J.; DAHLQUIST, J.A.; BALDO, E.; CASQUET, C.; GALINDO, C. Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of typical Andean granites. In: 7th INTERN. SYMP. ANDEAN GEODYNAMICS, Nice, 2008, p. 427–430.
- RAPELA, C. W.; FANNING, C. M.; CASQUET, C.; PANKHURST, R. J.; SPALLETI, L.; POIRÉ, D.; BALDO, E. G. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, v. 20, p. 673-690, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>
- REIGBER, C.; SCHWINTZER, P.; LÜHR, H. The CHAMP Geopotential Mission. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v. 40, n. 3-4, p. 285-289, 1999.
- ROCHA-JÚNIOR, E. R. V.; PUCHTEL, I. S.; MARQUES, L. S.; WALKER, R. J.; MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; BABINSKI, M.; FIGUEIREDO, A. M. G. Re-Os isotope and highly siderophile element systematics of the Parana continental flood basalts (Brazil). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 337, p. 164-173, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.050>

ROSA, M. L. et al. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 66, p. 1-14, mar., 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>

RUSSO, A.; ARCHANGELSKY, S.; ANDREIS, R. R.; CUERDA, A. Cuenca Chacoparanense. In: ARCHANGELSKY, S. (Ed.). *El sistema Carbonifero en la República Argentina*. Republica Argentina, Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, 1986. p. 197-212.

RUSSO, A.; FERELLO, R.; CHEBLI, G. Llanura Chacopampeana. In: 2º SIMP. GEOL. REG. ARGENTINA, 1979. Actas, v. 1, p. 139-183. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Republica Argentina.

SÁ, N. C. de. *O campo de gravidade, o geóide e a estrutura crustal na América do Sul: novas estratégias de representação*. 2004. Tese (Livre Docência) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; KOESTER, E.; CONCEICAO, R. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the Sao Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136(2), p. 159-175, 2005. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.006>

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; BOSSI, J.; CAMPAL, M.; SCHIPILOV, A.; PINEYRO, D.; McNaughton, N. J. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45(1), p. 27-48, 2003. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.1.27>

SARTORI, P. L. P.; KAWASHITA, K. Petrologia e geocronologia do batólito granítico de Caçapava do Sul, RS. In: II SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1985. Anais, Florianópolis/SC, Brazil, p. 102-115.

SCHAEFFER, A. J.; LEBEDEV, S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International*, 194:417-449, 2013. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>

SCHENK, C.J.; VIGER, R.J.; ANDERSON, C.P. Maps showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the South America region. USGS, open-file report 97-470D, 1999. Disponível em:

<https://energy.usgs.gov/OilGas/AssessmentsData/WorldPetroleumAssessment/WorldGeologicMaps.aspx> (último acesso em 25/06/2018)

SENHORINHO, E.M. *Controle estrutural dos carbonatitos no Rio Grande do Sul: análise de produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísico*. 2012. Dissertação (Trabalho de conclusão de curso) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SIMPSON, F.; BAHR, K. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SIMS, W. E.; BOSTICK, F. X.; SMITH, H. W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36(5), p. 938-942, 1971 <https://doi.org/10.1190/1.1440225>

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. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444778>

SMITH, W. H. F.; WESSEL, P. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, v. 55, n. 3, p. 293-305, mar, 2005. <https://doi.org/10.1190/1.1442837>

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. 2939–2951, fev., 1997. <https://doi.org/10.1029/96JB03180>

SOARES, J. E.; BERROCAL, J.; FUCK, R. A.; MOONEY, W. D.; VENTURA, D. B. R. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, n. 12, dez. 2006. <http://dx.doi.org/10.1029/2005jb003769>

SPRATT, J. E.; JONES, A. G.; JACKSON V. A.; COLLINS, L.; AVDEEVA, A. Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear province magnetotelluric transect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114, B01101, 2009 <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005326>

SWIFT, C. M. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States*. 1967. Tese (Doutorado). Dept. of Geology and Geophysics, Massachusetts Institute of Technology.

TALWANI, M.; WORZEL, J.L.; LANDISMAN, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 64, n. 1, pp. 49-59. <http://dx.doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>

TAPLEY B. D.; BETTADPUR S.; WATKINS M.; REIGBER C. The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), L09607, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004GL019920>

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, v. 38, n. 8, p. 747-750, ago. 2010. <http://dx.doi.org/10.1130/g30919.1>

TIKHONOV, A.N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady*, v. 73, p. 295-297, 1950.

TOHVER, E.; TRINDADE, R.I.F.; SOLUM, J.G.; HALL, C.M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, v. 38, n. 3, p.267-270, mar. 2010. <http://dx.doi.org/10.1130/g30510.1>

TRINDADE, R.I.F.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; EPOF, I.; BRITO-NEVES, B.B. de Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, n. 1-2, p. 361-377, abr. 2006. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.039>

USSAMI, N.; MOLINA, E.C. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, n. 1, p. 87-98, 1999. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00007-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00007-3)

USSAMI, N.; SHIRAIWA, S.; DOMINGUEZ, J. M. L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, v. 18, n. 1, p. 25-39, fev. 1999. <http://dx.doi.org/10.1029/1998tc900004>.

WATTS, A. B. (Ed.) *Treatise on Geophysics: Crust and Lithosphere Dynamics* (vol. 6). Elsevier, 2007.

WENZEL, G. 1998. Ultra-high degree geopotential models GPM98A, B and C to degree 1800. Preprint of a paper submitted to Bulletin of International Geoid Service, Milan (Italy), 13 p.

WESSEL, P.; SMITH, W. H. F. Free software helps map and display data. *Earth Space Sci. News (EOS)*, 72 (41), p. 441-446. <http://dx.doi.org/10.1029/90EO00319>

WIENS, F. Zur lithostratigraphischen und strukturellen entwicklung des Rio Apa Hochlandes, Nordost Paraguay. 1986. Tese (Doutorado). Clausthal University of Technology.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. D.; IGLESIAS, C. D. F. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Ministério de Minas e Energia, Porto Alegre, 2008.

YANG, B.; EGBERT, G. D.; KELBERT, A.; MEQBEL, N. M. Three-dimensional electrical resistivity of the north-central USA from Earth Scope long period magnetotelluric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 422, p. 87-93, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.006>

YOSHINO, T.; LAUMONIER, M.; MCISAAC, E.; KATSURA, T. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotite at high-pressures: implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 295, p. 593-602, 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.050>

ZHAO, C.; YOSHINO, T. Electrical conductivity of mantle clinopyroxene as a function of water content and its implication on electrical structure of uppermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 1-9, ago. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.028>

Anexo 1 – Fundamentos teóricos do método MT

A1.1. Introdução

O método magnetotelúrico (MT) consiste na medição, na superfície terrestre, dos campos elétrico e magnético naturais agindo na Terra, de forma a fornecer variações na condutividade elétrica em subsuperfície. Sua base teórica está no desenvolvimento das equações de Maxwell a partir de certas premissas sobre a natureza dos campos, de sua propagação no interior da Terra, e das condições em que o método é aplicado (subseções A1.2 e A1.3). A propagação do campo eletromagnético é explicada por um modelo difusivo, onde há uma atenuação do sinal dependente do período (ou frequência) e da condutividade do meio. Esse fenômeno é conhecido como efeito pelicular, que governa a indução eletromagnética na Terra, sendo um dos pilares do método MT (subseção A1.4). Por fim, as funções de transferência relacionam os campos medidos, com a impedância fornecendo como resposta os valores de resistividade e fase, e o *tipper* sendo representado graficamente pelos vetores de indução (subseção A1.5).

A1.2. Equações de Maxwell

As equações de Maxwell são descritas por:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0; \quad (\text{Eq. A1.1})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_e; \quad (\text{Eq. A1.2})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}; \quad (\text{Eq. A1.3})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \quad (\text{Eq. A1.4})$$

onde \mathbf{B} é a indução magnética (em Tesla – T), \mathbf{D} é o deslocamento elétrico (em C/m²), ρ_e é a densidade de carga (C/m³), \mathbf{E} é a intensidade do campo elétrico (V/m), \mathbf{H} é a intensidade do campo magnético (A/m) e \mathbf{J} é a densidade de corrente (A/m²). As unidades vetoriais \mathbf{B} , \mathbf{D} , \mathbf{E} , \mathbf{H} e \mathbf{J} relacionam-se por meio das relações constitutivas, que são descritas para um meio de permeabilidade magnética μ , permissividade elétrica ε e condutividade σ , como:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}; \quad (\text{Eq. A1.5})$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}; \quad (\text{Eq. A1.6})$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}. \quad (\text{Eq. A1.7})$$

A equação A1.1 é conhecida como Lei de Gauss do Magnetismo, e nos diz que não há um monopolo magnético. A equação A1.2 é a Lei de Gauss, e relaciona o fluxo do campo elétrico à densidade de carga contida em uma superfície. Pode ser considerada zero, posto que não há geração de cargas elétricas. A equação A1.3 é a Lei da Indução de Faraday, a qual diz que um campo magnético variando no tempo induz um campo elétrico. A equação A1.4 mostra que esse campo elétrico, por sua vez, gera um campo magnético secundário, e é conhecida como Lei de Ampère-Maxwell. Duas componentes são responsáveis pelo campo magnético secundário. A densidade de corrente \mathbf{J} se relaciona diretamente com o campo elétrico \mathbf{E} pela equação A1.5, a Lei de Ohm, e descreve a chamada corrente de condução. O outro termo da equação A1.4, dado por $\partial \mathbf{D} / \partial t$, se relaciona com o campo elétrico pela equação A1.6, e descreve a corrente de deslocamento.

Como os campos eletromagnéticos são harmônicos, podemos aplicar a transformada de Fourier e passar as equações de Maxwell para o domínio da frequência. A expressão da variação dos campos é dada por $e^{i\omega t}$, de forma que o campo elétrico, por exemplo, pode ser reescrito como $\mathbf{E}(t) = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t}$. A partir disso e das relações constitutivas, é possível demonstrar que o termo relativo às correntes de deslocamento na equação A1.4 ($\partial \mathbf{D} / \partial t$) pode ser desprezado em relação ao termo das correntes de condução (\mathbf{J}). Considerando a faixa de frequências (f) do método magnetotélúrico entre 10^{-4} e 10^4 e os valores médios observados no interior da terra para os parâmetros σ , ε e μ , com σ entre 10^{-3} e 10^3 , $\varepsilon \cong 10\varepsilon_0 \cong 8,85 \times 10^{-11}$ F/m e $\mu \cong \mu_0 \cong 1,3 \times 10^{-6}$ H/m, ao tomarmos a razão entre as duas componentes, teremos:

$$\frac{\text{corr. deslocamento}}{\text{corr. condução}} = \left| \frac{\partial \mathbf{D} / \partial t}{\mathbf{J}} \right| = \left| \frac{i\omega \varepsilon \mathbf{E}_0 e^{i\omega t}}{\sigma \mathbf{E}_0 e^{i\omega t}} \right| = \left| \frac{2\pi f \varepsilon}{\sigma} \right| \ll 1.$$

Ou seja, as correntes de condução são muito maiores que as de deslocamento, podendo, portanto, ser desprezadas.

Então, desconsiderando as correntes de deslocamento, aplicando a transformada de Fourier e substituindo os termos vetoriais a partir das relações constitutivas, as equações A1.3

e A1.4 são reescritas na forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu_0\mathbf{H}; \quad (\text{Eq. A1.8})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}. \quad (\text{Eq. A1.9})$$

Valendo-nos da igualdade vetorial $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2\mathbf{A}$ e aplicando o rotacional em A1.8, temos:

$$\begin{cases} \nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -i\omega\mu_0\nabla \times \mathbf{H} \\ \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2\mathbf{E} = -i\omega\mu_0\nabla \times \mathbf{H} \end{cases}.$$

Na segunda igualdade, o divergente do campo elétrico é nulo, pois não há cargas elétricas sendo geradas, restando apenas o termo Laplaciano $\nabla^2\mathbf{E}$. Substituindo a equação A1.9 nessa igualdade, obtemos:

$$\nabla^2\mathbf{E} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E}. \quad (\text{Eq. A1.10})$$

Seguindo os mesmos passos acima para a equação A1.9, obtemos similarmente:

$$\nabla^2\mathbf{H} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{H}. \quad (\text{Eq. A1.11})$$

As equações A1.10 e A1.11 são chamadas Equações de Helmholtz e expressam uma equação de difusão de forma geral $\nabla^2\mathbf{A} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{A}$, no domínio da frequência, e de forma $\nabla^2\mathbf{A} = \mu_0\sigma\partial\mathbf{A}/\partial t$, no domínio do tempo. A propagação das ondas eletromagnéticas no interior da Terra, portanto, dependem unicamente da condutividade do meio e de seus períodos.

A1.3. Propagação no interior da Terra – a equação de difusão

Além das aproximações realizadas anteriormente, quais sejam: i) o campo é harmônico; ii) as correntes de deslocamento podem ser desprezadas; iii) a permeabilidade e a permissividade magnéticas são constantes; iv) não há cargas sendo geradas, duas outras aproximações são efetuadas no desenvolvimento do método: v) os campos chegam à superfície como ondas planas; e vi) o campo se propaga apenas verticalmente, gerando

campos secundários ortogonais. A premissa de que os campos incidem na superfície como onda plana exige que qualquer variação do campo magnético tem que possuir fonte relativamente afastada da superfície terrestre para que seja útil ao método MT. Tal premissa é válida pelo fato que a distância entre a ionosfera, cavidade por onde se propagam os campos, e a superfície terrestre é relativamente grande. Com relação à premissa de propagação vertical dos campos, ela é válida devido ao alto contraste entre a condutividade na atmosfera e no interior da Terra.

A partir disso, e considerando inicialmente um caso de variação da condutividade apenas com a profundidade (z), reduzimos os parâmetros a:

$$\begin{cases} \sigma = \sigma(z) ; \\ \mathbf{E} = E_x \hat{i} ; \\ \mathbf{H} = H_y \hat{j} . \end{cases}$$

Retomando as equações A1.8 e A1.9 e desenvolvendo-as para esse cenário, obteremos a equação de Helmholtz (ou equação de difusão) para um meio 1-D:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial x^2} = k^2 E_x , \quad (\text{Eq. A1.12})$$

onde k é o número de onda:

$$k^2 = -i\omega\mu_0\sigma(z). \quad (\text{Eq. A1.13})$$

A solução da equação A1.12, omitindo o termo de variação harmônica $e^{i\omega t}$, é dada por:

$$E_x = E_0 e^{-ikz} + E_1 e^{+ikz}. \quad (\text{Eq. A1.14})$$

Como E_x deve ser nulo com z tendendo ao infinito, o termo E_1 deve ser desconsiderado, então:

$$E_x = E_0 e^{-ikz}. \quad (\text{Eq. A1.15})$$

O número de onda k , complexo, pode ser expresso por $k = (1 - i)\alpha$, onde α é um número real, a partir do desenvolvimento da equação A1.15 e da fórmula de Euler $e^{i\theta} = \cos \theta + i \sin \theta$:

$$\begin{aligned} k &= \sqrt{-i} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = \left(e^{-\frac{i\pi}{2}} \right)^{\frac{1}{2}} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = \\ &= \left(\frac{\sqrt{2}}{2} - i \frac{\sqrt{2}}{2} \right) \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = (1 - i) \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}}, \end{aligned}$$

então

$$k = (1 - i)\alpha, \quad (\text{Eq. A1.16})$$

sendo que

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}}. \quad (\text{Eq. A1.17})$$

Valendo-nos da equação A1.16, podemos reescrever a equação A1.15 de forma a compreendermos melhor seu significado físico como:

$$E_x = E_0 e^{-i\alpha z} e^{-\alpha z}, \quad (\text{Eq. A1.18})$$

onde $e^{-i\alpha z}$ denota uma variação harmônica com a profundidade e $e^{-\alpha z}$ é o fator de amortecimento do campo, que será atenuado exponencialmente com a profundidade. Podemos analisar, por exemplo, as situações limites: na superfície ($z = 0$) o campo E_x equivale ao E_0 e, em uma profundidade que tende ao infinito ($z \rightarrow \infty$), E_x tende a zero.

A1.4. Profundidade pelicular

A profundidade pelicular (δ) é definida como a profundidade na qual o campo tenha decaído de sua amplitude inicial, na superfície, com uma proporção de $1/e$:

$$|E_x| = \frac{1}{e} E_0 \sim 0,37E_0,$$

valendo, portanto, $\sim 37\%$ do campo original. Tomando a componente de amortecimento ($e^{-\alpha z}$) da equação A1.18, temos:

$$e^{-1} = e^{-\alpha\delta} \rightarrow \delta = \frac{1}{\alpha} \therefore$$
$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}}. \quad (\text{Eq. A1.19})$$

A equação A1.19 estabelece um limite para a profundidade de investigação que depende da frequência da onda e da condutividade do meio. Em termos de período ($T = 2\pi/\omega$) e resistividade ($\rho = 1/\sigma$), mais comumente usados no método magnetotelúrico, e dado que no SI $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$, a expressão A1.19 pode ser aproximada por:

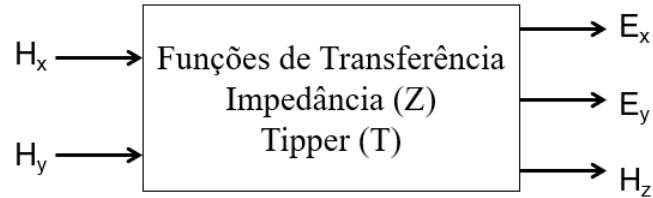
$$\delta \cong 500\sqrt{\rho T}. \quad (\text{Eq. A1.20})$$

Em oposição aos métodos potenciais, incapazes de preverem uma solução unívoca para a profundidade da fonte do dado observado, no método MT é possível associar uma profundidade à cada frequência, conferindo, assim, maior resolução vertical ao método. O intervalo de períodos usados no método magnetotelúrico, de 10^{-4} a 10^4 s, permite que em uma mesma sondagem investigue-se desde centenas de metros até centenas de quilômetros, bastando variar o período dos campos observados.

A1.5. Função de transferência, resistividade aparente, fase e os vetores de indução

As relações entre os campos MT são descritas por funções de transferência, a impedância e o *tipper*. A impedância descreve as relações entre os campos elétrico e magnético horizontais, e fornecem os valores de resistividade aparente e fase. Já o *tipper*

descreve a relação entre os campos magnéticos horizontais e vertical, e sua representação gráfica se dá na forma dos vetores de indução. Essa relação entre os campos pode ser esquematizada da seguinte maneira:



Na ausência de ruído, essas relações podem ser descritas como:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (\text{Eq. A1.21})$$

$$\begin{cases} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{cases} \quad (\text{Eq. A1.22})$$

$$H_z = \begin{pmatrix} T_{zx} & T_{zy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

$$H_z = T_{zx}H_x + T_{zy}H_y . \quad (\text{Eq. A1.23})$$

As três equações acima possuem duas incógnitas cada (Z_{xx} e Z_{xy} ; Z_{yx} e Z_{yy} ; T_{zx} e T_{zy}), de forma que no mínimo duas medidas independentes são necessárias para estimar as funções de transferência. Ao considerarmos ruído, mais medidas independentes passam a ser necessárias e a solução dependerá de métodos estatísticos. A partir das funções de transferência Z_{ij} é possível então obter a resistividade aparente (ρ) e a fase (φ), que são dadas pelas Equações A1.24 e A1.25 (Simpson e Bahr, 2005):

$$\rho_{a,ij(\omega)} = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (\text{Eq. A1.24})$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re}\{Z_{ij}(\omega)\}} \right) . \quad (\text{Eq. A1.25})$$

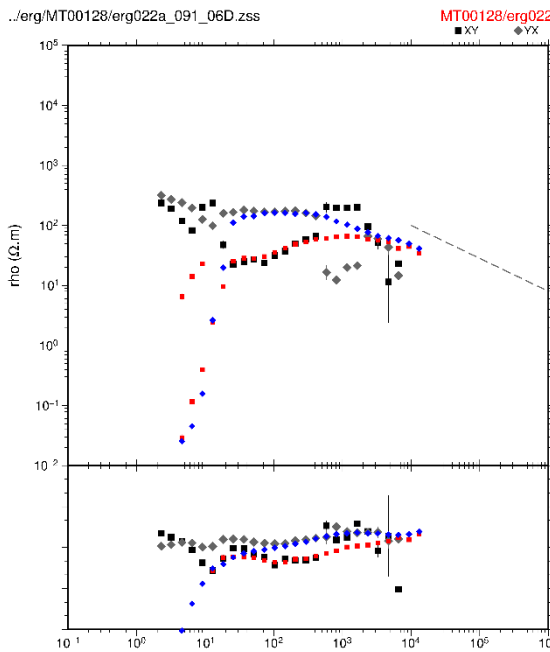
Na presença de gradientes laterais de condutividade elétrica, haverá uma componente magnética vertical que se relaciona com os campos magnéticos horizontais por meio da função de transferência magnética (*tipper*). Sua representação se dá por meio de vetores, chamados *vetores de indução*, que ao serem revertidos apontam na direção de estruturas condutivas, auxiliando na identificação de variações laterais na condutividade (Simpson e Bahr, 2005, p. 33). A partir do *tipper* a amplitude (A) e a direção (d) dos vetores de indução são dadas pelas equações A1.26 e A1.27:

$$A = \sqrt{T_{zx}^2 + T_{zy}^2}; \quad (\text{Eq. A1.26})$$

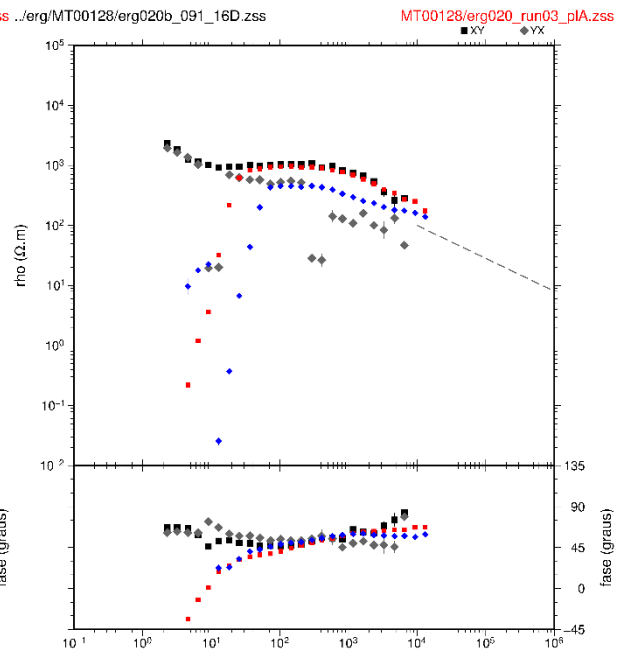
$$d = \tan^{-1} \left(\frac{T_{zy}}{T_{zx}} \right). \quad (\text{Eq. A1.27})$$

Anexo 2A – Curvas de banda-larga e período longo

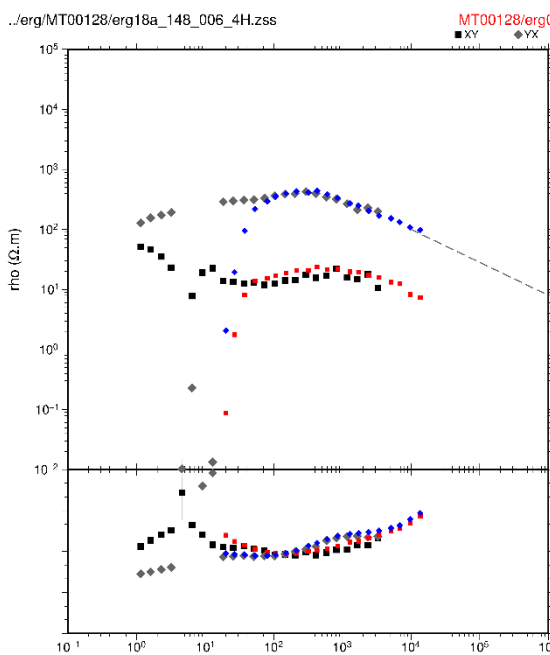
Estação 15



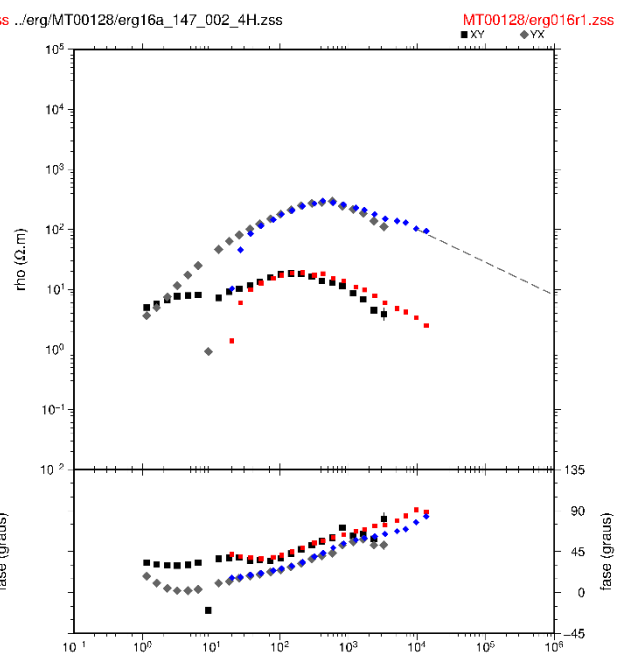
Estação 16



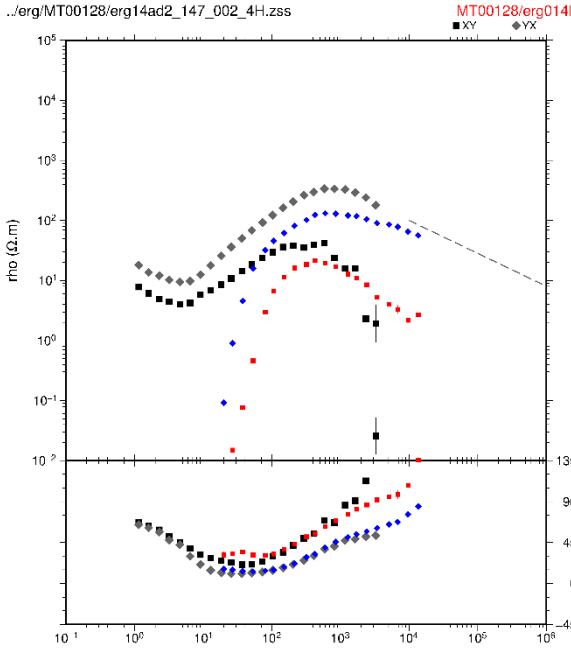
Estação 18



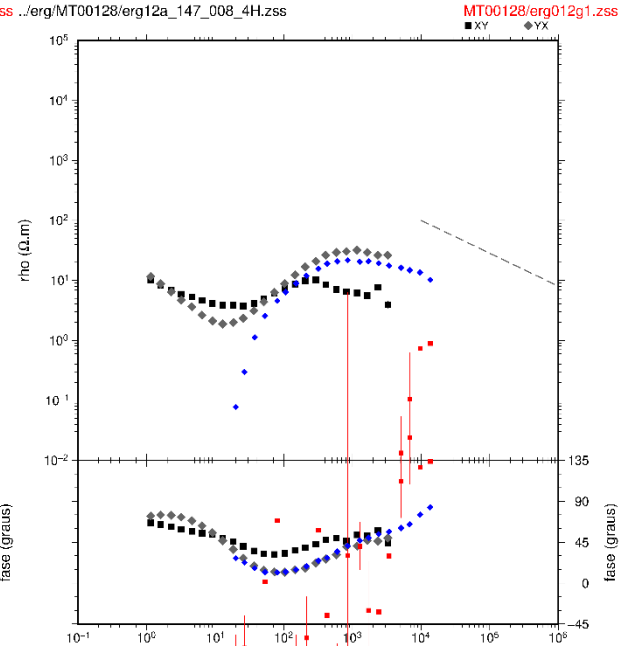
Estação 20



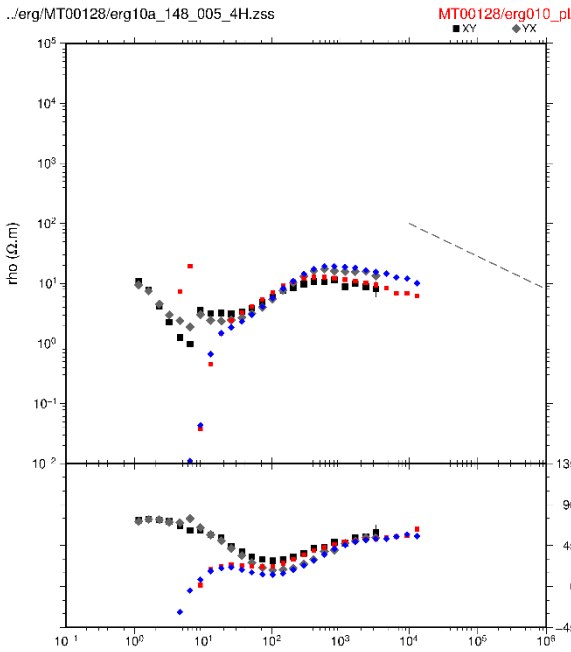
Estação 22



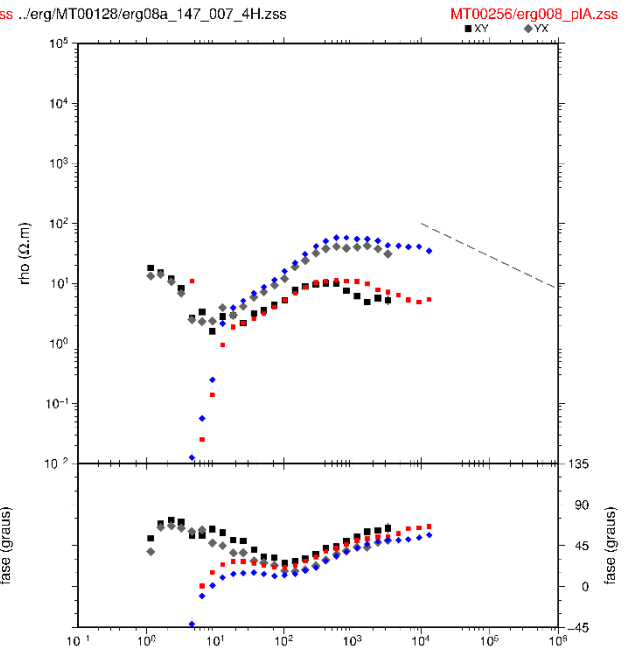
Estação 24



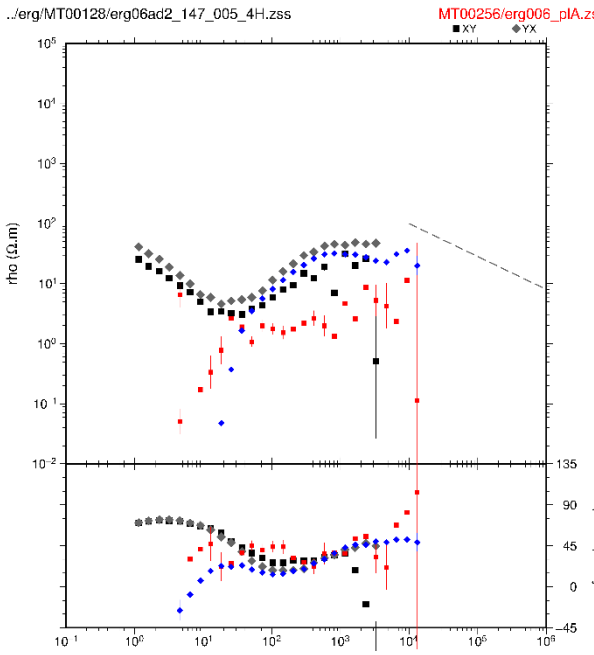
Estação 26



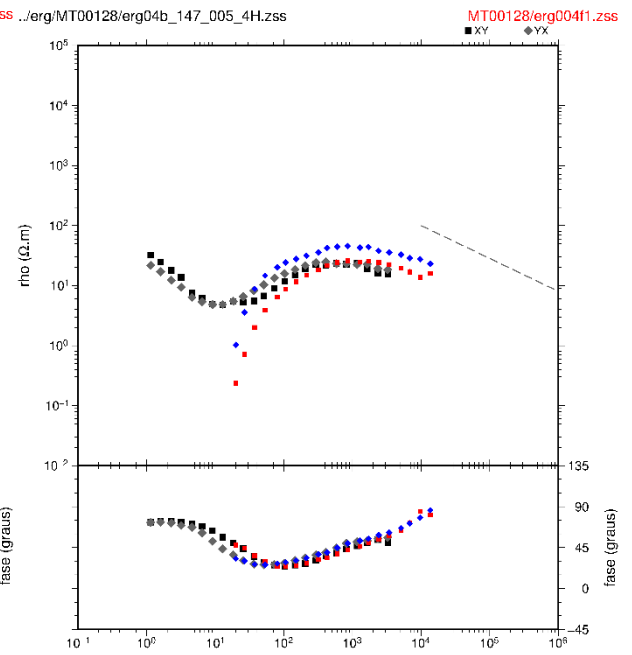
Estação 28



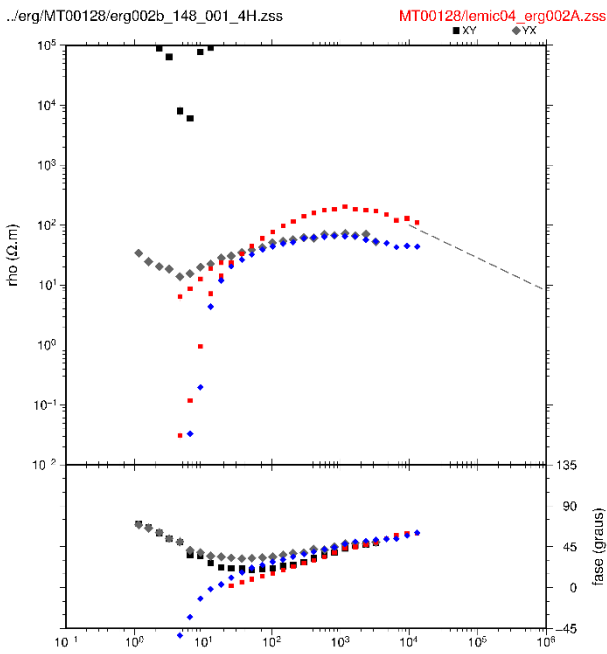
Estação 30



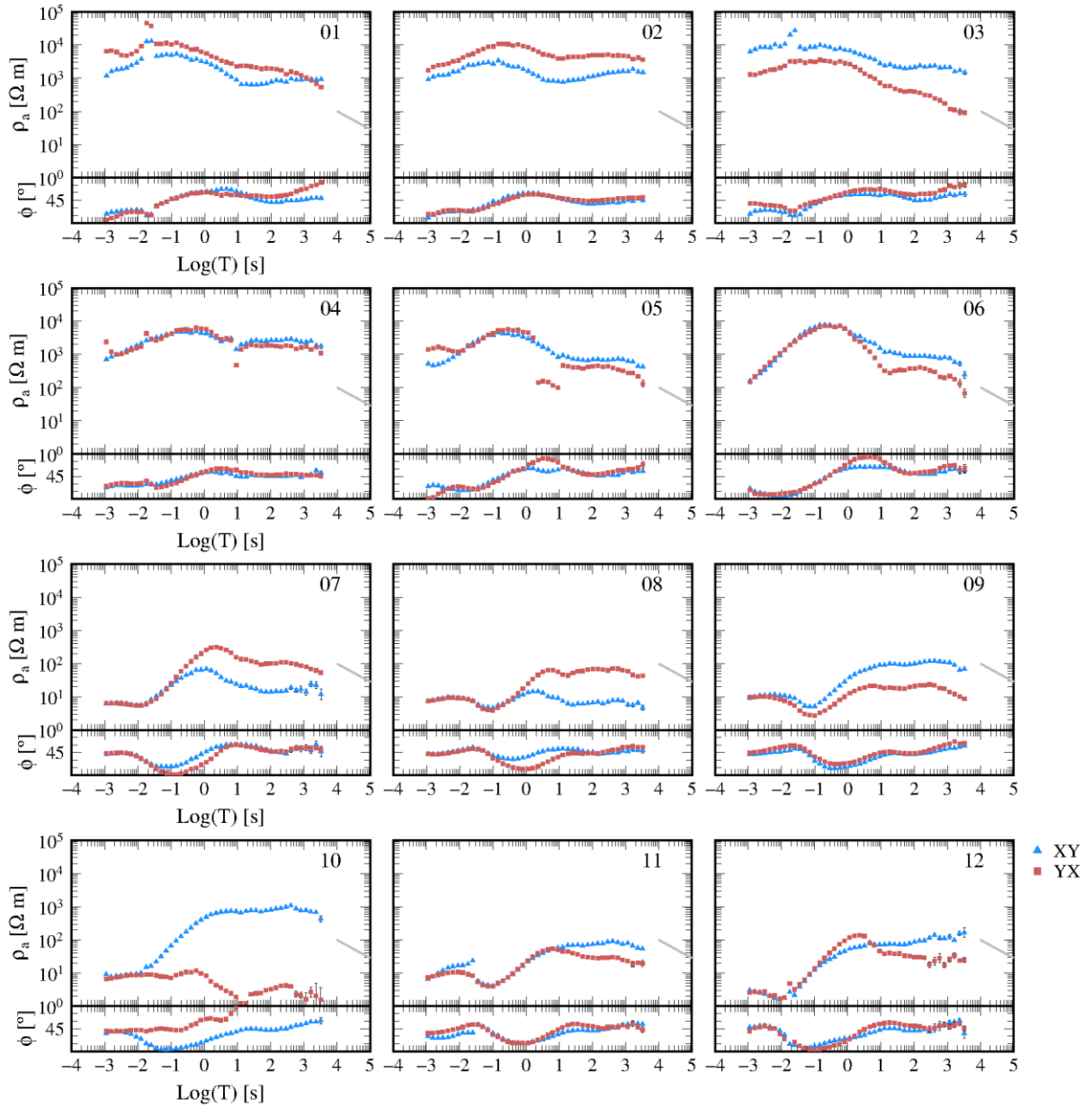
Estação 32

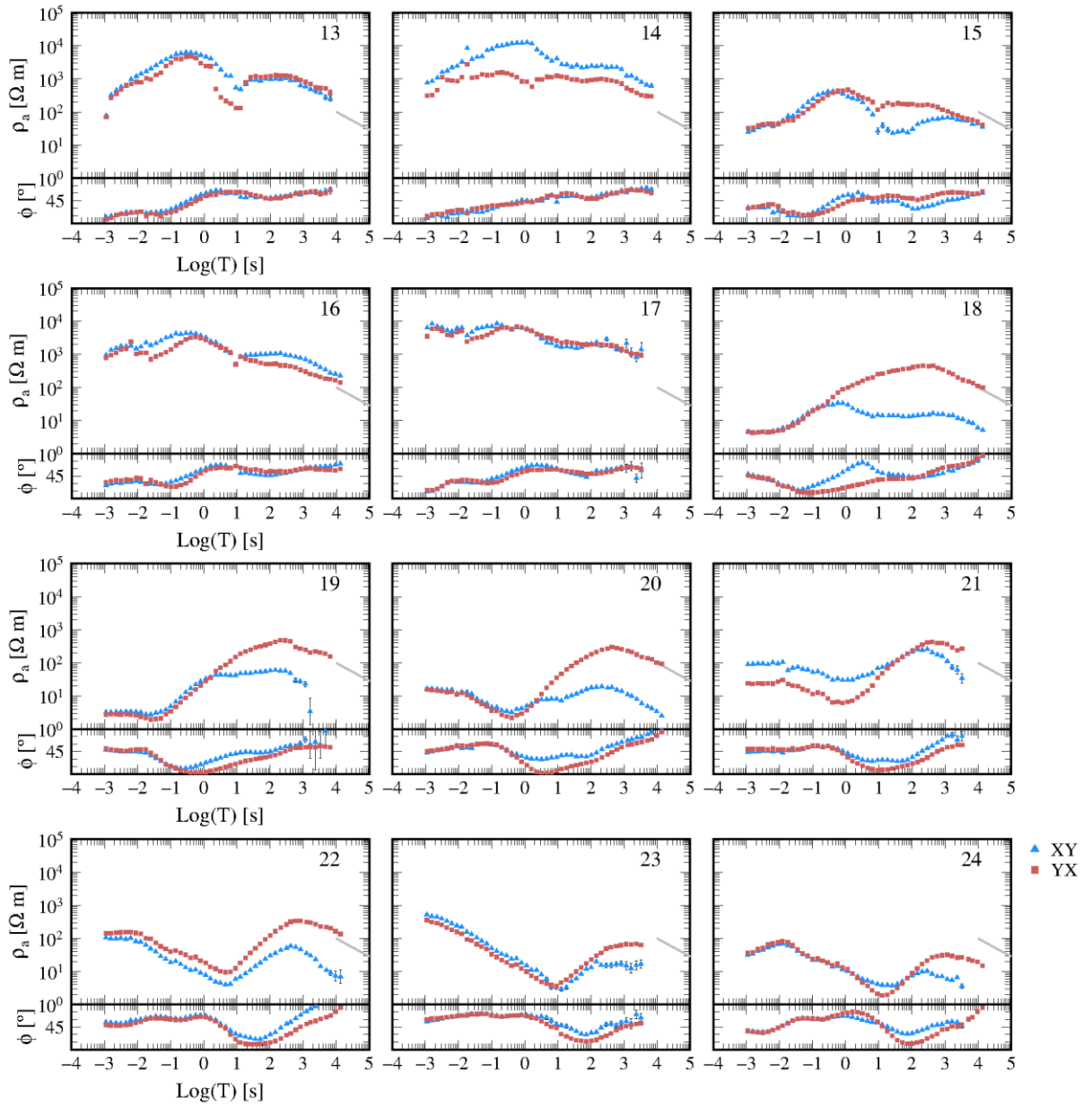


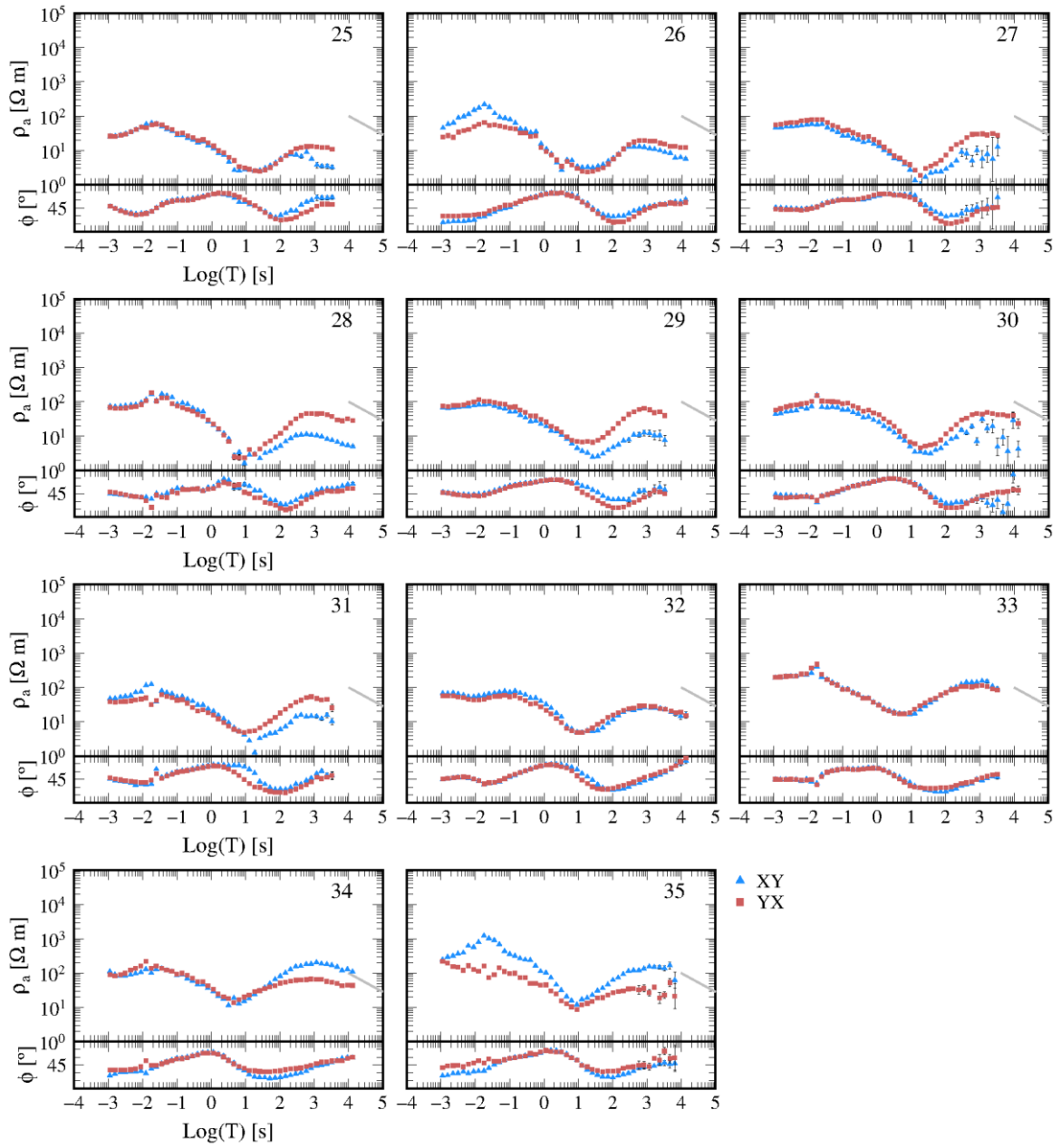
Estação 34



Anexo 2B – Curvas MT finais, perfil A-A'







Anexo 2C – Pseudosseções, perfil A-A'

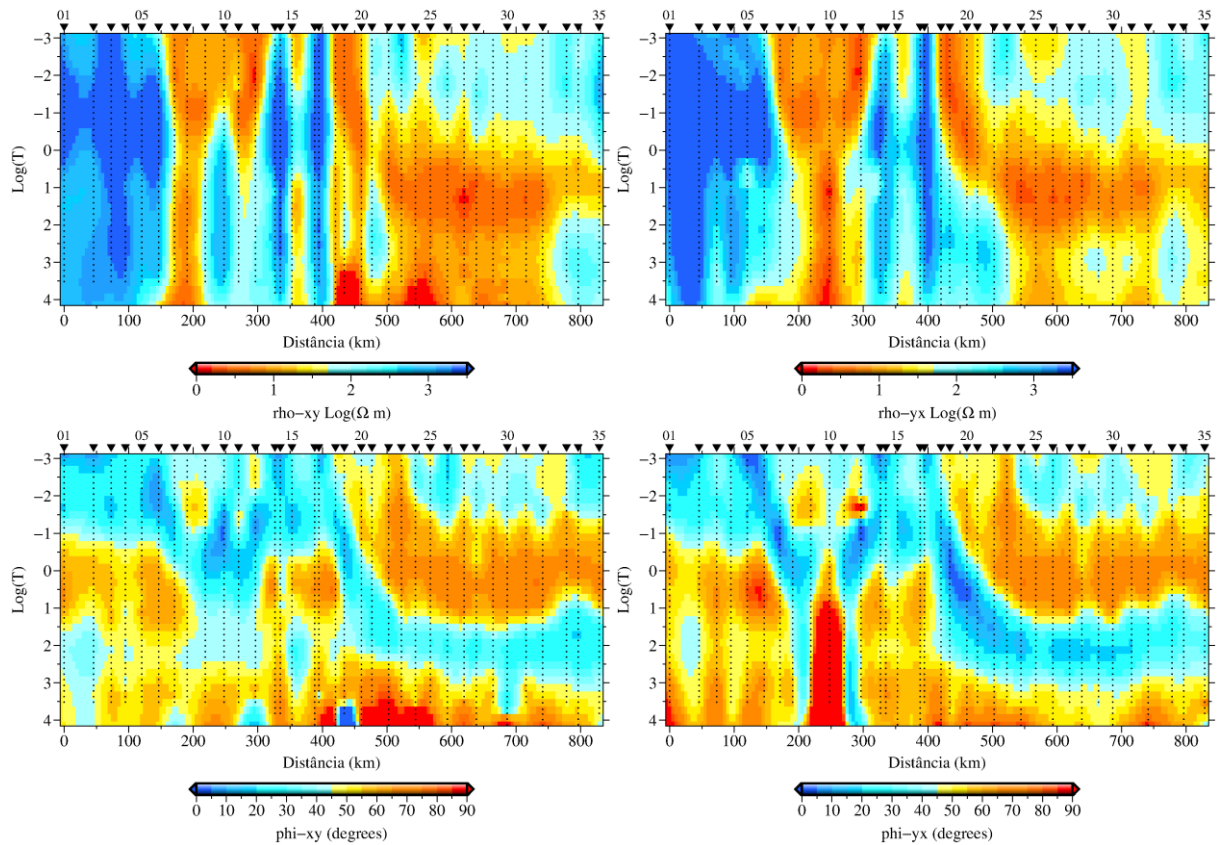


Figura A2C.1 – Pseudosseções das curvas de resistividade (cima) e fase (baixo) do perfil A-A'. As seções à esquerda são os resultados para a componente xy e as seções à direita são os resultados para a componente yx .

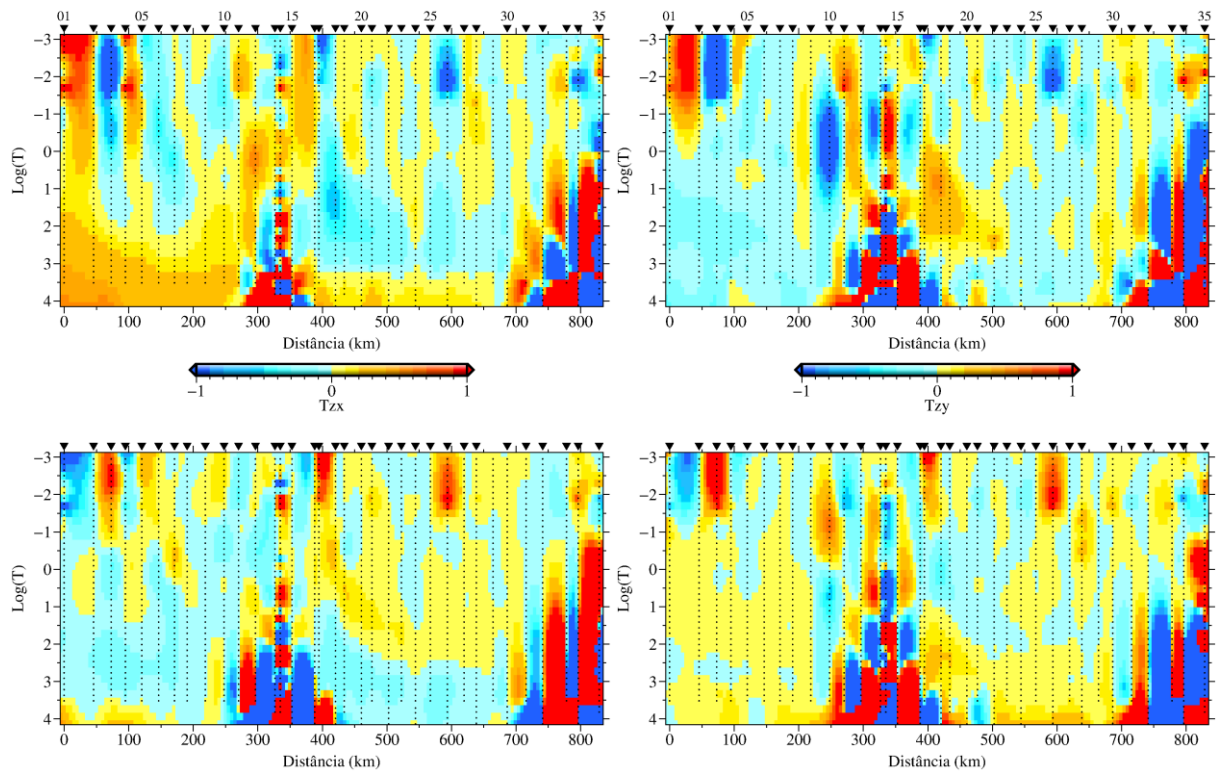
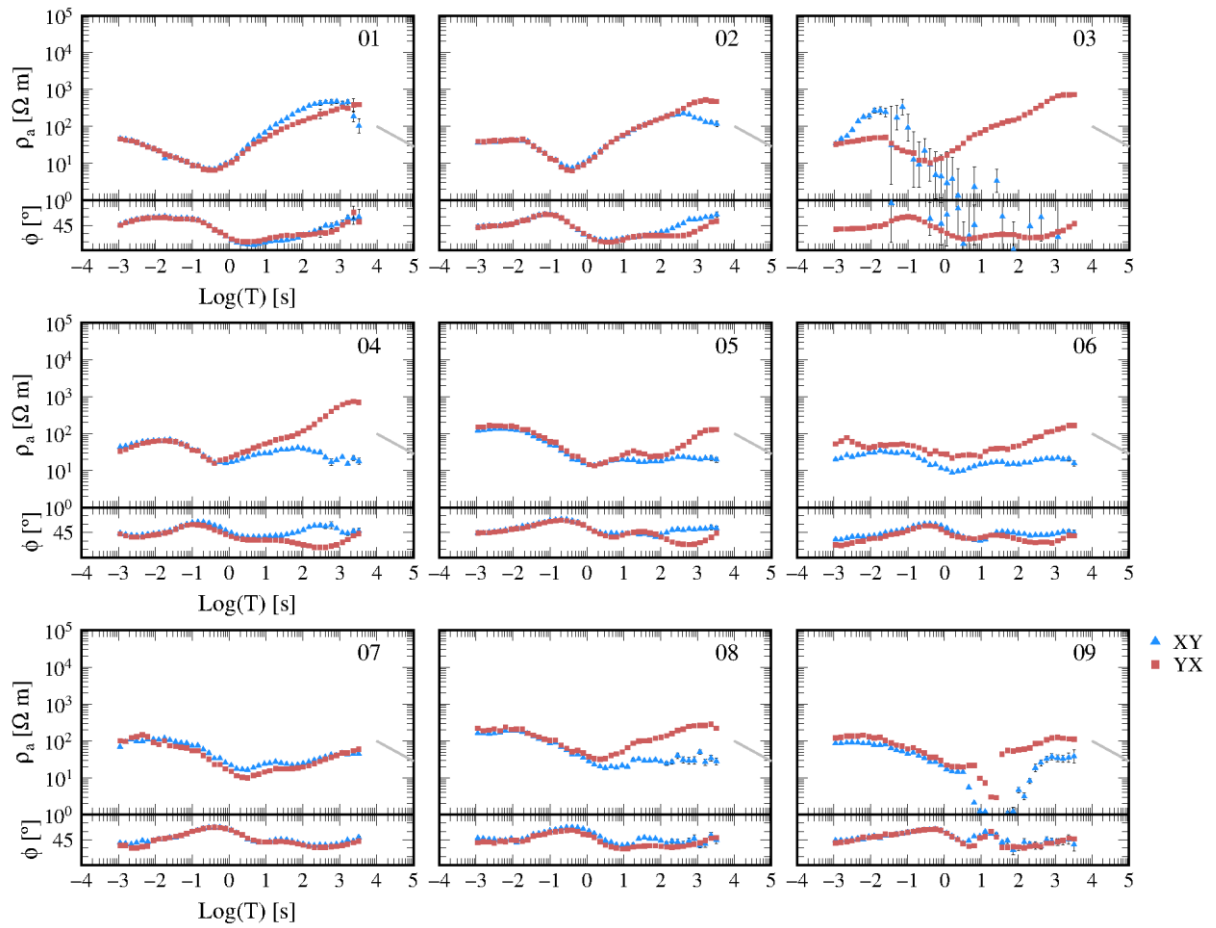
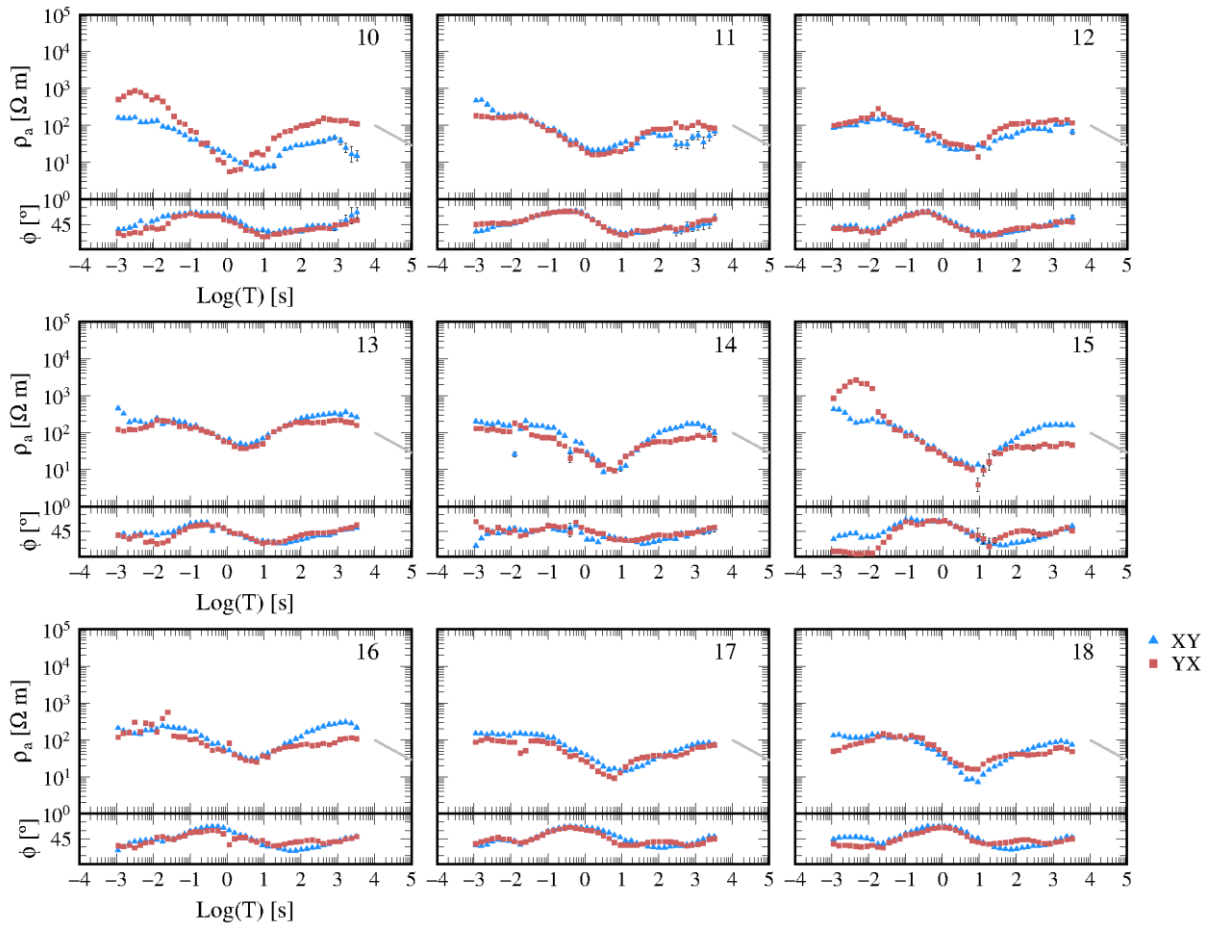


Figura A2C.2 – Pseudosseções do *tipper*, perfil A-A'. Os quadros à esquerda mostram a componente T_{zx} , partes Real (cima) e Imaginária (baixo). Os quadros à direita mostram a componente T_{zy} seguindo o mesmo padrão.

Anexo 3A – Curvas MT finais, perfil B-B'





Anexo 3B – Pseudosseções, perfil B-B'

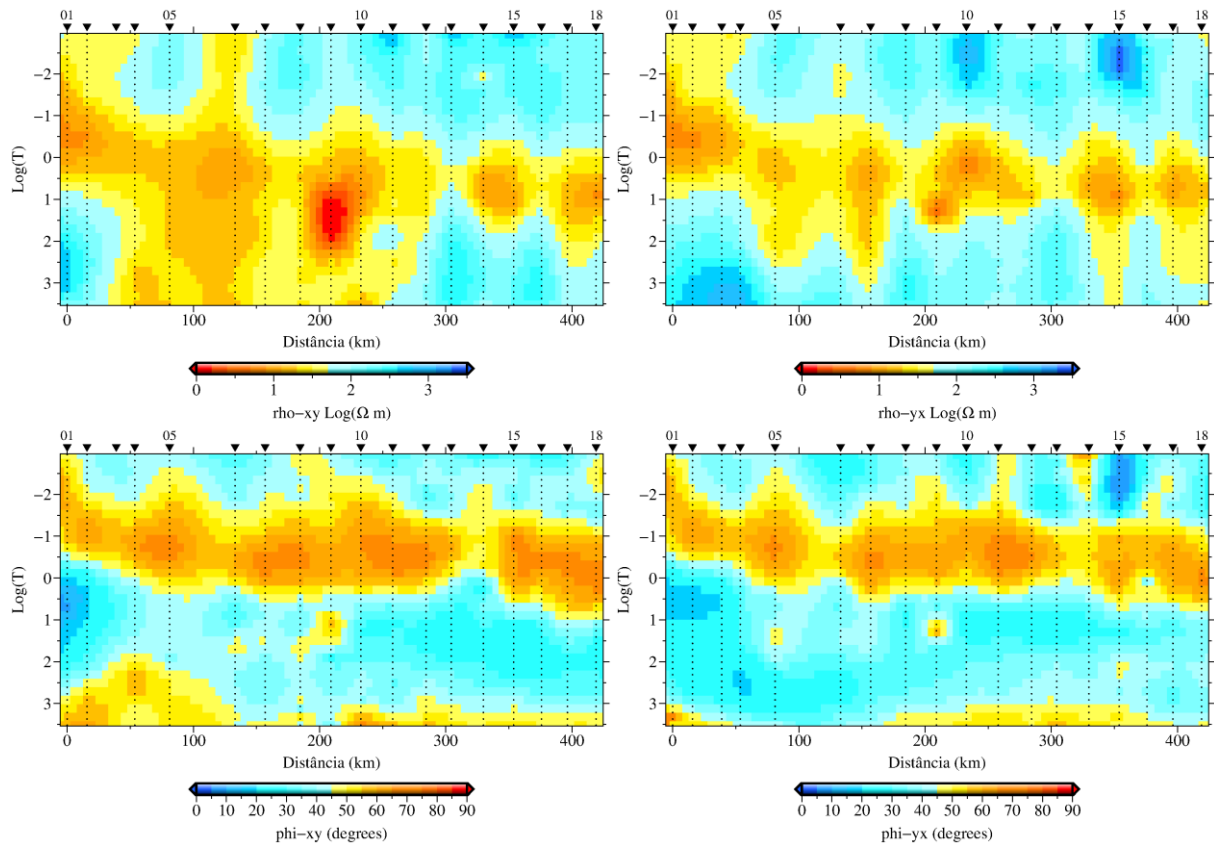


Figura A3B.1 – Pseudosseções das curvas de resistividade (cima) e fase (baixo) do perfil B-B'. As seções à esquerda são os resultados para a componente xy e as seções à direita são os resultados para a componente yx .

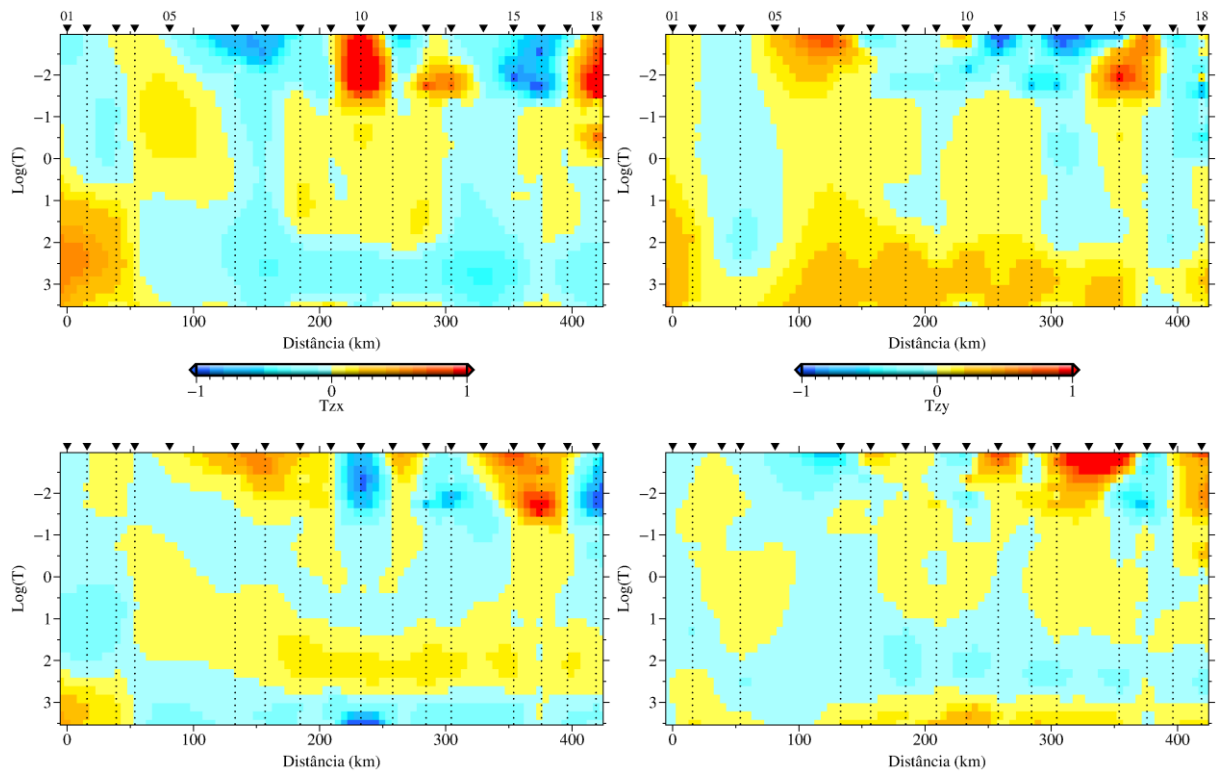
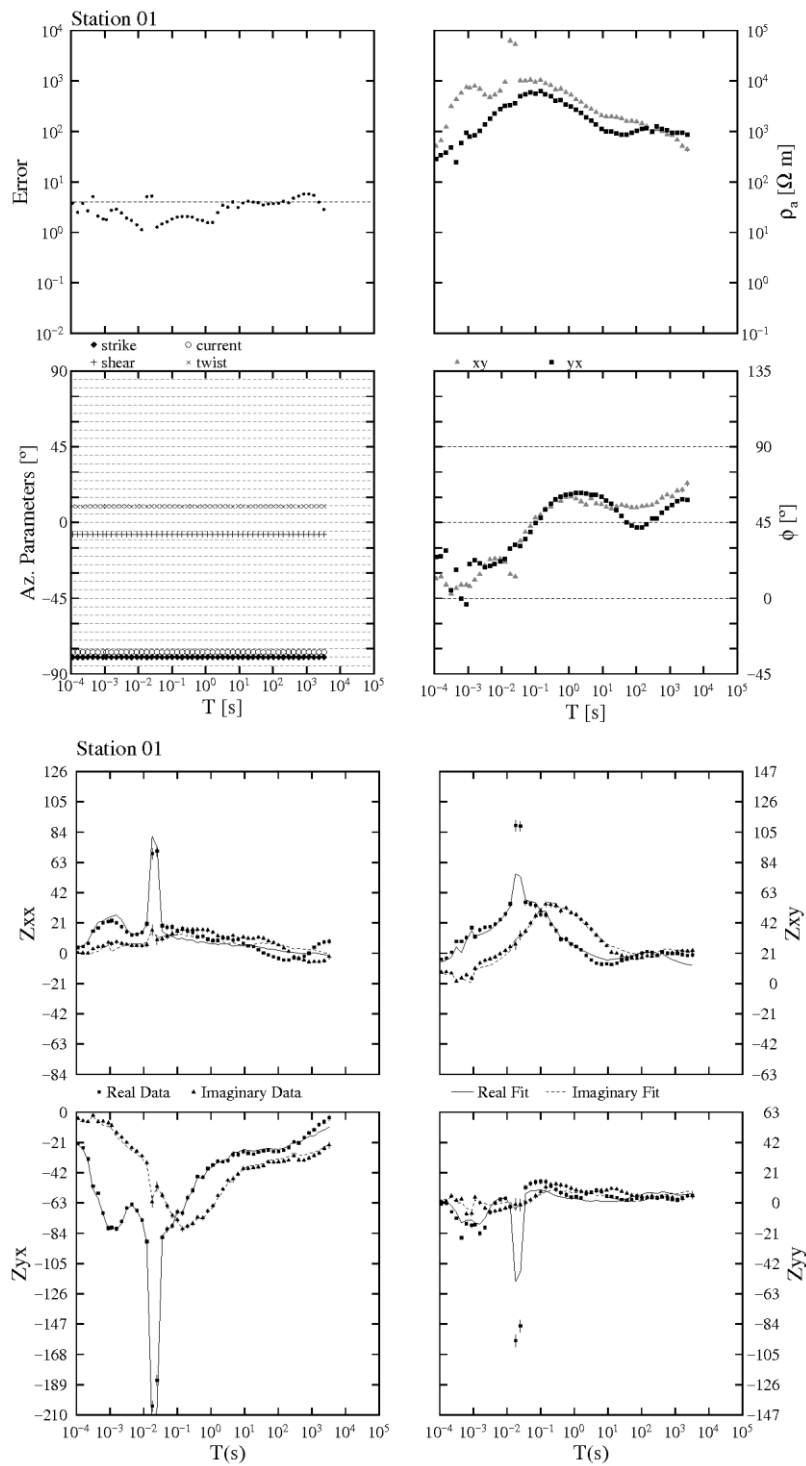
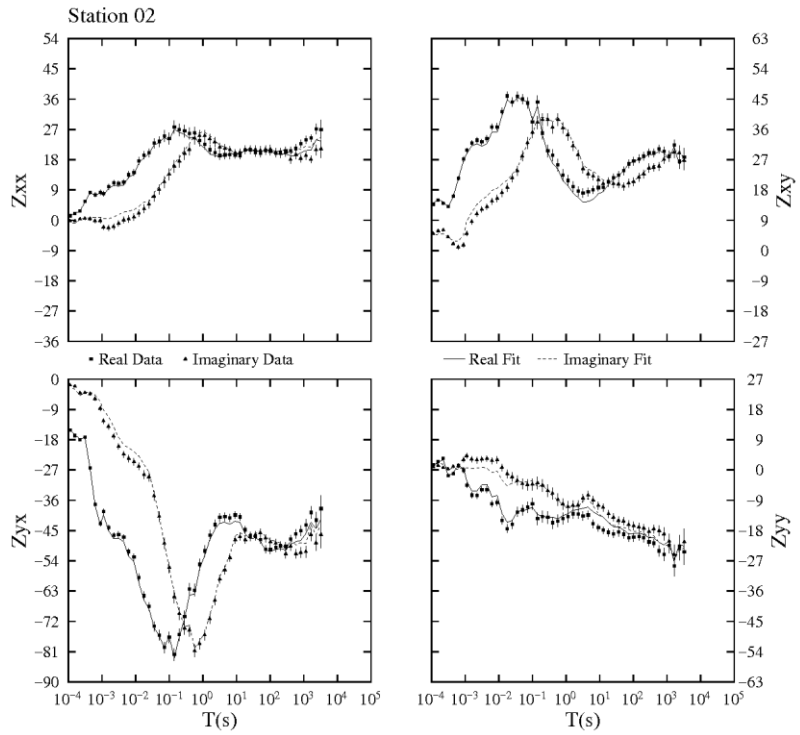
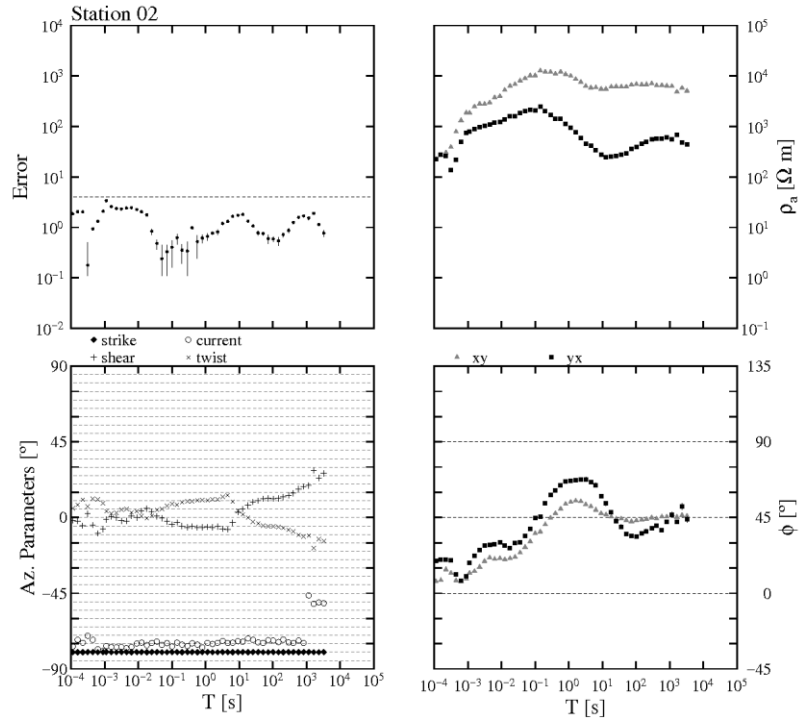
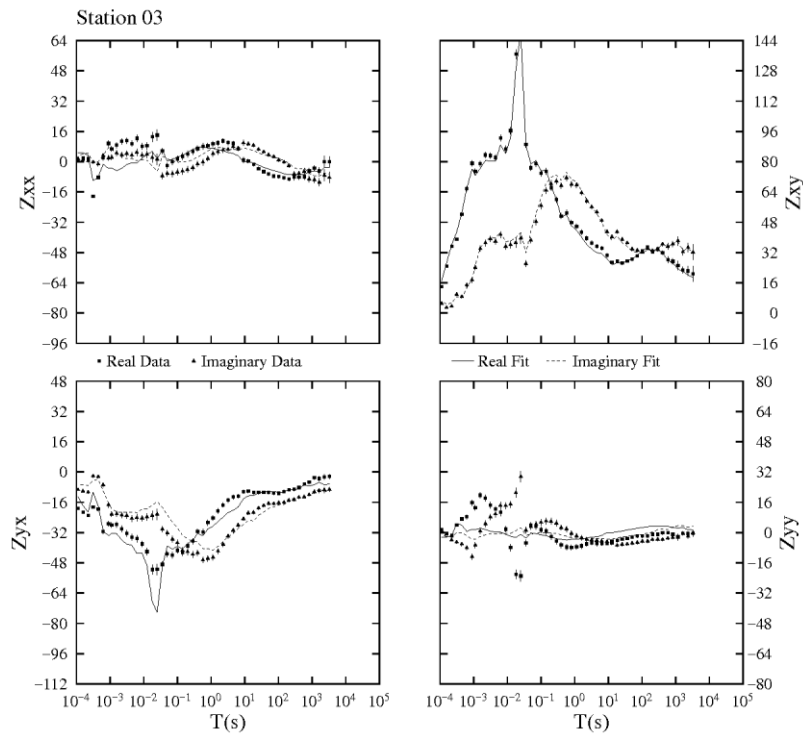
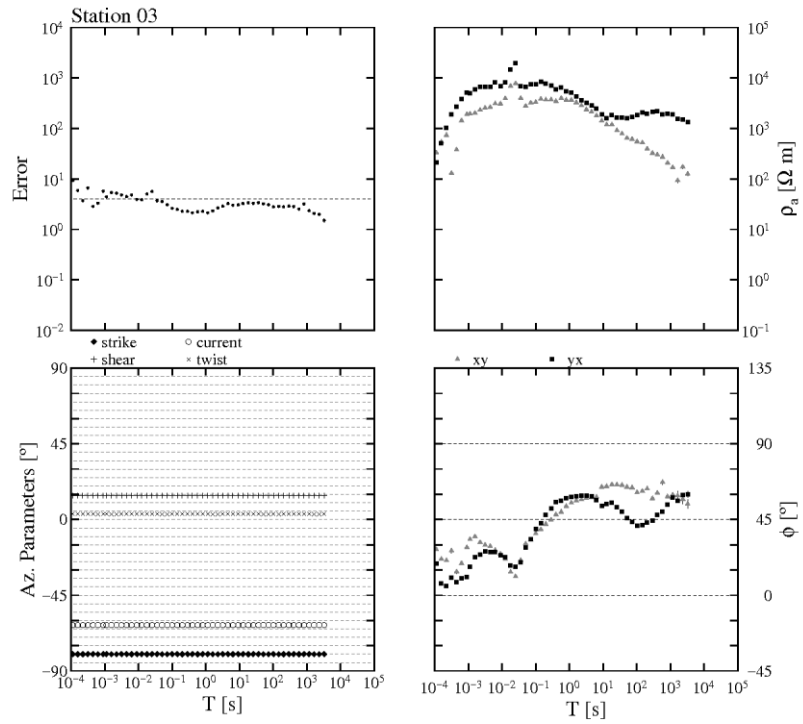


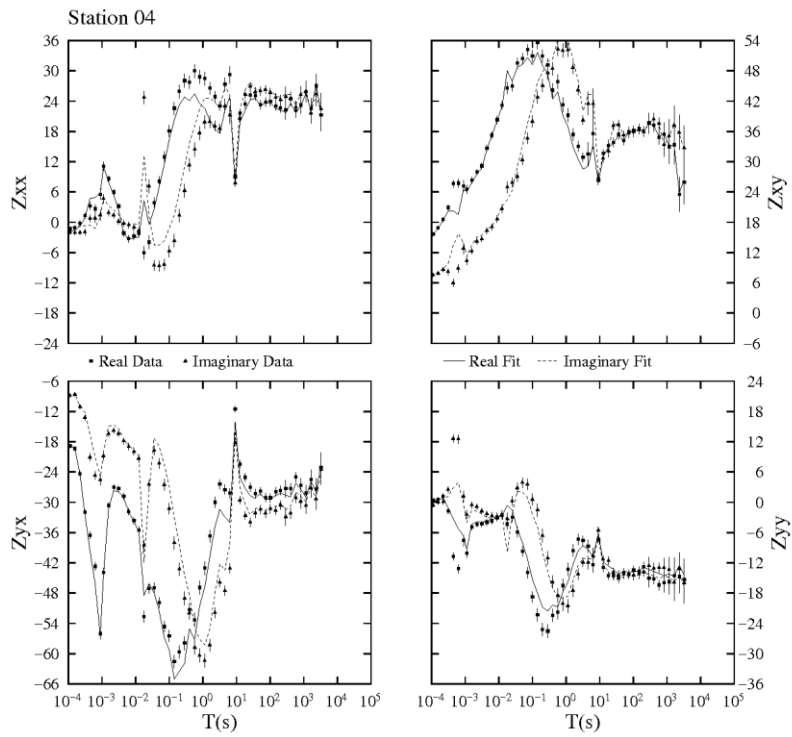
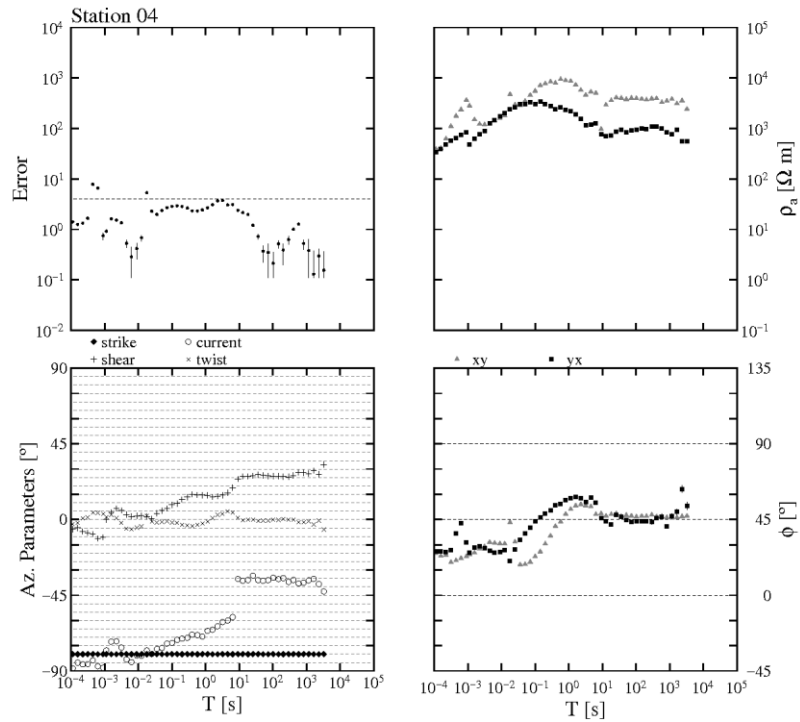
Figura A3B.2 – Pseudosseções do *tipper*, perfil B-B'. Os quadros à esquerda mostram a componente T_{zx} , partes Real (cima) e Imaginária (baixo). Os quadros à direita mostram a componente T_{zy} seguindo o mesmo padrão.

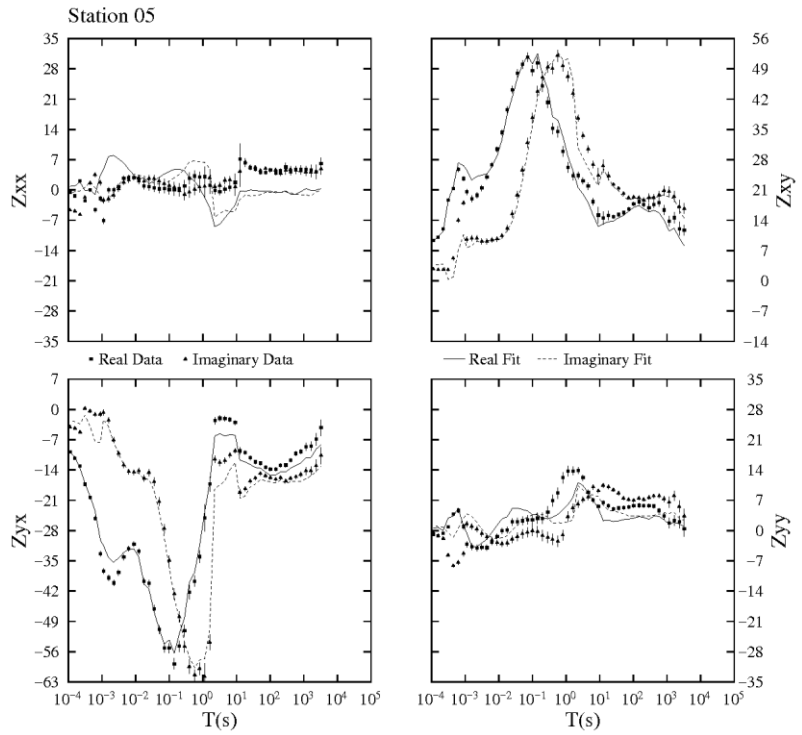
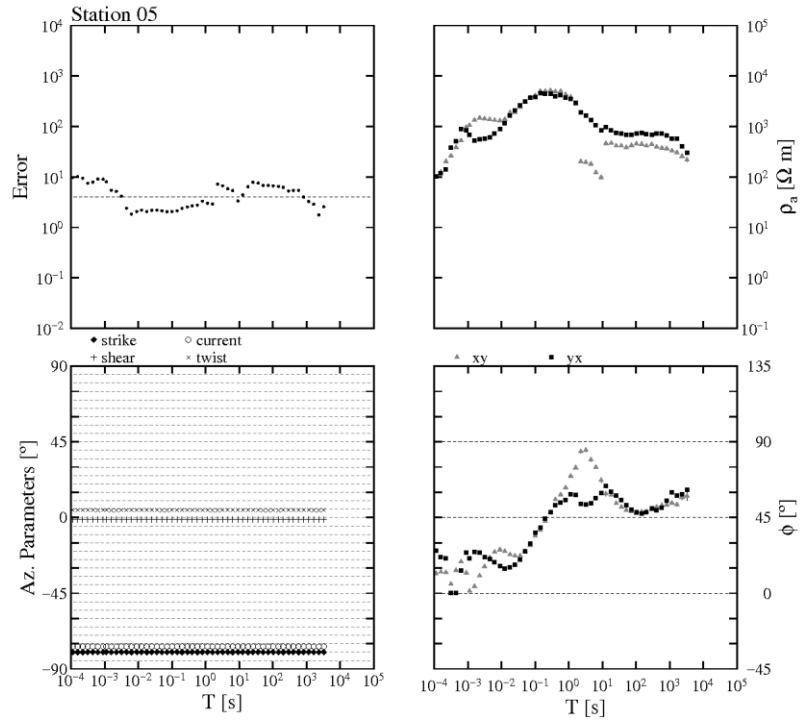
Anexo 4 – Resultados da decomposição Groom-Bailey para o perfil A-A'

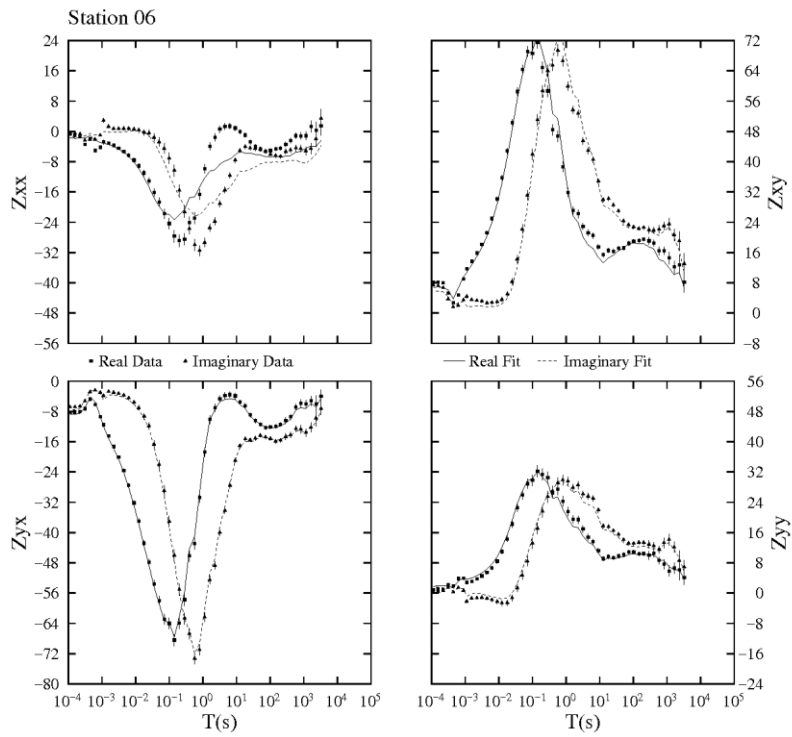
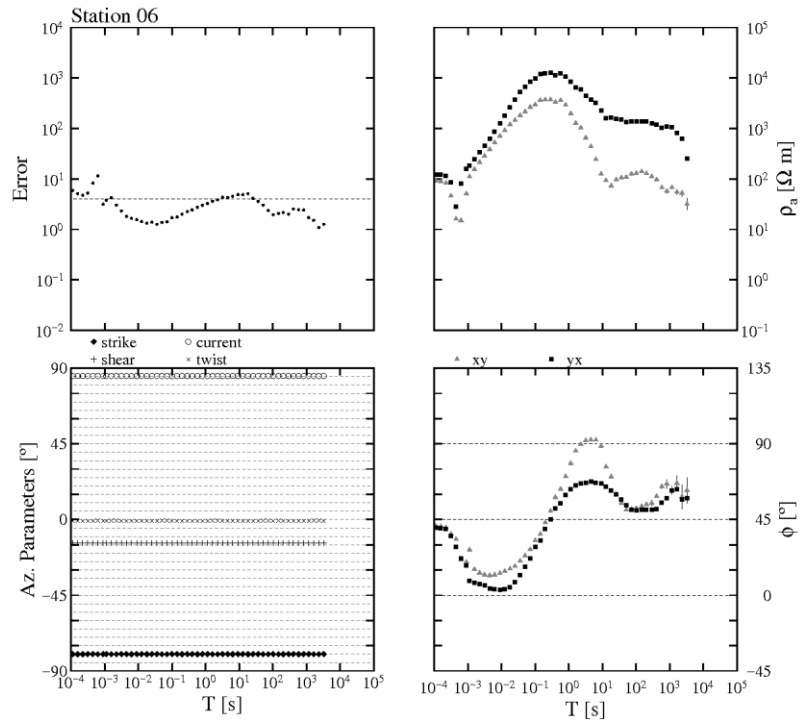


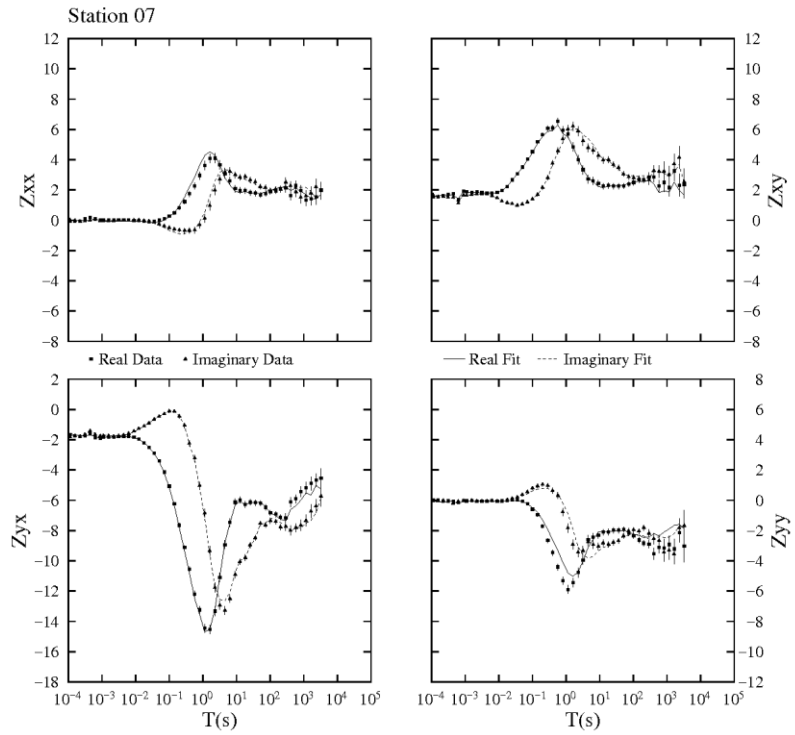
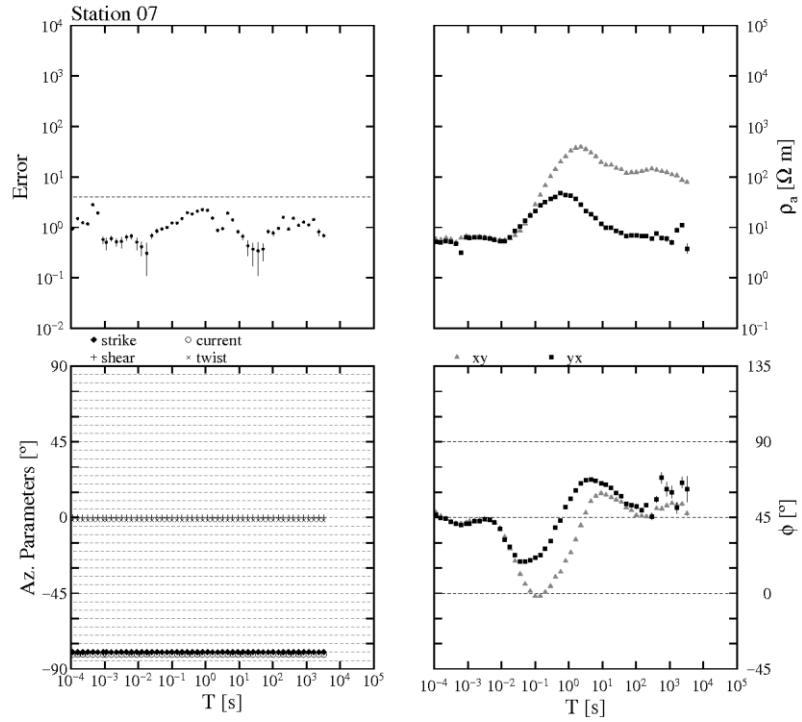


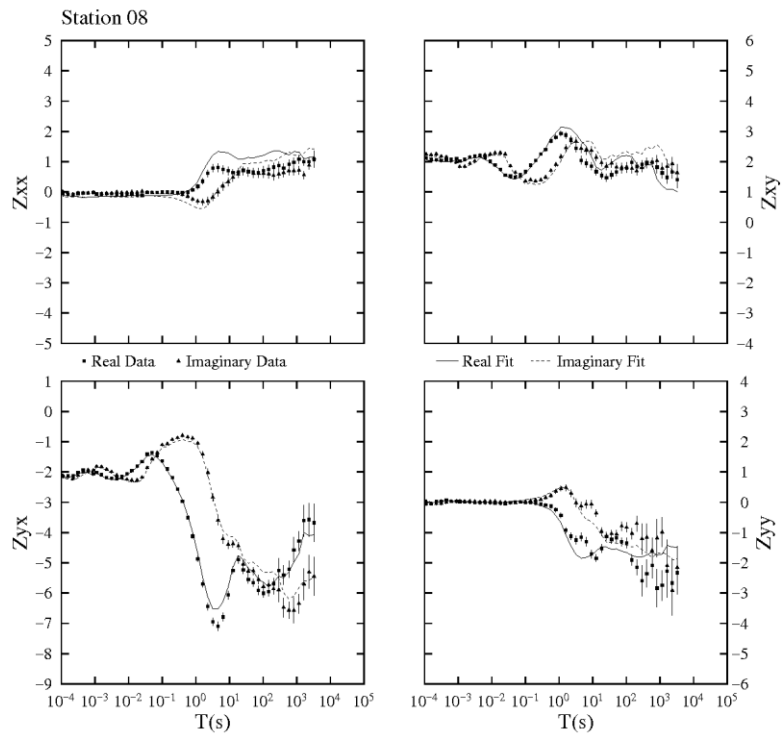
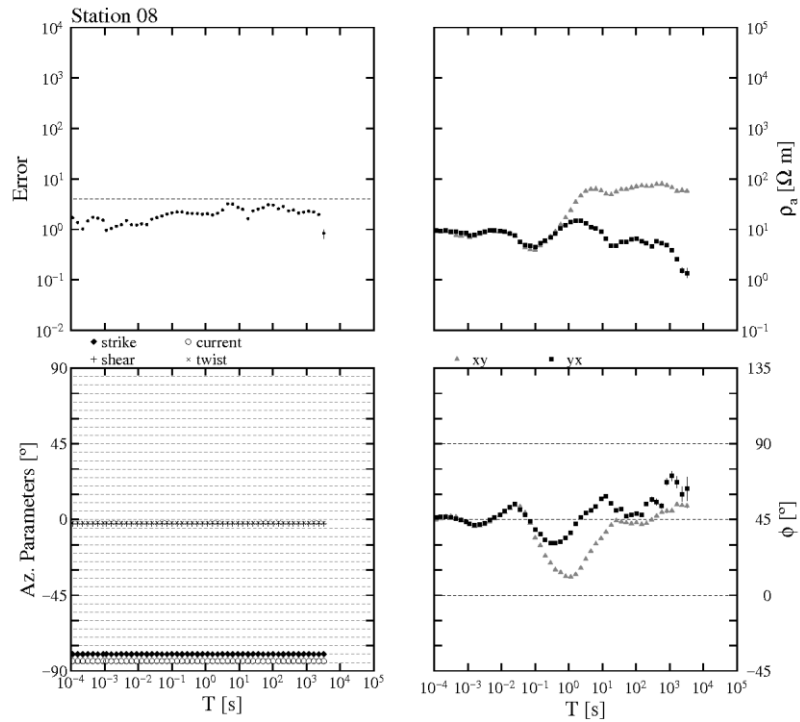


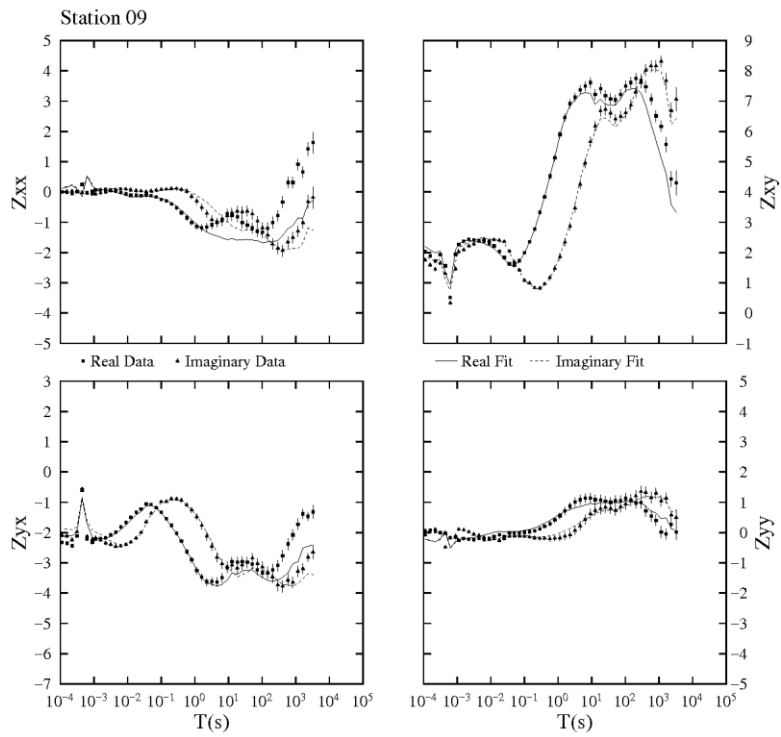
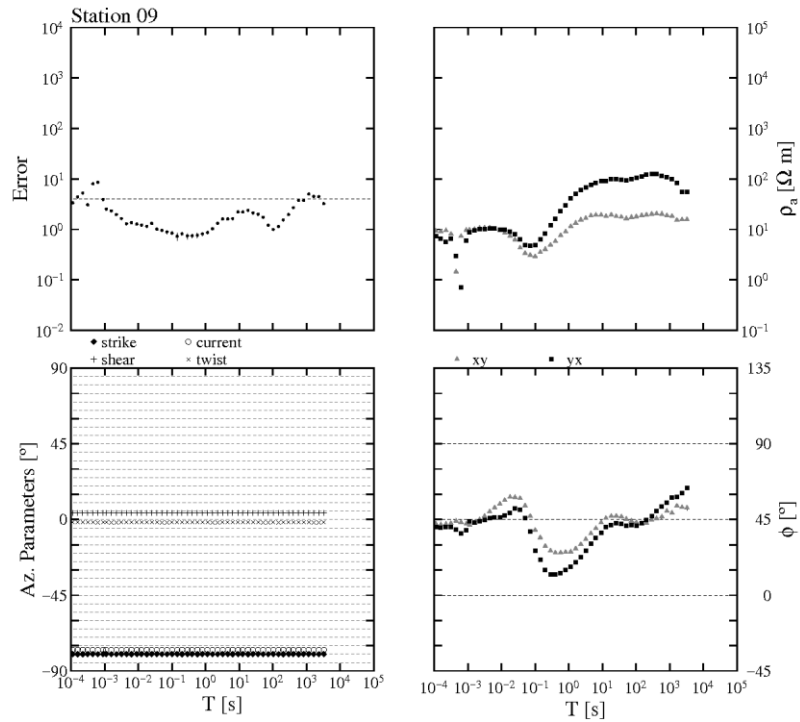


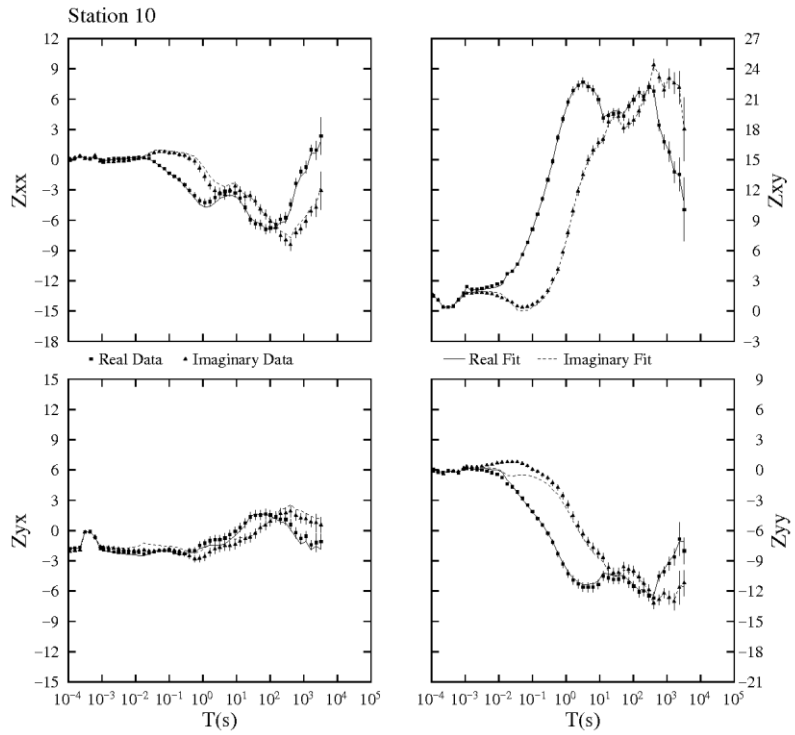
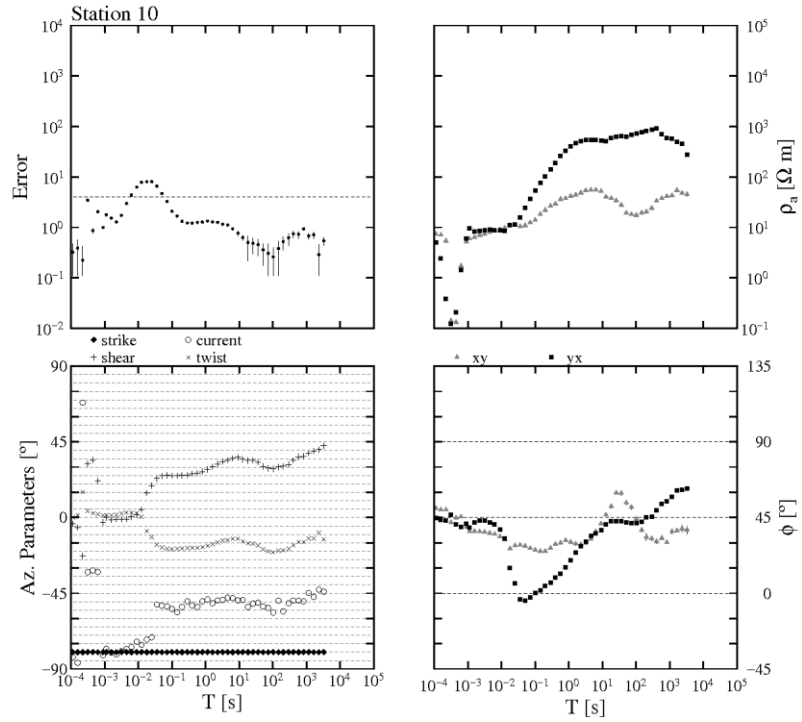


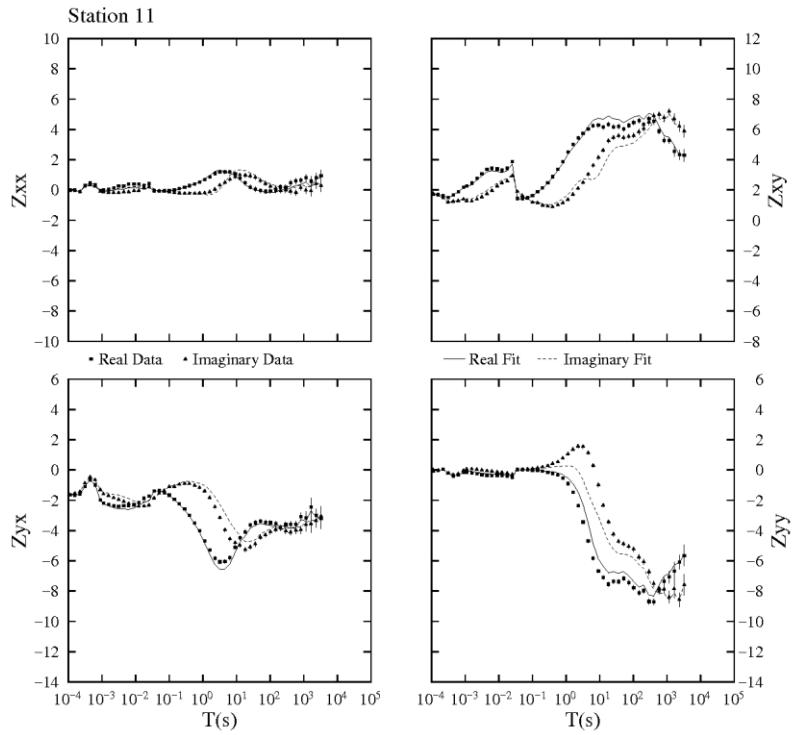
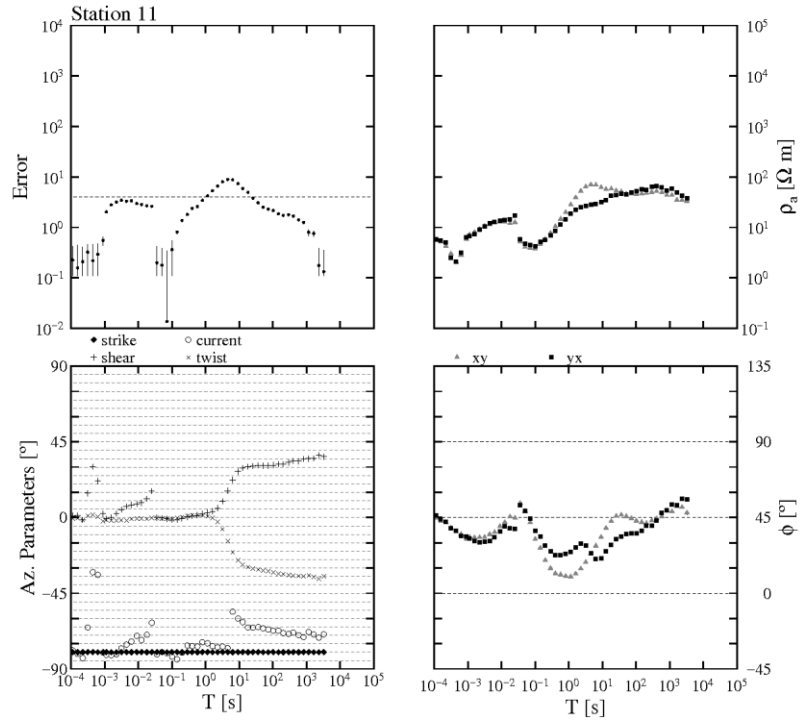


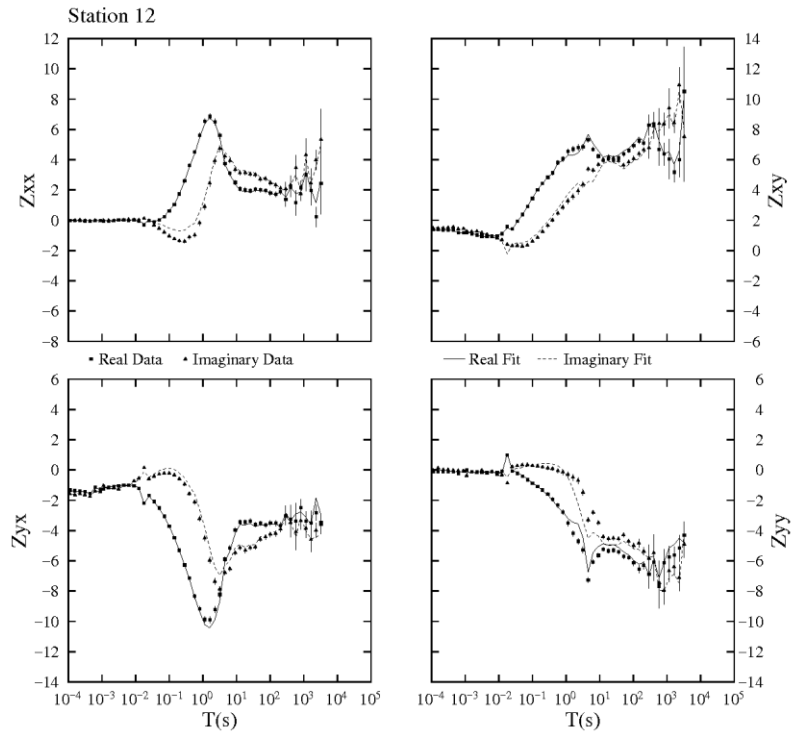
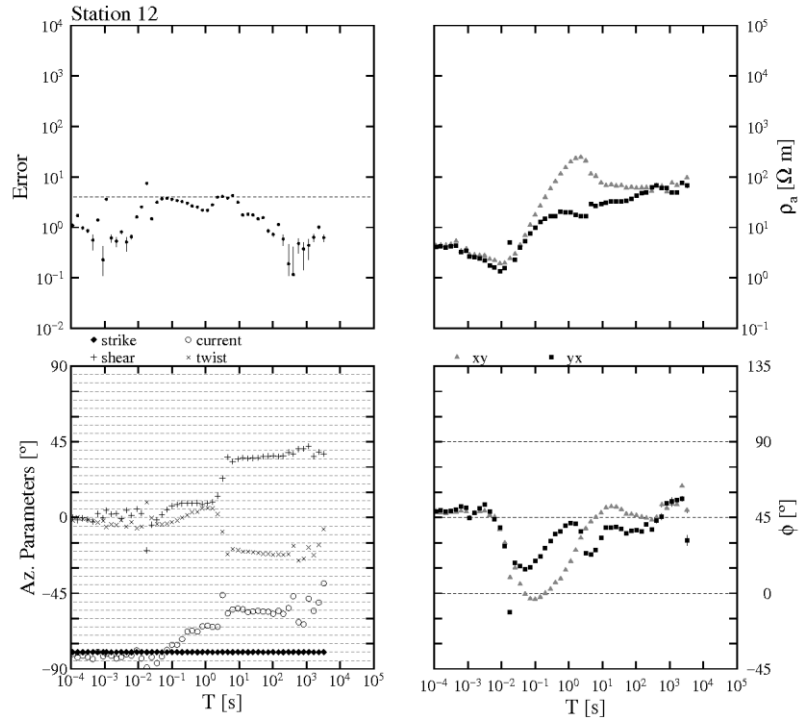


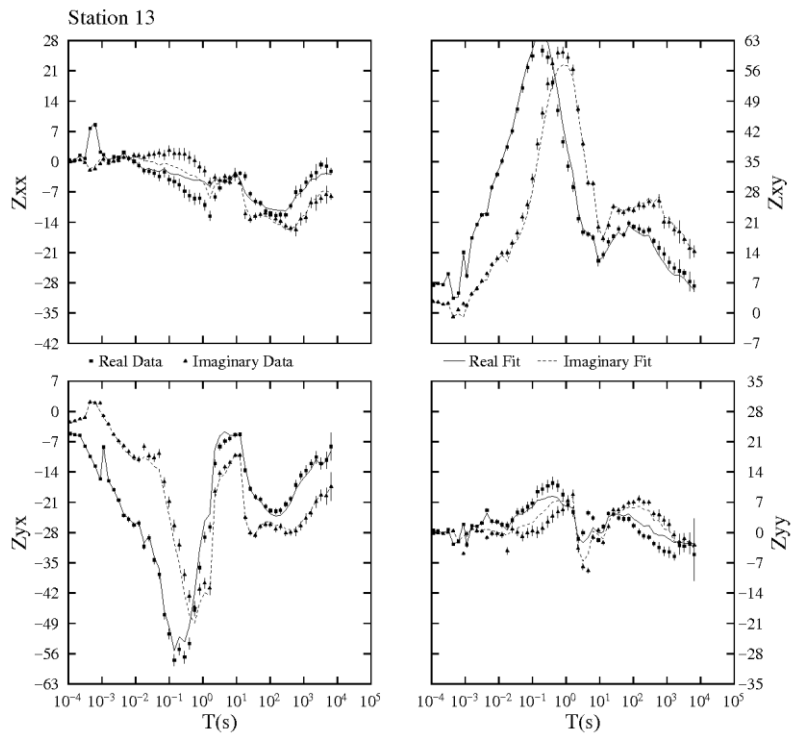
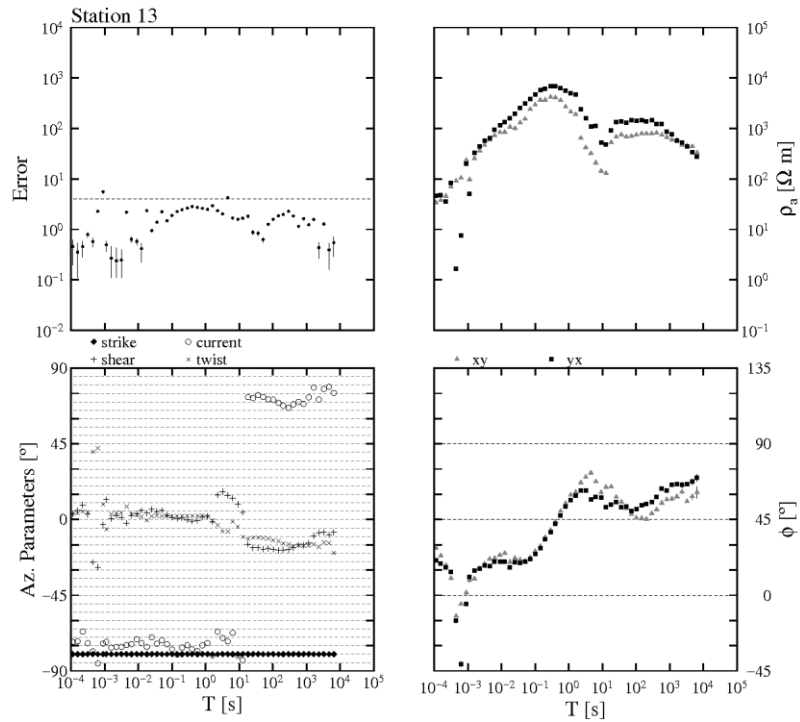


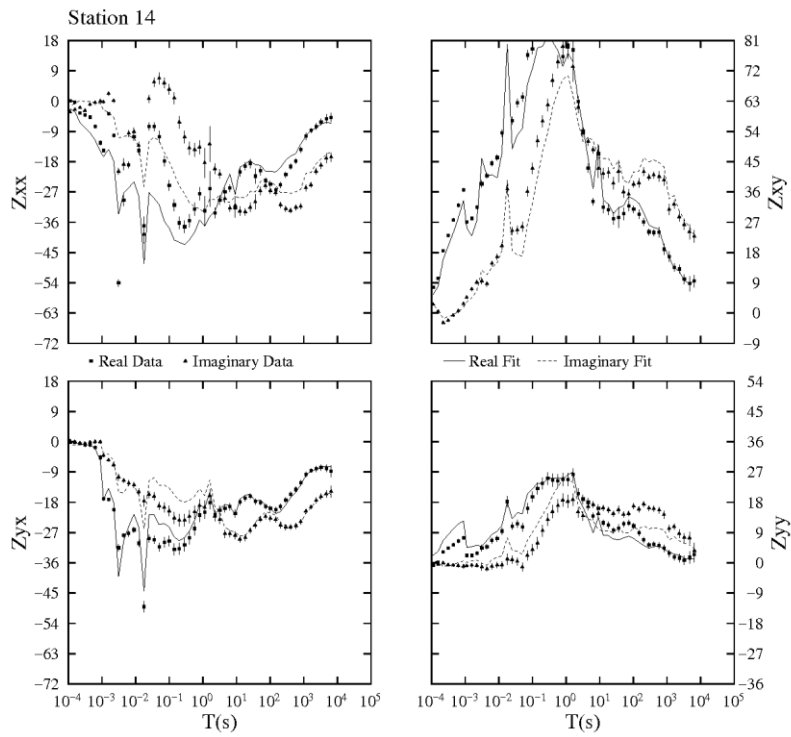
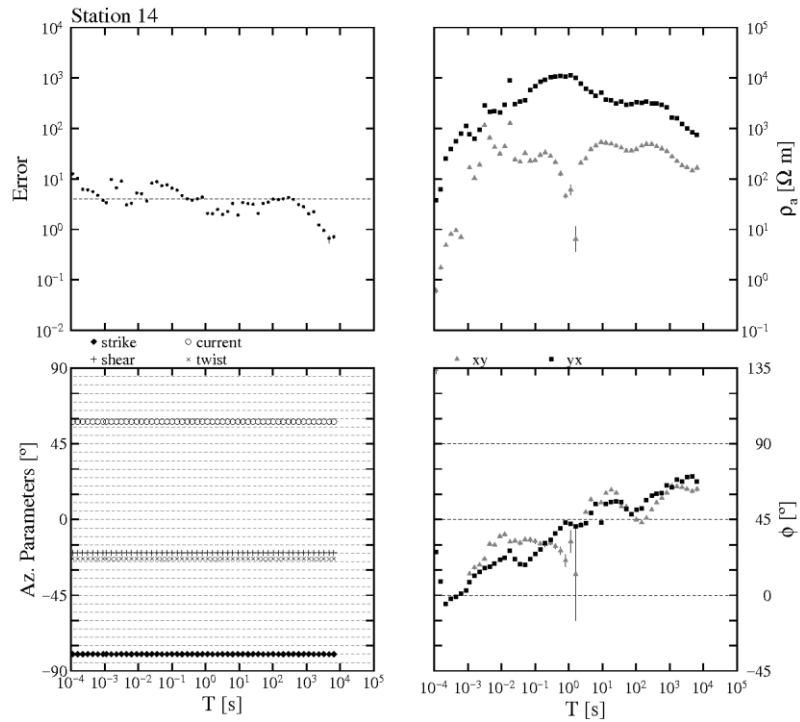


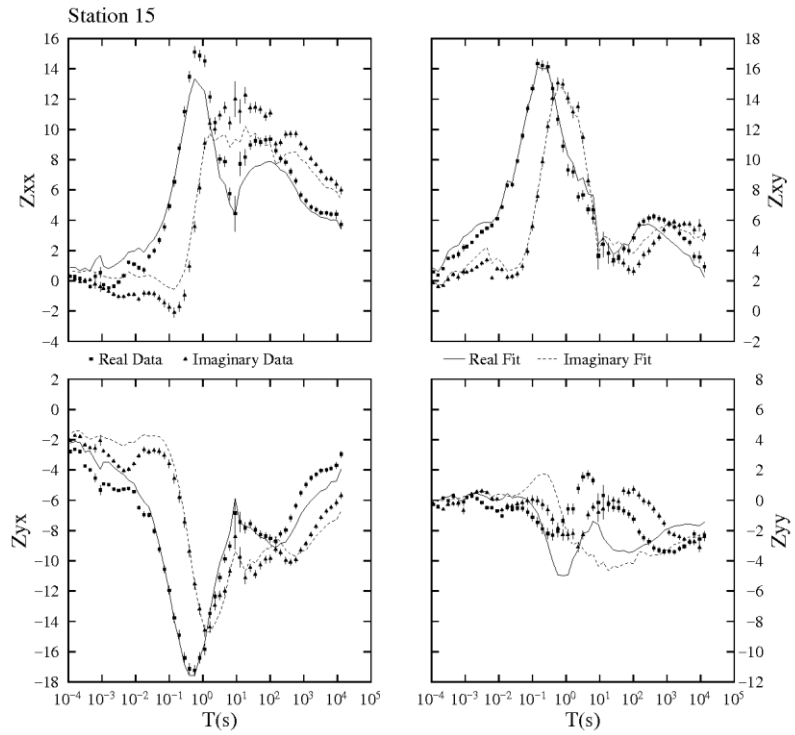
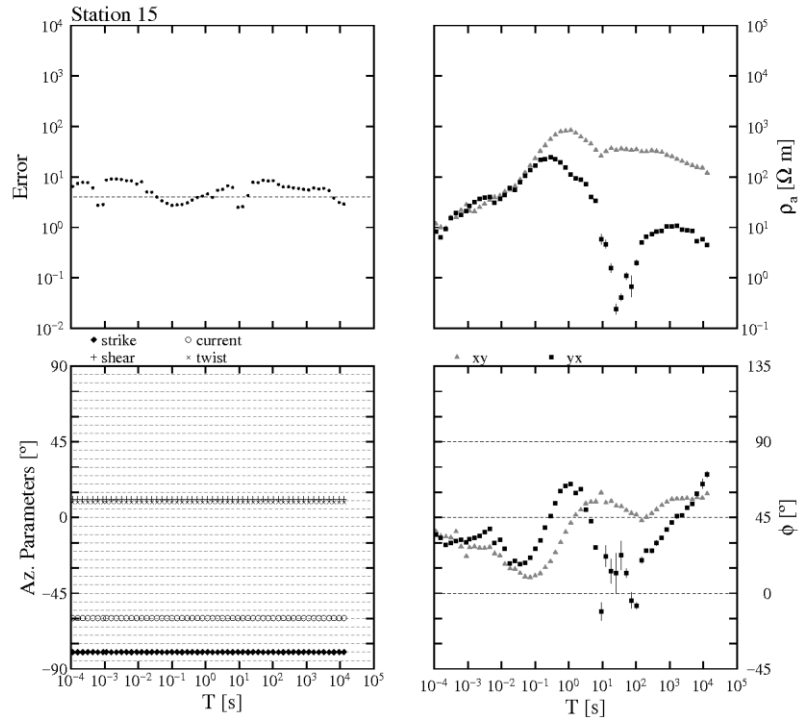


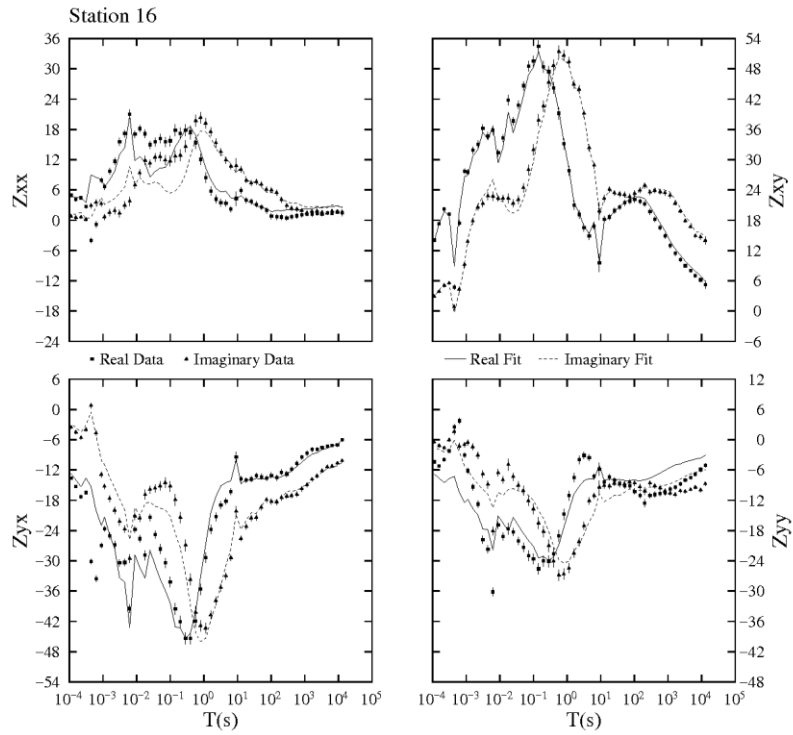
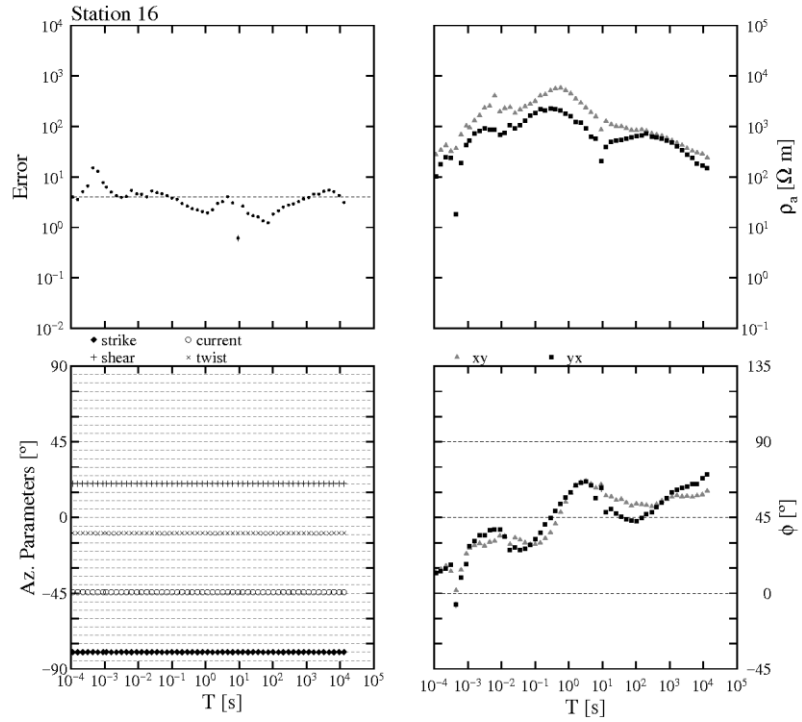


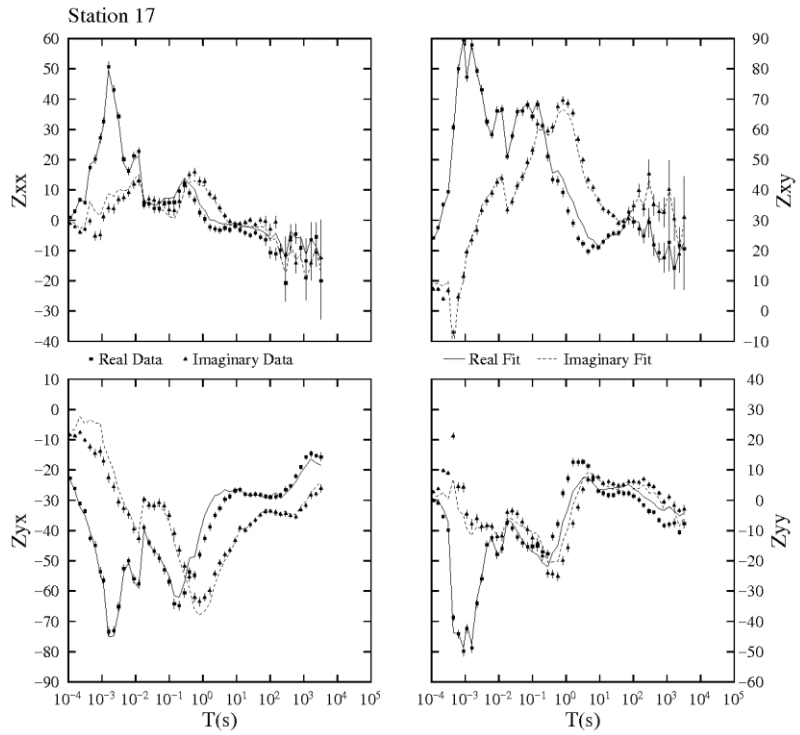
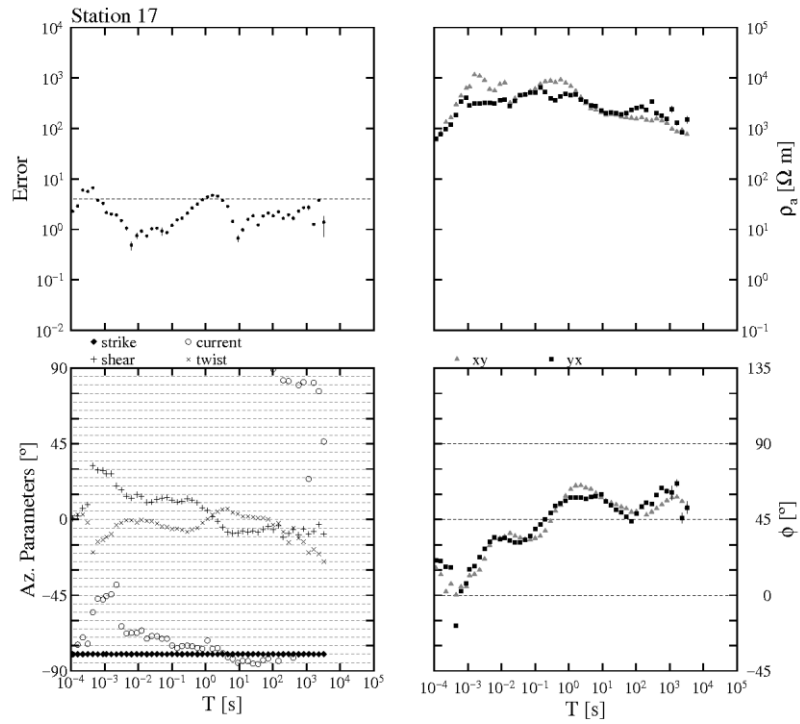


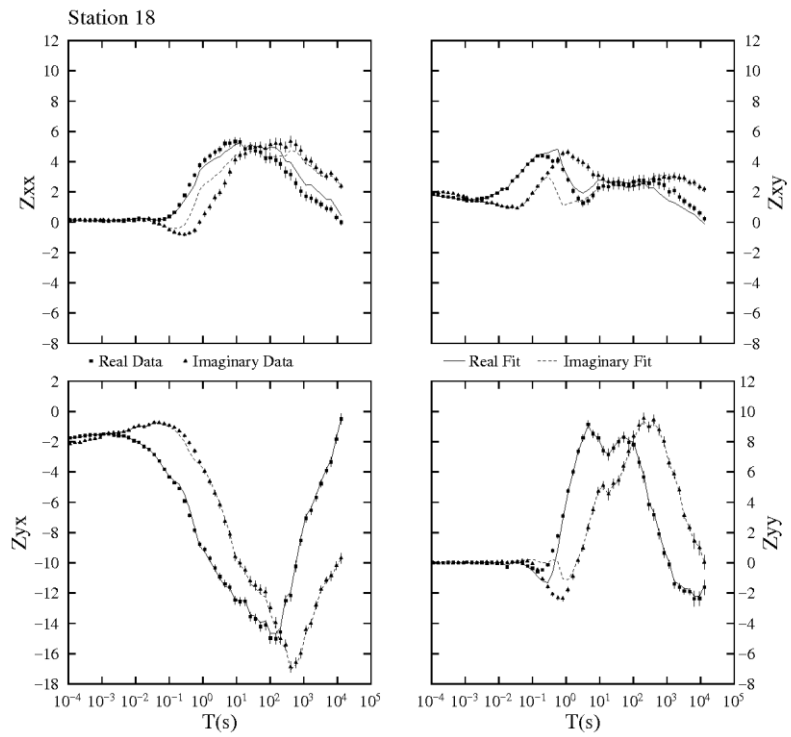
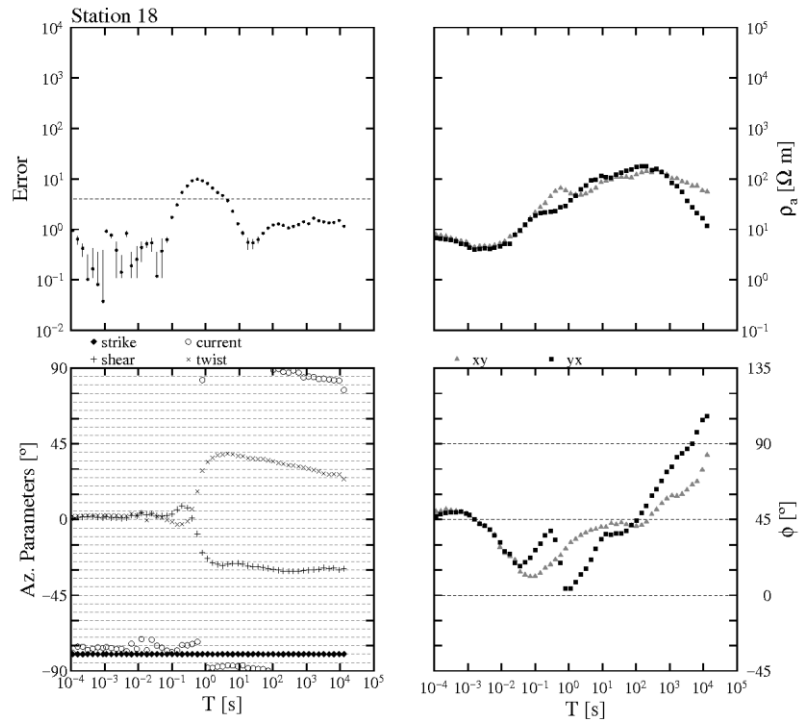


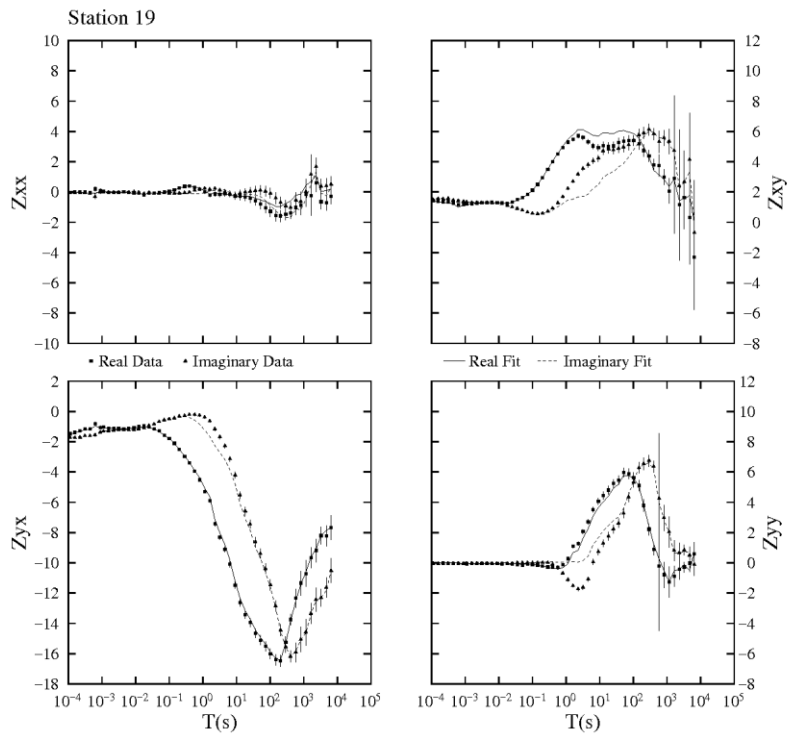
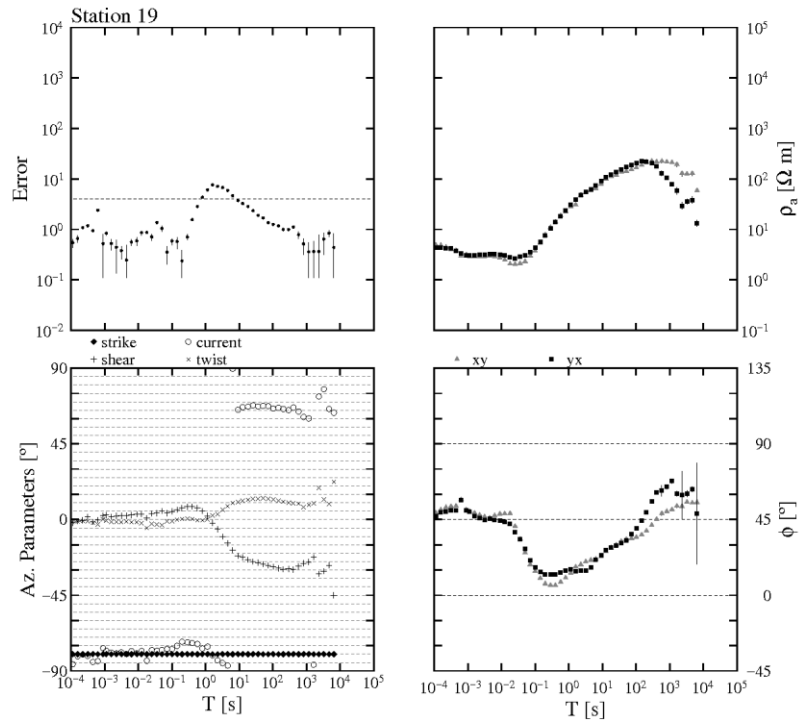


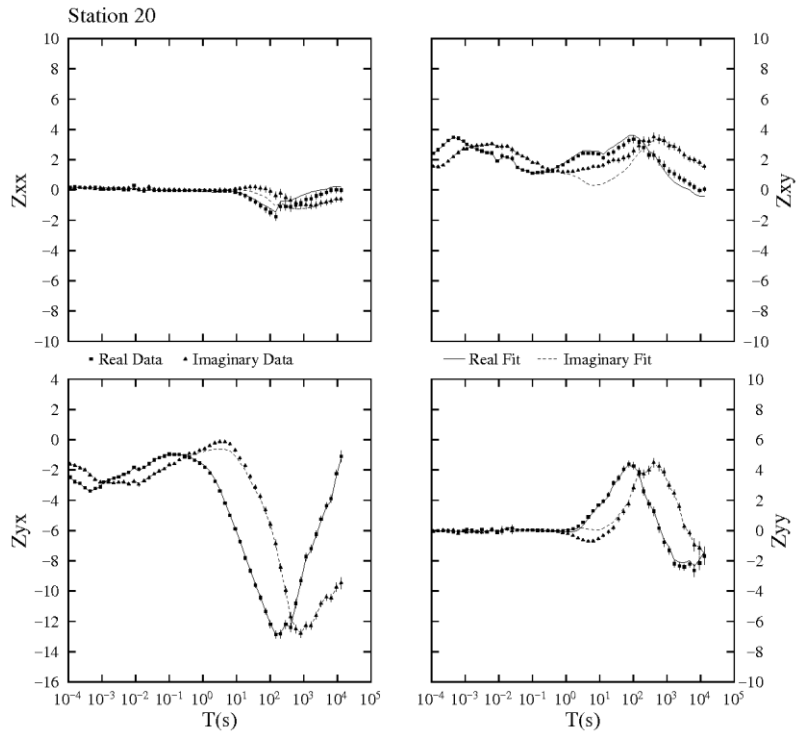
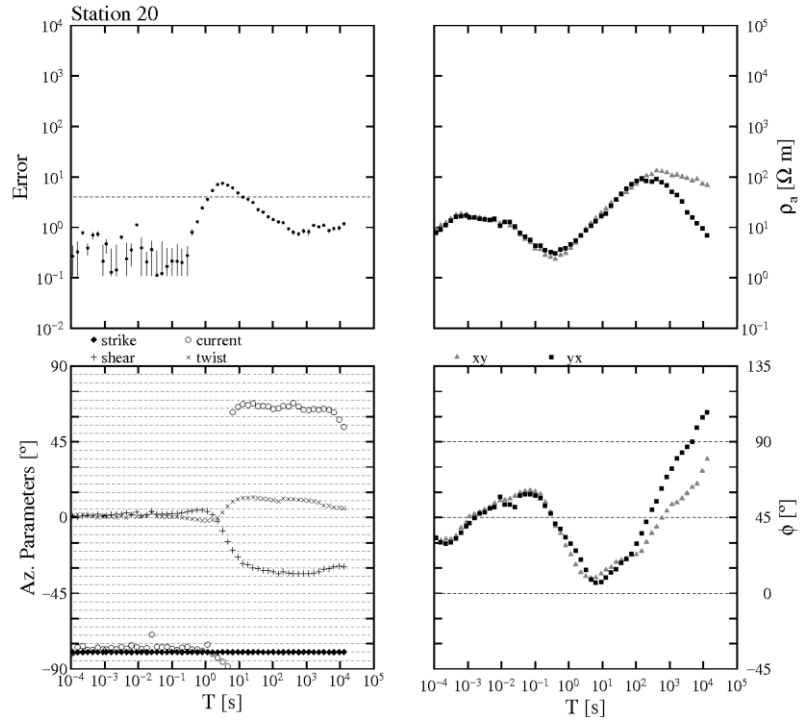


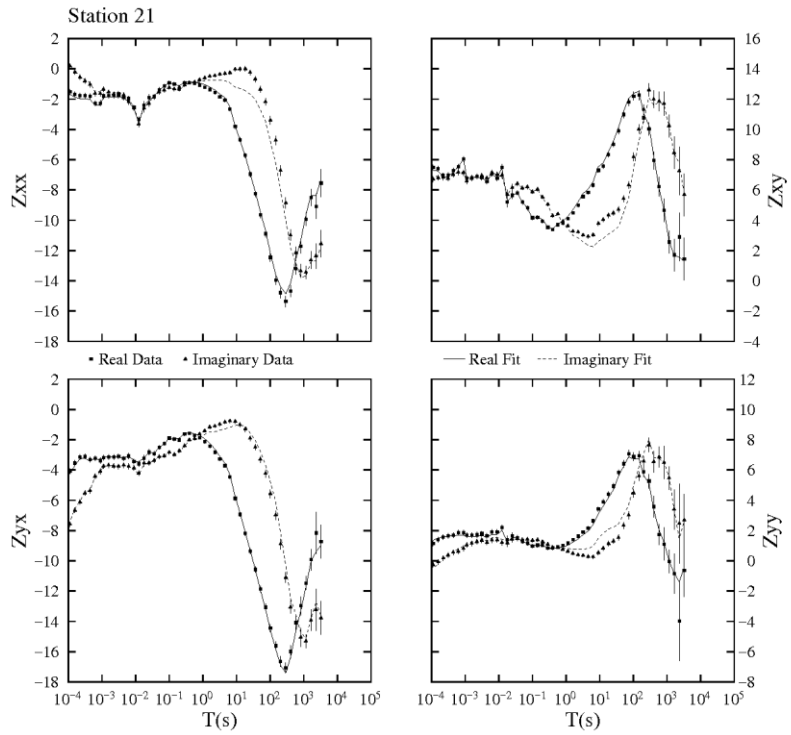
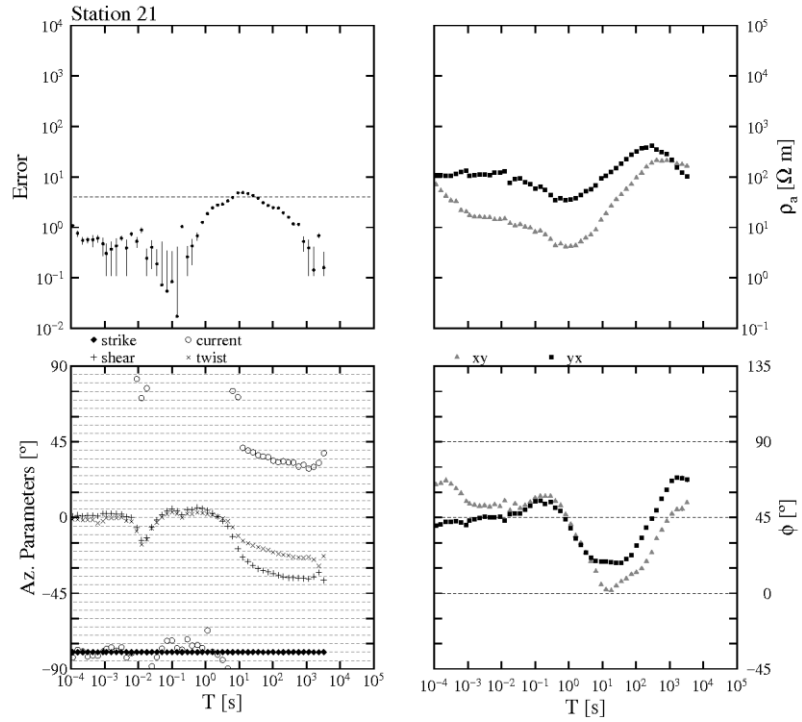


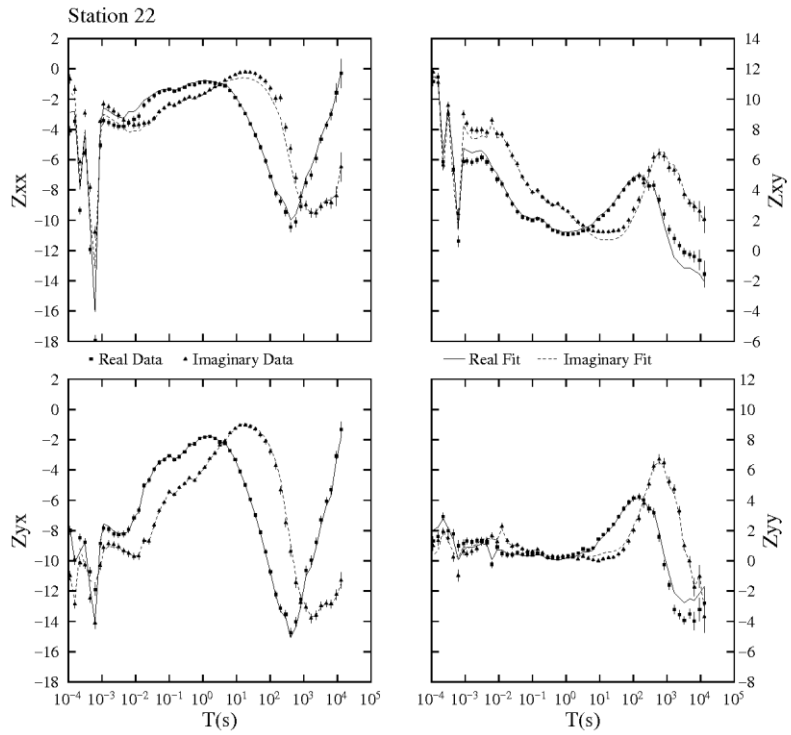
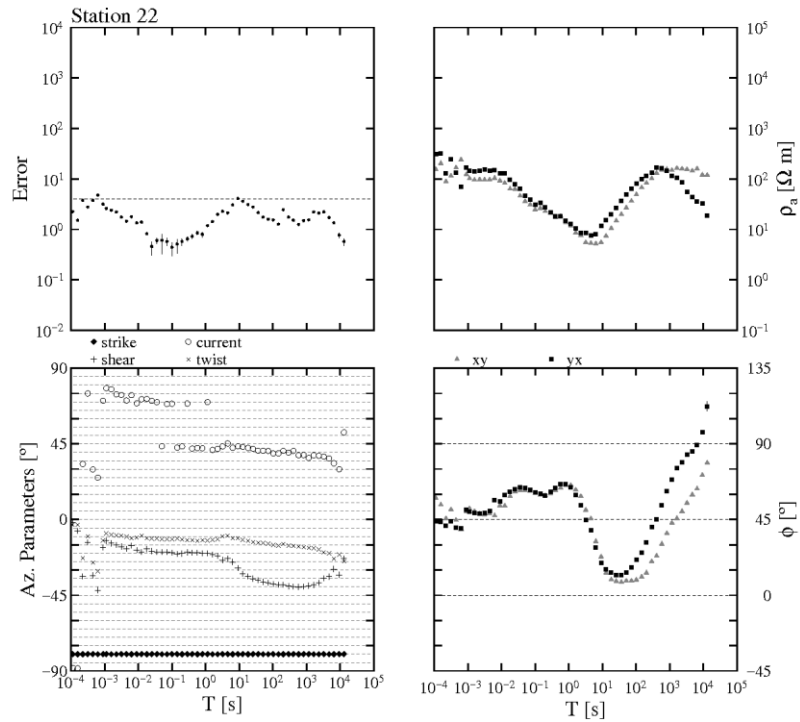


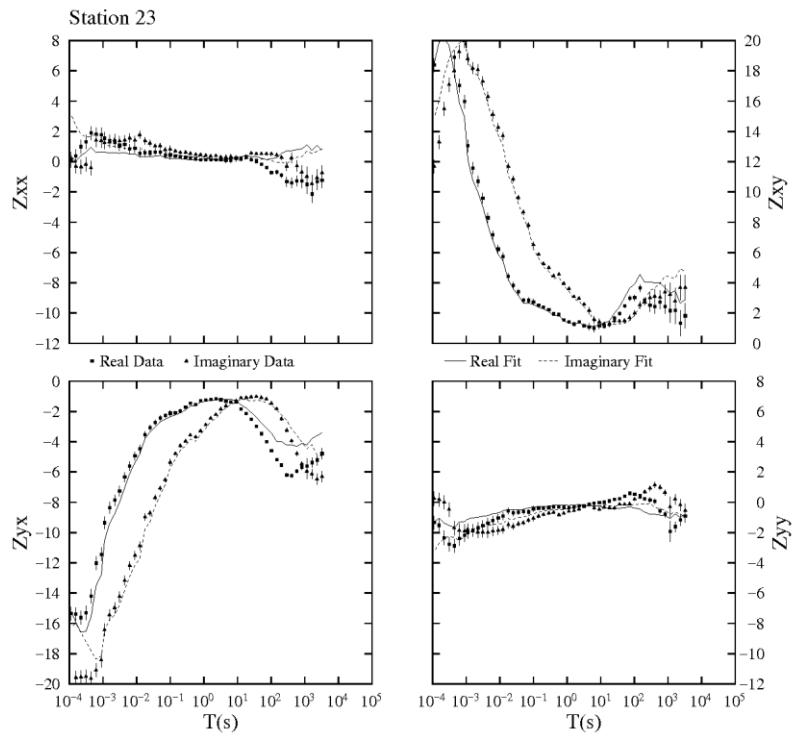
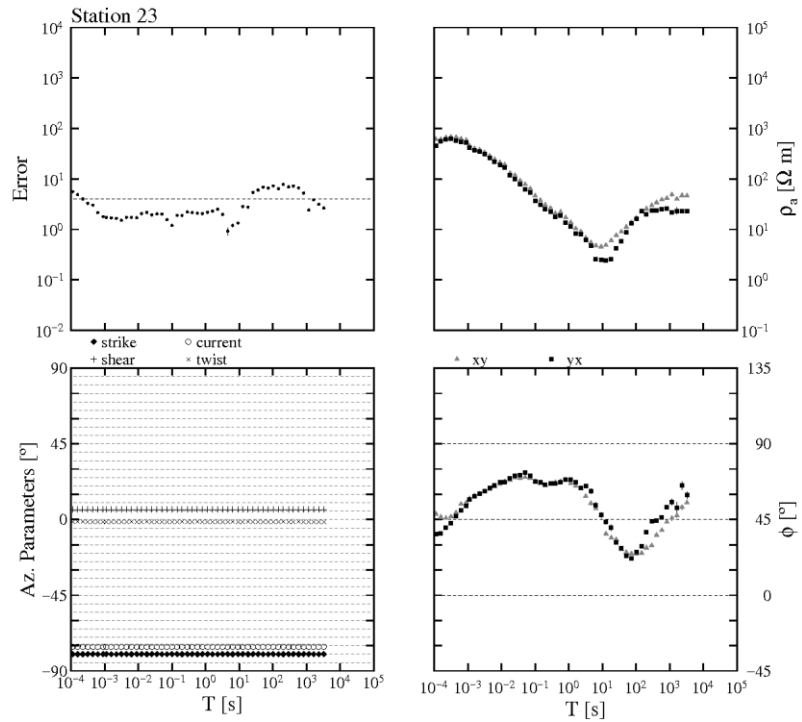


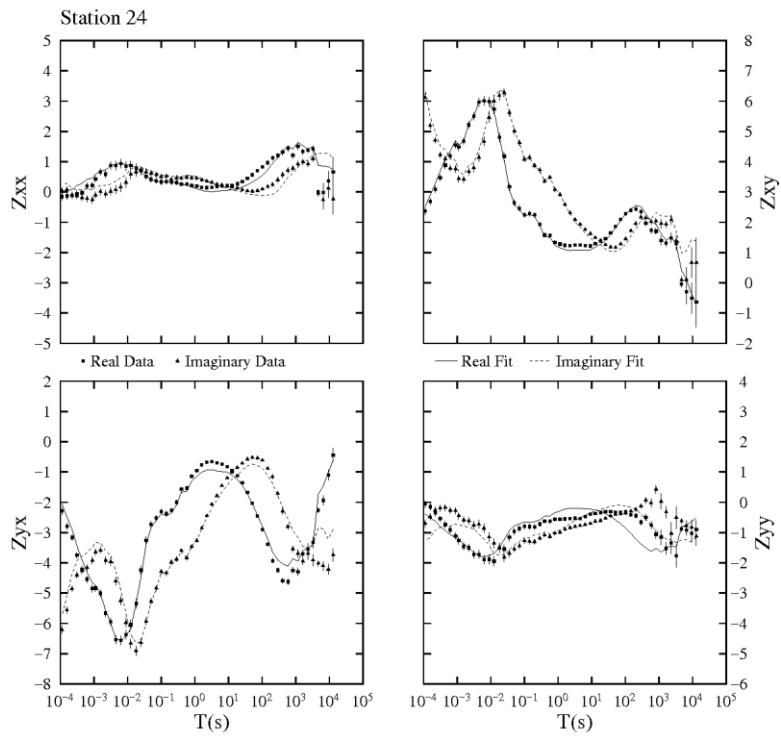
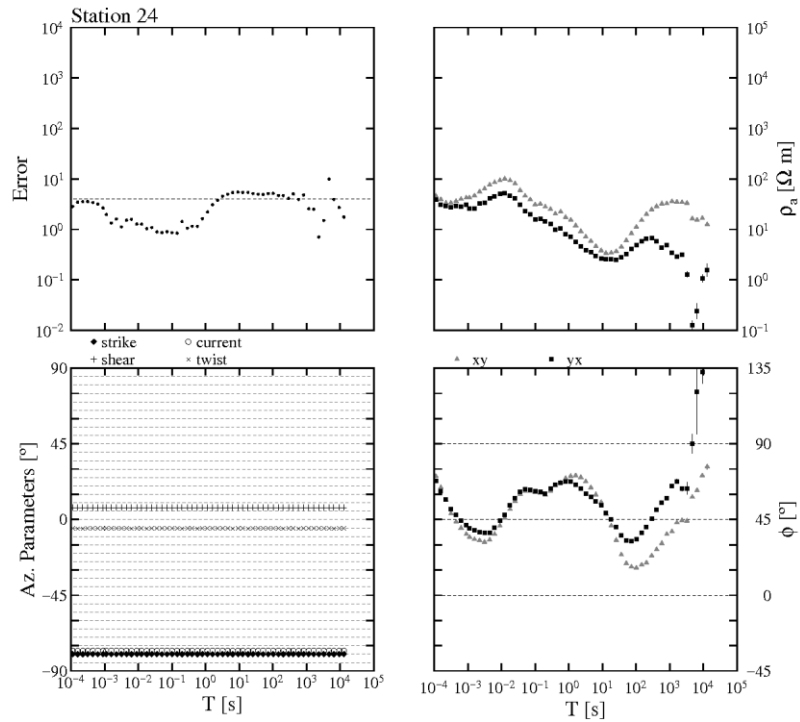


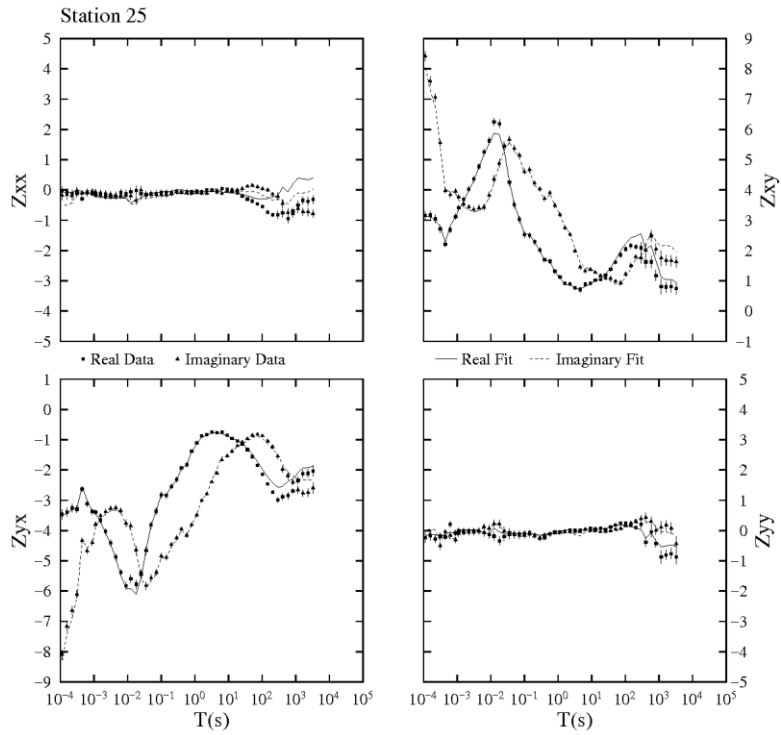
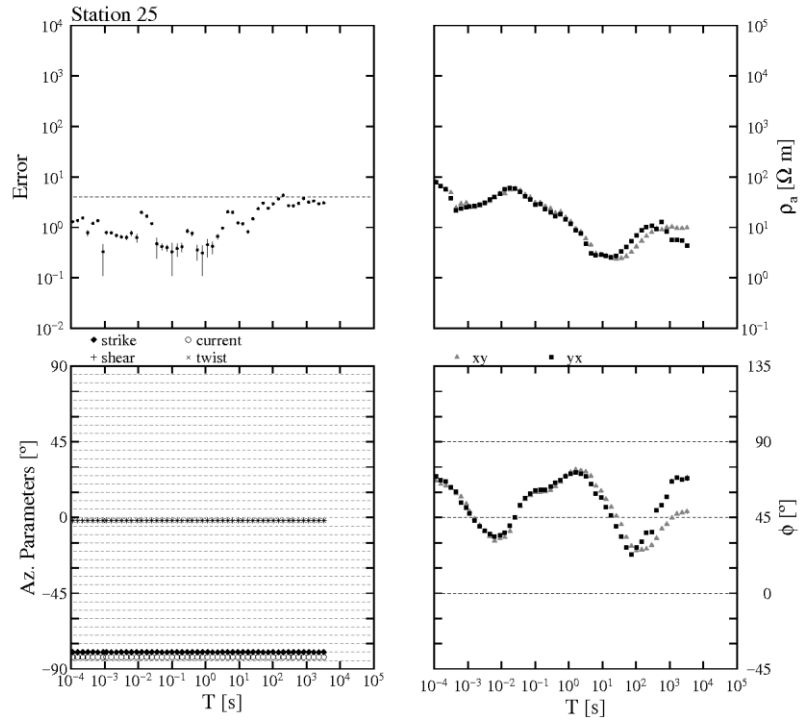


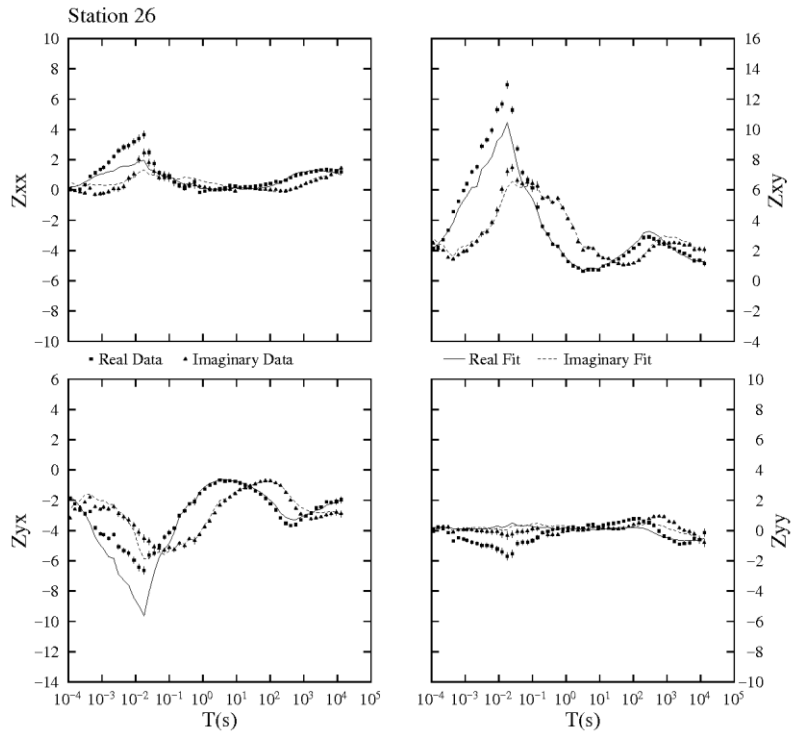
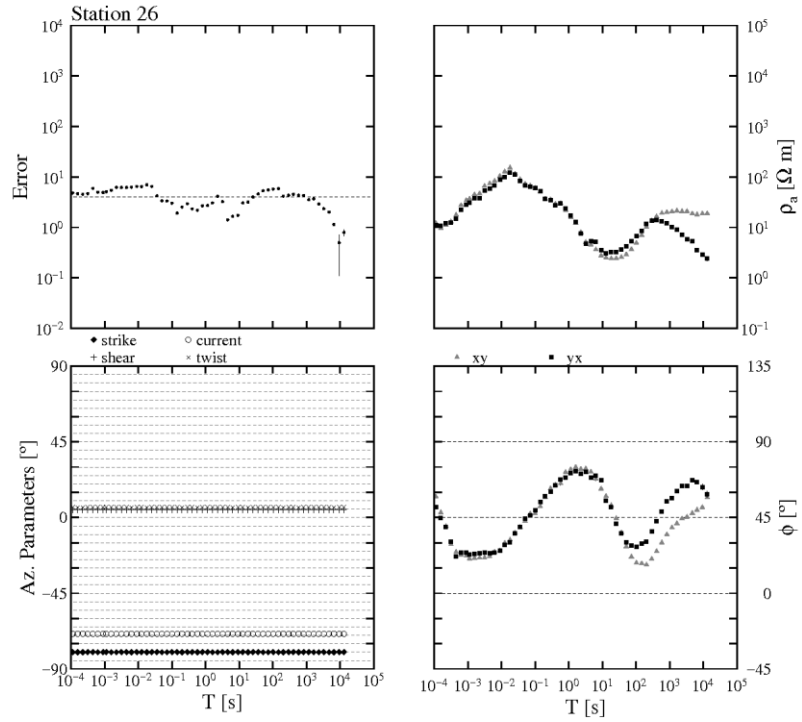


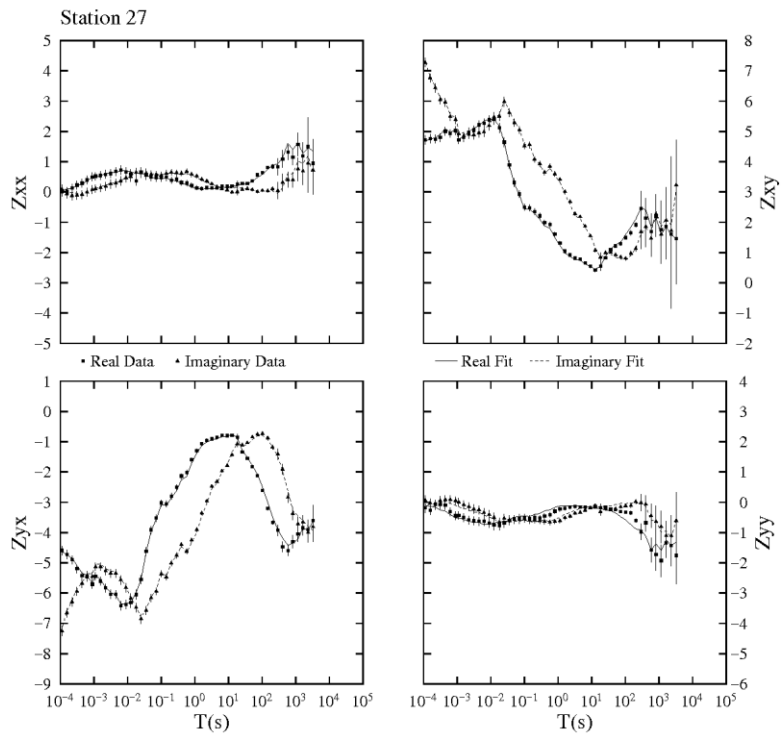
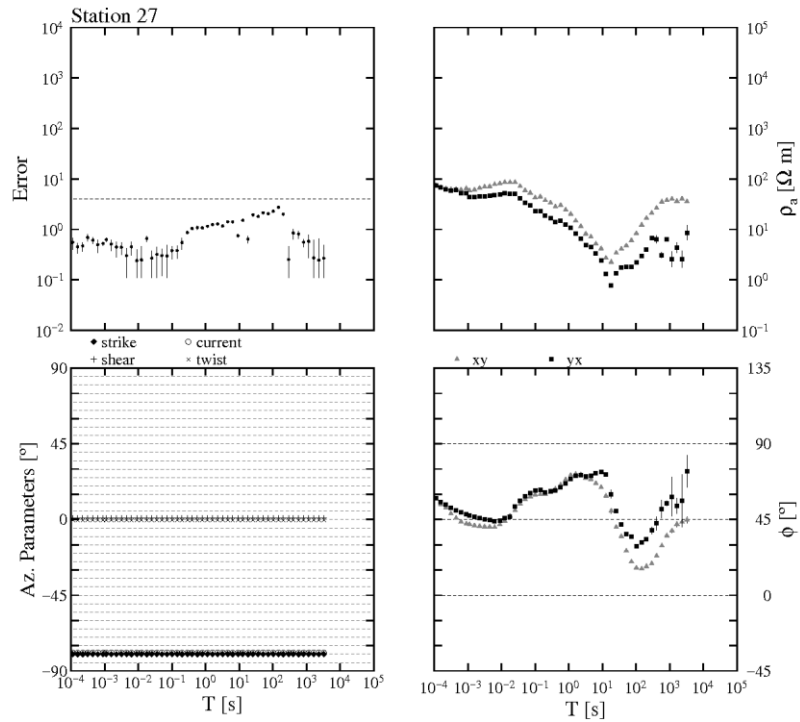


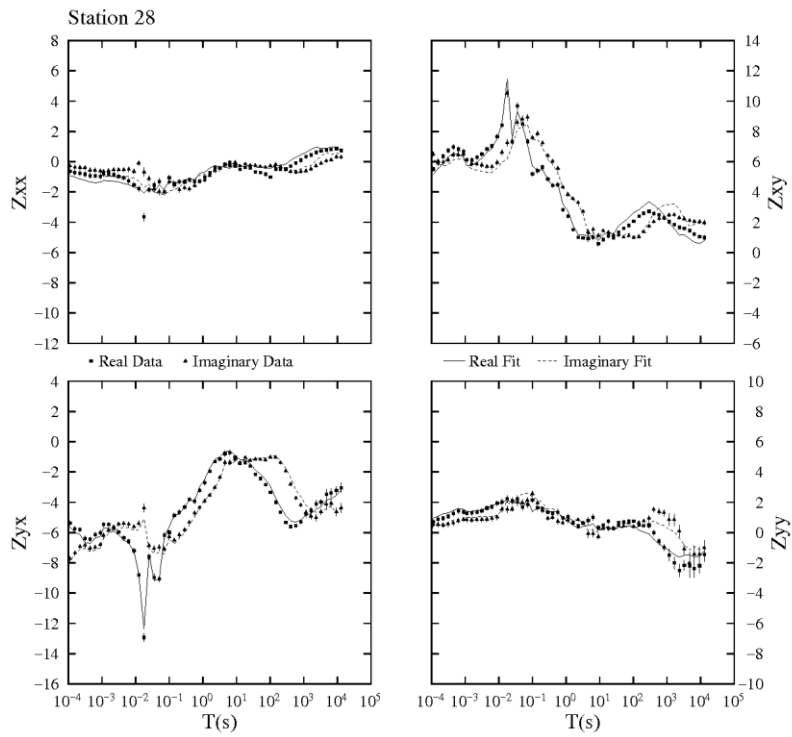
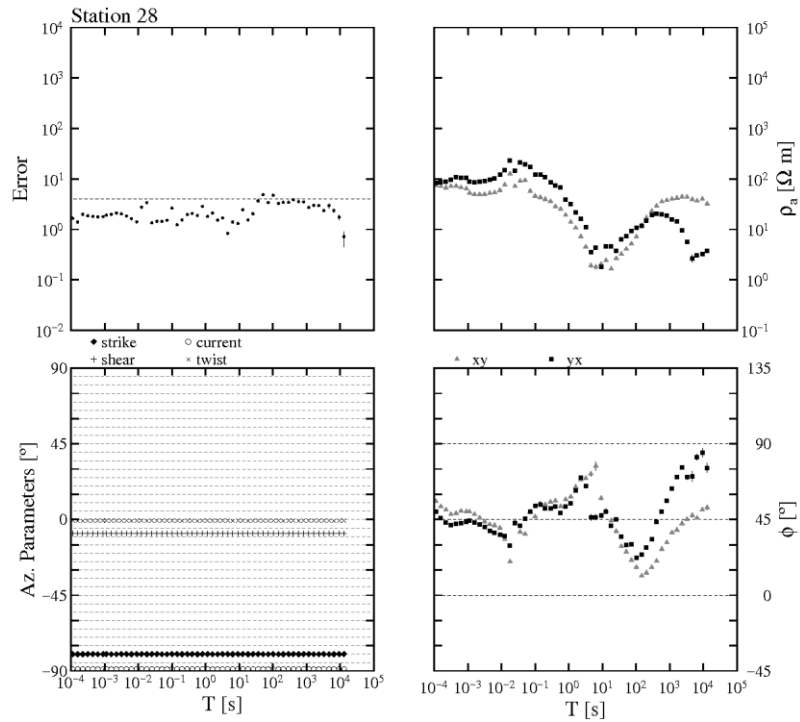


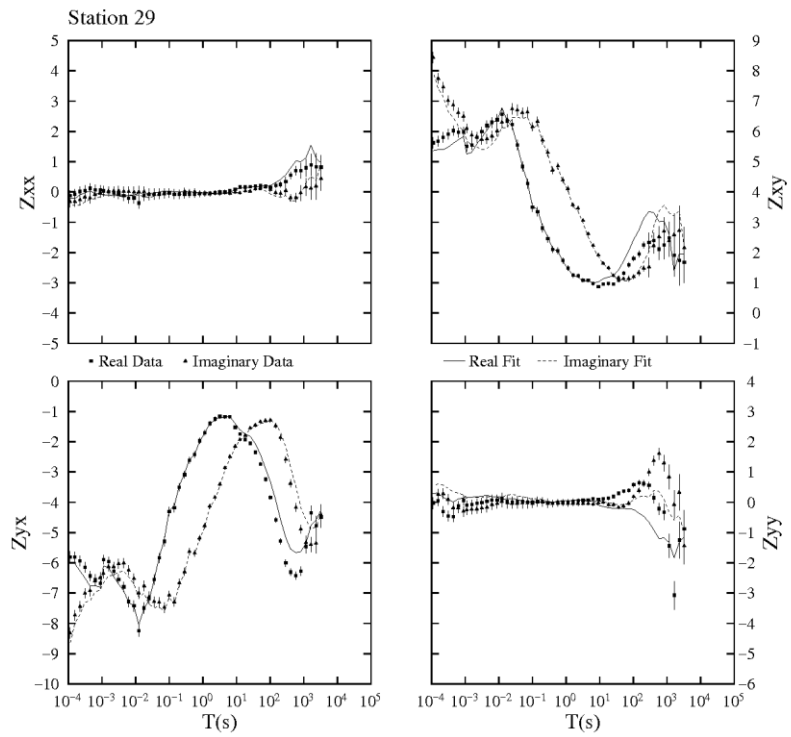
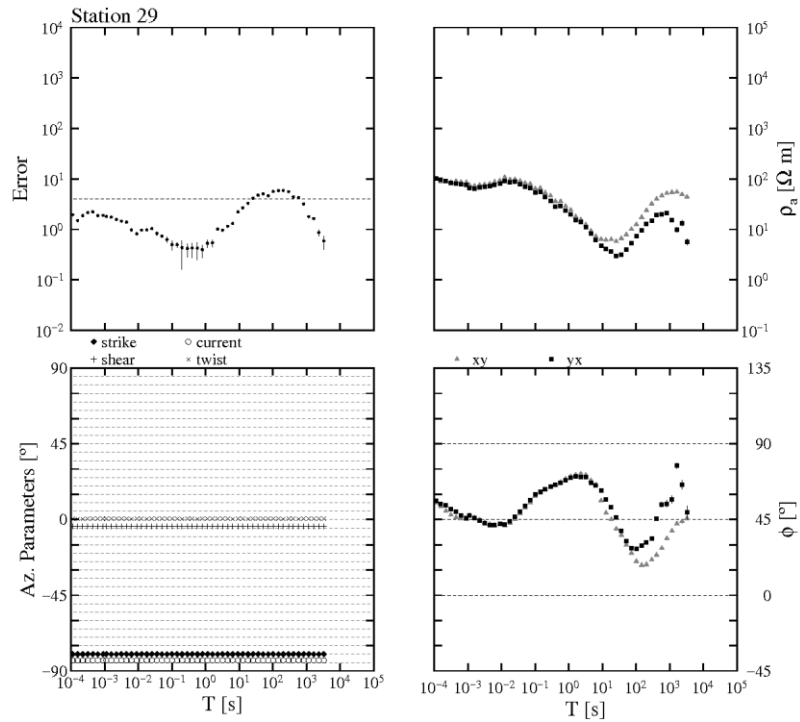


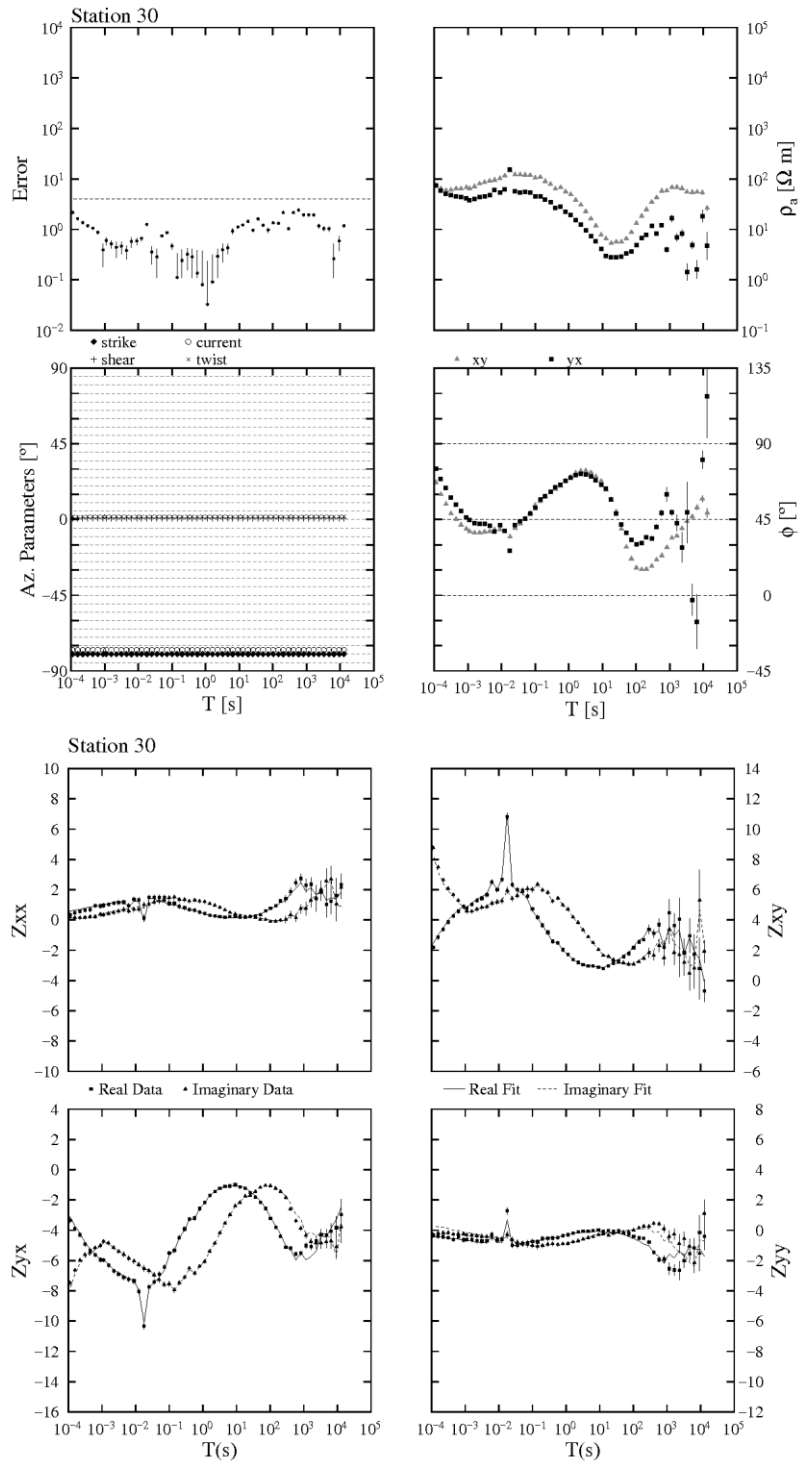


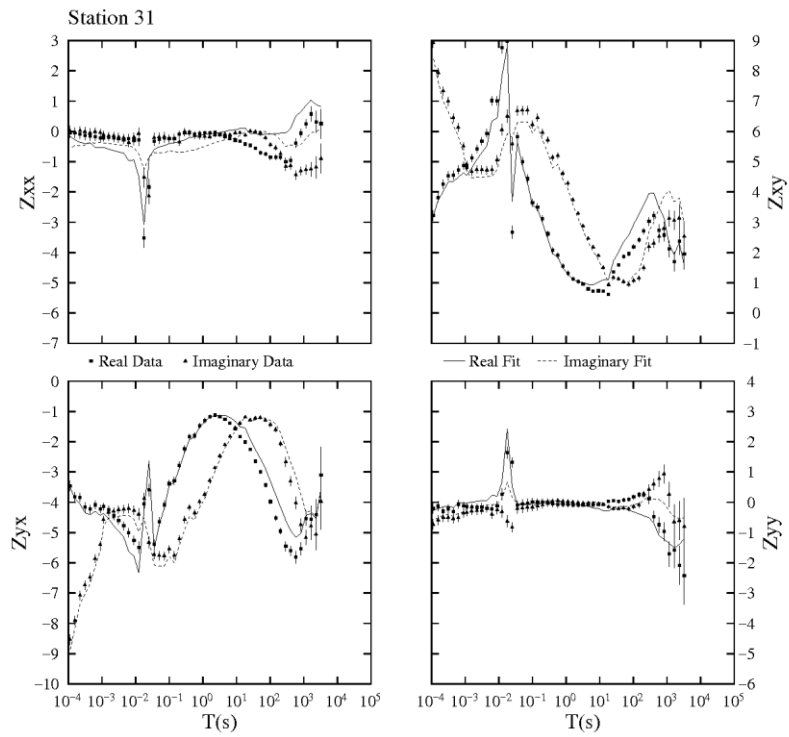
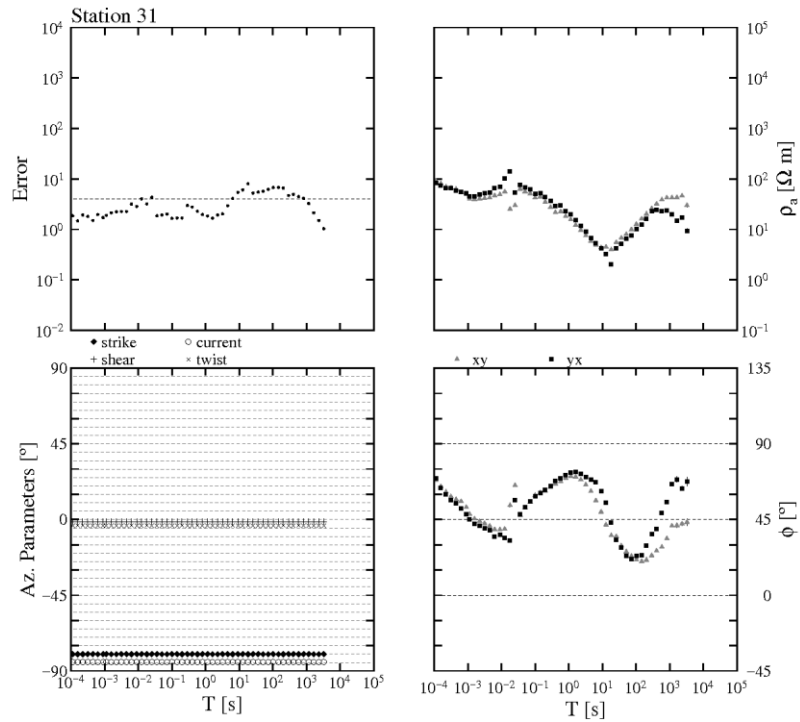


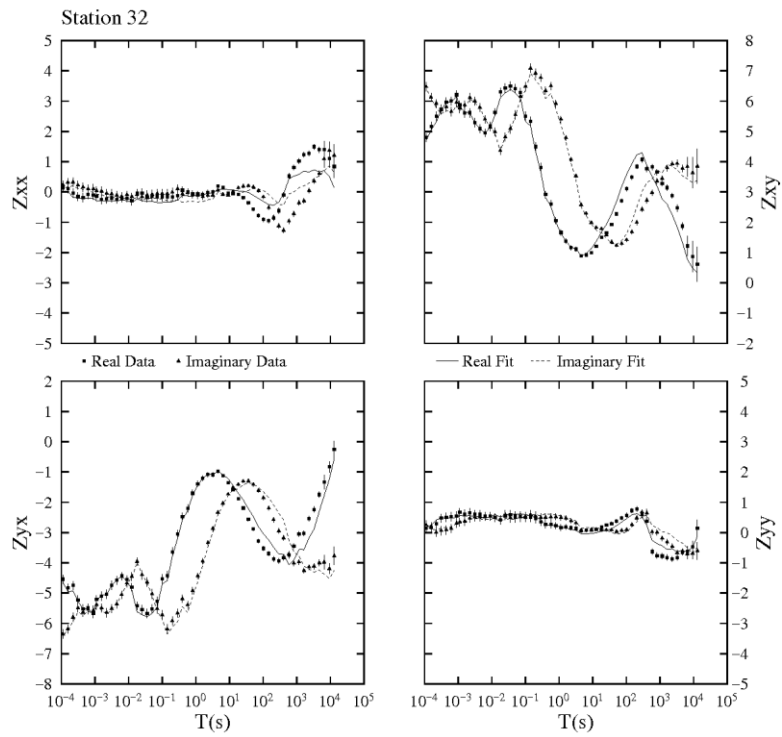
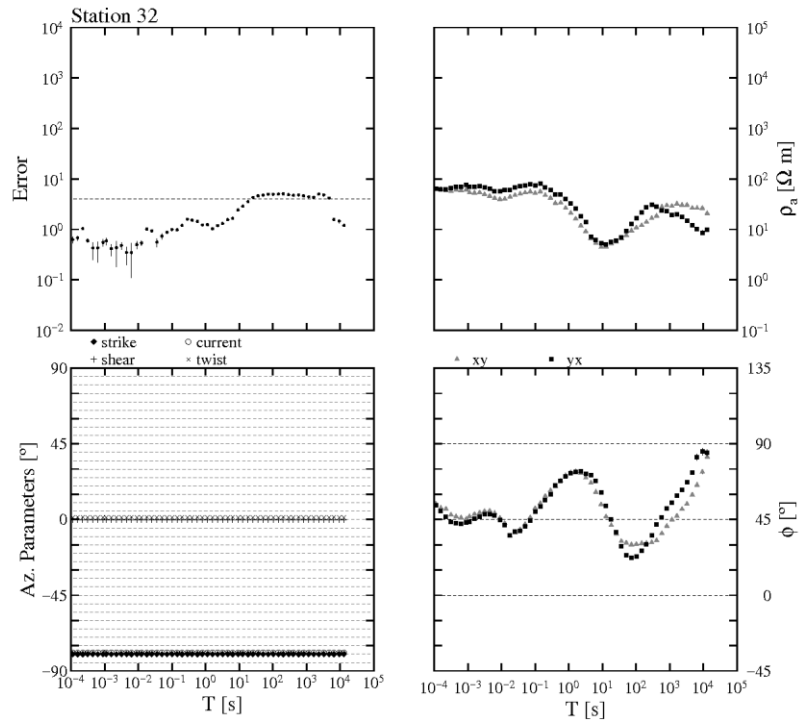


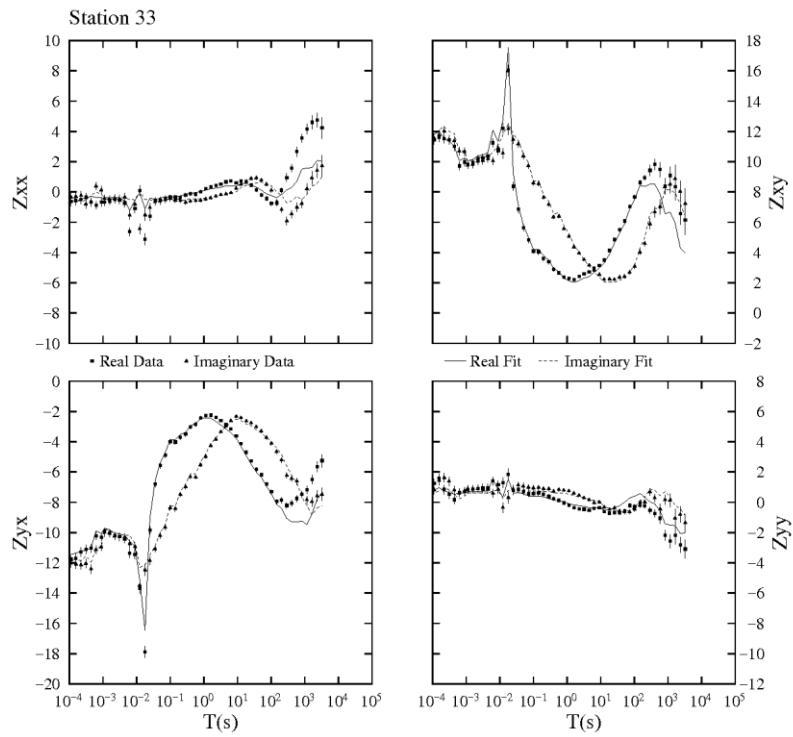
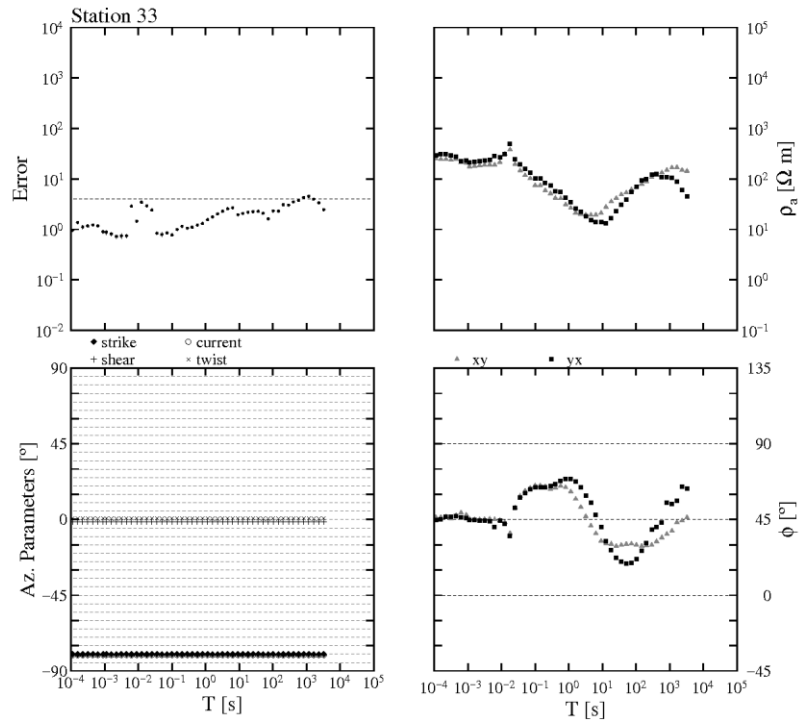


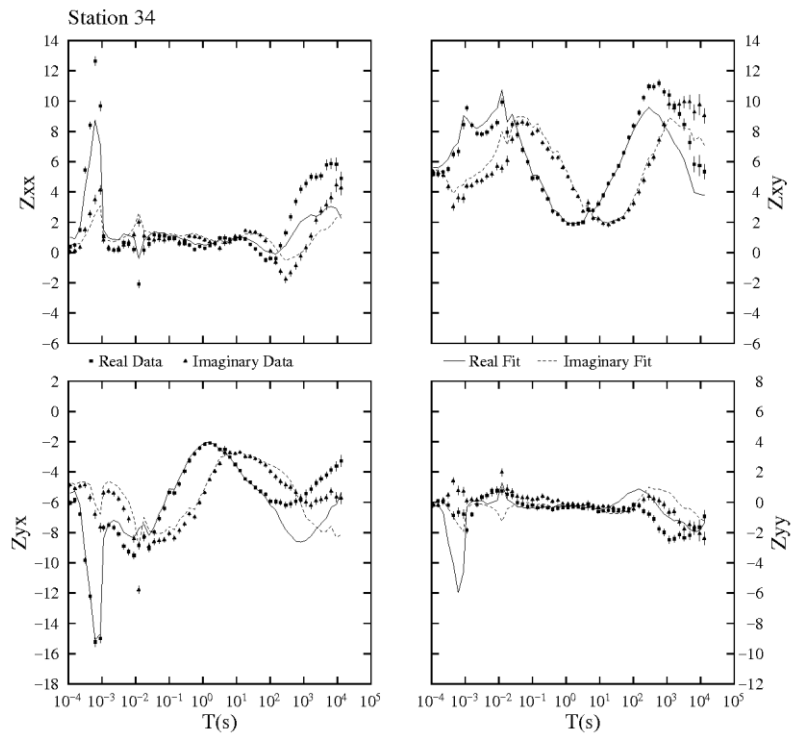
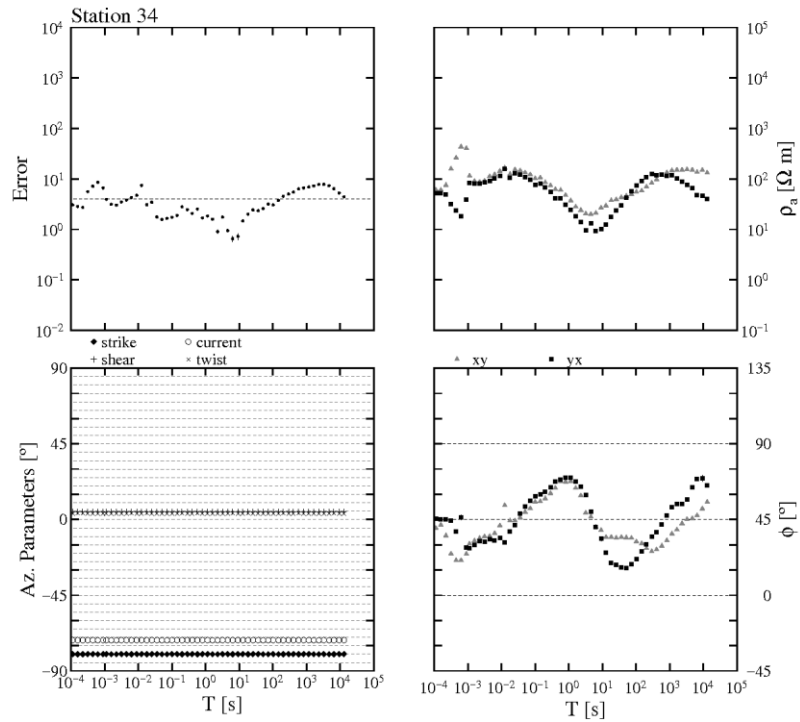


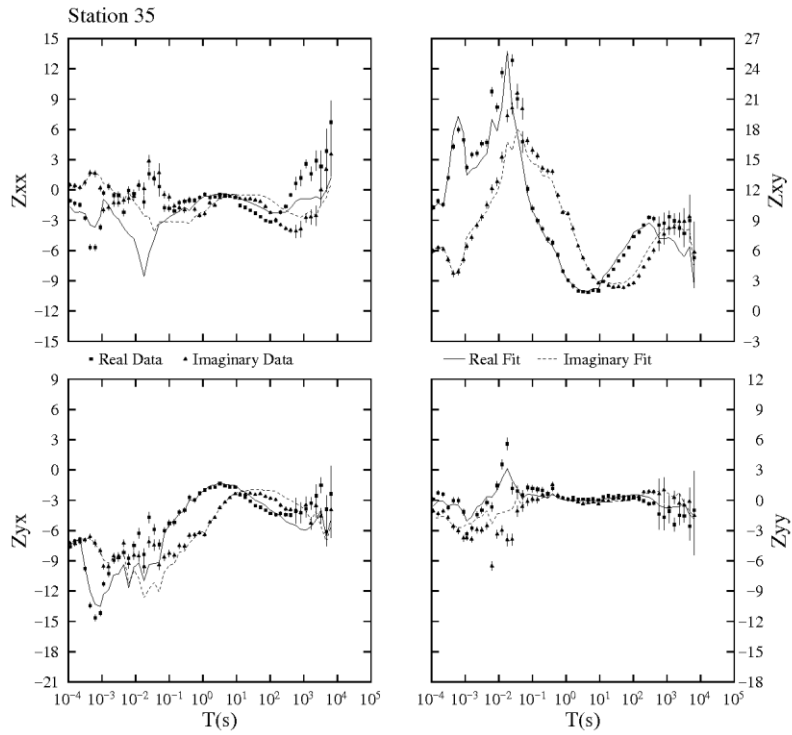
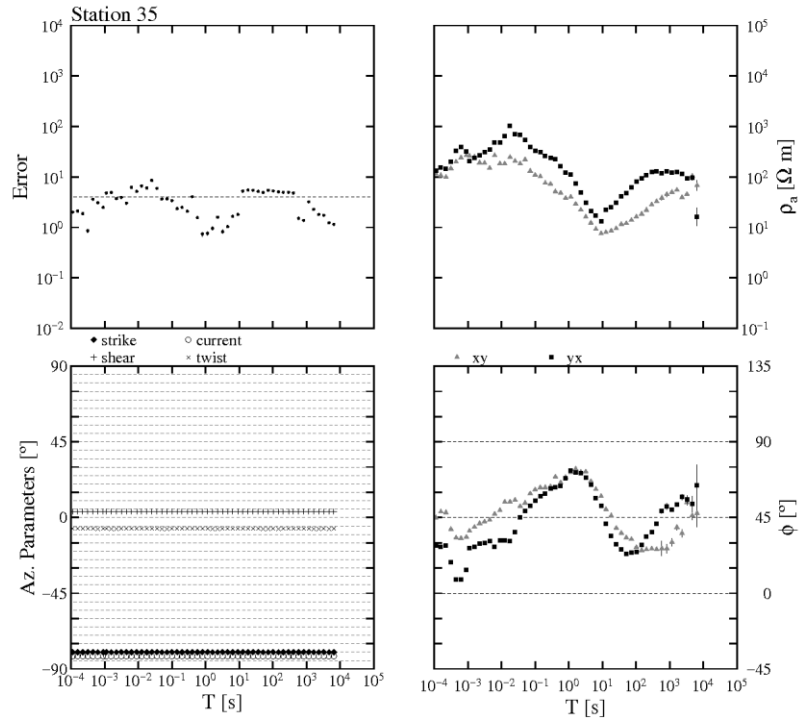




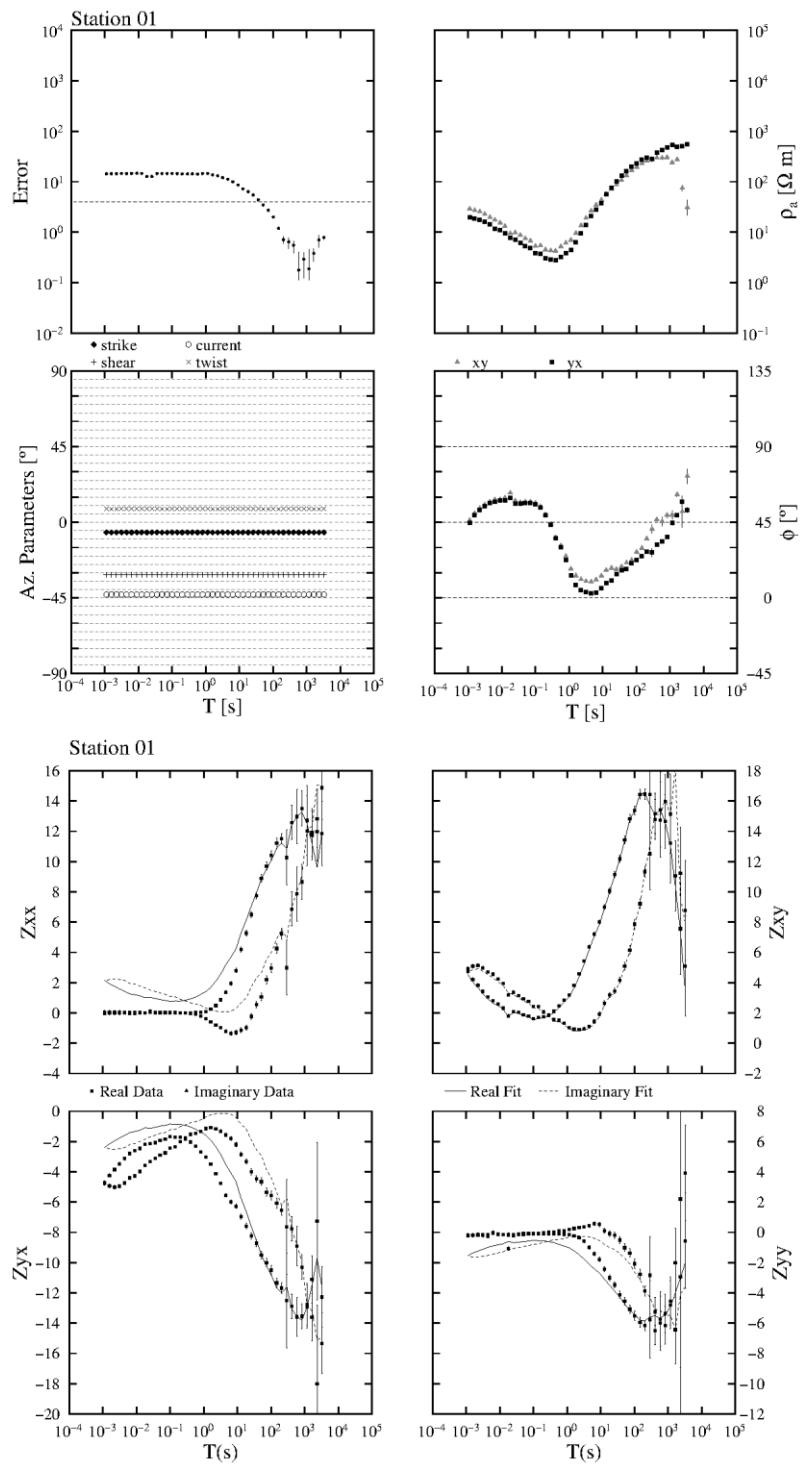


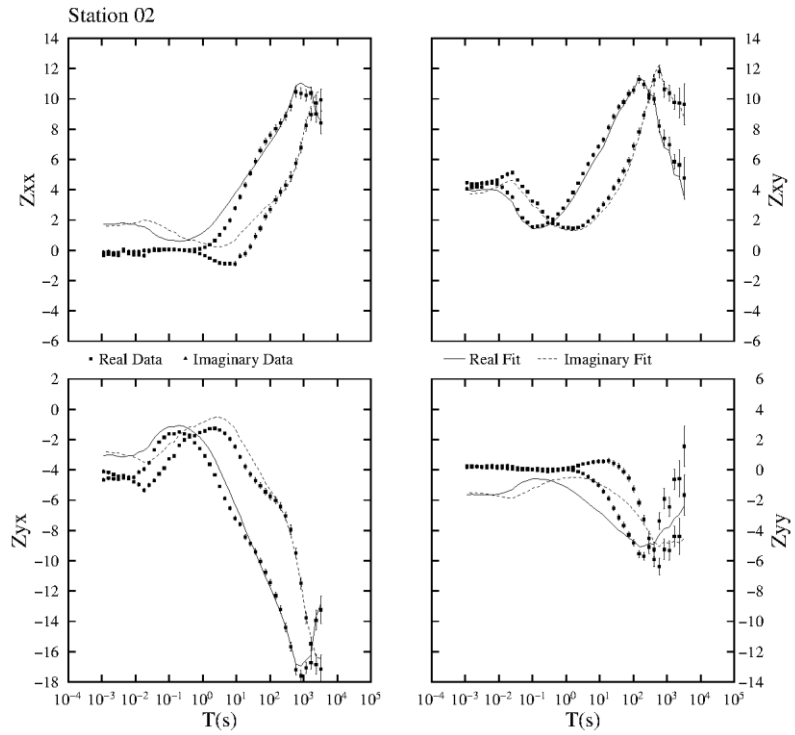
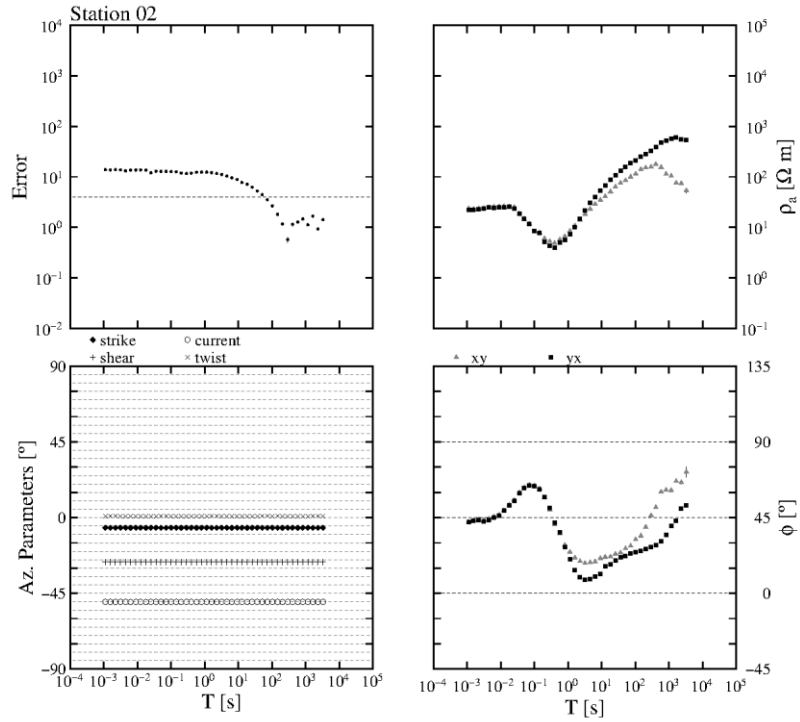


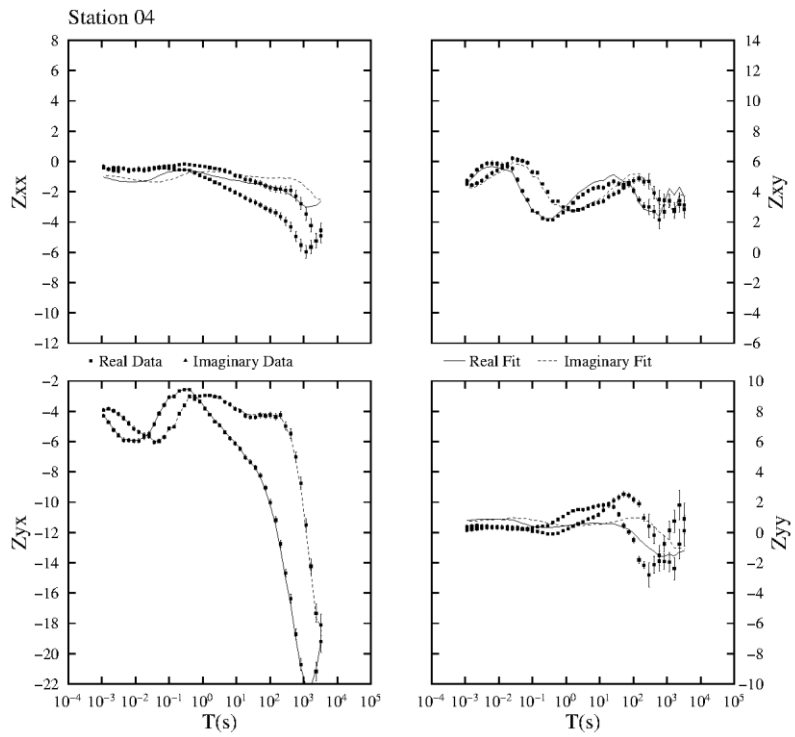
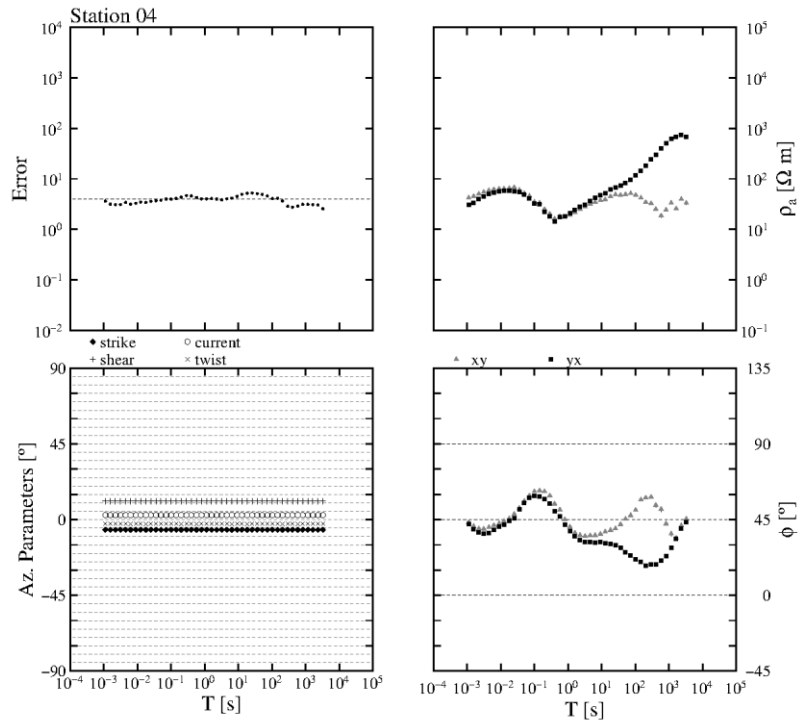


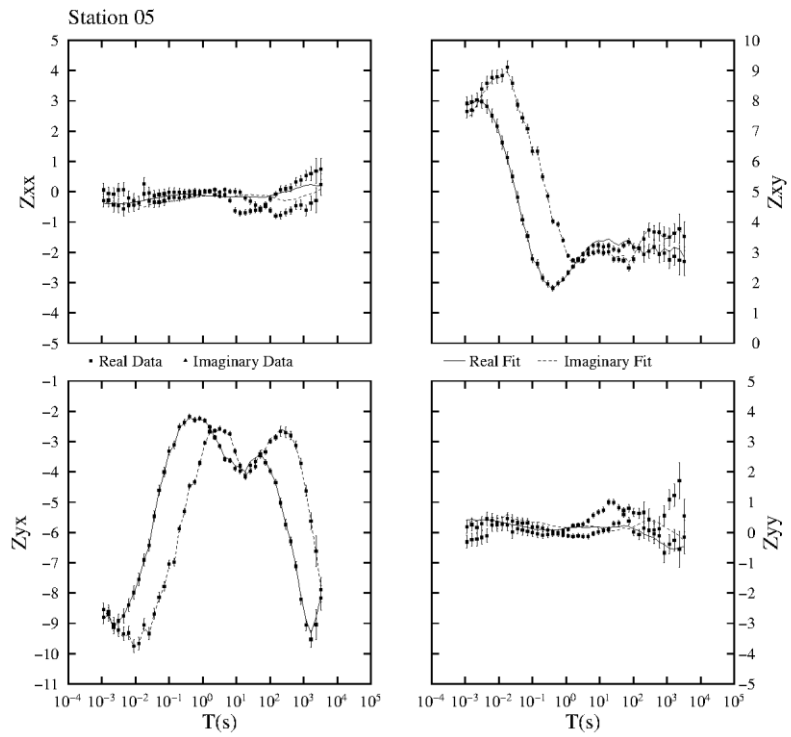
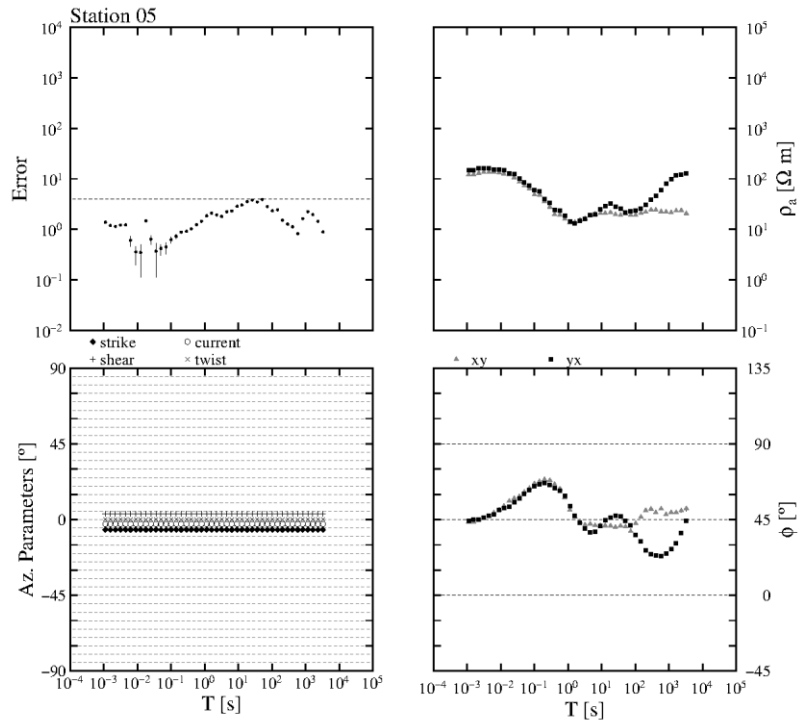


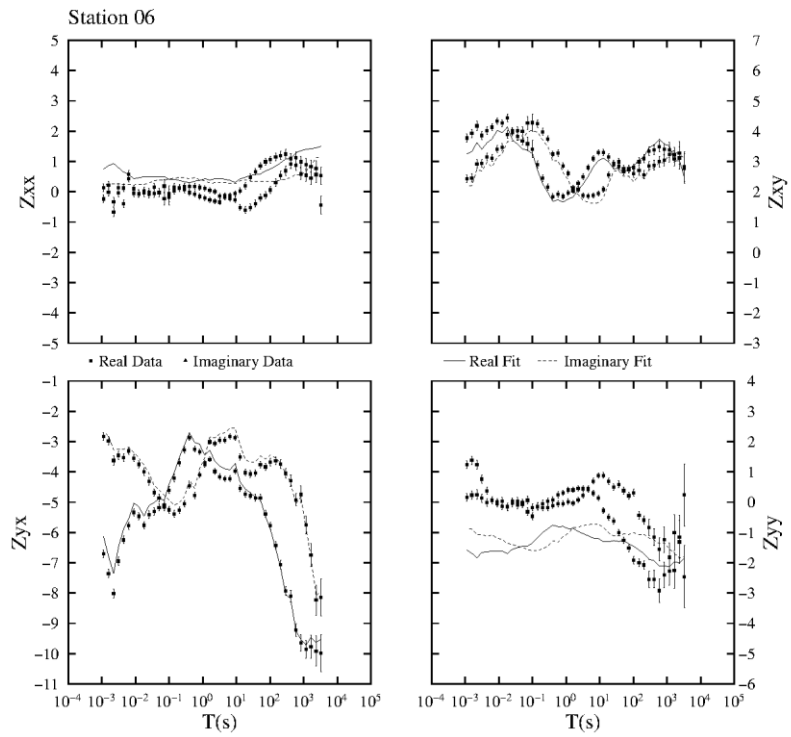
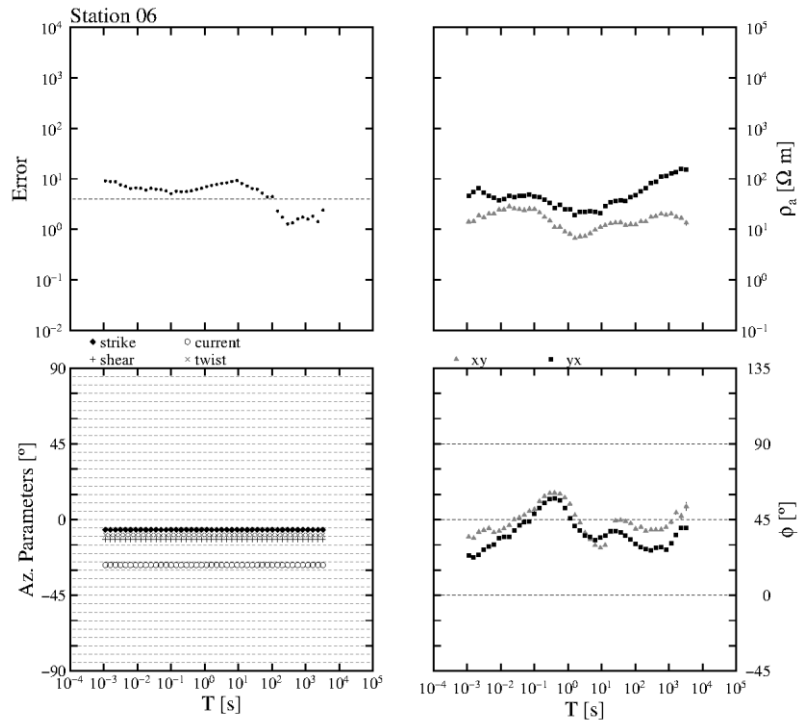
Anexo 5 – Resultados da decomposição Groom Bailey para o perfil B-B'

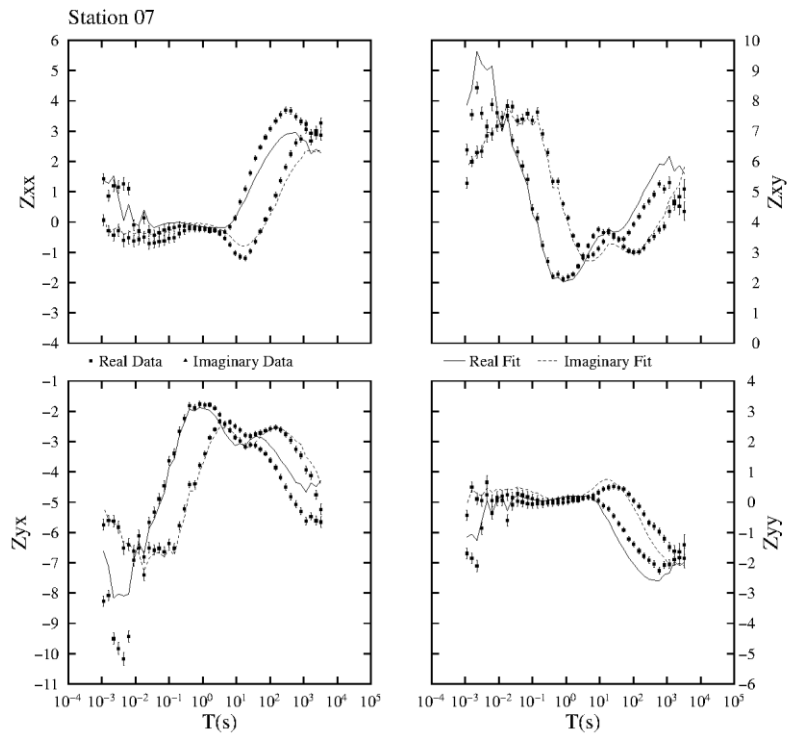
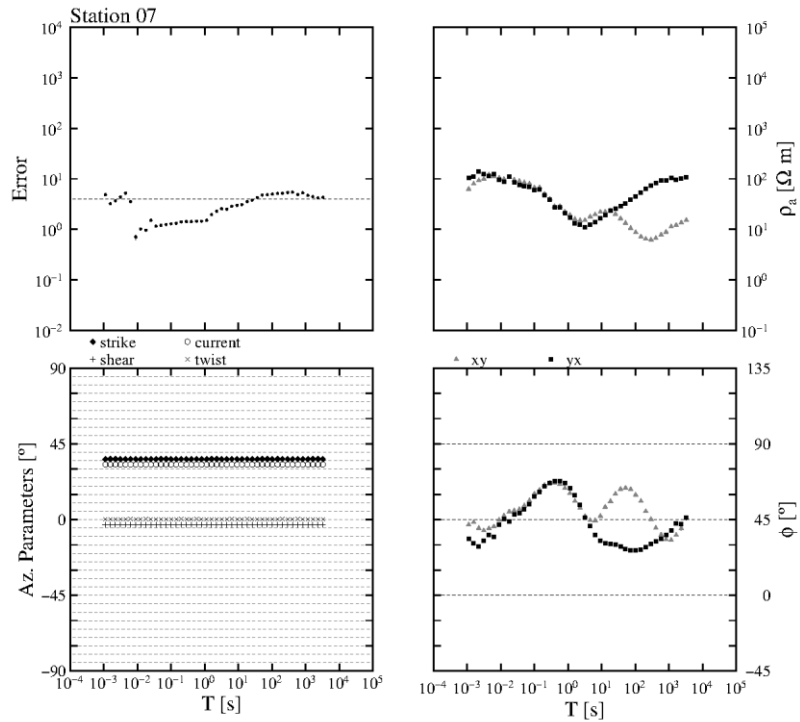


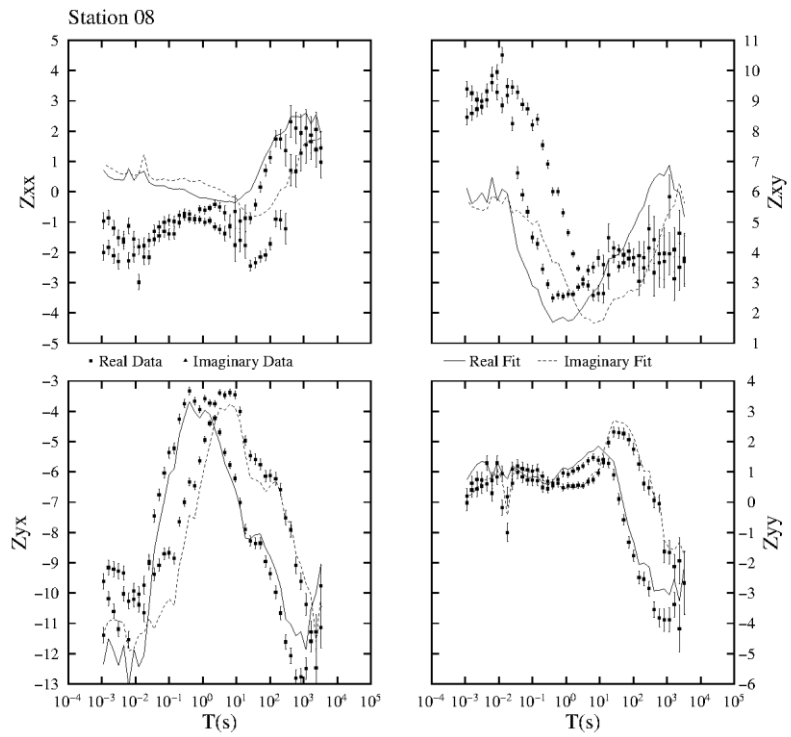
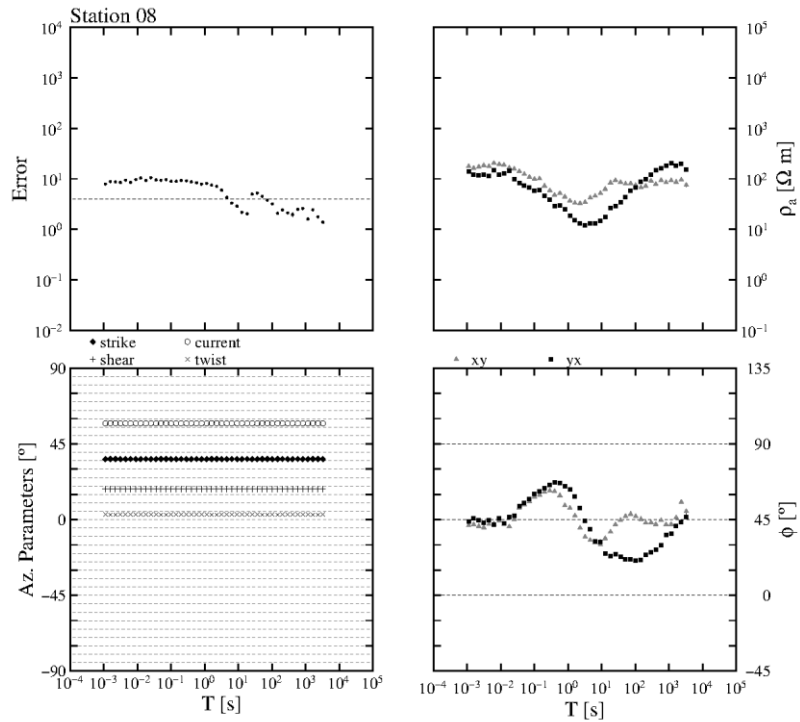


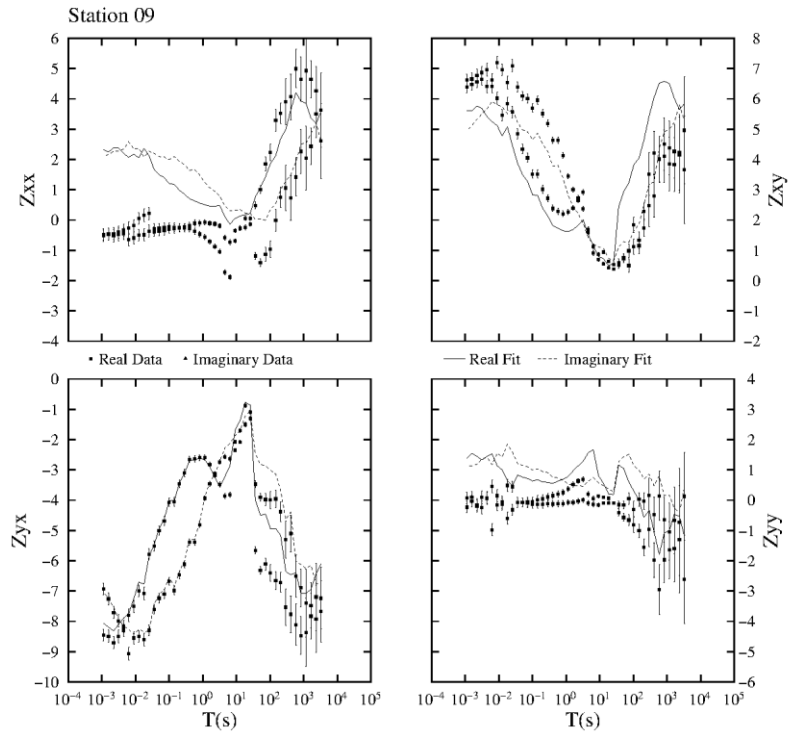
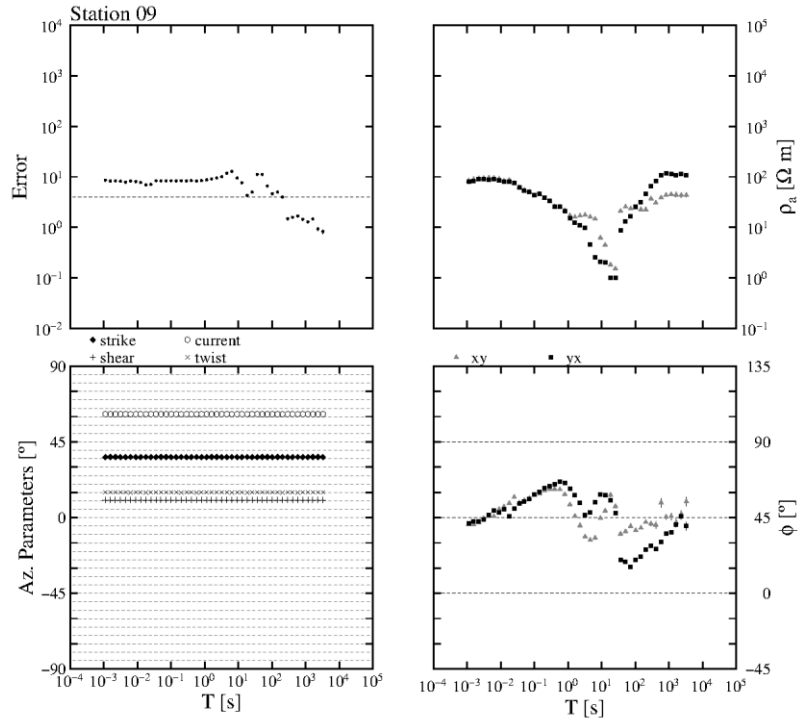


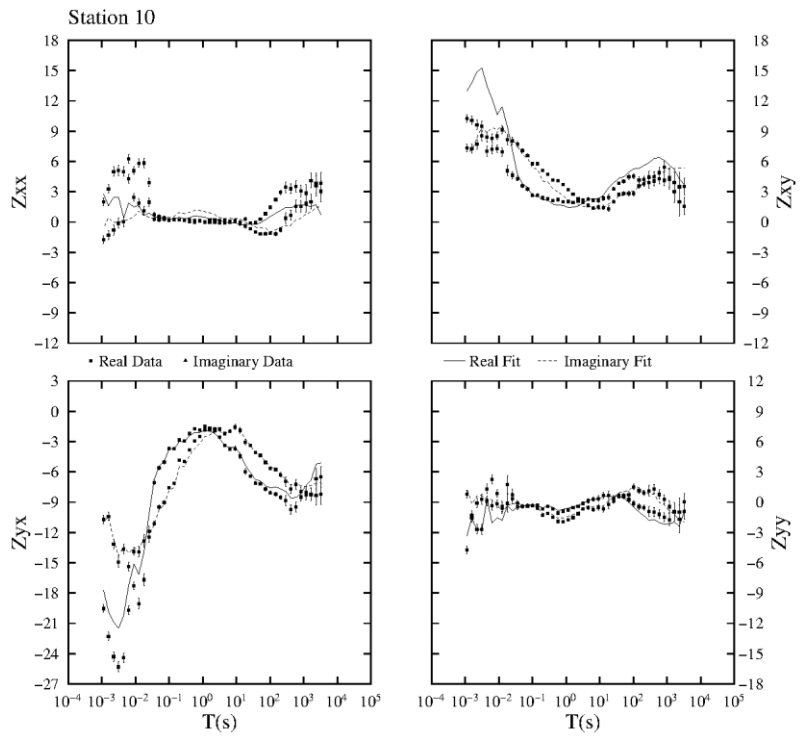
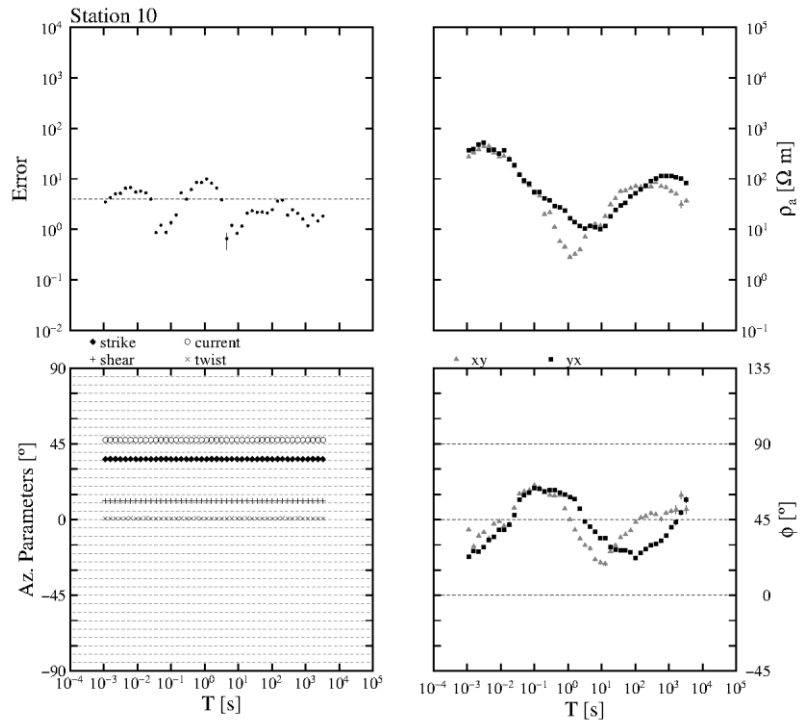


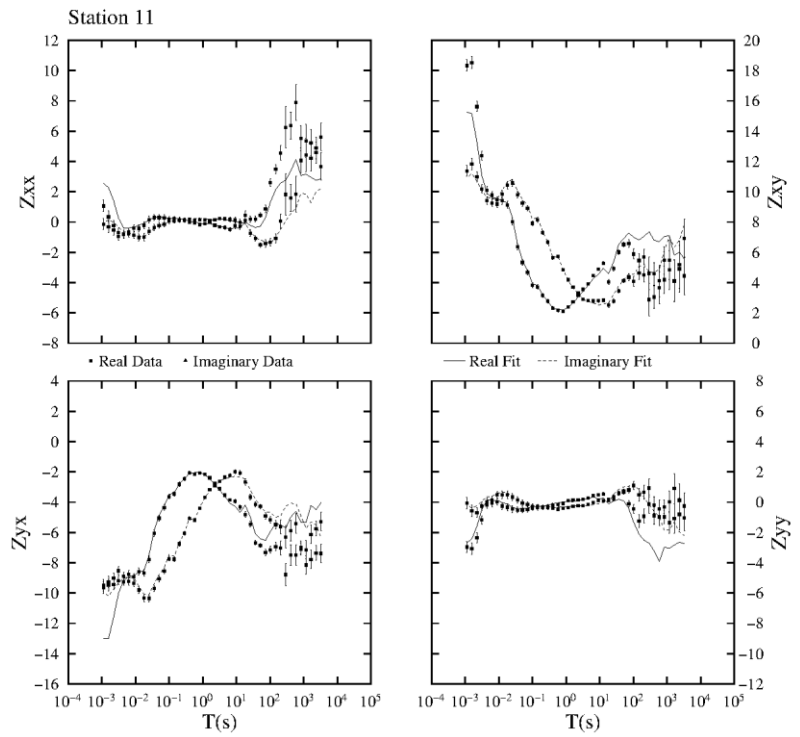
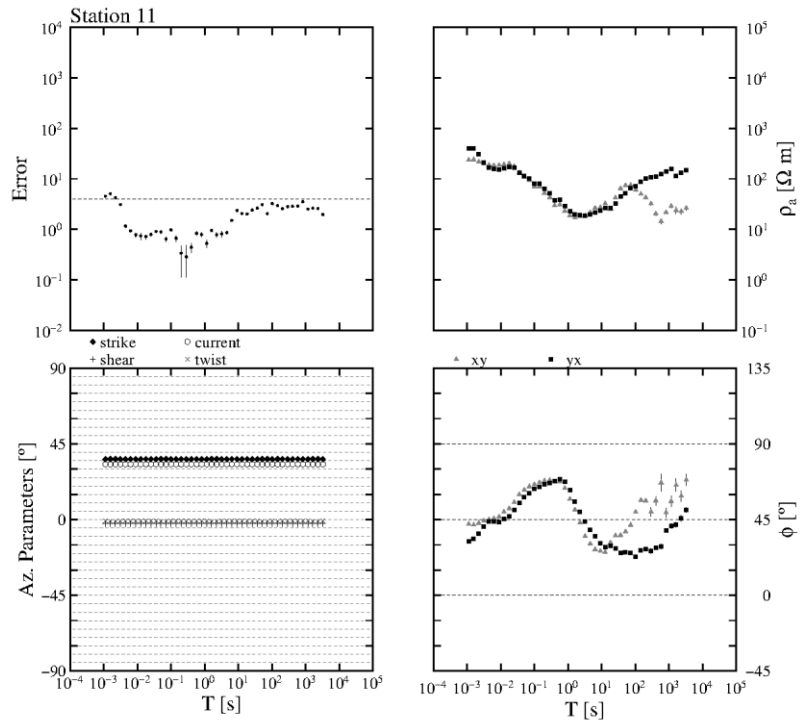


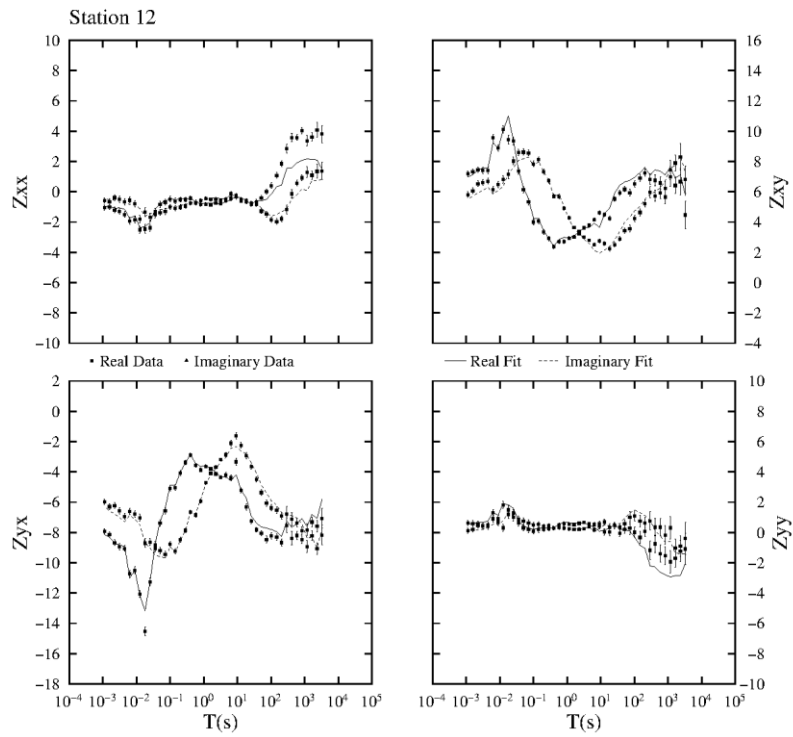
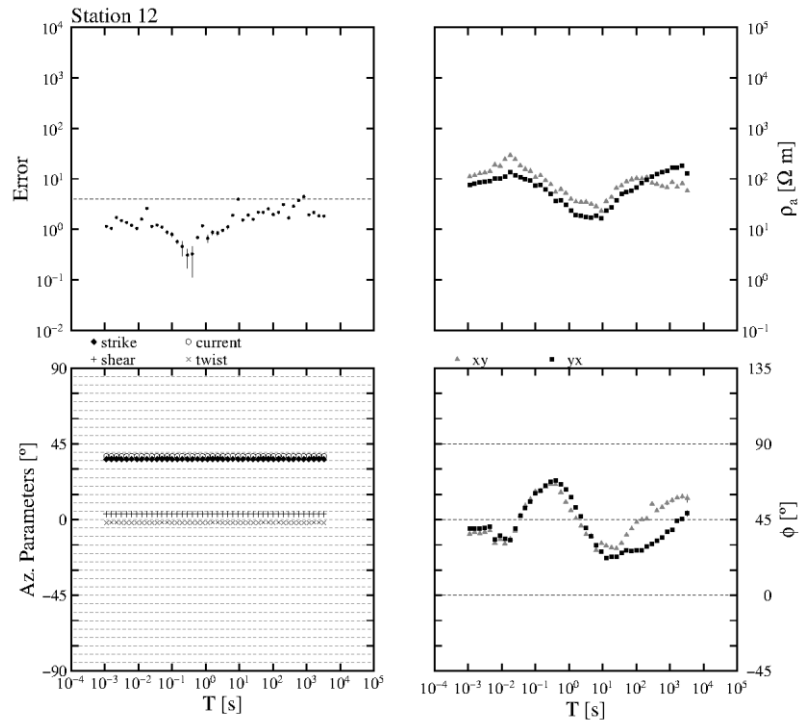


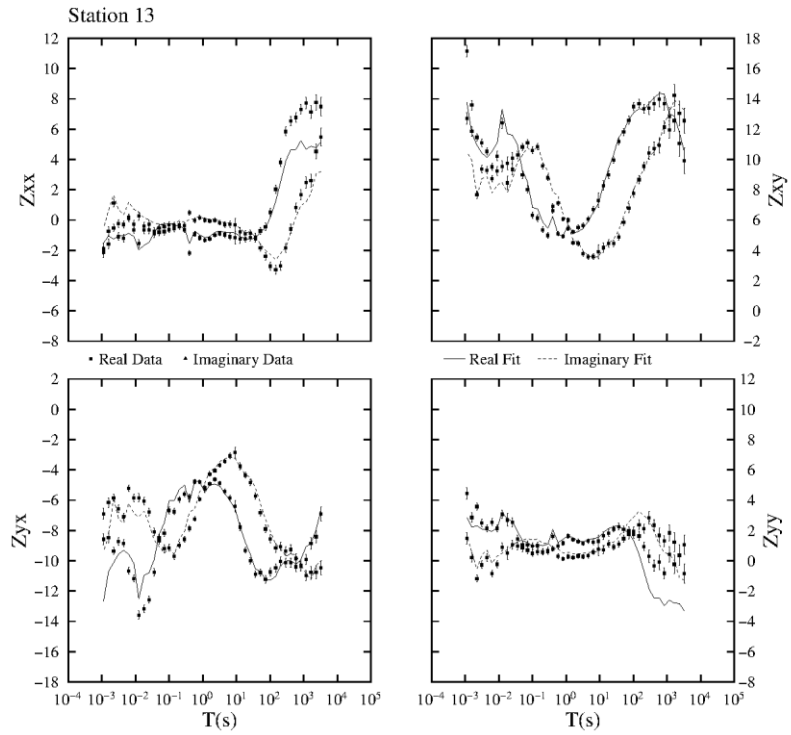
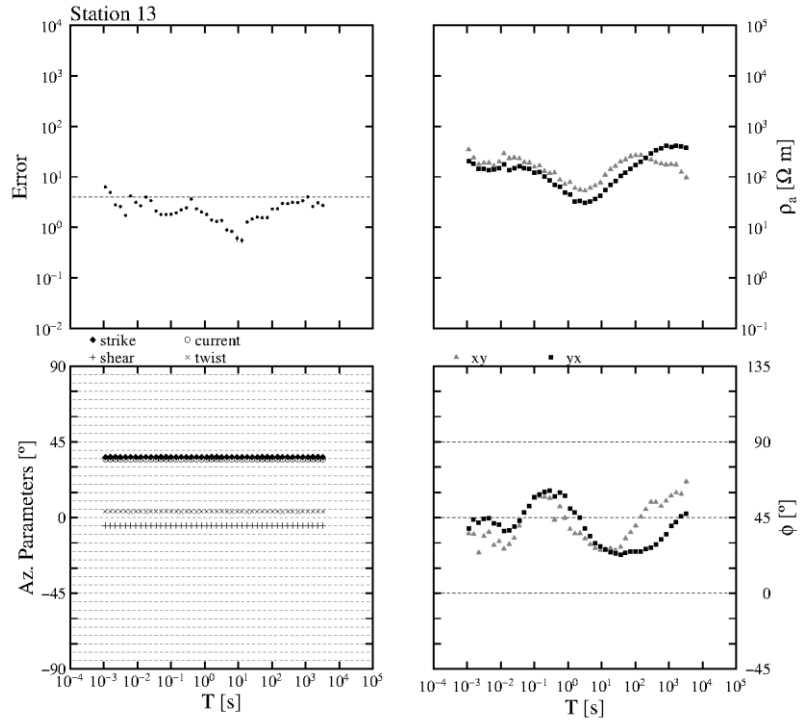


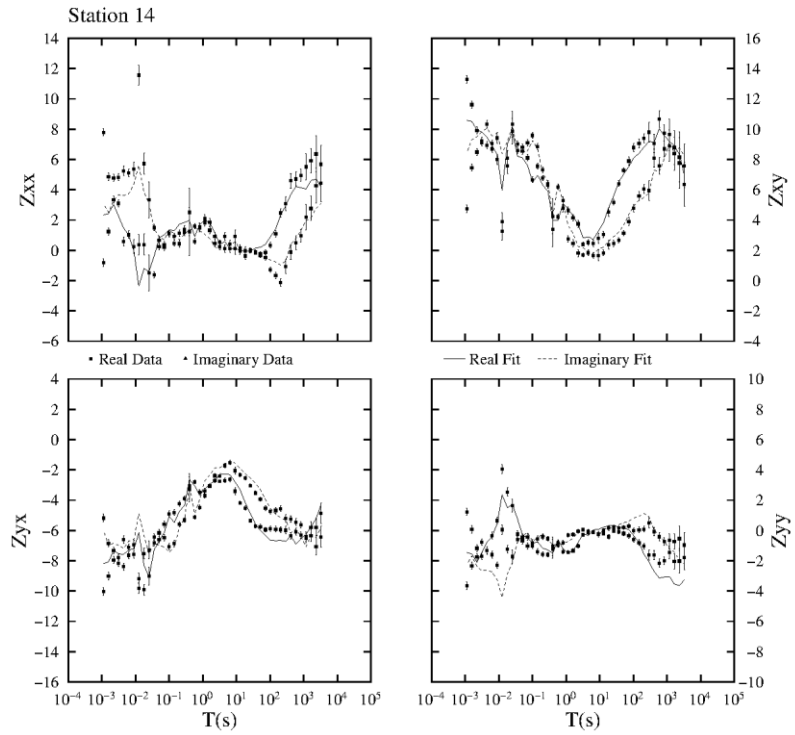
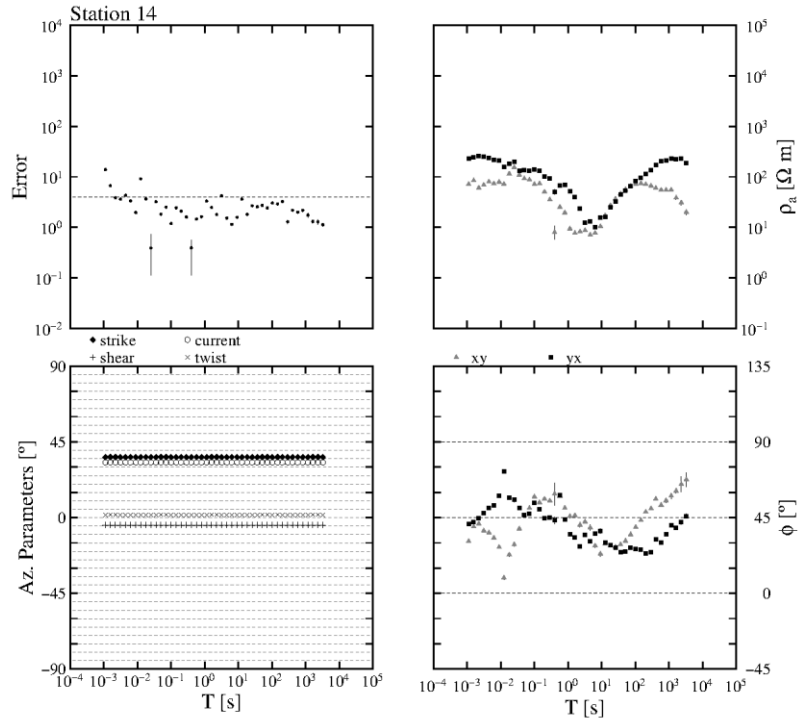


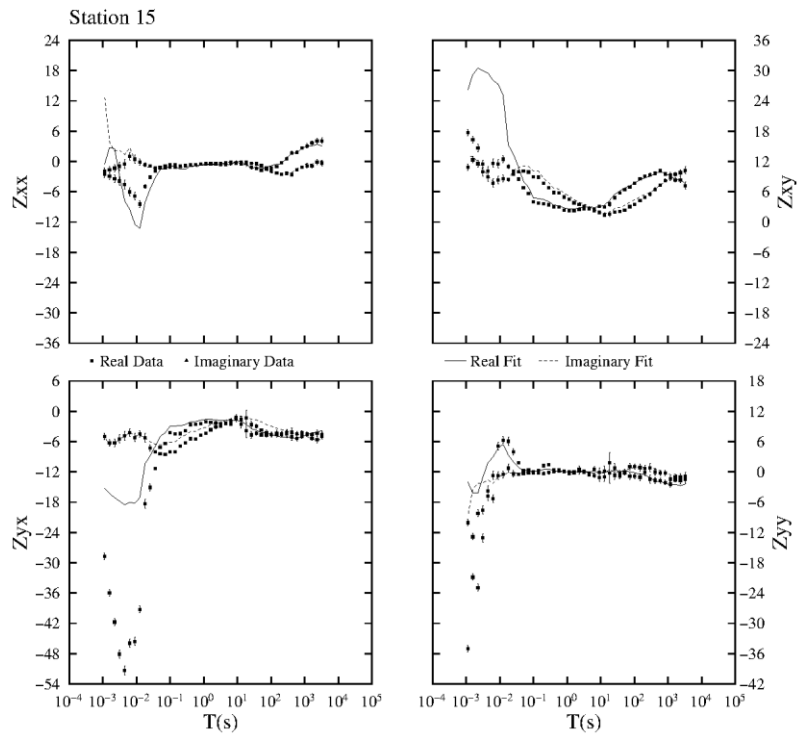
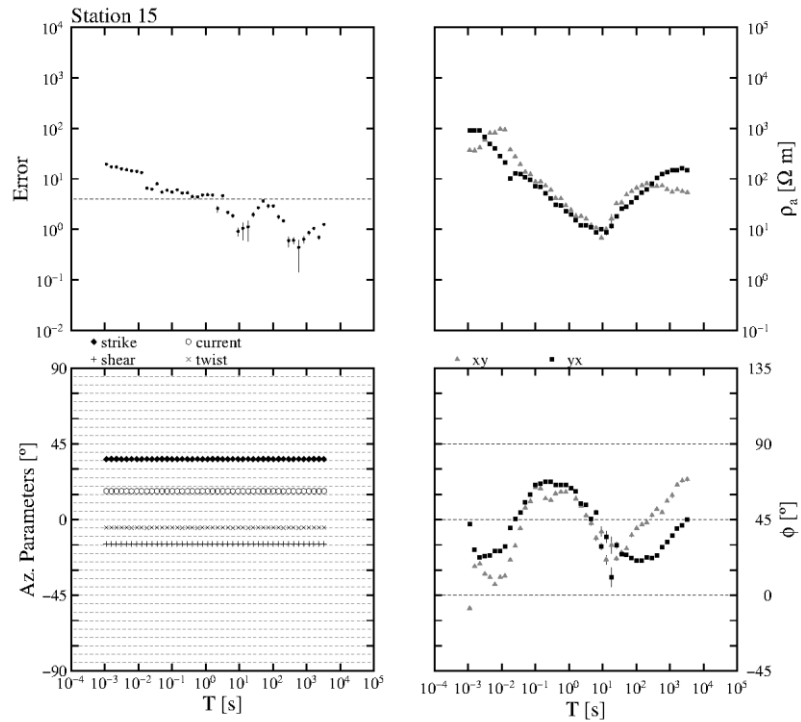


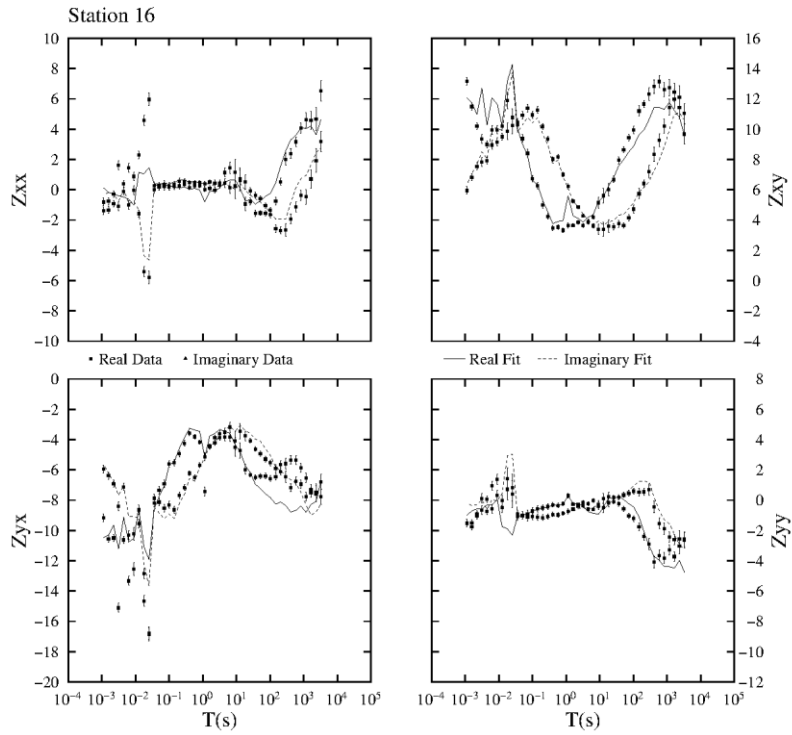
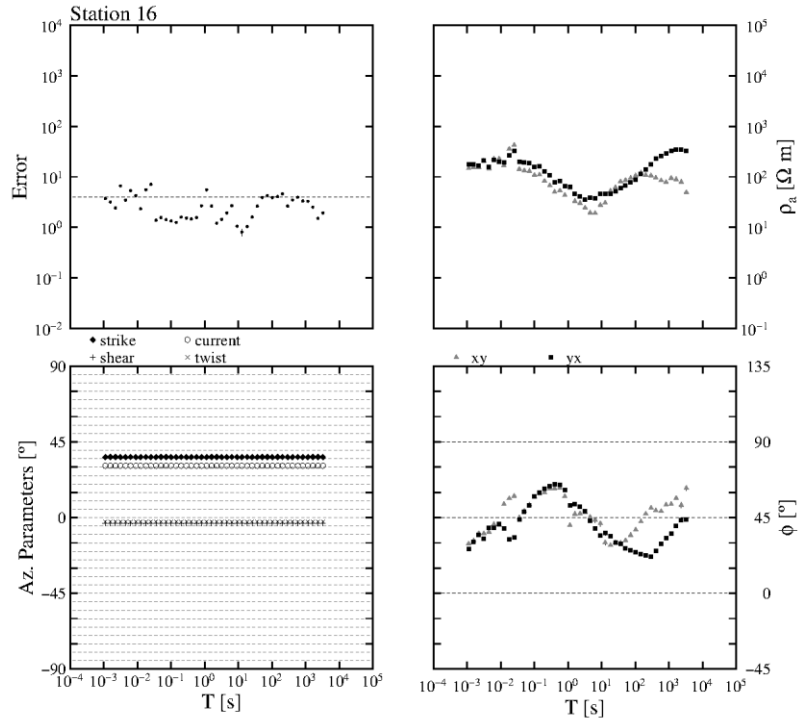


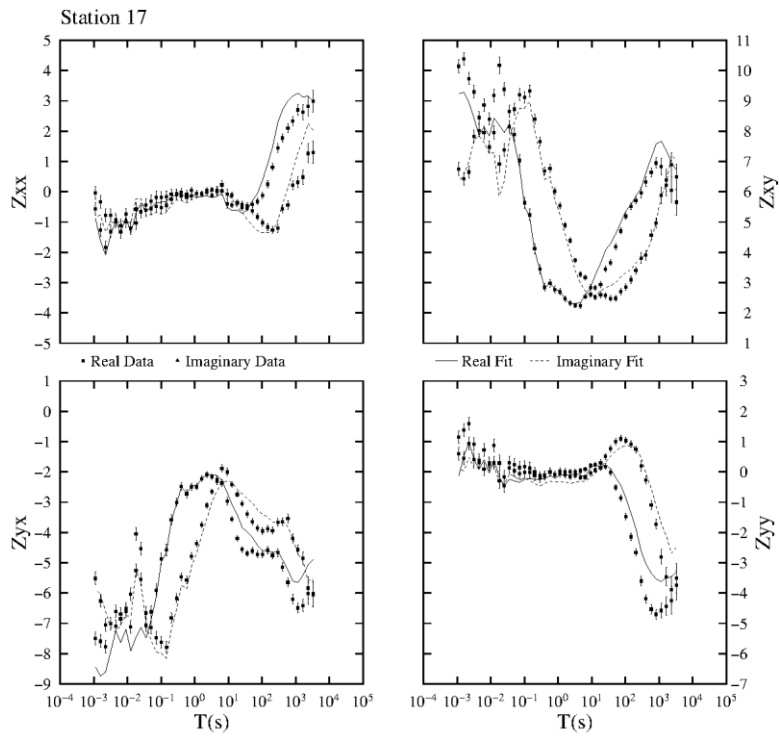
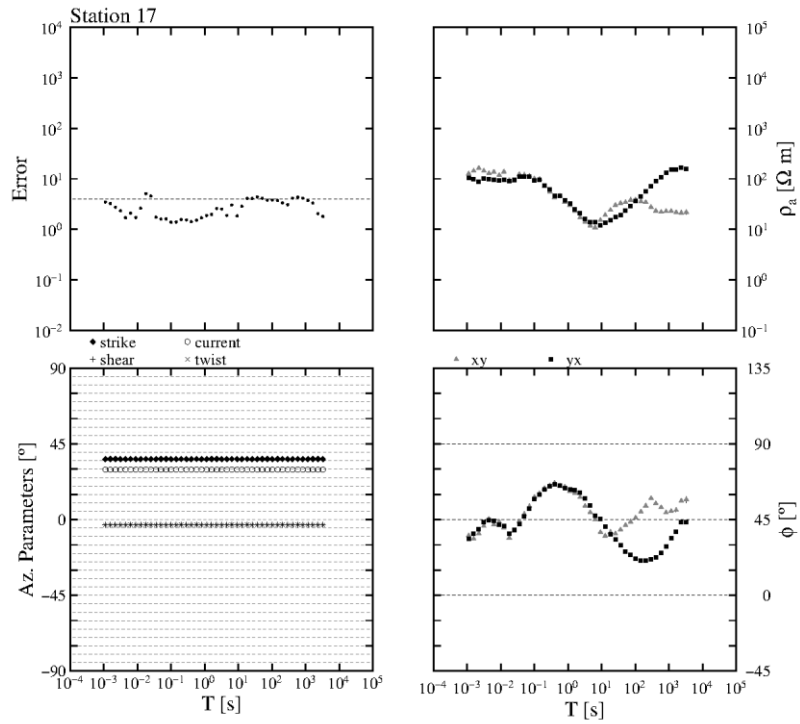


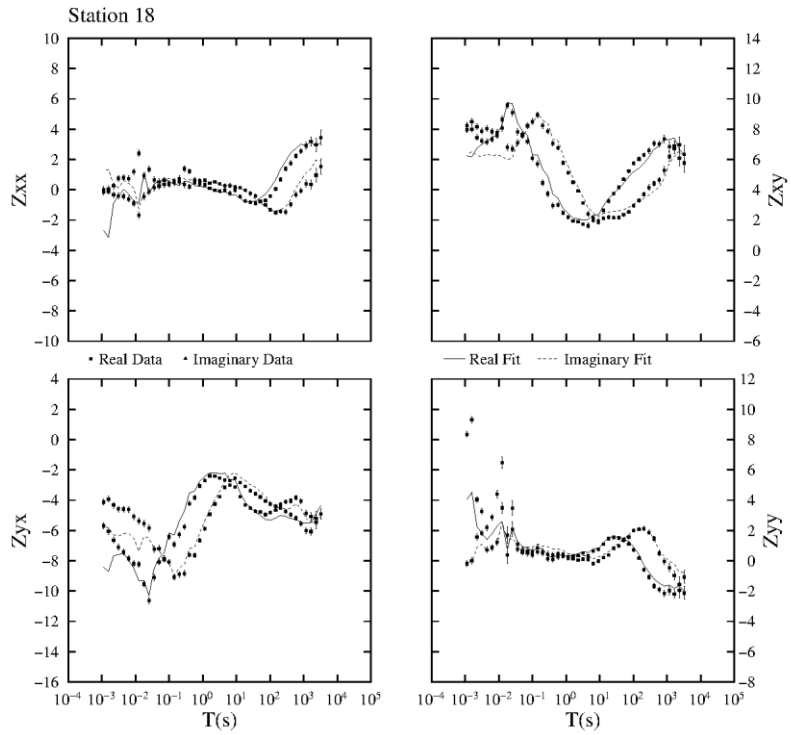
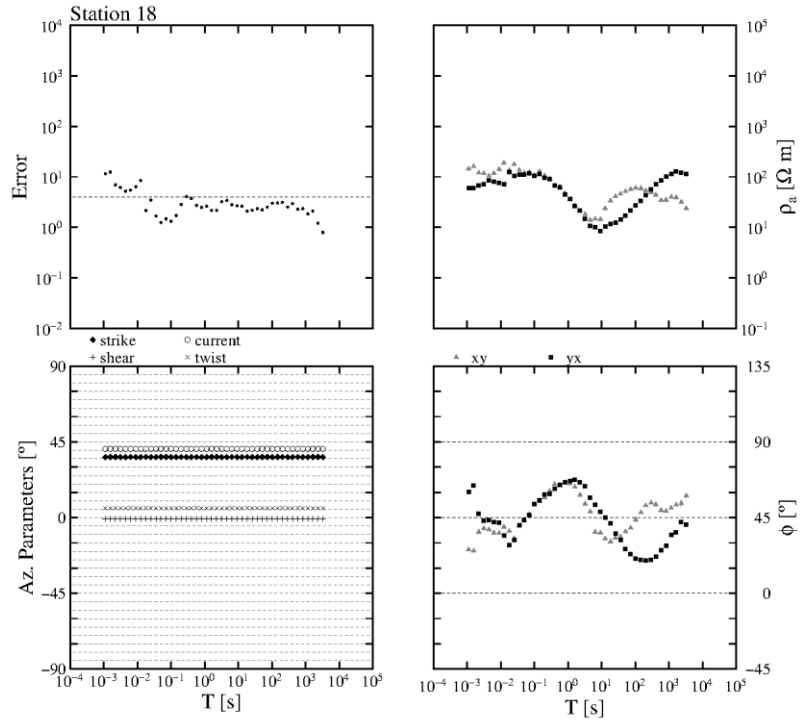






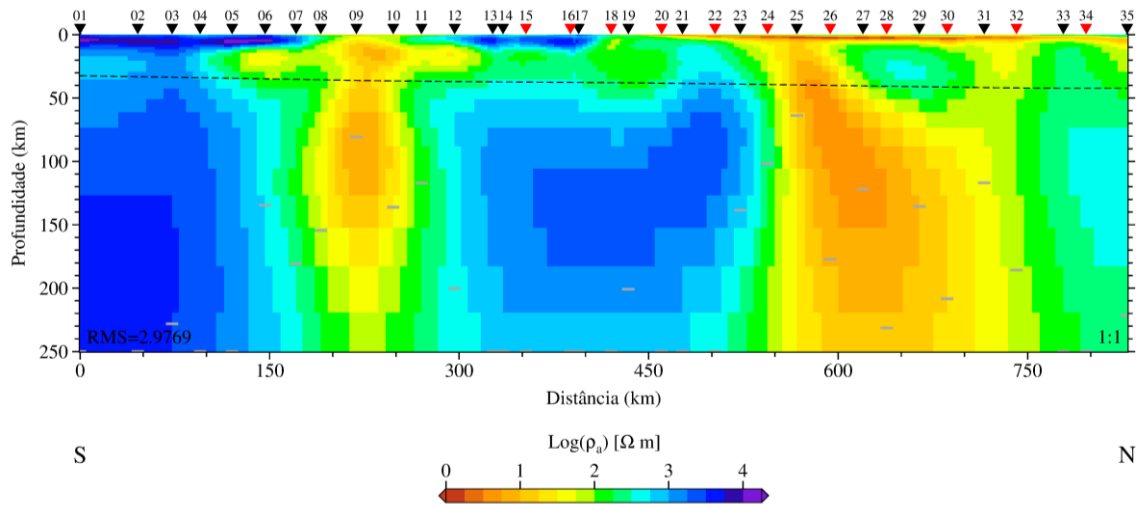




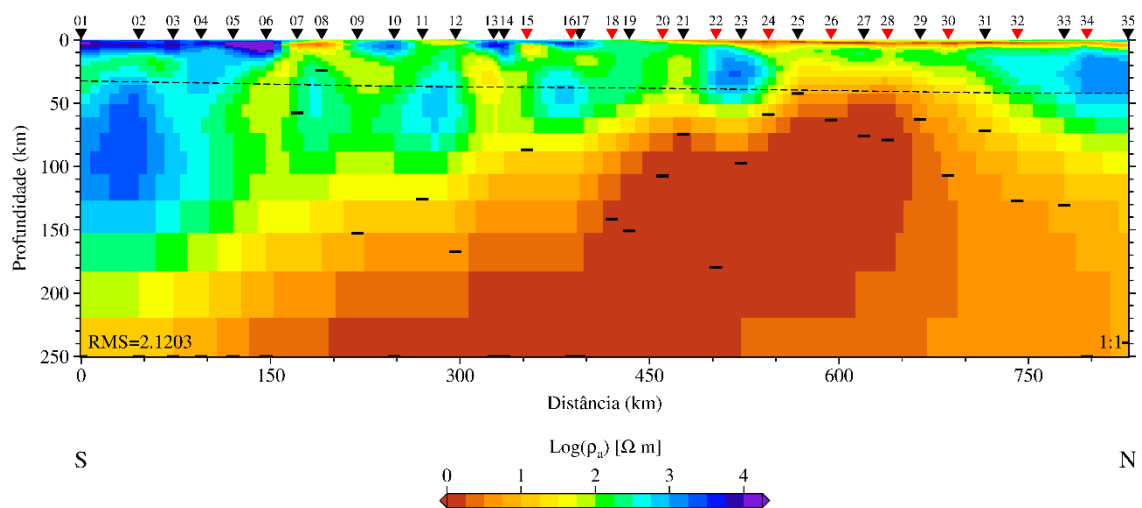


Anexo 6A – Inversões individuais, perfil A-A'

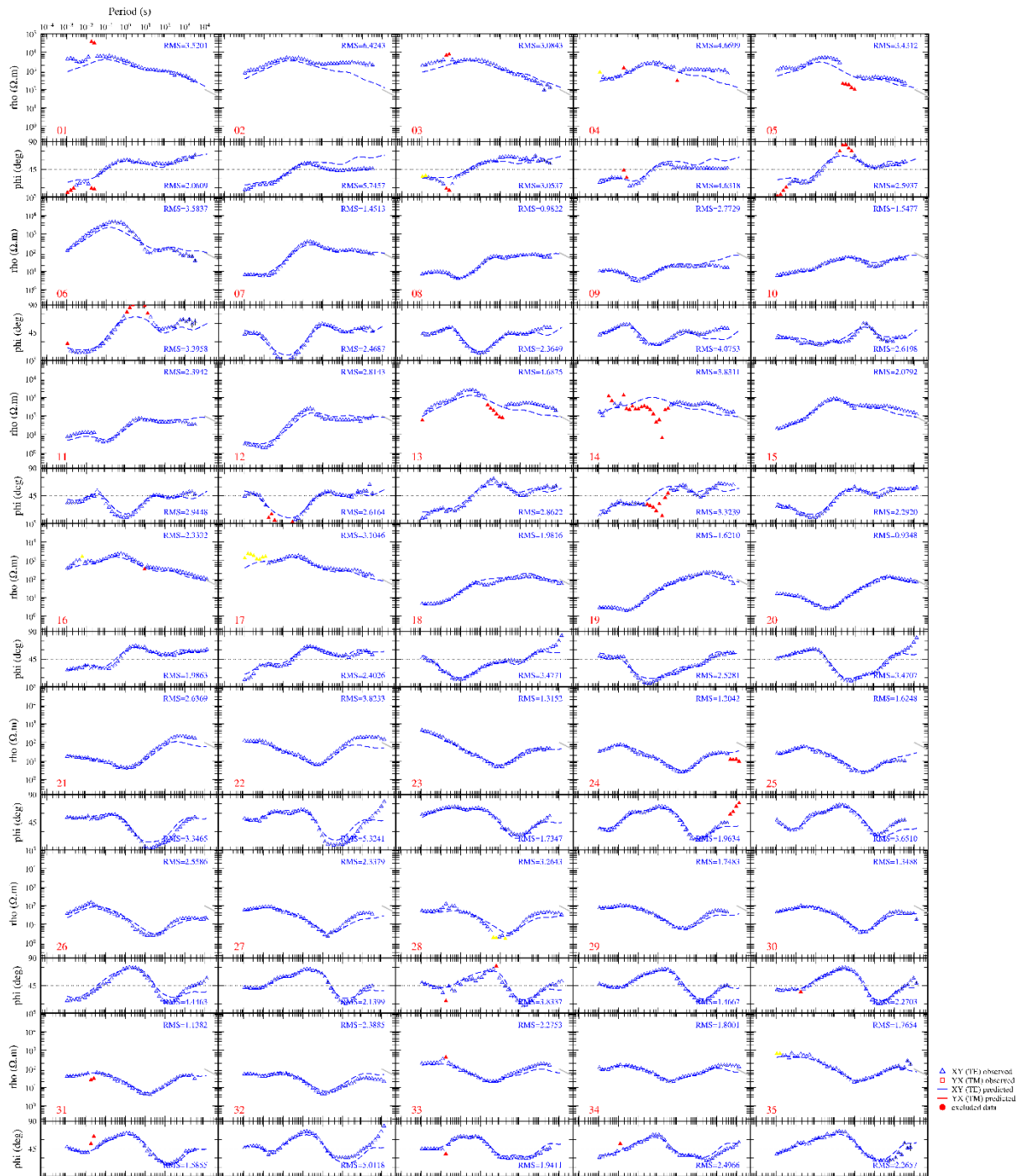
Inversão do Modo TE:



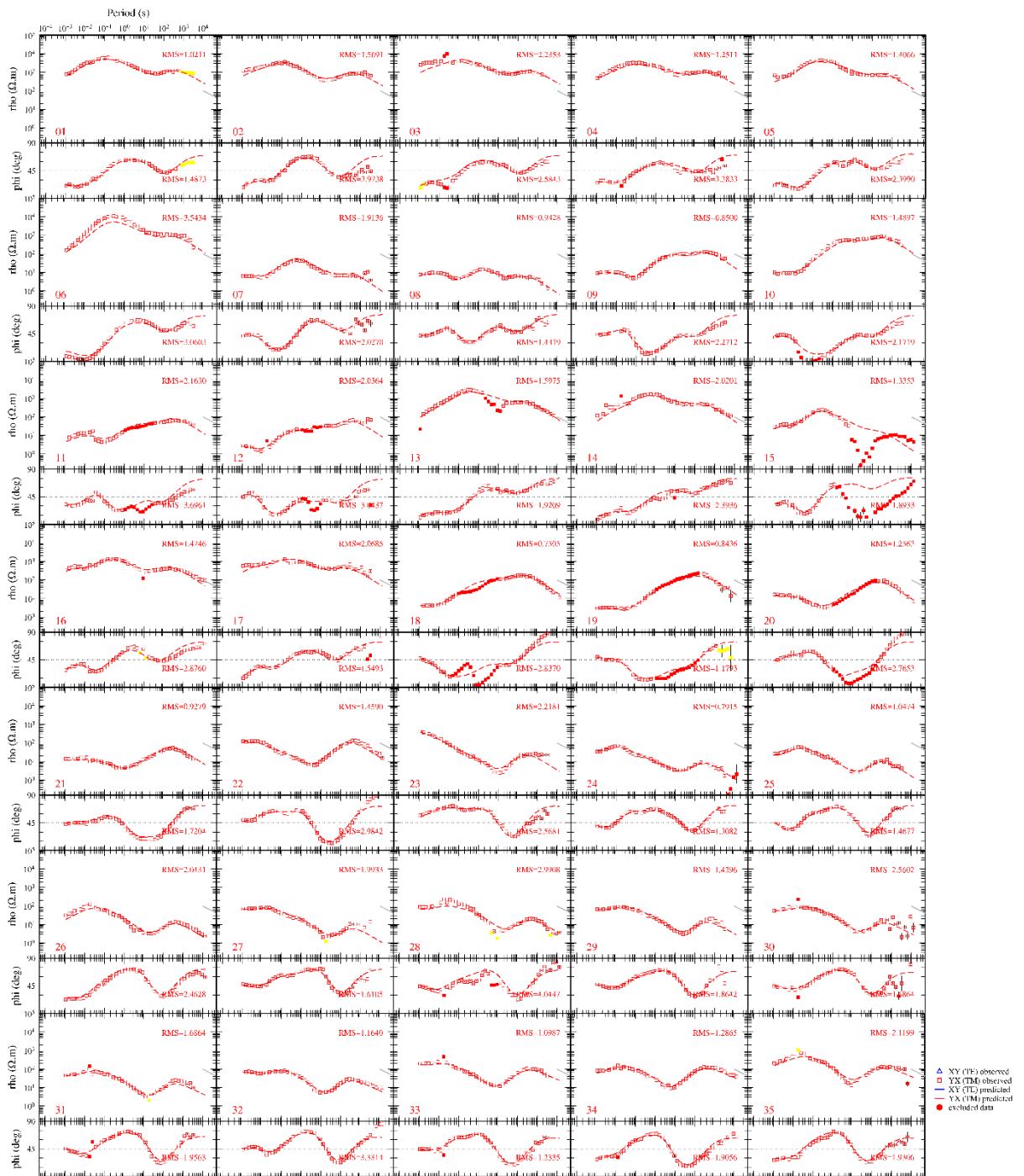
Inversão do Modo TM:



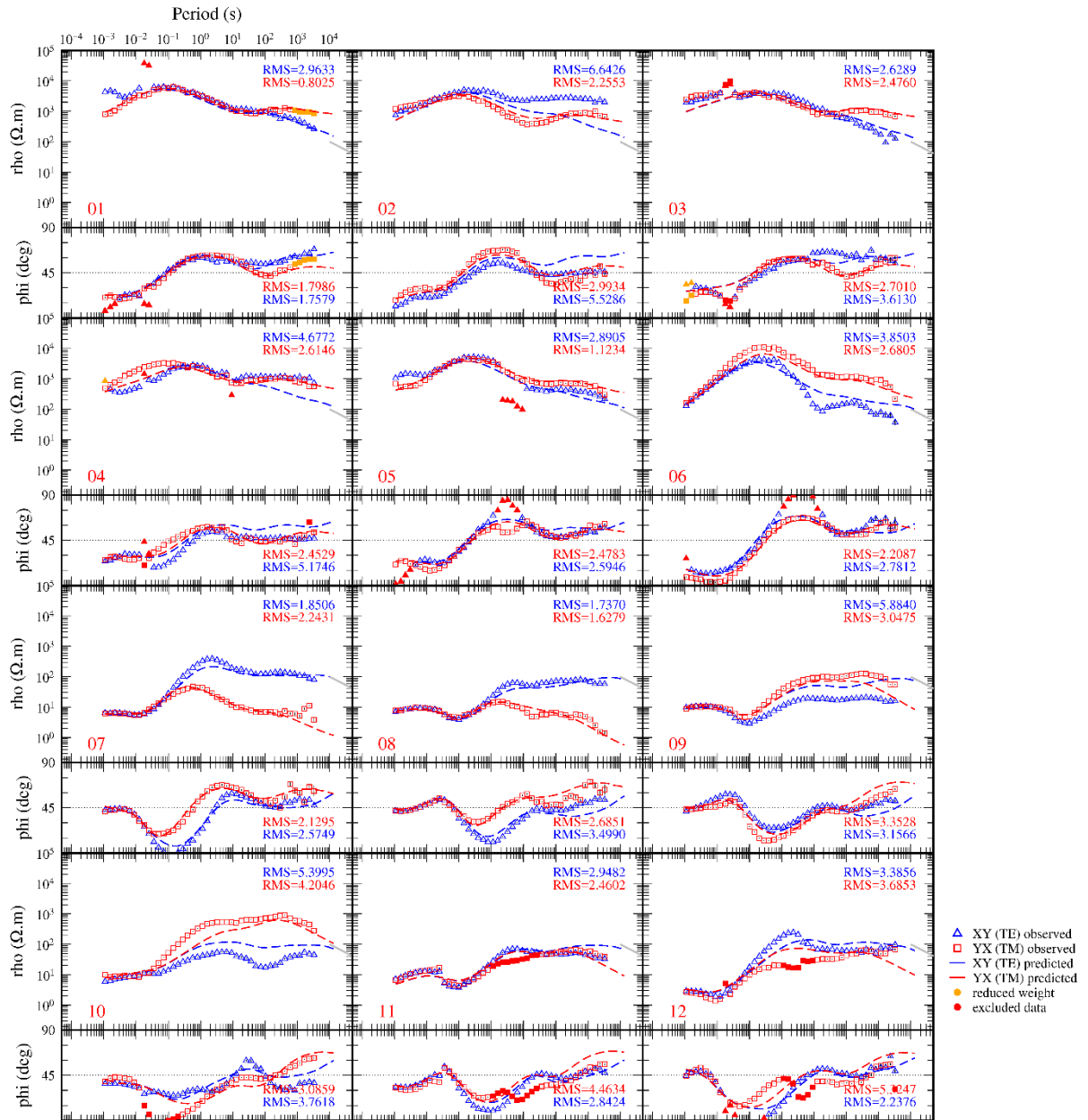
Ajustes do modo TE:

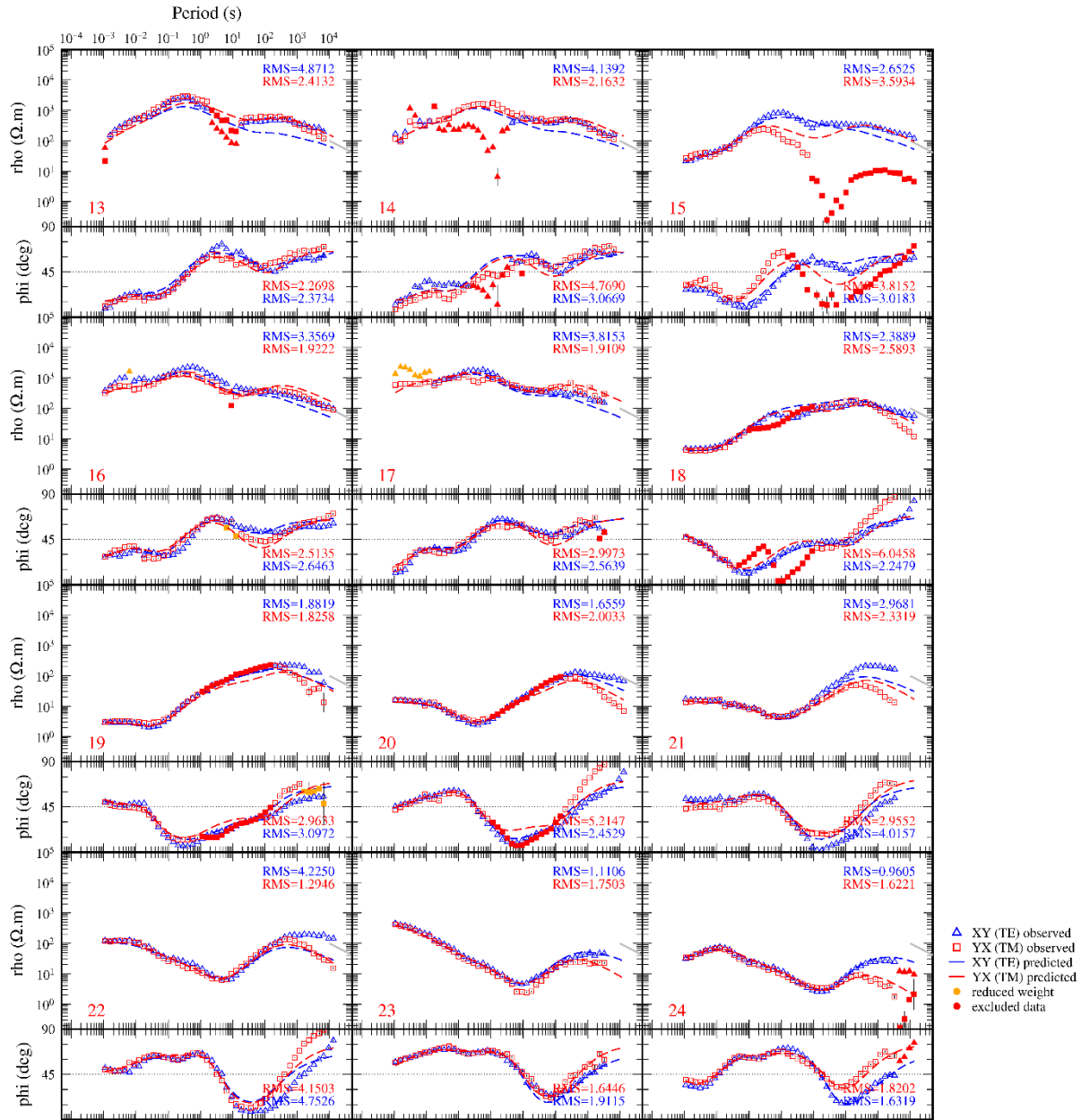


Ajustes do modo TM:



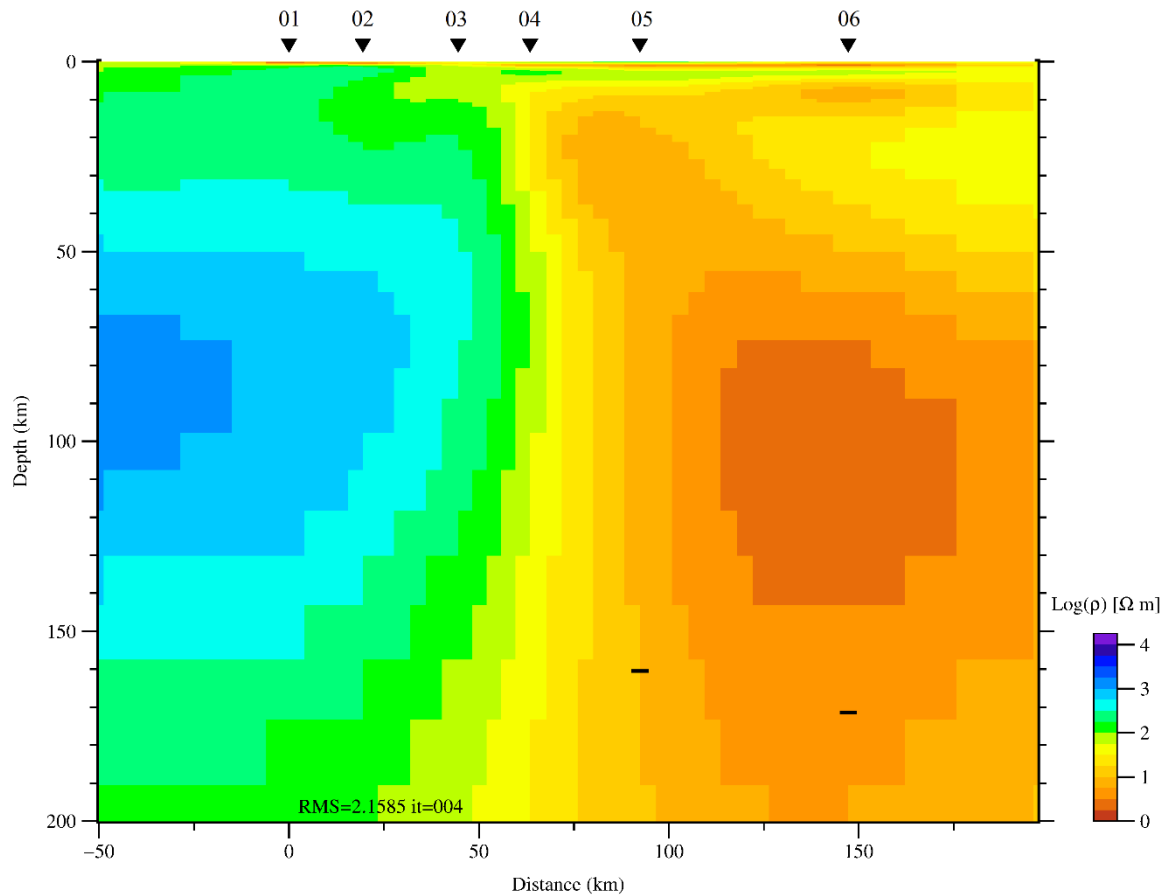
Anexo 6B – Ajustes da inversão conjunta, perfil A-A'



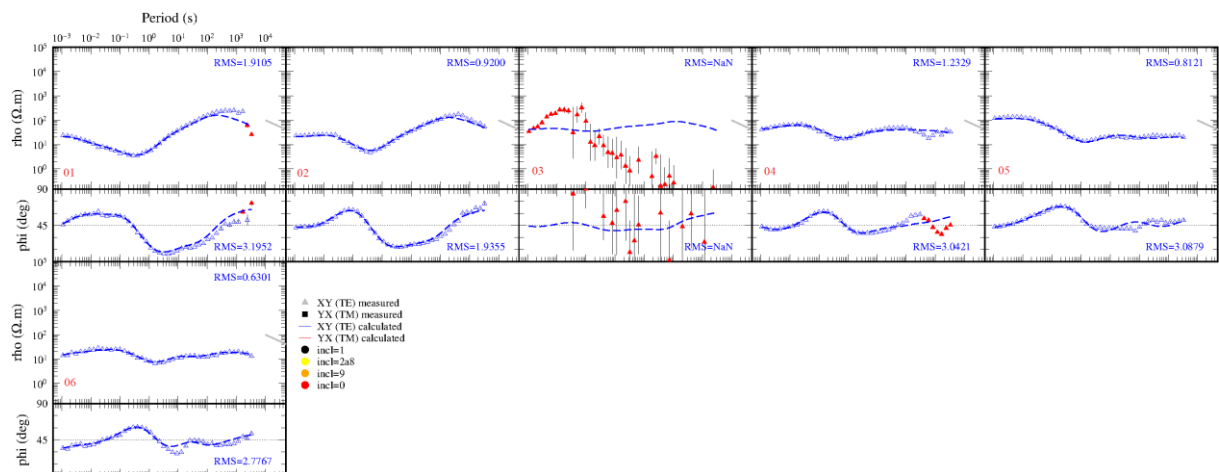


Anexo 7A – Inversões individuais, perfil B-B'

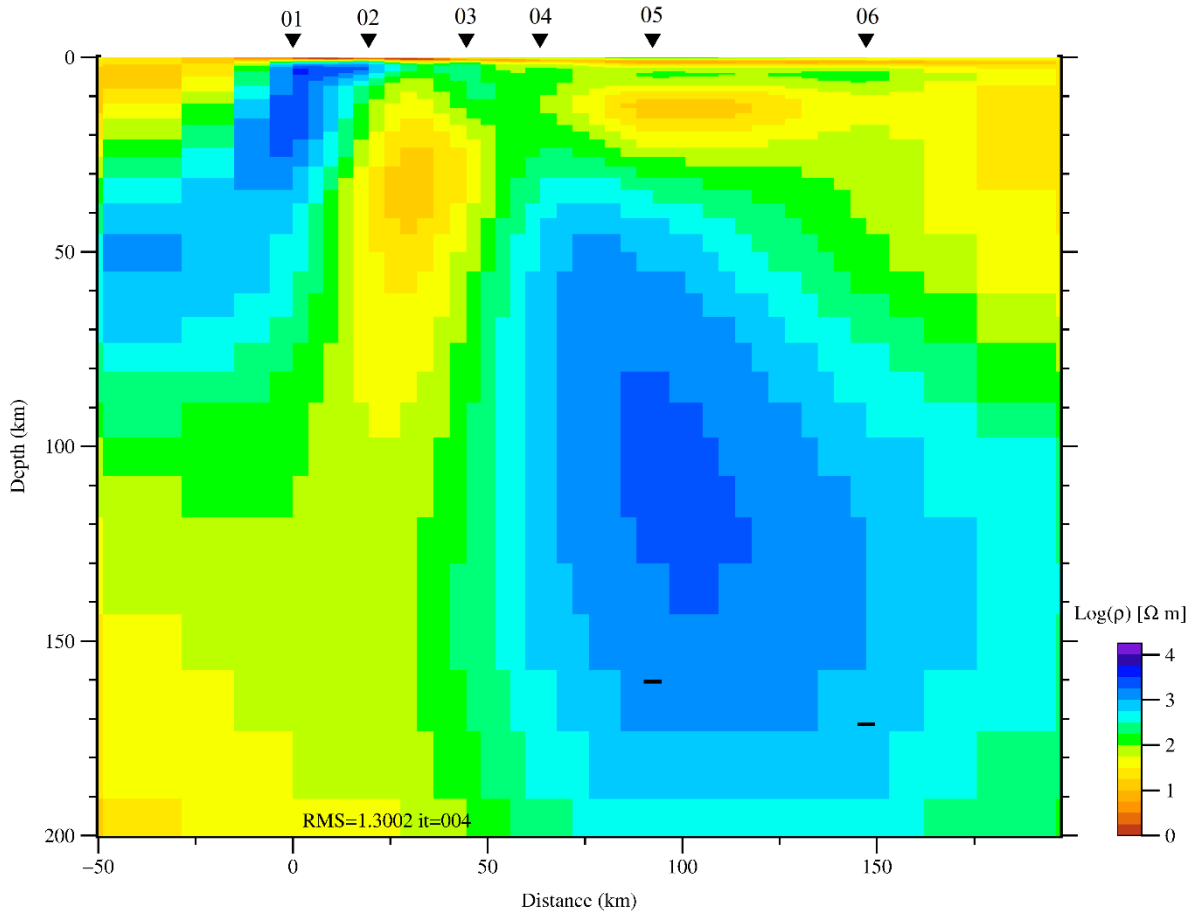
Inversão do modo TE, primeiro conjunto:



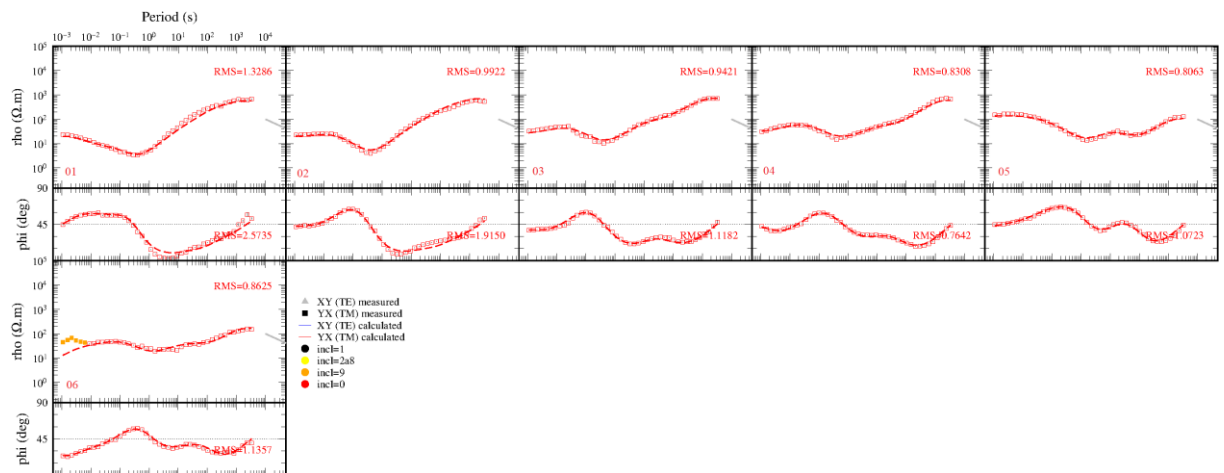
Ajuste do modo TE, primeiro conjunto:



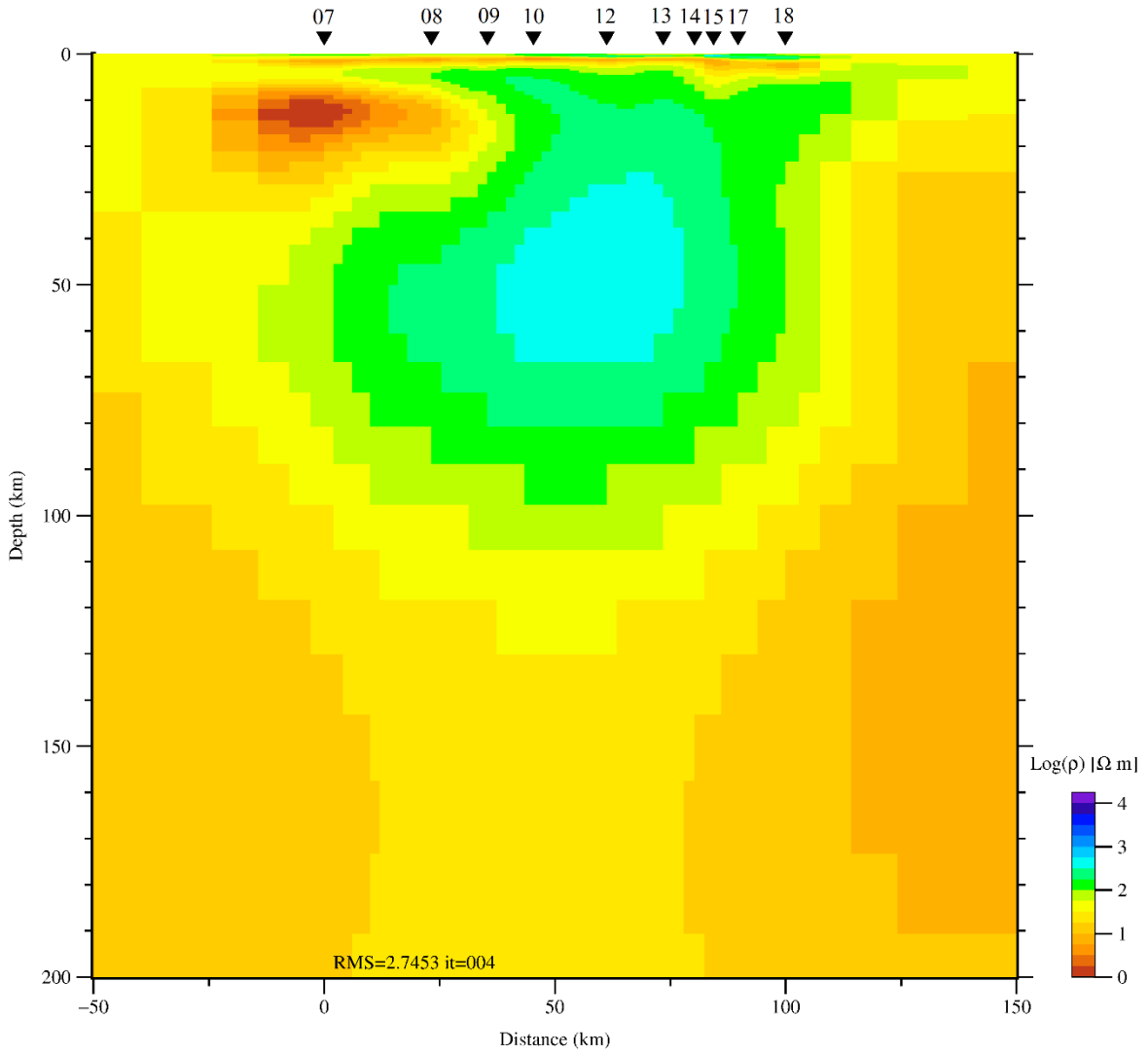
Inversão do modo TM, primeiro conjunto:



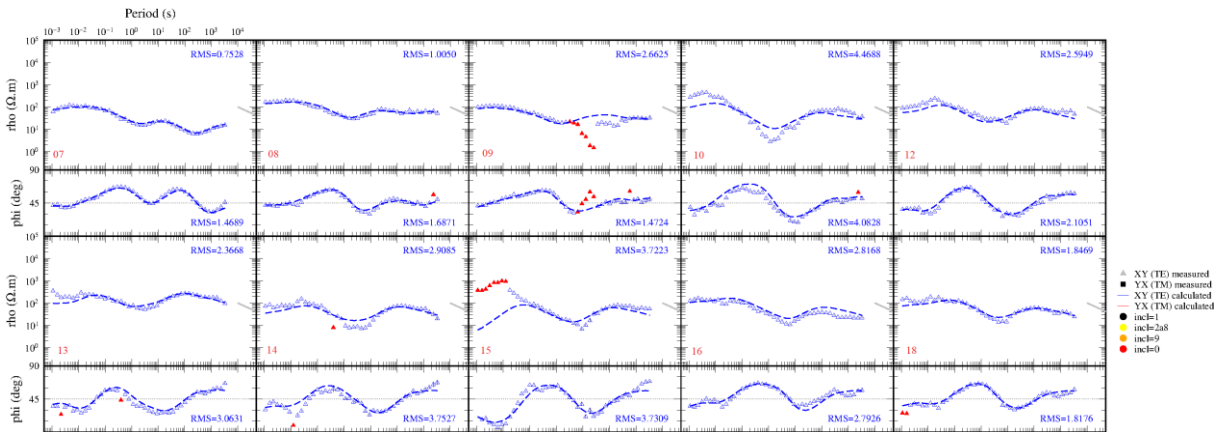
Ajuste do modo TM, primeiro conjunto:



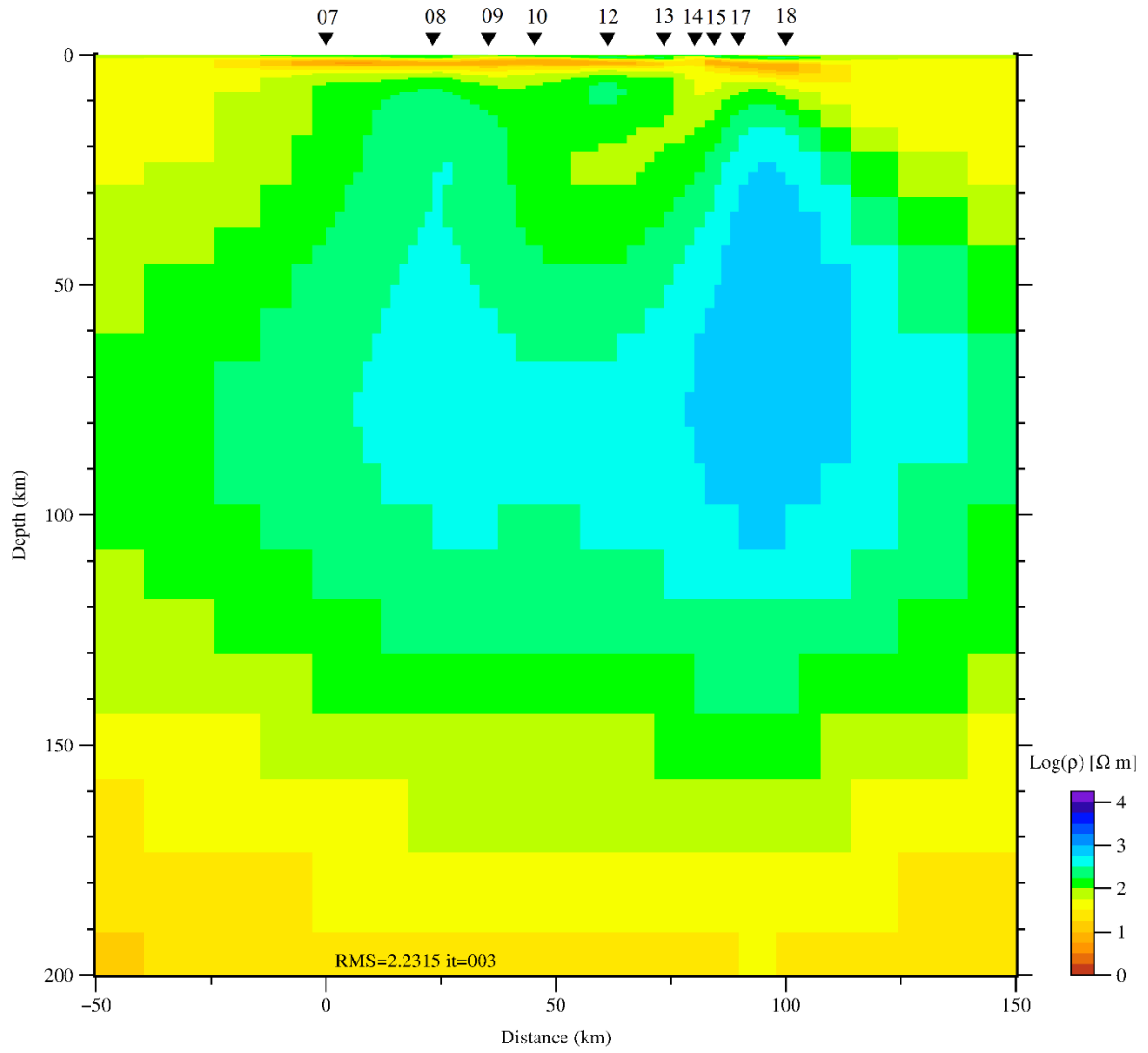
Inversão do modo TE, segundo conjunto:



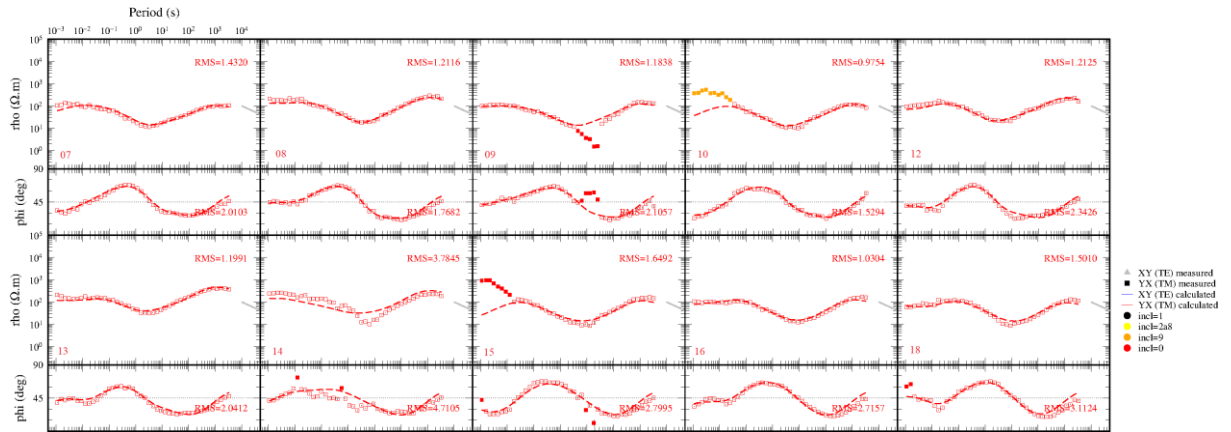
Ajuste do modo TE, segundo conjunto:



Inversão do modo TM, segundo conjunto:

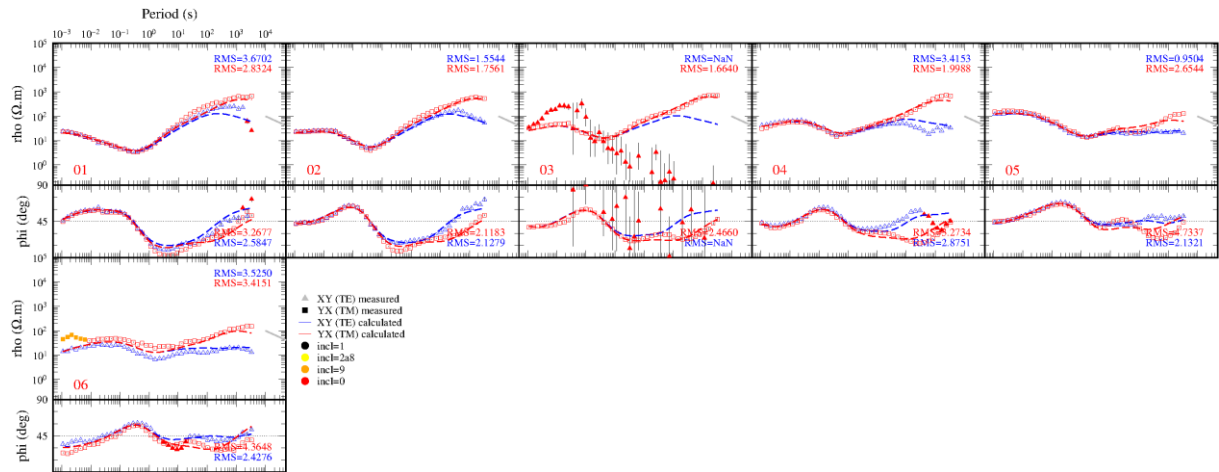


Ajuste do modo TM, segundo conjunto:



Anexo 7B – Ajustes das inversões conjuntas, perfil B-B'

Primeiro conjunto:



Segundo conjunto:

