



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-8603-TDI/788

**INVESTIGAÇÃO MAGNETOTELÚRICA DA LITOSFERA NA
PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA**

Maurício de Souza Bologna

Tese de Doutorado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial, orientada pelo Dr. Antonio Lopes Padilha e pelo Dr. Ícaro Vitorello, aprovada em junho de 2001.

INPE
São José dos Campos
2002

550.837.211

BOLOGNA, M. S.

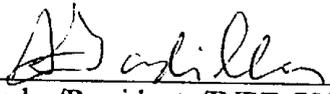
Investigação magnetotelúrica da litosfera na província ígnea do alto Paranaíba / M. S. Bologna - São José dos Campos: INPE, 2001.

225p. – (INPE-8603-TDI/788).

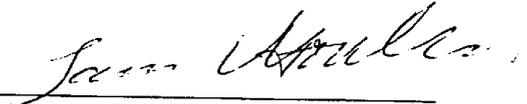
1.Estudos magnéticos. 2.Giomagnetismo. 3.Condu-
tividade. 4.Litosfera. 5.Crátons. I.Título.

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutor em Geofísica Espacial.**

Dr. Antonio Lopes Padilha


Orientador/Presidente/INPE-SJC/SP

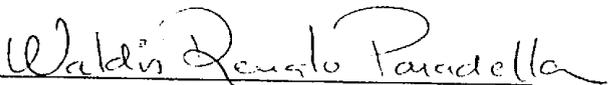
Dr. Ícaro Vitorello


Orientador/INPE-SJC/SP

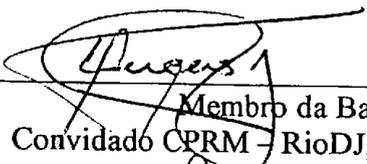
Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra


Membro da Banca/INPE-SJC/SP

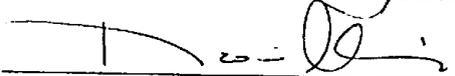
Dr. Waldir Renato Paradella


Membro da Banca/INPE-SJC/SP

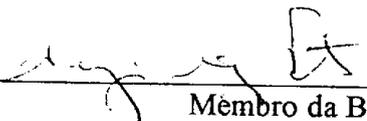
Dr. Luiz Augusto Bizzi


Membro da Banca
Convidado CPRM - RioDJ, RJ

Dr^a Naomi Ussami


Membro da Banca
Convidada USP - São Paulo, SP

Dr. Sérgio Luiz Fontes


Membro da Banca
Convidado ON/MCT - RioDJ, RJ

Candidato (a): Maurício de Souza Bologna

São José dos Campos, 11 de julho de 2001.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, pela importância direta no desenvolvimento deste trabalho, aos meus orientadores Antonio Lopes Padilha e Ícaro Vitorello.

Ao companheiro de grupo Marcelo Banik, pela colaboração contínua em vários aspectos ao longo desse período, incluindo as viagens de campo.

Ao pessoal do laboratório de Geofísica, em especial, ao Anísio pelo empenho nas campanhas para coleta de dados.

Agradeço ao Luiz Augusto Bizzi e a SOPEMI, que prestou auxílio logístico nas 3 campanhas realizadas. Em particular, ao Sr. Milton, que nos acompanhou na campanha do ano de 1998, e ao Sinval, presente nas campanhas de 1999 e 2000.

Ao Departamento de Geofísica do ON/CNPq, pela gentileza em ceder seus equipamentos de longo período em uma de nossas campanhas.

Ao Departamento de Geofísica do IAG-USP, por disponibilizar seu banco de dados gravimétricos.

Ao Stephan Stephany e ao Mário Sérgio Teixeira, desta instituição, pelo auxílio na instalação da biblioteca NAG e compilação do código Strike – versão 3.1.

Ao CNPq, pela concessão de bolsa, e à CAPES, pelo financiamento dos trabalhos de campo.

Aos fiéis amigos Daniel e Xirim, sempre preparados para ajudar, seja lá no que for. Finalmente, mas não menos importante, à Mara, por seu amor e apoio, tão fundamentais em qualquer circunstância.

RESUMO

Sondagens magnetotélúricas (MT) são apresentadas para a região da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), uma importante província diamantífera Cretácea no oeste de Minas Gerais. Além de sondagens convencionais de banda larga, apropriadas para investigações em escala crustal, sistemas MT de longo período foram utilizados para investigações do manto litosférico. Este estudo objetiva avaliar o potencial da técnica MT em estudos tectônicos nas condições do território brasileiro, particularmente numa área bem caracterizada por estudos petrológicos e geoquímicos mas praticamente desconhecida em seus aspectos geofísicos. O uso conjunto de dados de banda larga e de longo período resultou uma ampla faixa espectral, de centésimos de segundos a cerca de 14000 s, a qual permitiu conseguir importantes informações da crosta e do manto litosférico. A análise de dados indicou uma região bastante complexa, compreendida de várias anomalias de resistividade, efeitos indutivos 3D e distorções galvânicas em dados na faixa de banda larga devido a estruturas rasas, anisotropia na crosta média, variações azimutais das anisotropias, variações da direção geoeétrica ao longo do perfil e com a profundidade, e distorções galvânicas em dados de longo período em decorrência da anisotropia crustal. Com a aplicação de algoritmos esses problemas foram minimizados anteriormente à inversão de dados e, em conseqüência, a precisão dos resultados foi melhorada. A inversão dos dados de períodos curtos (até 53 s), de um perfil NNE com extensão de 100 km na metade sudoeste da APIP, identifica uma zona condutora uniforme de condutância de 25 S e limitada entre 3 e 5 quilômetros de profundidade. O mecanismo de condução nesse caso poderia ser proveniente de fluídos salinos, filmes de grafita interconectados ou uma combinação de ambos. Por causa de sua profundidade, essa anomalia foi interpretada como sendo uma zona fraturada possivelmente associada à base das dobras e empurrões brasileiros que recobrem o embasamento cristalino e ofuscam os limites em superfície da porção sudoeste do Cráton do São Francisco. Em torno de 10-15 km uma camada com condutância de 200 S apresenta uma anisotropia que poderia estar relacionada à macro estruturas (enxames crustais de diques) ou à micro propriedades (fases condutoras ao longo de direções preferenciais). O comportamento complexo da anisotropia requer maiores estudos. A inversão dos dados de períodos acima de 53 s incluiu sítios de sondagem ao longo de toda região da APIP, compondo um perfil NE de extensão aproximada de 180 km. Os resultados mostram que o manto sob a APIP é heterogêneo, sendo mais condutivo sob as bordas das bacias do Paraná e Alto

Sanfranciscana. Estas variações nas propriedades elétricas são compatíveis com a evolução tectônica da APIP, desenvolvida entre duas sub-bacias (Uberaba e Abaeté), com soerguimento na parte central e subsidência nas sub-bacias. A concordância com dados petroquímicos sugerindo que as rochas máfica e ultramáficas foram originadas em profundidades distintas do manto heterogêneo, sustenta a hipótese de que as variações de condutividade representem assinaturas do evento termal Cretáceo.

MAGNETOTELLURIC INVESTIGATION OF THE LITHOSPHERE IN THE ALTO PARANAÍBA ÍGNEOUS PROVINCE

ABSTRACT

Magnetotelluric (MT) soundings are presented for the region of Alto Paranaíba Igneous Province (APIP), an important Cretaceous diamondiferous province in western Minas Gerais State. In addition to conventional wideband soundings, suitable for crustal scale investigations, long period MT systems were used to investigate the mantle lithosphere. This study is focused on the potential of the MT technique to provide tectonic insights in an area with petrological and geochemical information, but is poorly known in a geophysical sense. By using wideband and long period data together we have worked in a dynamical range from about 0,001 s until 14000 s, which allowed us to get important information from the crust and the lithospheric mantle. Data analyses have indicated the presence of distinct electrical anomalies, affected by 3D induction effects and galvanic distortions due to shallow structures, anisotropy at intermediate crustal depths, azimuthal variations of the anisotropy, variations of the electrical strike along distance and with depth, and galvanic distortions on long period data due crustal anisotropy. Therefore, pre-inversion algorithms were applied to minimize such problems and consequently increase the accuracy of the results. The inversion of the short period data (up to 53 s) over a 100 km profile from southwestern half of the studied area has identified a uniform conducting zone with conductance of 25 S between 3 and 5 km. The source of the conduction mechanism could be saline fluids, interconnected graphite films, or a combination of both. Because of its depth this feature has been interpreted as a possible fractured zone associated with the sole of thrust and fold faults of the Brasília Belt, which is overthrust onto crystalline terranes of southwestern border of São Francisco Craton. At about 10-15 km depth a conducting layer with conductance of 200 S over the same southwestern portion presents an anisotropy that could be related to macro structures crustal swam of dikes or deep fractured zones (micro properties). The complex behavior of the anisotropy requires further studies. The inversion of long period data has included sites across the entire APIP, in a 180 km long NE profile. The results show a heterogeneous mantle, more conductive beneath the borders of both Paraná and Alto Sanfranciscana basins and resistive in the central part of the profile, over the Brasília Belt. Such variations on the electrical properties of the mantle are compatible with the tectonic evolution of the APIP, developed between two sub-basins (Uberaba and Abaeté) with uplift at the central part and subsidence at the sub-basins. The agreement with petrochemical data suggesting the mafic and ultramafic intrusions originated at distinct depths from heterogeneous mantle

sources, supports the implications of the conductive variations to mechanical and rheological characteristics.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 –INTRODUÇÃO	19
1.1 - Tectônica da região.....	22
1.2 - Geologia local	26
1.3 - Dados geofísicos disponíveis na literatura	28
CAPÍTULO 2 – METODOLOGIA MT	31
2.1 - Teoria	31
2.1.1 - Sinais	31
2.1.2 - Fundamento	31
2.1.3 - Características elétricas da crosta e do manto superior.....	37
2.1.4 - O tensor MT	40
2.2 - Instrumentação utilizada	45
2.3 - Programas computacionais disponíveis	50
CAPÍTULO 3 – AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	53
3.1 - Instalação dos equipamentos.....	53
3.1.1 - Equipamentos de longo período	54
3.1.2 - Equipamentos de banda larga	56
3.2 - Campanhas MT.....	57
3.3 - Processamento	63
3.3.1 - Considerações gerais.....	63
3.3.2 - Dados de banda larga	66
3.3.3 - Dados de longo período	67
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS	71
4.1 - Introdução	71
4.2 - Decomposição do tensor MT	72
4.2.1 - O método Groom-Bailey (GB).....	72

4.2.2 - Aplicação aos dados experimentais	75
4.3 – Decomposição GB em dados rasos (crosta)	91
4.4 – Azimute geoeétrico regional da parte crustal.....	100
4.4.1 - Informações adicionais à decomposição GB	100
4.4.2 - Composição do perfil 2D APIP-BL1	106
4.5 - Decomposição GB em dados profundos (manto)	107
4.6 - Azimute geoeétrico regional da parte subcrustal.....	118
4.6.1 - Informações adicionais à decomposição GB	118
4.6.2 - Composição do perfil 2D APIP-LP1	119
CAPÍTULO 5 – INVERSÃO 2D	121
5.1 - Introdução	121
5.2 - Inversão dos dados rasos (perfil APIP-BL1)	124
5.2.1 - Correção da anisotropia local.....	124
5.2.2 - Resultados	126
5.2.3 - Discussão.....	132
5.3 - Inversão dos dados profundos (perfil APIP-LP1)	140
5.3.1 - Inversão do modo TE	142
5.3.2 - Inversão do modo TM	147
5.3.3 - Inversão simultânea TE+TM	148
5.3.4 - Discussão.....	155
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES	165
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	173
APÊNDICE A – DADOS BRUTOS	187
APÊNDICE B – DADOS DECOMPOSTOS	193
B1 - Decomposição GB dos dados do perfil APIP-BL1	194
B2 - Decomposição GB dos dados do perfil APIP-LP1	205
APÊNDICE C – AJUSTE DOS DADOS INVERTIDOS	215
C1 - Perfil APIP-BL1: inversão TM.....	216

C2 - Perfil APIP-LP1: inversão TE.....	219
C3 - Perfil APIP-LP1: inversão TM.....	221
C4 - Perfil APIP-LP1: inversão TE+TM	223

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1.1 - Localização da área de estudo	23
1.1.2 - Evolução Fanerozóica da região da APIP	25
1.2.1 - Litologias atravessadas pela linha MT	27
2.1.1.1 - Espectro das flutuações do campo geomagnético	32
2.1.3.1 - Resistividade elétrica de alguns materiais presentes na crosta e no manto terrestres	38
2.2.1 - Arranjo esquemático do sistema de banda larga GMS05	47
2.2.2 - Arranjo esquemático do sistema de longo período LRMT	49
3.2.1 - Sítios locados e o tipo de sondagem em cada campanha MT	59
3.2.2 - Composição de respostas de banda larga e de longo período do sítio de sondagem 002	60
3.3.3.1 - Composição de dados de longo período processados pelos códigos de Jones e de Egbert do sítio 006	69
4.2.2.1 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 009	77
4.2.2.2 - Parâmetros da decomposição GB com “shear” restringido a – 10° dos dados do sítio 009	79
4.2.2.3 - Parâmetros da decomposição GB com “shear” e o azimute geométrico restringidos a –10° e 40°, respectivamente, dos da- dos do sítio 009	80
4.2.2.4 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados do sítio 009. (b) Ajuste as impedâncias escalonadas	81

4.2.2.5 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 006	82
4.2.2.6 - Parâmetros da decomposição GB com o azimute geoeletrico restringido a 20° dos dados do sítio 009.....	84
4.2.2.7 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 004	85
4.2.2.8 - Parâmetros da decomposição GB com o azimute geoeletrico restringido a 20° para os dados do sítio 004	87
4.2.2.9 - Histogramas polares do azimute geoeletrico obtido pela decomposição GB livre em 9 bandas independentes de cada sítio MT	89
4.3.1 - Direção geoeletrica dos dados rasos para cada sítio da APIP.....	92
4.3.2 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 009. (b) Ajuste às impedâncias escalonadas.....	93
4.3.3 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 19. (b) Ajuste às impedâncias escalonadas.....	95
4.3.4 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 16. (b) Ajuste às impedâncias escalonadas.....	96
4.3.5 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 002. (b) Ajuste às impedâncias escalonadas.....	98
4.3.6 - Parâmetros da decomposição GB com o azimute geoeletrico restringido a 30° dos dados rasos do sítio 006.....	99
4.4.1.1 - Vetores reais de indução dos dados rasos	102

4.4.1.2 - Mapa de anomalias Bouguer da região em torno da APIP juntamente com a posição dos sítios de sondagem deste trabalho	104
4.5.1 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados profundos do sítio de sondagem 008.....	108
4.5.2 - Parâmetros da decomposição GB com o azimute geoeletrico restringido a 46° dos dados profundos do sítio 008.....	109
4.5.3 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados profundos do sítio 008. (b) Ajuste as impedâncias escalonadas	110
4.5.4 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados profundos do sítio 114	112
4.5.5 - (a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados profundos do sítio 114. (b) Ajuste as impedâncias escalonadas	113
4.5.6 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados profundos do sítio de sondagem 004.....	115
4.5.7 - Parâmetros da decomposição GB com o azimute geoeletrico restringido a 46° dos dados profundos do sítio 004.....	116
4.6.1.1 - Vetores reais de indução dos dados acima de 53 s	117
5.2.1.1 - Resistividade aparente antes e após a correção de anisotropia local aplicada nos dados rasos dos sítios 19 e 16.....	125
5.2.2.1 - Pseudo seções de fases dos modos de propagação TE e TM dos dados do perfil APIP-BL1.....	127
5.2.2.2 - Modelo RRI resultante da inversão 2D do modo TM dos dados do perfil APIP-BL1	130
5.2.2.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo ilustrado na Figura 5.2.2.2	131

5.2.3.1 - Azimutes e amplitudes da anisotropia elétrica crustal na sua direção de maior condutividade.....	136
5.3.1 - Pseudo seções das fases dos modos de propagação TE e TM dos dados do perfil APIP-LP1.....	141
5.3.1.1 - Modelo geoeletrico RRI de partida para a inversão 2D dos dados do perfil APIP-LP1	144
5.3.1.2 - Modelo geoeletrico RRI resultante da inversão 2D do modo TE dos dados do perfil APIP-LP1.....	145
5.3.1.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo ilustrado na Figura 5.3.1.2.....	146
5.3.2.1 - Modelo geoeletrico RRI resultante da inversão 2D do modo TM dos dados do perfil APIP-LP1	149
5.3.2.2 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo ilustrado na Figura 5.3.2.1	150
5.3.3.1 - Modelo geoeletrico RRI resultante da inversão 2D simultânea dos modos TE e TM dos dados do perfil APIP-LP1	152
5.3.3.2 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados (modo TE) para o modelo ilustrado na Figura 5.3.3.1	153
5.3.3.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados (modo TM) para o modelo ilustrado na Figura 5.3.3.1.....	154
5.3.4.1 - Resultados das modelagens flexural e gravimétrica num perfil NE próximo a APIP.....	157
5.3.4.2 - Modelo petroquímico das variações relativas da profundidade da fonte geradora de magmas na região da APIP.....	160
5.3.4.3 - Família de geotermas construída a partir de informações regionais.....	162

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1.1 - Bandas espectrais do sistema MT de banda larga GMS05	46
4.2.2.1 – Intervalos de período adotados na decomposição GB	90

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) relaciona-se temporalmente a diversas outras províncias alcalinas que se desenvolveram ao redor da Bacia do Paraná durante a abertura do Atlântico Sul. Porém, sua diversidade de rochas, incluindo intrusivas kimberlíticas, complexos carbonatíticos e um expressivo magmatismo de afinidade kamafugítica, e sua significativa ocorrência de diamantes têm chamado a atenção e proporcionado um grande avanço no conhecimento petrológico e geoquímico desta província. Por outro lado, devido à ausência de estudos geofísicos em escala apropriada, a estrutura litosférica da região é praticamente desconhecida, o que tem impedido o avanço do seu conhecimento tectônico.

O estudo magnetotelúrico (MT) deste trabalho contribui significativamente para o conhecimento das estruturas da região crustal e do manto sob a APIP, fornecendo novos vínculos aos modelos de evolução formulados. O parâmetro determinado neste caso é a resistividade elétrica (ou sua recíproca, a condutividade elétrica), que por sua ampla variação no interior da Terra torna o método MT muito sensível a ocorrência de anomalias. Sondagens MT utilizam-se das variações naturais do campo magnético externo da Terra como fonte de sinal para investigar a distribuição de resistividade elétrica do interior terrestre. Essas variações magnéticas induzem correntes elétricas no interior terrestre, às quais associam-se campos elétricos cujas intensidades dependem diretamente da resistividade do meio. Devido à resposta difusiva do interior da Terra, os campos eletromagnéticos são amortecidos proporcionalmente à raiz quadrada do período de oscilação. Então, para um meio homogêneo, quanto maior o período maior a penetração do sinal.

As sondagens MT fornecem informações sobre as variações de resistividade em subsuperfície, tanto lateralmente como em profundidade, através de medidas simultâneas na superfície da Terra das componentes ortogonais do campo eletromagnético. As razões entre estas componentes são calculados

em diferentes períodos e em vários locais. Além do período, a profundidade de investigação também depende diretamente da resistividade elétrica do meio, de tal forma que as maiores profundidades, para um certo período, são investigadas sob regiões com resistividades mais elevadas, como por exemplo sob terrenos precambrianos em comparação às bacias sedimentares.

Anomalias de resistividade elétrica na crosta e no manto superior podem ser causadas por diversos fatores, geralmente associados à história tectônica da região. Decréscimos de resistividades verificados em zonas ativas de subducção geralmente são atribuídos a fluídos salinos em profundidades inferiores a 40 km (Jones, 1992). Em regiões cratônicas, decréscimos de resistividade podem estar associados à presença de minerais condutores (Jones et al., 1997; Mareschal et al., 1995) e a diferenciações geoquímicas das rochas (Boerner et al., 1999). De uma forma geral, a condução elétrica é sensível à temperatura, que tende a aumentar gradualmente com a profundidade. Entretanto, variações abruptas de resistividade podem ocorrer em profundidades aproximadas às descontinuidades sísmicas (Schultz et al., 1993), especialmente no topo da astenosfera, onde a condução deve ser favorecida pela interconexão de materiais parcialmente fundidos.

Estudos MT em escala crustal tipicamente utilizam períodos da ordem de centésimos até centenas de segundos. Embora, teoricamente, o acesso a profundidades cada vez maiores seja possível medindo-se campos em períodos cada vez mais longos, na prática, isso ainda é difícil devido a limitações tanto instrumentais como nas técnicas de processamento de dados. Investigações MT do manto existem desde a década de 70, mas somente nos últimos anos, com o desenvolvimento de sensores de alta qualidade para períodos mais longos (até 30000 s), juntamente com o avanço na metodologia de processamento de dados, trabalhos ligados a sondagens MT profundas têm sido publicados com mais frequência.

Este trabalho consiste de um estudo MT com ampla faixa de períodos na região da APIP. Além do equipamento convencional para investigações em

escala crustal, equipamentos de longo período são utilizados pela primeira vez no país para a determinação da estrutura litosférica. Esses equipamentos de longo período foram desenvolvidos e têm sido amplamente utilizados em altas latitudes, particularmente no Canadá, em condições bastante distintas daquelas aqui observadas. Um dos objetivos deste trabalho é também verificar o potencial de sondagens de longo período em estudos tectônicos nas condições do território brasileiro. Uma diferença inevitável que surge nas medidas MT em relação a países como o Canadá refere-se à fonte de sinais MT, pois em baixas latitudes as variações geomagnéticas em geral, mas sobretudo em períodos mais longos, são menos intensas. A região escolhida para este estudo reúne condições favoráveis para esse teste. O avançado conhecimento petroquímico da APIP permite confrontar os modelos geoquímicos do manto com os resultados MT. Adicionalmente, a região de estudo localiza-se na porção sudoeste do Cráton do São Francisco, que é em parte coberto pelos terrenos metamórficos da Faixa Brasília. Uma vez que as intrusões da APIP alojam-se restritamente à Faixa Brasília, a maioria dos modelos geodinâmicos propostos para a região assume que a litosfera deva ser menos espessa e frágil sob a APIP (ver, por exemplo, Gibson et al., 1995). A determinação das estruturas elétricas da litosfera deve contribuir significativamente para restringir esses modelos geodinâmicos.

Na seqüência do texto desta monografia, descrevem-se na segunda parte deste capítulo os aspectos sobre a geologia e a tectônica relevantes para este estudo. Em seguida os fundamentos teóricos do método MT, juntamente com a instrumentação e os programas computacionais utilizados nesta pesquisa são expostos no capítulo 2. O capítulo 3 refere-se à aquisição de dados, onde se comentam as estratégias e os problemas encontrados durante as campanhas realizadas. A análise dos dados é apresentada no capítulo 4, o qual é em grande parte dedicado à decomposição do tensor de impedâncias. O capítulo 5 refere-se à inversão e interpretação dos dados. As conclusões encontram-se no capítulo 6. Finalmente, nos apêndices, encontra-se uma exposição completa dos dados brutos, analisados e modelados.

1.1 TECTÔNICA DA REGIÃO

A área de estudo localiza-se na borda sudoeste do Cráton do São Francisco, numa região centrada aproximadamente na cidade de Coromandel, no oeste do Estado de Minas Gerais. O embasamento da área (Figura 1.1.1) é composto por terrenos metamórficos da Faixa Brasília, sobre os quais se assentam os sedimentos e vulcânicas das bacias do Paraná, a sudoeste, e Alto Sanfranciscana, a nordeste, além de várias intrusivas alcalinas concentradas, principalmente, na sua parte central.

O Cráton do São Francisco foi retrabalhado pela última vez durante o evento Transamazônico, ao redor de 1,8 Ga (Teixeira et al., 1996), e é considerado um núcleo remanescente de uma unidade cratônica mais ampla denominada Cráton do Paramirim (Almeida et al., 1980), amalgamado no Ciclo Brasileiro, 750-450 Ma (Almeida, 1986). Na região sudoeste, as rochas cristalinas arqueanas do Cráton do São Francisco são ocultadas pela cobertura brasileira e seus limites em superfície e em profundidade não são bem determinados. O limite tradicional de Almeida (1977) baseia-se no grau de deformação dessa cobertura e coloca tal transição a leste da região de estudo. No entanto, o próprio autor tem modificado esse limite em superfície, trazendo-o em direção à área de estudo (Almeida, 1981; Almeida, 1993). Outros autores, extrapolando resultados de campo e de análises estruturais na parte sul do cráton, onde as rochas cristalinas encontram-se expostas, também sugerem que o cráton possa estar sob a região de Coromandel (Pires, 1986; Tompkins e Gonzaga, 1989).

Os registros geológicos da região do Alto Paranaíba sugerem uma longa evolução marcada por várias reativações durante sua história geológica. Durante o Proterozóico, o ambiente tectônico distensivo propiciou a deposição de sedimentos continentais, fluviais e marinhos nas margens sudoeste do Cráton do São Francisco (Marini et al., 1981). Subseqüentemente, com a atuação compressiva do evento Brasileiro, toda a seqüência sedimentar foi comprimida e empurrada em direção ao cráton por distâncias estimadas

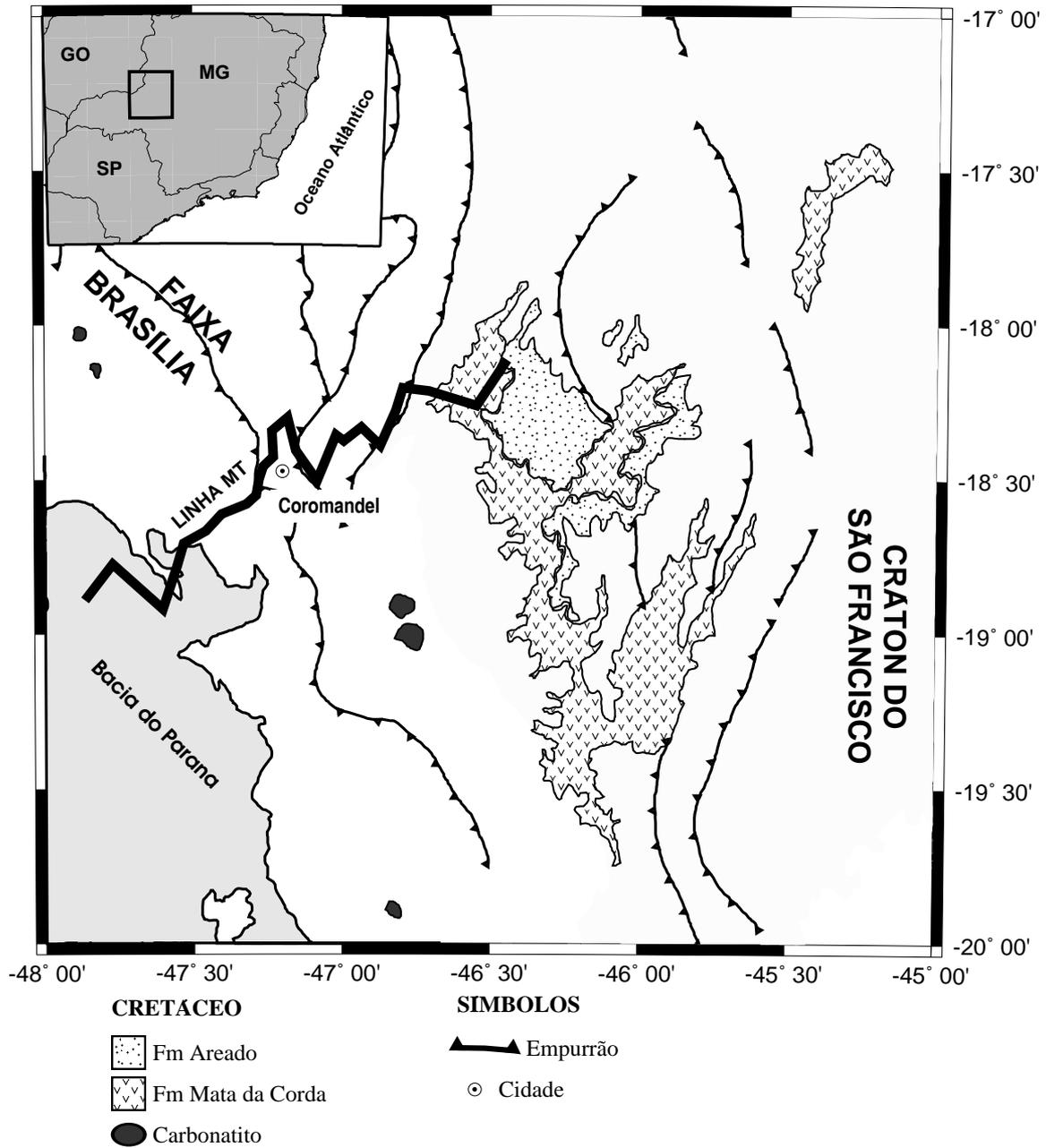


Fig. 1.1.1 - Localização da área de estudo. A região situa-se na porção SW do Cratão do São Francisco, no oeste de Minas Gerais. A linha MT cruza a borda nordeste da Bacia do Paraná, os terrenos metamórficos da Faixa Brasília e as Formações Areado e Mata da Corda da Bacia Alto Sanfranciscana.

superiores a 150 km (Valeriano e Simões, 1997). Presentemente, esses sedimentos compõem a Faixa Brasília, preservada como um pacote de metassedimentos com seqüências em contato por falhas de empurrão de baixo ângulo e com vergência rumo ao Cráton do São Francisco.

A evolução Fanerozóica da região, até o final do Período Cretáceo, é esquematizada na Figura 1.1.2. Durante o Paleozóico, e no início do Mesozóico, a deposição dos sedimentos basais da Bacia do Paraná (Grupos Paraná, Passa Dois e Tubarão) segundo a direção NW-SE foi controlada pela Flexura de Goiânia, uma estrutura ativa desde o Precambriano, quando influenciou a deposição dos Grupos Canastra e Ibiá (Campos e Dardenne, 1997). Na transição do Jurássico para o Cretáceo, o pacote sedimentar Botucatu, na Bacia do Paraná, é recoberto pela Formação Serra Geral, enquanto que a leste da região do Alto Paranaíba desenvolve-se a Bacia Alto Sanfranciscana, representada localmente pela Sub-bacia Abaeté, na qual depositaram-se os sedimentos da Formação Areado. Nesse período, a borda leste da Bacia do Paraná no oeste de Minas Gerais muda sua orientação para uma direção geral NNW em consequência da movimentação de blocos falhados ocorrida pela reativação de falhas antigas (Hasui et al., 1975). O Cretáceo Superior é marcado pelo ápice do desenvolvimento do Soerguimento do Alto Paranaíba, concomitante com a ocorrência de magmatismo potássico e máfico-ultramáfico em torno de 85 Ma que viria a dar origem à Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP). Em seguida, desenvolve-se a depressão Uberaba na Bacia do Paraná, onde se depositam uma seqüência de rochas epiclásticas-vulcanoclásticas conhecida como Fácies Uberaba. Na Sub-Bacia Abaeté, uma seqüência similar é depositada (Fácies Capacete) como parte da Formação Mata da Corda. No fim do Cretáceo, as seqüências sedimentares do Grupo Bauru e da Formação Urucuia (Bacias do Paraná e Alto Sanfranciscana, respectivamente) se expandem, tendo como divisor a área do Soerguimento do Alto Paranaíba.

S50W

N50E

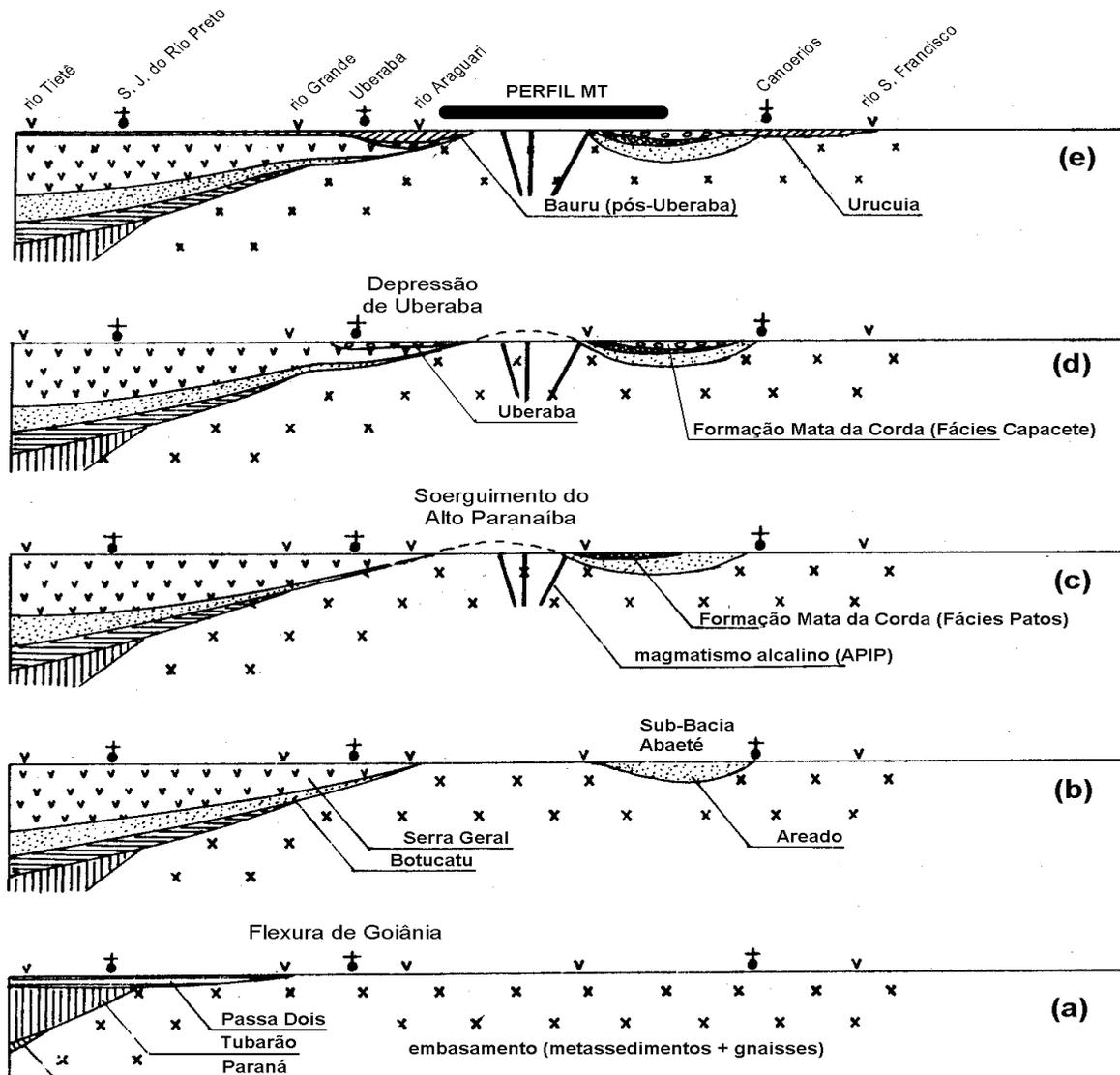


Fig. 1.1.2 - Evolução Fanerozóica do oeste de Minas Gerais. Períodos: (a) Paleozóico, (b) Cretáceo Superior-Júrássico Inferior, (c) Cretáceo Superior (80-100 Ma), (d) Cretáceo Superior, (e) final do Cretáceo Superior.

FONTE: modificada de Hasui e Haralyi (1991).

Em termos regionais, a APIP é uma das várias províncias alcalinas do Cretáceo Superior que ocorre ao redor da Bacia do Paraná. Alinha-se na direção NW-SE a um conjunto de outras províncias de rochas alcalinas que se estendem por cerca de 2000 km, coincidindo com uma série de cinturões Neoproterozóicos que margeiam a borda norte da Bacia do Paraná (Gibson et al., 1995). Diversas propostas foram aventadas para o mecanismo geodinâmico responsável pelo magmatismo potássico e máfico-ultramáfico do Cretáceo Superior, sendo as duas principais relacionadas ao prolongamento continental de zonas de fraturas oceânicas (Marsh, 1973) e à localização de uma pluma no manto e sua trajetória (Ulbrich & Gomes, 1981; Gibson et al., 1995; Thompson et al., 1998). Entretanto, argumentos desfavoráveis ao modelo de pluma têm sido apresentados em diversas publicações (Turner et al., 1999; Comin-Chiaramonti et al., 1999). A ocorrência dos corpos intrusivos restrita às faixas remobilizadas do Neoproterozóico é usada nessas propostas como argumento para caracterizar qualitativamente essas faixas como zonas “frágeis” ou “finas” (“weakness”, “thinspots”) e com litosferas menos espessas, definindo pois condições mais apropriadas para reativações geodinâmicas envolvendo material do manto. A ausência de informações geofísicas da litosfera impede, porém, o teste de tais modelos.

1.2. GEOLOGIA LOCAL

A descrição da geologia local segue em linhas gerais os trabalhos de Hasui et al. (1975), Almeida et al. (1980), Marini et al. (1984) e Hasui e Haralyi (1991). No sudoeste da área de estudo (Figura 1.2.1) predominam as seqüências litológicas do Grupo Bauru, depositadas na depressão Uberaba. Na sua parte basal ocorre a Fácies Uberaba, um pacote vulcano-clástico com espessura máxima da ordem de 80 m, na região de Uberaba. Seus componentes detríticos derivam de basaltos da Formação Serra Geral, bem como de rochas alcalinas da APIP e de metamorfitos pré-cambrianos da Faixa Brasília. O restante do pacote Bauru, superposto à Fácies Uberaba, envolve aportes de

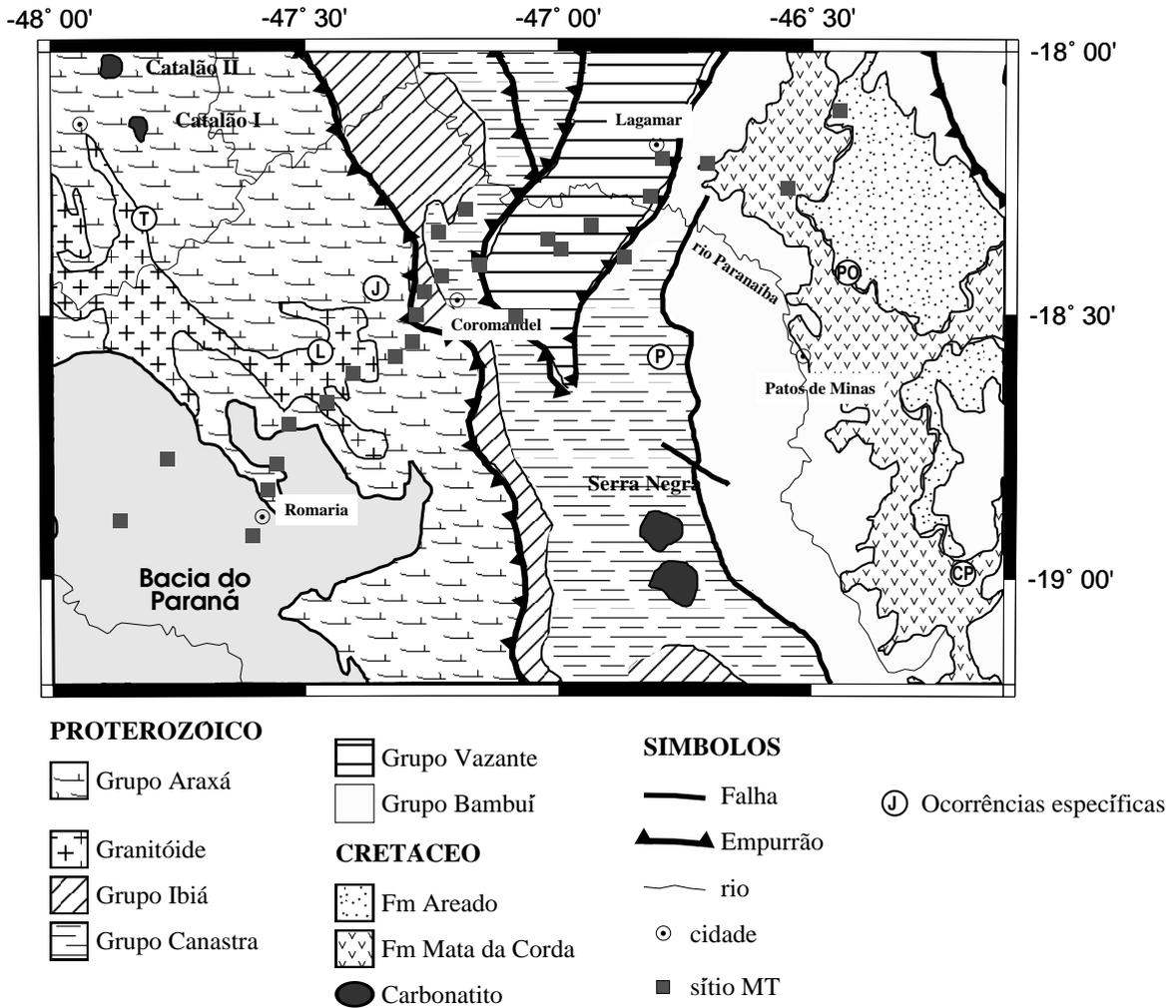


Fig. 1.2.1 - Litologias atravessadas pela linha MT.

detritos do embasamento cristalino e alcança cerca de 220 m na região de Uberaba, adelgaçando-se para as bordas. Fora da Bacia do Paraná, rumo ao nordeste, a primeira ocorrência da Faixa Brasília são os metassedimentos que compõem o Grupo Araxá, predominando gnaisses, xistos verdes, quartzitos e filitos, com granitóides associados. O Grupo Canastra engloba filitos e quartzitos enquanto que o Grupo Ibiá, na altura de Coromandel, comporta basicamente xistos magnesianos. Na região de Lagamar ocorre o Grupo Vazante, disposto grosseiramente na direção norte-sul e composta por filitos, ardósias, quartzitos, metassiltitos e abundantes dolomitos de origem algal. A parte mais interna da Faixa Brasília é composta por rochas do Grupo Bambuí, que inclui ardósias, calcários, metassiltitos e metaconglomerados.

Superpostas ao Grupo Bambuí, no extremo nordeste da área desta pesquisa, assentam-se as rochas Cretáceas das Formações Areado e Mata da Corda, nos domínios da Bacia Alto Sanfranciscana, localmente designada de Sub-Bacia Abaeté. A Formação Areado constitui a seqüência basal dessa bacia e compõe-se de uma sucessão de sedimentos fluviais, lacustres, eólicos e deltáicos. A seqüência de topo da Sub-Bacia Abaeté é a Formação Mata da Corda, que engloba uma pilha de lavas de kamafugitos (Fácies Patos) e termos vulcanoclásticos (Fácies Capacete) depositados em condições subaquosas, além de arenitos argilosos com pouca contribuição vulcânica (Fácies Urucuia). Em particular, a Fácies Capacete é muito similar em diversos aspectos à Fácies Uberaba, da Bacia do Paraná (Hasui et al., 1975).

1.3 DADOS GEOFÍSICOS DISPONÍVEIS NA LITERATURA

Diversos estudos geofísicos, em escalas variadas, foram realizados nas circunvizinhanças da região em estudo. A melhor cobertura é aquela obtida a partir de dados gravimétricos, que fazem parte do banco de dados do IAG-USP e possuem resolução de 5'x 5' (Molina et al., 2000). Os mesmos foram utilizados, recentemente, para fornecer informações sobre a espessura elástica da litosfera a partir da modelagem flexural da placa Sanfranciscana (Ussami, 1999). Entre os perfis modelados naquele estudo, um deles situa-se a cerca de

50 km a noroeste da linha de sondagens MT deste levantamento. As implicações de tal estudo, assim como de outras interpretações gravimétricas mais antigas (por exemplo, Lesquer et al., 1981), para a interpretação das estruturas geológicas são apresentadas no capítulo 5.

Outros dados de métodos potenciais disponíveis são aqueles do levantamento aeromagnético conduzido no âmbito do convênio geofísico Brasil-Alemanha, nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Esse levantamento, efetuado nos anos de 1971 e 1972 pela companhia Prakla-Seismos GmbH (Alemanha), teve linhas de vôo equiespaçadas em 2 km na direção leste-oeste, com altura fixa de 350 m sobre o terreno, e linhas de controle norte-sul variáveis de 14 a 20 km. Um problema apontado em estudos posteriores (ver discussão mais extensa na página da CPRM; <http://www.cprm.gov.br/aero/1000/aero1000.htm>) foi o fato de o projeto ter sido voado em alturas barométricas (altitudes) diferentes, devido aos grandes desníveis topográficos da região. Com isso, os mapas magnéticos fornecidos apresentam o inconveniente de, em uma mesma folha na escala 1:100.000, coexistirem grupos de perfis levantados em altitudes diferentes. Essa pode ser uma das razões pelas quais esses dados tenham sido usados, predominantemente, em interpretações qualitativas (por exemplo, Bosum, 1973). Novamente, as implicações desses dados na interpretação MT são discutidas no capítulo 5.

Há também dois dados de densidade de fluxo térmico inferidos ao norte do perfil MT (Vitorello et al., 1980). Esses dados situam-se na região de Vazante, a cerca de 50 km, e na localidade de Morro Agudo, aproximadamente 40 km mais para o norte.

Dados sísmicos são, basicamente, provenientes de estações do projeto BLSP ("Brazilian Lithosphere Seismic Project") e de estações de companhias hidrelétricas. A partir desses dados, vários trabalhos têm sido derivados enfocando a Faixa Ribeira, as partes meridionais do Cráton do São Francisco e a Faixa Brasília, e a porção NNE da Bacia do Paraná. Esses trabalhos forneceram informação sobre o padrão de sismicidade (Assumpção et al.,

1997a), determinaram a espessura litosférica na Bacia do Paraná usando ondas de superfície (Snoke e James, 1997; Snoke, 2001), fizeram estudos sobre inversões da função de receptor (Assumpção, 1997b) e espalhamento de onda de cisalhamento (James et al., 1993) para estudos das estruturas crustal e litosférica, além dos estudos de tomografia sísmica de VanDecar et al.(1995), para a determinação das estruturas litosféricas profundas sob a Bacia do Paraná, Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e Faixa Ribeira.

Por fim, em termos de estudos magnetotelúricos, há o levantamento de Porsani e Fontes (1993) na parte central da Bacia do São Francisco, na altura do Rio Urucuia, composto de 43 sondagens distribuídas ao longo de 8 perfis. Mais ao sul da Bacia do São Francisco, e mais próximo à nossa área de estudo, há o levantamento de Travassos e Menezes (1999) usando a técnica EMAP, com 8 estações espaçadas entre si por aproximadamente 30 km na altura da cidade de João Pinheiro (MG). No outro extremo do perfil, há o estudo de Padilha et al.(1992) na porção nordeste da Bacia do Paraná, com 8 sondagens dispostas num perfil NE distando pelo menos cerca de 100 km da APIP. Destaque-se que todos esses estudos tiveram por objetivo levantar características geoeletricas da crosta local, pouco contribuindo para a interpretação dos dados da região da APIP.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA MT

2.1 TEORIA

2.1.1 Sinais

O método MT utiliza parte das flutuações temporais naturais do campo geomagnético para determinar a distribuição de condutividade elétrica do interior da Terra. A Figura 2.1.1.1 mostra o espectro de amplitude dos eventos associados ao método MT. Os eventos com período abaixo de 1 s são produzidos, principalmente, por fenômenos elétricos na baixa atmosfera, enquanto aqueles com período acima de 1 s os campos são resultantes de uma complexa interação entre o vento solar e as camadas de plasma que compõem a ionosfera e a magnetosfera terrestres. Conforme comenta Jones (1999a), em latitudes médias e altas há geralmente excelentes níveis de sinais em períodos acima de 10 s; por outro lado, entre 0,1 e 10 s existe um mínimo no espectro do campo telúrico e um máximo no espectro dos ruídos natural e cultural, com conseqüentes baixas razões sinal/ruído. Esta faixa espectral é conhecida como banda morta. Em baixas latitudes, como no caso do Brasil, as variações geomagnéticas naturais são muito mais fracas em decorrência das características de propagação, sobretudo das pulsações magnéticas. Devido a isso, a banda morta pode-se ampliar até períodos superiores a 10 s (Padilha, 1995).

2.1.2 Fundamento

A teoria eletromagnética elementar pode ser usada como um ponto de partida para se compreender como o método MT investiga a estrutura interna da Terra. Na presença de um campo magnético variável no tempo, correntes elétricas são induzidas em subsuperfície de acordo com a lei de Faraday. Estas correntes, por sua vez, geram um campo magnético secundário, que novamente serve como campo indutor. Esta cadeia fechada é representada, matematicamente, pelas equações de Maxwell

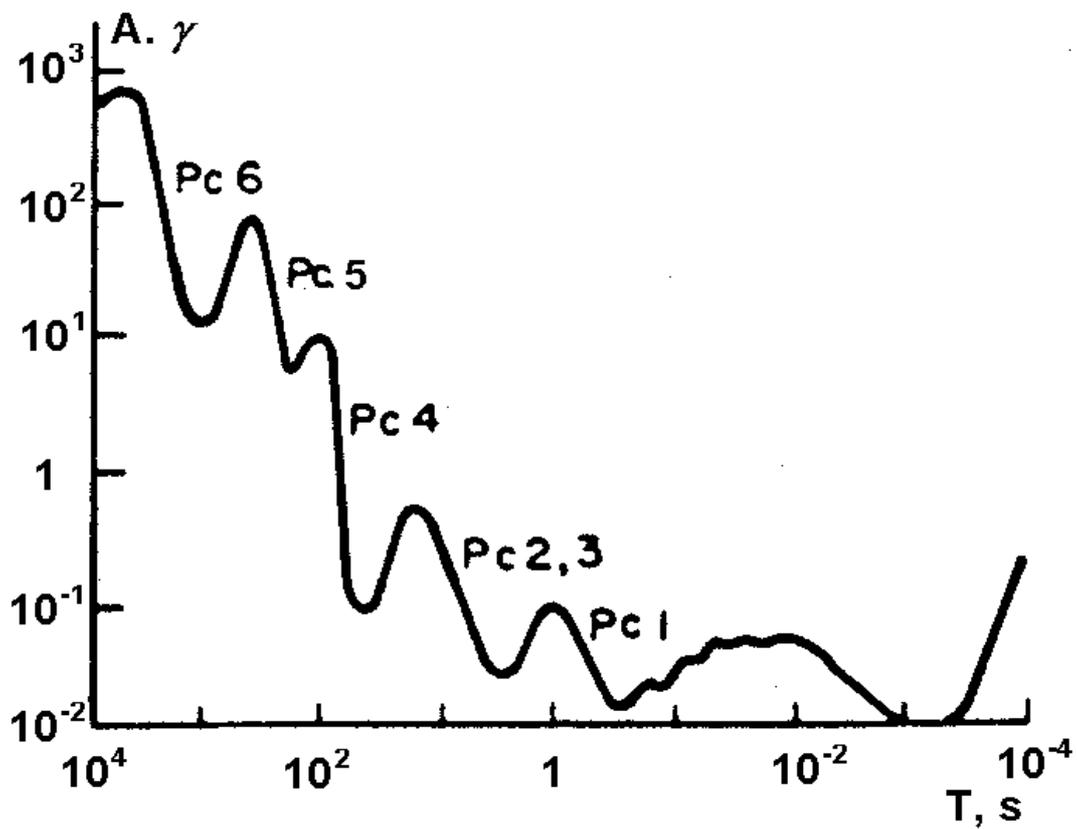


Fig. 2.1.1.1 - Espectro das flutuações do campo geomagnético.

FONTE: modificada de Kaufman e Keller (1981).

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1.2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \quad (2.1.2.2)$$

onde os vetores são:

E = intensidade de campo elétrico (em V/m)

B = indução magnética (em Wb/m² ou T)

H = intensidade de campo magnético (em A/m)

J = densidade de corrente (em A/m²)

D = deslocamento dielétrico (em C/m²)

O acoplamento das equações (2.1.2.1) e (2.1.2.2) é obtido através das chamadas relações constitutivas. Elas vinculam o comportamento do campo eletromagnético às características físicas do meio, dadas pela sua condutividade elétrica (σ), pela sua permeabilidade magnética (μ) e pela sua permissividade dielétrica (ε). Em um meio complexo, estas quantidades assumiriam formas tensoriais e poderiam variar no tempo e no espaço. No entanto, em estudos de indução, considera-se geralmente que o meio seja homogêneo e isotrópico e que nenhuma variação temporal das suas propriedades ocorra. Assim, as relações constitutivas podem ser escritas como

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.1.2.3a)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.1.2.3b)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}. \quad (2.1.2.3c)$$

Com a aplicação das relações (2.1.2.3), as equações de Maxwell (2.1.2.1) e (2.1.2.2) tornam-se funções apenas das intensidades dos campos elétrico (**E**) e magnético (**H**). Tomando-se uma dependência temporal senoidal ($e^{i\omega t}$) para estes campos, onde ω é a frequência angular, e após algumas manipulações

algébricas sobre as equações (2.1.2.1) e (2.1.2.2), obtêm-se as equações de onda, que podem ser representadas, genericamente, como

$$\nabla^2 \mathbf{L} = i\omega\mu\sigma\mathbf{L} - \omega^2 \varepsilon\mu\mathbf{L}, \quad (2.1.2.4)$$

sendo,

\mathbf{L} = campo elétrico (\mathbf{E}) ou o campo magnético (\mathbf{H}).

O primeiro termo do lado direito de (2.1.2.4) representa as correntes de indução das equações de Maxwell, enquanto que o segundo termo associa-se com as correntes de deslocamento. Levando-se em consideração a ordem de grandeza da condutividade elétrica dos minerais e rochas temos que

$$\omega^2 \varepsilon\mu \ll \omega\mu\sigma \quad (2.1.2.5)$$

para as freqüências típicas utilizadas em sondagens MT. Além do mais, nestas condições, a permeabilidade magnética do material em subsuperfície pode ser considerada, aproximadamente, constante e igual à permeabilidade magnética do espaço livre (μ_0), que no sistema SI vale $4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Com estas aproximações, a equação (2.1.2.4) se reduz a uma equação do tipo

$$\nabla^2 \mathbf{L} + k^2 \mathbf{L} = \mathbf{0}, \quad (2.1.2.6)$$

onde, $k = (-i\mu_0\sigma\omega)^{1/2}$ é um termo complexo chamado número de onda. Nota-se então que, para uma certa freqüência, o único parâmetro físico a ser determinado pelo método MT é a condutividade elétrica (σ). Outra observação é que a equação (2.1.2.6) descreve uma difusão, o que permite dizer que os campos MT comportam-se de forma similar a uma difusão térmica, mas com a importante diferença de que os campos MT são grandezas vetoriais e não escalares (Jones, 1999a).

A solução de (2.1.2.6) é facilitada quando a premissa de onda plana é utilizada, uma condição que é geralmente válida para o método MT. Além disso, quando a onda incide na superfície, devido ao grande contraste de condutividade em relação ao ar, ela é transmitida praticamente na direção vertical

independentemente do seu ângulo de incidência. Nestas condições, e considerando a Terra como sendo um meio espaço uniforme de condutividade elétrica (σ), a solução é do tipo

$$E_x = Ae^{-i(kz-\omega t)}, \quad (2.1.2.7)$$

onde, A é uma constante relacionada à amplitude do campo. O número de onda k , sendo uma grandeza complexa, pode ser escrito na forma

$$k = (1-i)/\delta, \quad (2.1.2.8)$$

onde,

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu_0\sigma} \right)^{1/2} \quad (2.1.2.9)$$

é a profundidade pelicular (“skin depth”). De acordo com o efeito pelicular da difusão de campos eletromagnéticos, a profundidade de penetração dos sinais MT será uma função apenas do período de oscilação do campo e da condutividade do meio. Em períodos curtos ($10^{-4} - 10^{-3}$ s), os sinais MT tipicamente penetram 0.5 – 10 km dentro da crosta terrestre, enquanto que em períodos longos ($10^3 - 10^4$ s) tipicamente penetram cerca de 100 km ou mais, já no manto superior (Ferguson et al., 1999).

Substituindo (2.1.2.8) em (2.1.2.7) é possível expressar E_x na forma

$$E_x = Ae^{-z/\delta} \cdot e^{-i(z/\delta-\omega t)}, \quad (2.1.2.10)$$

de onde se conclui que a amplitude do campo no meio espaço é dada por $Ae^{-z/\delta}$. Isto indica que o campo decai exponencialmente com a profundidade e que a profundidade pelicular δ é a profundidade no meio espaço onde a amplitude do campo é reduzida a $1/e$ do seu valor na superfície. Uma vez que δ depende da frequência da onda e da condutividade do meio, quanto menor a frequência e/ou menor a condutividade do meio, maior será a profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

De acordo com a lei de Ámpere, tem se que

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_y. \quad (2.1.2.11)$$

Aplicando esta relação em (2.1.2.10) obtém-se

$$H_y = \left(\frac{k}{i\omega\mu_0} \right) A e^{-i(kz-\omega t)}. \quad (2.1.2.12)$$

A razão entre as componentes E_x e H_y define a impedância Z do meio:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu_0}{k} = (1+i) \frac{\sqrt{2}}{2} (\omega\mu_0\rho)^{1/2}, \quad (2.1.2.13)$$

onde, $\rho = (1/\sigma)$, é a resistividade elétrica em ($\Omega.m$). Nota-se que este resultado independe do valor da profundidade (z), sendo igualmente válido para campos medidos na superfície ($z = 0$). Resolvendo esta expressão para a resistividade (ρ), tem-se que

$$\rho = \frac{1}{\mu_0\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (2.1.2.14)$$

ou, convertendo E_x e H_y para unidades usuais (mV/km e nT, respectivamente):

$$\rho \approx 0.2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2. \quad (2.1.2.15)$$

sendo, $T = 2\pi/\omega$, o período em (s).

As equações (2.1.2.14) e (2.1.2.9) formam a base do método MT. Elas indicam que a medida simultânea das componentes horizontais dos campos elétrico e magnético na superfície em vários períodos permite o acesso à distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície.

Outra informação que pode ser extraída da relação (2.1.2.13) é a fase da impedância ϕ , definida como:

$$\phi = \text{Arg}(Z) \quad (2.1.2.15)$$

Em um meio espaço homogêneo, a fase da impedância é constante e, como pode ser conferido em (2.1.2.13), igual a 45° . Para uma Terra com múltiplas camadas, onde a resistividade varia apenas com a profundidade (caso 1D), ambos parâmetros (ρ e ϕ) variam com o período e a estrutura em subsuperfície pode ser revelada através de técnicas numéricas de inversão. Em situações mais complexas, a resistividade e a fase podem variar também em uma das direções horizontais (2D) ou em ambas (3D), caracterizando a impedância como uma grandeza complexa tensorial.

2.1.3 Características elétricas da crosta e do manto superior

Como demonstrado na seção anterior, a única propriedade física do meio sensível às medidas MT é a resistividade (ou a condutividade) elétrica, que no intervalo de profundidade da crosta e do manto superior varia cerca de 7 ordens de magnitude (Figura 2.1.3.1) (Haak & Hutton, 1986). O conhecimento dos fatores que determinam sua variação é portanto fundamental à interpretação de dados MT.

Em baixas temperaturas a maioria dos minerais, praticamente, não conduz eletricidade, condicionando a ocorrência do fluxo de corrente aos constituintes minoritários interconectados da rocha, como soluções salinas, minerais altamente condutores (como a grafita e grande parte dos sulfetos), voláteis, e materiais fundidos. Na crosta superior, este caminho preferencial é fornecido principalmente por água mineralizada, presente nos espaços porosos de quase todas as rochas. Neste caso, a resistividade do meio é, freqüentemente, controlada pela sua porosidade e segue a lei de Archie (Archie, 1942)

$$\rho_t = \rho_w \phi^{-m}, \quad (2.1.3.1)$$

onde,

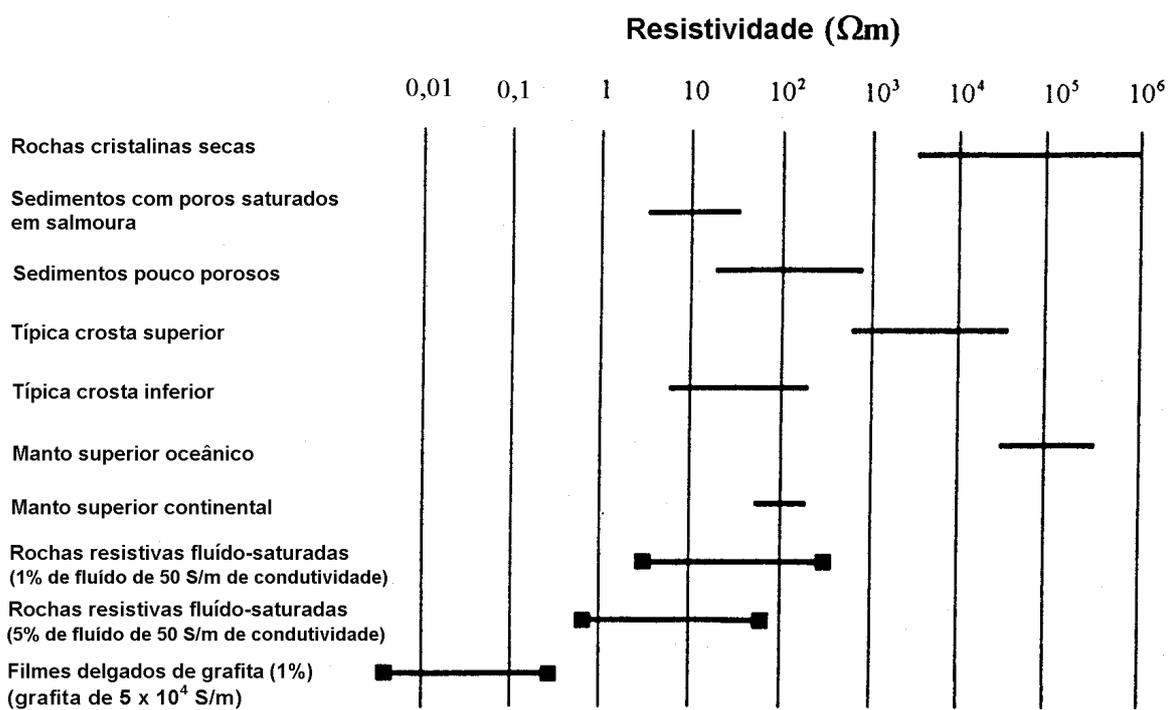


Fig. 2.1.3.1 - Resistividade elétrica de alguns materiais presentes na crosta e no manto terrestres.

FONTE: modificada de Haak e Hutton (1986).

ρ_t = resistividade total da rocha;

ρ_w = resistividade da fase intersticial;

ϕ = porosidade, expressa como uma fração por unidade de volume da rocha;

m = parâmetro com valor entre 1 e 2.

A porosidade geralmente reflete a litologia ou o grau de fraturamento do meio. Rochas sedimentares, como carbonatos e arenitos, são normalmente mais porosas, e daí menos resistivas que rochas ígneas e metamórficas. Outro fator importante que altera a porosidade é a pressão, que com o aumento da profundidade tende a diminuir a porosidade do meio, causando um aumento na resistividade. Por outro lado, há um aumento concomitante da temperatura com a profundidade, o que tende a diminuir a viscosidade da fase intersticial, causando uma diminuição de resistividade. No entanto, em profundidades típicas da crosta superior, o efeito térmico não é tão importante, e o efeito resultante deve ser um aumento de resistividade nos primeiros quilômetros de profundidade. Na presença de outros constituintes condutores, a condução resultante do meio pode ser representada em termos de circuitos em série e em paralelo, mas as relações são bem mais complexas e não totalmente entendidas (Keller, 1994).

Em maiores profundidades, onde a pressão minimiza a porosidade do meio e a temperatura é alta o suficiente para que os minerais comportem-se como semicondutores (e não mais como isolantes elétricos), as variações de resistividade passam a depender diretamente da mineralogia e da temperatura, de acordo com a expressão

$$\rho = \rho_0 e^{E/kT}, \quad (2.1.3.2)$$

onde,

k = constante de Boltzmann;

E = energia de reativação.

Como a temperatura aumenta gradualmente com a profundidade, a resistividade tende a diminuir também gradualmente. Entretanto, variações abruptas de resistividade podem ocorrer próximas às descontinuidades sísmicas (Schultz et al., 1993), especialmente no topo da astenosfera, onde a condução é favorecida pela interconexão de materiais parcialmente fundidos.

2.1.4 O tensor MT

Em meios onde a resistividade é a mesma em qualquer direção (meio espaço homogêneo) ou quando ela varia apenas na direção vertical (caso 1D), os campos eletromagnéticos são ortogonais e acoplados linearmente pela impedância escalar complexa (Z) na forma,

$$E_x(\omega) = Z(\omega)H_y(\omega). \quad (2.1.4.1)$$

Foram nestes moldes que o método MT inicialmente se difundiu (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953). No entanto, em estruturas mais complexas, a ortogonalidade entre os campos elétrico e magnético desaparece e suas relações são mais adequadamente descritas através de um par de equações lineares (Cantwell, 1960):

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.1.4.2)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \quad (2.1.4.3)$$

As equações (2.1.4.2) e (2.1.4.3) constituem uma relação tensorial entre as componentes dos campos elétrico e magnético medidas simultaneamente. Em notação matricial, temos

$$\mathbf{E} = \mathbf{ZH}, \quad (2.1.4.4a)$$

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}, \quad (2.1.4.4b)$$

onde, \mathbf{Z} é o tensor de impedâncias, sendo deixada implícita a dependência com a frequência. Genericamente, as respostas MT são obtidas pelas relações,

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)} \right|^2, \quad (2.1.4.5)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \text{Arg}(Z_{ij}). \quad (2.1.4.6)$$

Obviamente, o modelo mais realístico para a Terra seria o caso 3D, onde a resistividade varia ao longo de todos os eixos (horizontais e vertical) e, então, todos os elementos do tensor seriam não nulos. No entanto, a completa modelagem de dados 3D é complicada e, presentemente, em estágio menos avançado em relação às técnicas que lidam com estruturas mais simples. Por isso, sempre quando possível, é desejável aproximar a dimensão do tensor para os casos 2D ou 1D. A validade dessas aproximações, geralmente, é função da geologia e da escala indutiva da sondagem. Para períodos suficientemente curtos, uma estrutura pode comportar-se de forma unidimensional, o que equivale a escrever,

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{bmatrix}. \quad (2.1.4.7)$$

O sinal negativo para o elemento inferior da diagonal secundária indica que as fases deste elemento encontram-se no terceiro quadrante em vez do primeiro. O caso 1D é mais comum em sondagens sobre bacias sedimentares. Porém, com o aumento do período, a dimensionalidade do tensor geralmente cresce. Além disso, em períodos muito longos, as estruturas rasas, como a própria bacia sedimentar, poderão atuar como ruído (distorção galvânica) sobre o tensor medido na superfície, conforme será visto adiante.

Para o caso 2D, as equações de Maxwell separam-se em dois modos independentes de propagação: o modo TE (elétrico transversal) e o modo TM (magnético transversal). O modo TE descreve os campos quando as correntes elétricas fluem paralelamente à direção da estrutura (azimute geoeletrico). Neste caso, o campo elétrico (E_x) depende somente da componente do campo magnético (H_y), ortogonal à essa estrutura. No modo TM, as correntes fluem

ortogonalmente à estrutura, e o campo E_y depende apenas de H_x . Isto implica que $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ nas relações (2.1.4.2) e (2.1.4.3), reduzindo o tensor a

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix}. \quad (2.1.4.8)$$

Como $Z_{xy} \neq Z_{yx}$, haverá duas respostas MT distintas: uma para o modo TE,

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.1.4.9a)$$

$$\phi_{xy} = \text{Arg}(Z_{xy}), \quad (2.1.4.9b)$$

e outra para o modo TM,

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (2.1.4.10a)$$

$$\phi_{yx} = \text{Arg}(Z_{yx}). \quad (2.1.4.10b)$$

Mesmo no caso em que a sondagem não é feita no sistema de eixos alinhado com a estrutura geométrica, é possível rotacionar matematicamente o tensor medido por um ângulo θ_0 tal que os elementos da diagonal principal do tensor tornem-se nulos, satisfazendo a relação de bi-dimensionalidade da equação (2.1.4.8). A técnica mais tradicional usando essa filosofia é a de Swift (1967). Nela os termos $Z_{xx}(\theta)$ e $Z_{yy}(\theta)$ são diferenciados com relação a θ para encontrar um ângulo θ_0 que, em cada frequência, maximize a expressão

$$|Z_{xy}(\theta_0)|^2 + |Z_{yx}(\theta_0)|^2 \quad (2.1.4.11)$$

e, ao mesmo tempo, minimize

$$|Z_{xx}(\theta_0)|^2 + |Z_{yy}(\theta_0)|^2. \quad (2.1.4.12)$$

No entanto, uma limitação importante a este recurso é relacionada à presença de estruturas locais 3D, que podem obscurecer o ambiente regional 2D. Nesse caso, quando um campo elétrico atravessa um gradiente de condutividade pode-se demonstrar, usando a equação da continuidade e a lei de Ohm, que cargas elétricas se acumulam em suas bordas:

$$\rho_v \approx -\frac{\varepsilon}{\sigma} \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma, \quad (2.1.4.13)$$

onde, ρ_v é a densidade de carga volumétrica, e a aproximação quasi-estática do campo eletromagnético ($\sigma \gg \omega\varepsilon$) foi assumida. Embora qualquer anomalia 3D tenha, além da resposta galvânica, uma resposta indutiva, espera-se que a importância deste último efeito decaia com o aumento do período (West e Edwards, 1985). Conseqüentemente, em períodos longos, nos quais as dimensões da heterogeneidade são muito menores que a penetração do sinal, o efeito indutivo pode ser negligenciável, mas o efeito das cargas acumuladas pode ainda distorcer fortemente o campo elétrico medido (Jiracek, 1990; Groom e Bahr, 1992). Nesse caso, pode-se considerar que o campo elétrico medido esteja relacionado ao campo elétrico regional através de uma matriz de distorção real \mathbf{C} (Groom e Bahr, 1992),

$$\mathbf{E} = \mathbf{C} \mathbf{E}_{2D} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \mathbf{E}_{2D}. \quad (2.1.4.14)$$

Na situação especial em que os dados são medidos no mesmo sistema de coordenadas do azimute geoeletrico regional, o efeito das distorções galvânicas afeta as duas componentes do campo elétrico de forma independente. Como conseqüência, ao campo elétrico associado à indução regional 2D soma-se uma componente eletrostática devida ao acúmulo de cargas nas bordas da estrutura local, causando um escalonamento da amplitude das impedâncias e, em conseqüência, das resistividades aparentes TE e TM. Este efeito é conhecido como deslocamento estático (o termo em inglês é “static shift”). Como as fases independem dos valores absolutos das

resistividades elétricas elas retêm as formas corretas das respostas e podem ser utilizadas para se obter a estrutura de resistividade, porém apenas com valores relativos de resistividade. Para se obter modelos com resistividades absolutas tem-se que corrigir o deslocamento estático nas curvas de resistividade aparente. Para isto, diversas metodologias têm sido propostas nas últimas décadas (ver Jiracek, 1990), mas ainda não existe uma técnica que possa resolver inteiramente o problema. Uma técnica bem difundida consiste na utilização de dados provenientes de medidas eletromagnéticas no domínio do tempo (TEM), conforme propõem Sternberg et al. (1988) e Pellerin e Hohmann (1990), por exemplo. Medidas TEM, por utilizarem fonte artificial de sinal, geralmente trabalham em períodos mais curtos em relação as medidas MT, e quase não são afetadas por distorções galvânicas pois utilizam apenas medidas das componentes magnéticas. Para essa correção é necessário que se tenha uma sondagem TEM no mesmo ponto de medida da sondagem MT, de modo que suas respostas possam ser comparadas, obtendo-se, assim, um fator de deslocamento das curvas MT.

Normalmente, no momento em que as sondagens MT estão sendo efetuadas, o azimute geoeletrico regional, se existente, não é conhecido. Com isso, o sistema de coordenadas de medida raramente coincide com o sistema de coordenadas regional. Nestas situações, as cargas acumuladas nos limites das heterogeneidades 3D causam uma mistura nos termos do tensor de impedâncias, um efeito comumente conhecido como distorção do tensor MT (Ferguson et al., 1999). Esta distorção afeta tanto o nível (escalamento) como o formato das respostas MT. Torna-se evidente portanto a vulnerabilidade da técnica de Swift, visto que ela se baseia justamente na amplitude das impedâncias. De fato, em dados distorcidos, a técnica de Swift certamente falhará, resultando em azimutes sem significado físico, com possíveis dependências com a frequência e a posição de cada sítio de sondagem (Jones, 1992).

A escolha correta do azimute geoeletrico é crucial para a análise e interpretação de dados MT. No entanto, sua determinação está vinculada à identificação e remoção das distorções galvânicas, acima mencionadas, do tensor MT. Para isto, vários métodos têm sido propostos nas últimas décadas, baseados na decomposição do tensor de impedâncias. Um método amplamente adotado é o proposto por Groom e Bailey (1989). Nele, a distorção galvânica em cada período é parametrizada por um termo relacionado à polarização local do campo elétrico, conhecido como “shear”, e por outro parâmetro relacionado à rotação do campo causada pela estrutura anômala, conhecido como “twist”. A parte indeterminada da decomposição associa-se ao escalonamento da amplitude das impedâncias, sendo incorporada no tensor regional durante a decomposição. Isto significa que, após a decomposição, restará um termo associado ao deslocamento estático para cada modo, deslocando as curvas de resistividade por um fator desconhecido, embora mantenha o formato correto das curvas (resistividades e fases TE e TM).

2.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA

A aquisição de dados MT envolve, tipicamente, medidas de duas componentes do campo elétrico (E_x e E_y) e três componentes do campo magnético (H_x , H_y e H_z). Além do tempo de aquisição, a faixa espectral obtida nas sondagens é condicionada, principalmente, pelo tipo de sensor magnético utilizado. Os dados deste trabalho, que abrangem uma ampla faixa espectral (cerca de 7 ordens de grandeza), foram adquiridos através do uso de dois tipos de equipamentos. Para períodos mais curtos, foi utilizado um sistema de banda larga denominado GMS05, fabricado pela companhia Metronix, da Alemanha, e pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este sistema opera com magnetômetros de indução e investiga profundidades de dezenas de quilômetros. Para sondagens mais profundas, dois tipos de sistemas de longo período foram usados, ambos operando com magnetômetros do tipo “fluxgate” e fabricados pela companhia Phoenix, do Canadá. Um deles é o LRMT o qual, ao longo das três campanhas deste trabalho, tivemos disponíveis

3 sistemas pertencentes ao INPE e 2 sistemas do Observatório Nacional (ON/CNPq). O outro tipo de sistema de longo período usado foi o V5-2000, também pertencente ao INPE. Um total de 3 destes equipamentos foram usados, mas somente na última campanha.

O instrumento GMS05 adquire dados numa faixa espectral entre 1/8192 s e 4096 s, subdivida em 5 bandas, conforme indica a Tabela 2.2.1:

TABELA 2.2.1 – BANDAS ESPECTRAIS DO GMS 05

BANDAS	PERÍODO INFERIOR [S]	PERÍODO SUPERIOR [S]
1	1/8192	1/256
2	1/256	1/8
3	1/8	4
4	4	128
5	128	4096

As quatro primeiras bandas são adquiridas independentemente uma das outras, enquanto que a banda 5 é obtida através da decimação da banda 4. Cada componente do campo magnético é medida por um sensor MFS05, um magnetômetro de indução com sistema interno de pré-amplificação (ver arranjo esquemático, Figura 2.2.1). Sua resposta é plana em amplitude para períodos inferiores a 0,25 s, com sensibilidade de 0,8 V/nT. As duas componentes do campo elétrico são medidas através da diferença de potencial entre dois pares de eletrodos não polarizáveis dispostos em cruz, cada par separado por cerca de 100 m. Os eletrodos consistem de uma barra de cádmio imersa numa solução de CdCl₂ em contato com o terreno através de uma membrana porosa. Antes de serem transmitidos para a unidade central de aquisição e pré-processamento (GPU05), os sinais elétricos são pré-amplificados no módulo central de conexão (SDB05), que transmite também os sinais magnéticos. Na GPU05 ocorre a conversão analógico-digital (precisão de 16 bit), amplificação, filtragem digital e registro dos dados em disco rígido (120 Mbyte). O GMS05 efetua também um processamento preliminar dos dados em tempo real e

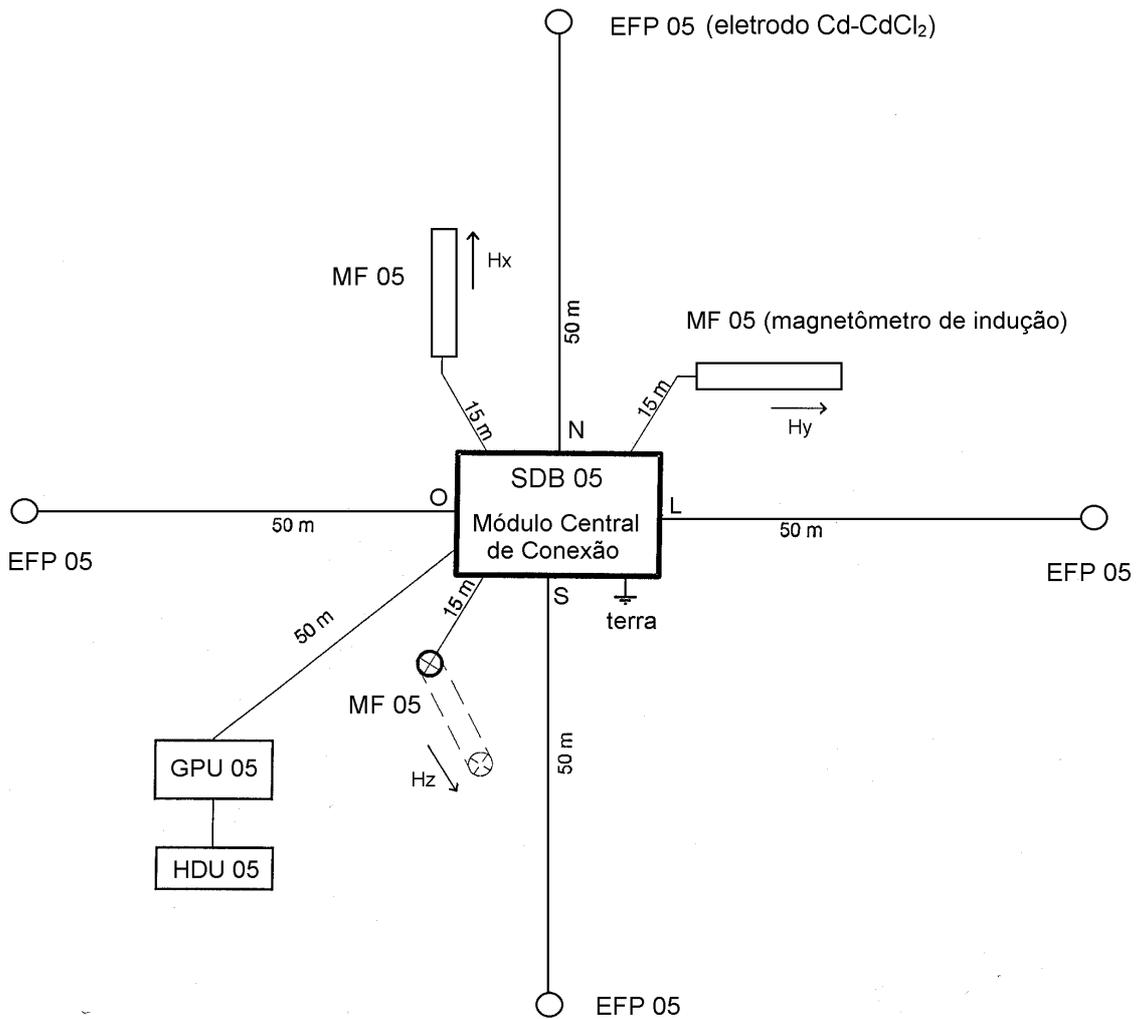


Fig. 2.2.1 - Esquema de instalação do equipamento de banda larga GMS05.

permite visualizar os resultados através de um monitor conectado à GPU05. Isto é extremamente útil para decidir sobre a continuidade de uma certa sondagem, interrompendo-a no caso de constatação da presença de ruídos, por exemplo, como também para administrar o andamento da campanha, realizando eventuais mudanças dos planos originais a partir dos resultados obtidos. A calibração completa do sistema pode ser realizada diretamente no campo. Um ruído branco é usado como sinal de calibração, o qual é enviado aos diferentes sensores (elétricos e magnéticos), filtros e amplificadores. A comparação entre o sinal gerado e a resposta do instrumento permite o cálculo da função de calibração, que deve ser aplicada aos dados experimentais no domínio da frequência. Todo o sistema é alimentado por um jogo de baterias externas de 12 V.

Os sistemas LRMT usam um único magnetômetro para a medição simultânea das 3 componentes do campo magnético (ver arranjo esquemático, Figura 2.2.2). Trata-se de um “fluxgate” NGLSTE, produzido pela Narod Geophysics, do Canadá. Sua resposta é plana (sensibilidade de 100 nT/V) na maior parte do espectro utilizado em medidas geomagnéticas, mas seu alto nível de ruído somado à baixa amplitude dos sinais na chamada banda morta restringe seu uso a períodos superiores a 20 s. As componentes elétricas são medidas por eletrodos à base de chumbo (Pb-PbCl₂), separados por uma distância aproximada de 150 m. O limite superior da faixa espectral medida pelo LRMT é condicionado por um filtro analógico passa-alta com frequência de corte em 30000 s, aplicado nos canais telúricos. Os sinais dos sensores são diretamente enviados à uma unidade central de processamento, que contém 5 placas (distribuição de energia elétrica, memória, filtros telúricos, magnetômetro e unidade central de processamento - CPU), responsáveis pelo controle da aquisição e armazenamento de dados. Acoplado à unidade central tem-se um sistema GPS do modelo SvecSix-CM3, produzido pela Trimble, para a sincronização das medidas entre diferentes estações. A programação da aquisição, bem como a retirada de dados, ocorre via um software (LIMS) da

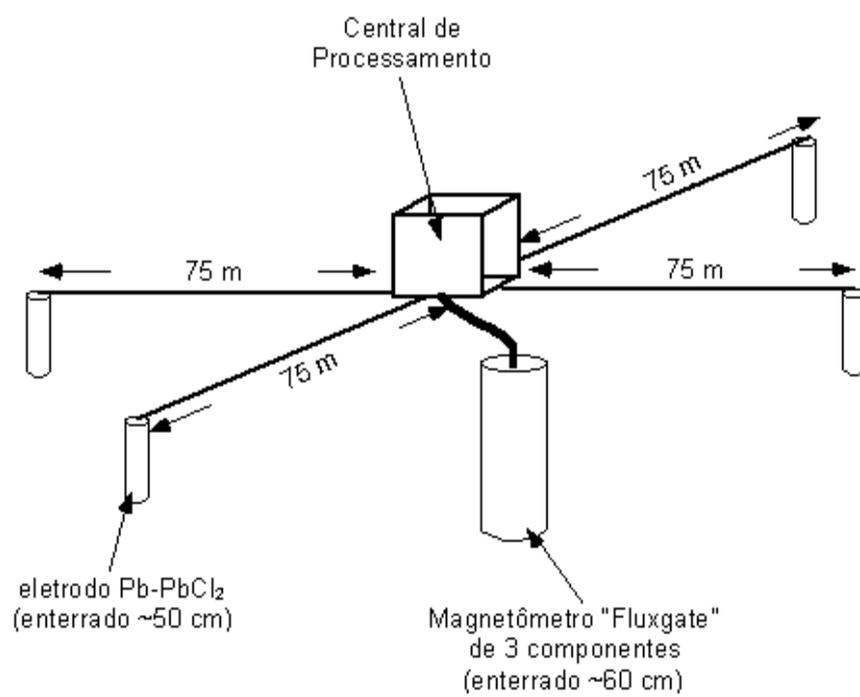


Fig. 2.2.2 - Esquema de instalação de equipamento de longo período LRMT.

própria Phoenix. Tal programa é executado em um microcomputador portátil externo em comunicação com a unidade central via uma porta paralela. Os principais parâmetros de entrada no início da aquisição dos dados são a taxa de amostragem e o tempo total da aquisição, além do espaçamento entre cada par de eletrodos telúricos. As taxas de amostragem permitidas são 1/12, 1/4, 1, 5 e 30 s, e o tempo máximo de aquisição depende da amostragem selecionada, mas deve ser tal que não exceda a capacidade de memória do instrumento (5 e 10 Mb para os sistemas do INPE e do ON/CNPq, respectivamente). A alimentação do LRMT é externa e feita por jogos de baterias de 12 V.

Os sistemas V5-2000 se utilizam dos mesmos sensores elétricos e magnéticos usados pelo LRMT e por isso operam em intervalos de períodos similares. Seu princípio operacional é semelhante ao do LRMT, cabendo assim apenas ressaltar as principais diferenças entre ambos os sistemas. Uma delas é o fato do sistema V5-2000 não possuir o filtro análogo em 30000 s nos canais telúricos, podendo teoricamente atingir períodos até no nível DC. Seus dados são mantidos em uma “flash memory” de 16 Mb. Outras diferenças estão ligadas à parte de software, como por exemplo a possibilidade de se ter acesso a algumas informações durante a aquisição, sem a necessidade de interrompê-la. Algumas dessas informações são a tensão entre cada par de eletrodos, o número de registros efetuados e o alinhamento do magnetômetro (linha de base). Tais informações são decisivas em casos de eventuais desconexões dos eletrodos (geralmente devido a mordidas de animais nos cabos elétricos), ou desnivelamento do magnetômetro. Durante uma campanha, a identificação de problemas como estes logo nos primeiros dias da aquisição é fundamental para o êxito da missão, poupando bastante tempo visto que sondagens de longo período têm duração da ordem de 10 dias.

2.3 PROGRAMAS COMPUTACIONAIS DISPONÍVEIS

A seguir, descreve-se sucintamente os principais programas computacionais disponíveis no INPE para processamento, análise e modelagem de dados MT.

São, a saber, PROCMT, EMPROG, os códigos robustos LIMS e Egbert, STRIKE e GEOTOOLS. Parte deles são comerciais e licenciados para uso no INPE e outros são disponíveis livremente na rede mundial de computadores.

O PROCMT é um pacote computacional desenvolvido pela própria Metronix para o processamento das séries temporais registradas pelo instrumento GMS05. As séries temporais de cada banda podem ser visualizadas e segmentos podem ser livremente excluídos. Com isso, dados espúrios podem ser eliminados antes do processamento, o qual pode ser efetuado por três técnicas distintas, duas delas robustas. As respostas obtidas podem ser visualizadas no próprio programa, facilitando decidir (subjetivamente) qual dos códigos de processamento é o mais apropriado para uma certa banda. O arquivo de saída contém matrizes espectrais (auto espectros e espectros cruzados dos canais) para cada frequência.

As saídas do PROCMT fornecem um arquivo que é compatível com o formato de entrada do programa EMPROG. Este pacote foi também desenvolvido pela Metronix e contém várias rotinas destinadas ao cálculo e apresentação de vários parâmetros extraídos de dados eletromagnéticos. Alguns desses parâmetros são as impedâncias do tensor MT, as respostas MT (resistividades aparentes e fases), parâmetros relacionados ao campo magnético vertical, transformação 1D de pares resistividade aparente/período em resistividade/profundidade, rotação do tensor por um ângulo qualquer e determinação de parâmetros convencionais, como o desvio azimutal, ângulos de rotação de Swift, etc. Os resultados podem ser impressos tanto na forma gráfica como na forma de tabela de dados em formato ASCII.

Para processar os dados de longo período foram empregados os códigos robustos de Jones (Jones, 1999b) e de Egbert (Egbert, 1998), ambos livremente disponíveis na rede. O formato de entrada dos dados no código de Jones atende diretamente àqueles dados extraídos do LRMT pelo código LIMS. Nesse caso, a entrada de dados consiste de um arquivo (binário ou ASCII) contendo as séries temporais medidas brutas. As informações referentes aos

parâmetros de aquisição e calibração do sistema entram como arquivos independentes que são lidos durante a execução do programa de processamento. O formato de entrada para o código de Egbert é distinto, mas também requer dados brutos.

O código STRIKE aplica uma decomposição tensorial em um certo conjunto de dados. A entrada consiste de uma tabela contendo valores de resistividades aparentes e/ou de impedâncias no mesmo formato da saída do código de processamento de Jones, com um arquivo para cada estação. Fornecendo um único arquivo à entrada do STRIKE, ele aplicará a decomposição GB convencional aos dados, ou seja estação por estação. No caso de uma lista de arquivos, o STRIKE efetuará uma decomposição GB simultânea das estações (McNeice e Jones, 2001), ponderada pela qualidade dos dados e pela posição de cada estação em relação às distorções. Este código é também disponível livremente na rede.

Para as etapas complementares de processamento, modelagem e inversão dos dados dispõe-se de um pacote de programas implementado pela companhia GEOTOOLS, dos Estados Unidos. Neste pacote são incorporadas as técnicas mais modernas desenvolvidas pela comunidade científica internacional para o processamento robusto, remoção de distorções e modelagem interativa 1-D, 2-D e 3-D, além de uma poderosa interface gráfica. Os dados de entrada podem estar na forma de espectros, impedâncias ou resistividades e fases, num formato padrão conhecido como EDI.

CAPÍTULO 3

AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados deste trabalho provém de 37 sondagens MT, realizadas durante três campanhas ao longo dos anos de 1998 a 2000. Essas sondagens agrupam-se em 25 sítios, distribuídos ao longo de uma extensão de aproximadamente 180 km. Genericamente, as estações podem ser projetadas ao longo de um perfil cuja direção varia de SW-NE, na sua metade mais a sudoeste, passando a quase E-W, na parte nordeste. Em cada um desses sítios, realizaram-se sondagens com equipamento de banda larga para obter dados associados a profundidades mais rasas, tipicamente da ordem de até 40 km nessa região. Para obtenção de dados mais profundos, empregaram-se equipamentos de longo período em 14 sítios. Mais da metade das sondagens de longo período foram obtidas na última campanha (meados do ano 2000), refletindo o grau de dificuldade operacional enfrentado nas primeiras campanhas até se chegar a um correto procedimento experimental para uso desses instrumentos. Posteriormente, dentro deste mesmo capítulo, descrever-se-á cada campanha com maiores detalhes, indicando os equipamentos utilizados, os procedimentos adotados e os problemas encontrados. Também vai se comentar sobre as técnicas de processamento utilizadas, bem como algumas características dos coletados. A exposição completa desses dados encontra-se no apêndice A.

3.1. INSTALAÇÃO DOS EQUIPAMENTOS

A escolha de um local adequado para se realizar uma sondagem MT é um passo importante para a obtenção de dados de boa qualidade, levando-se em conta que os sinais MT são muito fracos, especialmente na chamada "banda morta" (períodos de 0,1 a 10 s). Também, os campos elétricos induzidos têm amplitude bastante baixa em períodos longos, o que acarreta dificuldades adicionais nos trabalhos de campo.

De uma maneira geral, deve-se escolher locais distantes de fontes de sinais eletromagnéticos, como por exemplo redes de distribuição elétrica e de alta

tensão. As práticas de campo têm mostrado que as distâncias mínimas dessas fontes devem ser da ordem de pelo menos centenas de metros para o primeiro caso e alguns quilômetros para o segundo. Efeitos gerados pelo tráfego de veículos, de pessoas e de animais têm alcances menores, mas devem também ser evitados. Para evitar distorções de campo elétrico, deve-se escolher sítios relativamente planos, com área de pelo menos 100 m x 100 m para sondagens com equipamento de banda larga, e de pelo menos 150 m x 150 m para sondagens de longo período.

3.1.1 Equipamentos de Longo Período

Os procedimentos de instalação dos equipamentos de longo período utilizados neste trabalho, denominados LRMT e V5-2000, são muito similares e seguem em linhas gerais as instruções desenvolvidas, no ano de 1999, por Steven Park. Tais instruções encontram-se disponíveis na rede mundial de computadores no endereço <<http://vortex.usr.edu/semoc/lmsins.html>>. A primeira etapa consiste na escolha do centro do arranjo, onde se coloca a caixa central e suas baterias. A partir desse ponto posicionam-se cada um dos eletrodos, a cerca de 75 m para norte, sul, leste e oeste, adotando-se como sistema de referência as direções relacionadas às coordenadas geomagnéticas. Para amenizar efeitos de temperatura, cada eletrodo foi enterrado a cerca de 60 cm de profundidade no solo e depois recoberto por galhos e folhagens. Esse procedimento visou também dificultar a aproximação de animais, que não raramente os removiam de suas posições ou até chegavam a partir os cabos elétricos que ligam os eletrodos à caixa central do equipamento. Antes de enterrar os eletrodos, jogava-se água e sal dentro de cada buraco para melhorar o contato entre o eletrodo químico e o terreno. Por fim, o eletrodo terra era enterrado no centro do arranjo, seguindo os mesmos procedimentos dos demais eletrodos e conectado diretamente na caixa central. Devido ao longo tempo de aquisição necessário, uma semana pelo menos, os cabos elétricos tiveram de ser totalmente enterrados, para evitar que certos animais viessem a danificá-los. O sucesso da última campanha deveu-se em

grande parte a esse procedimento, não adotado nas duas primeiras campanhas.

Outro procedimento que se mostrou bastante útil foi o de testar exaustivamente os eletrodos antes da viagem de campo. O procedimento adotado nesses testes foi o de medir, simultaneamente, as variações do campo elétrico em direções paralelas, usando vários pares de eletrodos. Nesse caso, cada par de eletrodos é deixado lado a lado para garantir que todos meçam o mesmo campo elétrico. Assim, se algum par apresentar valores distorcidos em relação aos demais, ao menos um desses eletrodos é suspeito de apresentar problemas.

Para aquisição das variações de campo magnético utiliza-se um magnetômetro “fluxgate”, o qual é instalado verticalmente a cerca de 15 m do centro do arranjo, numa oposição que forma um ângulo aproximado de 45° com duas linhas elétricas adjacentes. Seu alinhamento é bastante sensível a pequenos deslocamentos e por isso é importante que ele seja bem enterrado. Primeiramente, seu alinhamento é feito usando-se uma bússola e níveis de bolha internos ao magnetômetro. Posteriormente, disparava-se uma aquisição teste (cerca de 3 minutos) e, através do programa LIMS que permite a comunicação do equipamento com um computador externo, podia-se avaliar quantitativamente o alinhamento. Analogamente ao caso dos eletrodos, cobria-se o magnetômetro com folhas e galhos para amenizar os efeitos de temperatura e dificultar a aproximação de animais.

A caixa central contém a unidade de processamento e obviamente precisa ser cuidadosamente transportada. Outro cuidado necessário é evitar sua exposição direta ao sol. Dois equipamentos LRMT expostos muito tempo ao sol na última campanha apresentaram falhas, possivelmente associadas ao excessivo aquecimento de suas caixas centrais. Um deles, permaneceu completamente inutilizado por um dia, e o outro, durante um intervalo de algumas horas, voltando ambos a funcionar, normalmente, depois de algum tempo.

Para se checar a funcionalidade do equipamento, bem como avaliar qualitativamente o sinal, adotou-se o procedimento de interromper a aquisição nas primeiras horas após o início das medidas em cada uma das estações (normalmente no início da manhã seguinte ao dia de instalação). Os dados medidos durante esse curto intervalo eram então carregados via o programa LIMS e processados em um computador portátil, plotando-se tanto as séries temporais dos cinco canais (2 elétricos e 3 magnéticos) para que fossem inspecionadas visualmente como o resultado dos parâmetros MT obtidos com esse subconjunto de dados (variação de resistividade aparente e fase em função do período de amostragem). Após essa avaliação, e no caso de julgar que os dados adquiridos eram satisfatórios, fazia-se o disparo definitivo, adquirindo dados continuamente por vários dias. Durante a aquisição, cada estação era visitada em intervalos de 2 dias para verificar a carga das baterias e o estado geral dos diversos componentes do equipamento (fiação, eletrodos, magnetômetro e caixa central).

3.1.2 Equipamento de Banda Larga

Comparativamente ao equipamento de período longo, a operação do equipamento de banda larga foi muito mais simples uma vez que o grupo de Geomagnetismo do INPE já dispunha de uma experiência prévia de vários anos no seu uso no campo. Genericamente, a instalação do equipamento de banda larga, GMS05, segue os mesmos passos iniciais dos equipamentos de longo período: escolhe-se o centro do arranjo e locam-se os eletrodos da mesma forma, porém distanciados por apenas cerca de 50 m do centro. Por outro lado, esse tipo de equipamento utiliza magnetômetros de indução, um para cada componente do campo magnético, e daí sua instalação é bem diferente nesse aspecto. Os sensores referentes aos campo horizontais são enterrados numa vala de profundidade um pouco maior que seu diâmetro, situada paralelamente as linhas elétricas e afastadas delas por pelo menos 1 m. O alinhamento e o nivelamento de cada sensor é visual, obtida com a ajuda de bússola e um nível de bolha externo. O magnetômetro referente ao campo

vertical é enterrado num buraco um pouco menos profundo que seu comprimento, numa posição que forme um ângulo de aproximadamente 45° com as duas linhas elétricas adjacentes. Tanto os sensores magnéticos como os sensores elétricos são também recobertos por galhos e folhagens para evitar a influência da temperatura.

A aquisição de dados nesse caso é feita em 4 bandas de forma independente. O procedimento normal é iniciar as aquisições pela banda com períodos mais curtos, o que traz a vantagem de proporcionar um tempo maior para que os eletrodos se estabilizem durante a aquisição em bandas de períodos maiores. Os riscos referentes à deterioração do equipamento por animais nesse caso são bem menores em relação aos equipamentos de longo período uma vez que as aquisições tipicamente duram cerca de 1 dia apenas e ao menos uma pessoa sempre pernoita junto ao local de medidas. O processamento em tempo real é outra facilidade desse equipamento, que permite observar a qualidade do sinal e identificar problemas com muito mais rapidez do que no caso dos equipamentos de longo período.

3.2 CAMPANHAS MT

Todas as campanhas no oeste mineiro foram realizadas em torno dos meses de julho e agosto. Esse período facilita o trabalho de campo por ser escasso em chuvas, embora o objetivo principal dessa escolha tenha sido o de minimizar o risco de haver tempestades atmosféricas perturbando os sinais eletromagnéticos naturais. A ocorrência dessas tempestades, além de injetar ruído no sinal MT, pode danificar os circuitos internos dos equipamentos no caso de uma descarga muito próxima.

Na Figura 3.2.1 pode-se visualizar o conjunto de sítios locados em cada campanha, bem como identificar o tipo de sondagem realizada (banda larga ou longo período). A primeira campanha teve um caráter de reconhecimento do local e os dados serviram mais para avaliar o comportamento dos equipamentos, além de fornecer uma primeira verificação das condições geoeletricas da região. Essas informações foram importantes para o

planejamento das sondagens adicionais. No total, efetuaram-se 12 sondagens MT, sendo 3 de longo período e 9 de banda larga, todas localizadas sobre os terrenos metamórficos da Faixa Brasília. A distância média entre os sítios foi da ordem de 10 km, com um mínimo de 2,5 km, e a área coberta foi de aproximadamente 2500 km².

Os equipamentos utilizados nessa primeira etapa foram: 1 sistema de banda larga e 3 sistemas de longo período, LRMT, do próprio INPE. Infelizmente em duas das sondagens de longo período (sítios 11 e 004) houve saturações nos canais elétricos, perdendo-se uma grande parte dos dados e impossibilitando qualquer tipo de processamento. No outro sítio (002) a sondagem foi bem sucedida, obtendo-se dados de boa qualidade.

A Figura 3.2.2 mostra uma comparação dos resultados (resistividade aparente e fase) obtidos com os equipamentos de banda larga e o de longo período para a estação 002. Os dados provenientes do equipamento de banda larga desta estação cobrem períodos desde centésimos até cerca de 600 segundos, enquanto os de longo período, em continuidade, avançam até períodos em torno de 14000 s. Observa-se que existe uma continuidade entre elas, garantindo que as mesmas se complementam. Esse fato é importante pois mostra a confiabilidade da resposta de longo período, indicando que os dados coletados pelo equipamento levam em consideração, corretamente, as estruturas mais rasas, medidas pelo equipamento de banda larga. Outro aspecto a se considerar é que os dados de longo período são confiáveis apenas em períodos superiores a aproximadamente 80 s. Abaixo desse período, as curvas de resistividade aparente mostram resultados inaceitáveis e que não se comparam àqueles provenientes do equipamento de banda larga. As fases são menos afetadas de um modo geral. Esse resultado pode ser explicado pela menor resolução do magnetômetro "fluxgate" em períodos mais curtos (uma observação válida inclusive para os magnetômetros do tipo "ring core"). Pelo fato de se estar trabalhando em uma região de baixa latitude magnética, as variações geomagnéticas naturais nessa faixa de períodos (Pc1

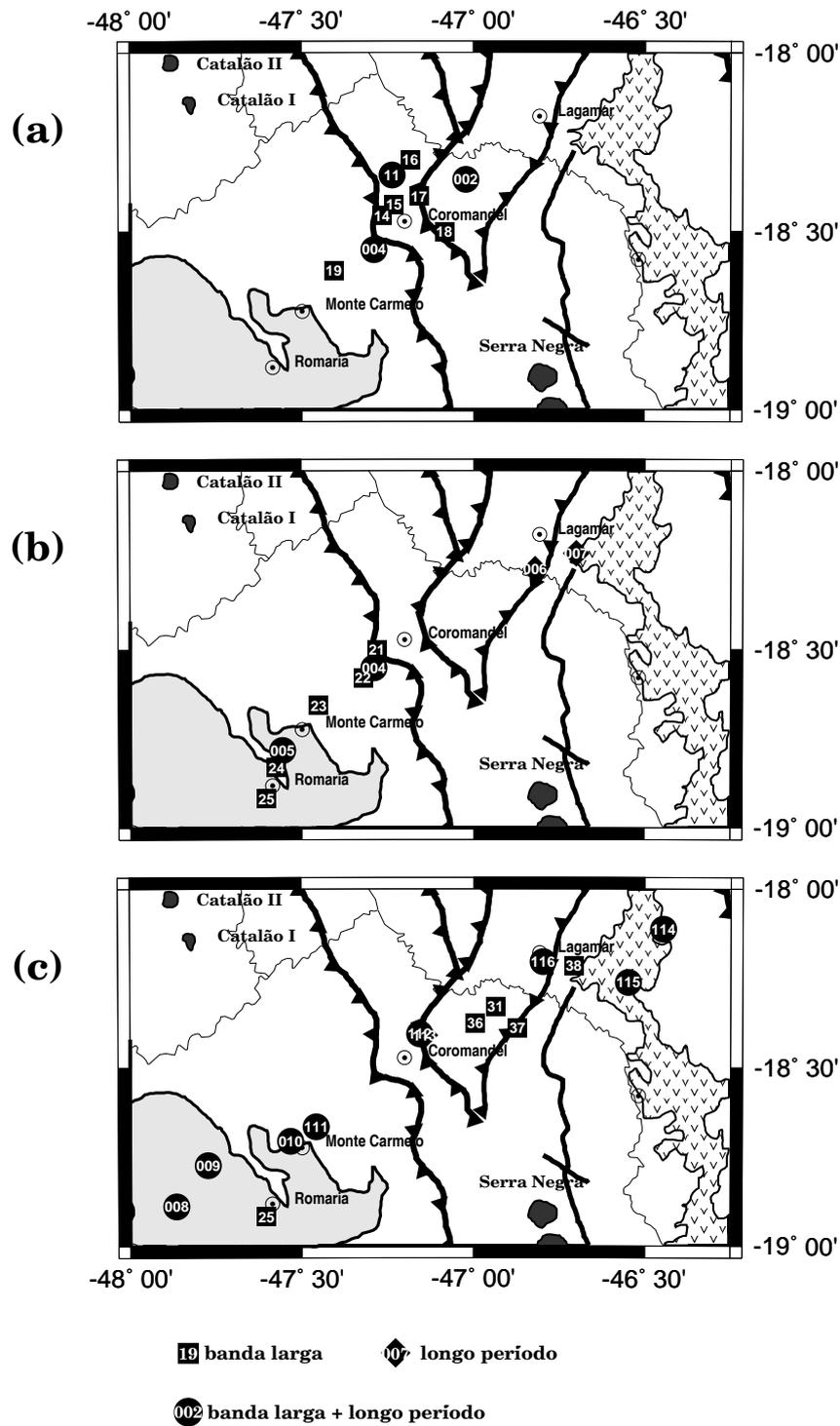


Fig. 3.2.1 - Especificação das sondagens realizadas nos sítios locados nas campanhas dos anos de (a) 1998, (b) 1999 e (c) 2000.

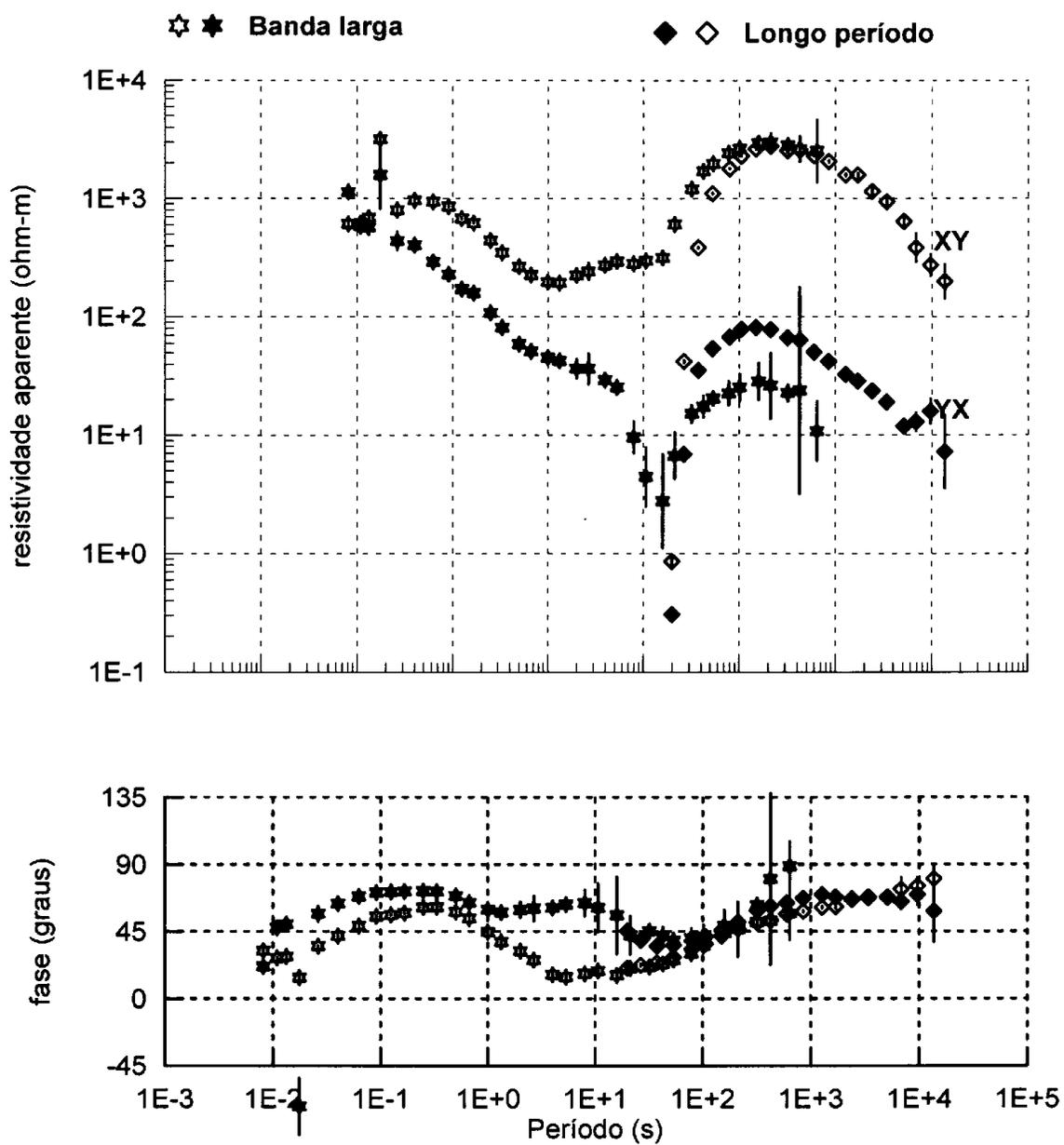


Fig. 3.2.2 - Composição de respostas de banda larga e de longo período do sítio de sondagem 002.

à Pc3) têm amplitude muito pequena, muito próxima ao nível de ruído do sensor. No caso do equipamento de banda larga, o sensor magnético é diferente (magnetômetros de indução) e responde mais adequadamente à baixa amplitude do sinal natural nesse intervalo de períodos.

Uma informação importante extraída das curvas de longo período refere-se à detecção de uma feição pronunciada em períodos acima de 300 s, aproximadamente. As fases elevadas e a queda nas curvas de resistividade aparente indicam, qualitativamente, a presença de um forte condutor a grandes profundidades (astenosfera ?), o que também é sugerido por inversões 1D desses dados. Essas características mostraram que o tempo de aquisição adotado seria provavelmente adequado para se investigar a base da litosfera nas futuras campanhas. Por outro lado, o número razoável de sondagens de banda larga permitiu que seus dados fossem invertidos, resultando em um modelo de resistividade 2D preliminar da região (Bologna et al., 1999). Esse modelo, atingindo profundidades de até algumas de dezenas de quilômetros, já mostrava que a parte central sob a região do Alto Paranaíba deveria ser mais resistiva em relação às bordas e serviu para a escolha de locais de maior contraste de resistividade, onde seria necessário adensar o perfil nas campanhas seguintes.

A segunda campanha de coleta de dados ocorreu no ano de 1999. Essas novas sondagens permitiram estender o perfil por aproximadamente 20 quilômetros, alcançando as proximidades da Bacia Alto Sanfranciscana, a nordeste, e a Bacia do Paraná, a sudoeste. Nessa campanha trabalhamos com 1 sistema de banda larga e 2 sistemas de longo período LRMT. Um dos equipamentos LRMT não pode ser utilizado devido a problemas verificados nos testes que antecederam a campanha. No total efetuaram-se 4 sondagens de longo período (incluindo a do sítio 004, a qual fora refeita) e 6 sondagens de banda larga. Inicialmente estávamos prevendo obter um número maior de sondagens de banda larga, mas infelizmente ocorreu uma falha no sistema de instrumentação por ocasião da aquisição da banda 4 da sondagem 25 (refeita

na campanha posterior). Desta forma, não foi possível efetuar sondagens adicionais ao norte do sítio 02, com os sítios 006 e 007 dispondo naquele momento apenas de dados de longo período. As sondagens de longo período foram desta feita bem sucedidas.

O conjunto de dados obtidos nessas duas campanhas permitiu adicionar dados de longo período aos de banda larga adicionais nas inversões 2D preliminares (Bologna et al., 2000). Além disso, o adensamento de sítios em certos locais permitiu melhorar a resolução dos dados então disponíveis em locais com estações muito distantes ou com significativas variações de resistividade, acusadas pela inversão anterior. O novo modelo obtido delimitou melhor as variações, tanto laterais como em profundidade, confirmando a existência de uma feição mais resistiva e mais profunda sob a região central do perfil. Observou-se também que a litosfera seria mais condutiva tanto na parte SW, principalmente abaixo de 60 km, como na parte NE, onde se verificou uma forte descontinuidade abaixo de 140 km. No entanto, as profundidades modeladas nessa última parte ainda eram pouco confiáveis, devido à ausência de dados de banda larga.

A obtenção de sondagens de banda larga na parte NE da região, bem como a extensão do perfil para SW a fim de verificar se a baixa resistividade permaneceria sob a Bacia do Paraná, foram as principais metas da última campanha, no ano de 2000. O problema verificado na campanha anterior com o sistema GMS05 foi solucionado nesse ínterim e assim ele pode ser utilizado nessa campanha. Com relação aos equipamentos de longo períodos, contou-se com 2 sistemas LRMT, gentilmente cedidos pelo ON/CNPq, e 3 sistemas V5-2000 adquiridos pelo INPE no mesmo ano da campanha. Os 3 sistemas LRMT do INPE não estiveram disponíveis para essa campanha (não retornaram a tempo da Phoenix, no Canadá, onde estavam sendo revisados). No total foram realizadas 13 sondagens de banda larga e 9 sondagens de longo período. De modo geral, essa campanha foi muito bem sucedida, com o

número de sondagens, tanto de banda larga como de longo período, superando o total das duas campanhas precedentes.

3.3 PROCESSAMENTO

3.3.1 Considerações Gerais

Um processamento de dados de boa qualidade é fundamental para que a interpretação das respostas MT possa ser feita de forma confiável. Na seqüência do processamento, o primeiro passo consiste da análise espectral dos componentes medidos dos campos elétrico e magnético. A partir dos espectros então obtidos pode-se calcular os elementos do tensor de impedâncias, o qual fornece um diagnóstico da distribuição de resistividade em subsuperfície (ver capítulo 2). Para tanto, desenvolveram-se diferentes técnicas baseadas no método dos mínimos quadrados, em métodos robustos e na técnica de referência remota, com a eficiência de cada um sendo dependente das características dos ruídos embutidos nos dados (ver discussão em Jones et al., 1989). Normalmente o processamento MT é realizado no domínio da frequência, devido ao fato de que nesse domínio as técnicas são melhor desenvolvidas e de mais fácil implementação.

Os primeiros passos no processamento de dados MT de uma forma geral são comuns as todas as técnicas acima citadas. Inicialmente, cada componente medido é subdividido em segmentos, cujo tamanho depende do intervalo de amostragem e do número de graus de liberdade a ser trabalhado. Em seguida remove-se a média e a tendência linear de cada segmento, e aplica-se uma janela para suavizar seus extremos. Geralmente os algoritmos exigem que o número de dados analisados seja da forma 2^n , onde n é um valor inteiro normalmente entre 5 e 12. Caso o número de registros em cada segmento não coincida com o valor exigido zeros são adicionados até completar esse valor. A conversão do domínio temporal para o domínio da frequência é realizada convencionalmente usando a técnica FFT. Há porém uma técnica alternativa, bastante utilizada em MT, e denominada “cascade decimation” (Wight e Bostick, 1980). O espectro então obtido é corrigido pela função de transferência

do equipamento (calibração), a qual é dependente da freqüência. Posteriormente o espectro de freqüência calibrado é suavizado, usando-se por exemplo uma janela “Parzen” centrada numa freqüência alvo, de modo a que em cada década de período restem um número reduzidos de dados (6 a 8), equiespaçados em escala logarítmica. A combinação dos espectros e auto-espectros médios calibrados são posteriormente utilizados para o cálculo das impedâncias, que pode ser obtido por diferentes maneiras.

Como em sondagens MT várias medidas independentes são geralmente obtidas, o sistema linear de equações pode ser resolvido com abordagens estatísticas. Tal sistema linear pode ser considerado como tendo duas entradas, os componentes horizontais do campo magnético, e duas saídas independentes, os componentes horizontais do campo elétrico, com a adição de ruído na entrada e na saída de cada componente, os quais podem ou não ser correlacionados entre si. A forma convencional de se estimar os elementos de impedância é empregando-se a técnica tradicional de mínimos quadrados, conforme sugerido por Sims et al. (1971). Assim, para N medidas, os elementos Z_{xx} e Z_{xy} podem ser determinados minimizando-se a função erro (Ψ)

$$\Psi = \sum_{i=1}^N (E_{xi} - Z_{xx} H_{xi} - Z_{xy} H_{yi}) \cdot (E_{xi}^* - Z_{xx}^* H_{xi}^* - Z_{xy}^* H_{yi}^*), \quad (3.3.1.1)$$

onde, o asterisco indica um valor complexo conjugado (por exemplo, E_{xi}^* é o complexo conjugado de E_{xi}). Igualando-se a zero a derivada da função Ψ em relação às partes real e imaginária de Z_{xx} , obtém-se

$$\sum_i^N E_{xi} H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{xi}^*. \quad (3.3.1.2)$$

Analogamente, para Z_{xy} tem-se

$$\sum_i^N E_{xi} H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{yi}^*. \quad (3.3.1.3)$$

Os elementos Z_{xx} e Z_{xy} são, então, estimados resolvendo-se, simultaneamente, as equações (3.3.1.2) e (3.3.1.3). Para Z_{xy} , por exemplo, obtém-se

$$\hat{Z}_{xy} = \frac{(H_x H_x^*)(E_x H_y^*) - (H_x H_x^*)(E_x H_x^*)}{(H_x H_x^*)(H_y H_y^*) - (H_x H_y^*)(H_y H_x^*)} \quad (3.3.1.4)$$

onde, \hat{Z}_{xy} corresponde ao valor estimado de Z_{xy} . Usando o mesmo raciocínio anterior obtém-se os outros elementos do tensor.

A estimativa da impedância a partir da equação (3.3.1.4) apresenta o problema de ser desviada para baixo na presença de ruído aleatório independente no campo magnético (Swift, 1967, citado por Sims et al., 1971). Por outro lado, partindo-se de um sistema linear no qual o campo elétrico é a entrada e o campo magnético é a saída, o desvio será para cima (Sims et al., 1971). Assim, esses desvios forneceriam os limites inferior e superior dentro dos quais estaria a impedância esperada. Isso não é verdade, porém, se os ruídos forem coerentes.

Um avanço em relação ao processamento por mínimos quadrados foi a introdução dos chamados métodos robustos. Eles se caracterizam por serem relativamente insensíveis à presença moderada de dados espúrios ou a inadequações ao modelo estatístico, reagindo gradualmente a essas perturbações. Neste caso a cada segmento da série temporal atribui-se um peso que varia dentro de um processo iterativo. Na primeira iteração, o peso é 1 para todos os segmentos, o que equivale a estimar os parâmetros por mínimos quadrados. Calculam-se os resíduos, os quais são usados para o cálculo dos pesos, e a seguir obtém-se uma nova estimativa das impedâncias, repetindo-se esse processo sucessivamente até se obter a convergência. Estes pesos têm um ponto de transição: resíduos inferiores a esse valor são tratados pela forma convencional, enquanto que para resíduos superiores os dados são reduzidos por um fator de escala.

Neste trabalho, os dados de banda larga e os de longo período foram processados com rotinas distintas. No caso dos dados de banda larga, a série temporal no formato ASCII não pode ser extraída facilmente e por isso o processamento fica condicionado ao uso dos pacotes computacionais específicos (PROCMT e EMPROG) disponibilizados pelo fabricante do instrumento (Metronix). Por outro lado, para os dados de longo período as séries temporais no formato ASCII são facilmente disponíveis, e dois diferentes programas robustos puderam ser utilizados e comparados entre si.

3.3.2 Dados de banda larga

Para processar os dados de banda larga, primeiramente se utilizou o PROCMT. Nesse programa cada banda é processada independentemente, com as séries temporais sendo subdivididas em seções de 1024 pontos, exceto a banda 5 (512 pontos). Esses números de pontos são valores nominais do programa, mas podem ser modificados pelo usuário. Antes que a FFT seja aplicada aos dados, segmentos espúrios detectados por meio de inspeção visual podem ser excluídos. Para cada frequência alvo obtém-se então uma matriz espectral, contendo valores de auto espectros e espectros cruzados de todos os canais eletromagnéticos. As matrizes calculadas em cada seção de 1024 pontos são combinadas ("stacking") para derivar uma única matriz suavizada em cada frequência. Um mero empilhamento das matrizes espectrais para gerar uma matriz suavizada não seria adequado em muitas situações, uma vez que seções contaminadas por fortes ruídos podem distorcer severamente o valor regional. Na tentativa de evitar estas influências, o PROCMT fornece três métodos diferentes para se estimar a matriz espectral suavizada. Um deles consiste de um método seletivo, que tenta minimizar o problema de "outlier" (ruído intenso localizado) excluindo um certo número de matrizes antes se efetuar a média. A quantidade de matrizes a serem excluídas é dada em porcentagem e pode ser modificada pelo usuário para cada banda. Os valores mais comuns adotados neste trabalho foram de 75% para as duas primeiras bandas e 25% para as demais, de períodos mais longos. Talvez a

principal limitação desta técnica seja imposta por dados contaminados com ruídos coerentes. Assim, dados não contaminados, mas com coerências menores que os ruidosos, seriam rejeitados. Um dos métodos robustos (algoritmo MF) disponíveis no PROCMT atribui pesos maiores aos valores mais freqüentes (Steiner e Csernyák, 1980). Nesse caso, os valores menos freqüentes e com maiores desvios da média ganham cada vez menos importância a cada iteração. O outro método robusto segue uma filosofia similar ao algoritmo MF, porém ao invés de uma distância da média, uma pseudo-distância baseada nas coerências dos dados é usada.

O procedimento adotado para o processamento dos dados de banda larga desta tese foi utilizar os três métodos e comparar as respostas MT (resistividade aparente e fase da impedância) geradas por cada um deles. A escolha recaía naquele que gerasse respostas mais suaves e com menores erros estatísticos. Uma vez definido o espectro dos dados, a obtenção dos diferentes parâmetros MT (impedâncias, resistividades aparentes, fases, parâmetros de dimensionalidade, etc.) foi feita com o programa EMPROG, que usa como arquivo de entrada as matrizes espectrais no mesmo formato gerado pela saída do PROCMT.

3.3.3 Dados de longo período

Para o processamento dos dados de longo período empregaram-se dois algoritmos diferentes, o "cascade decimation" robusto de Jones e o processamento robusto de Egbert (ver descrição em Jones et al., 1989). A rotina de Jones utiliza a técnica de "cascade decimation" para efetuar a análise espectral dos dados, dividindo, inicialmente, a série temporal completa em pequenos subgrupos ("ministacks"), cada qual contendo 8 coeficientes de Fourier. A análise estatística subsequente segue um procedimento conhecido como "jackknife", onde cada coeficiente é retirado e substituído para se determinar qual harmônico, quando omitido, produz um mínimo na variância nos resultados. O processo é repetido iterativamente até que a variância de uma iteração em relação à anterior não apresente mudanças significativas.

Esta técnica tem a vantagem de ser relativamente insensível a desvios da distribuição gaussiana (Chave e Thompson, 1989). As estimativas de erro são obtidas usando-se métodos estatísticos padrão, os quais assumem que o ruído seja gaussiano.

A rotina de Egbert deriva os coeficientes de Fourier usando uma abordagem semelhante ao "cascade decimation". As impedâncias porém são estimadas de forma diferente do programa de Jones. No esquema de Egbert, utiliza-se a técnica de mínimos quadrados para se obter uma solução inicial. Os resíduos gerados são então comparados com o modelo gaussiano e aqueles que são maiores do que o esperado são ponderados para reduzir sua influência. Tal processo é repetido até que a soma quadrática dos resíduos se estabilize e convirja para um mínimo. Os erros são calculados usando uma aproximação sintótica padrão.

A Figura 3.3.3.1 compara as respostas MT obtidas com ambos os programas no sítio 006 de longo período. Neste caso, e também para a maioria das sondagens na região do Alto Paranaíba, o código de Egbert diminui os erros estatísticos e, principalmente, gera respostas mais suaves. Isto é particularmente importante para a identificação da astenosfera onde se exige dados de boa qualidade. De fato, Jones (1999a), utilizando dados sintéticos gerados a partir de um modelo de Terra contendo uma crosta inferior condutora e uma região astenosférica, mostrou que dados com erros e espalhamento de 10%, quando invertidos para gerar um modelo suave, são incapazes de identificar a camada de baixa resistividade correspondente à astenosfera. Por outro lado, embora o método do Egbert tenha sido preferido para a maioria dos dados, o método de Jones gerou melhores respostas para períodos mais curtos. Nessa estação por exemplo, embora o método de Egbert tenha sido considerado mais adequado para os períodos mais longos, ele não funcionou adequadamente para períodos abaixo de 320 s. Para esta faixa de períodos, no entanto, o método de Jones conseguiu estimativas mais consistentes e foi utilizado para compor as curvas MT. Com isso, a estratégia

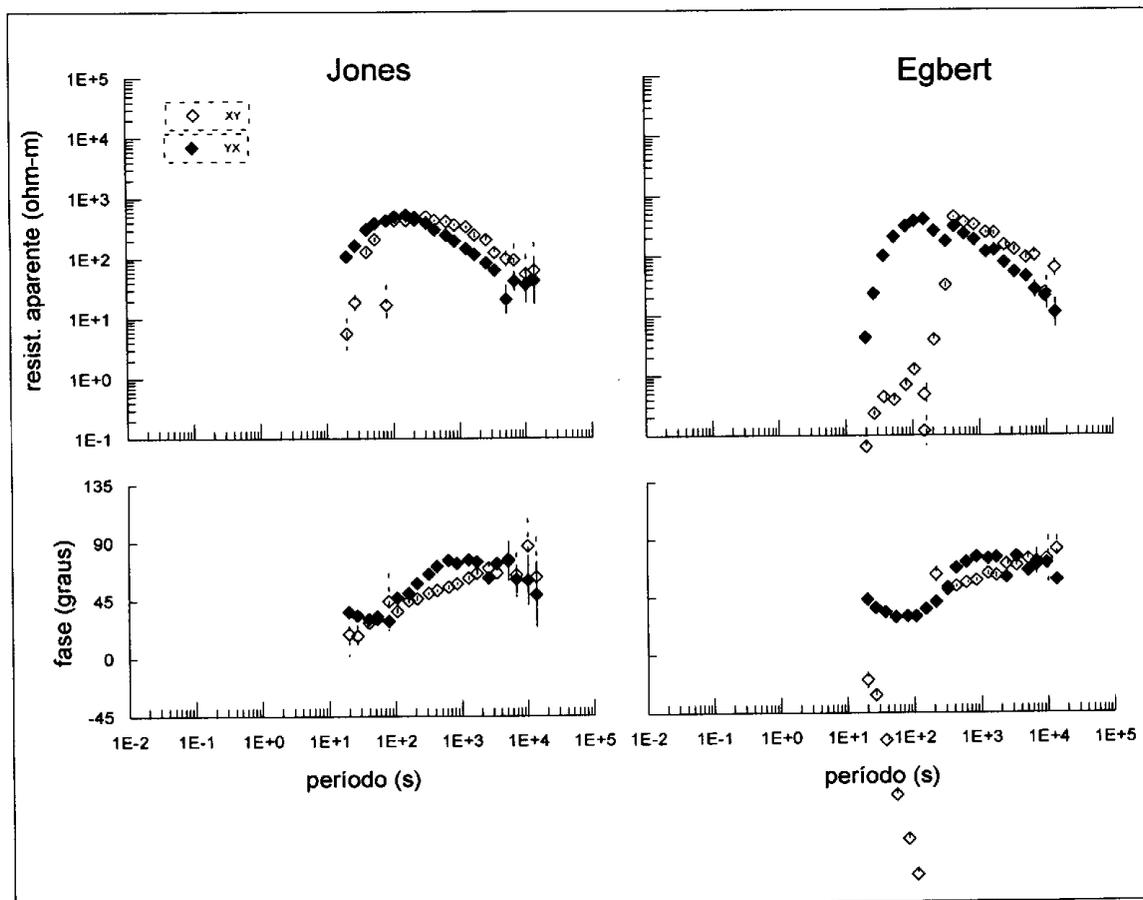


Fig. 3.3.3.1 - Comparação das respostas MT de longo período obtidas com os códigos de processamento de Jones e Egbert no sítio de sondagem 006.

adotada neste trabalho foi escolher o método mais adequado para cada frequência, compondo curvas com dados mistos, como exemplificado na Figura 3.3.3.1, para o sítio 006.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 INTRODUÇÃO

Nas últimas duas décadas ocorreram avanços significativos nos procedimentos adotados tanto para aquisição de dados MT no campo (por exemplo através da técnica de referência remota; Gamble et al., 1979a) como nos métodos de processamento empregados para estimar os elementos do tensor de impedância MT a partir das séries temporais medidas no campo (ver discussão em Jones et al., 1989). Esses avanços permitiram que os dados MT presentemente coletados tenham erros bastante pequenos sobre todo o intervalo de períodos adquiridos (Jones, 1992). A disponibilidade desses dados mais precisos levou à possibilidade de resolver variações de resistividade cada vez mais sutis em subsuperfície, sendo para tanto necessário desenvolver métodos de processamento e modelagem cada vez mais sofisticados.

Provavelmente, o principal problema na atualidade para interpretação de dados MT são os efeitos causados por heterogeneidades próximas à superfície sobre as estimativas dos elementos do tensor de impedâncias. Obviamente, esses efeitos devem ser eliminados das curvas de resposta MT antes que os dados sejam usados para inferir modelos de distribuição de resistividades. Estreitamente relacionada com a determinação e eliminação do efeito dessas distorções está a definição do azimute geoeétrico apropriado das estruturas. Essa é a direção para a qual os dados MT devem ser rotacionados para a modelagem bidimensional e que nem sempre coincide com o azimute geológico observado na superfície. Deve-se considerar também que a direção do azimute geoeétrico regional, e mesmo a dimensionalidade das estruturas, pode mudar tanto com a profundidade como devido à presença de estruturas condutoras em subsuperfície. Nesse último caso, a estrutura pode ser aproximadamente 2D em períodos curtos ao longo de determinada direção, mas mudar de direção ou mesmo tornar-se 3D em períodos mais longos.

Devido à importância desses efeitos, este capítulo é basicamente dedicado à metodologia usada para derivar as curvas de respostas MT nos diferentes períodos amostrados em nossas estações. A técnica usada é aquela proposta por Groom e Bailey (1989), detalhada a seguir.

4.2 DECOMPOSIÇÃO DO TENSOR MT

4.2.1 O método Groom-Bailey (GB)

Uma estrutura de condutividade 3D em subsuperfície, sujeita a um campo magnético variante no tempo, sempre gera dois tipos de respostas. Uma delas, é decorrente do acúmulo de cargas em suas bordas, gerando um campo eletrostático (efeito galvânico). A outra, consiste na indução de correntes pelo princípio da lei de Faraday (efeito indutivo). Com o aumento do período do campo incidente, a importância da contribuição indutiva sobre a contribuição galvânica diminui. Nesse caso, se as estruturas 3D puderem ser representadas por corpos confinados dentro de um ambiente regional de dimensão inferior (2D ou 1D), suas respostas indutivas podem ser negligenciadas a partir de um certo período. No entanto, o efeito das cargas nas bordas dessas estruturas pode, ainda, distorcer fortemente o campo elétrico horizontal medido (Groom e Bahr, 1992).

Seguindo Bahr (1988), o campo medido \mathbf{E} relaciona-se com o campo regional \mathbf{E}_0 (não distorcido) através de um tensor de distorção do campo elétrico (\mathbf{C})

$$\mathbf{E} = \mathbf{C}\mathbf{E}_0 = \begin{pmatrix} a_{xx} & a_{xy} \\ a_{yx} & a_{yy} \end{pmatrix} \mathbf{E}_0. \quad (4.2.1.1)$$

Considerando que as estruturas anômalas 3D tenham um efeito indutivo pequeno, os elementos a_{ij} vão ser reais e independentes do período.

A decomposição do tensor de impedâncias para a remoção de distorções telúricas geradas por estruturas locais de pequena escala foi, primeiramente, introduzida por Larsen (1977). Em seu modelo, as estruturas locais são assumidas 3D e a estrutura regional 1D (modelo 3D/1D). Posteriormente,

várias técnicas foram desenvolvidas considerando modelos 3D/2D, com suas análises e comparações podendo ser encontradas em Groom e Bailey (1991).

No modelo básico dessa decomposição, o tensor de impedâncias medido \mathbf{Z} pode ser representado como

$$\mathbf{Z} = \mathbf{R}\mathbf{C}\mathbf{Z}_{2D}\mathbf{R}^T, \quad (4.2.1.2)$$

sendo, \mathbf{R} um operador de rotação que rotaciona um tensor por um ângulo θ desde o sistema de coordenadas regional para o sistema de coordenadas de medida, enquanto \mathbf{Z}_{2D} é o tensor de impedâncias regional 2D.

Dentre as técnicas desenvolvidas, a mais utilizada atualmente é a decomposição Groom-Bailey (GB) (Groom e Bailey, 1989). De acordo com esta técnica, a fatorização do tensor distorção é representada como o produto

$$\mathbf{C} = g\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{A}. \quad (4.2.1.3)$$

onde, g é um fator de ganho ("site gain"), \mathbf{T} é um tensor de distorção denominado "twist", \mathbf{S} é outro tensor de distorção chamado "shear" e \mathbf{A} , um tensor de anisotropia.

O efeito do tensor "twist" (\mathbf{T}) sobre o campo elétrico regional é simplesmente rotacioná-lo por um ângulo $\tan^{-1}t$. O tensor "shear" (\mathbf{S}) desenvolve uma anisotropia sobre um eixo que bissecciona o eixo de coordenadas do campo regional. Um vetor no eixo x é defletido por um ângulo $\tan^{-1}e$, enquanto que um vetor ao longo do eixo y é defletido no sentido anti-horário pelo mesmo ângulo. Em casos extremos, quando o "shear" vale $\pm 45^\circ$, o campo elétrico torna-se totalmente polarizado e informações de subsuperfície somente podem ser obtidas na direção de polarização (McNeice e Jones, 2001). O tensor de anisotropia (\mathbf{A}) gera um estiramento ao longo das direções principais do campo regional por diferentes fatores, sem alterar porém a direção do campo elétrico. Seu efeito é adicionado àquele já existente no tensor de impedâncias regional e, sem informação independente, torna-se impossível distinguir em dados experimentais entre as anisotropias local e a regional. Por fim, o "site gain" (g)

efetua apenas um escalonamento do campo elétrico, necessário para compensar as normalizações aplicadas nos fatores **T**, **S** e **A**.

Juntos, o "site gain" (g) e a anisotropia (**A**) formam a parte indeterminável do tensor de distorção (**C**), não podendo ser obtidos separadamente do tensor de impedâncias regional \mathbf{Z}_{2D} . Devido a isso, a decomposição GB incorpora os fatores indetermináveis g e **A** ao tensor de impedâncias regional, obtendo-se assim um tensor \mathbf{Z}'_{2D} , ao invés de \mathbf{Z}_{2D} . Nesse procedimento, as duas impedâncias principais são escalonadas, separadamente, por fatores desconhecidos, mas independentes da frequência:

$$\mathbf{Z}'_{2D} = g\mathbf{A}\mathbf{Z}_{2D}. \quad (4.2.1.4)$$

Na prática, a incorporação destes fatores irá apenas deslocar as curvas principais de resistividade aparente por um fator desconhecido. As formas das resistividades aparentes e das fases permanecerão, porém, inalteradas.

Substituindo (4.2.1.3) em (4.2.1.2), e considerando a relação (4.2.1.4), chegamos, finalmente, à decomposição proposta por Groom e Bailey (1989):

$$\begin{aligned} \mathbf{Z} &= \mathbf{R}\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{Z}'_{2D}\mathbf{R}^T = \\ &= \begin{bmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1-te & e-t \\ e+t & 1+te \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{//} \\ -Z_{\perp} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (4.2.1.5)$$

sendo, $Z_{//}$ e Z_{\perp} as impedâncias associadas aos modos transversos elétrico (TE) e transversos magnético (TM), respectivamente. A equação (4.2.1.5) fornece 8 equações não lineares, e possui 7 parâmetros reais para cada período, que são: as partes real e imaginária das impedâncias $Z_{//}$ e Z_{\perp} , o ângulo θ e os parâmetros "twist" (t) e "shear" (s).

A hipótese de que uma estrutura geoeletrica regional pode ser caracterizada por um modelo 2D contendo anomalias 3D locais pode ser testada, quantitativamente, a partir de uma função erro do tipo χ^2 , normalizada pelas variâncias (σ_{ij}^2) de cada elemento do tensor medido (Groom et al. 1993):

$$\gamma^2 = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \frac{|\hat{Z}_{ij} - Z_{ij}|^2}{\sigma_{ij}^2} \quad (4.2.1.6)$$

onde, Z_{ij} e \hat{Z}_{ij} são as impedâncias modeladas e medidas, respectivamente. Teoricamente, o valor absoluto do erro residual γ^2 deve permanecer entre 0 e 4 se é desejado ajustar as impedâncias dentro de dois desvios padrões. Na prática, porém, o uso desse parâmetro na interpretação deve ser cautelosa, visto que se as variâncias dos dados medidos forem subestimadas ou superestimadas, o erro residual será deslocado para cima ou para baixo, respectivamente. Em muitas situações, sua variação relativa ao número de parâmetros a serem determinados na decomposição pode ser mais importante que seu valor absoluto. O modelo será, provavelmente, válido no caso em que a redução no número de parâmetros usados no ajuste do modelo, causada quando um ou mais parâmetros GB são restringidos, não aumentar o erro de ajuste de forma significativa (Groom e Bailey, 1989).

4.2.2 Aplicação aos dados experimentais

Embora a decomposição possa ser um tanto subjetiva, vários trabalhos publicados nos últimos anos contribuíram para alguns procedimentos aqui tomados, com destaque para os artigos de Groom e Bailey (1989), Groom et al. (1993), Jones e Dumas (1993) e Jones et al. (1993a).

Para apresentar a sistemática adotada na decomposição GB dos dados desta pesquisa serão tomadas 3 estações como referência: 009, 006 e 004. A estação 009 situa-se na Bacia do Paraná, na extremidade sul da linha MT; a 006 situa-se na parte norte, próximo à cidade de Lagamar, no domínio dos grupos Vazante – Bambuí; enquanto que a 004 encontra-se entre essas duas estações, posicionada sobre os metassedimentos do Grupo Araxá, nas proximidades do município de Coromandel.

O primeiro passo tomado na análise dos dados de todas as estações foi aplicar uma decomposição ponto a ponto (isto é, período a período), deixando cada

parâmetro GB variar livremente. Este tipo de decomposição é a mais simples possível e, geralmente, é aconselhável que se inicie o procedimento dessa forma. Isto porque os passos seguintes dependem das características de cada conjunto de dados, como o grau de distorção e a dependência com o período do azimute geoeletrico e dos parâmetros de distorção.

A decomposição ponto a ponto do sítio 009 é mostrada na Figura 4.2.2.1. Observa-se que, em períodos maiores que 0,1 s, o “shear” torna-se, aproximadamente, independente do período, com valores em torno de -10° , indicando uma baixa polarização do campo elétrico. Por outro lado, no intervalo 0,1 – 10 s, o “twist” também é baixo, variando, gradualmente, com o período desde valores em torno de 0° até -5° , o que caracteriza níveis baixos de distorção. Como esperado, o azimute é o parâmetro mais instável, porém com variações consistentes de um ponto para o outro, partindo de valores em torno de 0° nos períodos mais curtos, sofrendo um aumento abrupto em 0,1 s e chegando com valores próximos a 30° em 10 s. Em períodos mais longos, os parâmetros tendem a ser mais instáveis, mas ainda flutuam em torno de valores bem definidos. As curvas de resistividade aparente e fase MT, apesar da variabilidade dos parâmetros azimutais, são bem consistentes em quase todos os períodos, sendo mais instáveis apenas nos períodos mais longos. Os erros são relativamente baixos, de uma forma geral, exceto em torno de 10 s. Porém, para analisar seu valor absoluto, seria necessário se ter estimativas confiáveis das variâncias das impedâncias, conforme discutido nos trabalhos de Chave e Jones (1997), Jones et al. (1993a) e Groom et al. (1993). No caso dos dados aqui discutidos, geralmente adquire-se em períodos mais curtos, como aqueles das bandas 1, 2 e 3 do nosso equipamento de banda larga, um número muito maior de dados em relação aos períodos mais longos. Dessa forma, é natural obter-se impedâncias com menores erros estatísticos. Como os erros são normalizados pelas variâncias dessas impedâncias (ver equação 4.2.1.6), dados com variâncias subestimadas terão erros elevados, ocorrendo o oposto para dados com variâncias superestimadas, o que explica as diferenças observadas entre os períodos curtos e longos.

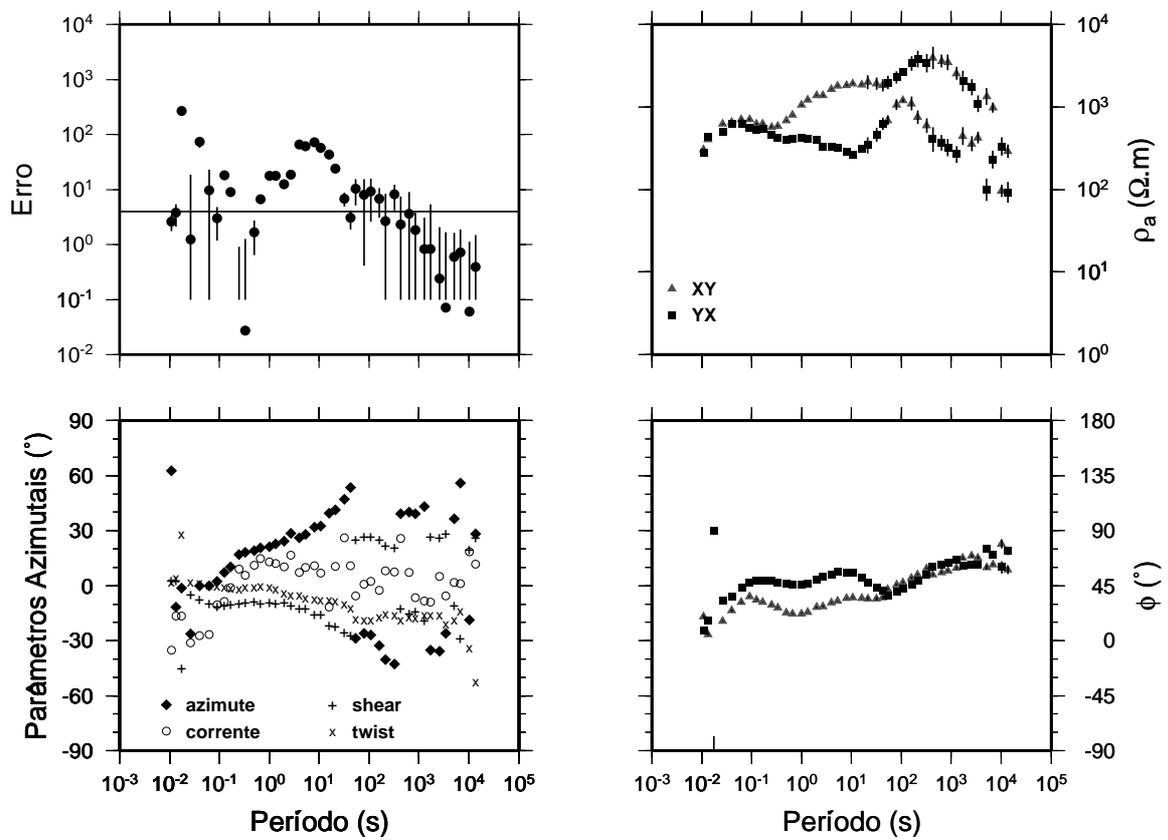


Fig. 4.2.2.1 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 009.

Após a decomposição ponto a ponto, o passo seguinte é restringir um dos parâmetros (azimute, “twist” ou “shear”) a um valor fixo com o período, ou seja independente do período, levando-se em consideração o aumento do erro com a diminuição do grau de liberdade do ajuste. Como sugerido em Groom et al. (1993), deve-se escolher, se existente, o parâmetro mais estável. No caso da estação 009, primeiramente restringiu-se o “shear” a -10° (Figura 4.2.2.2). Isto gera uma maior estabilização do azimute geoeletrico em períodos acima de 0,1 s, partindo de 20° nos períodos mais curtos para 40° nos períodos mais longos. Fixando-se o azimute em 40° , o “twist” se estabiliza em torno de -20° nos períodos superiores a 10 s (Figura 4.2.2.3). O passo final é restringir também o “twist”, produzindo a decomposição independente do período (Figura 4.2.2.4a).

A validade da decomposição pode ser verificada através da análise do comportamento do erro e da inspeção visual entre as impedâncias medidas e as modeladas (Figura 4.2.2.4b). No caso do erro, observa-se que ele aumentou à medida que os parâmetros azimutais foram sendo fixados. Esse aspecto é mais saliente em períodos curtos, devido ao azimute geoeletrico utilizado não ser o mais adequado a essa faixa de períodos. Nos períodos longos, o erro não aumentou de forma tão significativa. Por outro lado, na comparação entre as impedâncias medidas e calculadas (Figura 4.2.2.4b), o resultado é mais apropriado para períodos acima de 10 s. Abaixo disso, os elementos da diagonal principal não se ajustam. Em ambos os casos, certamente, o resultado seria o oposto se tivesse sido escolhido um azimute em torno de 20° , ajustando-se melhor os dados de períodos mais curtos. De qualquer forma, nesta estação, e em muitas outras deste trabalho, não existe um único azimute geoeletrico que satisfaça todos os períodos.

A Figura 4.2.2.5 mostra a decomposição ponto a ponto da estação 006, que se caracteriza por uma forte variação do azimute geoeletrico, principalmente entre 10 s e 1000 s. O mesmo ocorre com o “twist”, mas com valores espelhados (diferente quadrante) em relação ao azimute. Este comportamento é representativo da maioria das estações MT locadas sobre o Grupo Vazante e

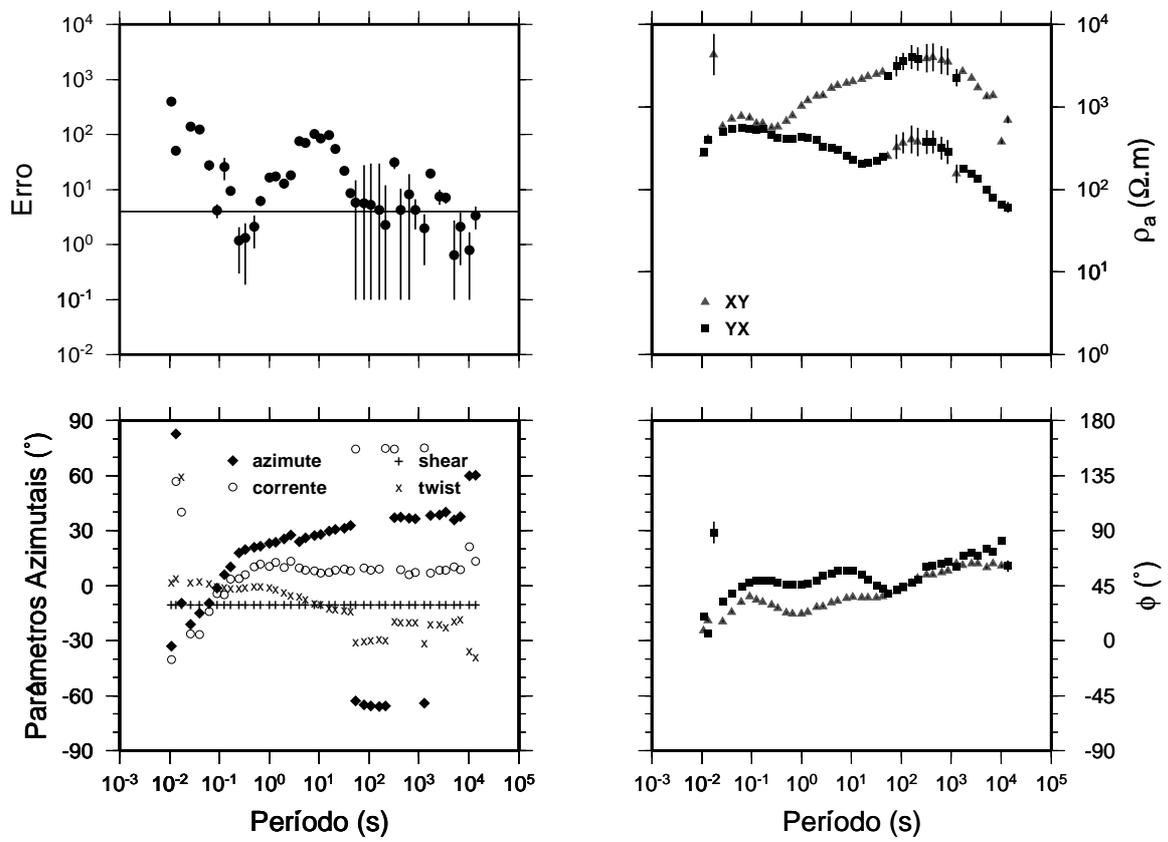


Fig. 4.2.2.2 - Parâmetros da decomposição GB com “shear” restringido a -10^0 dos dados do sítio 009.

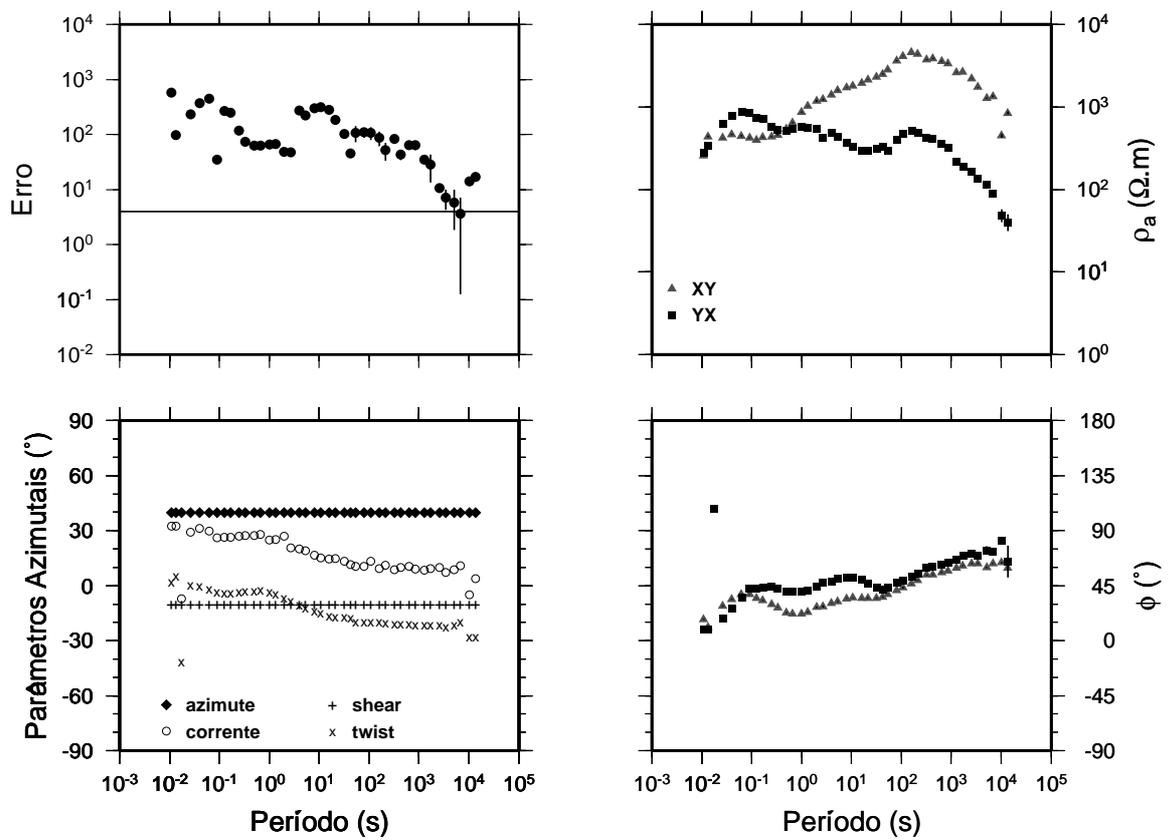
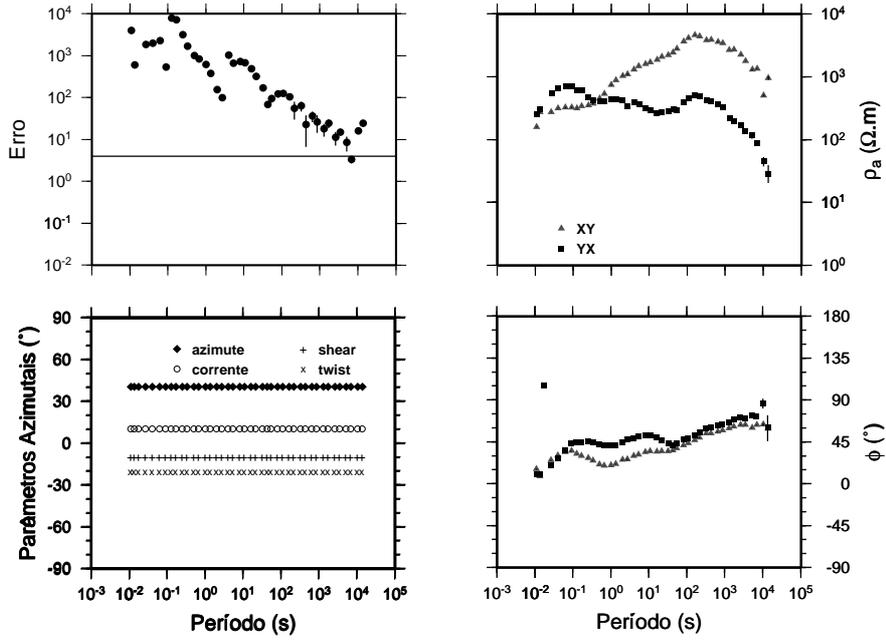


Fig. 4.2.2.3 - Parâmetros da decomposição GB com “shear” restringido a -10° dos dados do sítio 009.

a)



b)

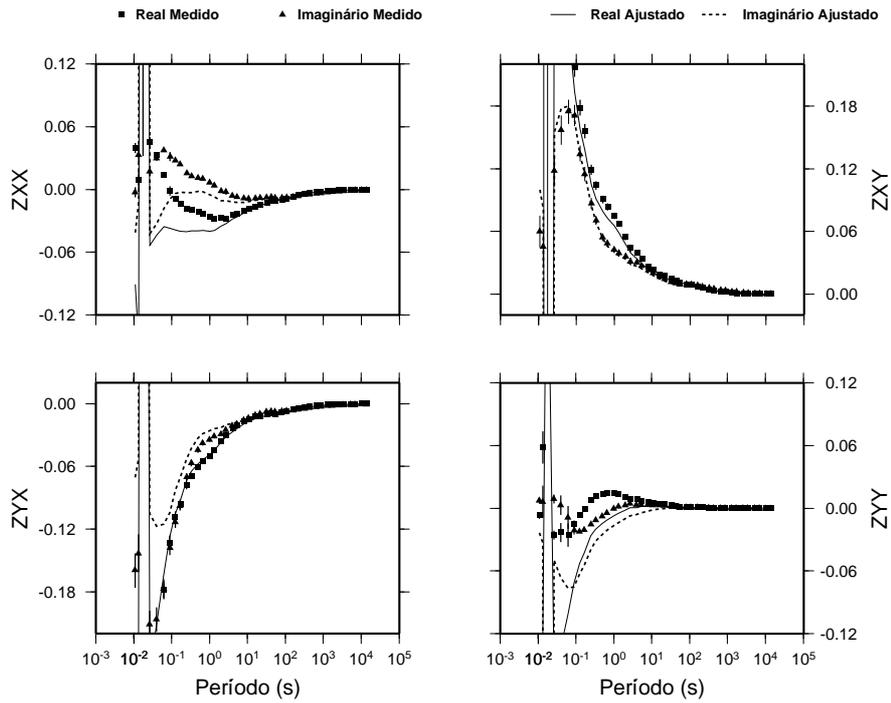


Fig. 4.2.2.4 - a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados do sítio 009. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

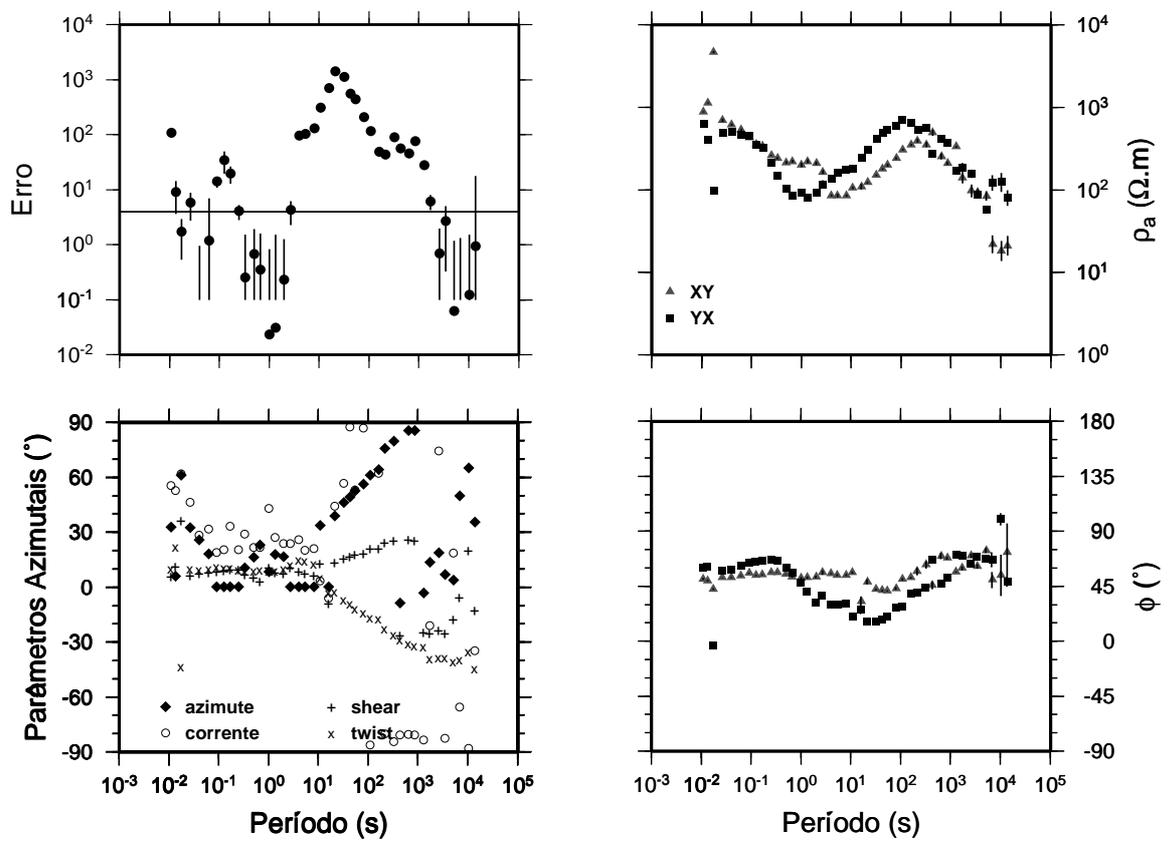


Fig. 4.2.2.5 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 006.

o Grupo Bambuí, sendo a 006, porém, um caso extremo. O “shear” é muito mais estável que os outros parâmetros, passando de valores muito baixos e estáveis ($< 10^\circ$) em períodos abaixo de 10 s para valores em torno de 25° em períodos superiores, com uma troca de sinal no final do intervalo. A relativa estabilidade e o baixo valor dos parâmetros em curtos períodos sugerem que a estrutura causadora da distorção 3D a partir de 10 s é de grande porte, com dimensões associadas à escala indutiva em torno de 10 s.

Um comportamento muito similar foi observado em sondagens realizadas no escudo canadense (Jones et al.1993a; Groom et al., 1993). Naquele caso, no entanto, a estrutura em subsuperfície era previamente conhecida a partir de estudos de refração sísmica. Tais estudos, juntamente com modelagens gravimétricas, delinearam o batólito Nelson, uma estrutura crustal com dimensões de 150 x 50 x 5 km, e considerada a fonte de distorção em períodos acima de 1 s para as estações localizadas sobre ela. No nosso caso, porém, devido à escassez de informações estruturais em subsuperfície, não é possível saber a posição da estrutura causadora da distorção 3D, a qual, se existente, poderia estar localizada no mesmo plano (abaixo) ou fora do plano vertical definido pelo perfil MT.

Com o azimute geoeletrico fixado em 20° (Figura 4.2.2.6), os parâmetros de distorção telúrica se estabilizam em dois patamares distintos, separados por uma zona de transição entre 10 e 300 s. Este comportamento é sugestivo de uma transição de um regime 3D/2D em curtos períodos (< 10 s) para outro regime similar (3D/2D) em períodos longos (> 300 s aproximadamente), sendo que as distorções 3D são mais significativas no intervalo de transição, fato este reforçado pela maximização dos erros.

A estação 004, por outro lado, representa um caso de extrema polarização do campo elétrico, onde o “shear”, praticamente, atinge seu valor limite de 45° em períodos acima de, aproximadamente, 20 s. Como mostra a Figura 4.2.2.7, em curtos períodos o “shear” também é elevado (em torno de 30°), especialmente quando comparado à maioria das estações da região, e torna-se instável entre

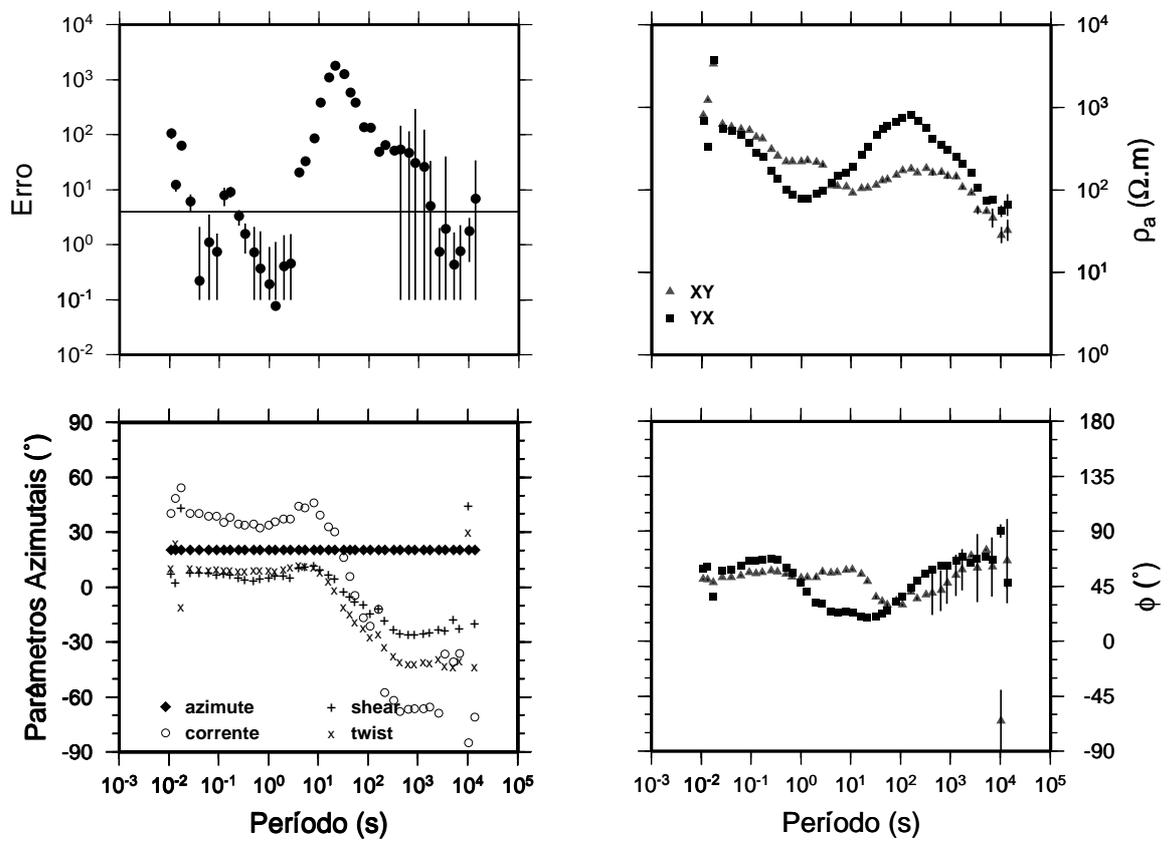


Fig. 4.2.2.6 - Parâmetros da decomposição GB dos dados do sítio 006 com o azimute geoeletrico restringido a 20° .

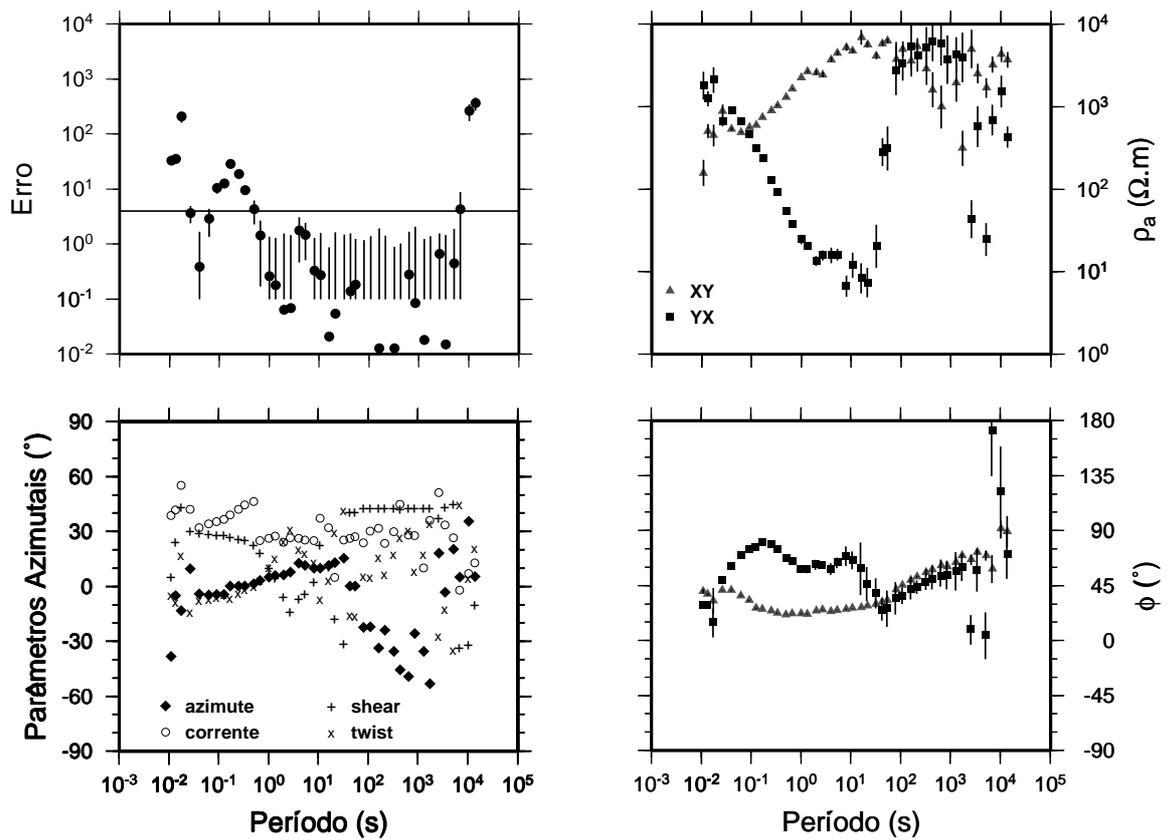


Fig. 4.2.2.7 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados do sítio de sondagem 004.

entre 10 e 300 s. O azimute geoeletrico exibe consistência apenas em períodos abaixo de 20 s, variando gradualmente de valores em torno de 0° para 20° . O "twist" é o parâmetro mais instável da decomposição. As respostas MT mostram-se fortemente anisotrópicas em curtos períodos, sugerindo uma fonte de distorção relativamente rasa ou próxima à sondagem. Por outro lado, em períodos mais longos, embora perturbadas, as respostas exibem um comportamento similar ao verificado na maioria das outras estações nessa mesma faixa de período. Fixando o azimute em 40° (Figura 4.2.2.8), onde os erros em longo período são minimizados, gera-se uma impressionante estabilização dos parâmetros telúricos e das respostas MT em períodos acima de 0,1 s. Nota-se que a canalização de corrente é aproximadamente invariante com o azimute, permanecendo sempre em torno de 30° (ver também resultados da Figura 4.2.2.7). Esse fato, juntamente com os altos níveis de anisotropia local e polarização do campo elétrico, implica em uma severa canalização de correntes. De fato, ao aplicar-se a técnica de Swift nesses dados, verificou-se que o resultado é muito estável, porém totalmente dominado pelo azimute dessa canalização em 30° . A decomposição, por outro lado, é capaz de recuperar as impedâncias regionais, pelo menos em longo período, mas para isso necessita-se de informações independentes, como por exemplo o azimute geoeletrico de sítios vizinhos.

O resultado da decomposição para todas as nossas estações é apresentado no apêndice B. Resumidamente, os dados na maioria das estações são fortemente distorcidos em períodos acima de 100 s, com valores de "shear" geralmente superiores a 30° . As exceções são as estações na Bacia do Paraná (008 e 009) e, principalmente, a estação 114, no extremo norte do perfil. Na bacia, os parâmetros "shear" são erráticos, porém flutuam em torno de $20^\circ - 30^\circ$, enquanto que na estação 114 os dados variam de forma consistente e são muito pouco distorcidos ("shear" $< 10^\circ$).

Em períodos inferiores a 100 s, há um comportamento mais diversificado de estação para estação. A grosso modo, os sítios da metade sul do perfil (região

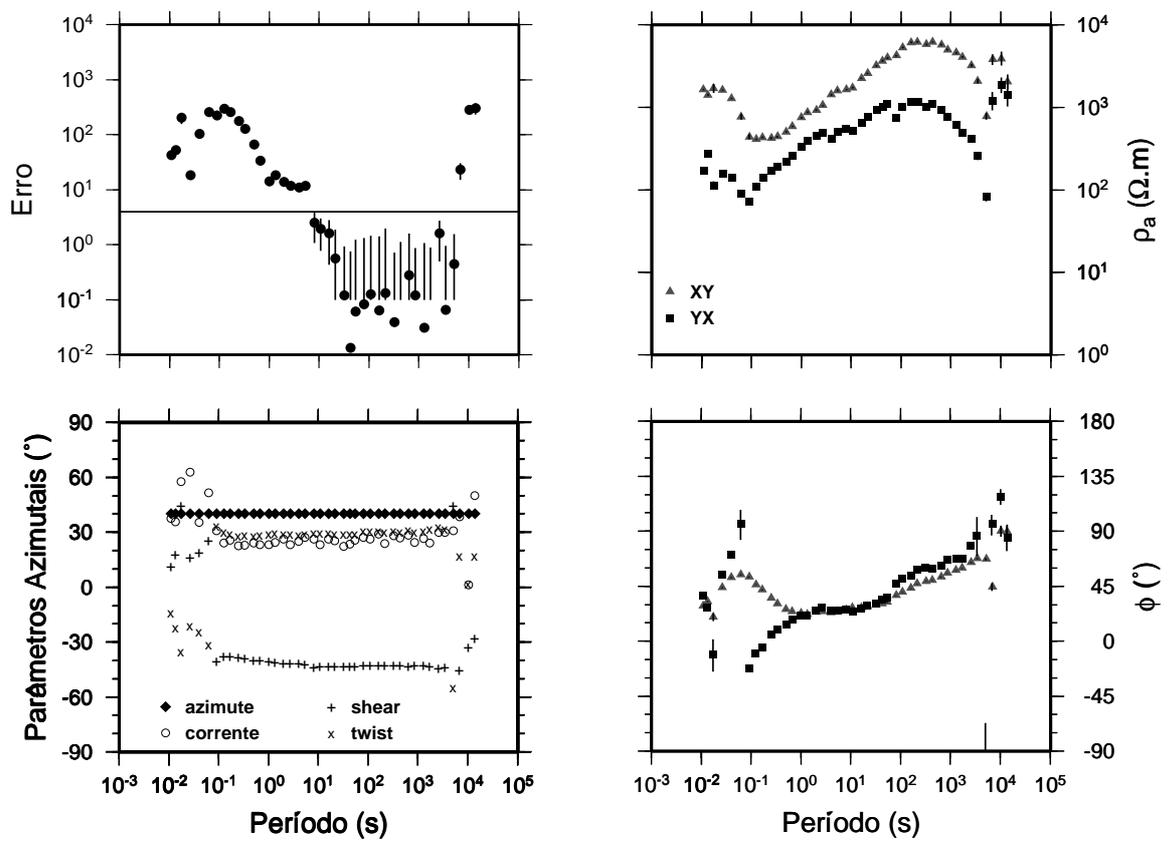


Fig. 4.2.2.8 - Parâmetros da decomposição GB dos dados do sítio 004 com o azimute geoeletrico restringido a 20° .

de domínio dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra, e da Bacia do Paraná) são menos distorcidos e mais uniformes em relação à metade norte. Excetuando as estações próximas às bordas da Bacia do Paraná e a estação 004, os níveis de distorção gradam de baixos para intermediários, com a maioria das estações mostrando uma variação mais abrupta do “shear”, bem como dos outros parâmetros, em torno de 30 – 50 s. A partir das estações 112 e 018, as distorções são mais elevadas e/ou mais variáveis com o período, com uma tendência de atenuação desses efeitos rumo à extremidade norte.

Outro ponto importante da decomposição GB aplicada aos nossos dados é a recuperação da anisotropia centrada em torno de 10 s. Como será visto posteriormente, esta feição mostrou-se presente em todas as estações, embora não necessariamente com a mesma amplitude e nem, principalmente, com a mesma direção. Sua faixa de ocorrência está associada aos intervalos onde os parâmetros GB geralmente são mais perturbados, possivelmente sendo uma região onde os efeitos 3D são mais importantes.

Por fim, para se ter uma idéia do comportamento geral do azimuth geoeletrico, tanto em função do período como na comparação de uma estação para outra, fez-se a decomposição de cada estação separando o intervalo total de períodos em nove bandas com, aproximadamente, a mesma largura em escala logarítmica (Tabela 4.2.2.1). Cada banda foi decomposta sem nenhuma restrição em qualquer um dos parâmetros e o resultado é apresentado na forma de histogramas polares para cada banda (Figura 4.2.2.9). Um fato que deve ser levado em consideração é a ambigüidade de 90° inerente à solução do azimuth geoeletrico. Sem informações adicionais é impossível decidir-se sobre uma das duas direções possíveis, e por isso ambas as direções foram incluídas na Figura 4.2.2.9. Outro aspecto é que a decomposição sem restrição pode falhar, principalmente na presença de ruídos, e por isso esse resultado deve ser visto apenas como uma tendência geral. As três primeiras bandas (períodos entre 0,01 e 1 s) são relativamente estáveis, com azimuths tendendo à direção norte-sul (ou leste-oeste). Destas bandas para a quarta banda (1,3 a

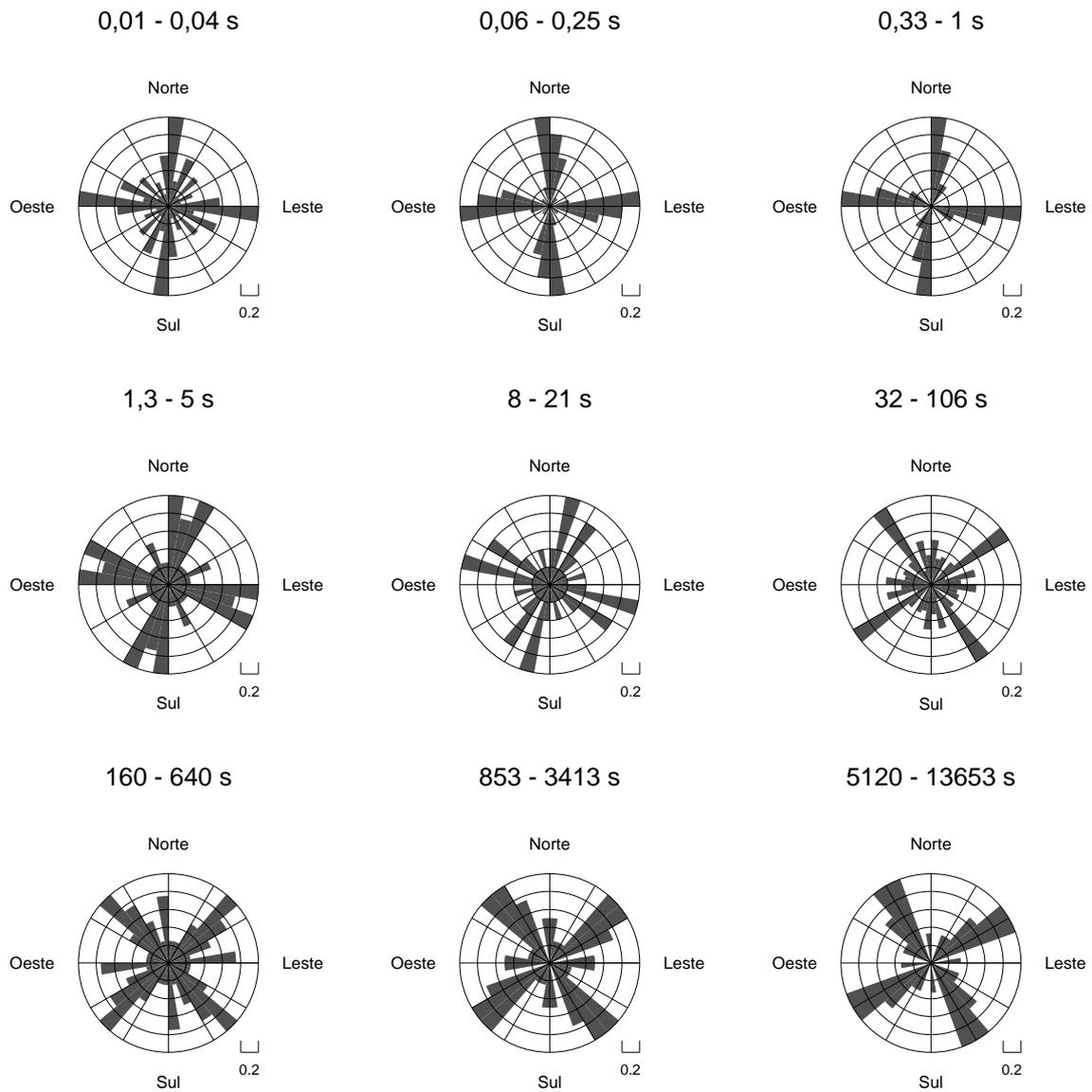


Fig. 4.2.2.9 - Histogramas polares do azimuth geolétrico resultante da decomposição GB em 9 bandas independentes de cada estação MT.

5 s) as direções sofrem um giro de cerca de 15° no sentido horário. Apesar da consistência dessa mudança, há um maior espalhamento dos azimutes em comparação principalmente às bandas 2 e 3, indicando uma maior perturbação dos dados nessa faixa de período. Esse fato torna-se ainda mais relevante nas duas bandas seguintes, que englobam períodos entre 8 e 106 s. Os dados da banda 5 são dominados pela anisotropia centrada em 10 s, o que pode explicar seu comportamento difuso. No entanto, verifica-se, ainda nessa faixa, uma preferência às direções entre 10° e 40° . A banda 6 parece constituir-se uma zona de transição, contendo azimutes predominantes na direção em torno de 60° , um valor mais característico dos dados de longo período, mas ainda com uma parcela considerável em outras direções. Em longos períodos (bandas 6, 7, 8 e 9, correspondendo a períodos superiores a 32 s), há uma nítida mudança do azimute geoeletrico em relação aos períodos mais curtos, passando a situar-se entre 40° e 65° , aproximadamente.

TABELA 4.2.2.1 – INTERVALOS DE PERÍODO ADOTADOS NA DECOMPOSIÇÃO GB

BANDA	INTERVALO [s]	Nº DE PERÍODOS
1	0,01 – 0,04	5
2	0,06 – 0,25	5
3	0,33 – 1	4
4	1,3 – 5	5
5	8 - 21	4
6	32 –106	5
7	160 – 640	5
8	853 – 3413	5
9	5120 – 13653	4

Os resultados mostrados até aqui levaram à decisão de tratar separadamente dados de curto período e dados de longo período. Assim, teve-se que adotar um critério para escolher qual seria o ponto de divisão entre os intervalos de curto e longo períodos. Como verificado nos histogramas polares, a transição

de um padrão para outro ocorre nas bandas 4, 5, 6, correspondendo a uma faixa de períodos entre 1,3 e 106 s, onde está contida a anisotropia em 10 s. O critério adotado, então, foi conciliar o menor período possível dentro da banda 6, mas que englobasse toda a anisotropia. Este período foi o de 53 s, cuja escala indutiva estimada para a área de estudo é da ordem da espessura crustal (40 km, aproximadamente; Assumpção et al., 1997).

4.3 DECOMPOSIÇÃO GB EM DADOS RASOS (CROSTA)

Com a definição do intervalo em períodos mais curtos (0,01 – 53 s), o passo seguinte foi aplicar a decomposição GB restrita a este intervalo em cada sítio de sondagem, seguindo de uma forma geral os critérios apresentados na seção anterior. Embora as estimativas de cada estação contenham uma ambigüidade de 90°, cuja remoção será discutida ainda nesta seção, pode-se, no entanto, verificar a possível variação do azimute geoeletrico ao longo do perfil. Para isto, basta comparar as curvas das respostas MT entre cada estação, mantendo-se sempre o mesmo referencial. Para ilustrar a variação do azimute geoeletrico na área de pesquisa, adotar-se-á daqui em diante, arbitrariamente, o modo XY como sistema de referência, deixando implícita a ambigüidade de 90°.

A Figura 4.3.1 ilustra as estimativas para cada estação. Em algumas estações o azimute geoeletrico não é mostrado, o que indica que nesses locais não se pôde obter uma estimativa confiável do mesmo. No entanto, tais casos foram minoria e informações de estações vizinhas puderam ser utilizadas para inferir o comportamento geral. Apresenta-se, a seguir, uma discussão de resultados típicos para algumas regiões na área estudada.

Nas estações posicionadas no interior da Bacia do Paraná, os azimutes geoeletricos e as respostas MT são similares. Como exemplo tem-se, na Figura 4.3.2, o resultado da decomposição na estação 009. Nela, obteve-se um azimute de 26°, com um bom ajuste das impedâncias (Figura 4.3.2b). Além da anisotropia típica (em torno de 10 s) observada em toda a região de estudo, observa-se que as curvas de fases são, também, relativamente anisotrópicas

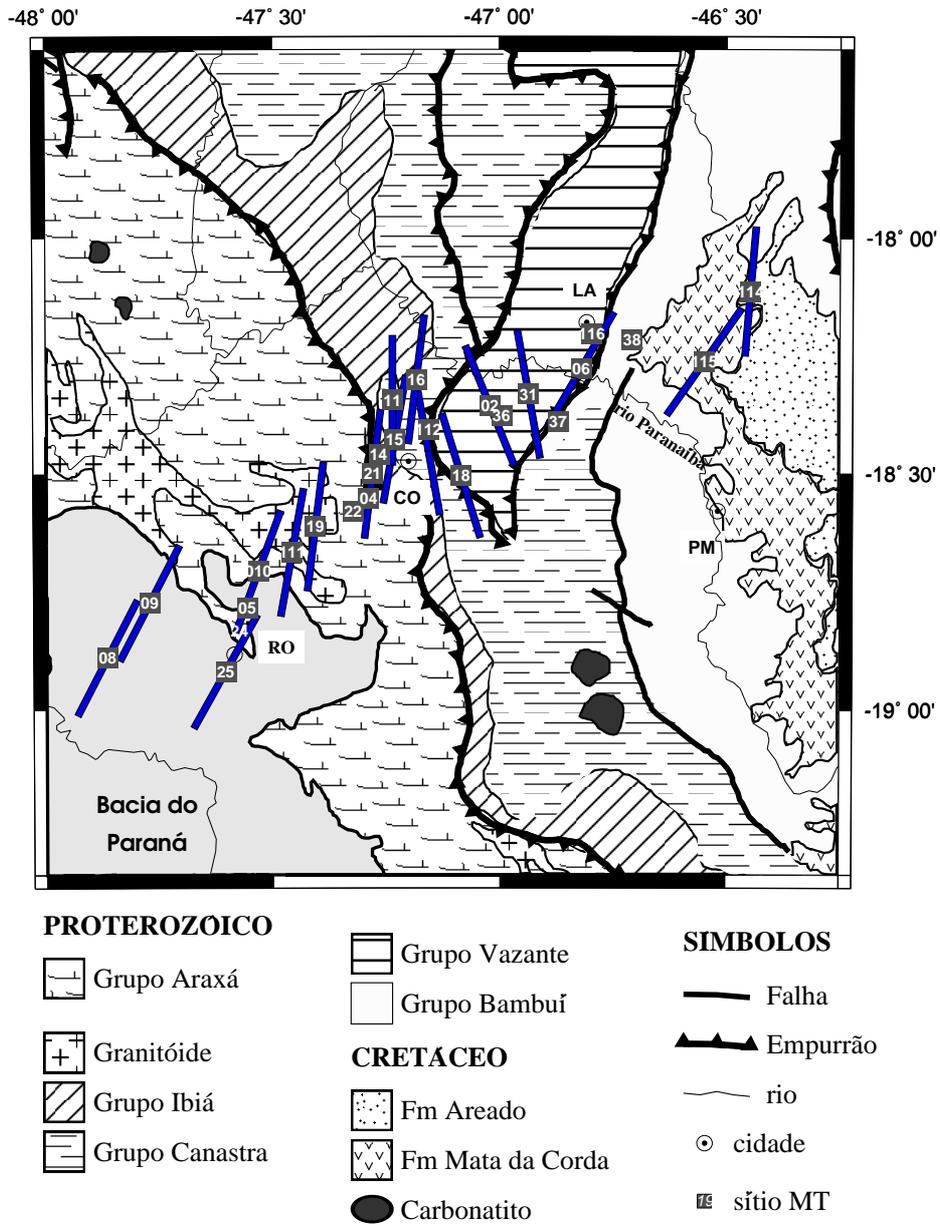


Fig. 4.3.1 - Azimute geolétrico (barras azuis) da parte crustal estimado em cada sítio MT. Cidades: CO – Coromandel; LA – Lagamar; PM – Patos de Minas; RO – Romaria.

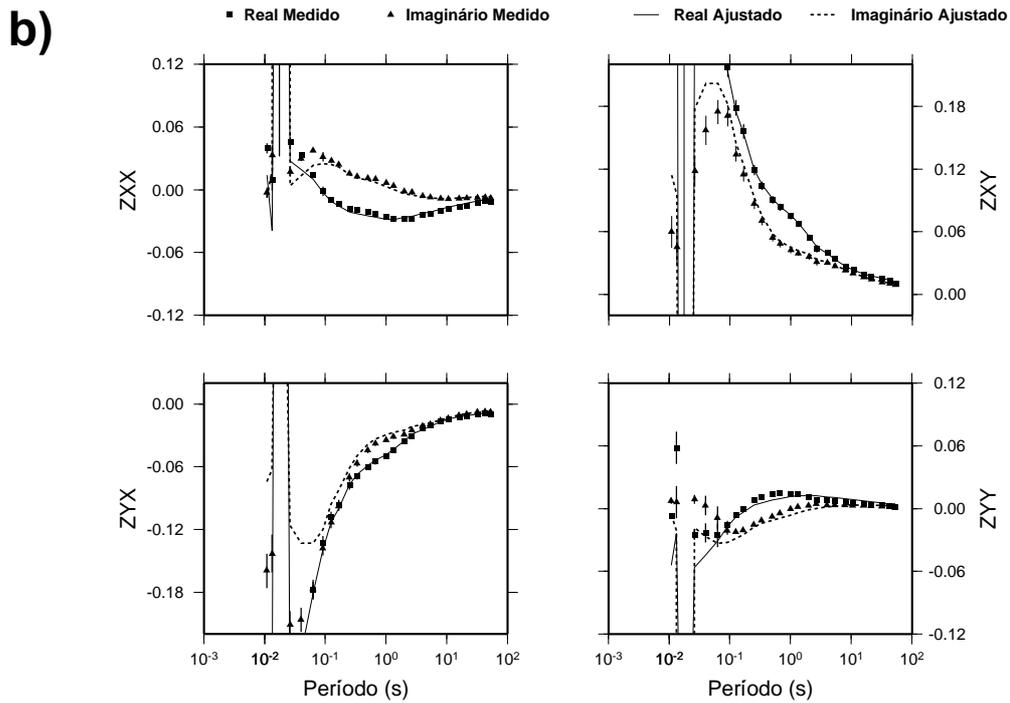
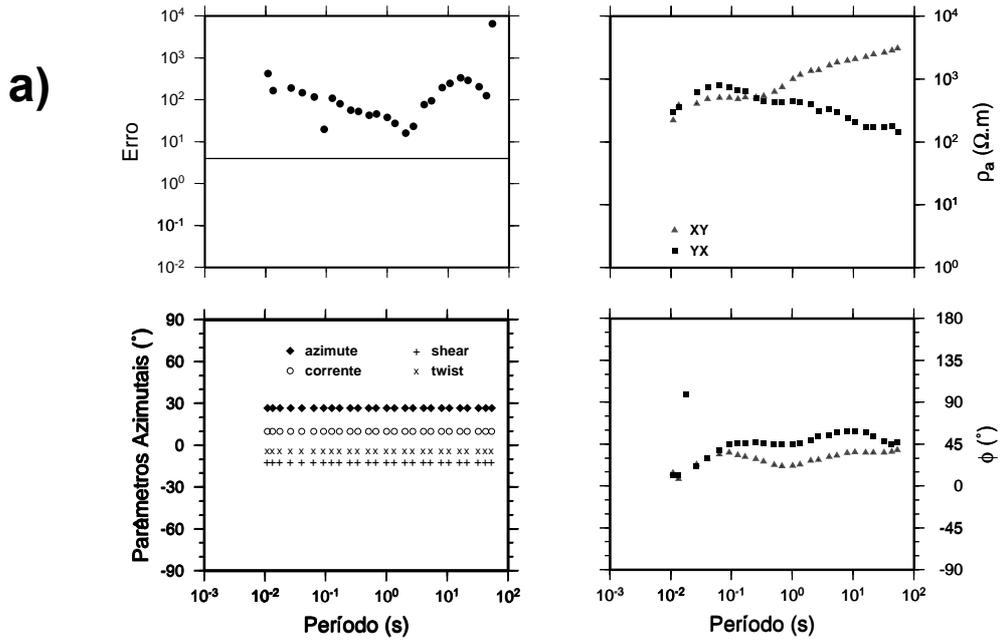


Fig. 4.3.2 - a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 009. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

em períodos mais curtos, uma assinatura característica das curvas dentro da Bacia. Indo-se rumo ao norte, na região que engloba afloramentos do embasamento cristalino arqueano e metassedimentos dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra, o azimute geoeletrico tende a girar, gradualmente, no sentido anti-horário, alinhando-se próximo à direção norte-sul. As Figuras 4.3.3 e 4.3.4 mostram exemplos desse comportamento, com os resultados das decomposições nas estações 19 e 16, respectivamente. Apesar da distância de quase 50 km que separa ambas as estações, seus azimutes (7° e 3°) e também suas respostas são similares (a menos de um fator multiplicativo nas curvas de resistividade aparente), indicando que este trecho é bastante homogêneo lateralmente. Comparativamente, a decomposição na estação 16 mostrou-se bem mais adequada que na 19, com erros relativamente baixos e bons ajustes em todos os componentes do tensor de impedâncias. Vale ressaltar, no entanto, que o fato dos erros na estação 19 serem mais de uma ordem de grandeza maiores não invalida sua decomposição. Isto por causa do razoável ajuste de suas impedâncias (Figura 4.3.3b) e as similaridades tanto das respostas MT como do azimute geoeletrico, quando comparados com os resultados da estação 16 e de todas as outras estações entre elas (não mostradas nesta seção; veja no apêndice B).

As curvas de resistividade aparente de ambas as estações são semelhantes quanto à forma, mas diferem em seus valores absolutos por um fator multiplicativo. Isso é, em particular, observado no componente XY, que na estação 16 é deslocado para baixo por quase uma década em relação a estação 19. Como visto anteriormente, parte desse fator é atribuído à anisotropia local, que pode ser estimada removendo-se a média geométrica das resistividades XY e YX, de tal forma que as assíntotas em curtos períodos se equivalham. Uma vez estimada, a anisotropia pode ser removida para todos os períodos pois, como se trata de um efeito galvânico, este persiste em períodos mais longos. O efeito restante, o “static shift” propriamente dito, não pode ser estimado sem informações independentes, mas espera-se que seu

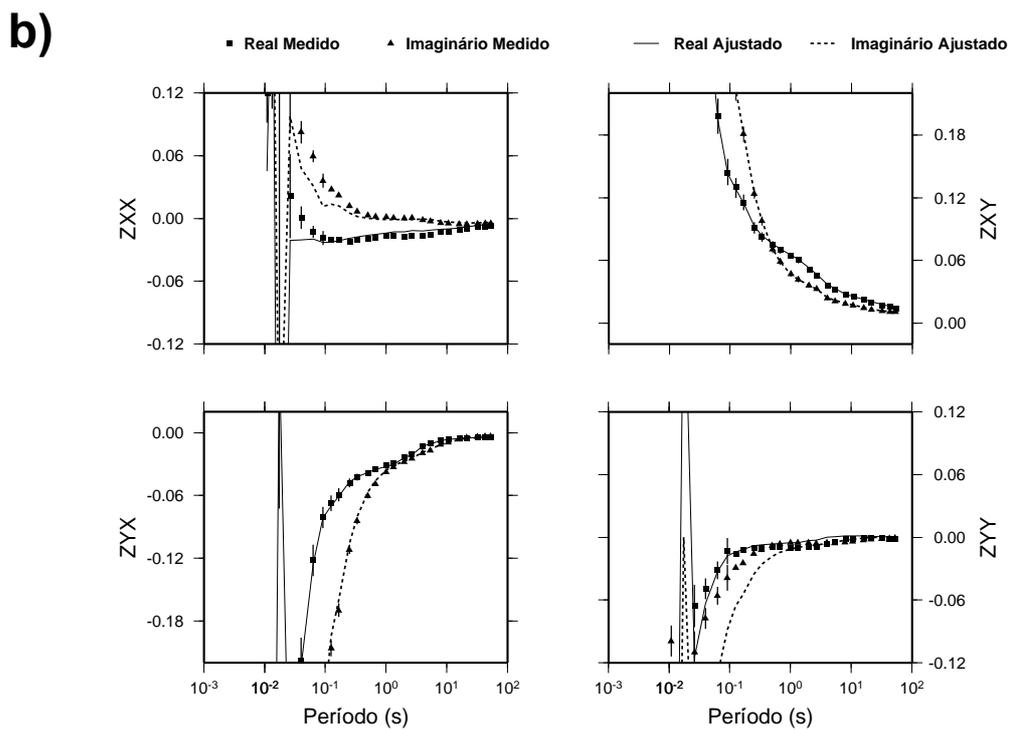
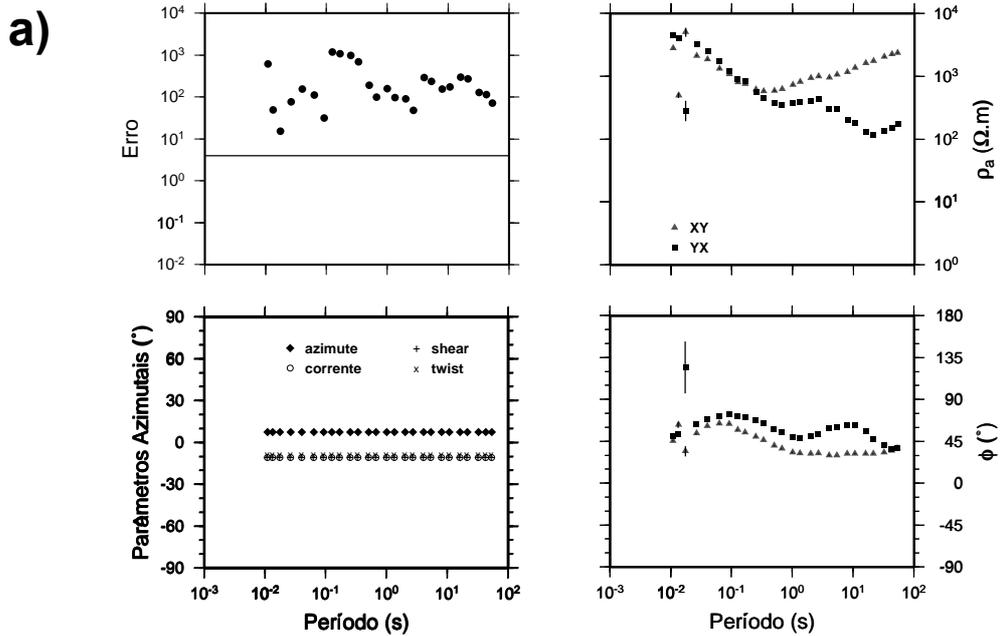


Fig. 4.3.3 - a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 19. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

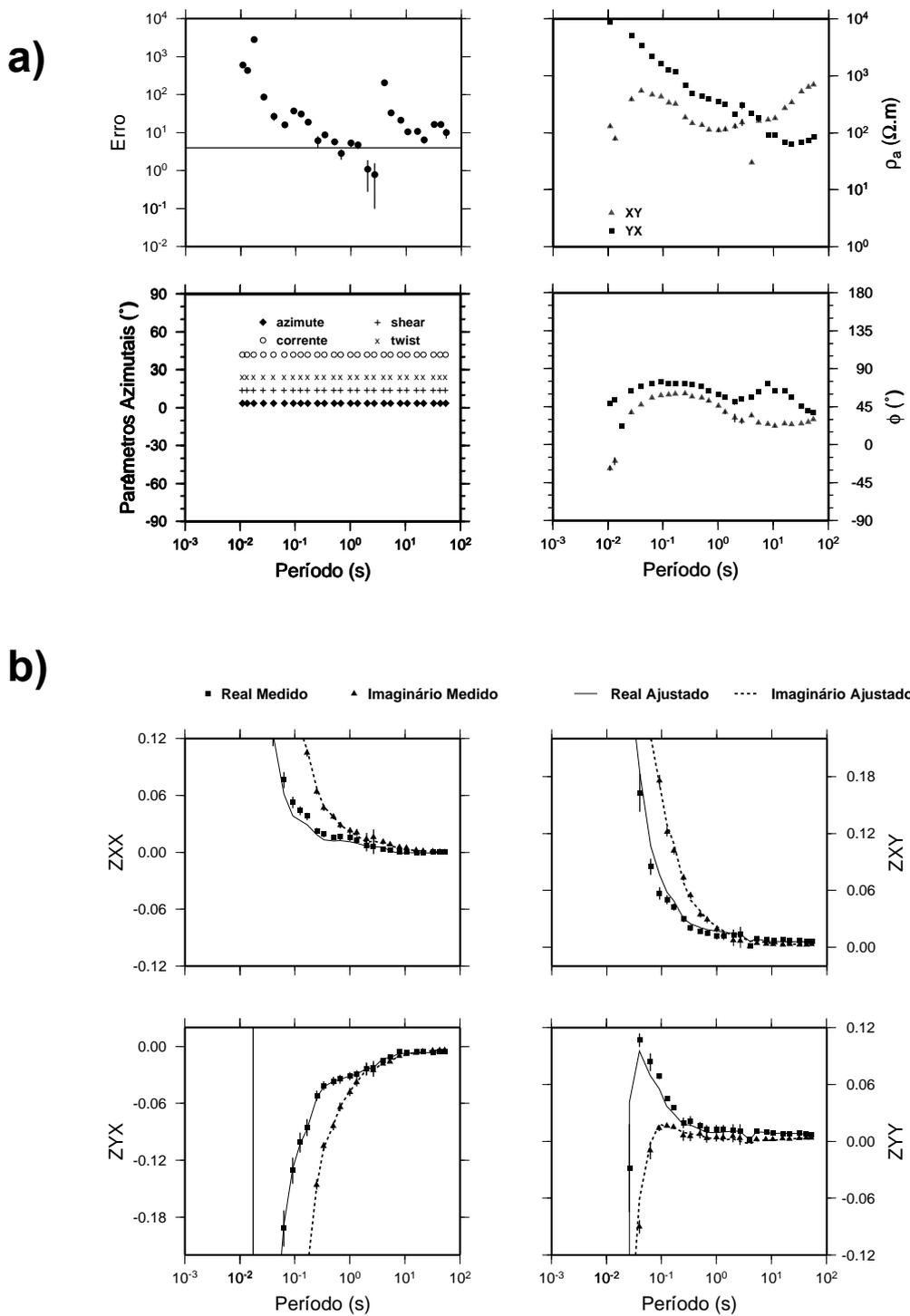


Fig. 4.3.4 - a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 16. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

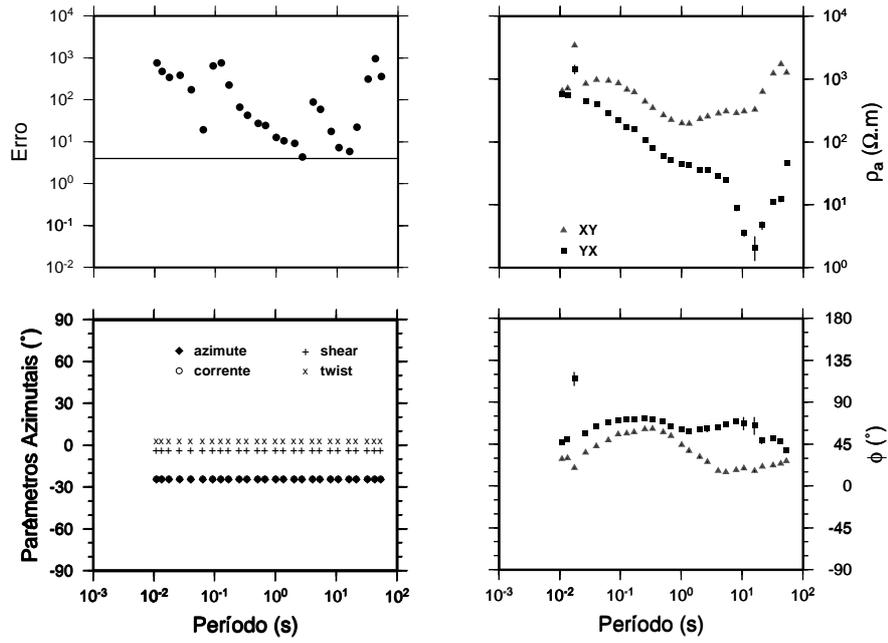
efeito seja pequeno em relação àquele produzido pela anisotropia local (Groom et al., 1993; Jones e Dumas, 1993).

A região do perfil imediatamente a leste da cidade de Coromandel, onde se localizam as estações 16, 112 e 18, constitui um limite importante para nossos estudos. A nordeste desse limite, o azimute geoeletrico apresenta algumas mudanças bruscas e, de uma forma geral, há uma maior variabilidade dos parâmetros GB. Isso sugere que distorções 3D devam ser mais importantes em tais dados.

A Figura 4.3.5 mostra a decomposição do sítio 002, localizado sobre a Grupo Vazante, imediatamente ao sul do rio Paranaíba. Suas respostas MT são similares àquelas dos sítios vizinhos da parte sudoeste, com a anisotropia centrada em 10 s também presente de forma marcante. No entanto, o azimute muda, significativamente, para um valor em torno de -25° , as respostas MT não são tão robustas quanto às anteriormente descritas, e a anisotropia em 10 s é destruída facilmente com uma pequena variação do azimute geoeletrico. Uma vez que em inversões bidimensionais é preciso adotar-se um azimute médio que consiga representar de forma adequada os dados de cada estação, nota-se que dados como os da estação 002, com azimute distinto das demais e inflexível em relação à rotação, dificilmente poderão ser incluídos em um perfil 2D.

As estações a nordeste do rio Paranaíba formam um outro subgrupo de estações, com um padrão geral de distorções relativamente baixas em períodos, aproximadamente, abaixo de 1 s. Acima desse limite, há uma variação brusca nos parâmetros de distorção, tornando os dados inadequados à decomposição GB. Como exemplo, tem-se a estação 006, cuja decomposição ponto a ponto já fora apresentada na seção anterior (ver Figura 4.2.2.5). Observa-se naquela figura que, em períodos abaixo de 3 s, os dados são uniformes e pouco distorcidos, com as curvas MT mostrando concordância ponto a ponto. A análise GB nessa faixa resulta em um azimute geoeletrico em torno de 30° .

a)



b)

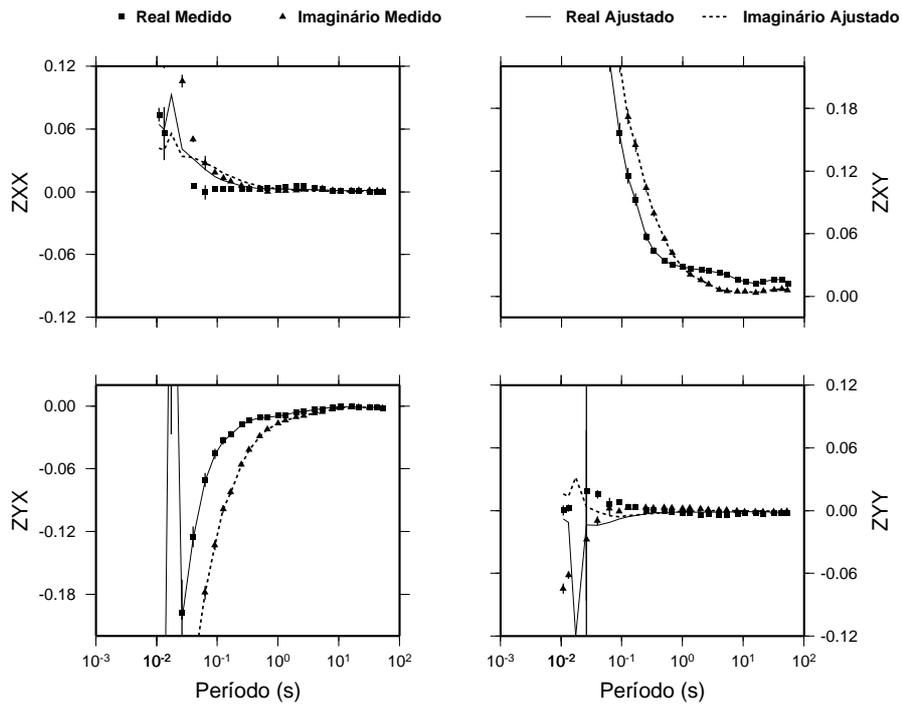


Fig. 4.3.5 - Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados rasos do sítio 002. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

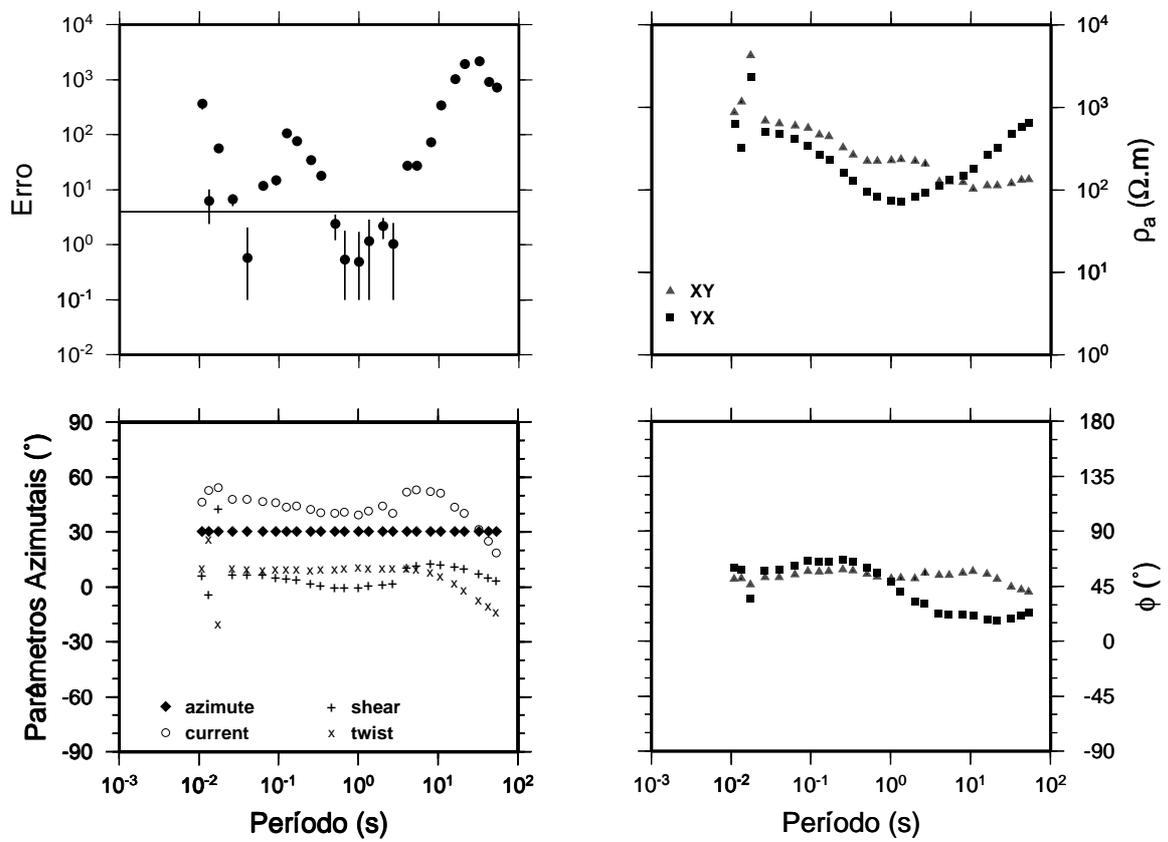


Fig. 4.3.6 - Parâmetros da decomposição GB dos dados rasos do sítio 006 com o azimuth geoeletrico restringido a 30° .

A Figura 4.3.6 mostra a decomposição da estação 006 com o azimute fixado nesse azimute e deixando os demais parâmetros ("shear" e "twist") variarem livremente. Observa-se, como esperado, que a decomposição funciona, satisfatoriamente, até períodos da ordem de 3 s, com dados pouco distorcidos e as curvas MT mostrando pouca separação. Acima desse período, porém, há um salto abrupto no "shear" (de 0° para 10°) e o "twist" sofre uma rotação de cerca de 25° , partindo de ângulos em torno de 10° em 3 s para ângulos em torno de -15° em 53 s. A inadequação ao modelo GB é evidenciada, também, pela variação abrupta do erro em períodos acima de 3 s, atingindo valores extremamente elevados, principalmente acima de 10 s. Comparando com as estações a sudoeste, nota-se que as fases na faixa anisotrópica em torno de 10 s tem suas componentes invertidas.

Nas duas últimas estações (115 e 114), as variações acima de 1s não são tão bruscas como aquelas da estação 006 e a parametrização GB poderia ser aplicada. No entanto, a exemplo da 006 (e também das 116 e 038), todas elas têm suas componentes invertidas no intervalo anisotrópico, dificultando a interpretação desses dados. De qualquer forma, a presença dessa característica nas cinco últimas estações da parte nordeste do perfil sugere que mesma possa ter uma importância regional.

4.4 AZIMUTE GEOELÉTRICO REGIONAL DA PARTE CRUSTAL

4.4.1 Informações adicionais à decomposição GB

A definição de um azimute regional único a partir de um conjunto de estimativas individuais de azimute nos vários sítios de sondagens MT requer, em primeiro lugar, a remoção da ambigüidade de 90° inerente à cada estimativa. A única possibilidade de se obter alguma informação nesse sentido, usando os próprios dados MT, é através da análise da relação entre o campo magnético vertical e os campos magnéticos horizontais. A teoria envolvida nessa análise indica que, na presença de variações laterais de resistividade, correntes tenderão a fluir em estruturas de menor resistividade, gerando

campos magnéticos anômalos cujas componentes horizontais e vertical se relacionam de acordo com a expressão (Schmucher, 1973):

$$H_z(\omega) = T_{zx}(\omega)H_x(\omega) + T_{zy}(\omega)H_y(\omega). \quad (4.4.1.1)$$

Os coeficientes lineares complexos T_{zx} e T_{zy} podem ser combinados para fornecer a magnitude $(T_{zx}^2 + T_{zy}^2)^{1/2}$ e a direção $\tan^{-1}[T_{zy}/T_{zx}]$ dos chamados vetores de indução. Eles, geralmente, apontam na direção oposta à concentração de correntes telúricas, concentradas em regiões com variações laterais de resistividade, sendo suas magnitudes função da proximidade e/ou intensidade das concentrações de corrente. O cálculo de vetores de indução em várias estações e em diferentes períodos pode ser útil para delimitar a extensão e a profundidade de heterogeneidades laterais, eventualmente contribuindo para decidir a direção preferencial das estruturas geoeletricas.

A Figura 4.4.1.1 mostra os vetores de indução reais calculados para cada estação em quatro períodos distintos: 0,13 s, 5,3 s, 11 s e 32 s. Eles foram revertidos para apontar rumo às concentrações de correntes (procedimento adotado em todos os vetores de indução mostrados neste trabalho). Os vetores, de uma forma geral, são muito fracos e dominados por estruturas locais. Isto é verificado, principalmente, nas estações dentro da Bacia do Paraná, cujas bordas constituem a direção preferida dos vetores em todos os períodos. Na região entre os municípios de Coromandel e Lagamar (estações 15 a 116) os vetores são, sistematicamente, mais fortes em todos os períodos, exceto em 0,13 s, indicando a existência de uma maior concentração de correntes nesta região. Suas direções preferenciais são leste e sudeste, sendo a estação 002 a principal exceção, a qual aponta para noroeste com intensidade muito forte em períodos de 5,3 e 11 s. Nas estações mais ao norte, as amplitudes dos vetores voltam a diminuir, com um padrão indefinido de direção.

Essas características, de uma forma geral, não definem nenhuma direção regional preferencial, pouco contribuindo para a questão do azimute

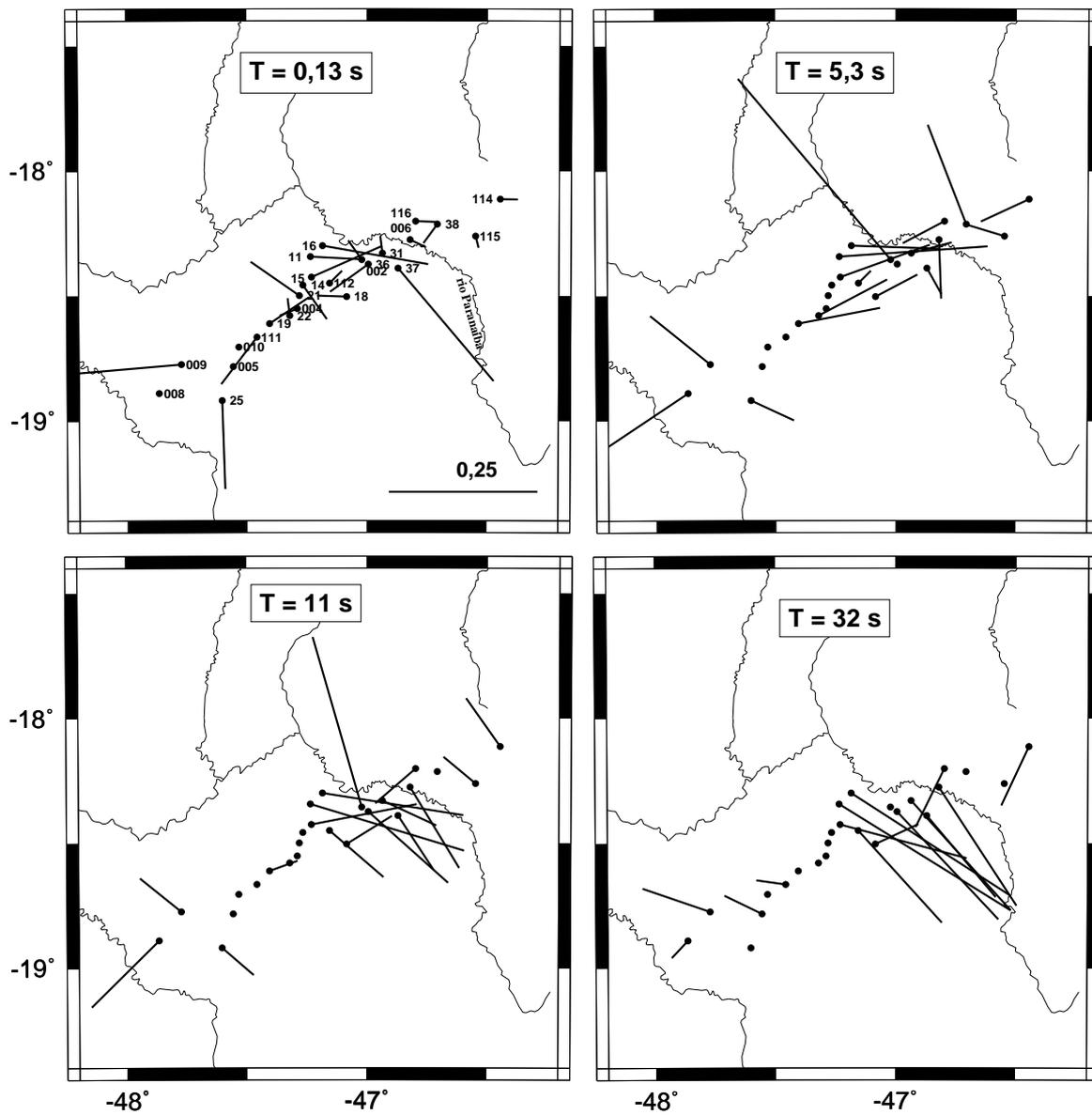


Fig 4.4.1.1 - Vetores reais de indução dos dados rasos mostrados em 4 períodos distintos. Suas direções foram revertidas para apontarem rumo ao condutor.

geoeletrico. No entanto, os vetores indicam um padrao mais complexo de fluxo de correntes justamente na regio em que se verificou uma grande variacao na direcao do azimute geoeletrico de estacao para estacao, reforçando a hipotese de que efeitos 3D devem ser mais importantes naquela regio.

Outra alternativa para solucionar a questao da ambiguidade na definicao do azimute geoeletrico e atraves do uso de dados geologicos e geofisicos independentes. Uma das feicoes geofisicas presentes na area refere-se a um conjunto de extensos lineamentos de direcao geral NW, verificado em dados aeromagnetico, e atribuido a fraturas preenchidas por material basico (Bosum, 1973). Uma comparacao da direcao dos lineamentos com os azimutes determinadas pela decomposicao GB, aproximadamente N-S ou E-W, mostram pouca relacao entre elas, exceto para os sitios localizados dentro dos limites da Bacia do Parana. Adicionalmente, os vetores de inducao nao mostram nenhuma evidencia de que tais feicoes magneticas possam representar uma descontinuidade geoeletrica importante.

Na regio desta pesquisa, uma das principais informacoes geofisicas independentes disponiveis e fornecida por dados gravimetricos. Esses dados (Molina et al., 2000), com resolucao de 5' x 5', encontram-se armazenados no banco de dados do IAG-USP e disponiveis, livremente, na rede. O mapa de anomalias Bouguer, juntamente com a localizacao dos sitios de sondagem MT, e mostrado na Figura 4.4.1.2. Uma caracteristica marcante desse mapa sao os gradientes positivos em direcao ao Soerguimento Alto Paranaiba, os quais o bordejam, mais nitidamente, em suas partes nordeste, leste, sudoeste, sul e sudeste. A amplitude total desta feicao e da ordem de 20 mGal e seu gradiente maximo da ordem de 0,9 mGal/km. De acordo com a relacao de Bott e Smith (1953), isso implica em uma fonte da ordem de 20 km, significativa portanto, tendo em vista a escala indutiva dos dados MT rasos. Na regio de Catalao ate o sul da APIP, o gradiente se alinha com a direcao norte-sul, e ao norte de Catalao devia-se para nordeste. Partindo deste gradiente para o interior da APIP, as variacoes gravimetricas sao suaves ate a altura do perfil MT e

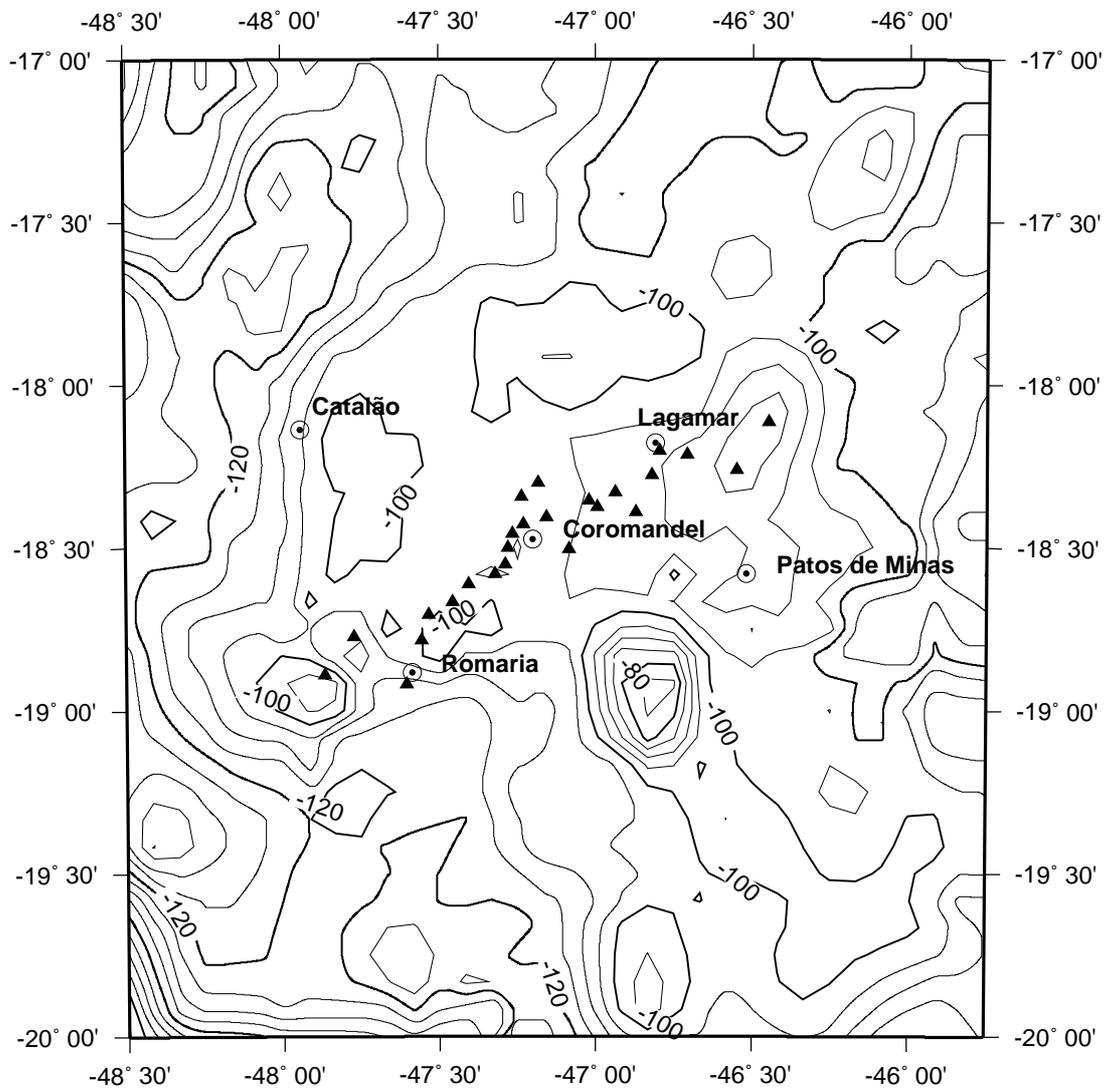


Fig. 4.4.1.2 - Mapa de anomalias Bouguer, com resolução de 5'x5' (Molina et al., 2000) da área em torno da APIP, juntamente com os sítios MT deste trabalho e algumas cidades. Curvas de contorno em mGal.

mantém as direções regionais do gradiente. Na extremidade sudoeste do perfil MT, região englobada pelas estações 009, 008 e 25, o padrão gravimétrico é mais complexo. A anomalia positiva que caracteriza a APIP é truncada a sudeste por um baixo gravimétrico com vergência para norte-nordeste, conhecido como baixo gravimétrico de Perdizes e possivelmente relacionado a um espessamento crustal (Almeida et al., 1980). Aos complexos plutônicos de Catalão e Serra Negra-Salitre associam-se anomalias gravimétricas positivas e de extensão restrita. Nesse último complexo, a sudeste de Coromandel, a anomalia é bastante pronunciada, com amplitude da ordem de 30 mGal. Na região compreendida pelas cidades de Lagamar e Patos de Minas, as feições gravimétricas têm direções preferenciais norte-sul e nordeste-sudoeste. Seus valores negativos são atribuídos à cobertura mesozóica (Lesquer et al., 1980) que preenche a Sub-bacia Abaeté e a um suposto espessamento crustal (Campos e Dardenne, 1997), constituindo feições gravimétricas regionais que se estendem a leste e ao norte dessa região (Almeida et al., 1980).

Em suma, os dados gravimétricos mostram que as estruturas dominantes em subsuperfície são relacionadas, principalmente, aos eventos mesozóicos que afetaram a região da APIP e que a direção regional dessas estruturas tende a ser norte-sul ou nordeste-sudoeste. As feições gravimétricas não mostram nenhuma correlação, pelo menos imediata, com os empurrões e cavalgamentos da cobertura brasileira, sobretudo no contato NW do Grupo Araxá com o Grupo Ibiá, na altura de Coromandel.

Com base nessas observações e a partir dos resultados obtidos na análise GB, escolheu-se o azimute geoeletrico em uma direção em torno da direção norte-sul para a região crustal. Como visto anteriormente, as informações geológicas que poderiam eventualmente confirmar essa direção são inacessíveis devido à cobertura brasileira, cuja estruturação parece não ter afetado níveis mais profundos da crosta.

4.4.2 Composição do perfil 2D APIP-BL1

Na prática, a escolha do azimute geoeletrico implica em definir qual dos dois componentes do tensor MT (XY e YX) será associado ao modo de propagação TE quando da inversão bidimensional. Em vista das argumentações apresentadas nesta seção, para as estações na parte sudoeste do perfil, de 009 até 16, o modo TE adotado dirige-se em torno da direção norte-sul. As demais estações têm um comportamento sugestivo de um ambiente 3D, conforme indicado pela decomposição GB e pelos vetores de indução, o que impossibilita sua inclusão na inversão 2D.

Como o azimute geoeletrico determinado para cada estação varia de um local para outro, ainda que pouco, é preciso derivar um único valor para todo o conjunto. Para tanto utilizou-se o programa de McNeice-Jones, que efetua o cálculo do azimute geoeletrico de forma simultânea para várias estações e vários períodos levando em consideração a qualidade dos dados e a posição da estação (McNeice e Jones, 2001). Com isto, espera-se obter um resultado mais preciso do que poderia ser derivado, por exemplo, a partir da média dos azimutes de cada estação. No total, incluíram-se nessa etapa de processamento 14 estações com 26 períodos entre 0,1 e 53 s cada uma, com tempo total de processamento de várias horas em uma estação de trabalho.

A estimativa final do azimute geoeletrico obtida pela técnica de McNeice-Jones foi avaliada por diferentes formas quanto à sua robustez. Uma dessas formas foi separar o intervalo total de períodos em bandas (geralmente 2, 3 ou 4 bandas), obtendo uma estimativa individual para cada banda. Outro procedimento consistiu de excluir uma certa estação do processamento e depois incluí-la de volta em um segundo processamento, o qual, por sua vez, teria outra estação excluída, prosseguindo dessa forma sucessivamente com todas as estações. Outros testes foram feitos relacionados a mudanças de alguns parâmetros do programa, conforme sugerido pelos próprios autores do programa. Todas essas tentativas forneceram resultados consistentes, com o azimute final estimado para os dados sendo de 8 graus.

A partir desses resultados em cada estação, de 009 a 16, aplicou-se a decomposição GB independente do período e com o azimute geoeletrico restringido a 8° (ver apêndice B). Posteriormente, esses dados foram projetados para comporem um perfil 2D, denominado neste trabalho de APIP-BL1, o qual foi submetido à inversão bidimensional, conforme será discutido mais adiante.

4.5 DECOMPOSIÇÃO GB EM DADOS PROFUNDOS (MANTO)

Com base nas discussões anteriores, considerou-se como dados de longo período deste trabalho aqueles correspondentes aos períodos entre 80 e 13653 s. A decomposição destes dados seguiu um tratamento similar ao descrito anteriormente para os dados rasos.

De uma forma geral, os parâmetros GB em dados de longo período têm um comportamento mais estável em relação aos de períodos curtos. No entanto, algumas estações são fortemente distorcidas nessa faixa de período, com o parâmetro “shear” acima de 30° , causando inconsistências nas determinações das direções geoeletricas. Uma forma de contornar esse problema foi usar informações de estações próximas com dados menos distorcidos e cujas estimativas do azimute geoeletrico foram mais robustas. Os menores níveis de distorção foram observados nas extremidades da região de pesquisa: os sítios 008, 009 e 010, ao sudoeste, e os sítios 115 e 114, ao nordeste. A decomposição GB revelou na maioria desses sítios um azimute geoeletrico em torno de $45-55^\circ$, exceto no 115, com o azimute em torno de 63° .

A Figura 4.5.1 mostra o resultado da decomposição GB ponto a ponto no sítio 008. O “twist” é o parâmetro mais estável e permanece ao redor do azimute de -5° . O azimute é relativamente estável, principalmente entre 100 e 1000 s. Em períodos superiores, porém, seus valores mudam de quadrante, oscilando em torno do azimute de -30° , o que não representa uma alteração significativa levando-se em consideração a ambigüidade de 90° .

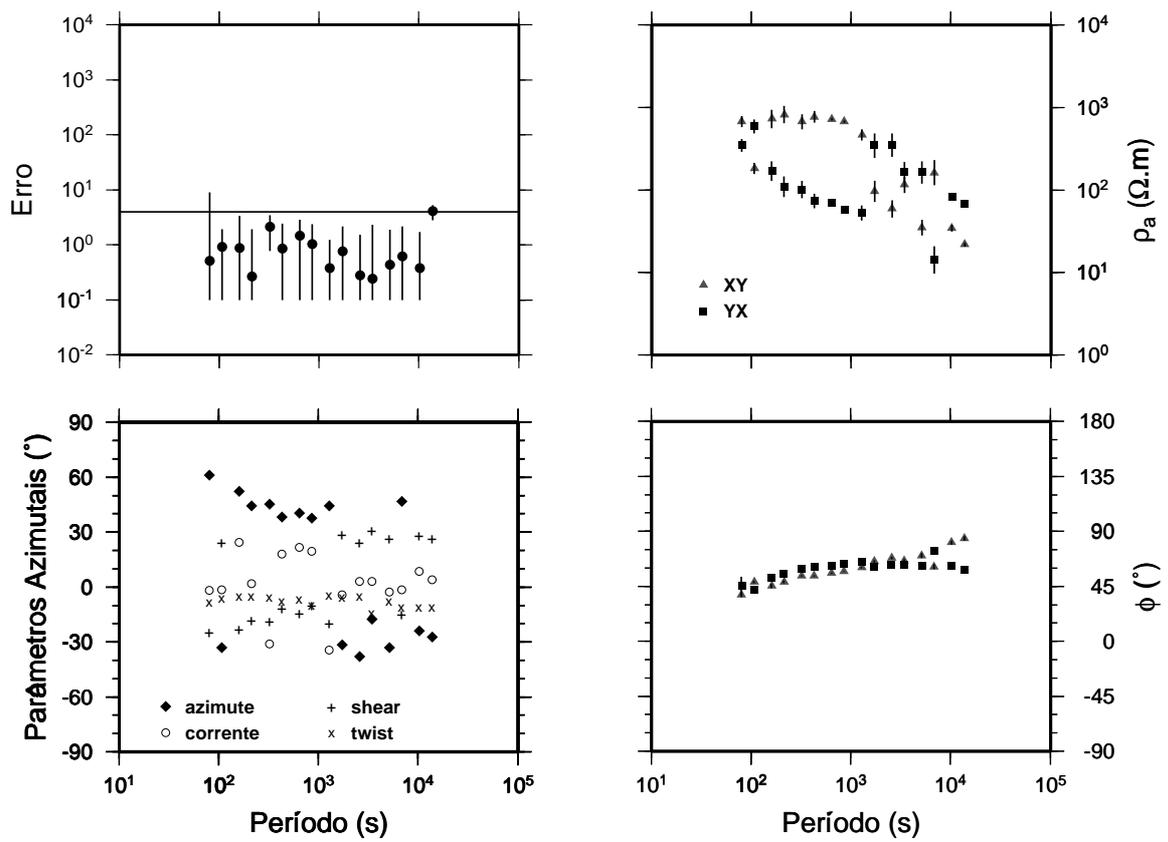


Fig. 4.5.1 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados acima de 53 s do sítio 008.

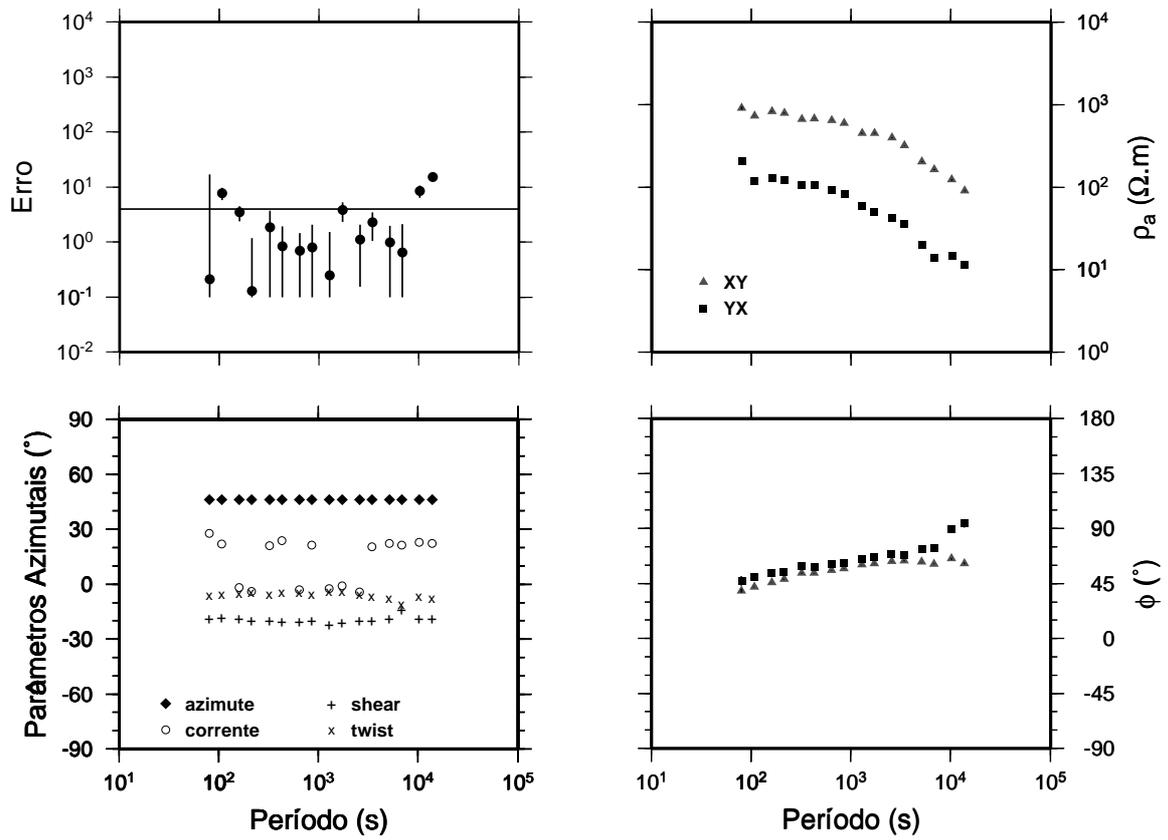


Fig. 4.5.2 - Parâmetros da decomposição GB dos dados acima de 53 s do sítio 008 restringindo-se o azimuth geoeletrico a 46° .

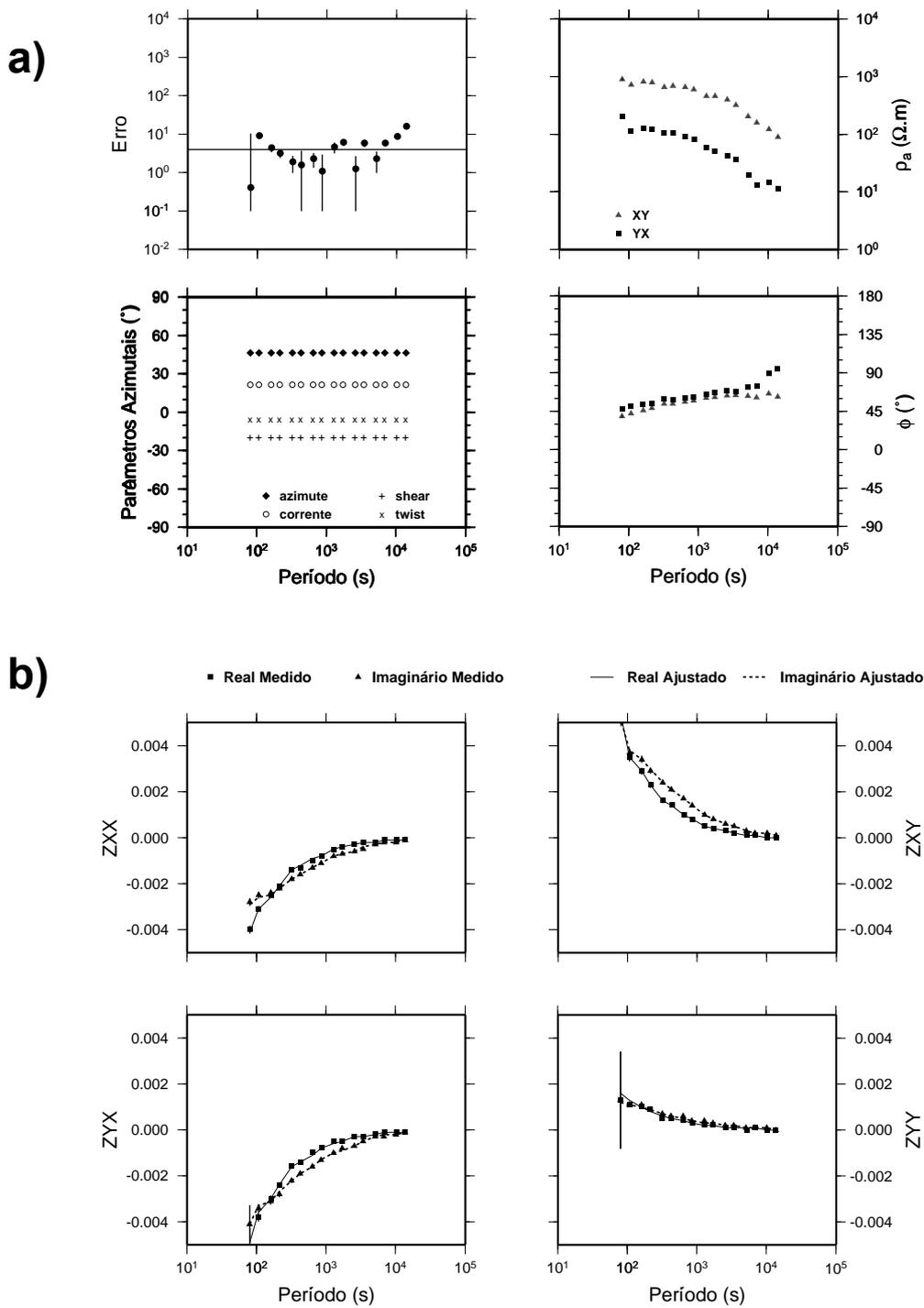


Fig. 4.5.3 - a) Parâmetros da decomposição GB acima de 53 s inteiramente restringidos do sítio 008. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

Um azimute de 46° estabiliza os parâmetros de distorção e as respostas MT, sem aumentar, de forma significativa, os erros (Figura 4.5.2). A decomposição final (Figura 4.5.3) indica que a parametrização imposta pela decomposição é válida, devido ao bom ajuste das impedâncias e à pequena variação relativa dos erros com o decréscimo do grau de liberdade. As respostas MT indicam que o meio é bastante homogêneo, visto o paralelismo entre as curvas de resistividade aparente e a similaridade das fases em quase todo espectro. Nos últimos quatro períodos (5120 a 13653 s), a fase YX se eleva, causando uma anisotropia típica em toda região de pesquisa, porém com mais intensidade nos sítios da porção sudoeste.

Por outro lado, a igualdade das fases e o paralelismo entre as curvas de resistividade aparente, separadas nesse caso por quase uma década, caracterizam um deslocamento estático considerável nessa estação. Como já descrito anteriormente, esse tipo de efeito é causado por acúmulo de cargas elétricas em estruturas anômalas rasas. No entanto, o conceito de "raso" é relativo à escala indutiva dos dados e Bahr et al. (2000) demonstrou que deslocamentos estáticos em longo período podem estar associados a estruturas 3D em profundidades da crosta média-inferior. Essa observação é condizente com os dados de períodos mais curtos deste trabalho, os quais identificam uma anisotropia na faixa centrada em 10 s, compatível com profundidades da crosta média-inferior. Especula-se aqui, que essa estrutura anisotrópica crustal seria a geradora dos efeitos estáticos em períodos longos.

A análise da decomposição ponto a ponto no sítio 114 (Figura 4.5.4) indica que o nível de distorção 3D é muito baixo nesse local, conforme sugerido pela estabilidade dos parâmetros azimutais e pelos baixos valores de "shear" (inferiores a 10°). A ausência de deriva entre as curvas de resistividade aparente, suportado pela similaridade das fases, confirma a quase ausência de distorções. Como esperado, o azimute é o parâmetro mais instável, mas ainda assim oscila coerentemente entre 40° e 60° em períodos acima de 300 s. O procedimento adotado, nesse caso, foi o de restringir, sucessivamente, o

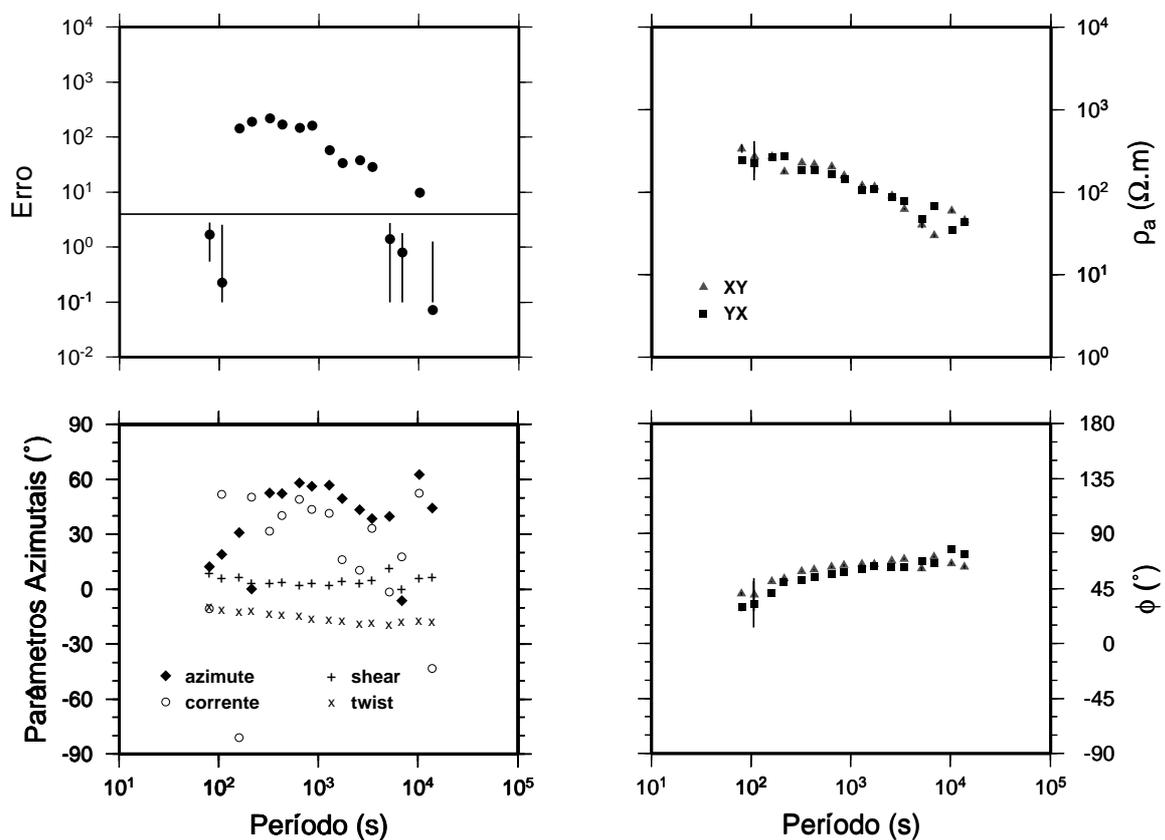


Fig. 4.5.4 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados acima de 53 s do sítio 114.

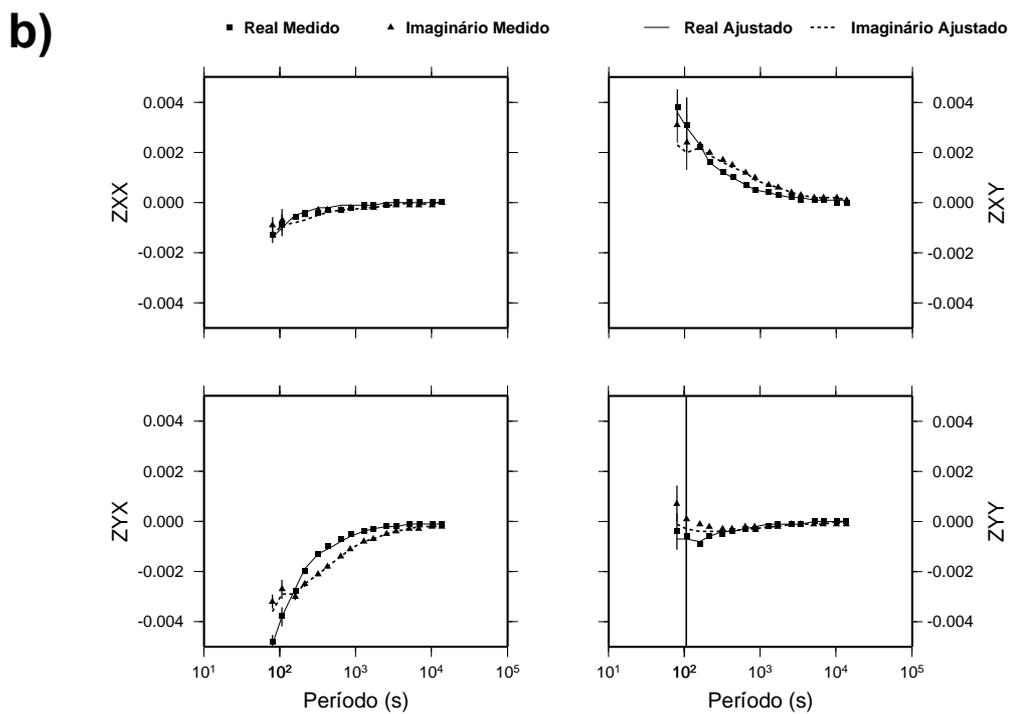
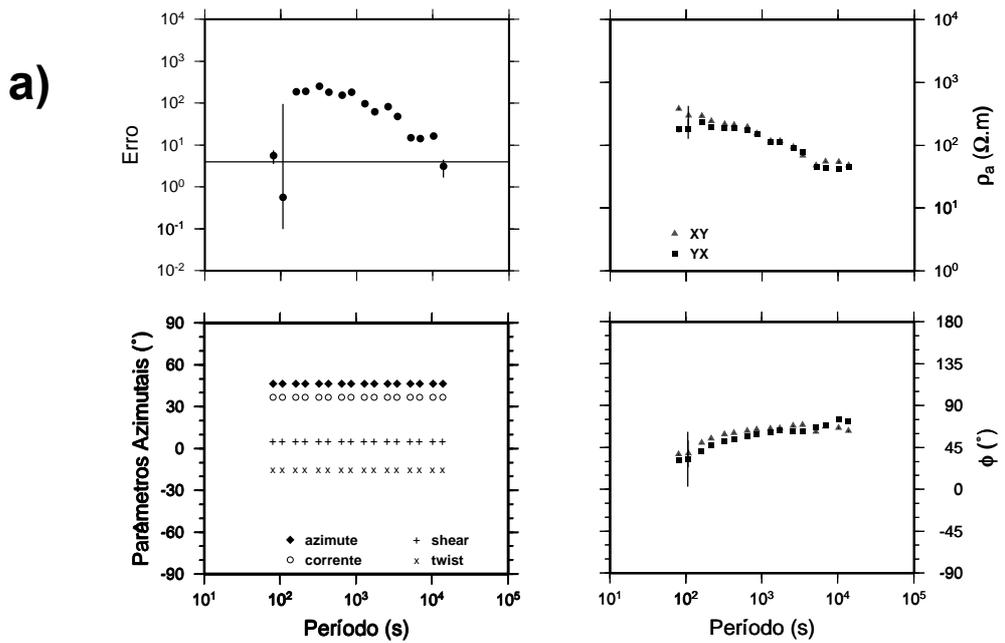


Fig. 4.5.5 - a) Parâmetros da decomposição GB inteiramente restringidos dos dados acima de 53 s do sítio 114. b) Ajuste às impedâncias escalonadas.

“shear” em 5° e, depois, o “twist” em -15° . Com isto o azimute se estabiliza em torno de $45-50^\circ$. Esse é um valor muito próximo àquele do sítio 008, apesar da distância de, aproximadamente, 140 km que os separa. Por fim, a Figura 4.5.5 mostra o resultado da decomposição independente do período, com um azimute de 46° . Observa-se que, mesmo com decréscimo do grau de liberdade, o erro normalizado pouco se alterou o que indica, juntamente com o bom ajuste das impedâncias, que a parametrização GB é uma aproximação válida para esses dados.

Comparando-se os resultados das diferentes estações, verificou-se que o grau de distorção nos dados de longo período tende a aumentar dos extremos rumo ao centro da região de pesquisa. O parâmetro “shear”, de uma forma geral, é sempre superior a 30° , atingindo valores extremos (45°) nos sítios 002 e 004. A Figura 4.5.6 exemplifica esse resultado para o sítio 004. Observa-se, na decomposição ponto a ponto, que os parâmetros “twist” e o azimute são bastante variáveis e não mostram nenhuma direção preferencial. Diferentes testes mostraram que, fixando-se um dos parâmetros, a solução torna-se bem mais estável. No entanto, sem informações adicionais, isso poderia levar a resultados errôneos no caso de se fixar um valor incorreto pois, quando um dos parâmetros é fixado, um sistema de coordenadas é imposto para os outros dois parâmetros remanescentes.

Usando-se, porém, a informação do azimute geoeletrico de 46° determinado nas estações 008 e 114, pode-se recuperar a resposta regional do sítio 004 (Figura 4.5.7). O “twist”, desta vez, se estabiliza inteiramente (exceto nos últimos 3 períodos) e o “shear” permanece dentro do seu valor limite de -40° . Por outro lado, a corrente de canalização se mostra independente do período, caracterizando uma canalização severa com azimute em torno de 30° (ou -60°), e as curvas de resistividade aparente têm valores muito acima em relação a maiorias das outras estações. Como mostrado na seção anterior, o sítio 004 é afetado por uma forte anisotropia local em períodos curtos, o que deve explicar pelo menos parte desta discrepância.

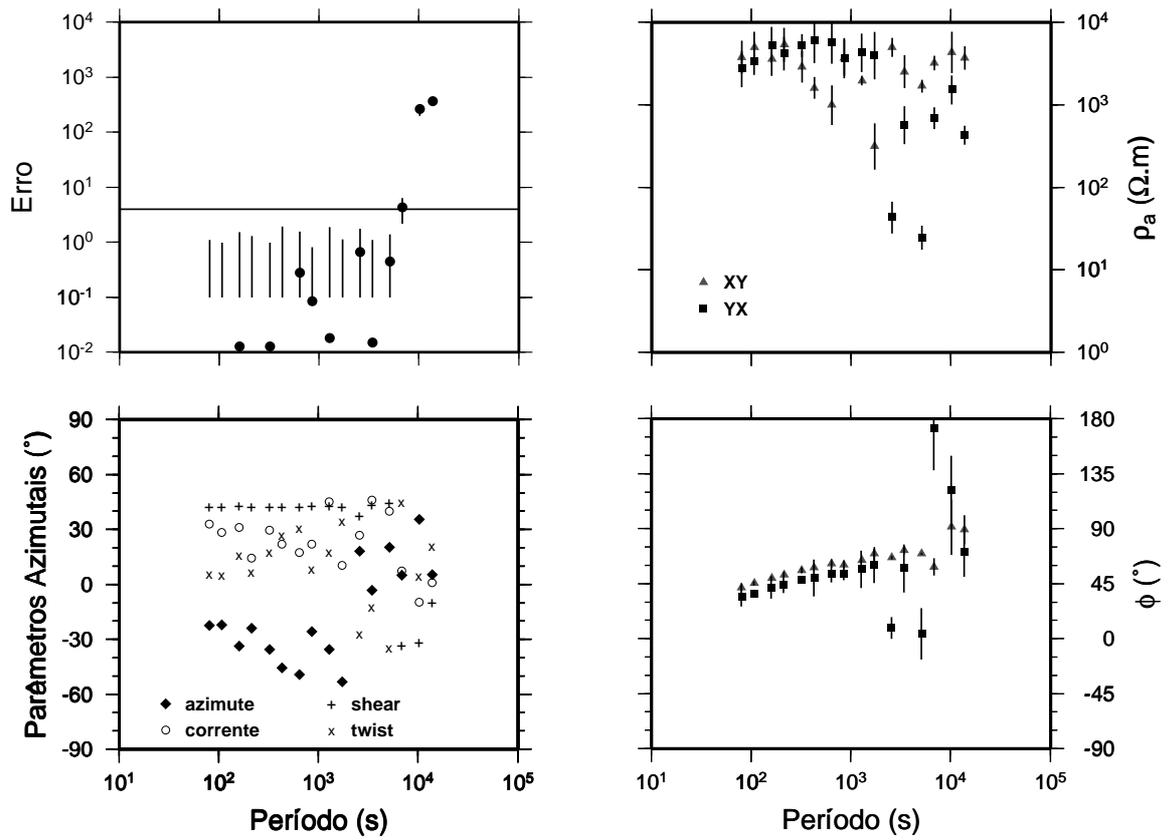


Fig. 4.5.6 - Parâmetros da decomposição GB ponto a ponto dos dados acima de 53 s do sítio 004.

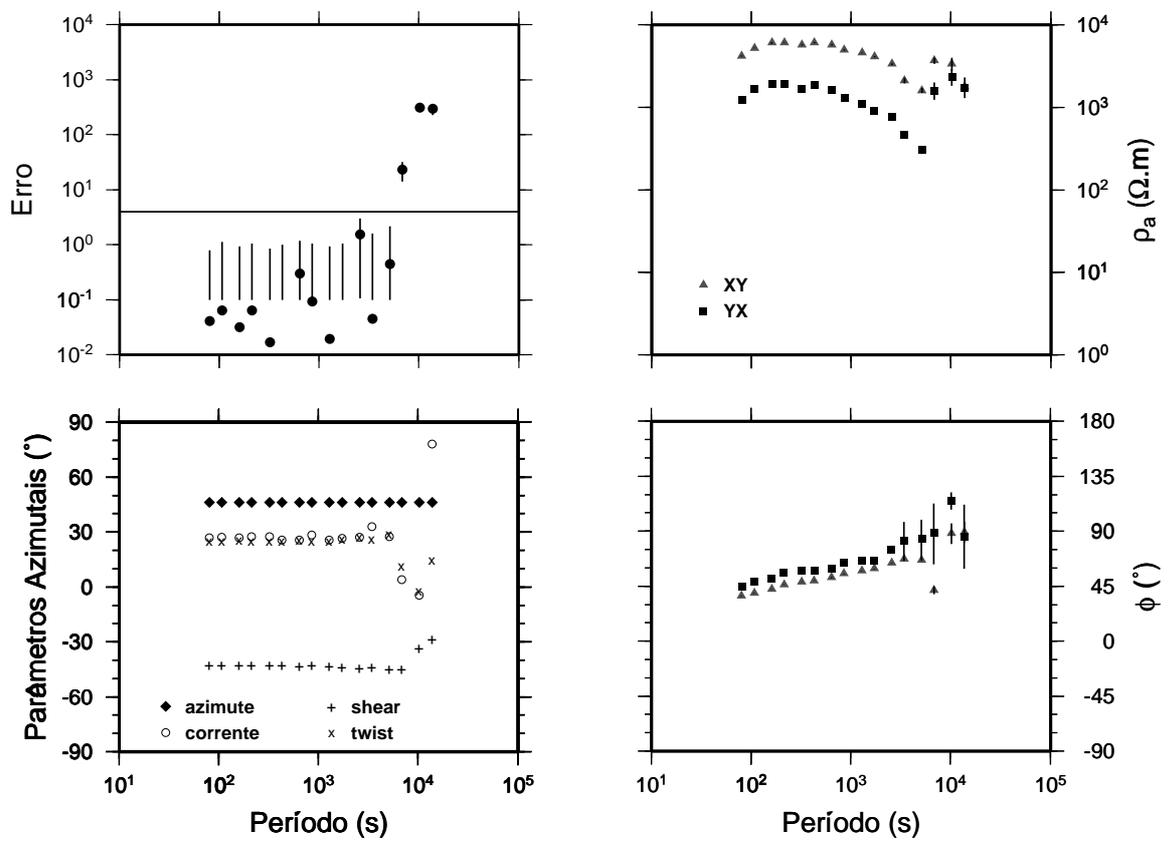


Fig. 4.5.7 - Parâmetros da decomposição GB dos dados acima de 53 s no sítio 004 restringindo-se o azimuth geoeletrico a 46° .

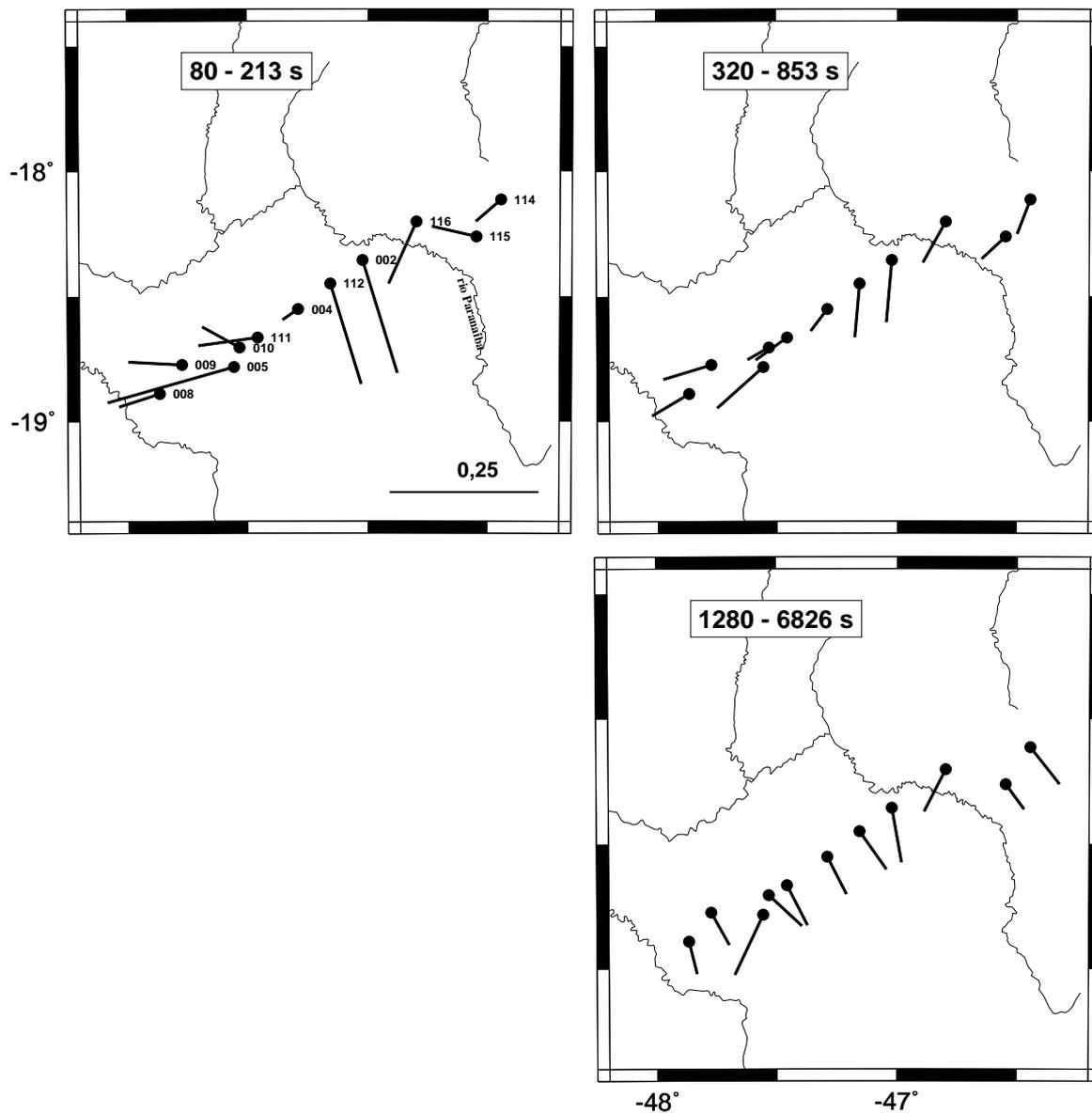


Fig. 4.6.1.1 - Vetores reais de indução de dados acima de 53 s obtidos pela média em 3 intervalos de períodos. As direções foram revertidas para apontarem rumo ao condutor.

4.6 AZIMUTE GEOELÉTRICO REGIONAL DA PARTE SUBCRUSTAL

4.6.1 Informações adicionais à decomposição GB

Nos dados de longo período, a ambigüidade de 90° do azimute geoeletrico pôde ser resolvida através da análise dos vetores de indução. A Figura 4.6.1.1 mostra esses vetores calculados em cada uma das estações no intervalo de períodos de 80 a 6826 s. Em períodos superiores a 6826 s, a resposta do campo vertical não foi de boa qualidade na maioria das estações e por isso decidiu-se não as usar. O intervalo total foi subdividido em 3 subintervalos (80-213 s, 320-853 s e 1280-6826 s) com, aproximadamente, o mesmo tamanho em escala logarítmica, e os resultados apresentados mostram os vetores médios dentro de cada subintervalo.

Entre 80 e 213 s, as estações do extremo sudoeste, 008, 009, 005 e 011 apontam na direção oeste-sudoeste, indicando concentração de correntes na região compreendida pela Bacia do Paraná, enquanto a 010 aponta rumo a noroeste, em uma direção aproximadamente paralela à bacia e possivelmente associada a efeitos superficiais locais. No centro da área de pesquisa, a estação 004 também aponta para sudoeste, mas sua resposta indutiva é muito mais fraca que a das demais estações, não sendo assim muito significativa. Em contraste, nas duas estações posteriores mais a norte têm-se as maiores amplitudes do campo magnético vertical. Em ambas as estações, os vetores apontam para fora do perfil, na direção sudeste. Os três últimos sítios, a nordeste do rio Paranaíba, não mantêm a direção e a consistência dos dois anteriores, apontando em direções variáveis e indicando estarem influenciados por feições locais de resistividade.

Entre 320 e 853 s, há uma maior regularidade no comportamento dos vetores. De uma forma geral, os vetores são bastante pequenos e sofrem um pequeno giro no sentido anti-horário, exceto nos sítios 112 e 002, que sofrem um giro no sentido horário. A tendência predominante dos vetores na parte sudoeste do perfil continua a apontar em direção à Bacia do Paraná, enquanto os do centro do perfil apontam, aproximadamente, na direção sul. Nesses últimos, o campo

vertical sofre um decréscimo de amplitude, mas ainda mantém-se mais intenso em relação aos demais sítios.

Nos períodos mais longos (1280 a 6826 s), os vetores mudam suas direções de forma significativa e se uniformizam, tanto em amplitude como em direção. Com exceção de dois sítios, um na Bacia do Paraná (008) e outro próximo ao rio Paranaíba (116), a direção preferencial é a sudeste. Essa uniformidade, associada ao fato de que o interesse principal de nossas análises nessa etapa está concentrada nas partes mais profundas da litosfera, levou à adoção de um azimute geoeletrico nordeste-sudoeste, perpendicular à direção indicada pelos vetores em períodos mais longos. Também, a pequena amplitude do campo vertical corrobora o resultado da decomposição GB, a qual indicou baixas distorções em toda a região na faixa de longo período.

4.6.2 Composição do perfil 2D APIP-LP1

Diferentemente dos dados de períodos mais curtos, todas as estações, analisadas puderam compor um único perfil 2D, aqui denominado APIP-LP1. No entanto, para a determinação do valor do azimute geoeletrico médio para todo perfil não se pôde utilizar o código de McNeice-Jones, que falhara em diversas tentativas. Esse fato não é surpreendente levando-se em conta que a maior parte das estações contém dados com níveis de distorção muito elevados. Mesmo o uso de informações de sítios com decomposições robustas (como os 008 e 114), não impediram a falha do código, provavelmente devido ao pequeno número de dados com baixos ruídos e por sua distribuição, concentrados em ambos extremos do perfil.

Portanto, baseando-se na decomposição GB de cada estação e na direção apontada pelos vetores de indução no subintervalo de períodos mais longos, adotou-se um azimute geoeletrico regional de 45° para o perfil APIP-LP1.

CAPÍTULO 5

INVERSÃO 2D

5.1 INTRODUÇÃO

A inversão de dados MT, de uma forma geral, envolve a construção de um modelo de resistividade (ou condutividade) elétrica, vinculado à alguma condição de unicidade, que reproduza os dados medidos na superfície terrestre dentro de um certo limite. Neste trabalho, os modelos bidimensionais de resistividade da parte crustal e do manto superior foram obtidos, separadamente, usando-se a inversão RRI (“Rapid Relaxation Inversion”), proposta por Smith e Booker (1991).

O RRI é um método eficiente de inversão iterativa que objetiva a obtenção de modelos com mínima estrutura. Parte-se de um modelo inicial (σ_0) no qual os campos elétrico e magnético para cada modo de propagação (TE e TM) são calculados e usados para estimar os resíduos entre as respostas do modelo e aquelas medidas. Com isto, pode-se obter a perturbação do modelo sob cada sítio através de uma pseudo inversão 1D e, em seguida, após uma interpolação polinomial, obtém-se o modelo 2D completo. As perturbações são incorporadas ao modelo inicial, repetindo-se todo ciclo novamente até que se consiga um ajuste satisfatório.

Os campos do modelo devem satisfazer às equações de Maxwell que, no caso TE para um modelo isotrópico de condutividade (σ), podem ser escritas como

$$\nabla^2 E = -i\omega\mu_0\sigma(y, z)E \quad (5.1.1)$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = i\omega\mu_0 H \quad (5.1.2)$$

sendo as direções paralela e ortogonal à direção geoeletrica subentendidas nas componentes E e H , respectivamente. A equação (5.1.1) pode ser escrita convenientemente para incluir o termo do gradiente lateral dos campos, representado entre chaves na seguinte equação:

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \left\{ \frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} \right\} + i\omega\mu_0\sigma = 0. \quad (5.1.3)$$

Como comentam Smith e Booker (1991), o passo crucial do RRI é a aproximação dos gradientes laterais dos campos elétricos e magnéticos do modelo pelos gradientes gerados na iteração prévia. Então

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} = \frac{1}{E_0} \frac{\partial^2 E_0}{\partial y^2}. \quad (5.1.4)$$

Com essa aproximação, o termo referente ao gradiente dos campos na equação (5.1.3) passa a ser conhecido para uma certa iteração e sua solução é obtida de forma similar ao caso 1D, exceto que os campos avaliados são 2D ao invés de 1D. Devido a isso, Smith e Booker (1991) denominam essas inversões de pseudo-1D, com a contribuição 2D sendo dada pelos gradientes laterais dos campos. Isso representa um ganho computacional considerável em relação aos métodos tradicionais, como por exemplo o Occam2-D (deGroot-Hedlin e Constable (1990).

Usando-se a aproximação (5.1.4), a influência de uma perturbação $\delta\sigma$ nos dados pode ser avaliada de acordo com

$$\frac{\partial}{\partial z} \delta V + 2V_0 \delta V - i\omega\mu_0 \delta\sigma = 0. \quad (5.1.5)$$

onde, $V = V(y, z)$ é uma variável relacionada à impedância do meio.

A solução de (5.1.5) pode ser escrita como

$$\delta V(y, 0) = \frac{i\omega\mu_0}{E_0^2(y, 0)} \int E_0^2(y, z) \delta\sigma(z) dz, \quad (5.1.6)$$

de onde pode-se concluir que as variações dos dados na superfície dependem apenas das variações de condutividade do modelo. Implícita nessa solução há uma condição de suavidade imposta pela aproximação (5.1.4).

Sendo a equação (5.1.6) relacionada à diferença entre o dado medido e o calculado, sua inversão produzirá a perturbação sob cada sítio. O vínculo de unicidade do modelo é introduzido no momento da pseudo-inversão, que segue a filosofia de estrutura mínima, minimizando a função W em cada i -ésimo sítio conforme

$$W_i = Q_i + \beta_i e_i^2 \quad (5.1.7)$$

onde

$$Q_i = \int_0^{z_{\max}} (z + z_o)^3 \left[\frac{\partial}{\partial z^2} + \alpha \left(\frac{\Delta_i}{z + z_o} \right)^\eta \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right]_{y=y_i}^2 \ln(\sigma) dz \quad (5.1.8)$$

é uma norma escalonada do Laplaciano do modelo $\ln(\sigma)$. O termo e^2 é o tradicional erro estatístico χ^2 ; β é um valor que garante uma minimização concomitante das funções W e Q para um dado erro χ^2 . Também, a representação do modelo na forma logarítmica, geralmente, é mais conveniente que a representação linear (σ), visto que tal parâmetro pode variar por várias ordens de grandeza.

O valor da constante z_o na expressão (5.1.8) não é crítico ao processo de inversão (Wu et al., 1993), mas é, geralmente, assumido como sendo a profundidade pelicular do período mais curto. O parâmetro α controla a importância relativa da variação horizontal em relação à variação vertical do modelo. Nota-se que para $\alpha = 0$ o vínculo 2D é perdido, visto que o termo associado ao gradiente é anulado e as variações passam a depender somente da profundidade (z). Seu valor nominal no código RRI é 4. O expoente η está ligado à dependência com a profundidade das variações laterais de condutividade. Reduzindo-se seu valor, a inversão tenderá a concentrar-se nas estruturas mais rasas. Na configuração padrão do RRI essa variável é mantida fixa nas diferentes iterações, com valor nominal de 1,5. Esse valor, no entanto, segundo Smith e Booker (1991), é mais adequado para um espaçamento entre

as estações (Δ_i) da ordem de quilômetros; para espaçamentos Δ_i de ordens superiores ou inferiores a η , esse valor pode ser, eventualmente, alterado como forma de compensação.

5.2 INVERSÃO DOS DADOS RASOS (PERFIL APIP-BL1)

5.2.1 Correção da anisotropia local

Após a decomposição GB, as resistividades aparentes representam valores escalonados da resistividade aparente regional verdadeira. Com a aplicação da correção de anisotropia local, conforme proposta por Groom et al. (1993), os dois fatores de escalonamento em cada sítio reduzem-se a somente um, o ganho g (“site gain”). Esse fator é o mesmo em ambos os modos e é esperado ser de menor amplitude em relação à anisotropia local, exceto para dados coletados nas proximidades do afloramento de uma estrutura 3D (Groom e Bahr, 1992). Essa correção tem sido aplicada em vários estudos MT antes da inversão de dados, tal como mostrado em Ferguson et al. (1999), Groom et al. (1993), Jones et al. (1993a) e Jones e Dumas (1993), acreditando-se que o fator de deslocamento remanescente possa ser, em média, da ordem de 1/3 de década de resistividade.

Em vista disso, antes da inversão dos dados rasos, optou-se aqui por aplicar a correção de anisotropia local. Na prática, essa correção foi realizada antes da entrada dos dados no pacote GEOTOOLS. A técnica utilizada consistiu em escolher alguns pontos (cerca de 5) em curtos períodos, calcular a média geométrica entre as resistividades aparentes e, finalmente, deslocar ambas as curvas de modo a se sobreporem em curtos períodos no nível dado pela média geométrica. Na Figura 5.2.1.1 pode-se comparar as resistividades aparentes antes e após a correção da anisotropia local nas estações 19 e 16, cujas respostas já foram discutidas no capítulo anterior. Nota-se que as resistividades em ambos os modos em períodos mais curtos encontram-se aproximadamente num mesmo patamar após a correção da anisotropia local, e o desnível existente entre as curvas TE é sensivelmente diminuído.

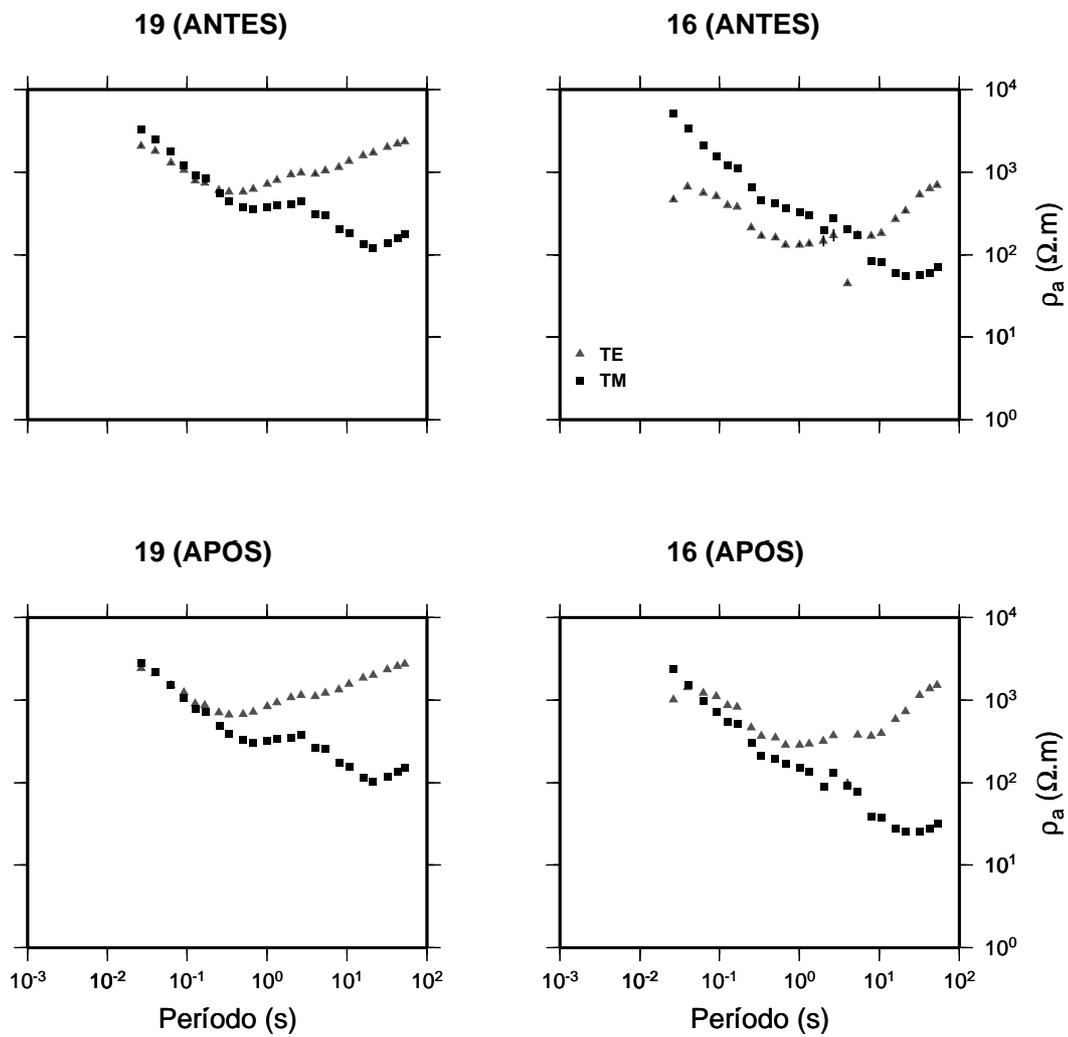


Fig. 5.2.1.1 - Comparação das resistividades aparentes TE e TM antes e após a correção de anisotropia local nos dados abaixo de 53 s dos sítios 19 e 16.

Com a remoção da anisotropia local, resta ainda resolver o problema relacionado ao ganho (g) em cada sítio. Para isso, idealmente, seriam necessárias informações geofísicas e/ou geológicas independentes (por exemplo através de sondagens TEM), as quais não são disponíveis na região. Como forma de atenuar esse problema, usou-se de um recurso do próprio código RRI, o qual incorpora o deslocamento estático como um dos parâmetros no processo de inversão. Além disso, como será visto adiante, usou-se também o fato de que as fases das impedâncias não são afetadas por distorções galvânicas.

5.2.2 Resultados

A Figura 5.2.2.1 mostra pseudo-seções das fases para ambos os modos de propagação (TE e TM). Uma simples inspeção visual dessas pseudo-seções permite verificar as principais feições dos dados.

Abaixo de 1 s, ambos os modos mostram feições similares, com a presença de uma estrutura relativamente mais condutora (fases em torno de 60-70°) na parte nordeste do perfil. Essa estrutura é truncada, a sudoeste, na posição delimitada, aproximadamente, pelas estações 008, 009, e 005 (fases em torno de 30-40°), localizadas sobre a Bacia do Paraná. Acima de 1s, porém, há uma diferença bastante acentuada entre os dois modos. No modo TE, as fases são bastante uniformes, principalmente na porção nordeste da seção, onde permanecem em torno de 40°. Em contraste, as fases TM são mais variáveis e indicam a presença de um condutor mais profundo ao longo de todo o perfil, como pode ser observado pelos valores de fase superiores a 60° no intervalo centrado em 10 s.

A transformação dos dados de resistividade aparente e fase em função do período de amostragem para variações de resistividade (condutividade) elétrica em função da profundidade é o passo final do processo de inversão 2D. Geralmente, tenta-se inverter ambos os modos simultaneamente. No entanto, isso nem sempre é possível e a interpretação nesses casos tem que ser restringida à inversão de um dos modos. Esse foi o caso dos dados do perfil

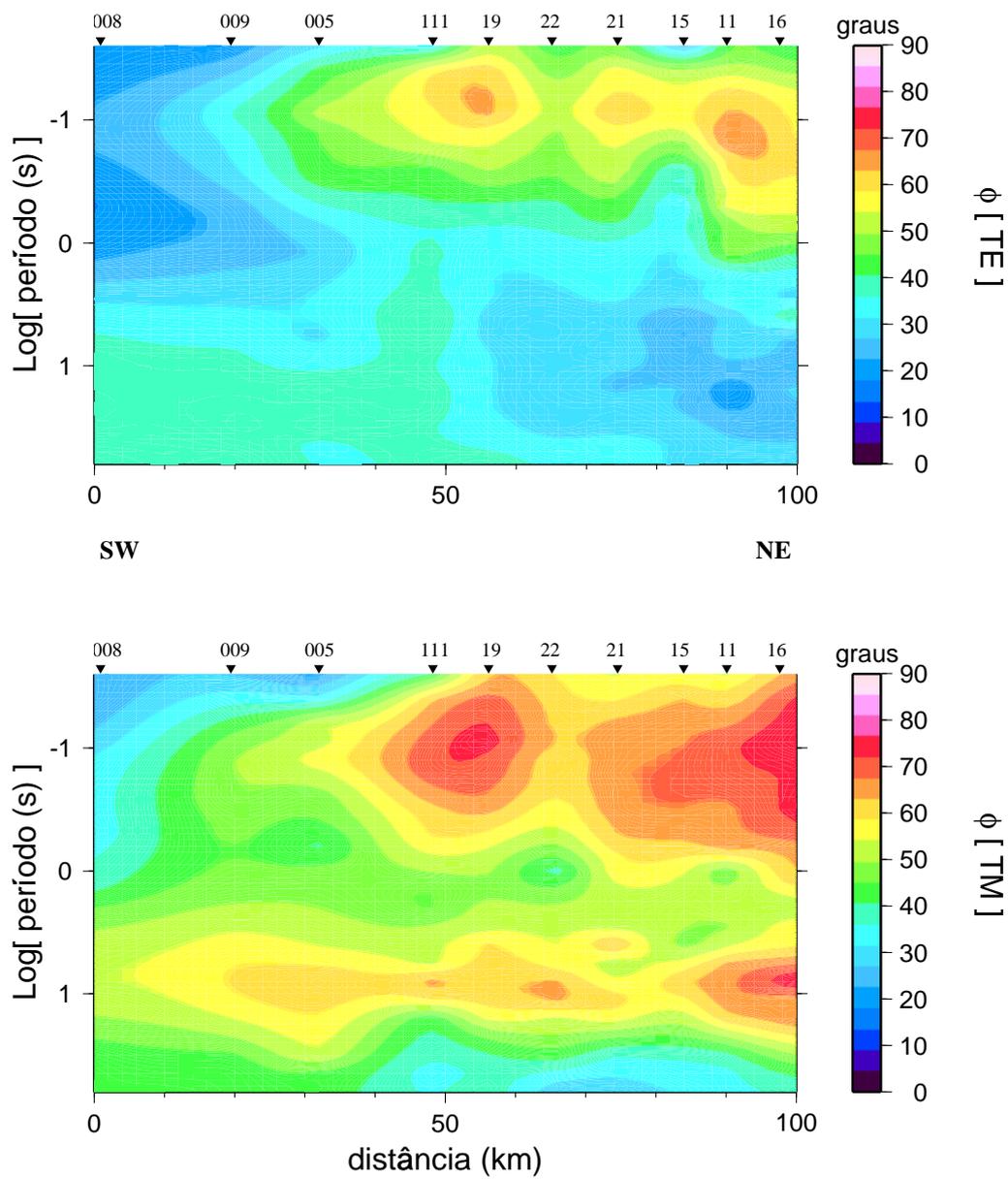


Fig. 5.2.2.1 - Pseudo seções de fases dos modos TE e TM dos dados do perfil APIP-BL1.

APIP-BL1. Apesar do bom ajuste obtido aos dados em inversões individuais de cada modo, a inversão simultânea dos modos TE e TM falhou em diversas tentativas. Essas incluíram o uso de diferentes modelos de partida, o uso somente das fases e a variação dos erros em ambas as respostas.

Optou-se, finalmente, por usar apenas o modo TM na interpretação das estruturas crustais ao longo do perfil. Como visto nas pseudo-seções, o modo TM apresenta um condutor importante em torno de 10 s, não mostrado pelo modo TE. Além disso, admite-se, geralmente, que o modo TM seja menos afetado por efeitos de distorção 3D (Wannamaker et al., 1984), sendo, inclusive, considerado mais representativo das estruturas de resistividade em subsuperfície em vários trabalhos (Wannamaker, 1991, na caldeira Long Valley; Boerner et al., 1999, no escudo canadense; Wei et al., 2001, no platô tibetano).

Outro aspecto importante a ser discutido refere-se à escolha das barras de erros dos dados e ao ajuste a ser obtido na inversão. Considera-se que um ajuste normalizado adequado deve fornecer valores inferiores a 4 para constituir um modelo aceitável (Jones et al., 1993a). Isso requer, porém, que se tenha uma estimativa confiável das barras de erros dos dados experimentais. No caso deste estudo, as barras de erros foram obtidas a partir de técnicas convencionais de análise espectral (Gamble et al., 1979b). Há uma vasta literatura sobre a impropriedade do uso desses cálculos de erro, especialmente quando o número de estimativas espectrais é muito diferente em diferentes partes do espectro de frequências amostrado (ver, por exemplo, Eisel e Egbert, 2001). Em particular, as barras de erros em altas frequências (onde há um número considerável de estimativas espectrais individuais) são minimizadas em comparação com os dados de baixa frequência. Devido a isso, geralmente não se usam as barras de erros experimentais no processo de inversão, optando-se por um erro padrão único para todo o espectro de frequências (Jones et al., 1993a). Adotou-se aqui um erro padrão de 3% para todos os dados, equivalente a $0,85^\circ$ em fase.

A inversão dos dados TM seguiu duas etapas. A primeira consistiu da inversão somente das fases, e na segunda tanto as fases como as resistividades aparentes foram incluídas. Na primeira etapa, o modelo de partida usado consistiu de um semi-espaço homogêneo com resistividade de 100 ohm-m. Uma vez que o modelo resultante da inversão tende a depender do modelo de partida (Smith e Booker, 1991), outros modelos foram também testados, incluindo semi espaços com resistividades superiores e inferiores a 100 ohm-m e modelos mais complexos baseados em inversões 1D (conforme propusera Wu et al., 1993). Observou-se, porém, que os resultados finais foram sempre similares. Essa primeira etapa de inversão gerou um modelo com um erro de ajuste de 3,2, com um excelente ajustamento das curvas de fases. O modelo recuperou os níveis medidos de resistividade, de uma forma geral, indicando que os efeitos de deslocamento estático não devem ser pronunciados.

O modelo de resistividade final do perfil APIP-BL1 foi obtido invertendo-se as fases e as resistividades aparentes simultaneamente, usando-se como modelo de partida o resultado da inversão das fases. Os erros estabelecidos foram de 3% para a fase e 24% para a resistividade aparente, esse último valor derivado do fato de estudos estatísticos sobre deslocamento estático mostrarem desvios típicos de 20 a 25% (Jones et al., 1993b). Esses parâmetros estáticos, calculados pelo código RRI, foram incluídos no processo de inversão.

O modelo TM resultante é mostrado na Figura 5.2.2.2. De uma forma geral, as respostas geradas se ajustam bem aos dados medidos (Figura 5.2.2.3), com um erro de ajuste de 2,65. Em profundidades rasas (até 3 km) identificam-se várias estruturas suportadas pela geologia de superfície. A sudoeste, sob as estações 008 e 009, tem-se uma camada relativamente condutora (30-40 ohm-m) que se inicia sob a 009 e atinge cerca de 1 km de espessura em 008. Por sua posição, tal camada deve corresponder ao pacote sedimentar da Bacia do Paraná. A nordeste da 009, a presença de uma camada resistiva (acima de 1000 ohm-m) com espessuras em torno de 2 a 3 km é condizente com a ocorrência de metassedimentos brasileiros que cobrem toda a área do perfil.

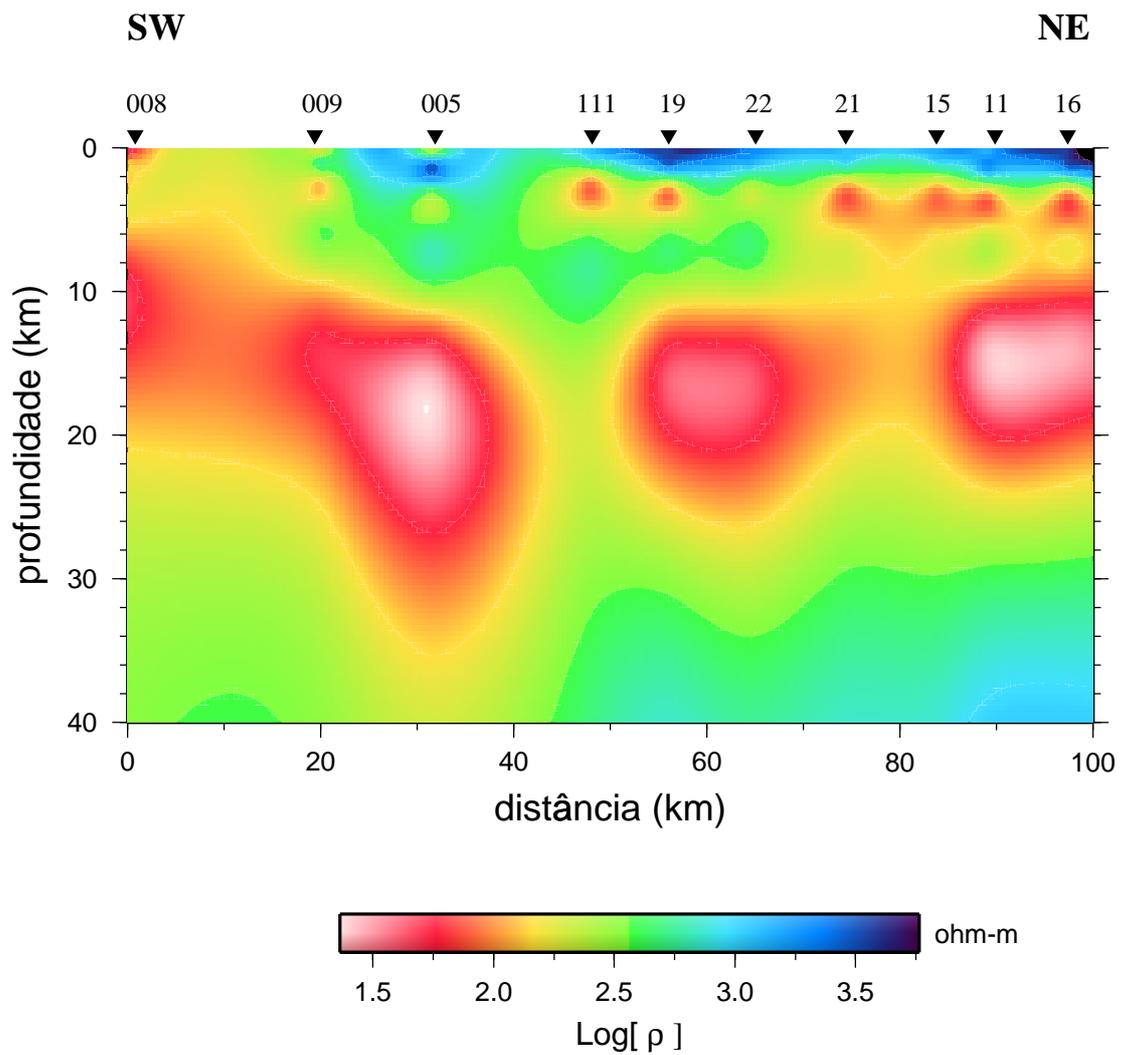


Fig. 5.2.2.2 - Modelo 2D de resistividade resultante da inversão do modo TM dos dados do perfil APIP-BL1.

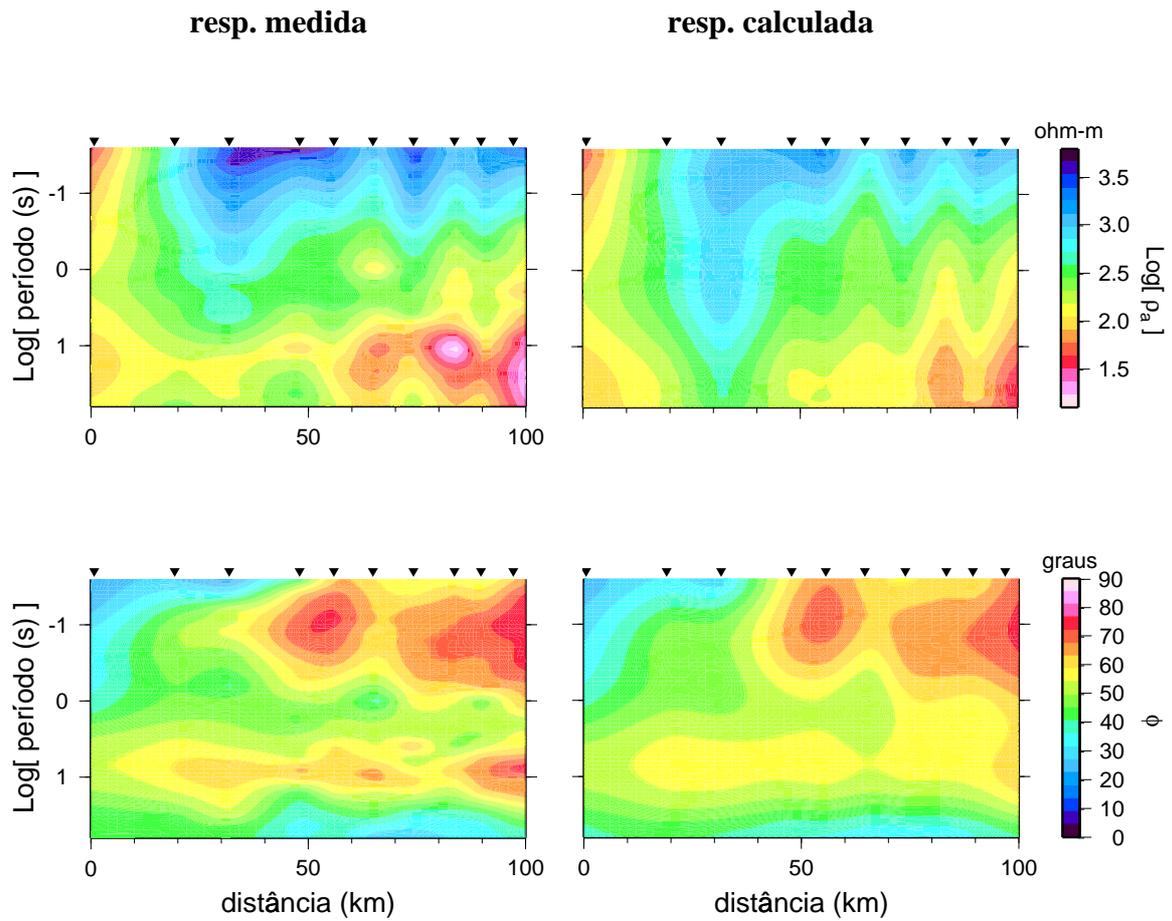


Fig. 5.2.2.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo 2D de resistividade ilustrado na Figura 5.2.2.2.

Em profundidades maiores, duas zonas condutoras de importância regional foram mapeadas. A mais rasa situa-se entre 2 e 5 km, e parece ser menos pronunciada sob a Bacia do Paraná. A segunda centra-se, principalmente, entre 10 e 20 km de profundidade. Sob a estação 008, o topo dessa feição atinge cerca de 6 km de profundidade, mergulhando gradualmente para 10 km sob a estação 005. Sob a estação 111 tal feição não é tão pronunciada, causando uma breve interrupção. No restante do perfil (19 a 16), a feição de resistividade mantém-se com topo entre 7 e 10 km de profundidade. Na média, sua espessura é da ordem de 10-15 km e sua resistividade varia em torno de 30 e 60 ohm-m.

5.2.3 Discussão

Conforme discutido no item anterior, o modelo de resistividade obtido em profundidades próximas à superfície é consistente com as estruturas geológicas observadas. Sob os sítios 008 e 009, as baixas resistividades nos primeiros 1-2 km de profundidade associam-se à presença do pacote sedimentar da Bacia do Paraná, que nessa região é representado pelas seqüências não aflorantes dos sedimentos dos Grupos Paraná, Tubarão e Passa Dois e pelas seqüências aflorantes dos Grupos São Bento e Bauru (Hasui e Haralyi, 1991). Sob a estação 005, a resistividade é elevada, uma indicação de que a bacia é muito delgada sob esse sítio e por isso não sentida pela sondagem MT. No restante do perfil ocorre, na superfície, uma camada com alta resistividade (da ordem de 3000 ohm-m) e com espessura em torno de 2 km. Esse valor de resistividade é compatível com a presença dos metassedimentos brasileiros, e a espessura modelada é da ordem esperada para esse pacote (Marini et al., 1981; Campos Neto, 1984).

O condutor mais raso da crosta, centrado em aproximadamente 4 km de profundidade, cobre toda a região do perfil APIP-BL1. Na faixa de períodos associada a essas profundidades, os dados são quase 1D em todas as estações dessa pesquisa. Inversões 1D nas estações mais ao norte, e que foram excluídas da inversão 2D, mostram que tal camada condutora deve se

estender inclusive para a região a nordeste da área do perfil aqui modelado. Para interpretar a origem desse condutor, deve-se considerar que, nessas profundidades, os mecanismos mais plausíveis de condução de correntes elétricas são as conduções eletrolítica e metálica. A condução metálica poderia, nesse caso, ser fornecida pela possível presença de uma zona rica em elementos metálicos ou por sulfetos. Não existe, porém, nenhuma evidência geológica, nem dados geofísicos independentes na região, que dêem suporte à presença de uma zona mineralizada na região da APIP, ainda mais considerando a extensão lateral de várias dezenas de quilômetros. As regiões mineralizadas conhecidas nessa região são restritas e associadas aos complexos carbonatíticos observados tanto a sudeste (Salitre-Serra Negra) como a noroeste (Catalão I e II) do perfil, e ao Grupo Vazante, na região de Lagamar-Rocinha, onde ocorrem importantes depósitos de fosfato (Marini et al., 1984).

A hipótese mais provável é, portanto, associar esse condutor à ocorrência de condução eletrolítica. Nesse caso, uma alternativa para explicar essa zona condutora seria a possível presença de fluídos mineralizados, derivados do vulcanismo do Cretáceo Superior. Esse foi o mecanismo proposto por Padilha e Vitorello (2000) para interpretar a ocorrência de um condutor no topo do embasamento cristalino na região do Sinclinal de Torres, na borda sul-sudeste da Bacia do Paraná. No entanto, ao contrário do que se verifica naquela região, o padrão relativamente uniforme e subhorizontal da anomalia encontrada na APIP, associado à sua vasta extensão, sugerem que os limites litológicos não exerceram um controle importante na formação dessa estrutura. Também, é extremamente improvável que o mecanismo de trapeamento de fluídos mineralizados sugerido para explicar o condutor da região do sinclinal de Torres possa ser igualmente aplicado a toda a região deste estudo.

Uma alternativa mais viável seria considerar a presença de falhas de empurrão de baixo ângulo na região da APIP. A hipótese da ocorrência de fraturamentos subhorizontais, causados por falhas de empurrão de ângulos mais baixos do

que os inferidos pela geologia de superfície, seria uma possível explicação para a causa dessa estrutura condutora. Tais fraturamentos poderiam estar associados à atuação compressiva do evento Brasileiro, que empurrou e comprimiu a seqüência sedimentar que hoje compõe a Faixa Brasília em direção ao cráton. Destaque-se que mecanismo similar foi proposto por Bailey et al. (1989) para explicar a presença de uma camada condutora mapeada em profundidades da ordem de 2 km na Província Superior do Canadá.

A outra zona condutora de interesse presente no modelo da Figura 5.2.2.2 é aquela situada em torno de 10-30 km de profundidade. Essa é uma feição de resistividade observada em diversos estudos eletromagnéticos em diferentes províncias do mundo, conforme destacado nas compilações de Shankland e Ander (1983), Haak e Hutton (1986), Hyndman e Shearer (1989) e Hyndman et al. (1993). Genericamente, esses estudos mostram que o topo da camada parece se situar na crosta média (profundidades superiores a 10 km), mas sua condutância (produto da condutividade pela espessura da camada) é extremamente variável em função de diferentes parâmetros (características tectônicas, idade das estruturas, etc). Entre as diferentes hipóteses já sugeridas para explicar a origem dessas camadas, deve-se mencionar a possível ocorrência de fluidos salinos interconectados abaixo da região de transição rúptil-dúctil ou de finas lentes interconectadas de grafita. O debate ainda está aberto, especialmente pela oposição de alguns petrólogos quanto à ocorrência generalizada desses fatores (ver discussão em Yardley e Valley, 1997; Wannamaker, 2000; Yardley e Valley, 2000).

No caso específico deste estudo, e diferentemente da maioria dos casos acima relatados, a anomalia caracteriza-se por uma separação das fases em períodos próximos a 10 s. Há dois modelos possíveis para explicar esses resultados. No primeiro, a separação entre as fases pode ser modelada, por exemplo, por descontinuidades laterais 2D situadas sob o perfil ou mesmo por um corpo condutivo confinado na crosta mas com eixo alinhado paralelamente ao perfil (Kellett et al., 1992). Esse modelo pode, porém, ser descartado a partir de: (1)

análise do campo magnético vertical, a qual mostrou que os vetores de indução são muito fracos e não apontam, de forma clara, para nenhuma direção preferencial e (2) uniformidade das amplitudes das respostas MT, com diferenças de fases similares em diferentes sítios. Alternativamente, a zona condutora pode ser modelada como uma estrutura anisotrópica. Dois tipos gerais de anisotropia podem existir: a macro e a micro-anisotropia. A primeira, consiste da redução (ou aumento) da condutância de uma camada em umas das direções, causada pela interseção de feições discretas de resistividade contrastante e de grandes dimensões (diques, por exemplo). Por sua vez, a micro-anisotropia caracteriza-se como uma propriedade intrínseca da rocha, podendo associar-se à presença de fases condutoras intergranulares, depositadas em direções preferenciais (grafita e sulfetos, por exemplo). Somente com dados MT não é possível separar macro e micro-anisotropias pois, conforme mostrado por Eisel e Haak (1999), o sistema consiste de duas equações e três incógnitas e não se consegue resolver o valor absoluto das resistividades das estruturas envolvidas (ver também Kellett et al., 1992).

Uma forma conveniente de representar as características da anisotropia elétrica da crosta médio-inferior na região de estudo é através do mapeamento de sua variação em azimuth e amplitude para os diferentes sítios de medida. Na Figura 5.2.3.1, o azimuth de cada barra indica a direção de maior condutividade e o tamanho da barra é proporcional à diferença de fase entre essa direção e a direção ortogonal. Esses resultados foram calculados considerando o período no qual ocorre a máxima separação entre as fases (em torno de 10 s; aproximadamente 10 km de profundidade). Observa-se que, nas estações 008 e 009, no interior da Bacia do Paraná, as anisotropias têm direções de máximas condutâncias para noroeste-sudeste, aproximadamente paralelas aos lineamentos magnéticos. Nos sítios vizinhos, porém, a direção da anisotropia muda, tornando-se quase leste-oeste nas estações externas à Bacia do Paraná e aumentando gradualmente de intensidade até o sítio 16 (amplitude da anisotropia de 45°). Em torno dessa estação, na região central do perfil, as anisotropias permanecem acentuadas mas mudam de direção de

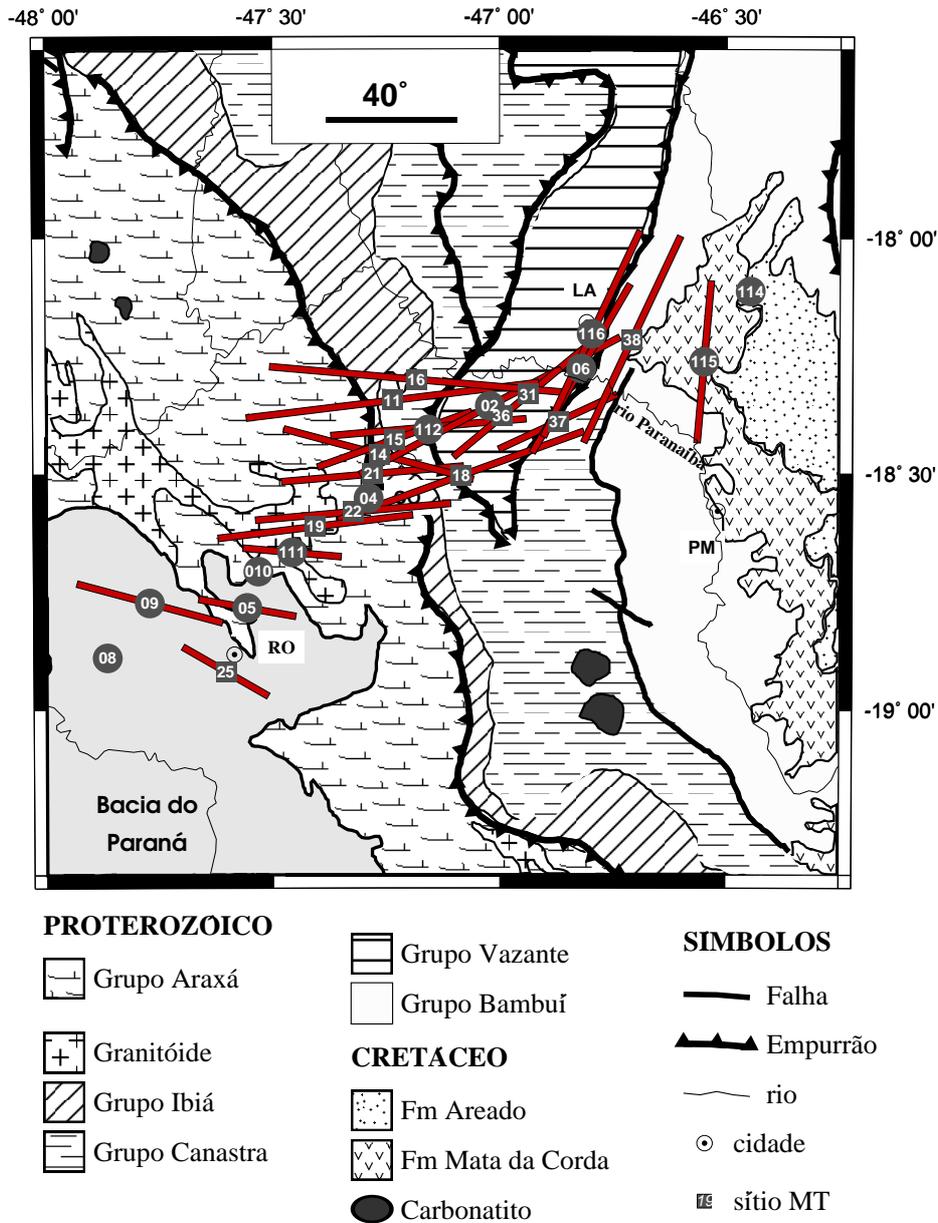


Fig. 5.2.3.1 - Representação gráfica da anisotropia elétrica em torno de 10 s calculada pela separação das fases. A direção de cada barra vermelha indica a máxima condutividade, sendo o comprimento destas proporcional à magnitude da anisotropia. Cidades: CO – Coromandel; LA – Lagamar; PM – Patos de Minas; RO – Romaria.

forma consistente, com máximas condutividades alinhadas na direção nordeste-sudoeste. A nordeste do rio Paranaíba, outra variação azimutal ocorre e as máximas condutividades passam a apontar quase na direção norte sul, porém com decréscimo na amplitude rumo ao extremo nordeste do perfil. Esse quadro de mudança continuada na direção e amplitude da anisotropia é similar ao verificado para 14 estações MT na parte central da Alemanha (Bahr et al., 2000). As anisotropias crustais foram modeladas, naquele caso, como macro-anisotropias, geradas por estruturas laminares discretas e as mudanças azimutais associadas ao aumento regional das condutâncias representariam deformações das estruturas laminares. A causa dessas deformações não foi, porém, determinada pelos autores, que apenas sugeriram uma possível associação a fluxos cisalhantes na crosta inferior dúctil.

A presença de macro-anisotropia para modelar uma camada anômala rasa (topo em 800 m) foi proposta, primeiramente, por Kurtz et al. (1986), no escudo canadense. Amparados por evidências geológicas, os autores propuseram que as anisotropias verificadas em dados AMT seriam atribuídas à presença de diques. De forma similar, Rasmussen (1988) também invocou a presença de diques como possível fonte de anisotropia em profundidades em torno de 12-30 km, nesse caso, porém, sem evidências geológicas. No presente estudo, a suposta presença de diques profundos ao sul do APIP, evidenciada por dados geofísicos independentes (dados aeromagnéticos), fornece um suporte inicial à hipótese de macro-anisotropia. A profundidade exata desses supostos diques nos dados aeromagnéticos é desconhecida, pois os trabalhos já publicados sobre eles não fazem qualquer modelagem quantitativa (Bosum, 1973; Almeida et al., 1980). Por outro lado, esses mesmos dados foram utilizados para inferir a profundidade média de Curie para a região sudeste de Minas Gerais, adjacente à APIP (22-27 km; Corrado et al., 1979). Esses valores, se extrapolados para a região do nosso perfil, tornariam compatíveis a presença de diques nas profundidades da zona condutora anisotrópica.

A direção geral dos azimutes anisotrópicos mapeados fora da Bacia do Paraná tem, porém, pouca correlação com a direção dos lineamentos magnéticos. Por outro lado, várias anomalias aeromagnéticas circulares têm sido apontadas como possíveis intrusões não aflorantes (Svisero et al., 1984). Na região de Coromandel, essas anomalias alinham-se aproximadamente na direção leste-oeste, uma direção bem próxima à das anisotropias. Essa correlação espacial, juntamente com o fato de que as anisotropias tornam-se gradualmente mais intensas da borda da Bacia do Paraná rumo a Coromandel, sugere, a princípio, que tais intrusões poderiam contribuir para as respostas anisotrópicas das curvas MT. No entanto, essa interpretação requer cautela pois o curto comprimento de onda dessas anomalias magnéticas implicam em fontes relativamente rasas, diferentemente dos alinhamentos magnéticos.

A partir do Grupo Vazante, as intrusões (ou anomalias magnéticas) diminuem abruptamente e as direções das anisotropias tornam-se intermediárias e depois, a nordeste do rio Paranaíba, apontam na direção NNE, em concordância com as estruturas geológicas de superfície. Sistemas de falhas nessa direção, certamente, são importantes dentro do contexto tectônico da região. Isso pode ser verificado na estratigrafia das seqüências sedimentares e vulcânicas da Formação Mata da Corda, afetadas por falhamentos normais sin-vulcânicos de grande porte, com evidências de controle tectônico das extrusivas kamafugíticas ao longo de estruturas relacionadas a “rifes” (Bizzi et al., 1995). Anteriormente, no Juro-Cretáceo, reativações de antigos sistemas de falhas modificaram o contorno da borda da Bacia do Paraná, passando de NW, condicionado pela Flexura de Goiânia, para NNE (Hasui et al., 1975). Uma hipótese a ser considerada é a presença de zonas fraturadas preenchidas por materiais condutores, a exemplo do que foi proposto para estudos no sudeste da Alemanha, onde Eisel e Haak (1999) verificaram anisotropias elétricas em profundidades muito similares às deste estudo (em torno de 10 km). Os referidos autores verificaram uma coincidência dos azimutes de máxima anisotropia com a direção geral das principais feições geológicas daquela região. A modelagem MT em conjunção com dados de sondagens profundas

(projeto KTB) e de refração sísmica 3D levaram Eisel e Haak (1999) a associar a anisotropia elétrica crustal a zonas cataclásticas preenchidas por grandes quantidades de grafita, pirita e fluídos salinos. Porém, para o teste dessa hipótese na região do nosso estudo, seria importante realizar-se uma modelagem 3D, o que implicaria na necessidade de se obter um maior número de sondagens MT distribuídas em uma malha dentro da região. Adicionalmente, a presença de zonas de cisalhamento preenchidas por fases condutoras poderia ser confirmada com estudos de refração sísmica, a exemplo do que ocorre na Alemanha e em outras áreas do mundo.

Conforme descrito anteriormente, uma das interpretações mais comuns para a origem de camadas condutoras isotrópicas detectadas na crosta médio-inferior por levantamentos MT é a de associá-la à transição rúptil-ductil (ver, por exemplo, Figueiredo, 1997). Genericamente, os sismos na crosta ocorrem em maior quantidade em uma profundidade pouco inferior a 10 km, diminuindo seu número de ocorrências em profundidades superiores e inferiores a esse valor. Considera-se também que o limite inferior de ocorrência dos sismos está associado a uma isoterma de 350-400° C (Meissner, 1997). Uma correlação global entre o fluxo térmico observado na superfície e essa profundidade limite é discutida em vários trabalhos (Sibson, 1982; Meissner e Strehlau, 1982; Chen e Molnar, 1983). Usando as curvas de ocorrência de sismos definidas nesses trabalhos (ver, também, Meissner, 1997) e considerando os valores de fluxo térmico medidos na região em estudo, observa-se que a profundidade máxima de ocorrência de sismos seria significativamente superior à profundidade da região onde se encontra a camada condutora anisotrópica aqui detectada. Dessa forma, pode-se considerar como pouco provável que a camada condutora com topo em 10 km esteja relacionada à transição rúptil-ductil. Uma alternativa a se considerar é que esta transição rúptil-ductil possa ocorrer na base da camada anisotrópica, conforme propuseram Eiser e Haak (1999). Com base nos dados aqui apresentados, essa transição na APIP se situaria em torno de 30 km. No entanto, além de perfis de temperatura, seriam necessárias outras informações, como por exemplo, sobre parâmetros elásticos crustais,

para se construir um modelo reológico da crosta na região de estudo e confrontá-lo com os resultados MT.

Apesar das incertezas quanto à origem da anisotropia crustal, sua variação azimutal ao longo do perfil é bastante consistente e indubitável. É também interessante notar que a região onde ocorre mudança de direção e amplitude máxima da anisotropia coincide, aproximadamente, com os limites do cráton do São Francisco adotado por Almeida (1981) e aquele postulado gravimetricamente por Lesquer et al. (1981). Assim, a variação azimutal da anisotropia crustal poderia significar a transição de um domínio estrutural para outro distinto.

5.3 INVERSÃO DOS DADOS PROFUNDOS (PERFIL APIP-LP1)

Nove estações com dados confiáveis de longo período foram selecionadas para esta etapa de inversão. Elas foram projetadas no perfil APIP-LP1, de extensão de 180 km e direção aproximada de N60E. A distância mínima entre os sítios é da ordem de 15 km, enquanto que a distância máxima é de cerca de 30 km. Com exceção da 004 (com apenas 13 períodos entre 80 e 6827 s), cada estação possui 16 períodos entre 80 e 13653 s, distribuídos regularmente em escala logarítmica.

As pseudo-seções das fases TE e TM do perfil APIP-LP1 (Figura 5.3.1) são usadas para uma análise preliminar das principais feições de resistividade sob o perfil. Apesar das diferenças entre cada modo, ambos mostram um aumento contínuo das fases com o período, indicando a presença de um condutor regional profundo. As características desse condutor podem ser avaliadas, qualitativamente, pelo comportamento da pseudo-seção TE. Tomando-se como referência o valor de 60° , observa-se que ele marca a passagem de um intervalo, em períodos mais curtos, com maior variabilidade de fases para outro intervalo onde as fases são, aproximadamente, constantes (60° – 70°). Esse condutor deve ser mais profundo entre os sítios 004 e 002, onde atinge períodos mais longos, e bem raso a nordeste, entre os sítios 006 e 114. Entre os sítios 008 e 111, no interior da Bacia do Paraná, o condutor profundo é

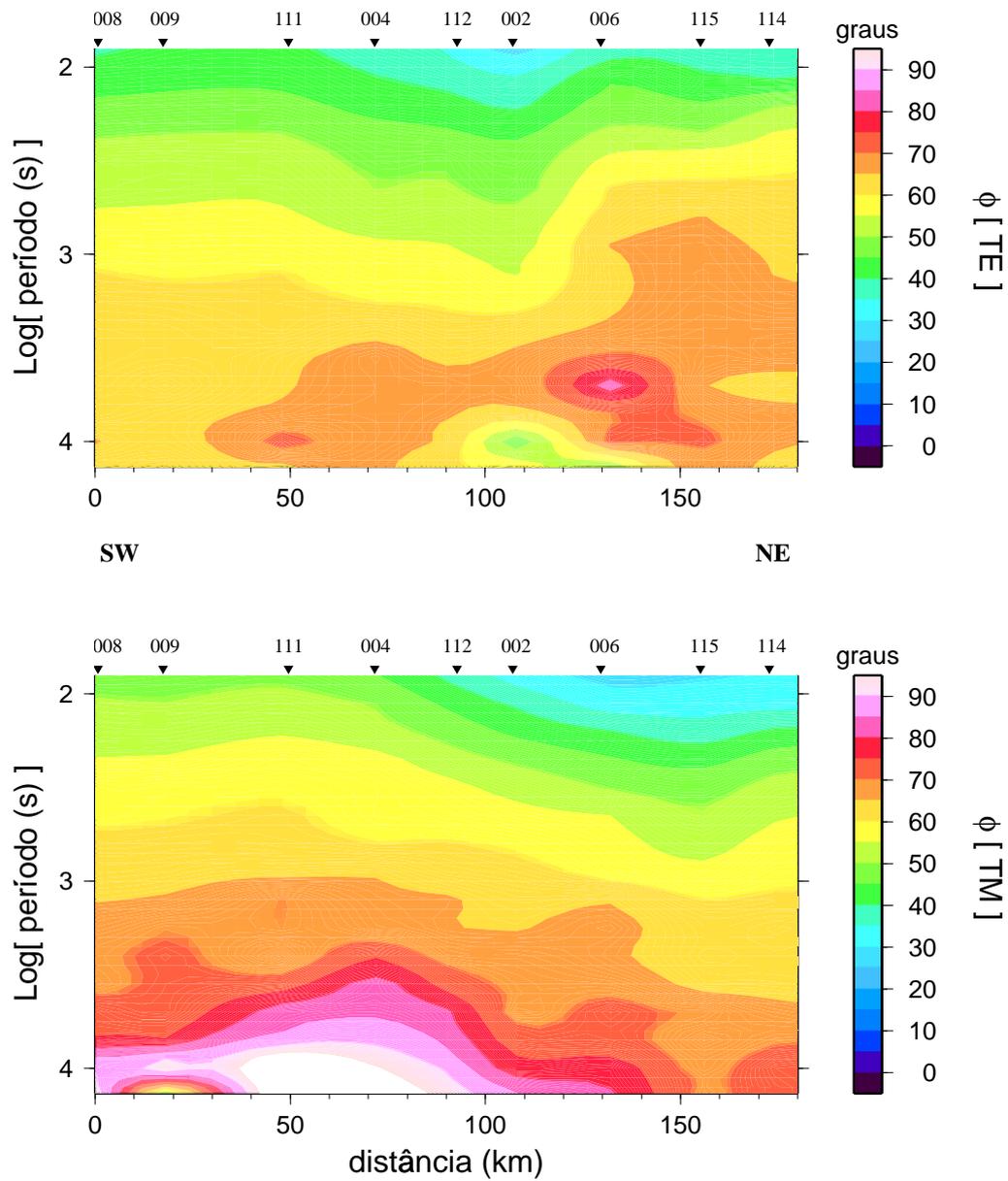


Fig. 5.3.1 - Pseudo seções de fases dos modos TE e TM dos dados do perfil APIP-LP1.

bastante uniforme, porém sua resistividade deve ser mais elevada, conforme indicado pelo decréscimo médio das fases nessa região.

No modo TM, as fases são mais uniformes lateralmente. De uma forma geral, as estruturas tendem a se aprofundar de sudoeste para noroeste, a partir da região limitada na superfície pelo sítio 111. Nos períodos mais longos, a maioria das estações possui fases muito elevadas, inclusive ultrapassando o limite de 90° em certos pontos. Observa-se, nesse caso, que a decomposição GB mostra que os períodos acima de 10000 s são, geralmente, mais instáveis. Em particular, nas estações 008 e 111, fases dentro do primeiro quadrante (0 a 90°) podem ser obtidas. mas usando-se para tanto uma direção geoeétrica em torno de 60° ao invés de 45° . Essa elevação das fases é observada também nos dados originais (ver apêndice A) e, portanto, não é um mero produto da decomposição GB, embora ela, de fato, pareça superestimar as fases nesse caso específico. Apesar da consistência dessa feição de fase por mais de 100 km ao longo do perfil, não se pode descartar a presença de efeitos 3D nesses períodos. Vetores de indução poderiam ser úteis na caracterização desse fenômeno, mas. Infelizmente. nesses períodos não se dispõem de informações confiáveis. De qualquer forma, fases fora do quadrante foram excluídas das inversões 2D, descritas a seguir.

5.3.1 Inversão do modo TE

O primeiro passo no processo de inversão foi a construção de um modelo de partida. Em menores profundidades, desde a superfície até cerca de 40 km, foram usadas as principais estruturas obtidas na inversão do perfil raso APIP-BL1, como o condutor da crosta média-inferior e o condutor raso em torno de 3 km. Essas estruturas foram extrapoladas para a região nordeste da área de pesquisa, pois os dados dessa região indicam a presença dessas mesmas estruturas, embora com direção geoeétrica diferente no caso do condutor da crosta média-inferior. Esse procedimento não teve como objetivo reproduzir fielmente as estruturas superficiais, mas apenas fornecer uma condutância média realística para as profundidades rasas, nas quais os dados de longo

período são insensíveis. Em profundidades superiores a 40 km, a distribuição das camadas baseou-se no resultado médio de inversões 1D em cada estação de longo período. O modelo de partida resultante é mostrado na Figura 5.3.1.1.

A avaliação do modelo de partida, e também do nível de deslocamento estático em determinadas estações, pôde ser realizada invertendo-se primeiro somente as fases. Essa inversão modelou muito bem as fases e gerou na maioria das estações resistividades aparentes da mesma ordem daquelas medidas, indicando que o modelo de partida é adequado. Em 3 estações (009, 004 e 111), porém, verificou-se uma deriva significativa (acima de uma década) entre as curvas medidas e modeladas, sugerindo a presença de um forte deslocamento estático. Bahr et al. (2000) demonstrou, através da análise dimensional baseada na comparação do parâmetro de desalinhamento azimutal (“skew”) convencional (Swift, 1967) com o parâmetro sensível à fase (Bahr, 1988), que a estrutura anisotrópica da crosta deve gerar efeitos estáticos em períodos mais longos. A aplicação dessa análise nos dados da APIP mostrou que os dados de longo período devem estar afetados por deslocamento estático proveniente da estrutura anisotrópica crustal. Também, o sítio 004 é marcado por dados anômalos em curtos períodos, caracterizados como uma forte anisotropia, o que também deve influenciar os dados de longo período. A estação 111, por sua vez, possui duas estações muito próximas (não incluídas no perfil) com curvas de resistividade aparentes de amplitudes muito similares e compatíveis com o resultado obtido pela inversão apenas das fases, sugerindo que a curva da 111 é aquela fora da média. Para minimizar o efeito galvânico nessas 3 estações, decidiu-se deslocar suas curvas por um fator estimado com base na comparação entre às curvas experimentais disponíveis e àquelas obtidas pela inversão das fases.

A inversão final do modo TE (Figura 5.3.1.2) foi obtida usando-se erros de base de 3% para as fases e 24% para as resistividades aparentes. O modelo tende a suavizar as feições elétricas mais pronunciadas mas, de uma forma geral, se ajusta bem aos dados medidos (ver comparação na Figura 5.3.1.3), com erro

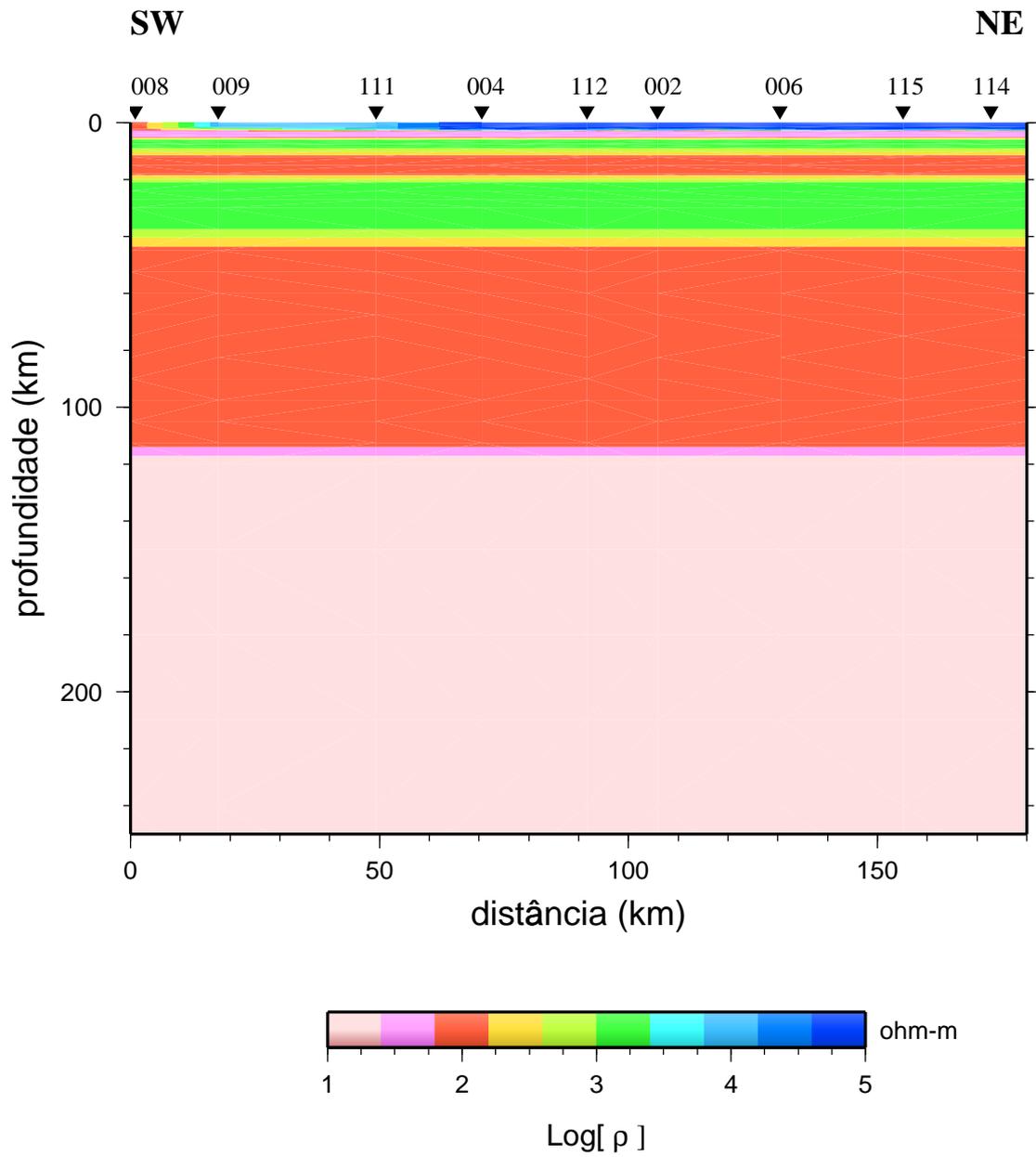


Fig. 5.3.1.1 - Modelo de partida RRI para a inversão 2D dos dados do perfil APIP-LP1.

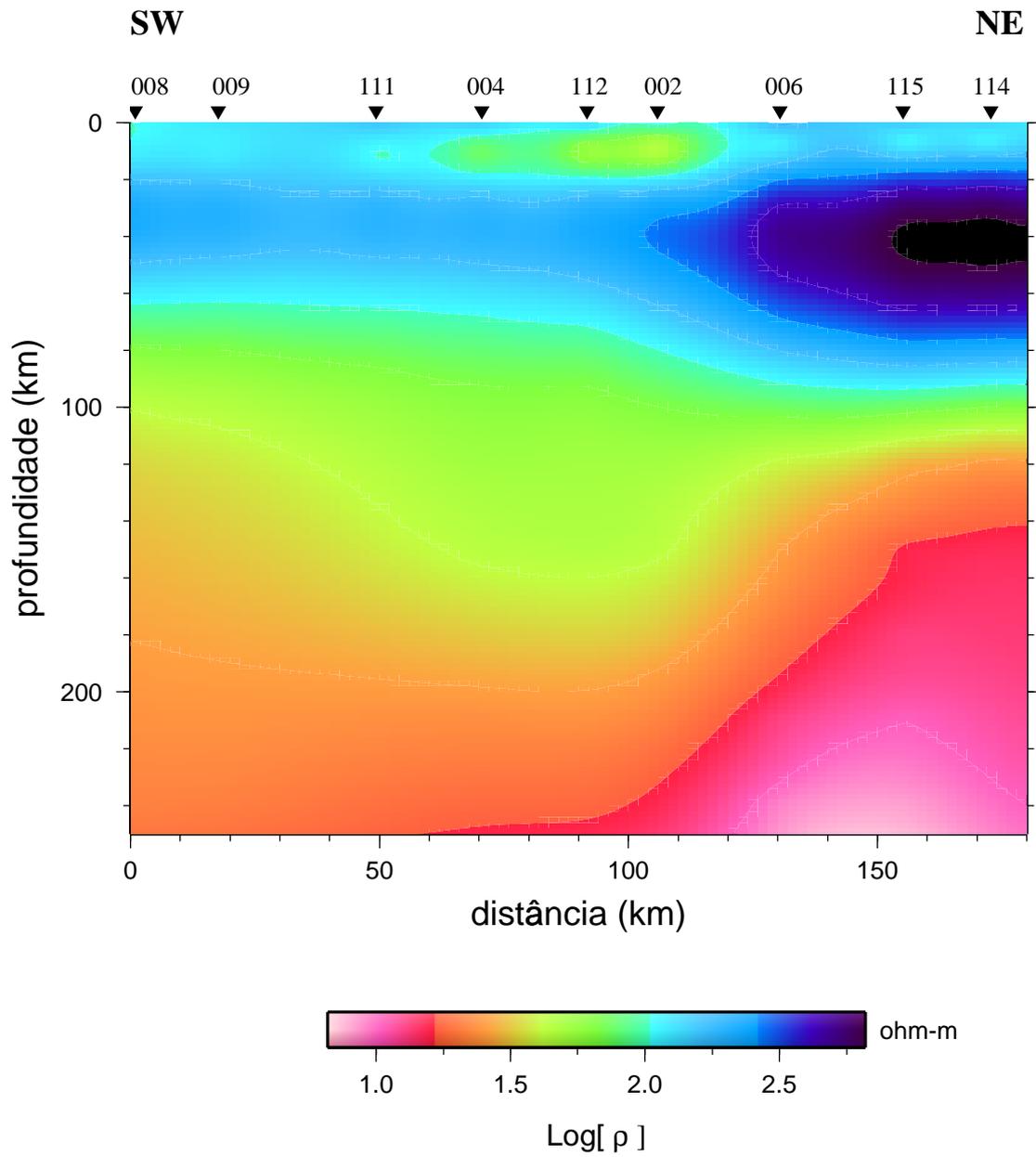


Fig. 5.3.1.2 - Modelo 2D de resistividade resultante da inversão do modo TE dos dados do perfil APIP-LP1.

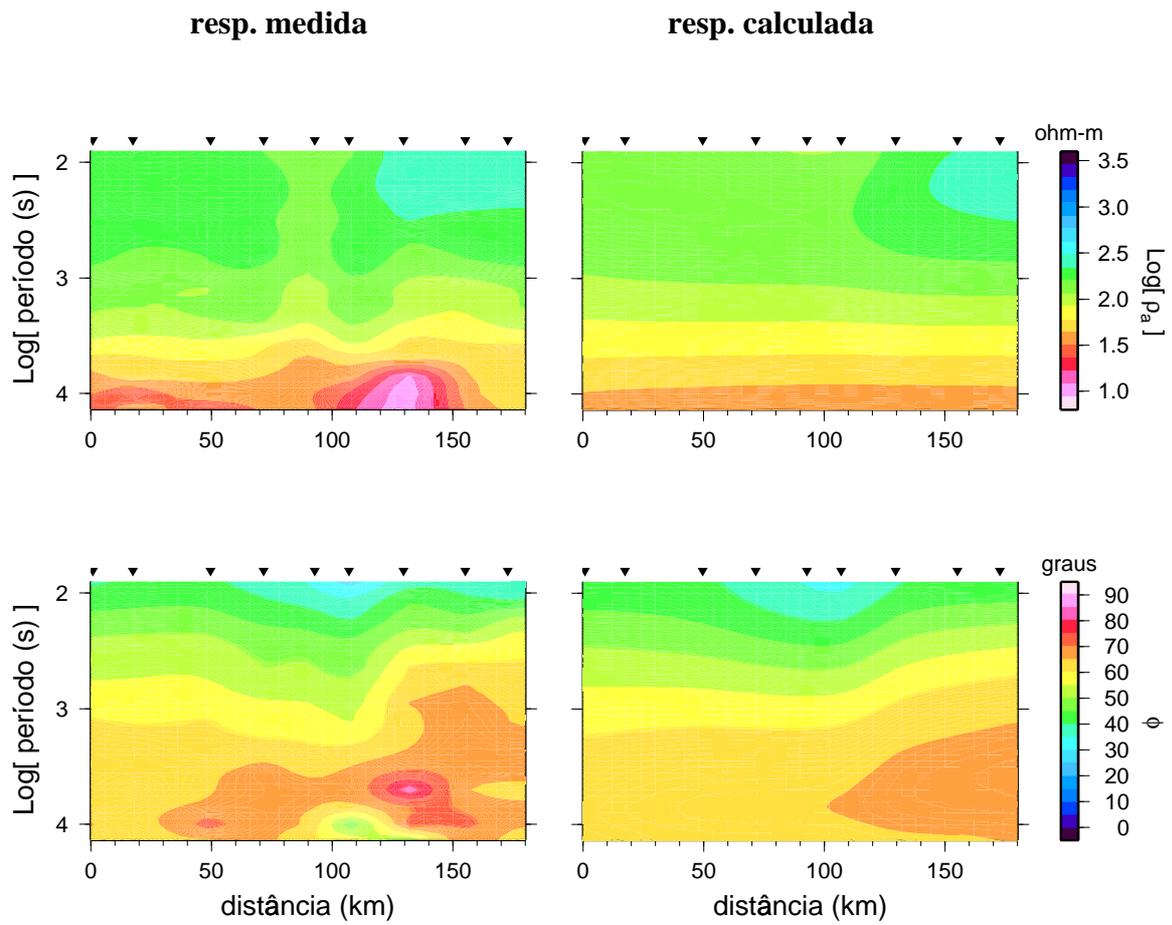


Fig. 5.3.1.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo 2D de resistividade ilustrado na Figura 5.3.1.2.

"rms" de 2,38. Destaque-se no procedimento adotado para inversão que os parâmetros α e η foram modificados dos valores tradicionais sugeridos pelos autores do código, principalmente para evitar que a inversão se concentrasse (desse um peso exagerado) nas partes rasas onde não se tinha dados. Após várias tentativas, os valores mais adequados encontrados foram $\alpha = 16$ e $\eta = 1,75$.

Analisando o modelo da Figura 5.3.1.2, observa-se que, em profundidades superiores a 100 km, a região de maior resistividade é a central, com valores em torno de 60 ohm-m persistindo até profundidades de, aproximadamente, 190 km sob os sítios entre 111 e 002. A sudoeste, essa feição se torna gradualmente mais rasa, alcançando cerca de 110 km de profundidade sob o sítio 008. A nordeste, essa região mais resistiva se afina rapidamente a partir do sítio 002, chegando a profundidades abaixo de 110 km sob os sítios 115 e 114. Ressalta-se que a inversão foi incapaz de modelar esse forte contraste lateral existente entre as estações 002 e 006. Para suavizar as respostas, a inversão subestimou as variações das fases em períodos acima de 1000 s sob a região central do perfil e, portanto, espera-se que a feição resistiva modelada entre os sítios 004 e 002 possa ser ainda mais profunda e/ou resistiva. Sob essa região nordeste, aparece também uma anomalia profunda pronunciada, com valores inferiores a 15 ohm-m, iniciando a cerca de 140 km e estendendo-se além de 250 km de profundidade.

5.3.2 Inversão do modo TM

A inversão do modo TM seguiu as mesmas etapas da inversão TE, adotando-se como modelo de partida aquele mesmo apresentado na Figura 5.3.1.1. A inversão preliminar somente das fases foi inicialmente obtida e os níveis de deslocamento estático foram avaliados. A principal discrepância nas curvas de resistividade aparente foi observada no sítio 004, com um deslocamento superior a uma ordem de grandeza. Sua curva de resistividade aparente, juntamente com a de algumas outras estações com menor desvio, foram então deslocadas para o mesmo nível da resistividade obtido pela inversão das fases.

Após essas correções partiu-se para a inversão conjunta de fases e resistividades aparentes. Analogamente aos procedimentos anteriores, os erros de base foram assumidos com amplitudes de 3% para as fases e 24% para as resistividades aparentes, e os parâmetros α e η foram também iguais aos do modelo TE, 16 e 1,75 respectivamente. O modelo final gerado é mostrado na Figura 5.3.2.1 e possui um erro "rms" de 5, um valor relativamente elevado. Esse valor elevado se deve, principalmente, ao desajuste das fases em períodos acima de 6000 s, na parte sudoeste do perfil (ver comparação dos dados medidos e calculados na Figura 5.3.2.2). De fato, o modelo é incapaz de ajustar-se à rápida elevação das fases para valores próximos a 90° . Entretanto, excluindo-se essa região, o modelo se ajusta bem aos dados medidos.

Analisando o resultado da inversão (Figura 5.3.2.1), observa-se que as principais variações de resistividade do modelo TM ocorrem na direção vertical, sendo este muito homogêneo lateralmente em profundidade inferiores a 200 km. Na base do modelo ocorre uma feição de baixa resistividade (inferior a 10 ohm-m) com topo em 200 km na parte sudoeste do perfil, iniciando um mergulho para maiores profundidades em direção a nordeste a partir do sítio 112.

5.3.3 Inversão simultânea TE + TM

O mesmo modelo de partida das inversões anteriores foi usado na inversão simultânea dos modos TE e TM. Os parâmetros α e η também foram os mesmos, 16 e 1,75, respectivamente. Nessa etapa, porém, as resistividades aparentes não puderam ser incluídas na inversão, apesar de diversas tentativas. Essas tentativas incluíram o uso de diversos erros de base, o uso das resistividades apenas em períodos mais curtos, a atribuição de pesos diferentes para as respostas de certas estações e diferentes modelos de partida. Em geral, os modelos não convergiam e feições espúrias, não suportadas pelos dados medidos e pelas inversões individuais TE e TM, apareciam. O uso somente das fases, por outro lado, permitiu obter uma

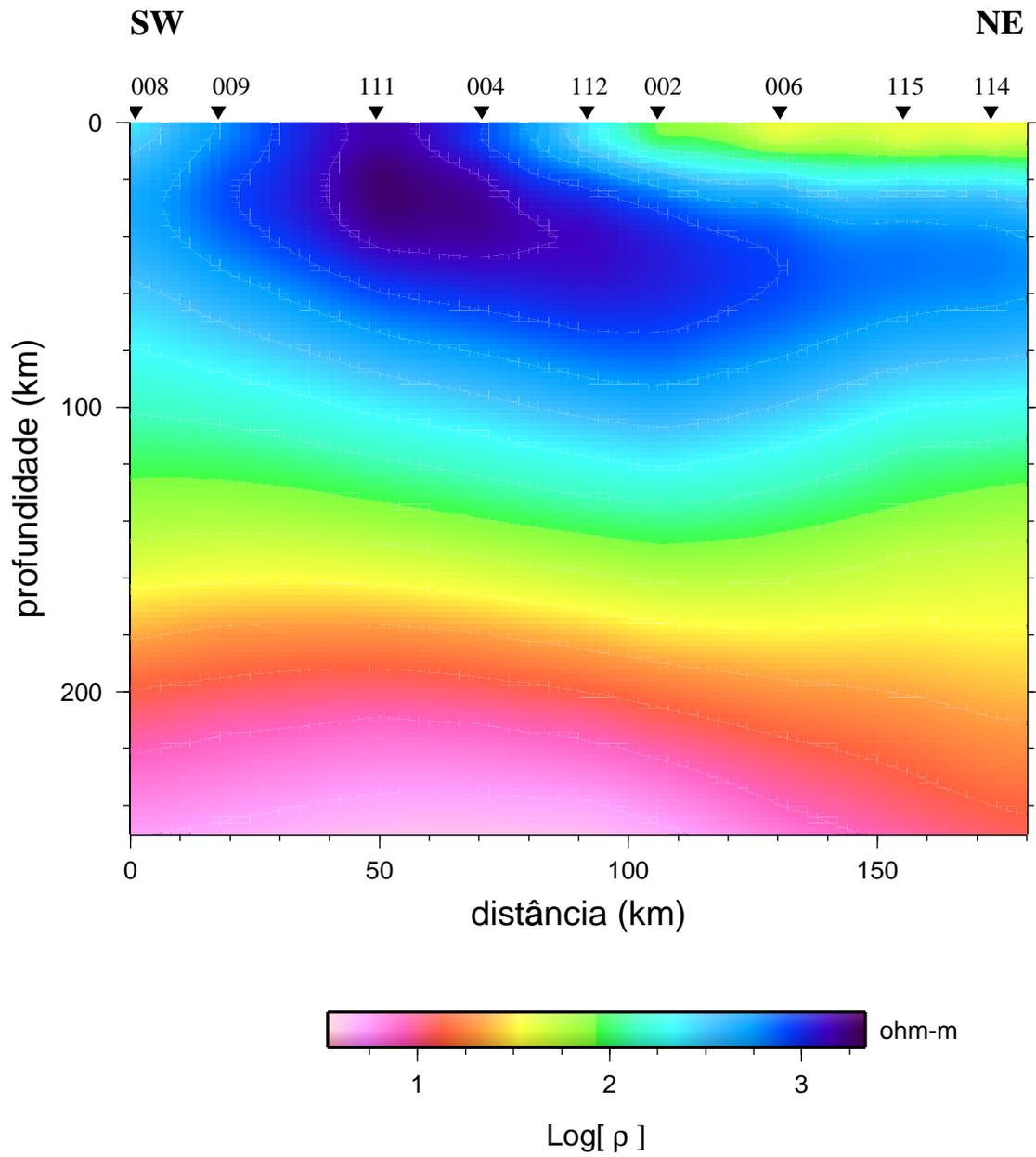


Fig. 5.3.2.1 - Modelo 2D de resistividade resultante da inversão do modo TM dos dados do perfil APIP-LP1.

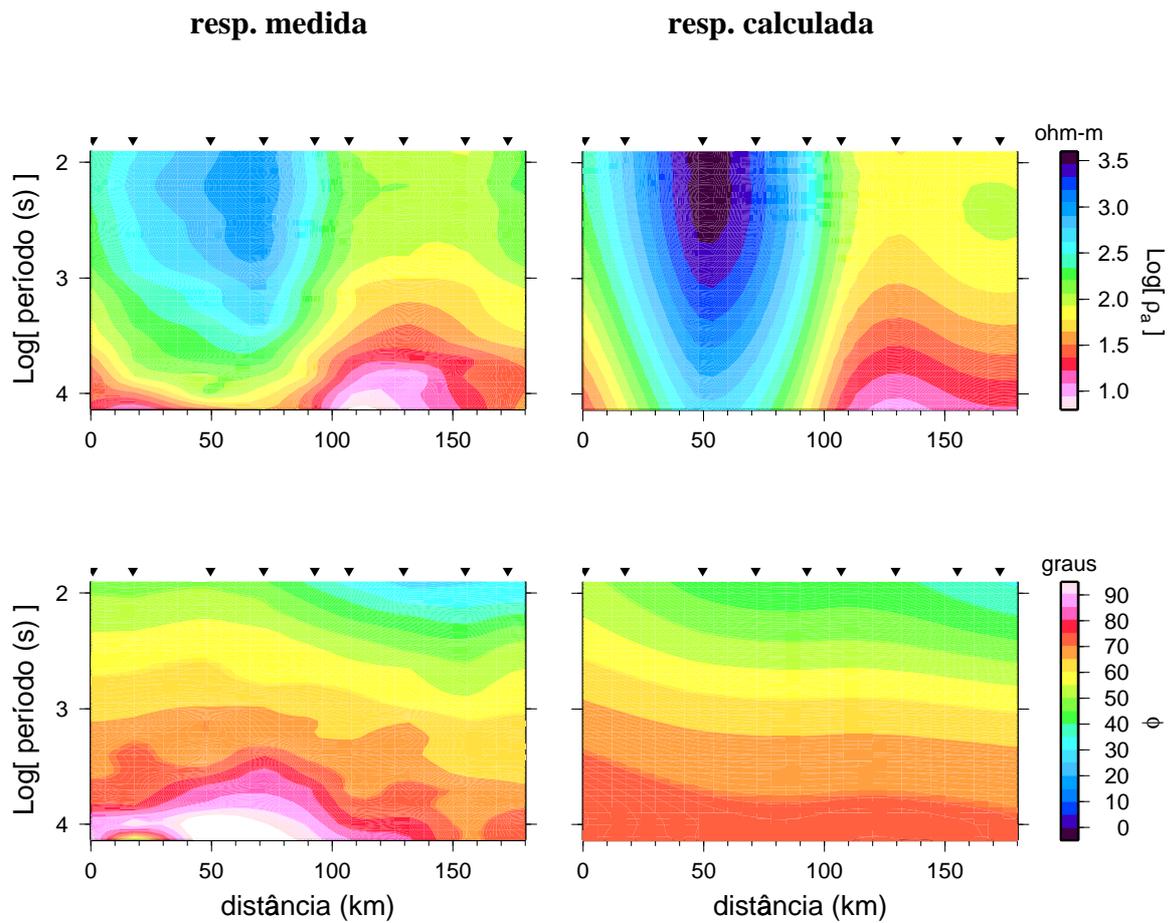


Fig. 5.3.2.2 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo 2D (modo TM) de resistividade ilustrado na Figura 5.3.2.1.

inversão estável, recuperando os níveis de resistividade medidos de forma bastante satisfatória.

O modelo final obtido é mostrado na Figura 5.3.3.1. As fases foram invertidas com erros de base de 3% ($0,85^\circ$), e o erro "rms" do modelo foi de 5,8. Os ajustes do modelo às respostas dos modos TE e TM (Figuras 5.3.3.2 e 5.3.3.3, respectivamente) indicam que a inversão simultânea é capaz de reproduzir, principalmente, as feições regionais. No modo TE, por exemplo, a elevação das fases sob os 3 últimos sítios a nordeste (006, 115 e 114) é bastante suavizada pelo modelo. Em consequência, a condutância fornecida pelo modelo para a feição anômala profunda observada nessa região, provavelmente, é subestimada. Efeito similar ocorre no modo TM, no qual o aumento das fases em períodos em torno de 6000 s a 10000 s nos sítios no extremo sudoeste do perfil é também bastante suavizado.

Analisando os resultados do modelo da Figura 5.3.3.1, observa-se que, em profundidades inferiores a 90 km, as resistividades típicas modeladas são da ordem de 100 a 300 ohm-m até as profundidades ao redor de 40 km, a partir das quais os dados de longo período se tornam menos sensíveis. Sob os sítios mais a sudoeste, 008 e 009, esses valores decrescem rapidamente a partir de 90 e 100 km, atingindo valores em torno de 30-50 ohm-m. Desses dois sítios em direção a nordeste (rumo ao 111), essa camada mais resistiva se espessa abruptamente em cerca de 60 km, atingindo profundidades superiores a 160 km no centro do perfil. Entre as estações 006 e 115 ocorre um adelgaçamento abrupto similar àquele observado no extremo sudoeste, com a transição subindo para profundidades em torno de 100 km sob o sítio 114. Em grandes profundidades, um outro grande contraste de resistividades é verificado em torno de 200 km no extremo sudoeste do perfil. Nesse limite, as resistividades passam de valores em torno de 30 ohm-m para 1 ohm-m, decrescendo ainda mais com a profundidade. Rumo a nordeste, esse condutor mergulha gradualmente, sendo bem menos perceptível sob os sítios 115 e 114.

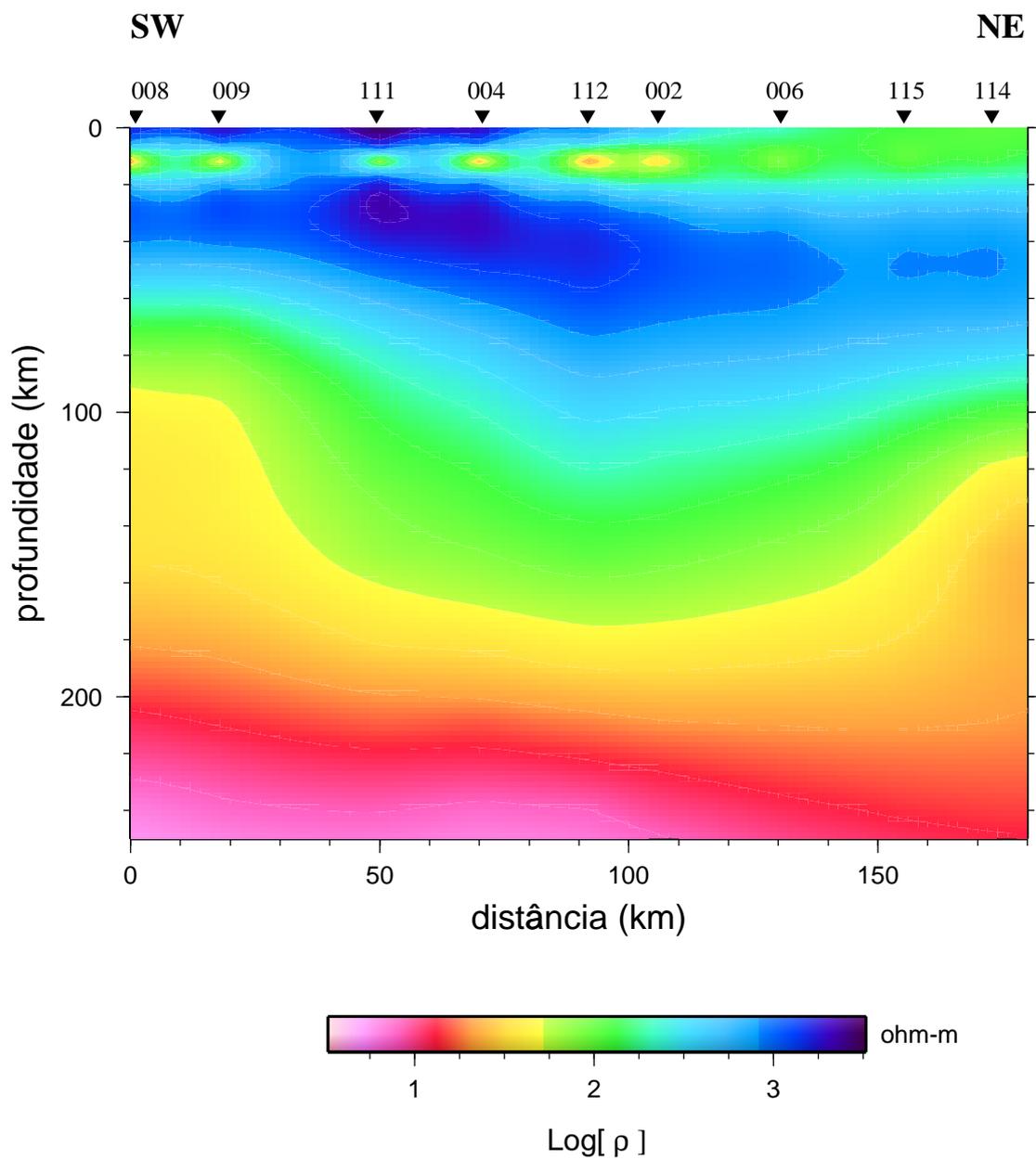


Fig. 5.3.3.1 - Modelo 2D de resistividade gerado pela inversão simultânea dos modos TE e TM dos dados do perfil APIP-LP1.

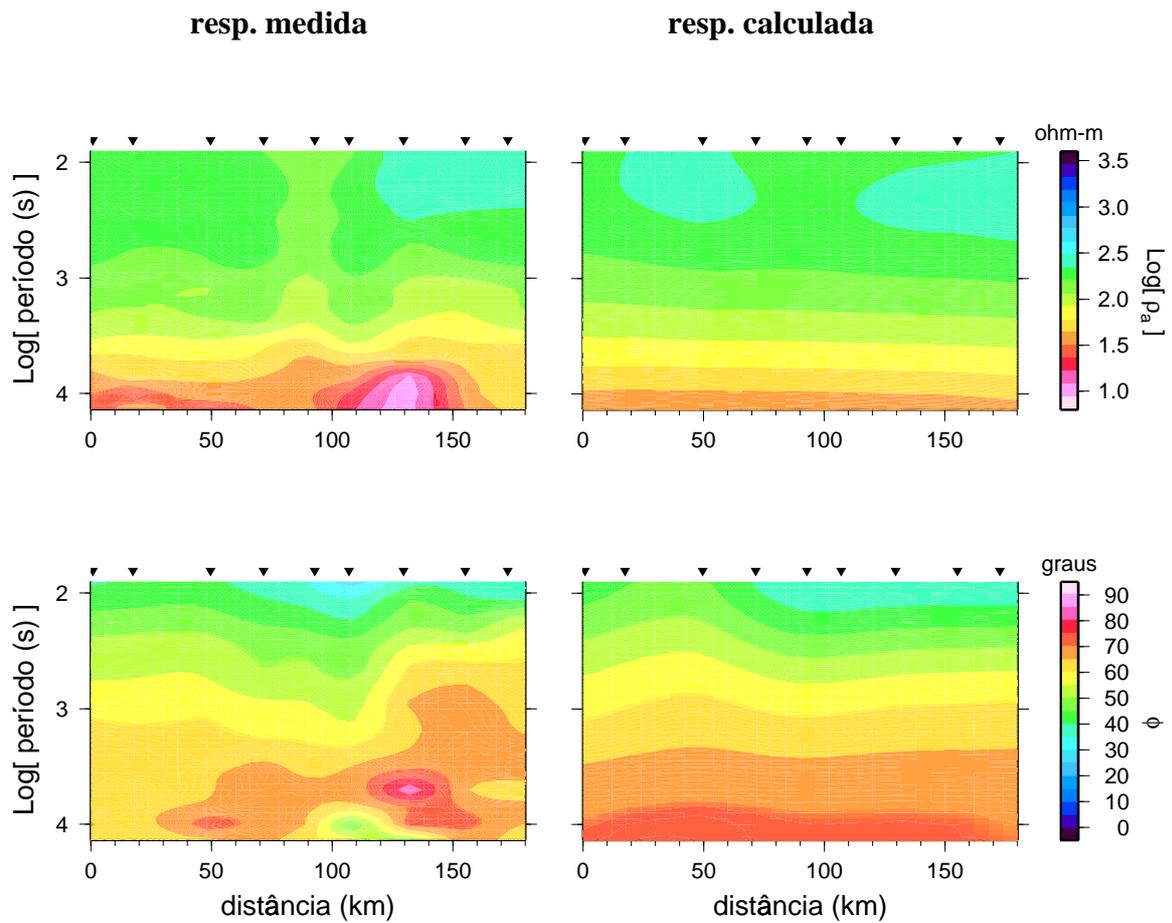


Fig. 5.3.3.2 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo 2D (modo TE) de resistividade ilustrado na Figura 5.3.3.1.

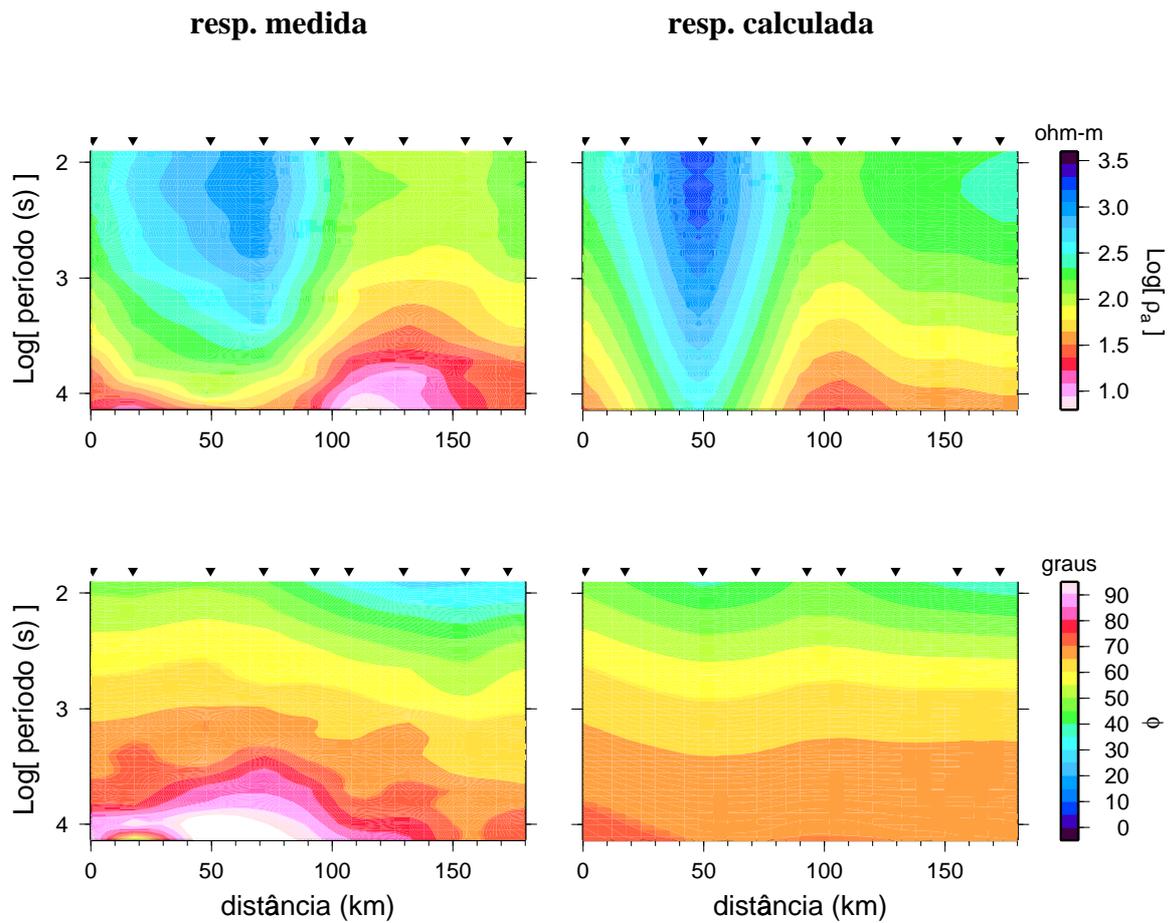


Fig. 5.3.3.3 - Comparação dos dados observados e dos dados calculados para o modelo 2D (modo TM) de resistividade ilustrado na Figura 5.3.3.1.

5.3.4. Discussão

Como a semi-condução é o mecanismo predominante de condução de correntes elétricas em profundidades da base da litosfera, espera-se que as estruturas elétricas mapeadas pelas sondagens MT reflitam, predominantemente, o estado térmico do manto. De fato, em muitas regiões do globo, verifica-se uma relação empírica bastante razoável entre a profundidade elétrica da astenosfera (h) e o fluxo térmico regional associado (q) medido na superfície, a qual pode ser representada pela seguinte expressão (Ádám, 1976):

$$h = 155q^{-1.46}, \quad (5.3.4.1)$$

com, h sendo dado em quilômetros, e q em unidades de fluxo térmico.

Na seqüência das discussões, um aspecto a se considerar é que a espessura da litosfera estimada por diferentes métodos pode ou não coincidir com a definição provinda de sondagens eletromagnéticas. Em um trabalho de revisão bastante recente, O'Reilly et al. (2001) comparam as diferentes definições tectônicas, petrológicas, geoquímicas e geofísicas para litosfera e astenosfera, bem como sobre o limite entre elas. Resumidamente, em tectônica de placas usa-se uma definição mecânica (placas rígidas) para a litosfera, contrastando-a com a astenosfera menos rígida. A geoquímica, por seu turno, considera o manto litosférico subcontinental como sendo um reservatório isolado, resíduo de fusão parcial da astenosfera e fonte de derrames basálticos continentais, o qual pode permanecer separado do manto convectivo por mais de 1 bilhão de anos (Anderson, 1995). A sismologia, que define a litosfera usando velocidades e extrapolando densidades, considera sua base como coincidindo com o topo de uma zona de baixas velocidades, associada a uma camada subjacente de baixa viscosidade (astenosfera). Todas essas definições se contrastam com aquelas provenientes dos dados de fluxo térmico e magnetotelúricos que, como visto anteriormente, definem a transição litosfera-astenosfera como um limite térmico relacionado à temperatura potencial de fusão (temperaturas de 1250 a

1300° C). De modo geral, a espessura da litosfera definida por dados eletromagnéticos se correlaciona melhor com aquela definida sismicamente (Jones, 1999), principalmente em regiões tectonicamente ativas (O'Reilly et al., 2001). Por outro lado, em regiões de escudo, tal zona de baixa velocidade sísmica pode não existir ou ter uma transição gradual (Snoke, 2001).

Dados sísmicos sobre a espessura litosférica na área deste estudo são apenas disponíveis numa região periférica, com a limitação adicional de se tratar de um estudo em escala regional. Snoke (2001), através da inversão de ondas sísmicas superficiais, inferiu profundidades entre 150 e 200 km para a base da litosfera sob a Bacia do Paraná. Outro vínculo regional aos valores de espessura litosférica na região pode ser obtido através das duas estimativas de densidade de fluxo térmico nas proximidades de Vazante e Morro Agudo, as quais mostram valores de 46 mW/m² e 52 mW/m², respectivamente (Vitarello et al., 1980). Usando a relação empírica de Ádám (equação 5.3.4.1), esses valores de fluxo térmico levariam a espessuras litosféricas entre 120 km e 160 km. Também, a Figura 5.3.4.1 mostra os resultados da modelagem flexural de Ussami (1999), realizada em um perfil gravimétrico SW-NE a cerca de 50 km a noroeste da região da APIP. Foi nesse caso adotado um modelo bi-dimensional de uma placa elástica rompida cuja borda se localiza a 200 km da origem do perfil. Aplicando diferentes valores de rigidez flexural, a autora observou que o melhor ajuste aos dados gravimétricos foi obtido considerando uma espessura elástica de 100 km.

O gradiente vertical mais acentuado de resistividade observado nos modelos geoeletricos do perfil APIP-LP1 (figuras 5.3.1.2, 5.3.2.1 e 5.3.3.1) é verificado em profundidades da ordem de 80-120 km e, com base nas informações geofísicas acima citadas, não deve corresponder à transição da litosfera-astenosfera. Em maiores profundidades, ocorre uma camada que se espessa no centro do perfil e cujas resistividades são consideradas normais para a litosfera. Por outro lado, os condutores subjacentes, com resistividades de 1 a 2 ordens de grandeza inferiores, exibem resistividades comparáveis àquelas

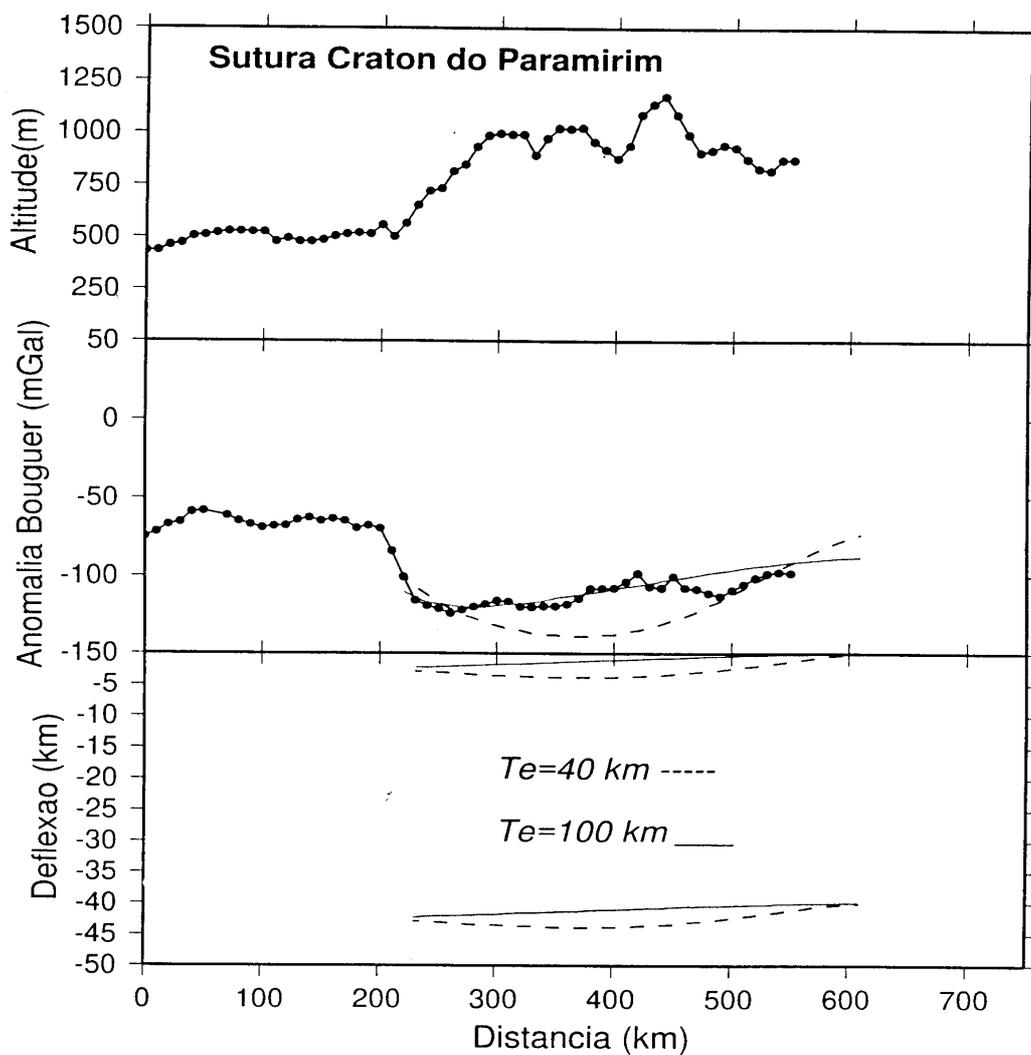


Fig. 5.3.4.1 - Resultados da modelagens flexural e gravimétrica para um perfil de direção NE que passa próximo a região da APIP, a qual é projetada nesse perfil ao redor da distância de 350 a 500 km. FONTE: extraída de Ussami (1999).

geralmente atribuídas para a astenosfera (1-20 ohm-m; Jones, 1999). Esses baixos valores de resistividade, juntamente com suas profundidades compatíveis com os dados regionais independentes anteriormente mencionados (sísmica, fluxo térmico e gravimetria), indicam que um desses condutores possa delimitar a base elétrica da litosfera sob a região do Alto Paranaíba.

Analisando de forma mais detalhada cada feição de resistividade, vê-se que, em profundidades pouco abaixo de 40 km (o modelo geoeletrico de longos períodos é insensível a estruturas mais rasas), a resistividade é relativamente alta e cerca de uma ordem de grandeza acima da média global de 100 ohm-m observada por levantamentos eletromagnéticos (Schmucker, 1985; citado por Jones, 1992). O limite inferior dessa camada ocorre em torno de 60 km sob a Bacia do Paraná, atinge um máximo no centro do perfil em torno de 100 km e, rumo a nordeste, decresce gradualmente para valores em torno de 85 km. Esses resultados têm mesma ordem de grandeza da espessura elástica (100 km) determinada por Ussami (1999) para essa região e sugerem que a transição de resistividade em torno de 60-100 km possa ser controlada pelas propriedades mecânicas da placa, passando de um regime mais rígido para outro mais dúctil.

Em profundidades maiores, os dados MT mostram que o manto é lateralmente heterogêneo em profundidades de até 200 km, aproximadamente. Sob a Bacia do Paraná e a Sub-bacia Abaeté, o manto é mais condutivo em relação à região central. Essa variação lateral encontra respaldo nas expressões magmáticas de superfície. De fato, estudos petroquímicos em rochas intrusivas e extrusivas, extraídas em várias localidades dispostas ao longo da direção aproximada leste-oeste (Bizzi et al., 1995), revelaram uma variação sistemática quanto ao tipo e à composição química dessas rochas. Naquele trabalho, os autores identificaram a presença de rochas alcalinas kimberlíticas a leste da cidade de Coromandel, proveniente de fontes relativamente profundas. Em contraste, no extremo leste, no campo vulcânico das rochas alcalinas da

Formação Mata da Corda, as amostras têm afinidades kamafugíticas, associadas a “riffes” e representativas de fontes bem mais rasas. Na altura de Coromandel e um pouco mais leste, entre os campos de rochas kimberlíticas e kamafugíticas, ocorrem rochas com propriedades dúbias, que se assemelham a kimberlitos em diversos aspectos mas possuem algumas características mais próximas de rochas kamafugíticas.

A variação da espessura da camada resistiva entre 80 e 160 km observada neste trabalho correlaciona-se perfeitamente com essa sistemática de variação lateral de oeste para leste inferida por Bizzi et al. (1995) para as profundidades relativas das fontes de diferentes rochas alcalinas. Seus resultados são mostrados na Figura 5.3.4.2 (correspondendo à Figura 8 daquele trabalho). Pode-se ver que a área de intrusões kimberlíticas e a intrusão Japecanga (sítio 4 na Figura 5.3.4.2), de afinidade kimberlítica, projeta-se próxima às estações 19 e 004, sob as quais o modelo MT indica as maiores profundidades. Por outro lado, a intrusão de afinidade kimberlítica Pântano (sítio 7 na Figura 5.3.4.2, próxima as estações MT 002 e 006) foi caracterizada como uma rocha de fonte intermediária. No modelo de resistividades observa-se nessa região apenas uma discreta tendência de redução na profundidade da base geolétrica da camada sob as estações 002 e 006, mas, como discutido anteriormente, é provável que a inversão tenha suavizado tal feição. A região próxima à Formação da Corda, extremo nordeste do perfil MT, é caracterizada por rochas kamafugíticas, tipicamente de fontes mais rasas. Novamente, sob essa região, as sondagens MT são bem correlacionadas com as variações mapeadas geoquimicamente, o que levaria a uma subida da anomalia de resistividade até profundidades em torno de 110 km. Similar correlação existe também sob a Bacia do Paraná, onde a feição de baixa resistividade atinge profundidades similares à região sob as vulcânicas Mata da Corda, em torno de 80-90 km.

Na seqüência das discussões dos resultados MT, foram usados dados regionais disponíveis na literatura para a construção de uma família de

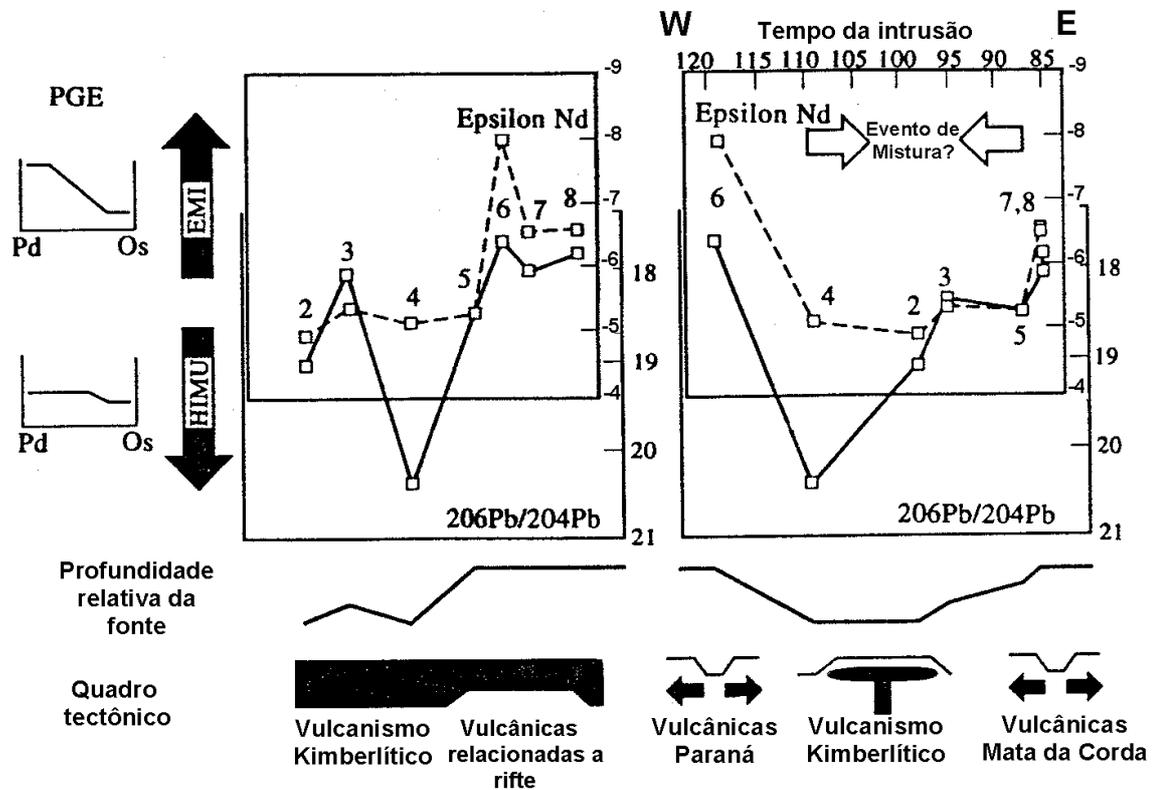


Fig. 5.3.4.2 - Perfis de profundidade de fonte relacionada às características isotópicas e do grupo de elementos da platina (PGE). Ocorrências usadas na comparação dos resultados MT: (1) Catalão; (2) Três Ranchos; (3) Limeira; (4) Japocanga; (5) Sucesso; (6) Pântano; (7) Presidente Olegário; (8) Carmo do Paraíba. Consultar a Figura 1.2.1 (capítulo 1) para ver a localização das ocorrências em confronto com a geologia e a posição de cada estação MT.

FONTE: modificada de Bizzi et al. (1995).

isotermas adequadas às características da área em estudo. Utilizou-se neste caso um modelo unidimensional de fluxo térmico no estado estacionário, assumindo que a taxa de produção de calor radiogênico decaia exponencialmente com a profundidade. Assim, a distribuição de temperatura foi calculada usando a equação

$$T = T_0 + \frac{q_r}{K} z + \frac{A_0 D^2}{K} [1 - e^{-z/D}], \quad (5.3.4.2)$$

onde, T é a temperatura na profundidade z (em graus Celsius), T_0 é a temperatura na superfície da Terra (tomada como sendo 10° C), q_r é a densidade de fluxo térmico reduzida (assumiu-se que q_r vale 60% do valor de densidade de fluxo térmico na superfície, de acordo com Pollack e Chapman, 1977), K é a condutividade térmica (considerada constante e igual a $4,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$); A_0 é a taxa de produção de calor radiogênico na superfície (valor utilizado de $1,5 \text{ } \mu\text{W/m}^3$, de acordo com a média obtida em amostras em terrenos precambrianos expostos na borda leste-sudeste da Bacia do Paraná; Andrade, 1998); D é a profundidade característica (assumida valer 15 km).

Essa família de isotermas é apresentada na Figura 5.3.4.3, a qual também inclui dados de geotermobarometria de uma associação mineral do xenólito de granada lherzolito da intrusão Três Ranchos situada a cerca de 50 km a oeste do perfil MT (Leonardos et al., 1993). Observa-se que os dados do xenólito exigem uma litosfera mais fria, pelo menos no momento da intrusão, a cerca de 80 Ma. De fato, a isoterma exigida pela termobarometria é de cerca 40 mW/m^2 , um valor extremamente baixo e comparável à média de 42 mW/m^2 para crátons arqueanos (Pollack et al., 1993). Por outro lado, análises de isótopo de oxigênio nas rochas kamafugíticas da Formação Mata da Corda indicam que esses magmas são tipicamente derivados do manto e cristalizaram-se em temperaturas entre 690° e 1140° C (Sgarbi et al., 1998). Para uma profundidade em torno de 100 km, indicada pelo modelo geotérmico, essas temperaturas implicam em paleogeotermas muito mais elevadas (em torno de $60\text{-}80 \text{ mW/m}^2$) em comparação com a região central. Essas condições

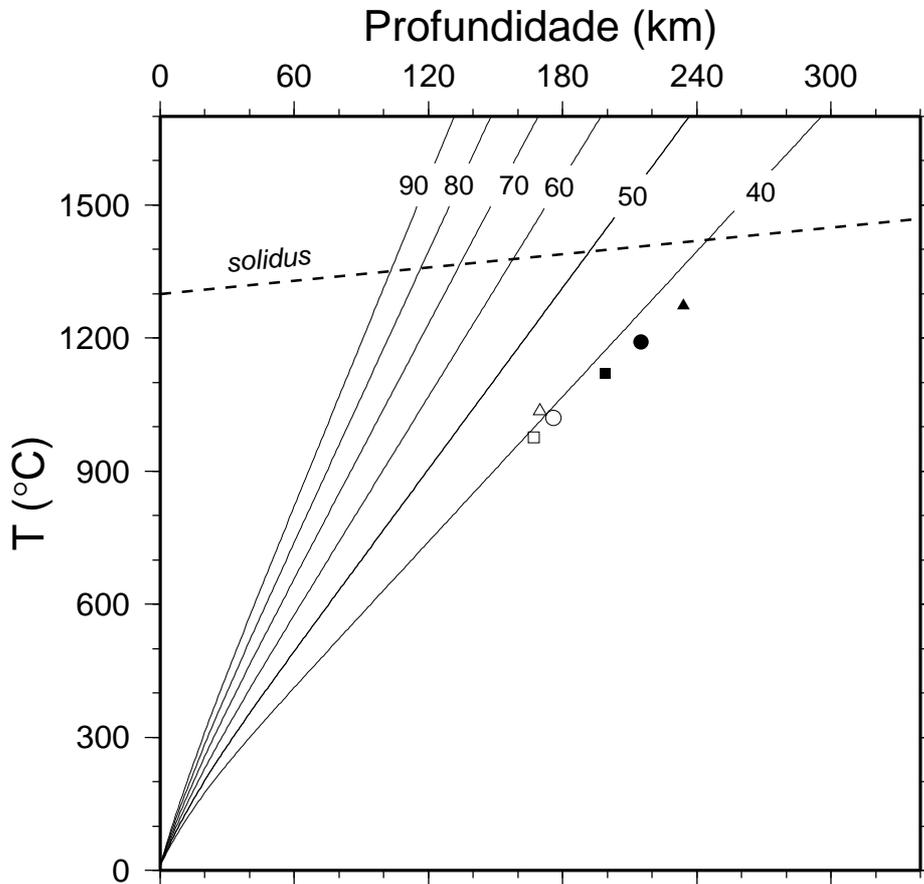


Fig. 5.3.4.3 - Família de geotermas construídas a partir de informação regionais. Os símbolos próximos a geoterma de 40 mWm^2 constituem dados de geotermobarometria (Leonardos et al., 1993) em uma associação mineral do xenólito de granada Iherzolito da intrusão Três Ranchos.

contrastantes de temperatura são condizentes com as variações do modelo geoeletrico ao longo do perfil, que mostra um manto mais resistivo, e daí mais frio, na parte central e menos resistivo, e então mais quente, sob o campo das rochas kamafugíticas da Formação Mata da Corda.

A conclusão dessa discussão é que a ondulação na base da camada resistiva, apresentada no modelo geoeletrico (profundidades de cerca de 100 km no extremo sudoeste do perfil, 160 km na parte central e novamente 100 km no nordeste), parece correlacionar-se a assinaturas de paleogeotermas dos diferentes eventos térmicos ocorridos na região. Esses eventos térmicos deixaram resquícios, ainda hoje presentes, em grandes profundidades, controlando a propagação do sinal eletromagnético em longos períodos. Quanto à profundidade da transição elétrica entre a litosfera e a astenosfera, a alternativa de considerar a mudança de resistividade abaixo de 200 km como representando essa transição precisa ainda ser melhor investigado, uma vez que os dados em períodos correspondentes são de qualidade inferior.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A aquisição de dados de longo período para este trabalho envolveu o aperfeiçoamento de procedimentos adequados às condições do território brasileiro. As baixas amplitudes das variações geomagnéticas no país, sobretudo em períodos longos, em relação a regiões de alta latitude exigem, naturalmente, um tempo maior de aquisição para se obter dados de qualidade similar para o mesmo intervalo de períodos. O período máximo atingido nestas sondagens foi de 13653 s, com um tempo de aquisição tipicamente em torno de 8 dias. Este prazo, considerado relativamente curto, deveu-se à alta resistividade do terreno investigado e ao nível proporcionalmente mais alto do sinal, pelo fato das medidas se realizarem em um período de máxima atividade solar. De fato, os condutores crustais têm condutâncias relativamente baixas, com médias de 25 S, para o condutor mais raso em torno de 3 km de profundidade, e 200 S para a zona anisotrópica em torno de 10 km. Além disso, a região do manto subjacente é bastante resistiva até profundidades ao redor dos 100 km. Outro fator que favoreceu investigar grandes profundidades num prazo de coleta de dados relativamente curto foi a não coincidência do azimute geoeletrico dos dados de longo período com as direções de máxima ou de mínima condutância da zona anisotrópica crustal, o que levaria a um amortecimento mais rápido do sinal em um dos componentes. Certamente, essas condições não se repetiriam em condições geológicas distintas ou mesmo em outro período de aquisição de dados (por exemplo, dentro de 5 anos, em um período de atividade solar mínima).

Afora os dados de período muito longo, acima de 10000 s, onde o curto intervalo de aquisição redundou em uma estatística reduzida para melhorar a qualidade dos dados, também os dados de períodos muito curtos (20 a 80 s) tiveram qualidade nitidamente inferior quando amostrados com os equipamentos de longo período. Nessa faixa, muito provavelmente, a amplitude dos sinais naturais é muito pequena em relação à sensibilidade dos sensores

“fluxgate”, causando uma elevação inaceitável da razão ruído/sinal. Esse é um resultado surpreendente, pois esperava-se que os modernos sensores do tipo “ring core” (utilizados nesses magnetômetros) tivessem sensibilidade suficiente para amostrar corretamente os dados das pulsações Pc3. Por outro lado, os dados adquiridos entre 80 s e 10000 s, de uma forma geral, mostraram-se de muito boa qualidade, mesmo em sítios locados sobre os terrenos metamórficos da Faixa Brasília, bastante resistivos e onde se esperaria um nível de ruído mais elevado.

Com este estudo MT, conseguiu-se importantes informações geoeletricas dentro de uma região litosférica extremamente complexa. A detalhada análise GB do tensor de impedâncias permitiu identificar uma severa dependência lateral e em profundidade do azimute geoeletrico. Para possibilitar sua interpretação, os dados tiveram de ser divididos em dois subconjuntos, separados no período de 53 s. Os dados de períodos mais curtos mostraram-se uniformes na metade sudoeste da região deste estudo, com azimutes geoeletricos concordantes com as feições gravimétricas associadas às estruturas crustais, e possibilitaram uma modelagem 2D. Na porção nordeste da APIP, porém, os azimutes geoeletricos determinados mostram-se extremamente variáveis, caracterizando um comportamento 3D. Essa interpretação foi reforçada pelos dados do campo magnético vertical em períodos em torno de 10 s, os quais mostraram uma concentração anômala de correntes na região entre as cidades de Coromandel e Lagamar. Essas variações do azimute geoeletrico são, provavelmente, controladas pelas variações da direção de máxima condutividade da anisotropia em torno de 10 s, estimada estar a profundidades ao redor de 10 km. Apesar de sua natureza pouco conhecida, essas variações azimutais da anisotropia são bastante consistentes, sendo verificadas tanto pela rotação passo a passo do tensor como pela própria decomposição GB posterior.

Também, estruturas de escala indutiva rasa criaram distorções galvânicas nos dados, um fenômeno esperado sobretudo em terrenos resistivos como os desta

pesquisa. A ausência de dados independentes para corrigir tais efeitos, como por exemplo sondagens transientes eletromagnéticas, exigiu a adoção de procedimentos que minimizassem essas distorções no momento da inversão. A correção da anisotropia local, aplicada após a decomposição GB, deve restringir os deslocamentos estáticos a valores máximos de 1/3 de década de resistividade (Groom et al., 1993). Além do mais, os modelos finais de resistividade foram obtidos no processo de inversão dando-se pesos maiores às fases, as quais não são afetadas por essas distorções galvânicas. Em adição aos efeitos das estruturas rasas, a anisotropia em torno de 10 s também aumentou a contribuição da distorção galvânica em dados acima de 53 s. Nesse caso, a minimização dos efeitos baseou-se em inversões prévias, usando-se, exclusivamente, as fases, e depois deslocando-se as curvas de resistividade aparente medidas para os níveis estimados pelos modelos.

Para se obter modelos finais mais realísticos em longos períodos, os modelos de partida incluíram informações (condutâncias médias das camadas) provindas da inversão em períodos mais curtos. Ressalte-se ainda, que as feições de resistividade de longo período, mostrando uma região mais resistiva e mais profunda no centro da APIP, são bastante robustas. Diferentes inversões, com conjunto de dados distintos e alterações nos parâmetros da inversão, redundaram, genericamente, nas mesmas feições discutidas no capítulo 5. Além do mais, em inversões com dados preliminares, onde não se tinha ainda uma análise tão refinada dos dados e com um número menor de estações, essas características gerais já puderam ser observadas. Também, na primeira publicação desses resultados (Bologna et al., 1999), o modelo de resistividades fora adquirido com outro código de inversão, o Rebocc (Siripunvaraporn e Egbert, 2000), o que também assegura a robustez dos resultados.

Um aspecto saliente destes resultados, mas não totalmente inesperado a partir de observações MT em outras regiões, é que o azimute geoeletrico estimado para a região crustal não coincide com a direção preferencial das estruturas

geológicas de superfície. O perfil raso APIP-BL1, na porção sudoeste da APIP, atravessa em grande parte os metassedimentos dos Grupos Canastra, em contato por falha de empurrão com o Grupo Ibiá numa direção NW, em contraste com o azimute geoeletrico de N08E e com o padrão geral NNE das anomalias Bouguer. Isso indica que as feições mapeadas em superfície não devem penetrar em grandes profundidades da crosta, confirmando a natureza rasa desses sistemas de empurrões brasileiros que recobrem a região de estudo. Na parte norte do perfil, as estruturas geológicas mudam sua orientação para uma direção NNE. Porém, nessa parte do perfil, os dados MT rasos são afetados por efeitos 3D e torna-se impossível compará-los com essa direção estrutural. Adicionalmente, o azimute geoeletrico em períodos acima de 53 s é significativamente diferente, com uma direção média de N45W. Devido a essas variações do azimute geoeletrico, sua análise foi tão enfatizada, dedicando-se um capítulo completo desta tese a esse aspecto. Uma consequência direta de todos esses efeitos foi que os dados abaixo e acima de 53 s tiveram que ser invertidos separadamente, aumentando a complexidade das análises sobretudo em períodos mais longos. Também, a direção original do perfil de medidas MT foi escolhida de forma a cortar transversalmente as principais estruturas presentes nos mapas geológicos. O fato do azimute geoeletrico não coincidir com o azimute geológico leva a uma menor resolução lateral no mapeamento das estruturas geoeletricas. Provavelmente, se se conhecesse de antemão as direções geoeletricas, a direção do perfil MT poderia ter sido alterada, na dependência óbvia das condições logísticas de campo (facilidade de acesso).

A modelagem dos dados deste trabalho permitiu identificar anomalias em diferentes escalas e faixas de profundidade. Os resultados são concordantes com a maioria das informações geológicas, geofísicas e geoquímicas disponíveis e a interpretação aqui sugerida associa essas estruturas condutoras aos diferentes processos termo-tectônicos que afetaram a região do Alto Paranaíba. A mais rasa dessas estruturas é interpretada como associada a condução eletrolítica (fluidos mineralizados) ao longo de

fraturamentos subhorizontais na base do pacote metassedimentar , ou topo do embasamento, na região da Faixa Brasília. Especula-se que sua origem poderia estar correlacionada à atuação compressiva do evento Brasileiro.

Outra anomalia crustal é aquela observada em torno de 10 km de profundidade. Essa é a mesma profundidade na qual se observam outras anomalias de condutividade em estudos realizados na região sudeste do país, atravessando os terrenos metamórficos da Faixa Ribeira. Em um perfil transversal à Bacia de Taubaté, Brito (1998) verificou uma camada uniforme na profundidade de 10 km e com condutância de 20 S nos extremos do perfil, sobre as Serras do Mar e da Mantiqueira. Num extenso perfil MT, aproximadamente paralelo ao de Brito (1998), no estado do Rio de Janeiro, Figueiredo (1997) também verificara um condutor uniforme na mesma profundidade, mas com condutância em torno de 100 S. A anomalia crustal mapeada sob a APIP tem a mesma profundidade daqueles estudos, 10 km, e condutância um pouco superior, da ordem de 200 S, porém sua natureza anisotrópica é que a torna peculiar. A interpretação aqui sugerida para essa estrutura correlaciona-a a uma camada anisotrópica na crosta médio-inferior da APIP, não se tendo porém dados suficientes (fornecidos por outros métodos geofísicos) para interpretá-la em termos de macro (diques) ou micro-anisotropia (fases condutoras na matriz da rocha, depositadas ao longo de direções preferenciais).

Adicionalmente, ocorre uma variação azimutal consistente de cerca de 90° na direção da anisotropia dessa camada dentro da APIP, da parte sul para a parte norte do perfil. Variações desse tipo, e na mesma profundidade dentro da crosta, foram apenas observadas no sudoeste do território alemão, não se determinando naquele caso a causa dessas variações. Infelizmente, os dados desta tese são também insuficientes para a quantificação do efeito envolvendo as mudanças azimutais das anisotropias da região crustal da APIP. Isto somente poderia ser obtido através de uma modelagem 3D, o que necessitaria, ao menos, de dados coletados em uma malha de sítios MT na região de

mudança de direção da anisotropia e não apenas ao longo de um perfil como aqui disponível.

O resultado da inversão de dados de longo período sugere que a espessura elástica da litosfera varie ao longo da região, sendo mais espessa na parte central do perfil MT, com espessura elástica da ordem de 130 km, e se afinando sob as Bacias do Paraná e Alto Sanfranciscana, com espessuras em torno de 80 e 100 km respectivamente. Sendo assim, isso implicaria em uma litosfera mais frágil (maior acúmulo de esforços) nas extremidades da região deste estudo em comparação à região central. Essa hipótese encontra respaldo em dados sismológicos (Assumpção et al., 1997b), que indicam que a borda da Bacia do Paraná e a porção mais interna da Faixa Brasília são ativas sismicamente, em contraste com a parte central da Faixa Brasília na região da APIP.

Talvez a maior contribuição deste trabalho seja a de quantificar as variações geoeletricas em grandes profundidades e confrontá-las com outros dados disponíveis. Nossos resultados indicam uma heterogeneidade litosférica consistente com dados petroquímicos, os quais sugerem que as intrusões máficas-ultramáficas originam-se de fontes heterogêneas do manto. Também, os dados de temperatura de cristalização dos magmas kamafugíticos da Formação Mata da Corda e de termobarometria da intrusão de Três Ranchos implicam em paleogeotermas muito contrastantes entre a parte central da APIP, mais fria, e a região adjacente da Formação Mata da Corda, mais quente. A interpretação aqui sugerida é que o modelo de resistividades reflete então as condições termo-tectônicas do Cretáceo na região da APIP. Em consonância, a alta resistividade da parte central do modelo deve implicar em uma litosfera mais fria e/ou mais desidratada em relação às extremidades da região estudada. Estas informações poderiam ser melhor restringidas com dados sísmicos em escala local na APIP.

Uma interpretação alternativa para o modelo geoeletrico a grandes profundidades seria a de considerar a transição da camada resistiva para

condutora situada aproximadamente entre 100 e 160 km como o limite geoeletrico da litosfera-astenosfera. Essa alternativa, que acarretaria variações muito grandes nos valores de fluxo térmico ao longo do perfil estudado, parece pouco provável por levar a uma litosfera muito pouco espessa tanto em direção à Bacia do Paraná como ao Cráton do São Francisco. Destaque-se também, que uma situação similar foi observada na Província arqueana de Churchill (Canadá), de evolução tectônica similar à da área deste estudo. Também naquele caso, observou-se a presença de uma condutância mais acentuada abaixo do cráton que em relação ao cinturão dobrado adjacente. Com base em outras informações disponíveis, Boerner et al. (1999) invocaram processos metassomáticos associados ao tectonismo de colisões proterozóicas para explicar o resultado.

Por fim, considerando a diversidade e complexidade das rochas presentes na região da APIP e os resultados aqui discutidos, o perfil MT deste trabalho, transversal às principais estruturas geológicas em superfície, parece, por si só, insuficiente para caracterizar, adequadamente, as diferentes anomalias geoeletricas detectadas na litosfera da região. Seria recomendável a continuidade dos estudos MT na área. Além de um mapeamento mais adequado (3D) na região de mudança do azimute da estrutura anisotrópica da crosta médio-inferior, já discutido anteriormente, sugere-se a realização de, pelo menos, mais dois perfis profundos. Um deles, deveria ser, aproximadamente, paralelo àquele aqui discutido, porém deslocado para NW, entre Itumbiara (GO) e Paracatú (MG). Ele seria usado para cobrir a região dos kimberlitos de Três Ranchos (GO), os quais, conforme discutido no capítulo anterior, apresentam xenólitos de alta pressão (granada lherzolito), equilibrada ao redor de 50 kbar (150 km) e temperatura de 1100° C, bons indicadores da sua origem profunda dentro do campo de estabilidade do diamante (Leonardos et al., 1993). Um outro perfil teria direção aproximada SE-NW, entre Patrocínio (MG) e Catalão (GO). Ele se posicionaria na direção geral das intrusões dos complexos alcalinos e teria por objetivo verificar a continuidade nessa direção das estruturas litosféricas observadas nos dois perfis transversais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ádám, A. Quantitative connections between regional heat flow and the depth of conductive layers in the earth's crust and upper mantle. **Acta Geodeatica Geophysica et Montanistica Acad. Sci. Hungary**, v. 11, p. 503-509, 1976.
- Almeida, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- Almeida, F. F. M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1979. **Anais**. Salvador: SBG/NBA-SE, SGM/Secretaria de Minas e Energia, 1981. p. 1-10.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, H.; Davino, A.; Haralyi, N. L. E. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 52, n. 1, p. 49-60, 1980.
- Almeida, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Palaeozóico do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- Almeida, F. F. M. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: síntese de conhecimentos. In: Simpósio do Cráton do São Francisco, 2., Salvador, 1993. **Anais**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 256-259.
- Anderson, D. L. Lithosphere, asthenosphere e perisphere. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 1, p. 129-149, 1995.
- Andrade, T. C. Q. **Taxa de produção de calor radiogênico no embasamento da Bacia do Paraná**. São Paulo. 112p. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade de São Paulo, 1998.
- Archie, G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. **Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers**, v. 146, p. 54-62, 1942.

- Assumpção, M.; James, D.; Snoke, A. Crustal thickness in SE shield with receiver functions: isostatic compensation by density variations in the lithospheric mantle? In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5., São Paulo. **Resumo expandido**. Rio de Janeiro: SBGf, 1997a. v. 2, p. 895-897.
- Assumpção, M.; Barbosa, J. R.; Berrocal, J.; Bassini, A. M.; Veloso, J. A. V.; Mârza, V. I.; Huelsen, M. G.; Ribotta, L. C. Seismicity patterns and focal mechanisms in southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 15, n. 2, p. 119-132, 1997b.
- Bahr, K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. **Journal of Geophysics**, v. 62, n. 2, p. 119-127, 1988.
- Bahr, K.; Duba, A. Is the asthenosphere electrically anisotropic? **Earth and Planetary Science Letters**, v. 178, n. 1-2, p. 87-95, 2000.
- Bahr, K.; Bantin, M.; Jantos, C.; Schneider, E.; Storz, W. Electrical anisotropy from electromagnetic array data: implications for the conduction mechanism and for distortion at long periods. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 119, n. 3-4, p. 237-257, 2000.
- Bailey, R. C.; Craven, J. A.; Macnae, J. C.; Polzer, B. D. Imaging deep fluids in Archean crust. **Nature**, v. 340, n. 6229, p. 136-138, 1989.
- Bizzi, L. A.; Wit, M. J.; Smith, C. B.; McDonald, I.; Armstrong, R. A. Heterogeneous enriched mantle materials e Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco craton, Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 20, n. 4, p. 469-491, 1995.
- Boerner, D. E.; Kurtz, R. D.; Craven, J. A.; Ross G. M.; Jones, F. W.; Davis, W. J. Electrical conductivity in the Precambrian lithosphere of western Canada. **Science**, v. 283, n. 5402, p. 668-670, 1999.

- Bologna, M. S.; Pádua, M. B.; Padilha, A. L.; Vitorello, I. Investigação magnetotelúrica na Província Ígnea do Alto Paranaíba. [CDROM]. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6., Rio de Janeiro, 1999. **Anais**. Rio de Janeiro: Mundo Virtual, 1999. Sessão: Mineral Exploration: Case Histories.
- Bologna, M. S.; Vitorello, I.; Padilha, A. L.; Pádua, M. B. Imaging electrical conductivity structures at upper mantle depths in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) of Brazil. In: Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 15., Cabo Frio, 2000. **Proceedings**. Cabo Frio: IAGA/SBGf, 2000. p 111-112.
- Bosum, W. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e sua consequência quanto à estrutura geológica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 3, p. 149-159, 1973.
- Bott, M. H. P.; Smith, R. A. The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. **Geophysical Prospecting**, v.6, p. 1-10, 1953.
- Brito, P. M. A. **Sondagens magnetotelúricas transversais a Bacia de Taubaté**. São José dos Campos. 106 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1998.
- Cagniard, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, v. 18, p. 605-635, 1953.
- Campos, J. E. G.; Dardenne, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.
- Campos Neto, M. C. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 2, p. 81-91, 1984.

- Cantwell, T. **Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals**. Massachusetts. 171 p. Ph.D. (Thesis, Department of Geology and Geophysics) - Massachusetts Institute of Technology, 1960.
- Chave, A. D.; Thompson, D. J. Some comments on magnetotelluric response function estimation. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B10, p. 14215-14225, 1989.
- Chave, A. D.; Jones, A. D. Electric and magnetic field galvanic distortion decomposition of BC87 data. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 49, n. 6, p. 767-789, 1997.
- Chen, W. P.; Molnar, P. Focal depths of intracontinental earthquakes and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. B5, p. 4183-4214, 1983.
- Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; DeGraff, J. M.; Gomes, C. B.; Piccirillo, E. M. Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 375-391, 1999.
- Corrado, G.; Rapolla, A.; Gasparini, P.; Mantovani, M. S. M. Depth of Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in southeastern Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 1, p. 33-38, 1979.
- DeGroot-Hedlin, C.; Constable, S. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, n. 12, p. 1613-1624. 1990.
- Egbert, G. **Gary Egbert's codes**. [programa de computador on line]. <ftp://ftp.oce.orst.edu/dist/egbert/EMTF/EMTF.tar.Z>, Nov. 1998.
- Eisel, M.; Haak, V. Macro-anisotropy of the electrical conductivity of the crust: a magnetotelluric study of the German Continental Deep Drilling site (KTB). **Geophysical Journal International**, v. 136, n. 1, p. 6109-122, 1999.

- Eisel, M.; Egbert, G. D. On the stability of magnetotelluric transfer function estimates and the reliability of their variances. **Geophysical Journal International**, v. 144, n. 1, p. 65-82, 2001.
- Ferguson, I. J.; Jones, A. G.; Sheng, Y.; Wu, X.; Shiozaki, I. Geoelectric response and crustal electrical conductivity structure of the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 36, n. 11, p. 1917-1938, 1999.
- Figueiredo, I. **Investigação magnetotelúrica nas serras do sudeste brasileiro (RJ/MG): Uma proposta de modelo crustal**. Tese (Doutorado em Geofísica), Observatório Nacional/CNPq, Rio de Janeiro, 163 p., 1997.
- Gamble, T. D.; Goubau, W. M.; Clarke, J. Magnetotellurics with a remote reference. **Geophysics**, v. 44, n. 1, p. 53-68, 1979a.
- Gamble, T. D.; Goubau, W. M.; Clarke, J. Error analysis for remote reference magnetotellurics. **Geophysics**, v. 44, n.5, p. 959-968, 1979b.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O, H.; Dickin, A. P.; Mitchell, J. G. The late cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 1, p. 189-229, 1995.
- Groom, R. W.; Bailey, R. C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B2, p. 1913-1925, 1989.
- Groom, R. W.; Bailey, R. C. Analytical investigations of the effects of near surface three-dimensional galvanic scatters on MT tensor decomposition. **Geophysics**, v. 56, n. 4, p. 496-518, 1991.
- Groom, R. W.; Bahr, K. Corrections for near surface effects: decomposition of the magnetotelluric impedance tensor and scaling corrections for regional resistivities: a tutorial. **Surveys in Geophysics**, v. 13, n. 4-5, p. 341-379, 1992.

- 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**, v. 115, n. 3, p. 1095-1118, 1993.
- Haak, V.; Hutton, R. Electrical resistivity in continental lower crust. In: Dawson J.B, Carswell, D. A., Hall, J. e Wedepohl, K. H. ed. **The nature of the lower continental crust**. Oxford; Boston: Published for the Geological Society by Blackwell Scientific Publications, 1986. p. 35-49. (Série Geological Society Special Publication, n.24).
- Hasui, Y.; Haralyi, N. L. E. Aspectos lito-estratigráficos e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
- Hasui, Y.; Sadowski, G. R.; Suguio, K.; Fuck, G. F. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, n. 3-4, p. 433-438, 1975.
- Hyndman, R. D.; Shearer, P. M. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. **Geophysical Journal International**, v. 98, n. 2, p. 343-365, 1989.
- Hyndman, R. D.; Vanyan, L. L.; Marquis, G.; Law, L. K. The origin of electrically conductive lower continental-crust – saline water or graphite. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 81, n. 1-4, p. 325-344, 1993.
- James, D. E.; Assumpção, M. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. **Geophysical Journal International**, v. 126, n. 1, p. 1-10, 1996.
- James, D. E.; Assumpção, M.; Snoke, A. J.; Ribotta, L. C.; Kuehnel, R. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, suplemento 2, 1993, p. 227-249.
- Jiracek, G. R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. **Surveys in Geophysics**, v. 11, n. 2-3, p. 163-203, 1990.

- Jones, A. G. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. W. ed. **Continental lower crust**. Amsterdam: Elsevier, 1992. Cap. 3, p. 81-143. (Série Developments in Geotectonics, 23).
- Jones, A. G. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. **Lithos**, v. 48, n. 1-4, p. 57-80, 1999a.
- Jones, A. G. **LIMS codes**: Version 4.2. [programa de computador on line]. http://www.cg.nrcan.gc.ca/staff/jones/progs/lims/lims_v42.tar.Z, Mar. 1999b.
- Jones, A. G.; Chave, A. D.; Egbert, G.; Auld, D.; Bahr, K. A comparison of techniques for magnetotelluric response function estimation. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B10, p. 14201-14213, 1989.
- Jones, A. G.; Craven, J. A.; McNeice, G. W.; Ferguson, I. J.; Boyce, T.; Farquarson, C., Ellis, R. G. North American Central Plains conductivity anomaly within the Trans-Hudson orogen in northern Saskatchewan, Canada. **Geology**, v. 21, n. 11, p. 1027-1030, 1993b.
- Jones, A. G.; Dumas, I. Electromagnetic images of a volcanic zone. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 81, n. 1-4, p. 289-314, 1993.
- Jones, A. G.; Groom, R. W.; Kurtz, R. D. Decomposition and modelling of the BC87 dataset. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 45, n. 9, p. 1127-1150, 1993a.
- Jones, A. G.; Katsube, T. J.; Schwann, P. The longest conductivity anomaly in the world explained: sulphides in fold hinges causing very high electrical anisotropy. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 49, n. 11-12, p. 1619-1629, 1997.
- Kaufman, A. A.; Keller, G. V. **The magnetotelluric sounding method**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1981. 595 p.
- Keller, G. V. Rock and Mineral Properties. In Nabighian, M. N. ed. **Electromagnetic methods in applied geophysics**. Tulsa: Society of Exploration

- Geophysicists, 1994. V.1, cap1, p. 13-51. (Série Investigations in Geophysics, 3).
- Kellett, R. L.; Mareschal, M.; Kurtz, R. D. A model of lower crustal electrical anisotropy for the Pontiac Subprovince of the Canadian Shield. **Geophysical Journal International**, v. 111, n.1, p. 141-150, 1992.
- Kurtz, R. D.; Ostrowski, J. A.; Niblett, E. R. A magnetotelluric survey over the East Bull Lake Gabbro-Anorthosite Complex. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. B7, p. 7403-7416, 1986.
- Larsen, J. C. Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. **Acta Geodeatica Geophysica et Montanistica Acad. Sci. Hungary**, v. 12, p. 183-186, 1977.
- Leonardos, O H.; Carvalho, J. B.; Tallarico, F. H. B.; Gison, S. A.; Thompson, R. N.; Meyer, H. O. A.; Dickin, A. P. O Xenólito de granada Iherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na Província Magmática Cretácea do Alto Paranaíba, Goiás. In: Simpósio Brasileiro e Geologia do Diamante, 1, Cuibá 1993. **Anais**, Cuibá: UFMT - Publicação Especial, 2/93, 1993, p. 3-16.
- 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 São Francisco (Brésil). **Tectonophysics**, v. 76, n. 1-2, p. 273-293, 1981.
- Mareschal, M.; Kellett, R. L.; Kurtz, R. D.; Ludden J. N.; Bailey, R. C. Archaean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy. **Nature**, v. 375, n. 6527, 1995.
- Marini, O. J.; Fuck, R. A.; Dardenne, M. A.; Danni, J. C. M. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. ed. **O pré-Cambriano no Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. Cap. 6, p. 205-264.
- Marini, O. J.; Fuck, R. A.; Danni, J. C. M.; Dardenne, M. A. Faixa Brasília: a evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Sim-

pósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 1, Salvador, 1979. **Anais**. Salvador: SBG/NBA-SE, SGM/Secretaria de Minas e Energia, 1981. v. 1, p. 100-115.

Marsh, J. S. Relations between transform direction and alkaline igneous rock lineament in Africa and South America. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 317-323, 1973.

McNeice, G. W.; Jones, A. G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 158-173, 2001.

Meissner, R.; Strehlau, J. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. **Tectonics**, v.1, n. 1, p. 73-89, 1982.

Meissner, R. A geophysical view of the earth's crust. In: 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5., São Paulo, 1997. **Lecture notes**. São Paulo: USP, 1997.

Molina, E. C.; Ussami, N.; Marangoni, Y. R. **Digital 5'x5' gravity maps of the São Francisco Craton, their marginal fold/thrust belts and contiguous continental margin/oceanic basins**. [online]. <ftp://ftp.iag.usp.br/pub/geofisica/sfcraton2>. 2000.

O'Reilly, S. Y.; Griffin, W. L.; Djomani, Y. H. P.; Morgan, P. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithosphere mantle through time. **GSA Today**, p. 4-10, abr. 2001.

Padilha, A. L.; Trivedi, N. B.; Vitorello, I.; Costa, J. M. Upper crustal structure of the northeast Paraná Basin, determined from integrated magnetotelluric and gravity measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B3, p. 3351-3365, 1992.

Padilha, A. L. Distortions in magnetotelluric fields and ULF activity at the South Atlantic magnetic anomaly. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 47, n. 12, p. 1311-1323, 1995.

- Padilha, A. L.; Vitorello, I. Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, Southeast Paraná Basin, Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3655-3658, 2000.
- Pellerin, L.; Hohmann, G. W. Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shifts. **Geophysics**, v. 55, n. 9, p. 1242-1250, 1990.
- Pires, F. R. M. The southern limits of the São Francisco Craton. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 58, n. 1, p. 139-145, 1986.
- Pollack H. N.; Chapman, D. S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. **Tectonophysics**, v. 38, n.3-4, p. 279-296, 1977.
- Pollack, H. N.; Hurter, S. J.; Johnson, J. R. Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set. **Review of Geophysics**, v. 31, n. 3, p. 267-280, 1993.
- Porsani, J. L.; Fontes, S. L. **Estudo magnetotelúrico na Bacia do São Francisco**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/SEGEF, 1993. 30 p.
- Rasmussen, T. M. Magnetotellurics in southwestern Sweden: evidence for electrical anisotropy in the lower crust? **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. B7, p. 7897-7907, 1988.
- Schmucker, U. Regional induction studies: a review of methods and results. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v.7, p. 365-378, 1973. Special Issue on the 1972 Workshop on Electromagnetic Induction.
- Schmucker, U. Depth distribution of the electrical conductivity. In: Hellwege, K. H.; Madelung, O. ed. **Geophysics of the solid earth, the moon and the planets**. Berlin: Springer, 1985. V. 2, p. 370-397.
- Schultz, A.; Kurtz, R. D.; Chave, A. D.; Jones, A. D. Conductivity discontinuities in the upper mantle beneath a stable craton. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 24, p. 2941-2944, 1993.

- Sgarbi, P. B. A.; Clayton, R. N.; Mayeda, T. K.; Gaspar, J. C. Oxygen isotope thermometry of Brazilian potassic volcanic rocks of kamafugitic affinities. **Chemical Geology**, v.146, n. 3-4, p. 115-126, 1998.
- Shankland, T. J.; Ander, M. E. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. B11, p. 9475-9484, 1983.
- Sibson, R.H. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 72, n. 1, p. 151-163, 1982.
- Sims, W. E.; Bostick Jr.; F. X.; Smith, H. W. The estimation of the magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. **Geophysics**, v. 36, n. 5, p. 938-942, 1971.
- Siripunvaraporn, W.; Egbert, G. An efficient data-subspace inversions for two-dimensional magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 65, n. 3, p. 791-803, 2000.
- Smith, J. T.; Booker, J. R. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. B3, p. 3905-3922, 1991.
- Snoke, J. A.; James, D. E. Lithospheric structures of the Chaco and Paraná Basins of South America from surface-wave inversion. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B2, p. 2939-2951, 1997.
- Snoke, J. A. **Constraints on the s-wave velocity structure in a Continental Shield from surface-wave data: comparing non-linear least-squares inversion and the direct-search neighborhood algorithm**. São Paulo: USP, fev. 2001. Não publicado.
- Steiner, F.; Csernyák, L. Practical computation of the Most Frequent Value of Data Systems. **Acta Geodeatica Geophysica et Montanistica Acad. Sci. Hungary Tomus**, v. 15, n. 1, p. 5973, 1980.

Sternberg, B. K.; Washburne, J. C.; Pellerin, L. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. **Geophysics**, v. 53, n. 11, p. 1459-1468, 1988.

Svisero, D.; Meyer, H. O. A.; Haralyi, N.; Hasui Y. A note on the geology of some brazilian kimberlites. **Journal of Geology**, v. 92, n. 3, p. 331-338, 1984.

Swift, C. M. **A magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern United States**. Massachusetts. Ph.D. (Thesis) - Massachusetts Institute of Technology, 1967.

Teixeira, W.; Carneiro, M. A.; Noce, C. M.; Machado, N.; Sato, K.; Taylor, P. N.; Pb, Sr and Nd isotope constrains on the Archean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, n.1-3, p. 151-164, 1996.

Thompson R. N.; Gibson, S. A.; Mitchell, J. G.; Dickin, A P.; Leonardos, O H.; Broad, J. A.; Greenwood, J. C. Migrating Cretaceous-Euocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? **Journal of Petrology**, v. 39, n. 8, p. 1493-1526, 1998.

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

Tompkins, L. A.; Gonzaga, G. M. Diamonds in Brazil and a Proposed Model for the Origin and Distribution of Diamonds in the Coromandel Region, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 84, n. 3, p. 591-602, 1989.

Travassos, J. M.; Menezes, P. T. L. Geoelectric structure beneath limestones of the São Francisco Basin, Brazil. **Earth Planets Space**, v. 51, n. 10, p. 1047-1058, 1999.

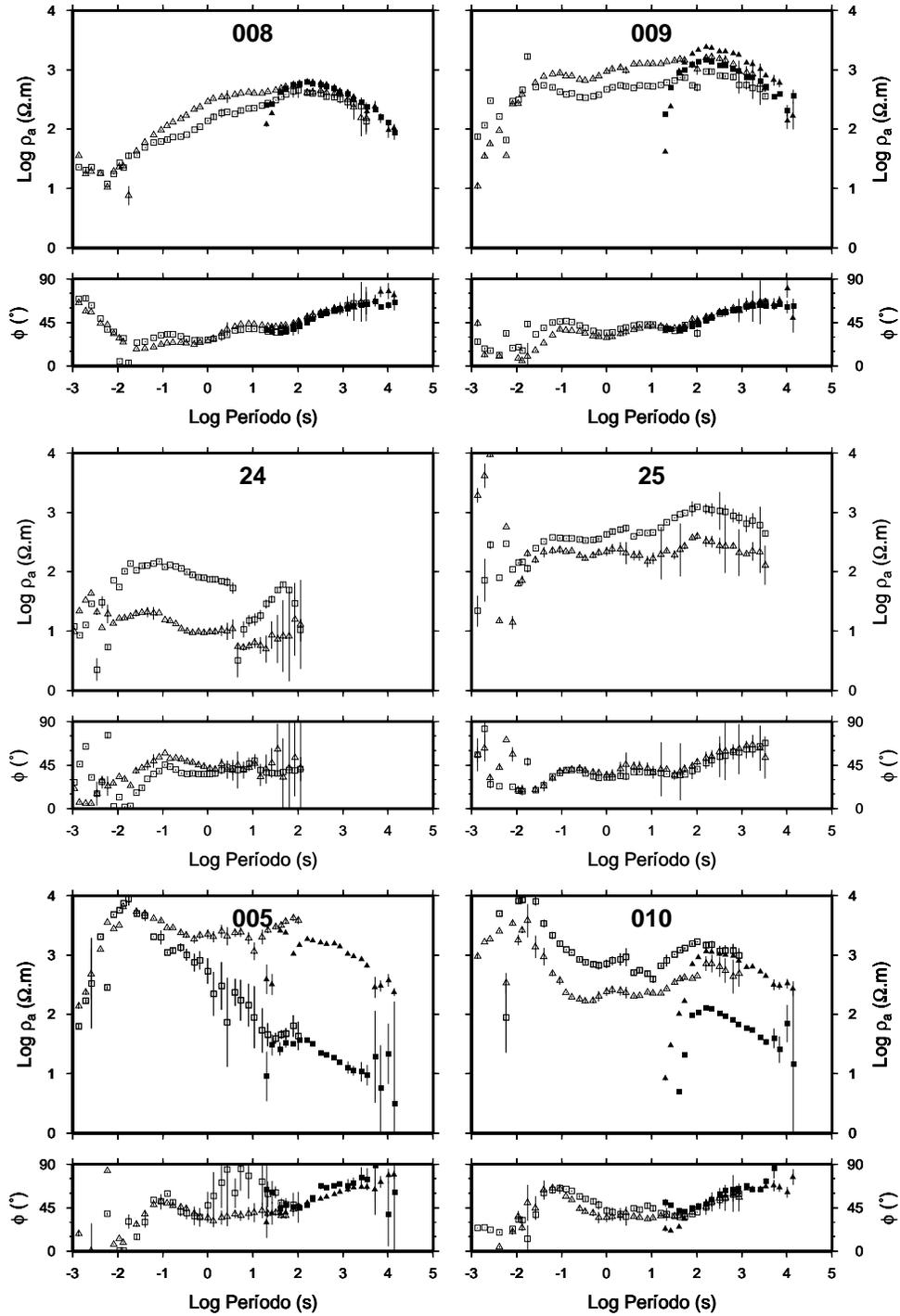
- Turner, S. P.; Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 459-469, 1999.
- Ulbrich, H. H. G.; Gomes, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 135-154, 1981.
- Ussami, N. **Estruturação e limites da Placa Sanfranciscana: contribuição gravimétrica**. São Paulo. 24 p. Tese (Livre Docência em Geofísica) – Universidade de São Paulo, 1999.
- Valeriano, C. M.; Simões, L. S. A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 99-110, 1997.
- VanDecar, J. C.; James, D. E.; Assumpção, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. **Nature**, v. 378, n. 2, p. 25-31, 1995.
- Vitarello, I.; Hamza, V. M.; Pollack, H. N. Terrestrial heat flow in the Brazilian highlands. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. B7, p. 3778-3788, 1980.
- Wannamaker, P. E.; Wright, P. M.; Zi-xing, Z.; Xing-bin, L.; Jing-xiang, Z. Magnetotelluric transect of Long Valley caldera: resistivity cross-section, structural implications, and the limits of a 2-D analysis. **Geophysics**, v. 56, n. 7, p. 926-940 1991.
- Wannamaker, P. E.; Hohmann, G. W.; Ward, S. H. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. **Geophysics**, v. 49, n. 9, p. 1517-1533, 1984.

- Wannamaker, P. E. Comment on “The petrologic case for a dry lower crust” by Bruce W. D. Yardley and John W. Valley. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. B3, p. 6057-6064, 2000.
- Wei, W.; Unsworth, M.; Jones, A. G.; Booker, J.; Tan, H.; Nelson, D.; Chen, L.; Li, S.; Solon, K.; Bedrosian, P.; Jin, S.; Deng, M.; Ledo, J.; Kay, D.; Roberts, B. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. **Science**, v. 292, n. 5517, p. 716-718, 2001.
- West, G. F.; Edwards, R. N. A simple parametric model for the electromagnetic response of an anomalous body in a host medium. **Geophysics**, v. 50, n. 12, p. 2542-2557, 1985.
- Wight, D. E.; Bostick, F. X. Cascade decimation – a technique for real time estimation of power spectra. In: IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing, Denver, 1980. **Proceedings**. Picataway: IEEE, 1980, p. 626-629.
- Wu, N.; Booker, J. R.; Smith, J. T. Rapid two-dimensional inversion of COPROD2 data. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 45, n. 9, p. 1073-1087, 1993.
- Yardley, B. W. D.; Valley, J. W. The petrologic case for a dry lower crust. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B6, p. 12173-12185, 1997.
- Yardley, B. W. D.; Valley, J. W. Comment on “The petrologic case for a dry lower crust” by Bruce W. D. Yardley and John W. Valley - reply. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. B3, p. 6065-6068, 2000.

APÊNDICE A

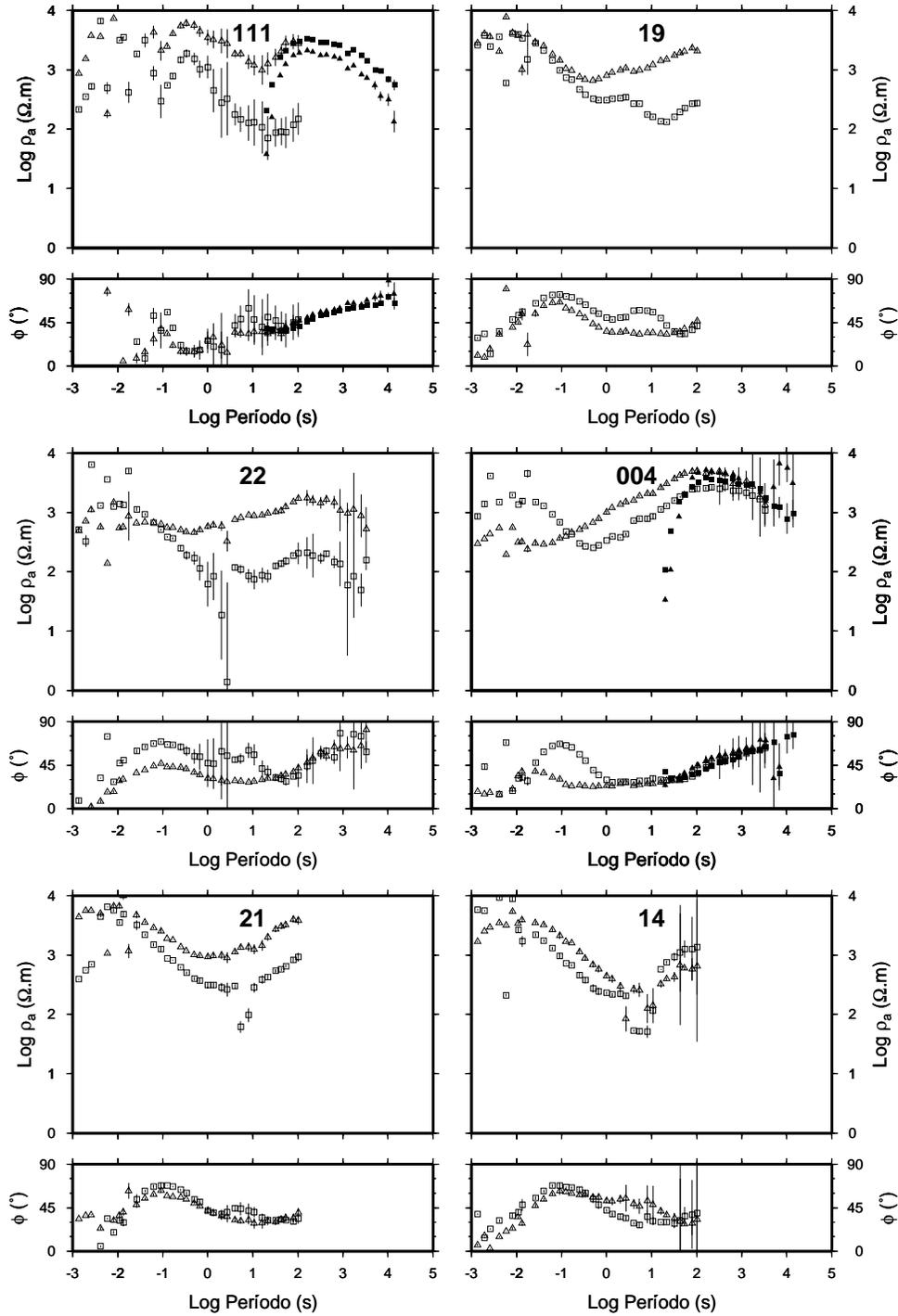
DADOS BRUTOS

Nesta seção, apresentam-se os dados coletados ao longo das três campanhas realizadas para este trabalho. Em cada estação, tem-se um par de gráficos mostrando as resistividades aparentes e as fases para cada componente XY e YX, medidos no sistema de coordenadas geomagnéticas com declinação de -20° . Dados de banda larga e de longo período são mostrados nos mesmos gráficos.



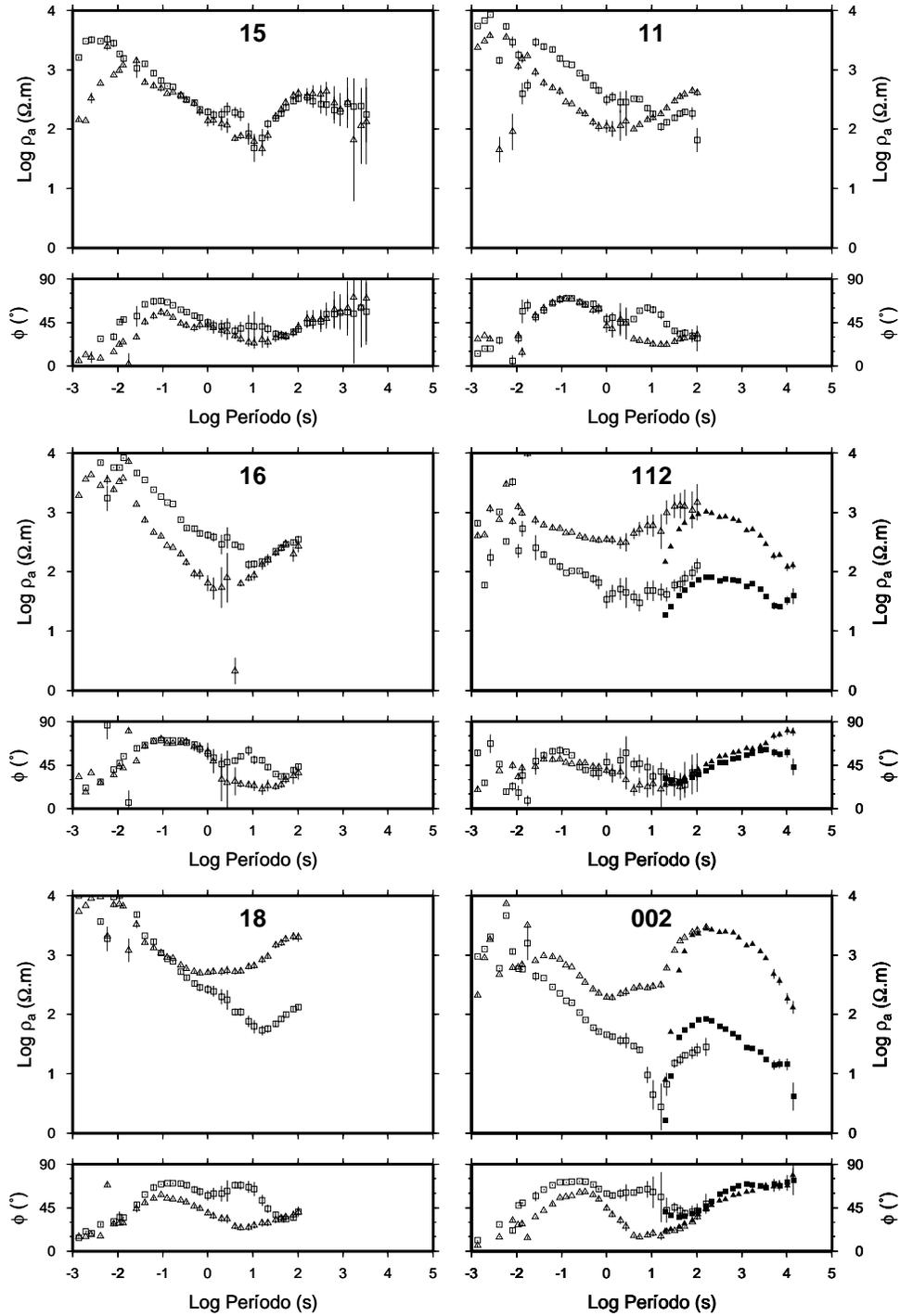
BANDA LARGA (símbolos abertos)
LONGO PERÍODO (símbolos pretos)

Triângulo: XY (N20W)
Quadrado: YX (N70E)



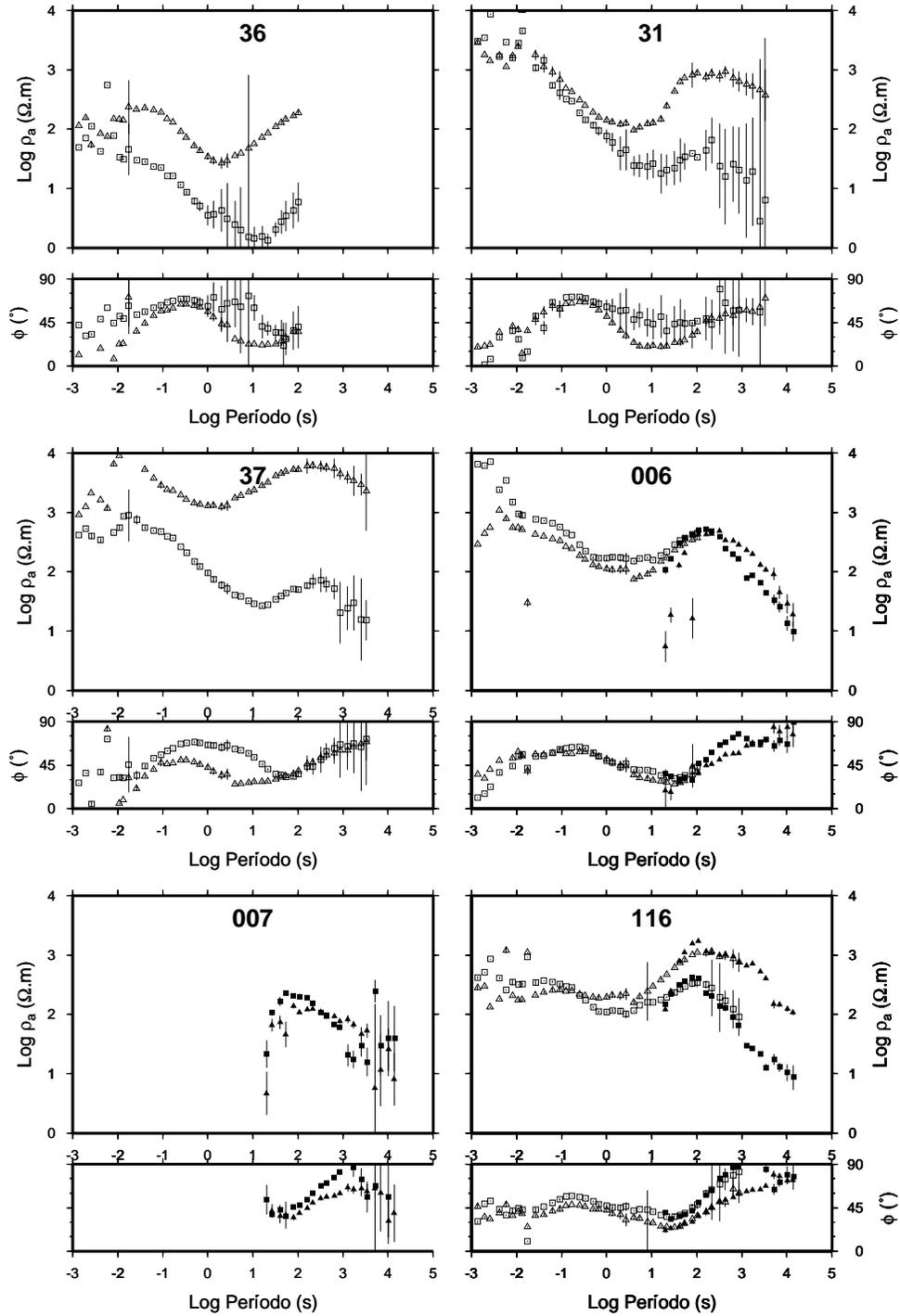
BANDA LARGA (símbolos abertos)
LONGO PERÍODO (símbolos pretos)

Triângulo: XY (N20W)
Quadrado: YX (N70E)



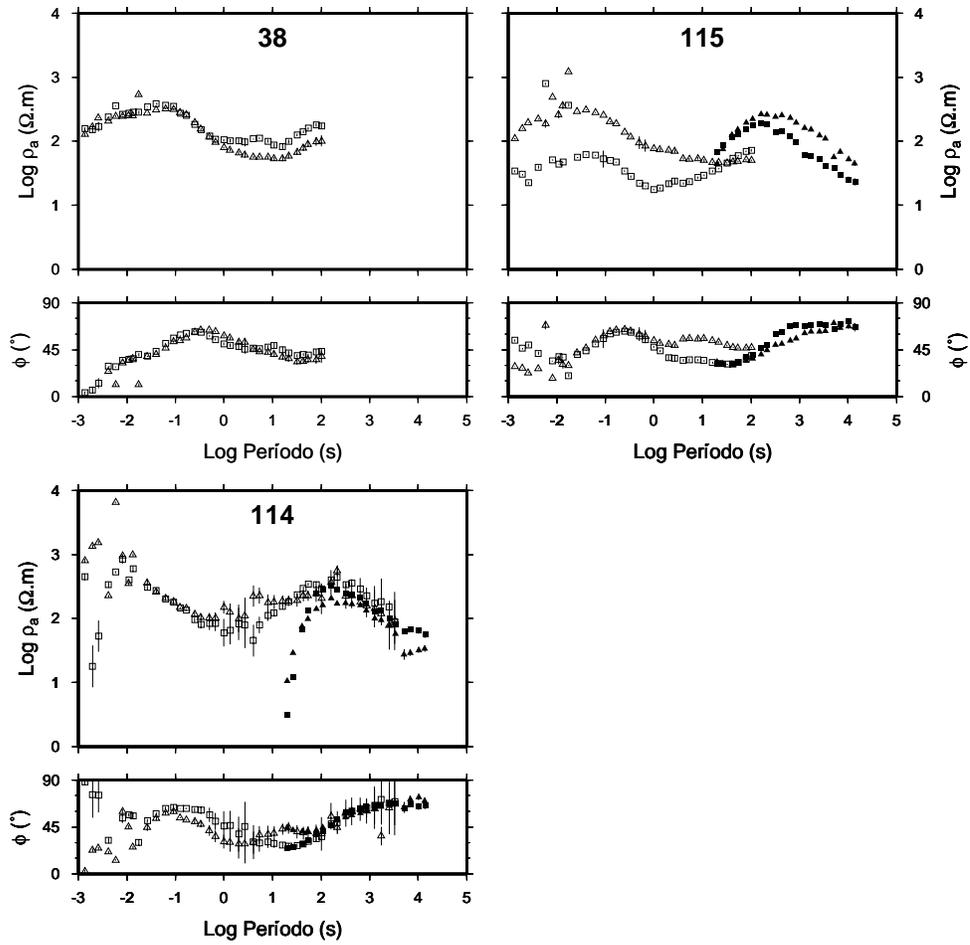
BANDA LARGA (símbolos abertos)
LONGO PERÍODO (símbolos pretos)

Triângulo: XY (N20W)
Quadrado: YX (N70E)



BANDA LARGA (s\u00edmbolos abertos)
LONGO PER\u00cdODO (s\u00edmbolos pretos)

Tri\u00e2ngulo: XY (N20W)
Quadrado: YX (N70E)



BANDA LARGA (símbolos abertos)
LONGO PERÍODO (símbolos pretos)

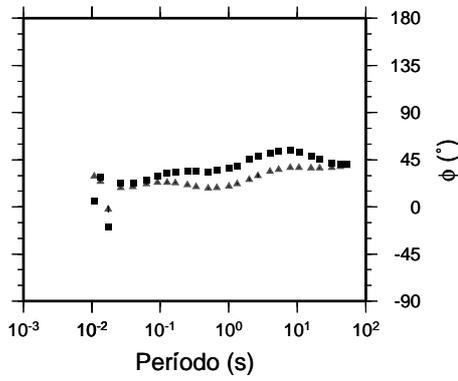
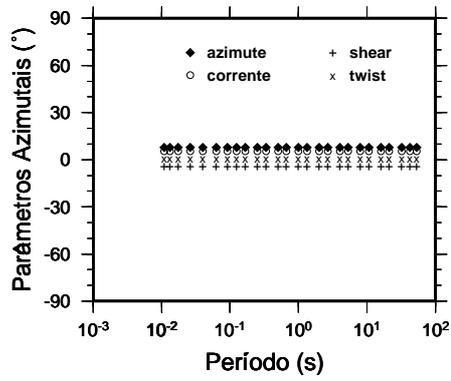
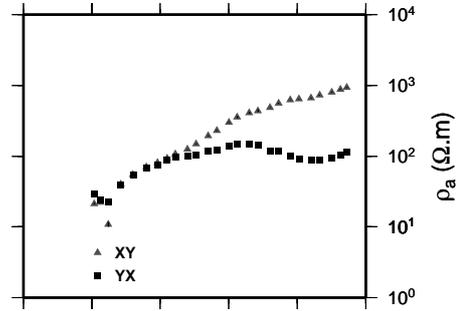
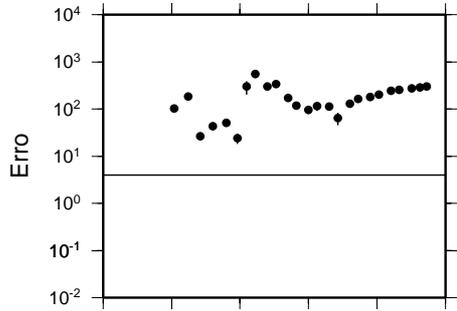
Triângulo: XY (N20W)
Quadrado: YX (N70E)

APÊNDICE B

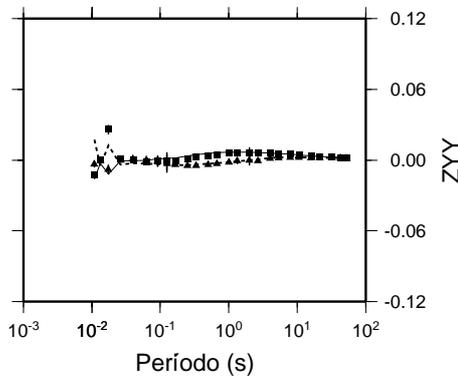
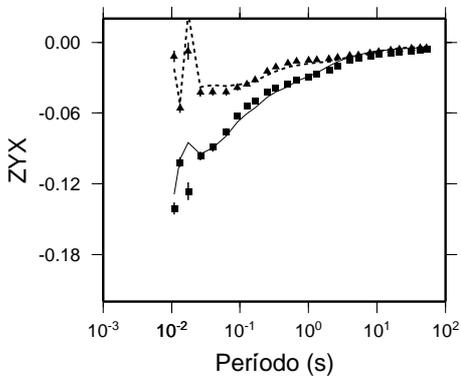
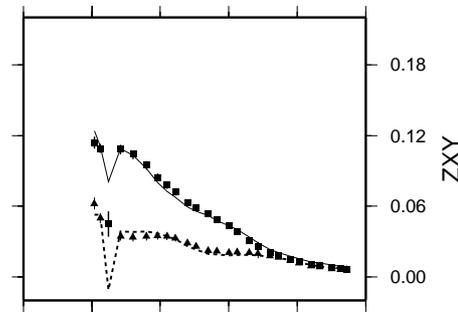
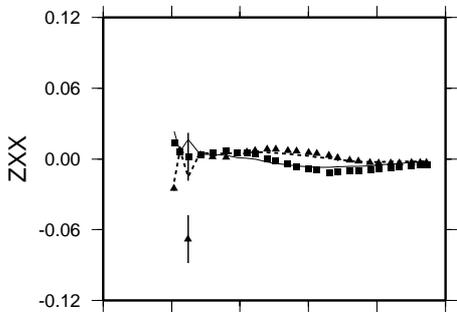
DADOS DECOMPOSTOS

Neste apêndice, as respostas MT após a decomposição do tensor de impedâncias bem como os parâmetros da decomposição e o ajuste das impedâncias são ilustrados para os sítios do perfil APIP-BL1 (seção B1) e do perfil APIP-LP1 (seção B2). Em ambos os casos, mostram-se os resultados da decomposição restringida aos azimutes geoeletricos determinados para cada perfil, a saber: N08E e N45E, respectivamente.

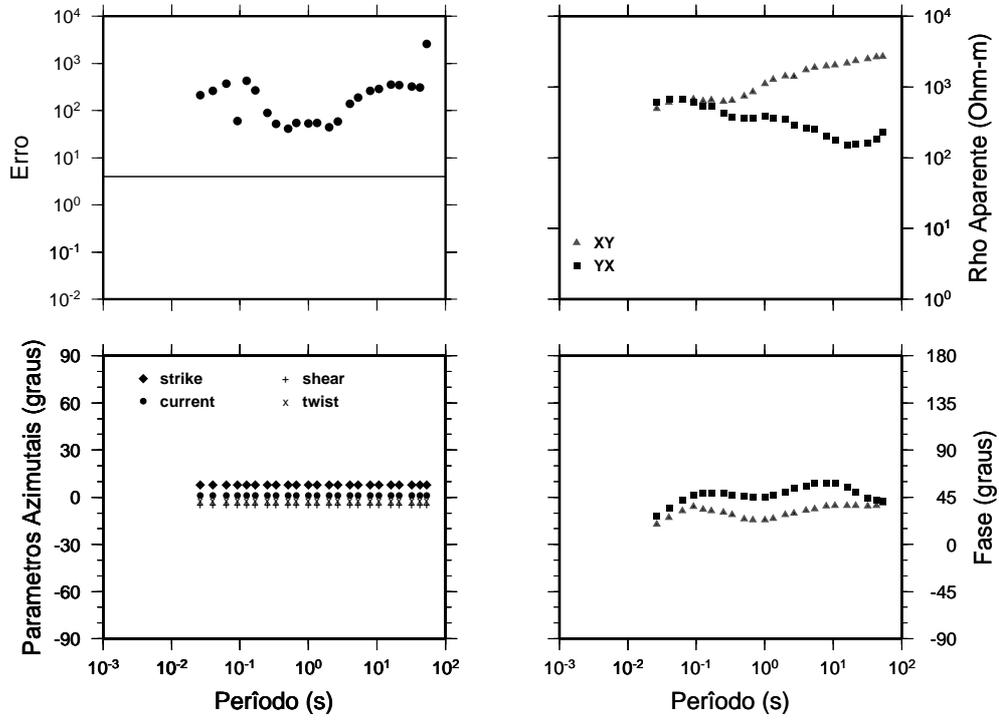
B1 - DECOMPOSIÇÃO GB DOS DADOS DO PERFIL APIP-BL1



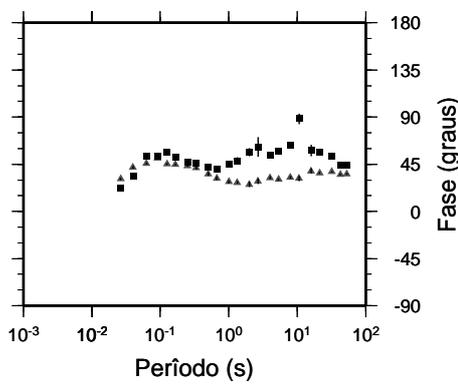
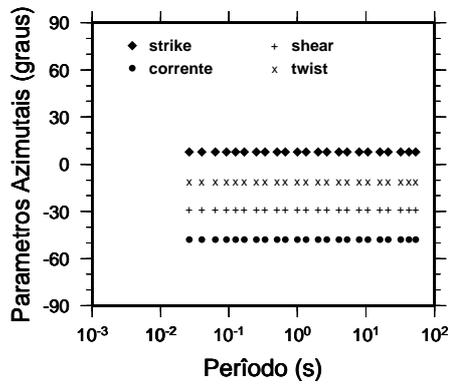
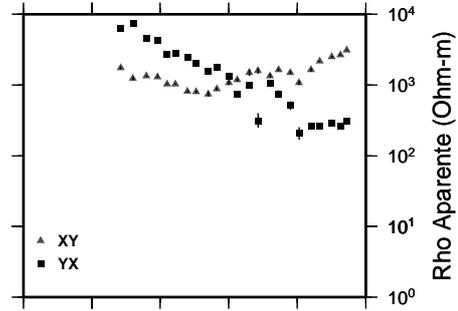
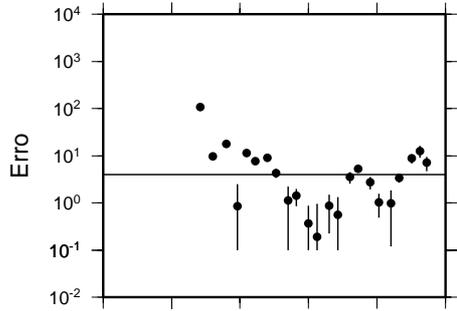
■ Real Medido ▲ Imaginário Medido — Real Ajustado - - - Imaginário Ajustado



009

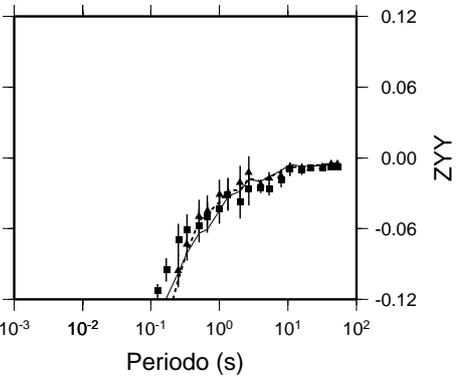
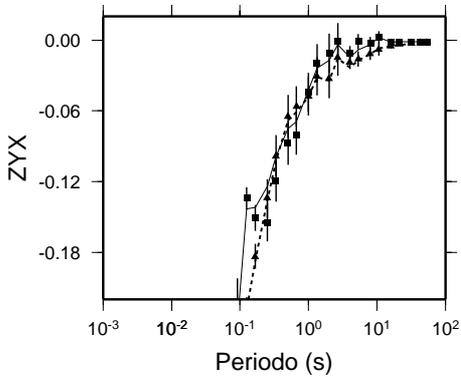
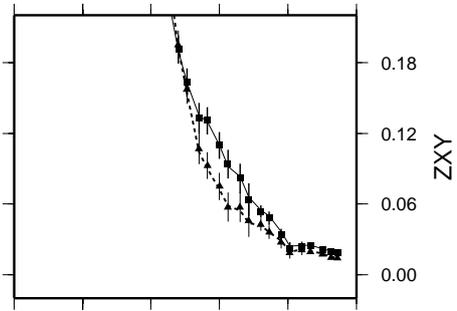
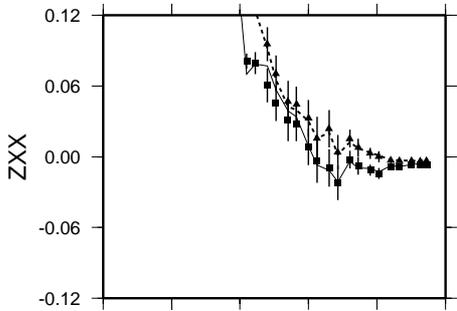


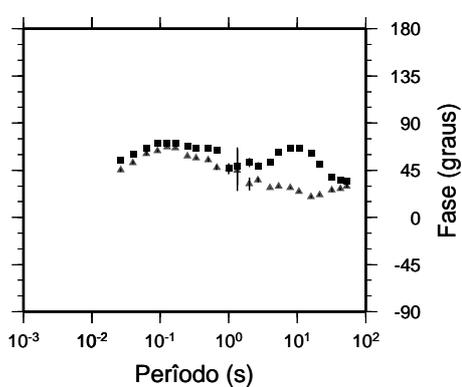
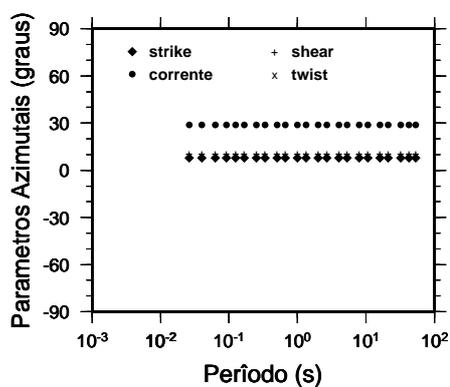
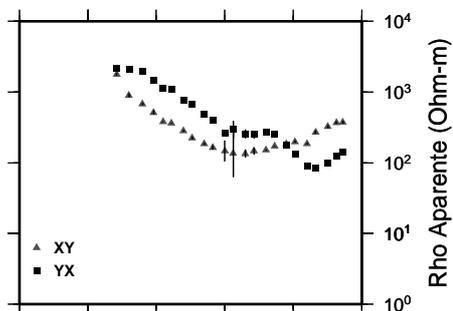
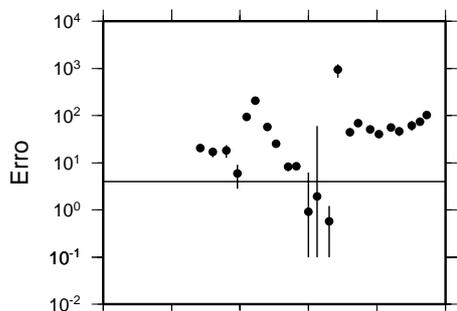
005



■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

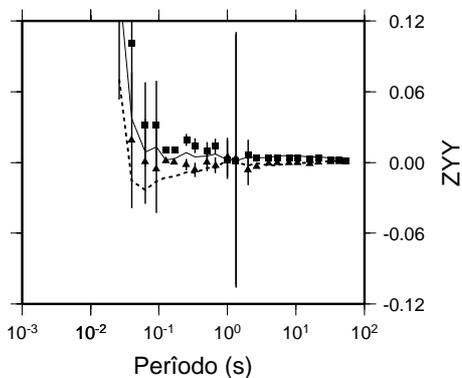
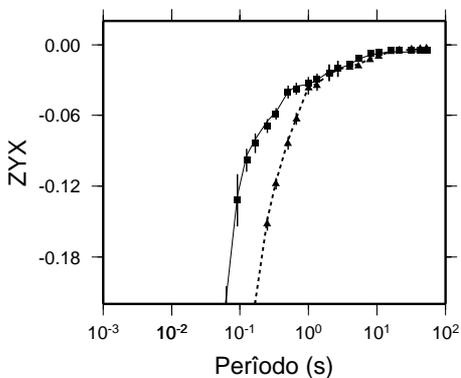
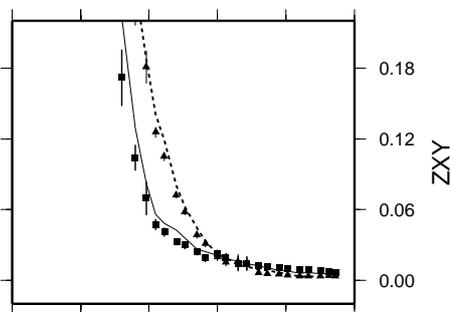
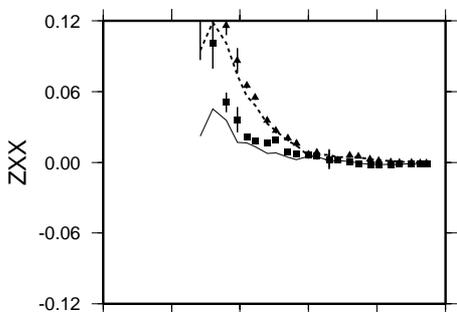
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

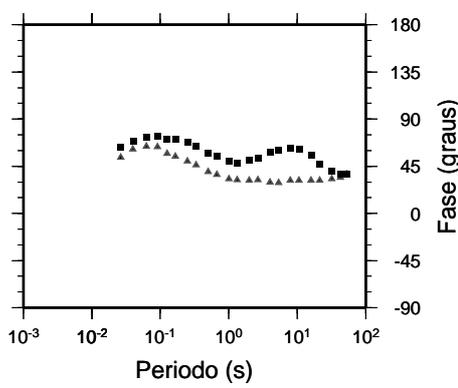
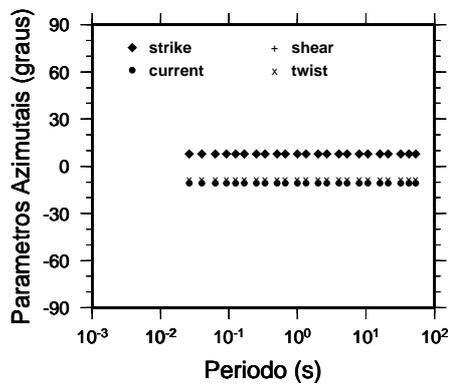
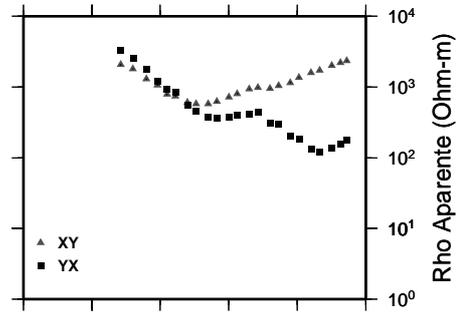
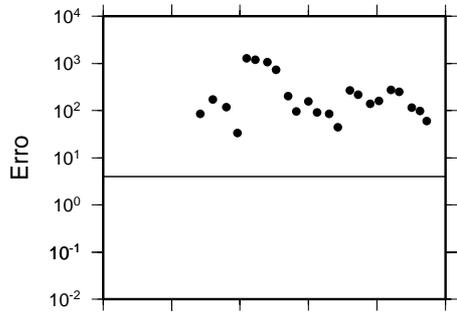




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

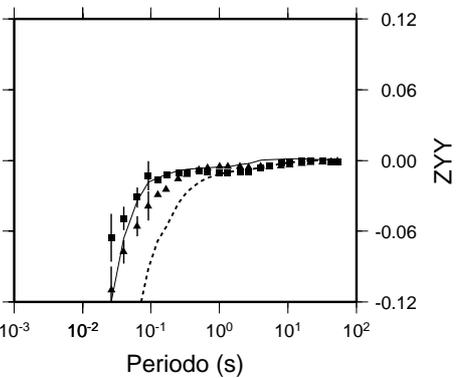
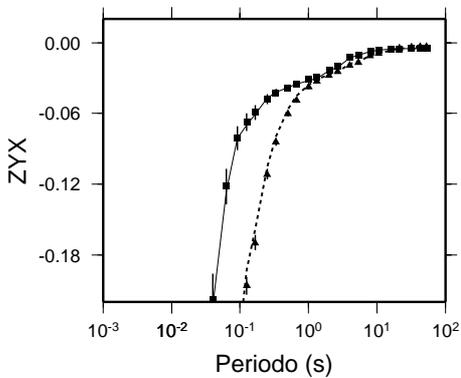
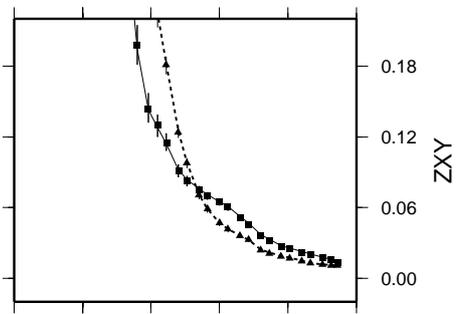
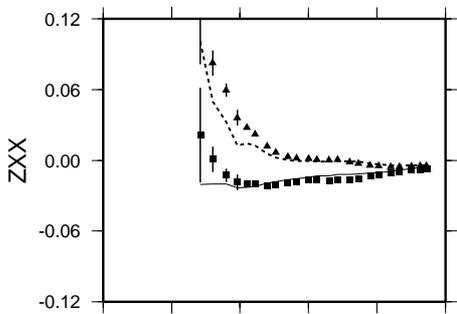
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

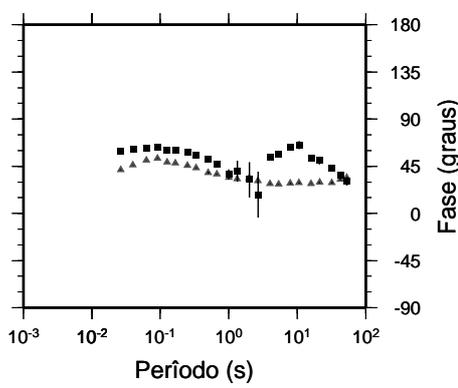
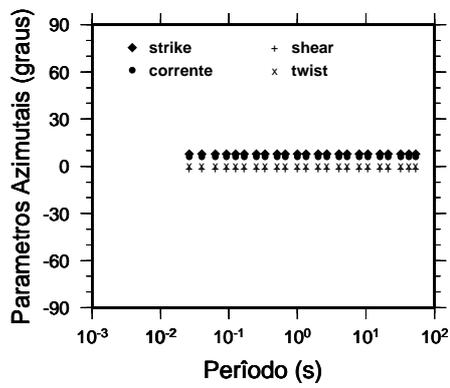
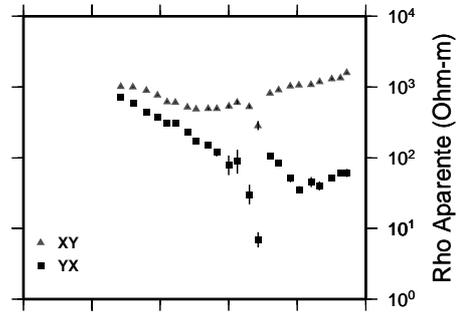
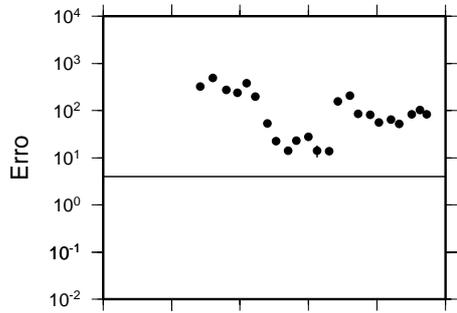




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

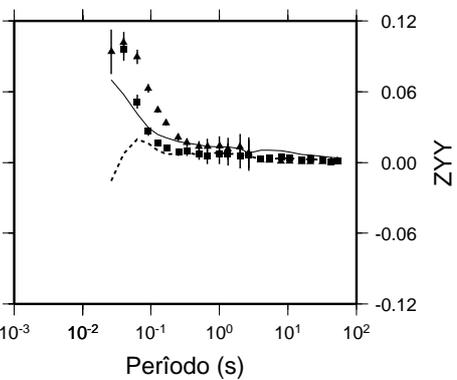
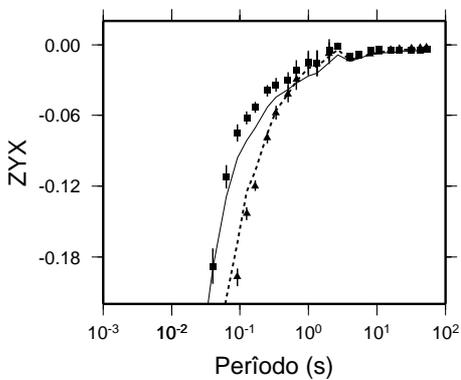
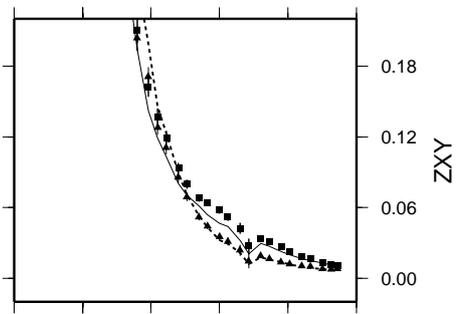
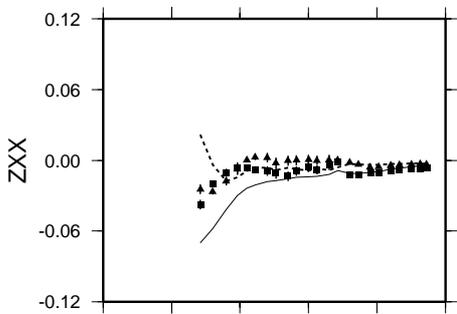
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

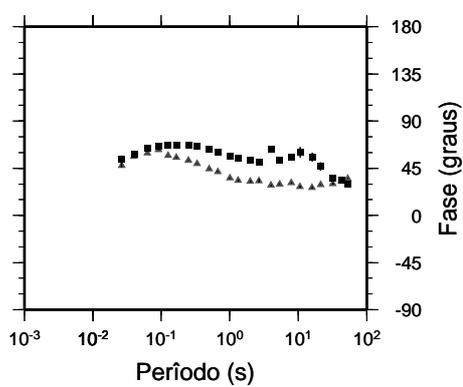
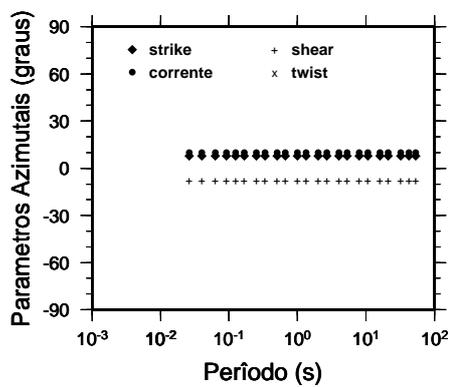
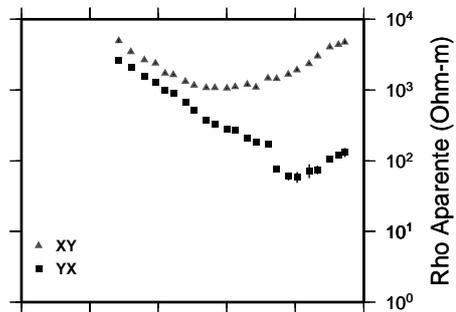
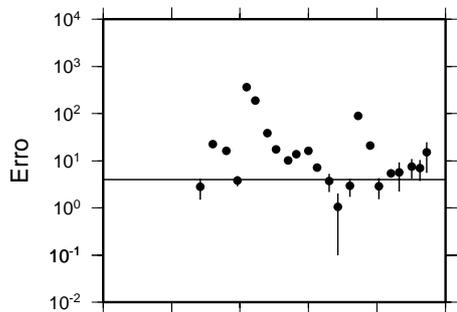




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

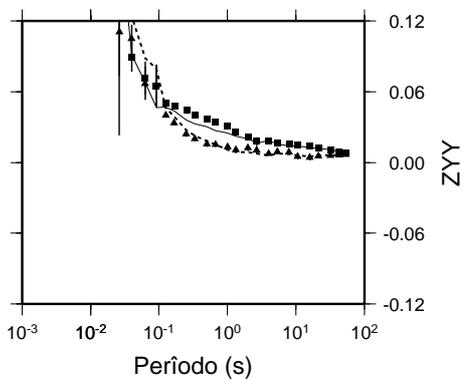
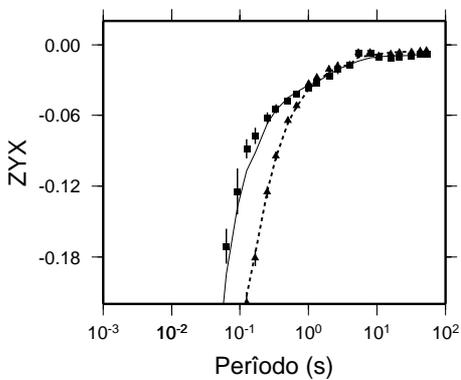
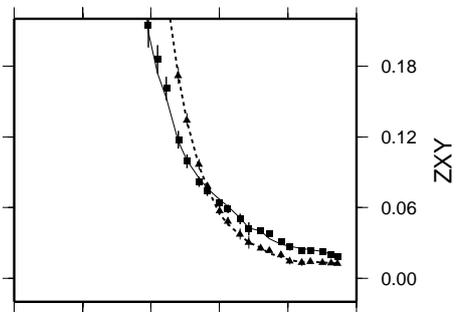
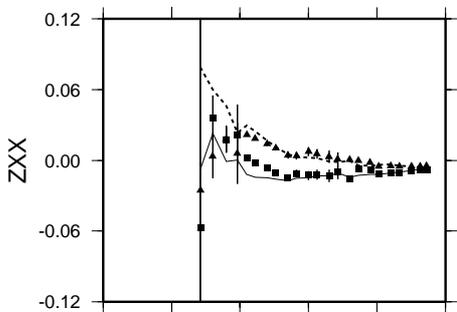
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

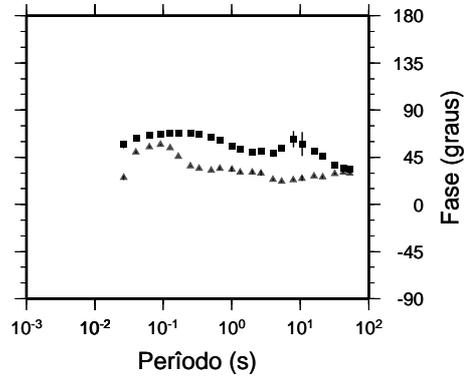
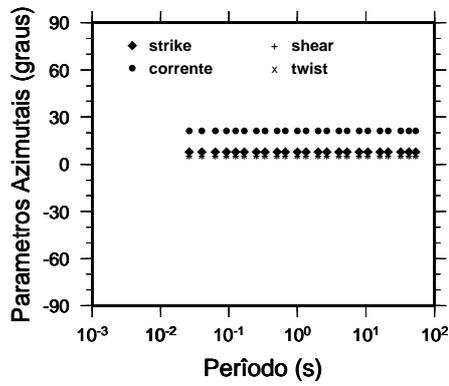
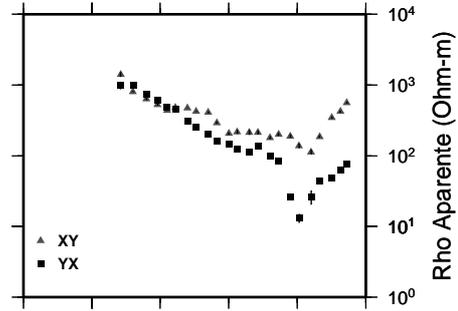
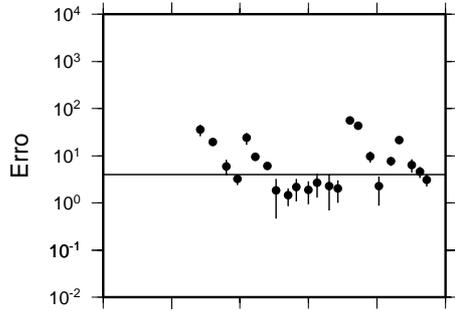




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

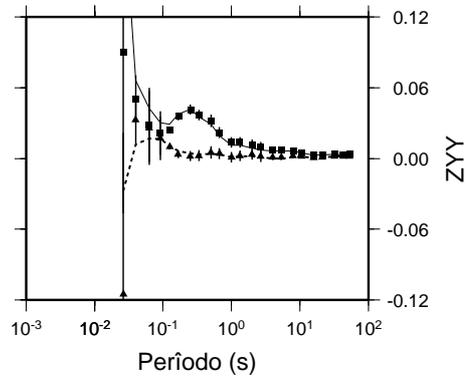
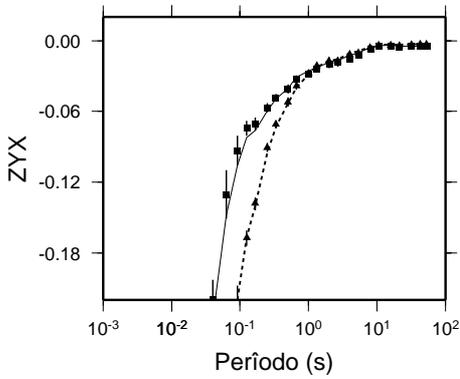
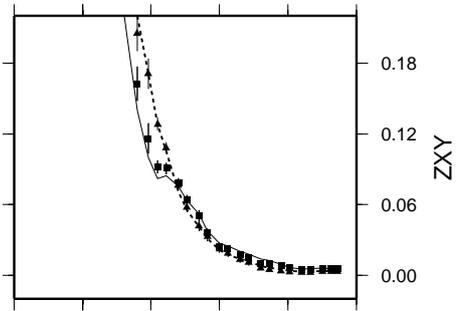
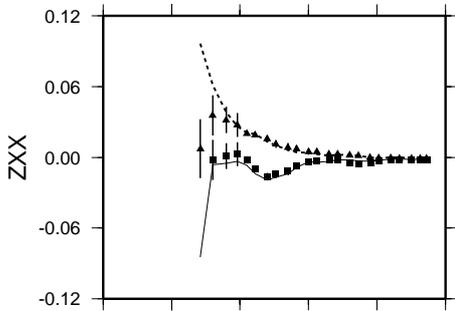
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

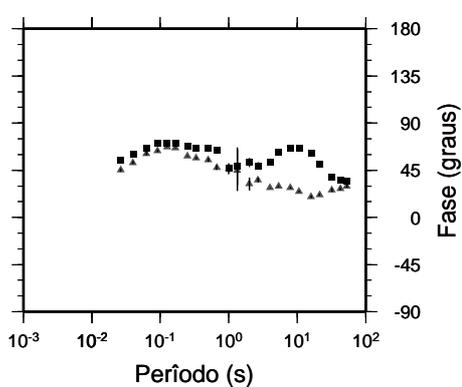
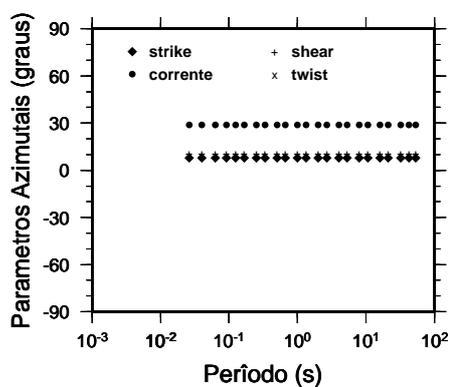
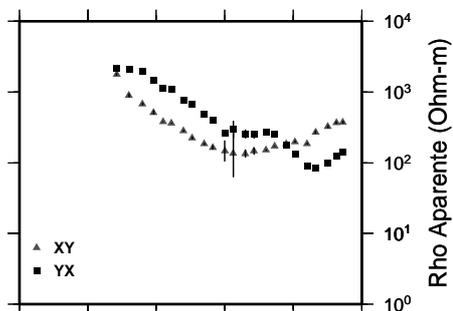
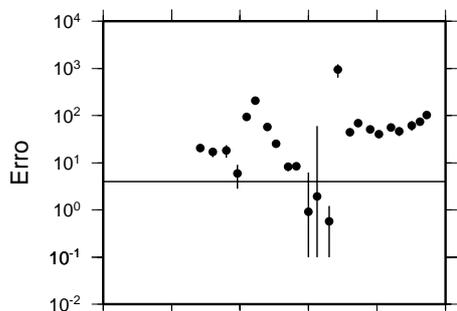




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

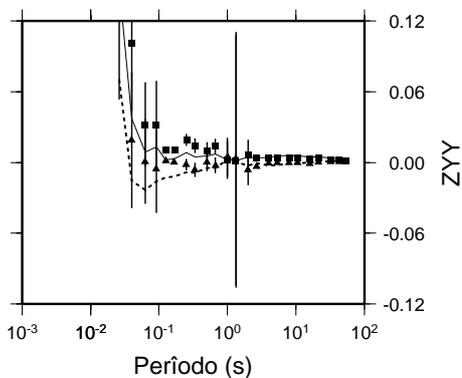
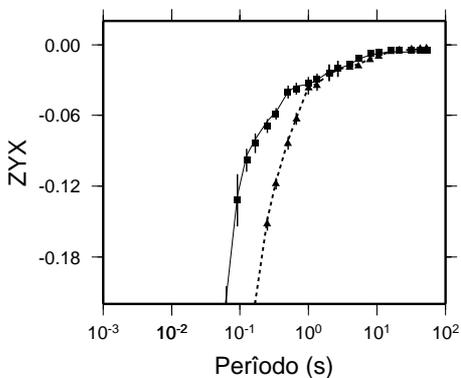
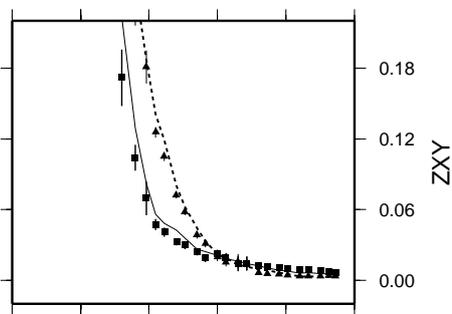
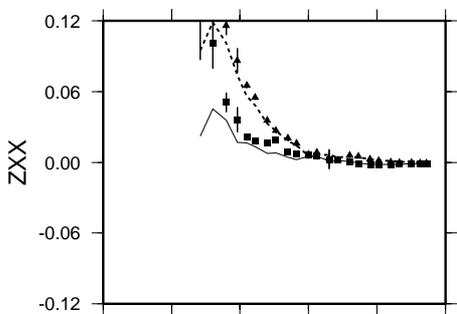
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

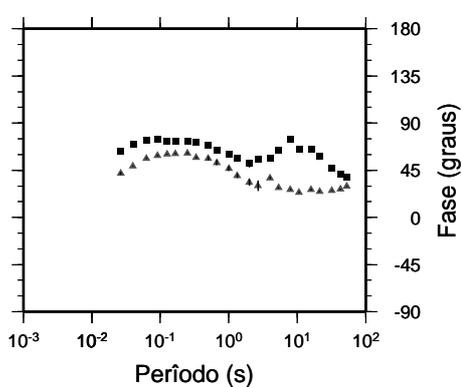
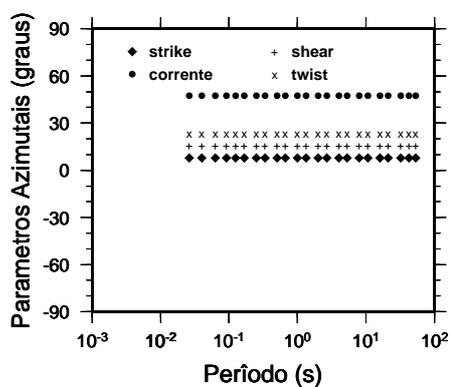
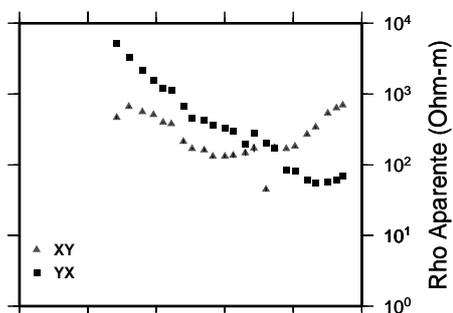
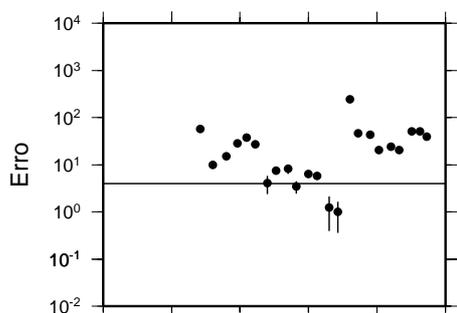




■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

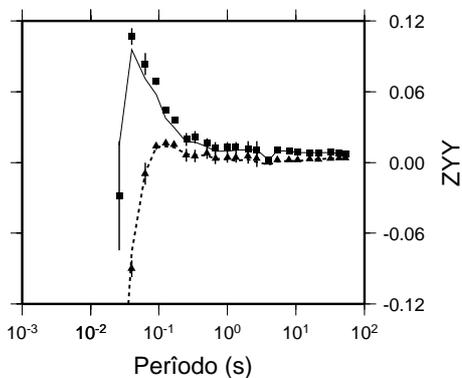
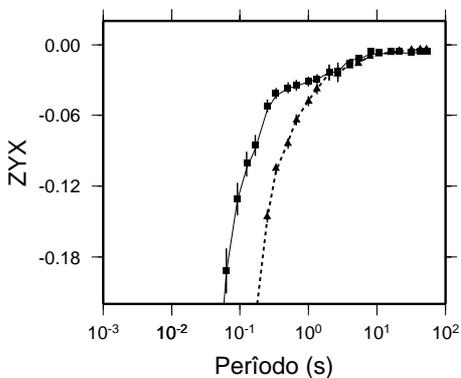
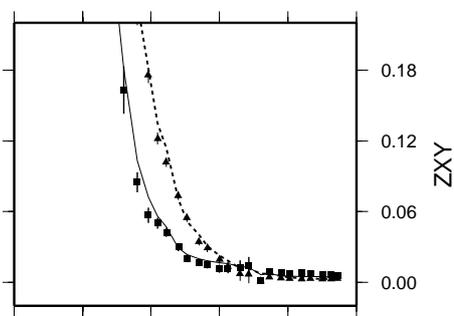
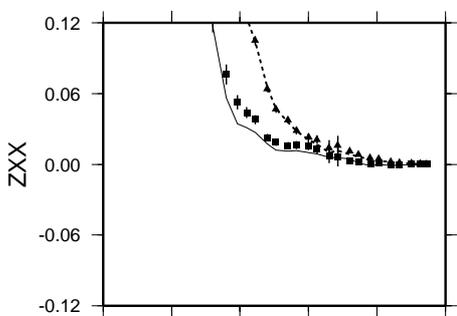
— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario





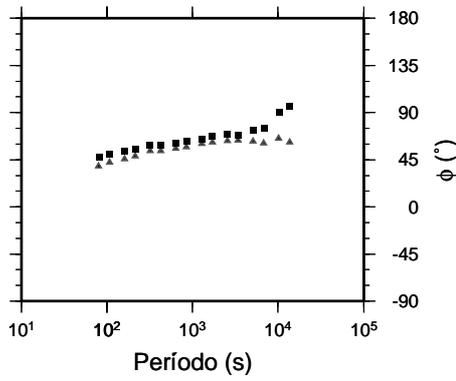
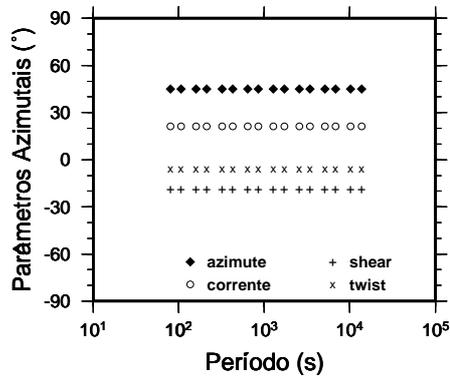
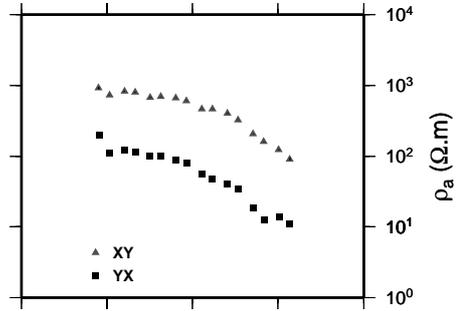
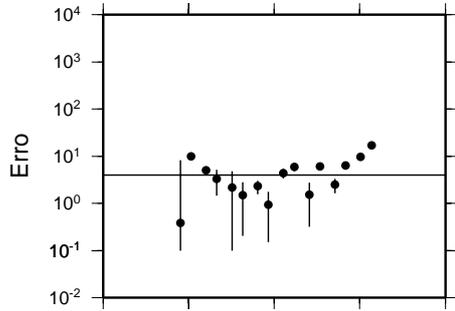
■ Dados Reais ▲ Dados Imaginarios

— Ajuste Real - - - Ajuste Imaginario

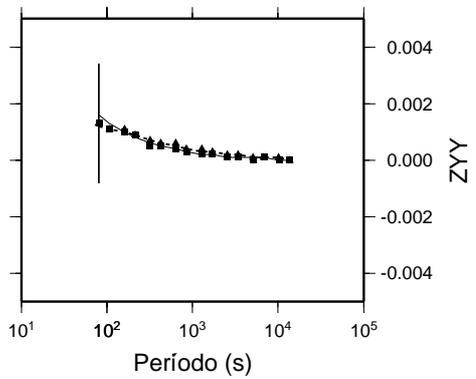
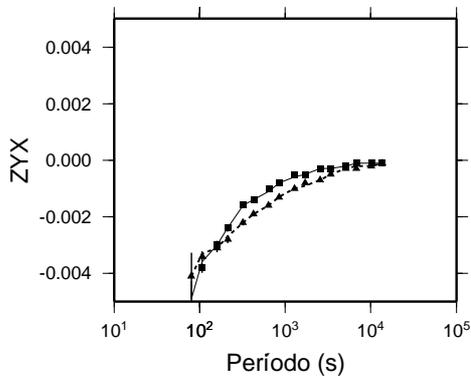
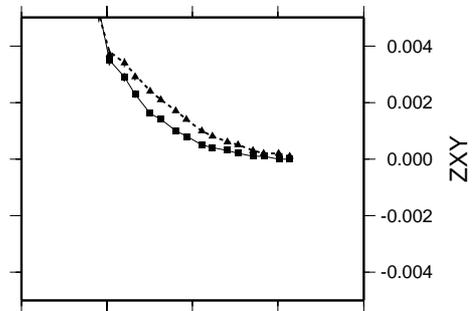
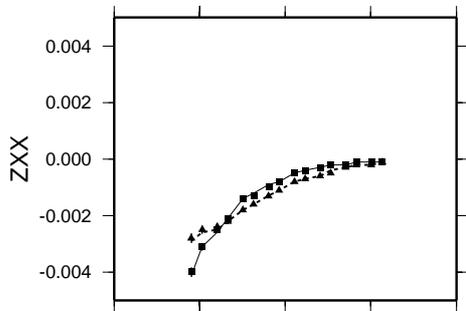


B2 - DECOMPOSIÇÃO GB DOS DADOS DO PERFIL APIP-LP1

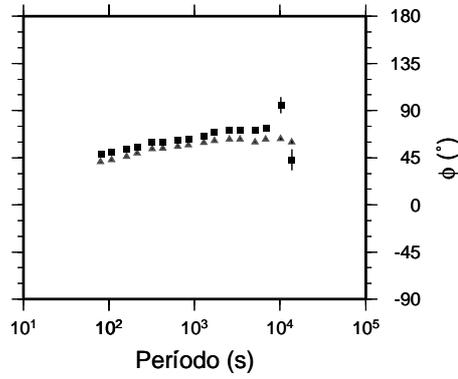
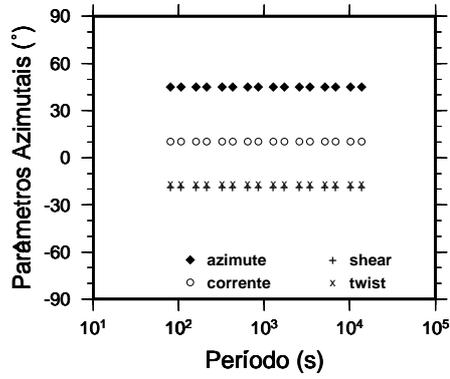
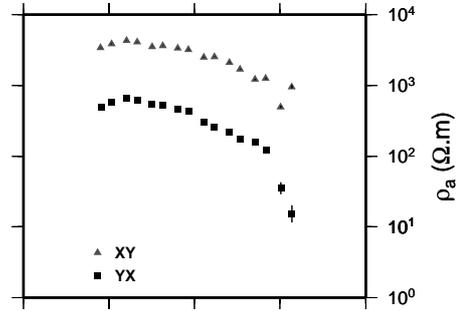
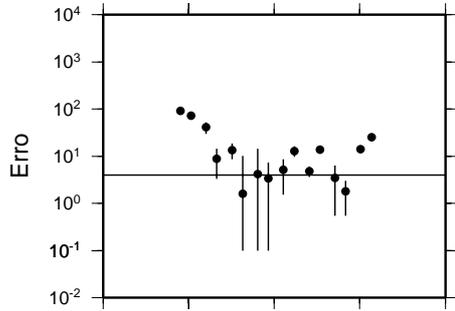
008



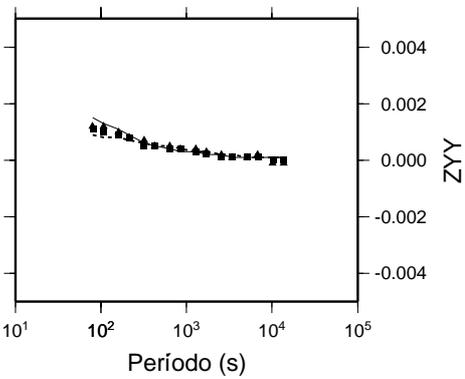
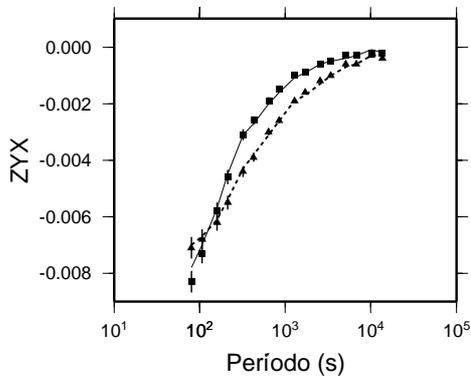
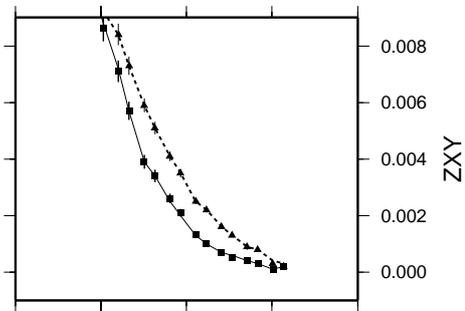
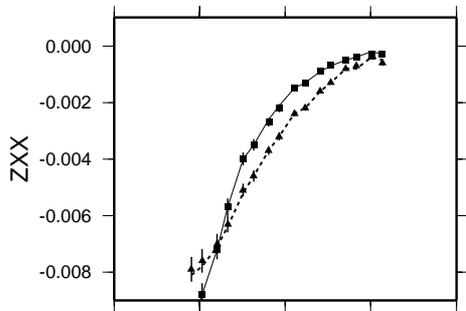
Real Medido
 Imaginário Medido
 — Real Ajustado
 - - - Imaginário Ajustado

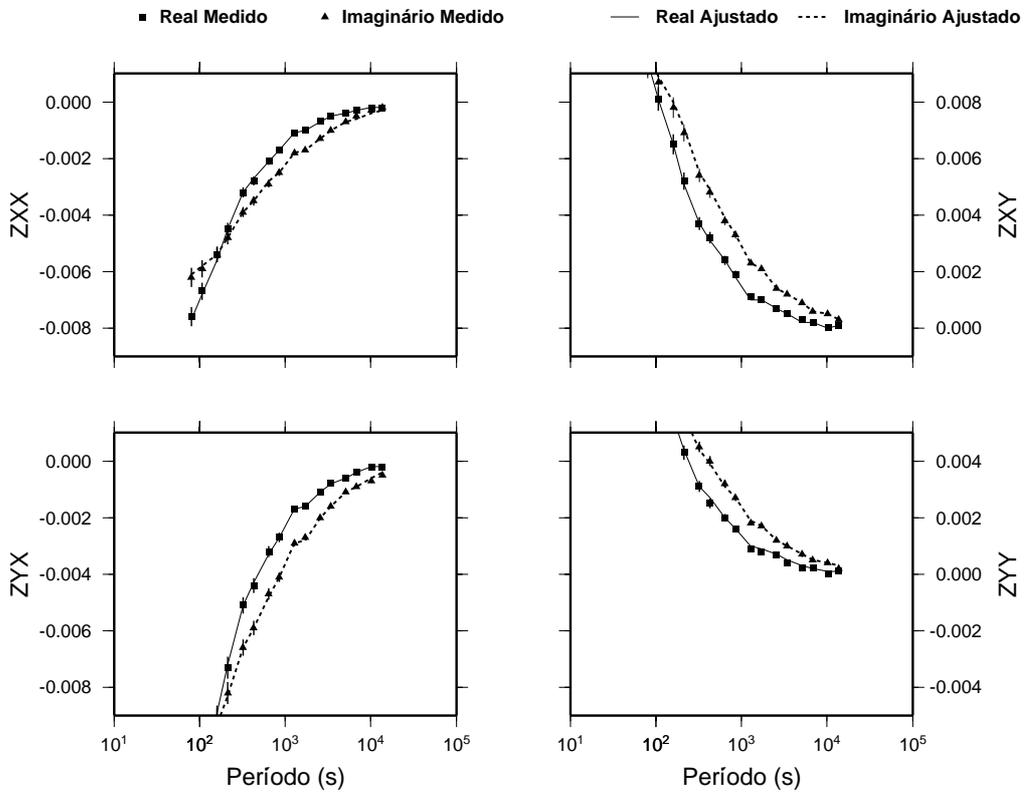
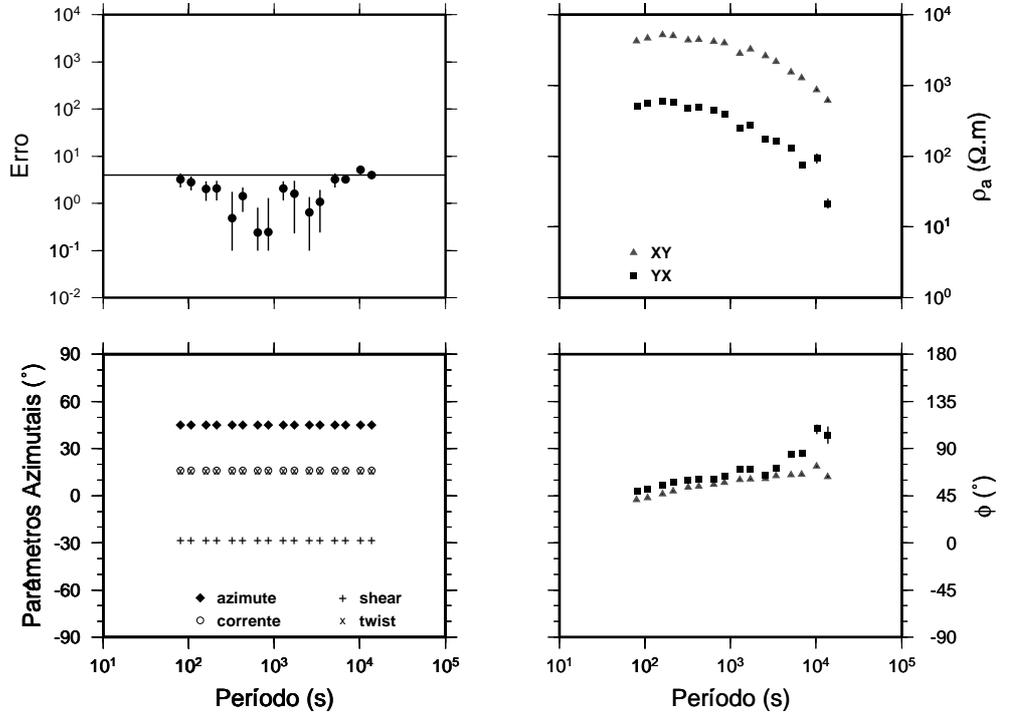


009

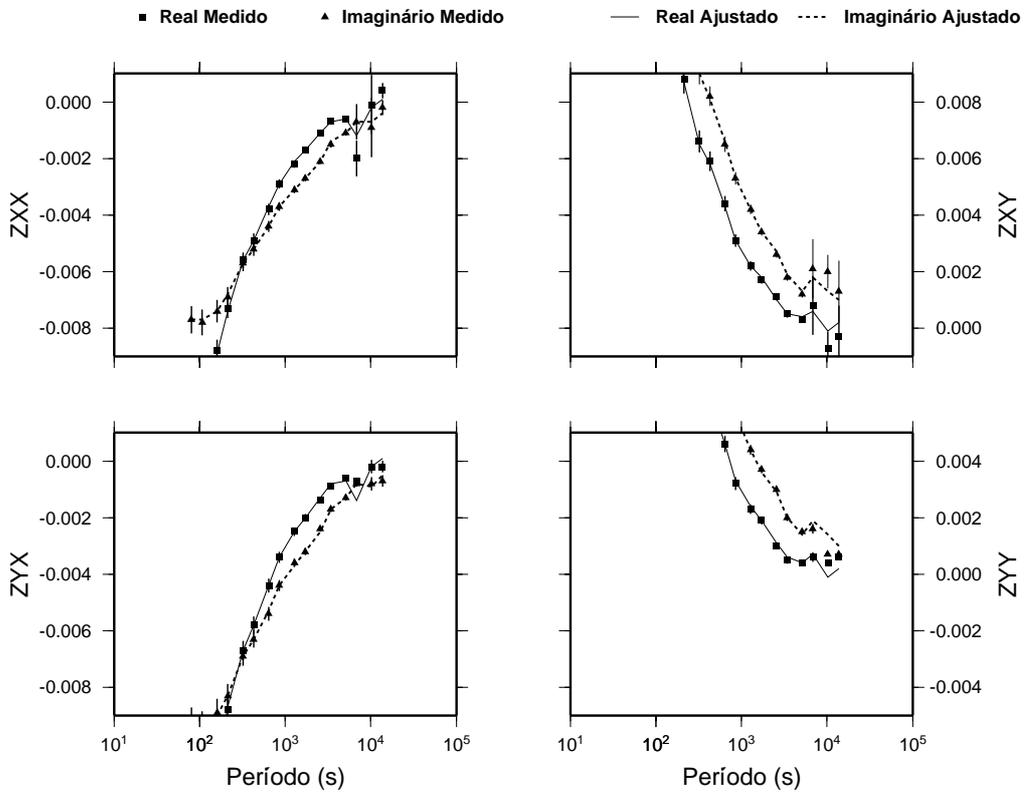
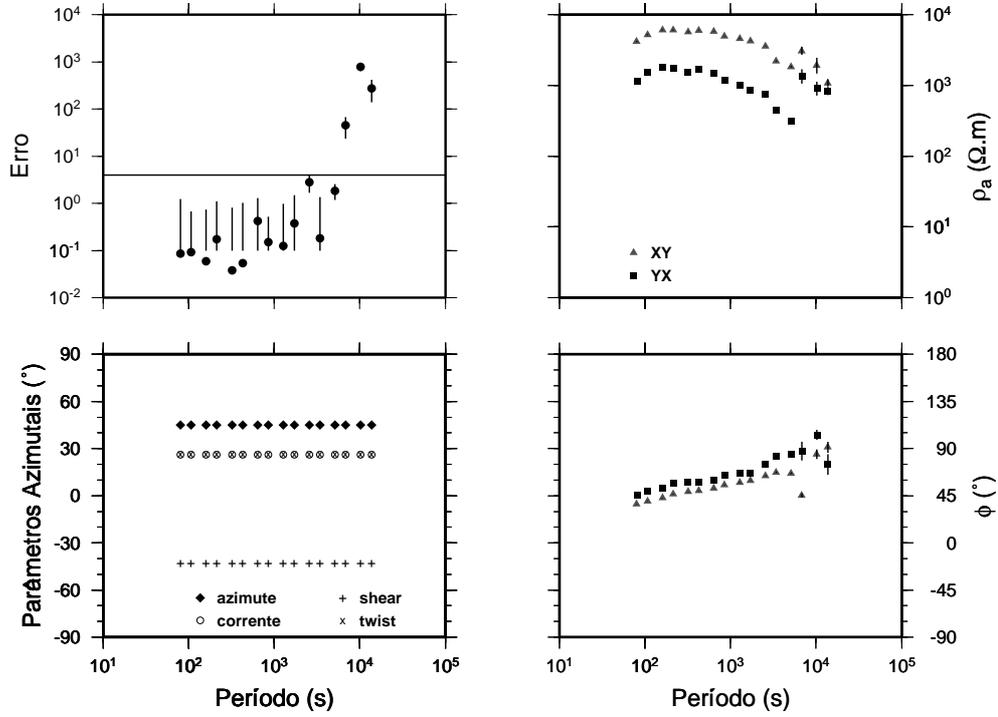


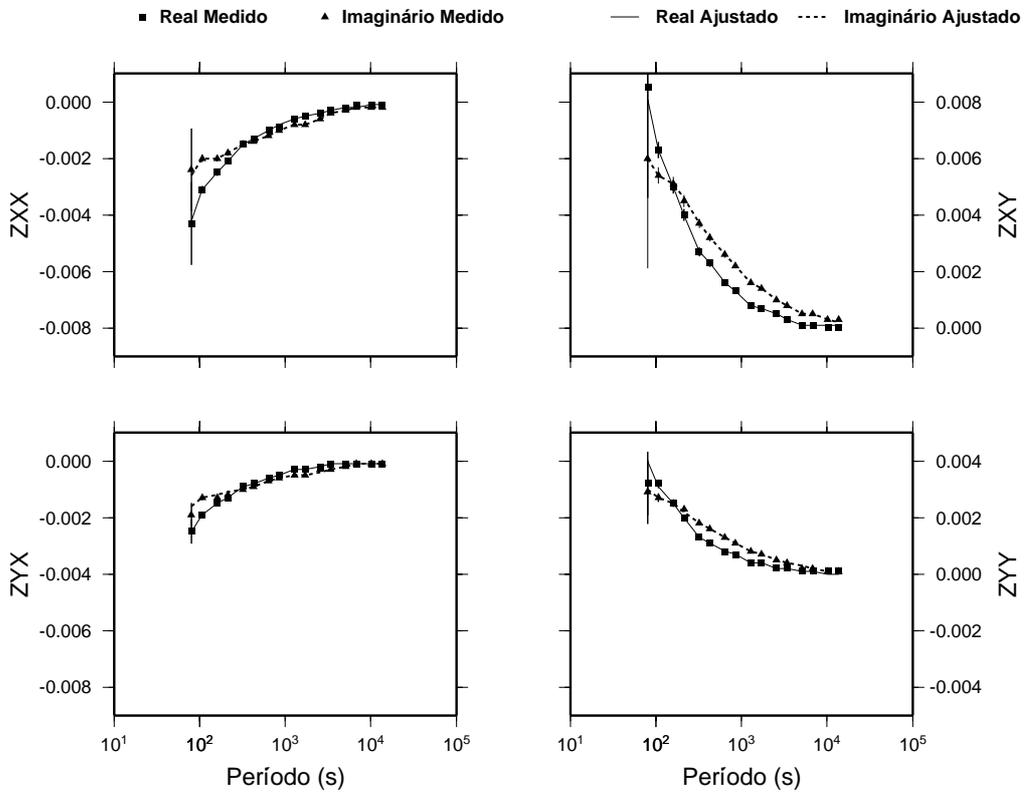
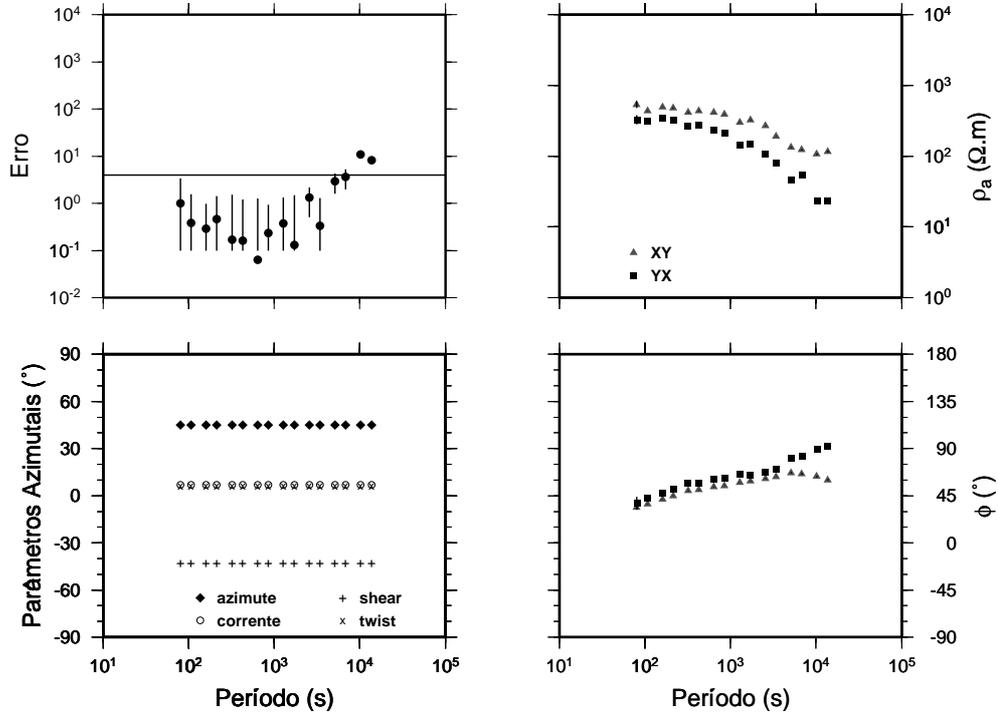
Real Medido
 Imaginário Medido
 — Real Ajustado
 - - - Imaginário Ajustado



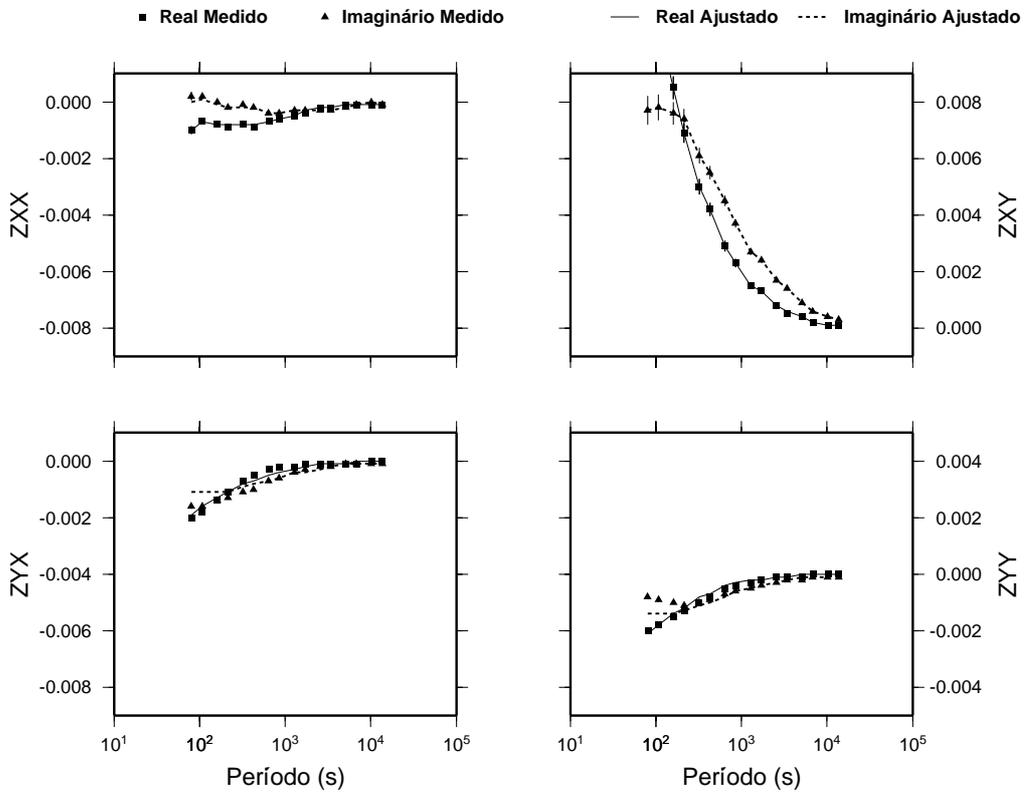
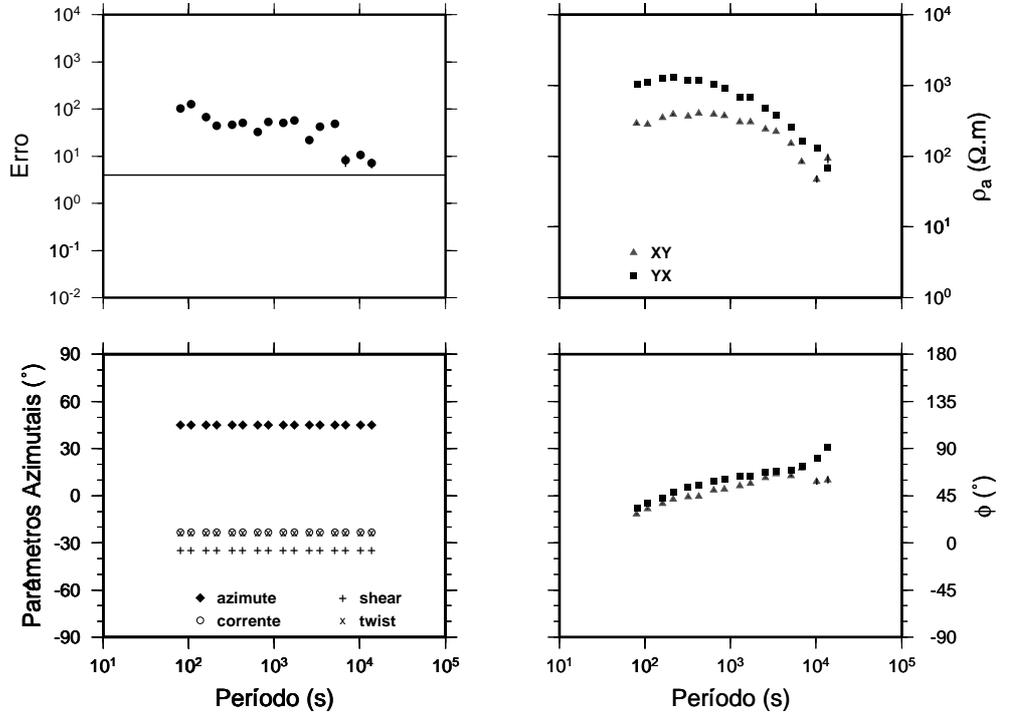


004

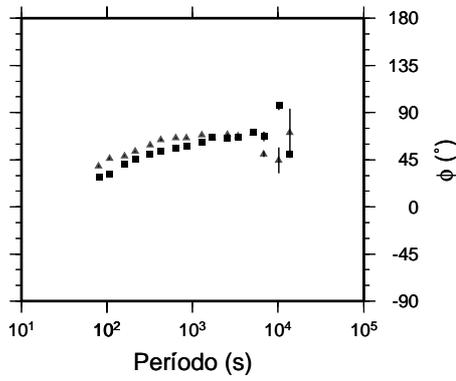
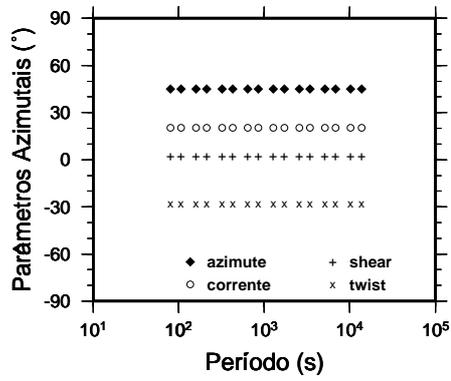
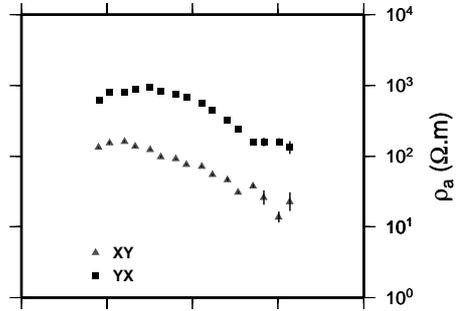
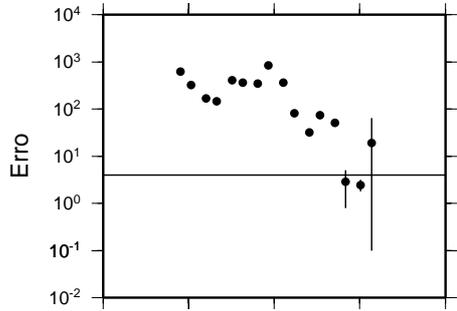




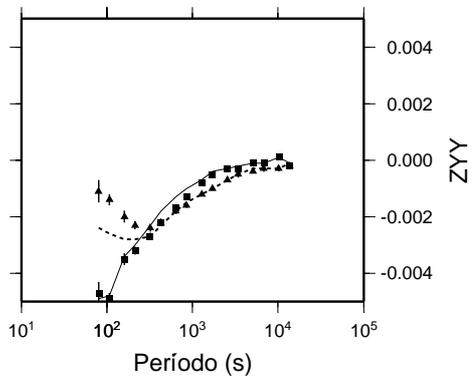
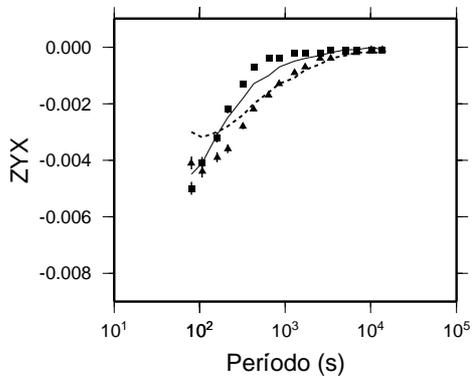
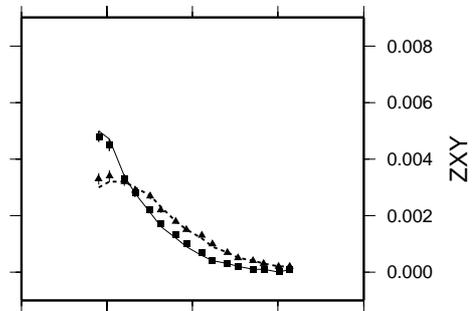
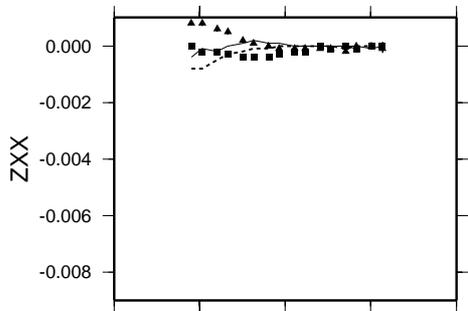
002

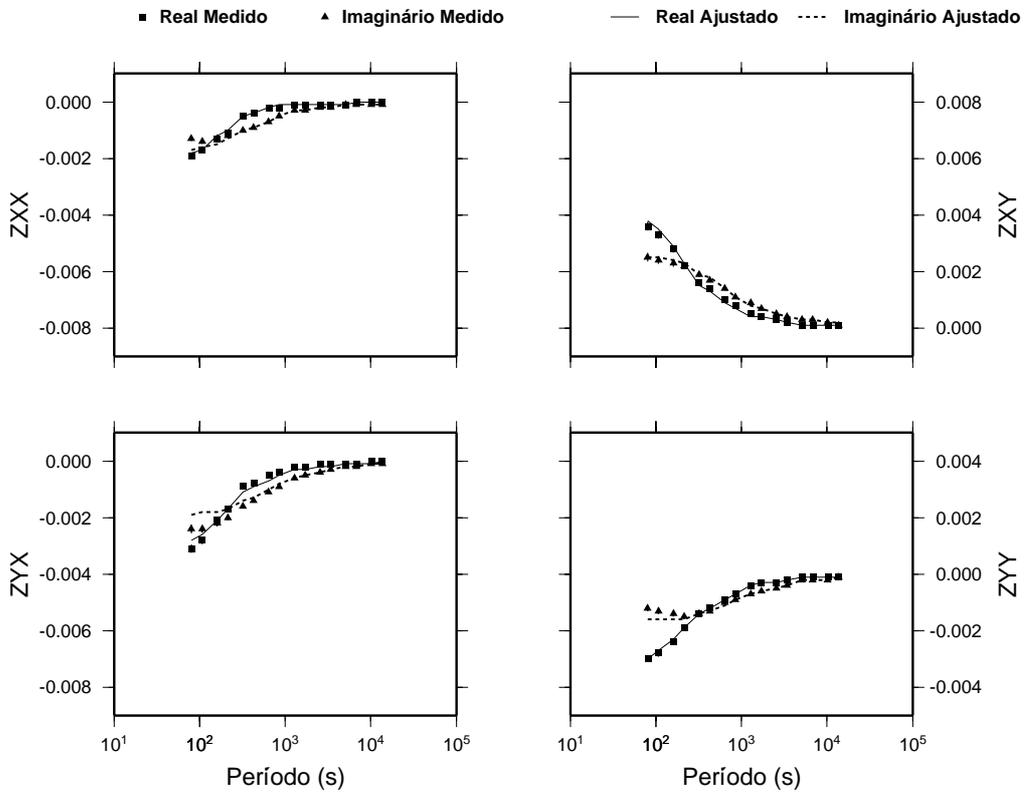
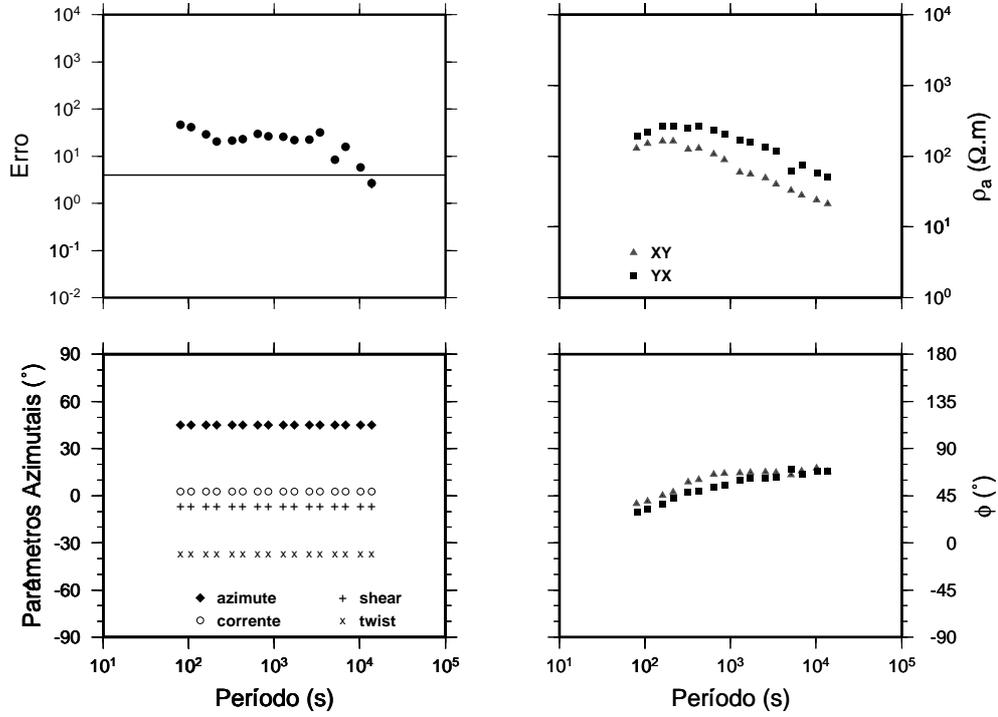


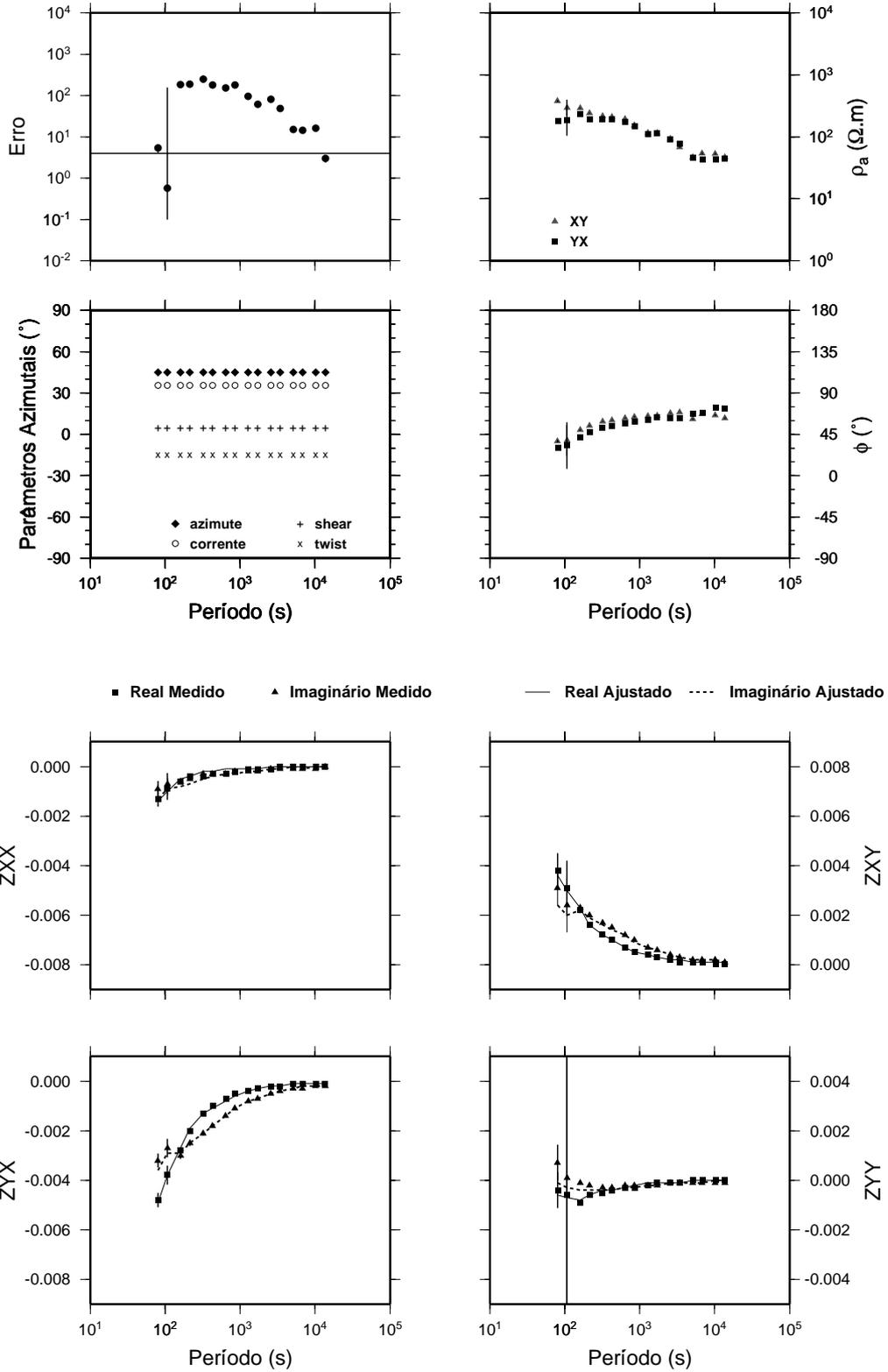
006



Real Medido
 Imaginário Medido
 — Real Ajustado
 - - - Imaginário Ajustado





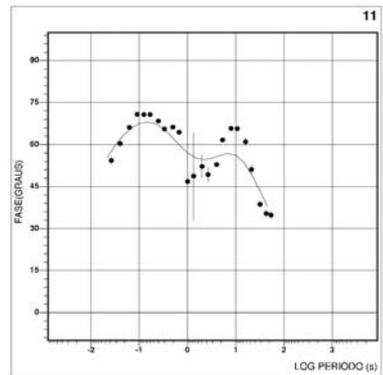
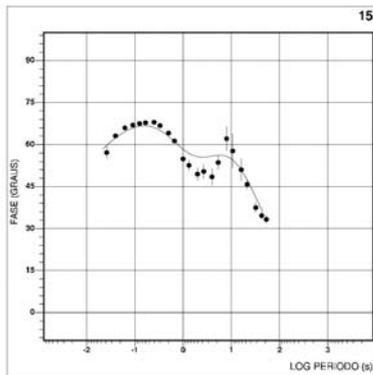
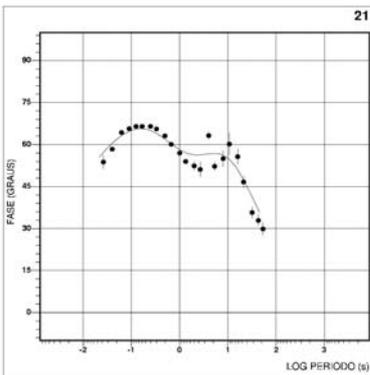
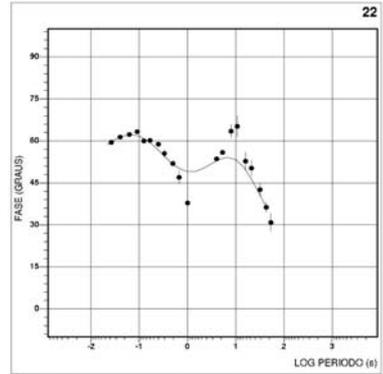
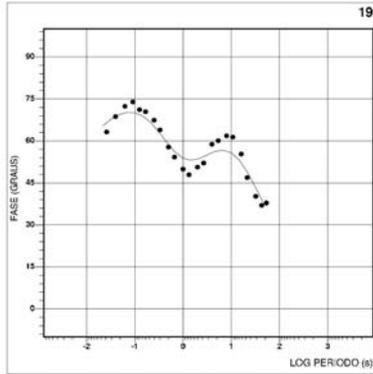
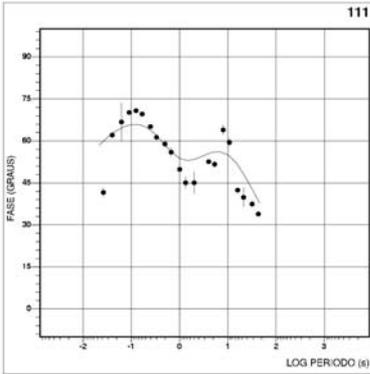
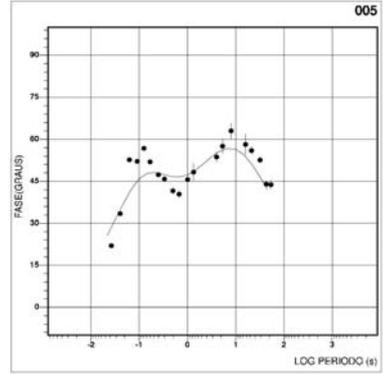
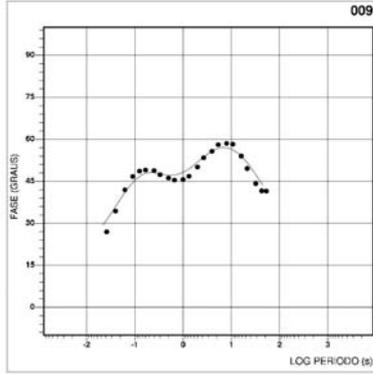
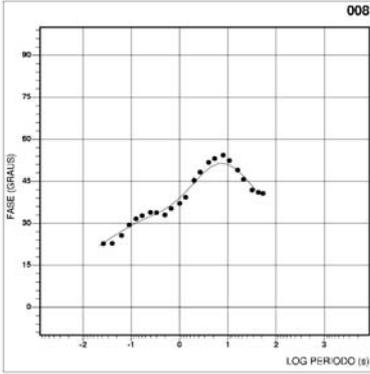


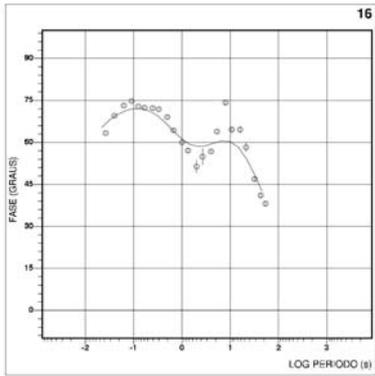
APÊNDICE C

AJUSTE DOS DADOS INVERTIDOS

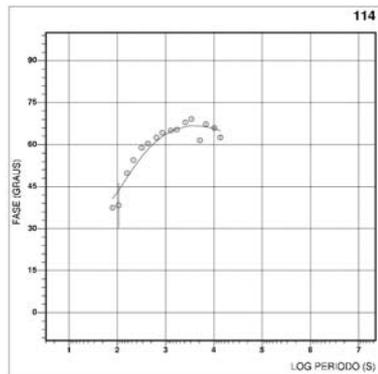
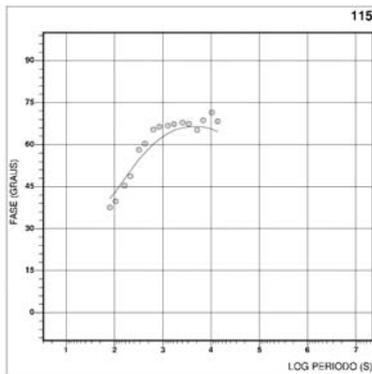
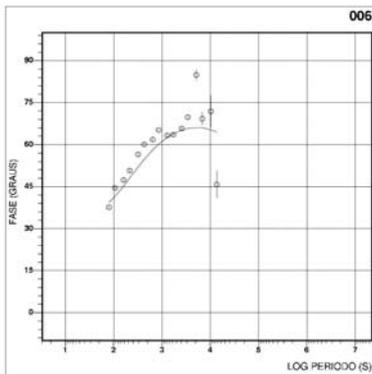
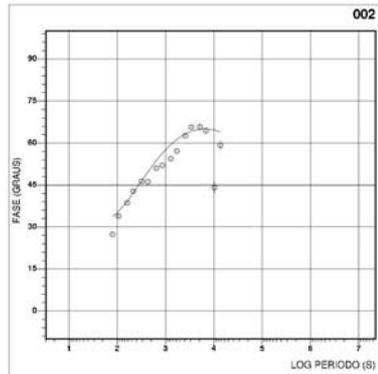
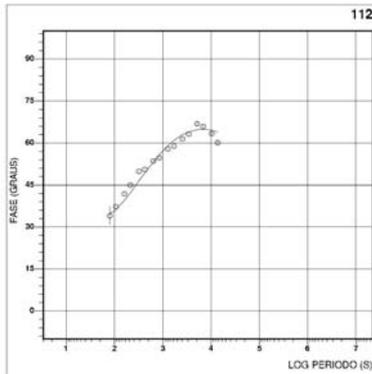
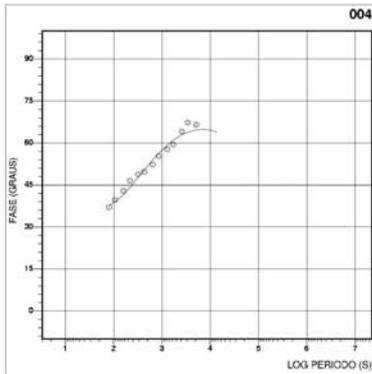
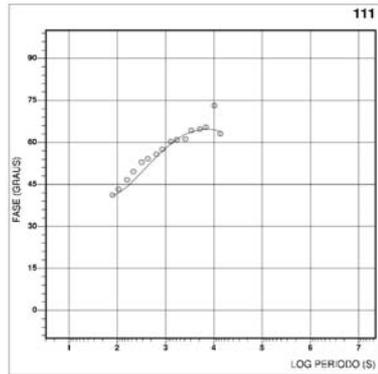
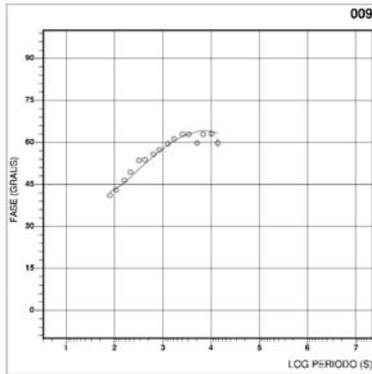
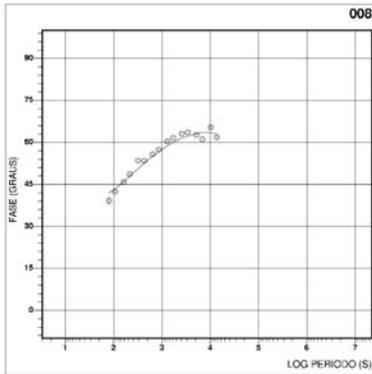
Neste apêndice, as respostas MT após a inversão bidimensional, efetuada pelo código RRI, são comparadas com os dados medidos. Apenas são apresentadas as fases, pois estas não sofrem deriva estática e podem quantificar mais adequadamente o ajuste. Nos gráficos, as curvas contínuas representam as respostas do modelo e os símbolos (círculos) são os dados medidos. Nestes últimos, mostram-se, também, suas barras de erros.

C1 - PERFIL APIP-BL1: INVERSÃO TM

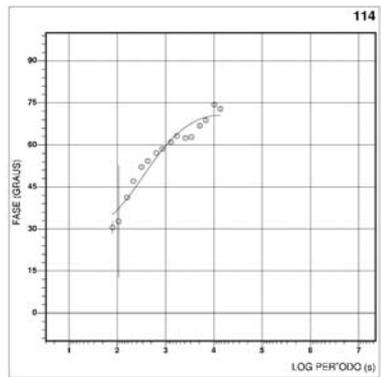
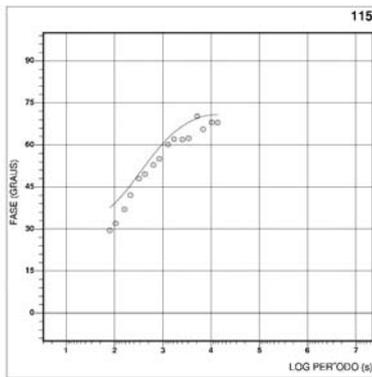
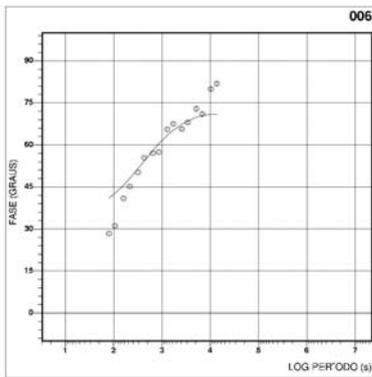
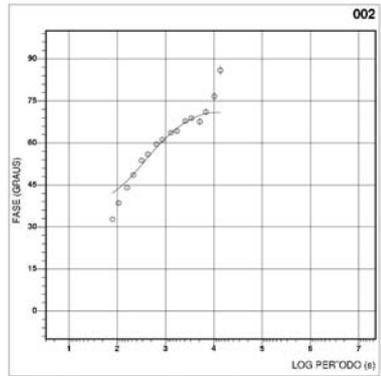
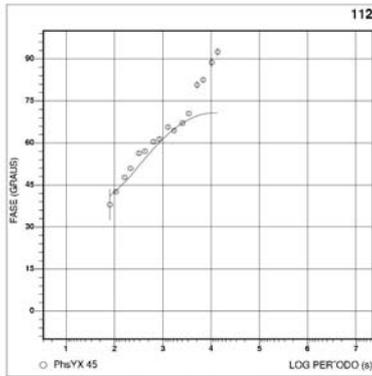
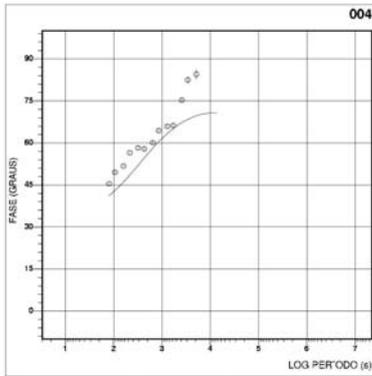
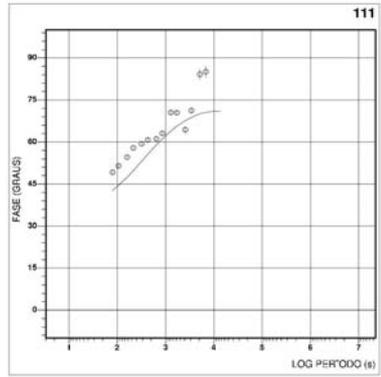
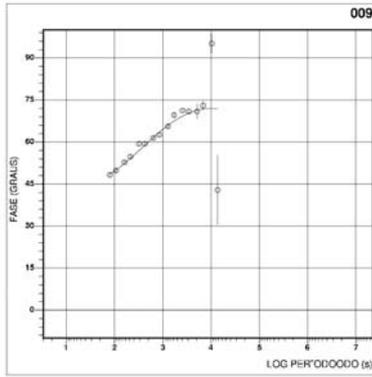
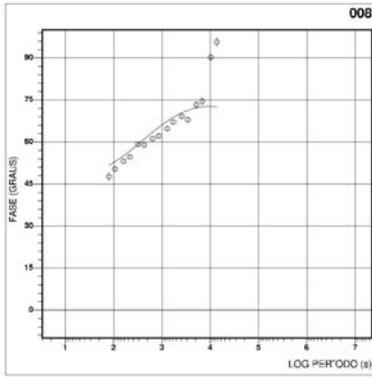




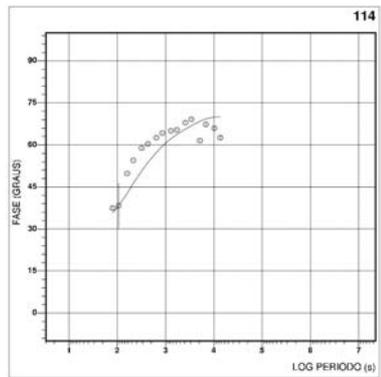
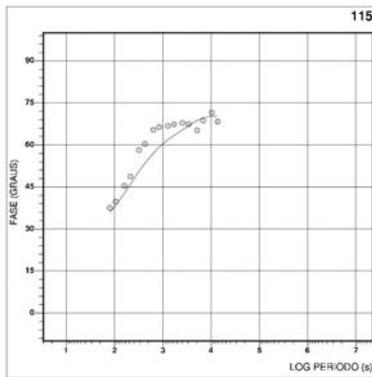
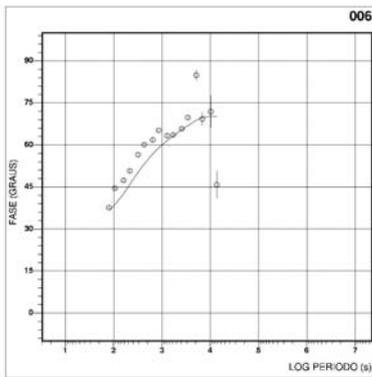
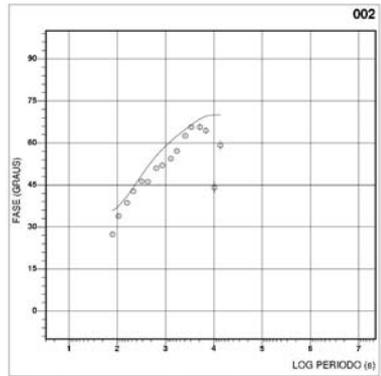
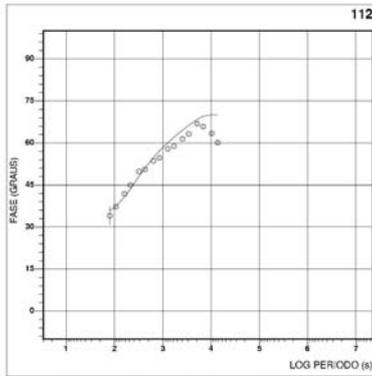
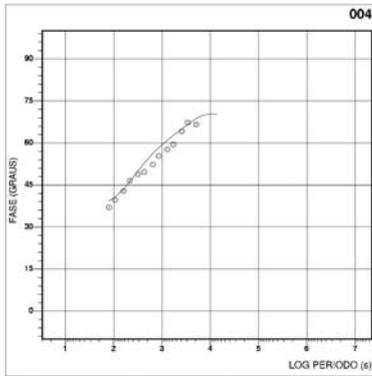
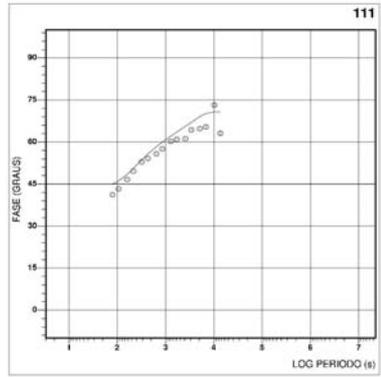
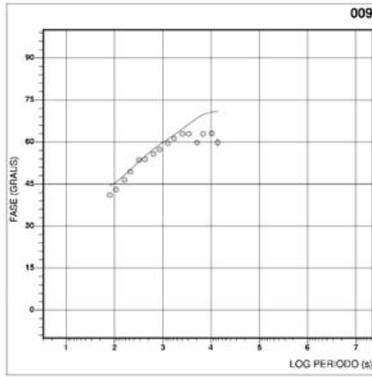
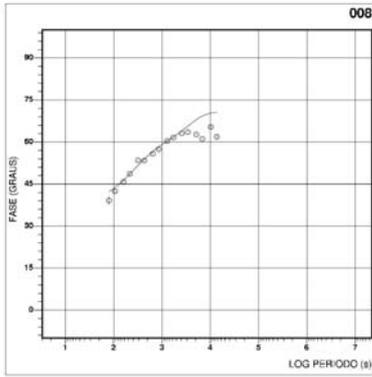
C2 - PERFIL APIP-LP1: INVERSÃO TE



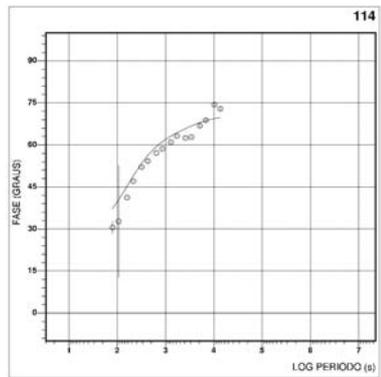
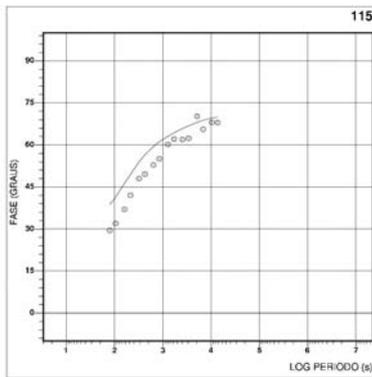
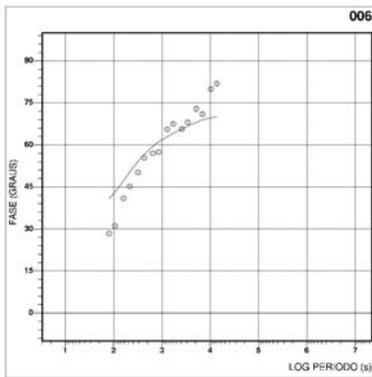
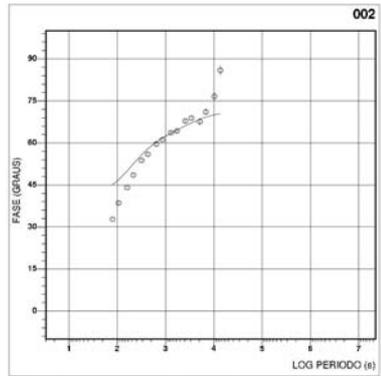
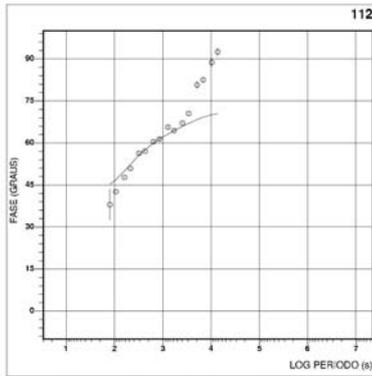
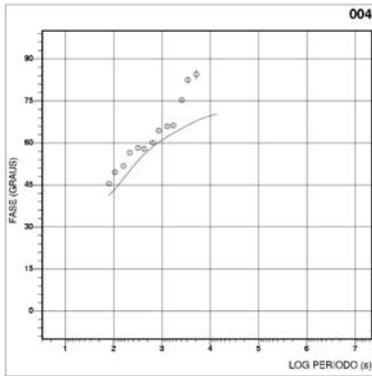
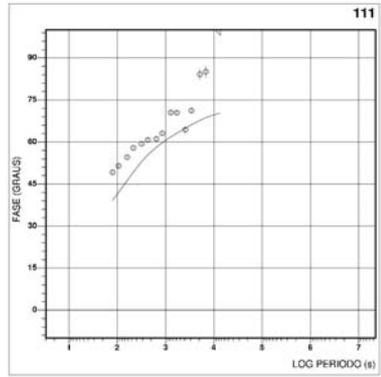
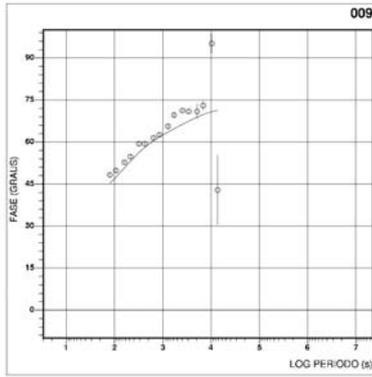
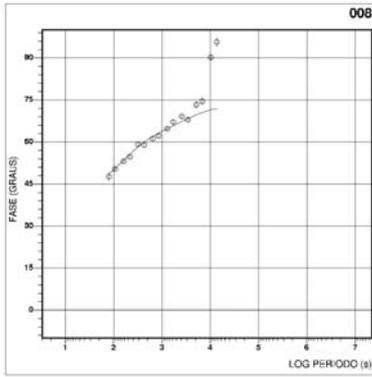
C3 - PERFIL APIP-LP1: INVERSÃO TM



C4 - PERFIL APIP-LP1: INVERSÃO TE+TM



MODO TE



MODO TM