

Capítulo 1

Introdução

A Bacia do Paraná é uma extensa área sedimentar (superior a 1.600.000 km²) do tipo intracratônica de idade Siluro-Ordoviciano localizada principalmente no sul-sudeste do Brasil, mas que engloba também porções do nordeste da Argentina, leste do Paraguai e norte do Uruguai (Figura 1.1). Grande parte de sua atual superfície é encoberta por uma sucessão de derrames de lavas, cuja espessura média é cerca de 650 m, extrudidas durante um importante evento tectono-magmático que precedeu a abertura do Atlântico Sul (Figura 1.2). Embora a época de sua subsidência e sedimentação inicial seja bem estabelecida, sua origem e desenvolvimento é ainda uma questão em debate, em grande parte devido à ausência de conhecimentos sobre a natureza e estrutura profunda da sua subsuperfície. Nesse contexto, o método magnetotelúrico (MT) poderia contribuir significativamente, pois permite determinar a distribuição de condutividade elétrica em diferentes profundidades, a partir de medidas das variações temporais naturais do campo eletromagnético observadas na superfície da Terra. A razão entre as componentes horizontais ortogonais desses campos, chamada de impedância, é dependente primariamente da distribuição de condutividade elétrica em sub-superfície. Essa, por sua vez, é dependente sobretudo de componentes minoritários (porém, tectonicamente importantes) interconectados das rochas, tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis.

A estrutura regional do embasamento da Bacia do Paraná tem sido principalmente estudada através de métodos potenciais e alguns dados de sísmica de reflexão da Petrobrás (e.g. Molina *et al.*, 1989; Marques *et al.*, 1993) bem como por meio de estudos sísmológicos recentes usando Função do Receptor (Juliá *et al.*, 2008). Inicialmente, por meio de datação radiométrica em amostras de poços que atingiram o embasamento, Cordani *et al.* (1984) inferiram a existência de um bloco cratônico único abaixo dos sedimentos da bacia (figura 1.3a). Já Marques *et al.* (1993), baseados em anomalias gravimétricas e magnetométricas e dados de sísmica de reflexão modelaram um suposto *rift-central* com orientação SW-NE no embasamento da bacia, o que levou Milani e Ramos (1988) a propuseram um modelo de embasamento composto por vários blocos cratônicos separados por zonas de sutura (figura 1.3b). Tal modelo tem sido invocado por Juliá *et al.* (2008), que usando estimativas de espessuras crustais a razões Vp/Vs de dados de função de receptor, sugerem a existência de *underplating* máficos ao longo de algumas regiões sob a bacia os quais definiriam zonas de suturas. Mais recentemente porém, usando dados residuais gravimétricos de uma ampla região, Mantovani *et al.* (2005)

modelaram um corpo aproximadamente triangular interpretado como sendo um núcleo cratônico central chamado de bloco Paranapanema, o qual seria caracterizado por crosta relativamente espessa e limitado por faixas móveis (figura 1.3c).

O presente trabalho utilizará o método magnetotelúrico (MT) para obter informações regionais da distribuição da condutividade elétrica da crosta na região norte da Bacia do Paraná, correlacionando-as com as variações geológicas e estruturais mapeadas em superfície. Para o imageamento geoeletrico de estruturas profundas da crosta, utilizou-se dados de banda larga coletados pelo Grupo de Geomagnetismo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) no ano de 2006. Essa coleta foi realizada ao longo de uma transecta SW-NE, com cerca de 230 km de extensão, composto por 24 estações MT espaçadas em média de 10 km e cruzando geograficamente a divisa dos estados de Mato Grosso do Sul e Goiás (figura 1.4).

As análises dos resultados aliadas as informações prévias geológicas e geofísicas poderão fornecer subsídios para uma maior compreensão a cerca da evolução dessa bacia.

Na sequência desta monografia, descrevem-se no capítulo 2 os fundamentos teóricos do método MT, coleta dos dados e aspectos fundamentais de processamento de dados desse método. Já o capítulo 3 procura descrever, de forma detalhada, como foram todos os procedimentos de processamento desde os dados brutos até a obtenção das principais respostas MT – os dados de resistividade aparente e fase de cada uma das estações. Em seguida, no capítulo 4 faz-se uma análise preliminar dos resultados para avaliar o efeitos de distorção galvânicas sobre as curvas de resistividade aparente, avaliar também a profundidade de investigação do sinal eletromagnético na região e avaliar possíveis contrastes laterais de condutividade em subsuperfície ao longo do perfil. O capítulo 5, por sua vez, trata de um dos principais resultados do trabalho, que a decomposição dos dados pela técnica Groom-Bailey. Neste capítulo procurou definir a direção das principais estruturas geoeletricas sob o perfil. Por último, no capítulo 6, o resultado final do trabalho culminando com a inversão bidimensional dos dados MT.

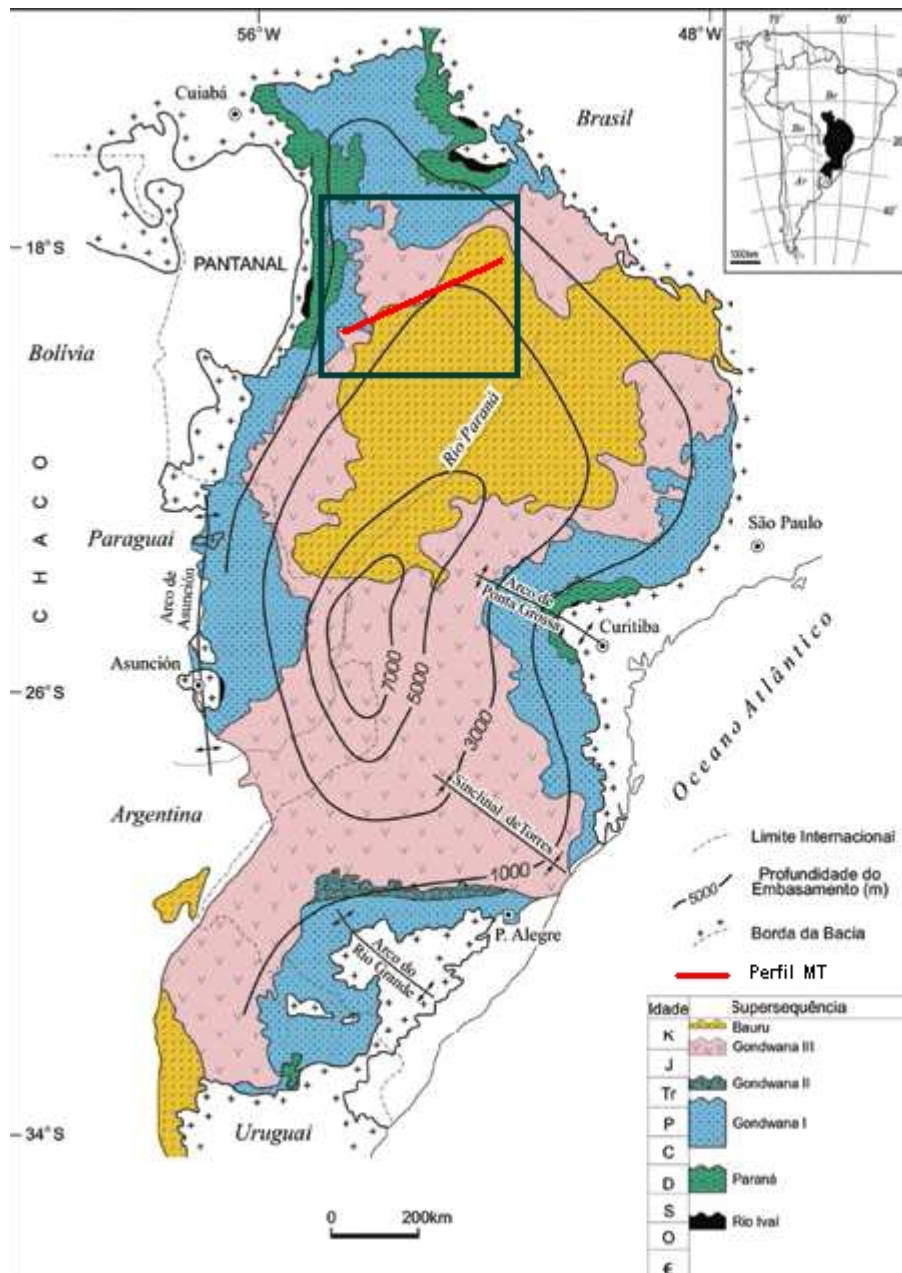


Figura 1.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com localização do perfil MT.
 FONTE: modificada de Milani & Ramos (1998).

BACIA DO PARANÁ

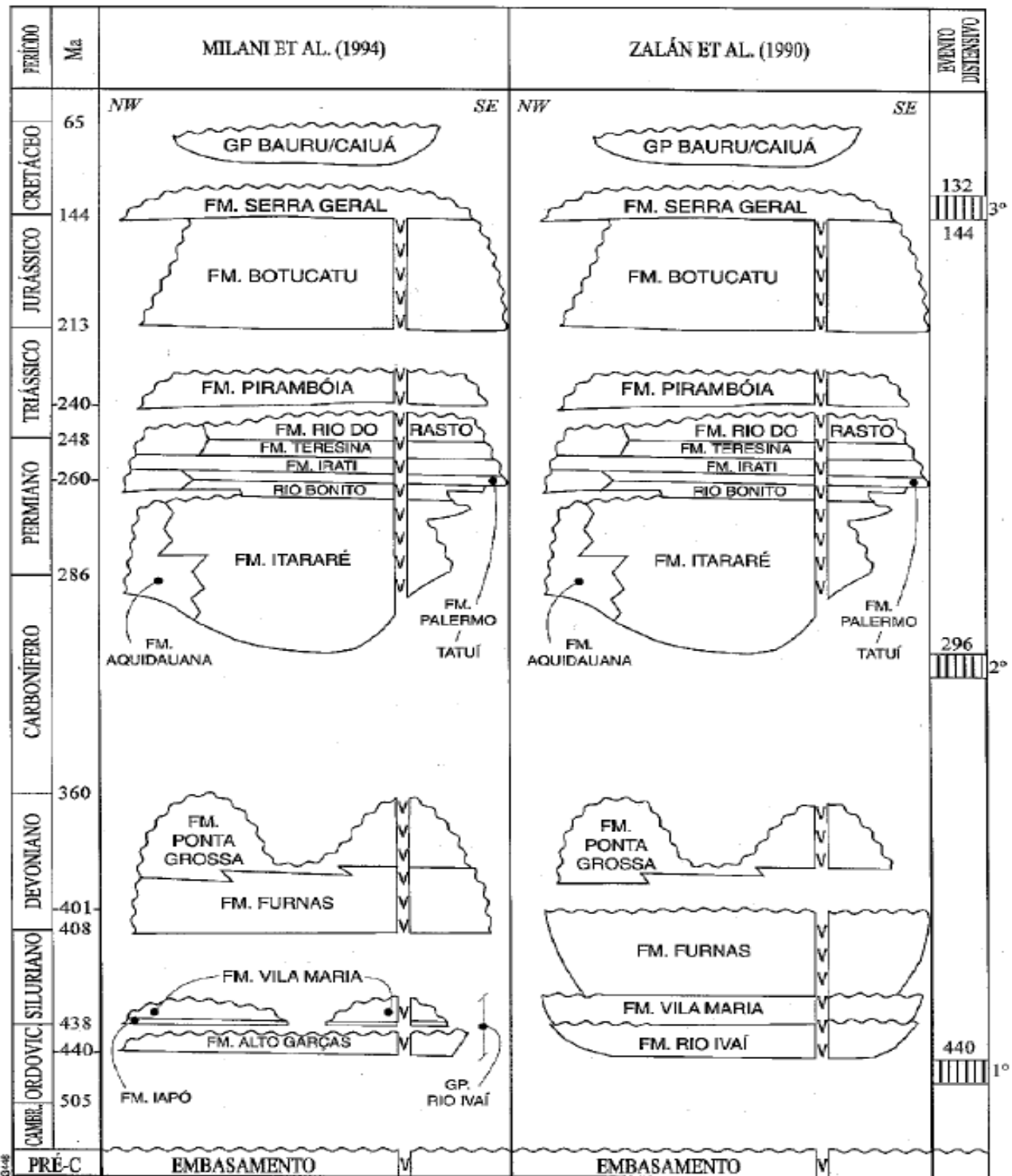


Figura 1.2 - Cartas estratigráficas propostas por Milani et al. (1994) e Zalan et al. (1990) para a Bacia do Paraná. Notar, principalmente, diferença nas idades, hierarquias e relacionamentos das formações ordovicianas devonianas.

FONTE: Quintas (1997).

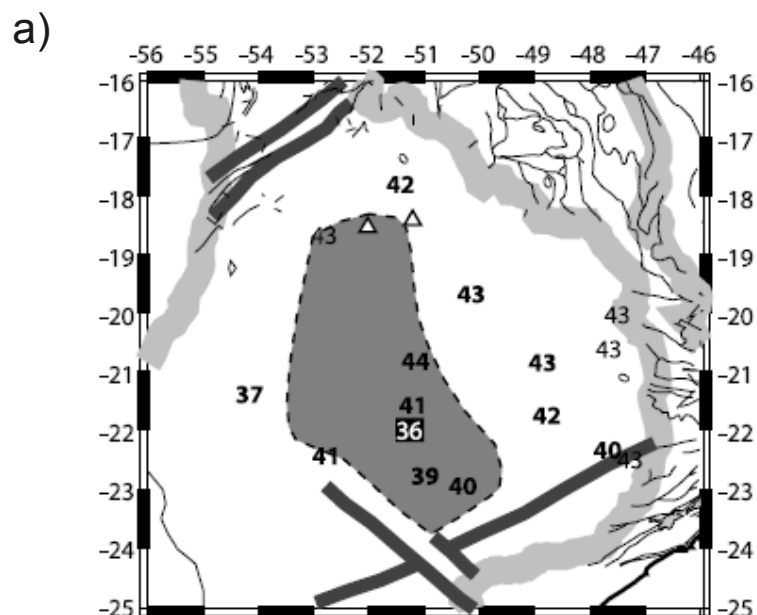
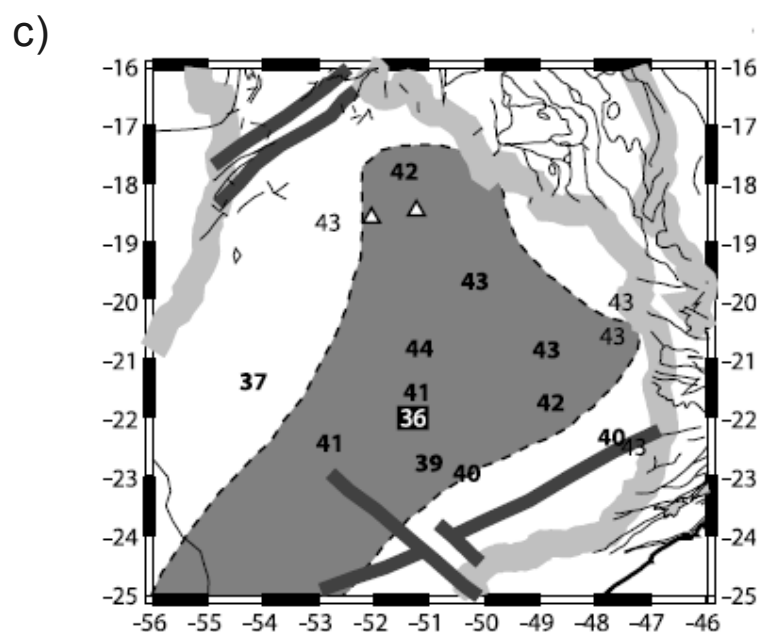
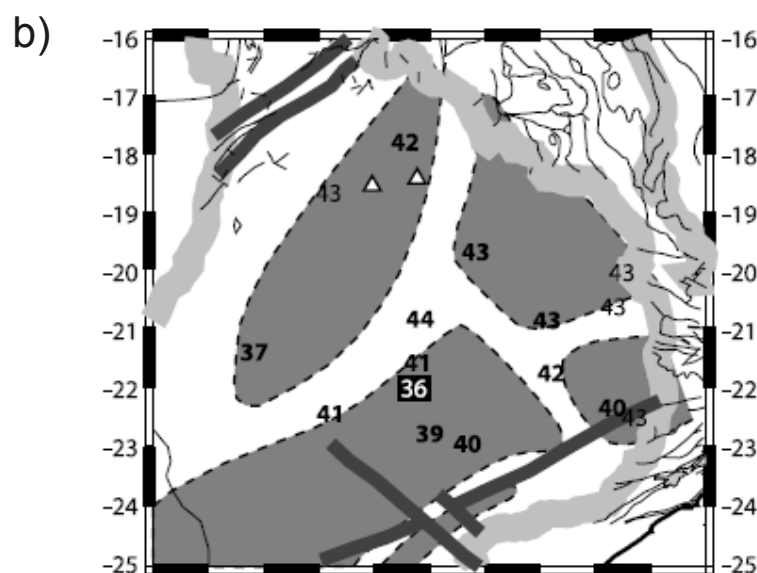


Figura 1.3 – Modelos do embasamento cratônico da Bacia do Paraná. A linha cinza clara delimita a Bacia e alguns principais blocos cratônicos. A linha cinza escura delimita alguns importantes conjuntos de falhas como o Lineamento Transbrasiliano na porção Noroeste e a Falha de Jacutinga orientada NE-SW na porção sudeste. (A) Núcleo Cratônico de *Cordani et al.* (1984) e *Zalán et al.* (1990); (B) Modelo de embasamento fragmentado de *Milani* (1997) e *Milani e Ramos* (1998); (C) Bloco Paranapanema de *Mantovani et al.* (2005) (linha tracejada) definido por anomalias gravimétricas. FONTE: Juliá et al. (2008).



Mapa geológico da região estudada

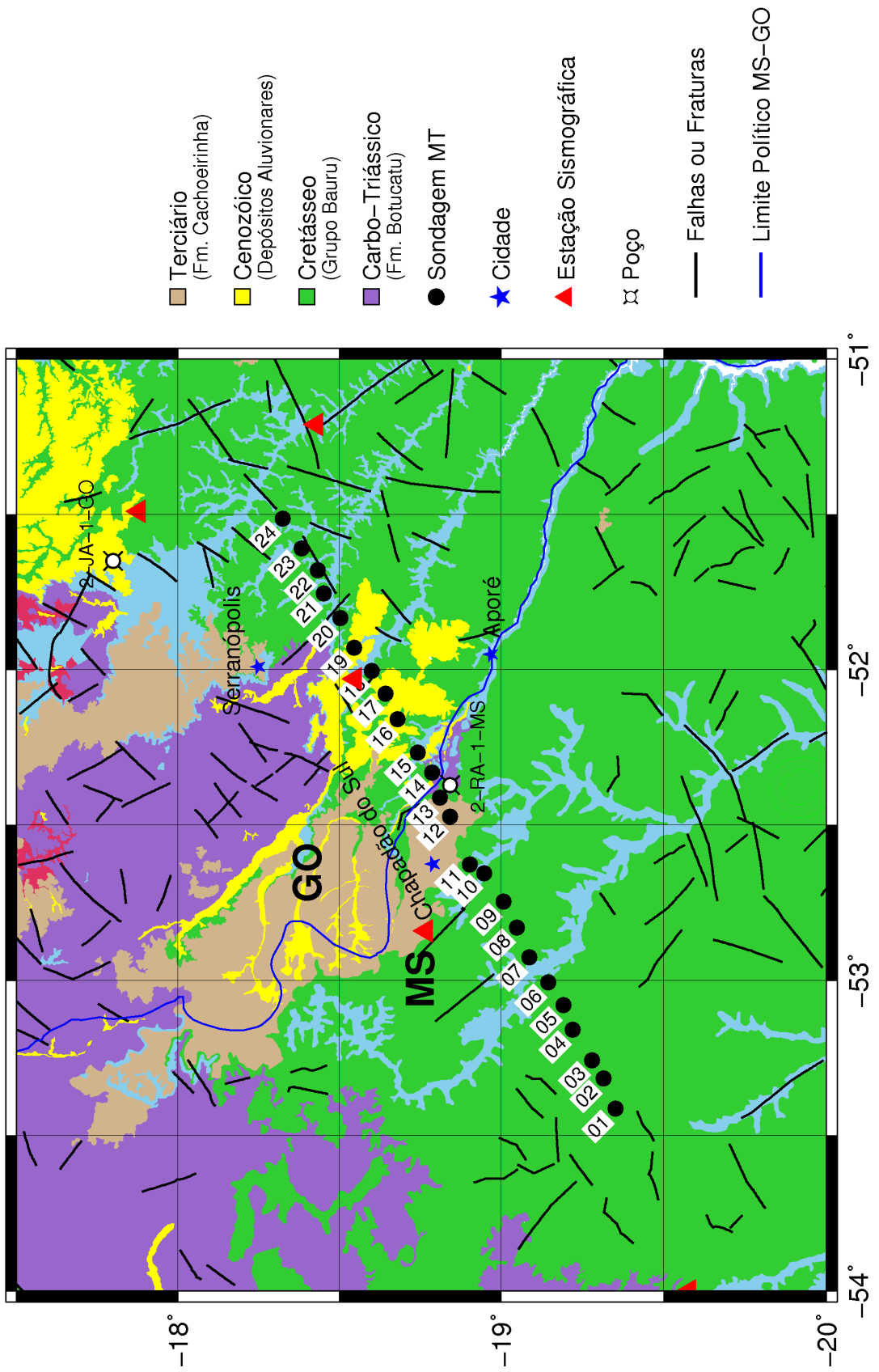


Figura 1.4 – Localização das sondagens do perfil MT ao longo da região de estuda

1.1 Contexto Regional da Bacia do Paraná

A complexidade acerca da Bacia do Paraná é tanta, que vários autores divergem-se quanto a sua história evolutiva. Almeida (1980), por exemplo, descreve-a como a combinação de sinéclise complexa do Paleozoico ao Jurássico e como a resultante de intumescência provocada por anomalias térmicas geradas desde o Jurássico Superior.

Por sua vez, Gabaglia e Figueiredo (1990) a classificam como uma bacia multicíclica que teve origem na fase de fratura interior e posteriormente submetida a várias fases de sinéclise em seu interior.

Já segundo Zalán *et al.* (1990a), a Bacia do Paraná representa a superposição de, no mínimo, três bacias diferentes (ver figura 1.2). Uma correspondente às sequências silurianas e devonianas. Esta teria sua deposição em um golfo aberto para o paleo-oceano Pacífico. Já a segunda bacia teria se desenvolvido em mar interior e corresponde a sequência permocarbonífera. A terceira bacia corresponderia às fases de erupção das lavas. Assim as três bacias formariam a “grande” Bacia do Paraná.

1.2 Caracterização da área de estudo

O perfil MT cruza uma feição geofísica característica da parte noroeste da Bacia do Paraná (figura 1.5). Trata-se de um baixo gravimétrico, com a orientação N-S sem nenhuma correlação aparente com estruturas conhecidas do embasamento nem com a geologia de superfície, ao contrário do que ocorre com outras feições gravimétricas dentro da bacia. Com base nos abruptos gradientes de gravidade Vidotti *et al.* (1998) sugerem uma fonte rasa, possivelmente devido a existência de um graben paleozoico soterrado sob os sedimentos da bacia de profundidade média de 3 km e de direção geral norte-sul. Os modelos gravimétricos prevêem uma feição com aproximadamente 30 km de largura na e com base em torno de 7,4 km de profundidade. Entretanto, Costa (2006), por meio da análise de dados de função do receptor de 5 estações telessísmicas aproximadamente coincidente ao perfil MT deste trabalho, conclui que o possível graben, se existente, seria menos espesso e com base em torno de 4,2 km e, portanto, um rebaixamento do embasamento de 1,2 quilômetros em vez dos 4,4 km proposto pela autora citada anteriormente..

Entretanto, conforme comentam Vidotti *et al.* (1998), os mesmos dados seria perfeitamente explicados em termos de variações laterais de densidade, refletindo a forte ambigüidade inerente em modelos gravimétricos sem vínculos independentes. Sendo assim, os autores não descartam o modelo proposto por Mantovani (1991), que propõem uma faixa de baixa densidade no embasamento orientada N-S, possivelmente associada a uma intrusão granítica..

Em termos de estudos de Indução Eletromagnética na bacia do Paraná, cita-se um estudo regional GDS (Sondagem Geomagnética Profunda) (Subba Rao *et al.*, 2003). A modelagem da função de transferência do campo magnético em várias estações e em diferentes períodos indica a existência de contrastes laterais de condutividade elétrica dentro da região noroeste da bacia (figuras 1.6 e 1.7), incluindo a área atravessada pelo perfil MT desta dissertação. Estudos MT na bacia são relativamente poucos, e mesmo assim longe da área desta dissertação. Um deles, é o trabalho de *Stanley et al.* (1985) na parte central da bacia, para mapeamento das espessuras de sedimentos e basaltos bem como das estruturas do embasamento nas adjacências do arco de Ponta Grossa. Outro trabalho, é o de *Padilha et al.* (1992), na borda nordeste da bacia, sobre o gradiente gravimétrico associado à flexura de Goiânia. Na mesma região, *Bologna et al.* (2008), usando um perfil relativamente denso de estações MT, mapearam uma estrutura geoeletrica em torno da profundidade de 30 km interpretada como sendo devida a processos colisionais Neoproterozóicos entre o Cráton do São Francisco e a Bacia do Paraná. E ainda o trabalho mais recente na porção central da bacia que lida com inversão conjunta de dados MT e dados de função do receptor (*Zevallos et al.*, 2009).

Este trabalho ainda conta com o perfil da sondagens de dois poços próximos as estações MT desse trabalho e que poderão servir para associação de possíveis vínculos independentes durante o processo de inversão dos dados (figura 1.8).

Mapa de anomalia Bouguer

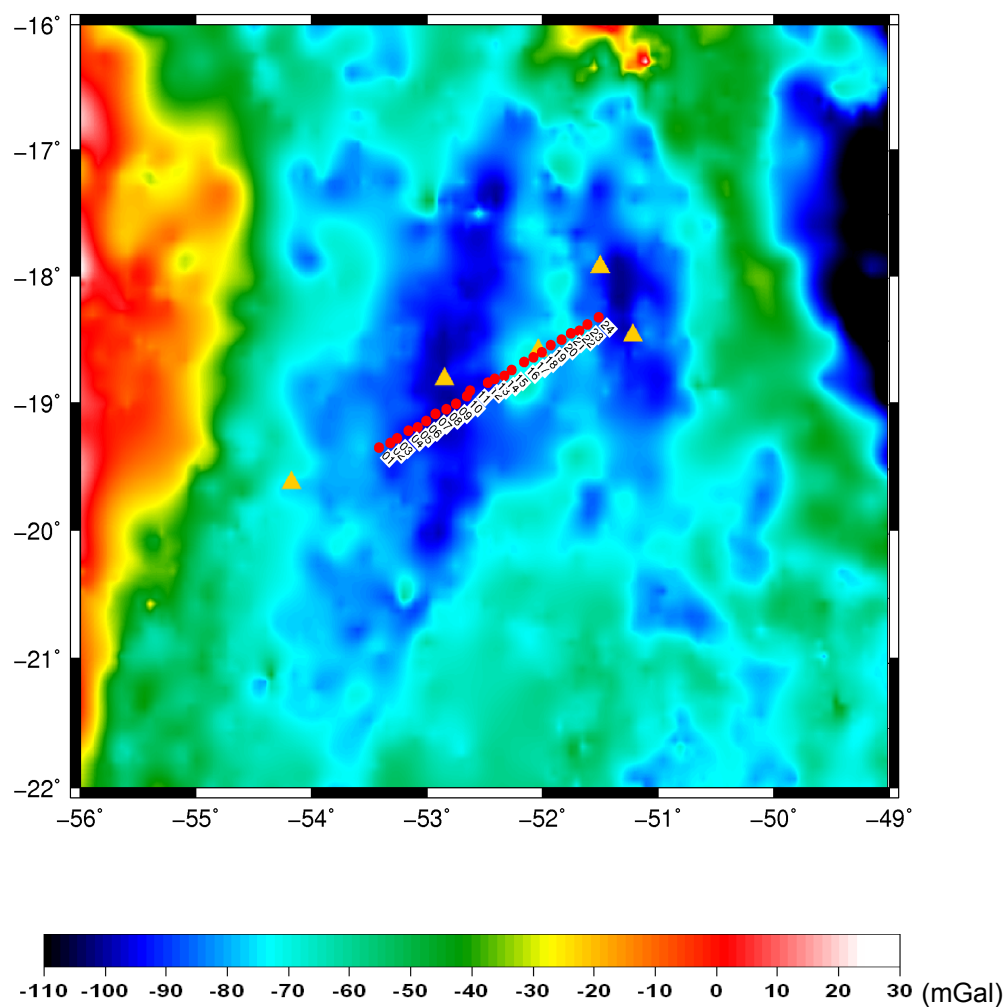


Figura 1.5 – Mapa de anomalia Bouguer da região de estudo. Baixo gravimétrico central compreendido entre as longitudes -52 e -54 e Baixo gravimétrico leste compreendido entre as latitudes -51 e -52.

Fonte: Adaptada de Oliveira Jr, (2008)

▲ Estação Sismográfica

● Estação MT

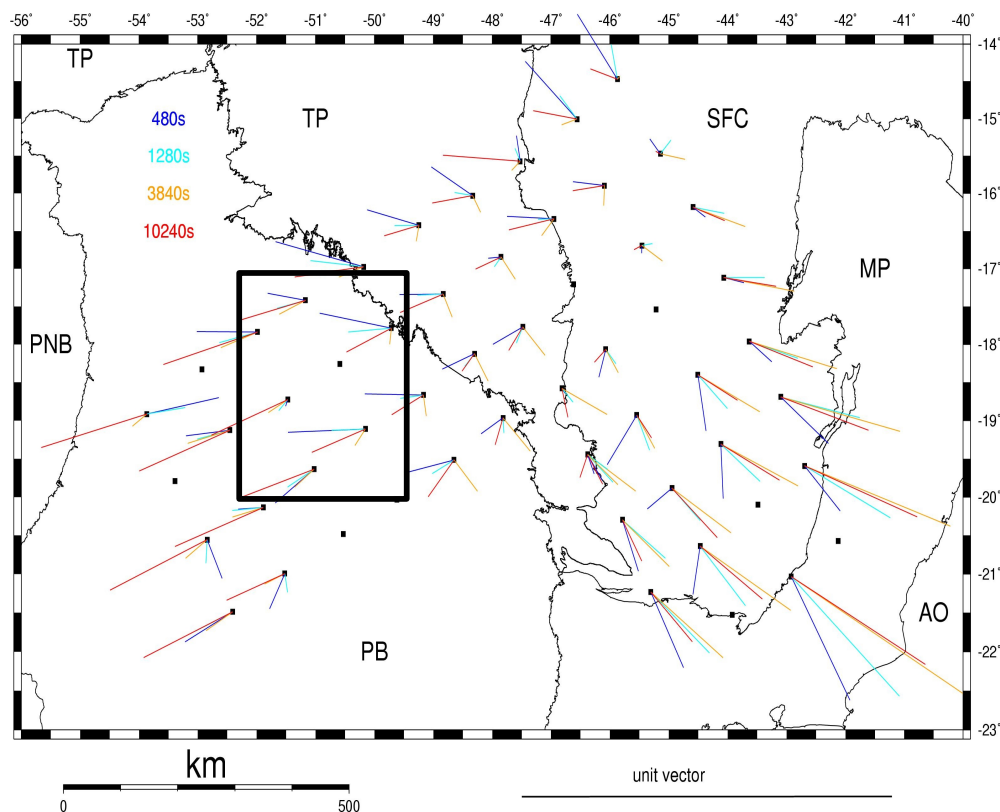


Figure 1.6 – Mapa dos vetores de indução obtidos para períodos de 480, 1280, 3840 e 10240 s sobre o Cráton do São Francisco (SFC); Bacia do Paraná (PB); Bacia do Pantanal (PNB); Província do Tocantins (TP); Província da Mantiqueira (MP); e Oceano Atlântico (AO). A área quadriculada sobre a bacia do Paraná delimita a região de estudo MT deste trabalho.

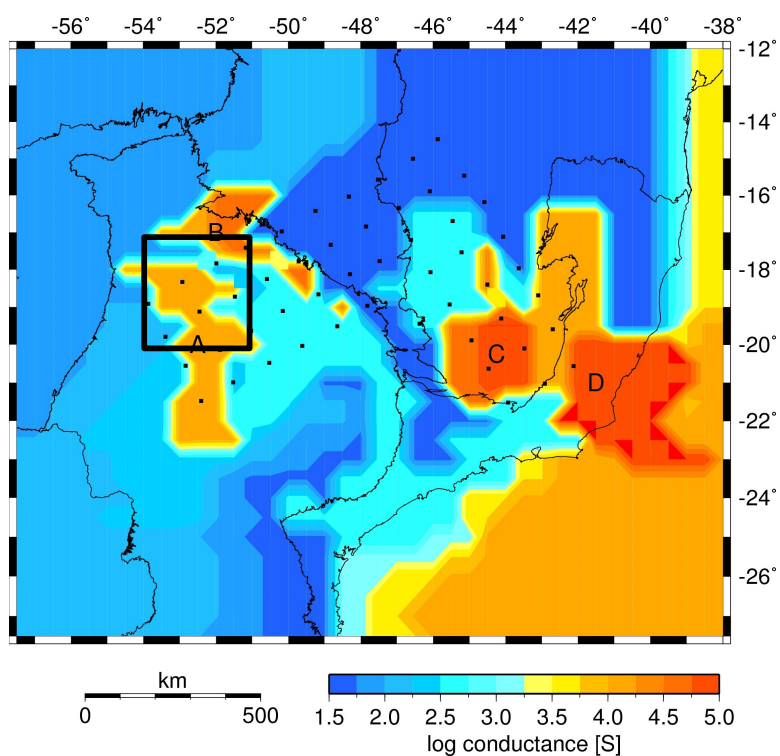


Figure 1.7 – Modelo de distribuição da condutância, em escala logarítmica, obtido através do método GDS. A área quadriculada sobre a bacia do Paraná delimita a região de estudo MT deste trabalho.

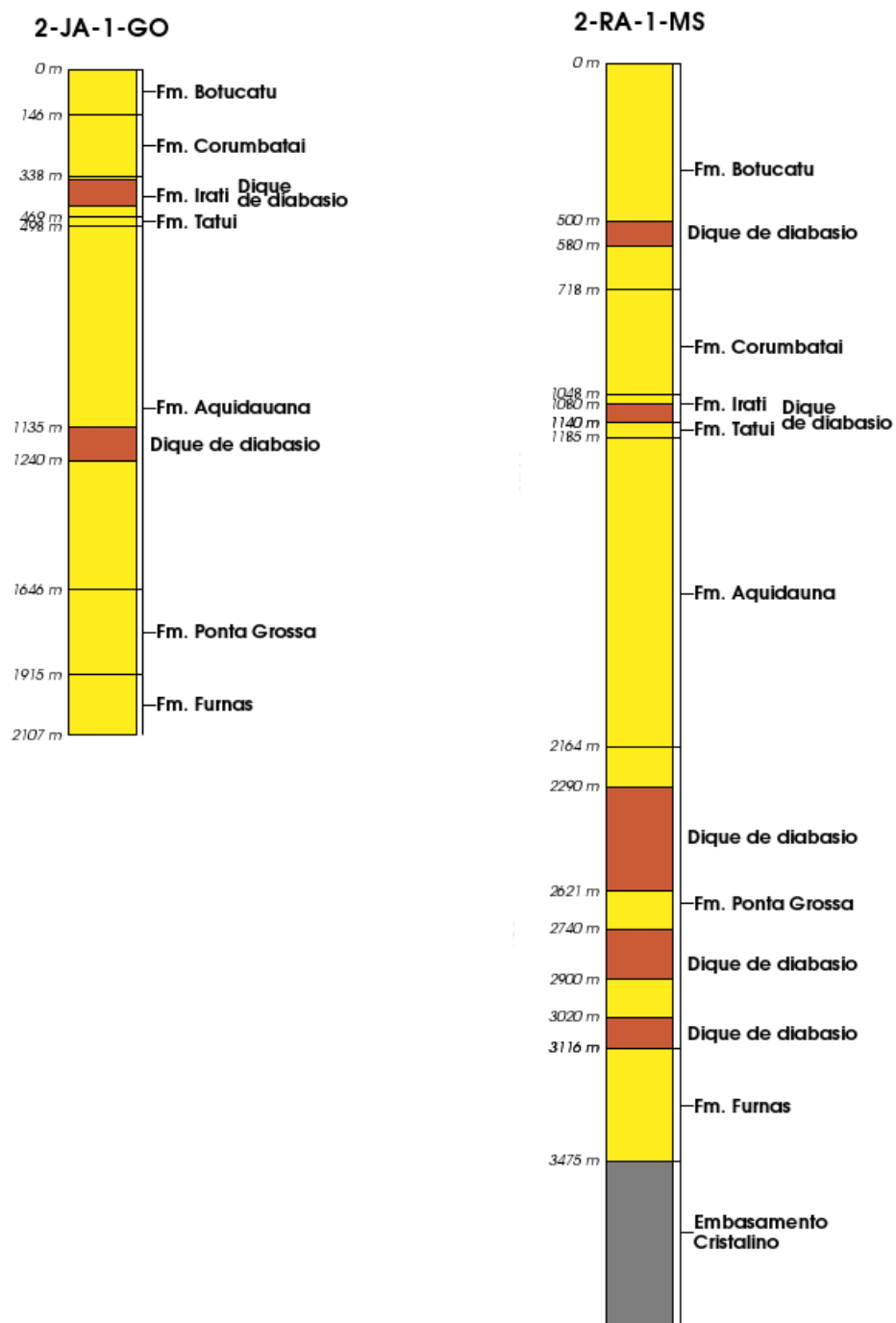


Figura 1.8 – Poços próximos às sondagens MT
 FONTE: Costa (2006)

Capítulo 2

O Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT), fundamentado inicialmente por Tikhonov (1950) e em mais detalhe por Cagniard (1953), é uma técnica eletromagnética passiva utilizada para a determinação da distribuição de condutividade elétrica do interior da Terra.

A fonte primária de sinais MT é o campo geomagnético externo cujas variações temporais induzem correntes elétricas em subsuperfície (conhecidas como correntes telúricas). Medidas simultâneas das variações temporais do campo eletromagnético total ($\mathbf{E}(t)$ e $\mathbf{B}(t)$), efetuadas na superfície terrestre, constituem a base do método MT.

A condutividade elétrica é determinada a partir da relação entre as componentes ortogonais do campo eletromagnético (E_x , E_y , B_x , B_y e B_z). A penetração do sinal no interior terrestre depende do seu período de oscilação e da condutividade do meio. O uso de sinais naturais permite uma ampla faixa de investigação, desde dezenas de metros até dezenas de quilômetros de profundidade. Maiores detalhes sobre a metodologia MT podem ser encontrados em Vozoff (1991) e Simpson e Bahr (2005).

2.1 Principais premissas do método MT

As principais simplificações e suposições do método MT para considerar a indução eletromagnética no interior da Terra aplicável ao método MT seguindo, em linhas gerais, as descrições de Cagniard (1953) e Simpson e Bahr (2005) são:

- 1) Os campos eletromagnéticos obedecem as equações de Maxwell;
- 2) A Terra não gera energia eletromagnética, ela somente a dissipa ou a absorve;
- 3) Todo campo pode ser tratado como conservativo longe de suas fontes;
- 4) Campos gerados na ionosfera, relativamente muito distantes da superfície da Terra, podem ser tratados como ondas uniformes e plano-polarizadas penetrando quase verticalmente no interior terrestre. Tal premissa é frequentemente violada em regiões polares e equatoriais em torno dos eletrojetos auroral e equatorial, respectivamente;
- 5) A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor ôhmico;
- 6) Correntes de deslocamento são quase estáticas para períodos de sondagens MT, podendo daí ser negligenciadas em relação às correntes de condução.

2.2 Sinais Primários

As variações geomagnéticas de interesse ao método MT são, de uma forma geral, aquelas com períodos entre 10^{-4} s e 10^4 s. O espectro total (Figura 2.1) normalmente é dividido em duas partes. A primeira delas são os sinais medidos com períodos inferiores a 1 s os quais são provenientes, predominantemente, de atividades elétricas globais na baixa atmosfera. Descargas elétricas de relâmpagos produzem sinais eletromagnéticos, conhecidos como esféricos, os quais podem viajar por milhares de quilômetros através da “cavidade” Terra-ionosfera. Já para períodos acima de 1 s, os sinais MT medidos são originados da interação entre o vento solar e a magnetosfera terrestre. O vento solar, que consiste de íons altamente energéticos ejetados pelo Sol, interage com o campo magnético da Terra, modificando sua intensidade e geometria dando origem as pulsações geomagnéticas (ou micropulsações).

Em torno de 1s, o espectro de energia do sinal apresenta um mínimo local. Este intervalo é conhecido como banda morta e, geralmente, produz medidas MT caracterizadas por baixas razões sinal/ruído, podendo vir a prejudicar a qualidade dos dados em algumas etapas do processamento.

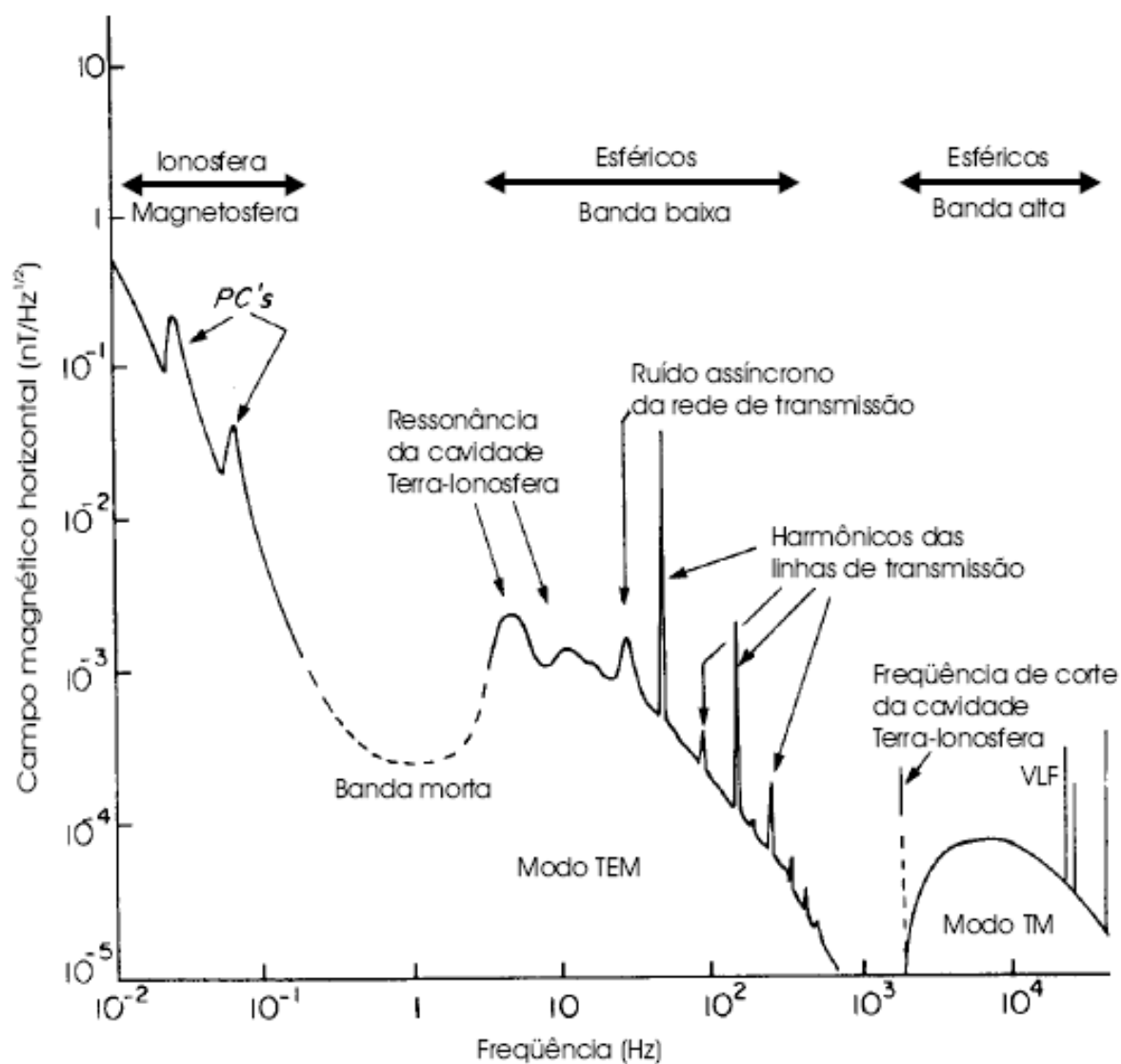


Figura 2.1 – Espectro das flutuações do campo geomagnético

Pc: pulsações contínuas; TEM: transverso eletromagnético; TM: transverso magnético;

VLF: *very low frequency*.

FONTE: original de Macnae et al. (1984).

FONTE: extraída de Pádua (2000).

2.3 Fundamentos

As equações de Maxwell são o ponto de partida para se compreender como os campos eletromagnéticos (EM) naturais, observados na superfície da Terra, podem ser utilizados para estudar as propriedades de um meio condutor.

A fonte de um campo EM é uma distribuição de carga elétrica e corrente, especificada como uma função do tempo e do espaço pela densidade de carga ρ e pelo vetor densidade de corrente \mathbf{J} .

Seguindo a premissa 1, o campo elétrico \mathbf{E} e a indução magnética \mathbf{B} satisfazem às equações de Maxwell, que no domínio do tempo são descritos na forma diferencial como

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J} + \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.4)$$

sendo ε e μ a permissividade dielétrica e a permeabilidade magnética do meio, respectivamente.

Nas relações 2.1-2.4, assumindo-se o princípio da conservação da carga, há apenas duas relações independentes, as equações (2.1) e (2.2). Dessa forma, é necessário impor condições de contorno para que o sistema de equações possa ser resolvido. Estas condições são determinadas pelas relações constitutivas, definidas a seguir.

As equações de Maxwell acima estão descritas em função do vetor de indução magnética \mathbf{B} (T). Entretanto, para o método MT é mais conveniente expressá-las em função do vetor intensidade magnética \mathbf{H} (A.m⁻¹). Assumindo uma relação linear entre os vetores temos a primeira relação constitutiva onde

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.5)$$

Admitindo-se a premissa 5, o vetor densidade de corrente elétrica (\mathbf{J}) da lei de Ohm será a segunda relação constitutiva onde

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.6)$$

sendo σ a condutividade elétrica do meio. As relações (2.5) e (2.6) formam as relações constitutivas das equações de Maxwell. Tais relações fornecem um vínculo entre o comportamento do campo EM e as propriedades do meio.

Substituindo então essas relações constitutivas nas equações de Maxwell tem-se

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.10)$$

Um primeiro passo para se obter as equações de onda pode ser dado aplicando o operador rotacional nas equações (2.7) e (2.8). Assim obtém-se

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.11)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma \nabla \times \mathbf{E} + \varepsilon \nabla \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.12)$$

É fácil mostrar que

$$\nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \mathbf{H} \quad (2.13)$$

sendo assim, substituindo 2.13 em 2.11

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \mathbf{H} \quad (2.14)$$

Agora assumindo a premissa 6, ou seja,

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (2.15)$$

então 2.12 é simplificada a

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma \nabla \times \mathbf{E} \quad (2.16)$$

As quantidades $\nabla \times \mathbf{E}$ e $\nabla \times \mathbf{H}$ são dadas pelas equações (2.7) e (2.8), respectivamente, de modo que (2.14) e (2.16) podem ser escritas como

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

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.18)$$

O primeiro termo de cada uma destas últimas equações pode ser expandido usando a identidade vetorial

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{V} \equiv \nabla \nabla \cdot \mathbf{V} - \nabla^2 \mathbf{V} \quad (2.19)$$

portanto

$$\nabla \nabla \cdot \mathbf{E} - \nabla^2 \mathbf{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.20)$$

$$\nabla \nabla \cdot \mathbf{H} - \nabla^2 \mathbf{H} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.21)$$

Considerando que a densidade de carga total ρ no interior da Terra é zero, resulta da equação 2.10 que

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.22)$$

Substituindo então 2.22 em 2.12 e 2.9 em 2.13 conclui-se que

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = \frac{1}{\mu\sigma} \nabla^2 \mathbf{E} \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \frac{1}{\mu\sigma} \nabla^2 \mathbf{H} \quad (2.24)$$

são equações de difusão dos campos \mathbf{E} e \mathbf{H} no interior da Terra com coeficiente de difusão dado por $1/\mu\sigma$.

Considerando-se uma variação temporal harmônica ($e^{i\omega t}$), então as equações diferenciais 2.23 e 2.24 tem como solução geral

$$\mathbf{E} = E_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.25)$$

$$\mathbf{H} = H_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.26)$$

onde ω e k , são a frequência angular e o número de onda do sinal eletromagnético respectivamente.

Como a forma da solução geral das equações de difusão é a mesma para \mathbf{E} e \mathbf{H} , então a partir daqui se usará a notação \mathbf{L} como sendo uma representação genérica destes campos elétrico e magnético. Portanto, resolvendo a solução geral das equações para as equações 2.23 e 2.24 tem-se

$$\nabla^2 \mathbf{L} - i\omega\mu\sigma \mathbf{L} = 0 \quad (2.27)$$

ou simplesmente

$$\nabla^2 \mathbf{L} + k^2 \mathbf{L} = 0 \quad (2.28)$$

sendo o número de onda k uma grandeza complexa dada por

$$k^2 = -i\omega\mu\sigma \quad (2.29)$$

O significado físico da equação 2.28 é que o sinal MT conta com uma fonte de energia que se difunde através da Terra.

Levando-se em conta que a permeabilidade magnética varia pouco no interior terrestre em comparação com as variações de condutividade elétrica, esta pode ser considerada aproximadamente constante e igual ao seu valor no espaço livre (ou seja, $\mu = \mu_0$). Com isto, tem-se que a única propriedade física sensível às medidas MT é a condutividade elétrica σ .

As soluções das equações de Maxwell apresentam-se de forma relativamente simples quando a premissa de onda plana transmitida na direção vertical é utilizada, ou seja,

$$\mathbf{E} = (E_x, 0, 0) \quad (2.30)$$

$$\mathbf{H} = (0, H_y, 0) \quad (2.31)$$

Nestas condições, e considerando a Terra como sendo um meio-espaço uniforme

de condutividade elétrica (σ), a solução é do tipo

$$L_x = L_{0x} e^{-z/\delta} \cdot e^{-i(z/\delta - \omega t)} \quad (2.32)$$

sendo δ a profundidade pelicular (“*skin depth*”), que é a profundidade no meio espaço onde a amplitude do campo é reduzida a $1/e$ do seu valor na superfície e pode ser dado como

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} \quad (2.33)$$

Pela equação 2.32 se conclui que a amplitude do campo no meio espaço é dada por $L_{0x} e^{-z/\delta}$, o que indica que o campo decai exponencialmente com a profundidade z de penetração.

Como pode ser visto em (2.33), δ depende do período ($T = 2\pi/\omega$) da onda bem como da condutividade do meio. Quanto maior o período e/ou menor a condutividade do meio, maior será a profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

A razão entre as componentes E_x e H_y define a impedância Z de um meio homogêneo, conforme proposto por Cagniard (1953):

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu_0}{k} = (1+i) \frac{\sqrt{2}}{2} (\omega \mu_0 \rho)^{1/2} \quad (2.34)$$

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

$$\rho = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z|^2 \quad (2.35)$$

sendo $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ (H/m).

A resistividade elétrica no interior terrestres varia amplamente (mais de sete ordens de grandeza) (Figura 2.2), sendo, depois da viscosidade, o parâmetro físico que mais varia (Jones, 1999). Isto torna as medidas MT bastante sensíveis a anomalias (Hjelt e Korja, 1993). Como os silicatos são mal condutores elétricos, a condução de correntes elétricas nas rochas se dá preferencialmente em componentes minoritários interconectados das rochas tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis (Jones, 1992).

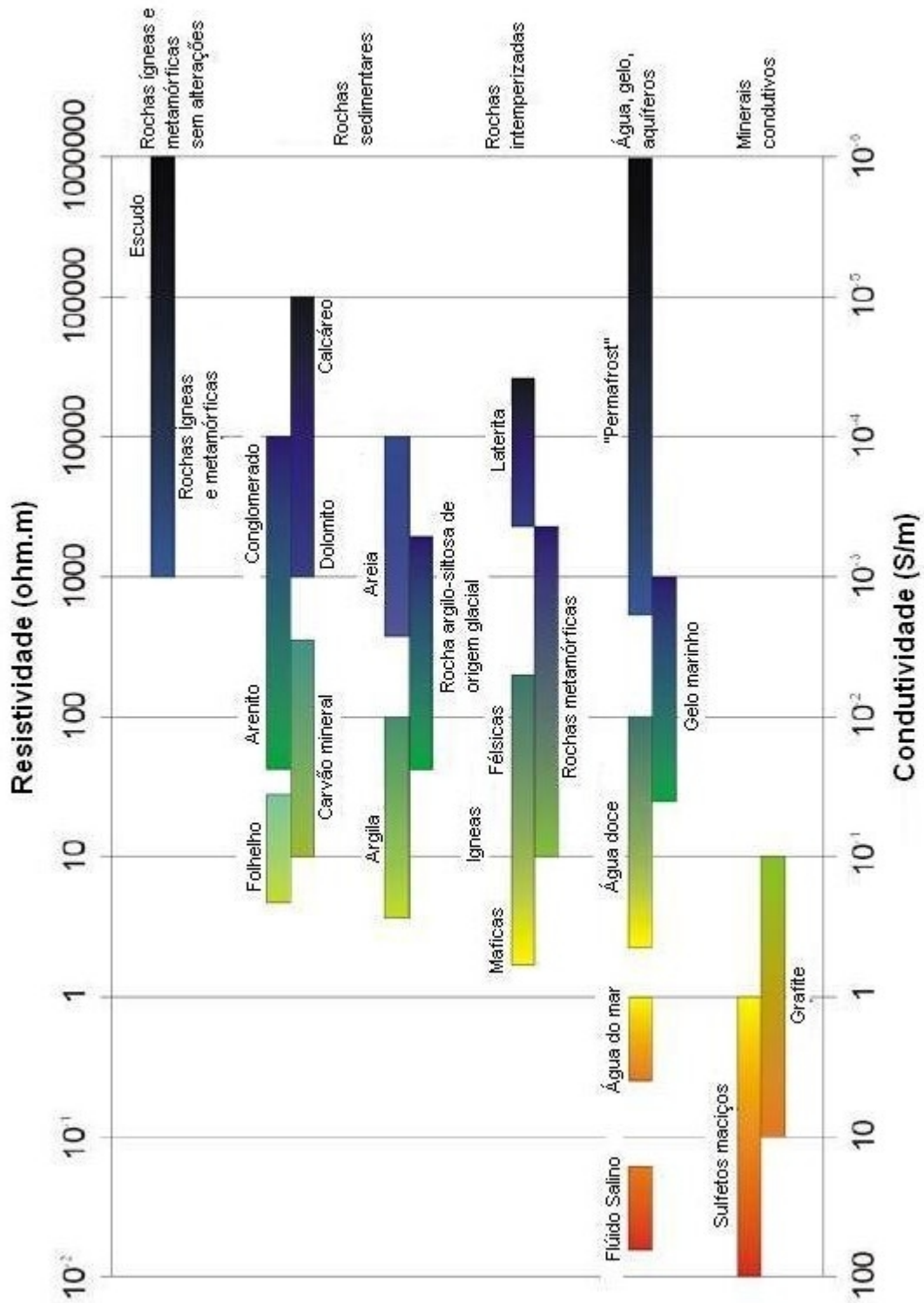


Figura 2.2 – Resistividade elétrica das rochas.

FONTE: modificada de Palacky (1987).

2.4 Representação Tensorial

Em meios com resistividade constante (semi-espço homogêneo) ou onde ela varia apenas na direção vertical (caso 1D) ou, também, no caso 2D ideal onde uma das direções de medida é paralela ao strike geoeletrico, os campos eletromagnéticos são mutuamente ortogonais e acoplados linearmente pela impedância escalar complexa Z , conforme visto anteriormente no item 2.2 (equação 2.32). 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):

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.36)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2.37)$$

As equações (2.22) e (2.23) constituem uma relação tensorial entre as componentes dos campos elétrico e magnético, em uma certa frequência, medidas simultaneamente. Em notação matricial temos

$$E = \underline{Z}H \quad (2.38)$$

As componentes de $\underline{Z}(\omega) = Z_{ij}(ij=xx,xy,yx,yy)$, são os elementos do tensor de impedância, que são grandezas complexas, com unidades de Ohm no S.I. A partir desses elementos, obtém-se as resistividades aparentes (ρ) e fases (φ) em função da frequência através das equações:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 (\Omega \cdot m) \quad (2.39)$$

e

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan\left(\frac{\Im(Z_{ij}(\omega))}{\Re(Z_{ij}(\omega))}\right) \quad (2.40)$$

Gráficos da variação da resistividade aparente e fase em função do período são os principais resultados de uma sondagem MT em um determinado local. Esses gráficos assemelham-se a uma perfilagem elétrica ("log") suavizada, porém com um eixo de frequência ao invés de profundidade. A Figura 2.3 é um exemplo de um gráfico típico de respostas MT.

No caso da fase, ela reflete variações de resistividade do meio. Em um semi-

espaço infinito, as fases seriam 45° para todos os períodos. Em uma Terra estratificada, porém, as fases seriam 45° somente se a camada for muito mais espessa que o *skin-depth*. *Caso contrário, a fase assume valores entre 0° e 90° dependendo do contraste de resistividade elétrica.* Na existência de um contraste positivo de resistividade (aumento da resistividade com a profundidade), as fases permanecem em valores inferiores a 45° . O inverso ocorre para um contraste negativo de resistividade, com fases permanecendo acima de 45° . Além disso, as componentes XY e YX das respostas MT diferem entre si quando as estruturas geológicas se afastam de uma situação unidimensional.

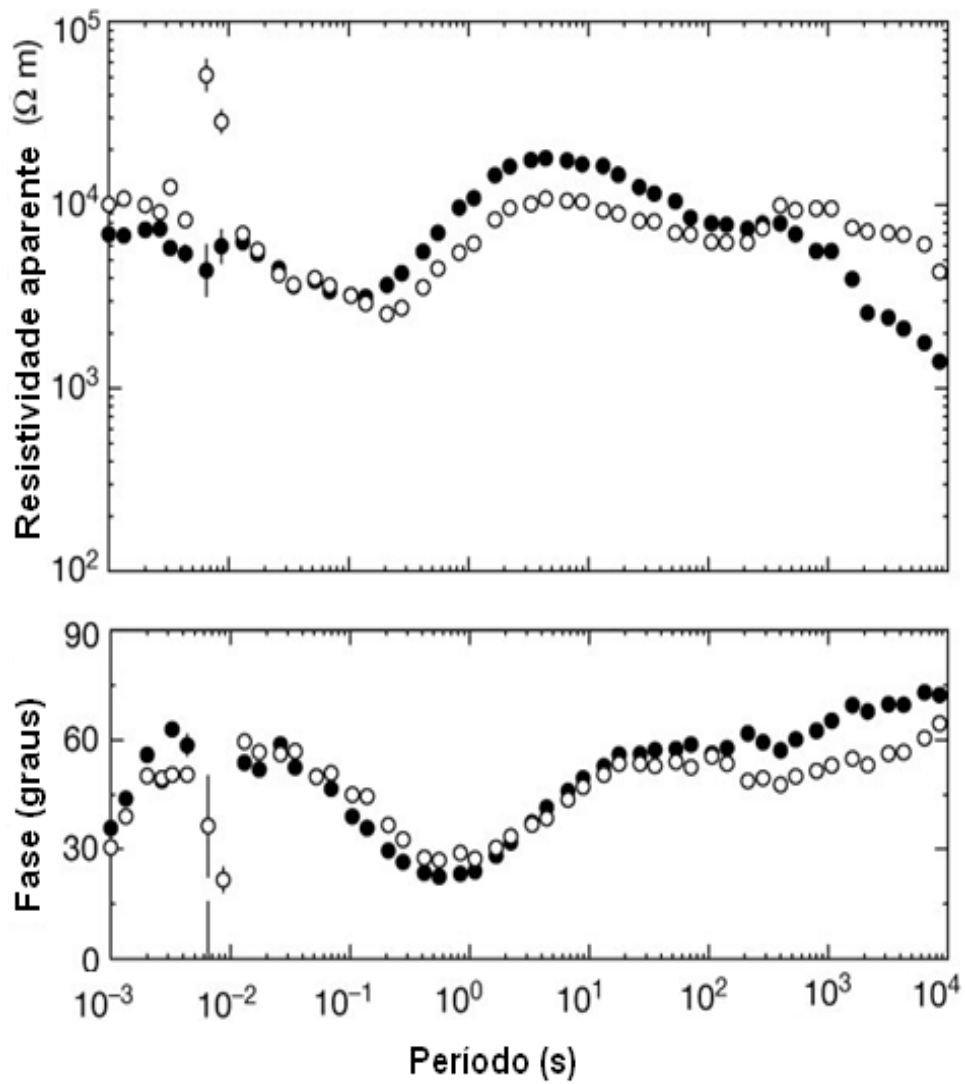


Figura 2.3 - Exemplo de um gráfico típico de respostas MT da variação da resistividade aparente e fase em função do período.

2.5 Arranjo de Campo e Instrumentação

A Figura 2.4 mostra, de forma esquemática, o arranjo típico de campo de um sistema de banda larga para a aquisição de cinco componentes ortogonais do campo eletromagnético (dois elétricos e três magnéticos). A princípio, a direção x pode ser qualquer, mas geralmente ela coincide com norte magnético no local de medida. Como se vê, cada componente do campo elétrico (E_x e E_y) é medida a partir de um dipolo elétrico composto por um par de eletrodos não polarizáveis e separados tipicamente por distâncias entre 100 e 150 m. Daí, o campo elétrico é calculado pela razão entre a diferença de potencial medida pelo dipolo e a distância entre os eletrodos. Eletrodos não polarizáveis consistem de potes com base porosa feita de cerâmica contendo um pino metálico em contato com um sal do mesmo metal (por exemplo, AgCl, CdCl₂ ou PbCl₂). No caso do campo magnético, além das componentes horizontais (B_x e B_y) a componente vertical (B_z) também é medida. Cada componente é registrada através de uma bobina de indução alinhada na direção x , y ou z . Alternativamente às bobinas de indução pode-se também usar magnetômetros do tipo “fluxgate”, que registra as três componentes simultaneamente. Porém, tal tipo de sensor é empregado para sondagens MT de longo período, não empregadas neste trabalho.

A coleta dos dados desta dissertação foi obtida por um conjunto de três equipamentos MT de banda larga GMS06 (Metronix GmbH) de cinco componentes pertencente ao Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Seus sensores elétricos e magnéticos consistem, respectivamente, de dois pares de eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo e três bobinas de indução, sendo uma delas para medidas da componente vertical (B_z) do campo magnético. O instrumento adquire dados numa faixa espectral entre 0,0008 s e 1024 s e possui, ainda, uma central de processamento, um sistema de referência global (GPS), microcomputador portátil e um conjunto de baterias para alimentação do sistema.

A taxa de amostragem do sistema GMS06 é variável ao longo do espectro total, separando-o em bandas independentes (porém, com sobreposição de períodos) com taxas de 40.960 Hz, 4.096 Hz, 64 Hz e 2 Hz. Tais bandas serão doravante denominadas A, B, C e D, respectivamente.

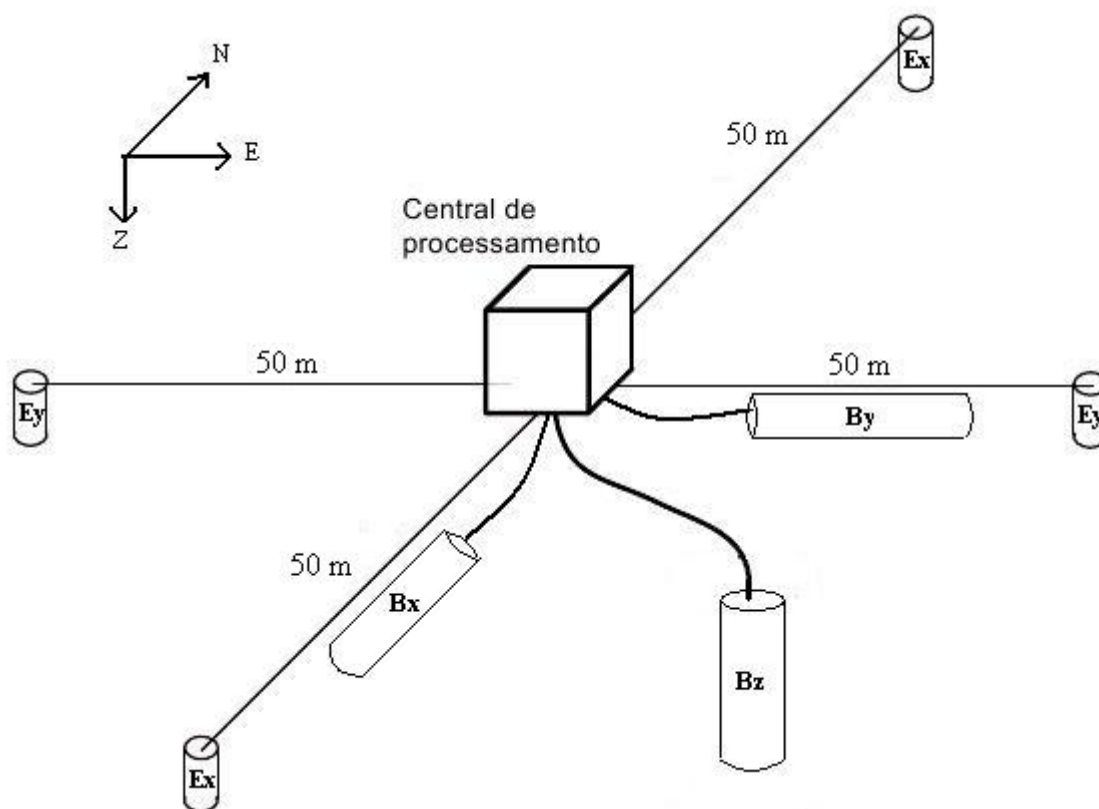


Figura 2.4 – Esquema típico de arranjo de campo para aquisição de dados MT de banda larga. Os eletrodos E_x e E_y perfazem dois dipolos elétricos soterrados e dispostos ortogonalmente. Particularmente, os sistemas GMS06 usam eletrodos de base cerâmica preenchidos com $Pb-Cl_2$. B_x , B_y e B_z são bobinas de indução soterradas e dispostas ortogonalmente. N, E e Z usualmente são as direções norte-sul, leste-oeste e vertical do sistema de coordenadas geomagnéticas.

2.6 Coleta dos dados

Os dados MT deste trabalho foram adquiridos previamente pela equipe do INPE no ano de 2006 em torno da divisa dos estados de Mato Grosso do Sul, Goiás e Minas Gerais (Figura 2.5). As estações MT estão distribuídas ao longo de um perfil alinhado na direção SW-NE e com espaçamento regular entre as estações em torno de 10 km, aproximadamente coincidente com o posicionamento de algumas estações sismográficas já existentes na mesma região de estudo.

Durante a coleta, a separação média de cada par de eletrodos foi em torno de 100 m. O alinhamento dos sensores eletromagnéticos, efetuado com o auxílio de bússolas, se deu ao longo das direções norte-sul (componente x) e leste-oeste (componente y) do sistema de coordenadas geomagnéticas, cuja declinação na época da aquisição era em torno de -18° .

A utilização de três equipamentos permitiu a coleta simultânea de dados em parte do conjunto de dados, o que permitiu a utilização da técnica de referência remota durante o processamento de dados, conforme será descrito no item C deste capítulo.

A duração da coleta de dados de curtos períodos (10^{-3} a 10^{-1} s) é da ordem de apenas alguns minutos, uma vez que as taxas de amostragem são muito altas (40960 e 4096 Hz). Já para períodos intermediários a longos do espectro (10^{-1} a 10^3 s), com taxas de amostragem variando de 2 a 64 Hz, o tempo de coleta aumenta substancialmente, tendo sido de cerca de 24 horas na maioria das estações deste estudo. Cinco destas estações, conforme indicado na figura 2.5, tiveram o tempo de coleta de dados estendido por alguns dias. Além de proporcionar uma maior acurácia na estimativa de dados de períodos mais longos, a aquisição mais prolongada também serviu para se adquirir dados simultâneos entre um grupo de estações, permitindo a aplicação da técnica de referência remota durante o processamento de dados. A figura 2.5 identifica aquelas estações de duração mais longa (estação remota) bem como o grupo de estações locais, cujos intervalos de tempo apresentam sobreposição em relação a estação remota.

Estações MT da região estudada

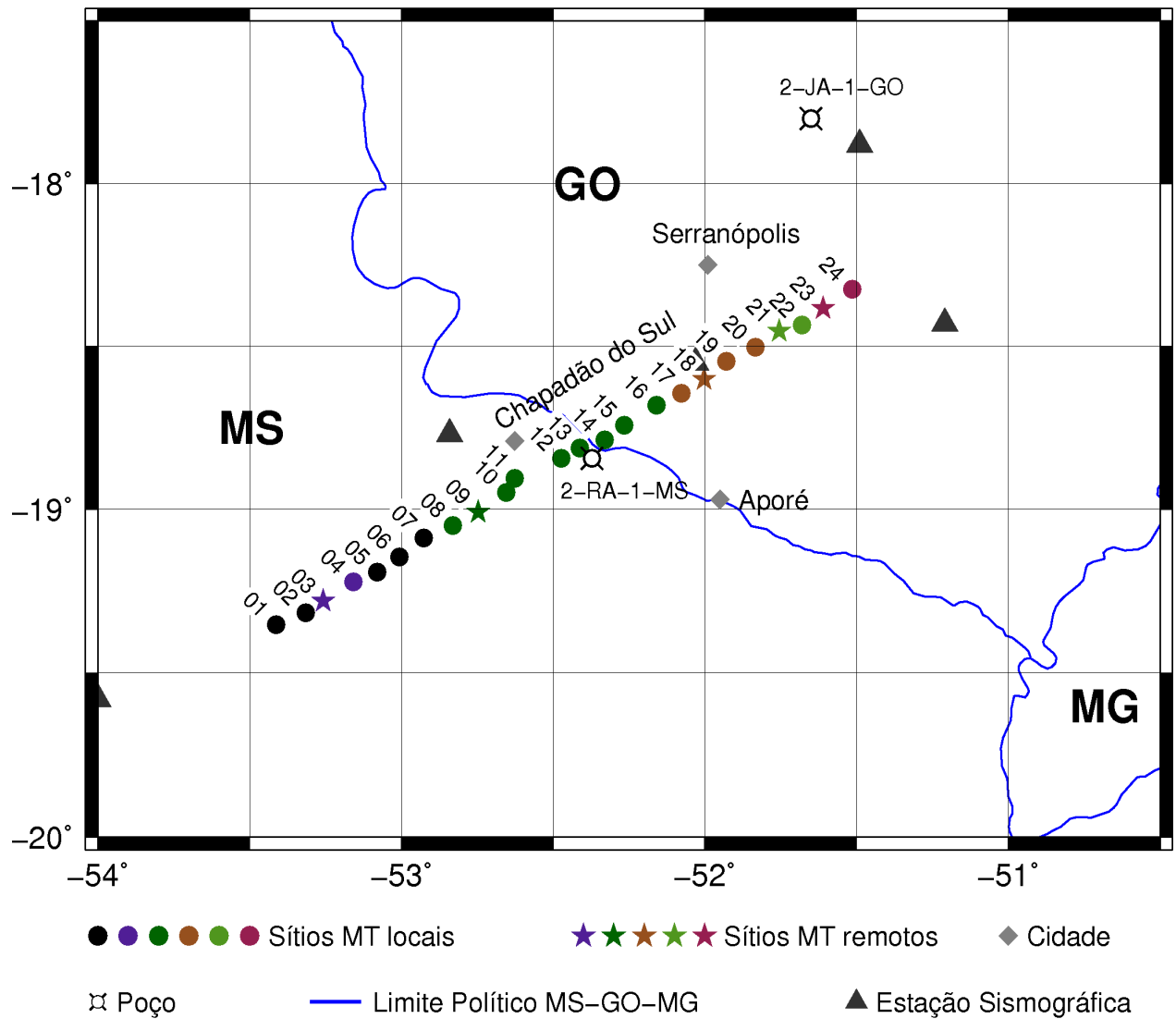


Figura 2.5 - Localização das estações MT. Estações de mesma cor indicam simultaneidade da coleta dos dados entre as bases locais e a base remota. Chapadão do Sul (MS), Aporé (GO) e Serranópolis (GO) são cidades regionalmente importantes representadas para facilitar a localização das bases MT.

2.7 Princípios Básicos de processamento de dados MT

A análise e interpretação confiáveis de dados MT depende fortemente da qualidade da estimativa dos elementos da matriz de impedância. Daí a necessidade de obtê-la com a maior precisão possível.

De uma forma geral, o objetivo do processamento de dados MT é extrair de sinais ruidosos um conjunto de funções repetíveis e suaves representando a resposta da Terra (Vozoff, 1991). Basicamente correspondem à duas funções, impedâncias e funções de transferência do campo magnético (às vezes denominadas de tipper). A partir das impedâncias obtém-se curvas de resistividades aparentes e fases, enquanto através do tipper pode-se obter vetores de indução. Essas funções e seus atributos são utilizados para diagnosticar a estrutura de resistividade elétrica do interior da Terra.

Inicialmente, cada componente eletromagnética medida (série temporal) é subdividida em segmentos (ou janelas), cuja tamanho é um compromisso entre o maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Em geral, quanto maior a frequência de amostragem, maior deve ser a quantidade de amostras em cada segmento para se fazer a análise espectral. Porém, tal valor não é fixo e, na prática, diferentes janelas podem ser avaliadas pelo usuário.

2.7.1 Remoção da média e tendência linear

Em seguida, remove-se a média e a tendência linear de cada segmento e aplica-se uma janela para suavizar seus extremos. Isso é necessário para atenuar as distorções causadas por se trabalhar com séries temporais finitas.

2.7.2 Análise espectral

Normalmente, o processamento MT é realizado no domínio da frequência. A conversão do domínio do tempo para o domínio da frequência é realizada através da Transformada de Fourier Discreta (FFT) (Brigham, 1974) ou, alternativamente, pela técnica “cascade decimation” (Wight e Bostick, 1980). Posteriormente, perfaz-se uma suavização dos espectros em torno de frequências-alvo, tipicamente de 6 a 8 por década de período distribuídas equi-espacialmente na escala logarítmica. Assim, para cada segmento obtém-se uma matriz espectral contendo espectros cruzados e auto-espectros, os quais consistem do produto de componentes do campo eletromagnético com seus complexos conjugados e são empregados na estimativa das impedâncias, como será visto na etapa posterior. Além disso, a matriz espectral pode ser utilizada no cálculo da

coerência entre os sinais, um parâmetro relacionado à qualidade dos dados.

2.7.3 Estimativa da impedância

A) Método dos mínimos quadrados

A forma convencional de se estimar os elementos de impedância é empregando-se a técnica de mínimos quadrados, conforme Sims et al. (1971). Tal técnica consiste em minimizar uma função erro (ψ) definida por:

$$\psi = \sum_{i=1}^N (E_{xi} - Z_{xx} H_{xi} - Z_{xy} H_{yi}) \cdot (E_{xi}^* - Z_{xx} H_{xi}^* - Z_{xy} H_{yi}^*), \quad (2.41)$$

sendo N o número de observações em uma dada frequência e “*” indica o valor complexo conjugado das componentes. A minimização é feita calculando-se as derivadas de ψ em relação a Z_{xx} e Z_{xy} e, depois, igualando os resultados a zero. Com isso, obtém-se:

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{xi}^* \quad (2.42)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{yi}^* \quad (2.43)$$

Observe que nestas relações estão contidos (somatórios) elementos de auto espectro e de espectro cruzados do campo eletromagnético. Para obter as estimativas Z_{xx} e Z_{xy} resolve-se, simultaneamente, as equações (2.6.2) e (2.6.3). Costuma-se representar estas equações na notação matricial

$$(\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H}) \hat{\mathbf{Z}}_x \quad (2.44)$$

onde,

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ \vdots & \vdots \\ H_{xN} & H_{yN} \end{bmatrix} \quad \mathbf{E}_x = \begin{bmatrix} E_{x1} \\ \vdots \\ E_{xN} \end{bmatrix} \quad \hat{\mathbf{Z}}_x = \begin{bmatrix} \hat{Z}_{xx} \\ \hat{Z}_{xy} \end{bmatrix}$$

e o símbolo † representa a hermitiana da matriz e “^” indica o valor estimado de \mathbf{Z}_x .

Pela equação 3.4, pode-se escrever $\hat{\mathbf{Z}}_x$ como

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (2.45)$$

Como a equação 3.5 contém auto-espectros do campo magnético, qualquer ruído presente nestas componentes será amplificado, causando uma estimativa tendenciosa das componentes Z_{ij} do tensor. Uma possível solução para esse problema é o uso de

referência remota, descrita a seguir.

B) Referência Remota

O método de Referência Remota (RR) para sondagens MT foi proposto por Gamble et al. (1979) e seu procedimento é similar ao do método de mínimos quadrados. A diferença básica é a utilização de canais remotos (normalmente, os canais magnéticos) para o cálculo dos espectros cruzados da equação 3.5. Assim, temos:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (2.46)$$

sendo \mathbf{H}_R as componentes magnéticas medidas remotamente.

Em caso de ruídos não relacionados entre as estações local e remota, o método RR pode obter estimativas mais confiáveis das impedâncias em relação ao método dos mínimos quadrados. No entanto, é importante lembrar que método de RR, assim como o de mínimos quadrados, não é robusto, produzindo também dados de baixa qualidade quando os ruídos são correlacionados por longas distâncias e/ou se afastam consideravelmente de uma distribuição gaussiana.

C) Métodos robustos

Um avanço em relação ao processamento por mínimos quadrados foi a introdução dos chamados métodos robustos (*Egbert e Booker, 1986*), que foram introduzidos no processamento MT como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados para minimização de funções erro. Estes métodos seguem procedimentos estatísticos que fazem com que, na presença de dados espúrios ou inadequações ao modelo estatístico, tais procedimentos reajam mais gradualmente a essas perturbações. Isto é conseguido atribuindo-se pesos que variam dentro de um processo iterativo e, assim, a equação (2.6.8) pode ser rescrita como:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{E}_x) \quad (2.47)$$

onde \mathbf{W} é uma matriz diagonal $N \times N$ cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo.

Na primeira iteração, os parâmetros são estimados por mínimos quadrados, depois se calculam os resíduos, os quais são usados para o cálculo dos pesos. Dados com resíduos abaixo de um certo patamar são tratados de forma convencional (mínimos quadrados), enquanto que para resíduos maiores, os dados são reduzidos por um fator de escala. A seguir obtém-se uma nova estimativa das impedâncias, repetindo-se esse processo, sucessivamente, até se obter a convergência.

2.7.4 Funções de transferência do campo magnético e Vetores de Indução

Campos magnéticos verticais podem ser gerados no interior da Terra devido à presença de estruturas que produzem um contraste lateral de condutividade (Figuras 2.6a e 2.6.b). Por sua vez, os vetores de indução são representações gráficas da relação complexa (contendo partes real e imaginária) entre a componente do campo magnético vertical e as horizontais (Simpson e Bahr, 2005), conforme a relação:

$$H_z(\omega) = [T_x(\omega) \ T_y(\omega)] \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.48)$$

onde T_x e T_y são as funções de transferência do campo magnético (às vezes também denominadas *tipper*).

O vetor de indução \mathbf{T} é extraído da parte real e/ou da parte imaginária das funções de transferência magnética. No caso, conforme figura 4.6b, para um meio idealmente 2-D o vetor extraído da parte imaginária será nulo. Por outro lado, o vetor de indução obtido da parte real é não nulo e pode ser escrito como a soma vetorial das partes reais das funções de transferência magnética. Usando a convenção de Parkison (Parkinson, 1959), temos:

$$\mathbf{T} = -\Re[T_x]\mathbf{i} - \Re[T_y]\mathbf{j} \quad (2.49)$$

O sinal negativo antes de cada componente faz com que o vetor aponte para os condutores, em vez dos resistores.

Esses vetores (Figura 2.6c) apontam, portanto, na direção de concentrações anômalas de corrente e suas magnitudes são tão maiores quanto mais próximos da descontinuidade geológica lateral. Sendo assim, podem ser usados para diagnosticar a presença ou ausência dessas estruturas sob o meio subjacente.

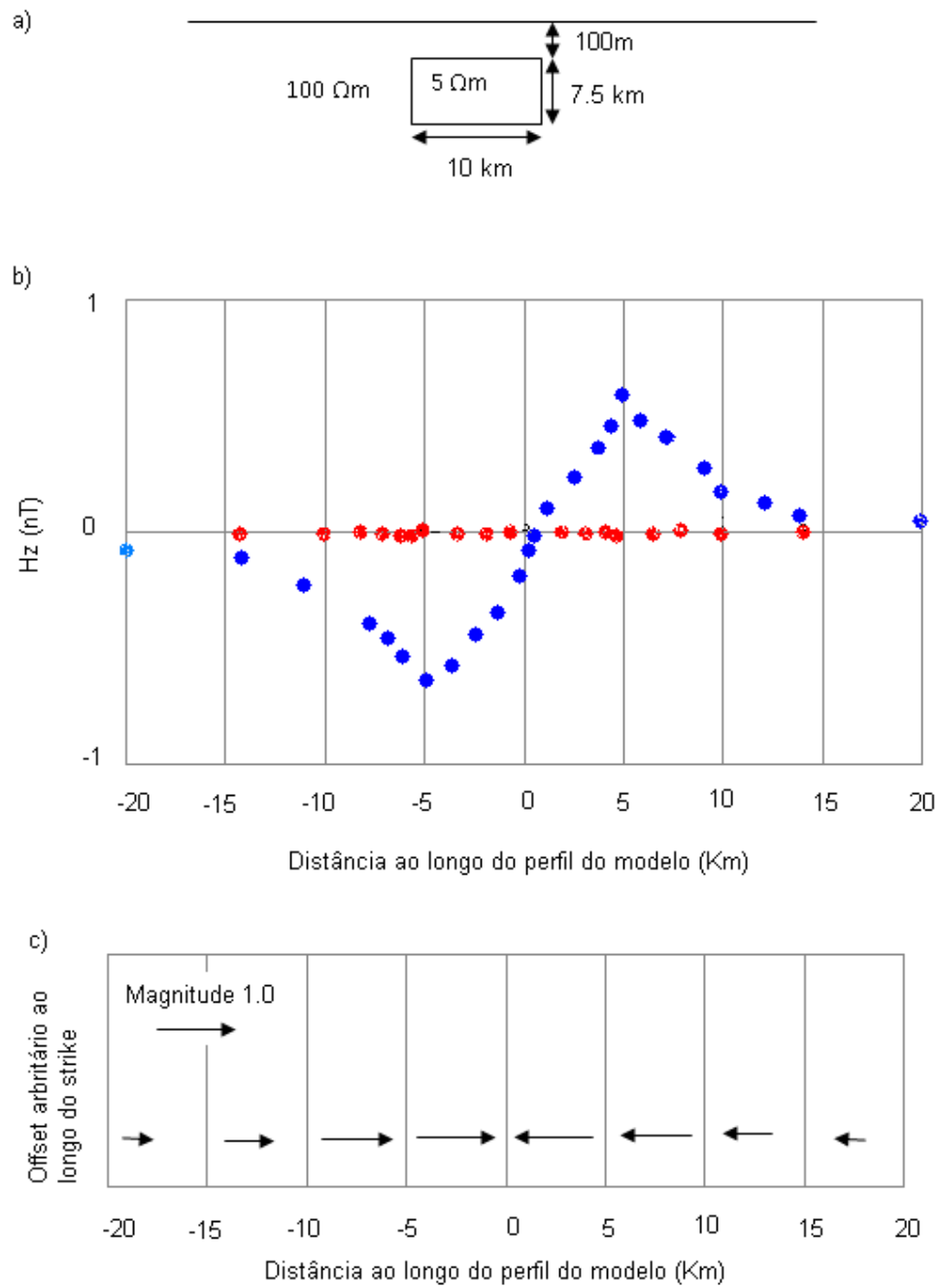


Figura 2.6 – a) Estrutura de condutividade elétrica 2-D, b) Magnitude vertical das componentes Reais e Imaginárias do campo magnético e c) Vetores de Indução de Parkinson.

Fonte: Modificada de Simpson e Bahr (2005).

Capítulo 3

Processamento dos Dados

3.1 Códigos usados e procedimentos adotados

Os dados MT deste trabalho foram processados usando o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1997), que é subdivididos em duas sub-rotinas. A primeira delas é a DNFF, que faz a análise espectral dos dados. A segunda sub-rotina é a TRANMT, que estima as componentes do tensor de impedâncias, a partir das quais, se derivam os gráficos de resistividade elétrica aparente e fase.

A rotina DNFF primeiramente divide cada série temporal em diversas janelas (ou subseguimentos) igualmente espaçadas de tamanhos 2^n , onde $n = [6, 14]$. Na prática, procedeu-se da seguinte forma. Para cada banda (A, B, C e D) aplicou-se sub-rotina DNFF nas diferentes janelas, conforme tabela 1, de modo a comparar qual das janelas produziria posteriormente as melhores curvas de resistividade e fase. A seguir, para cada janela aplicou-se a TRANMT para estimar as funções de transferências (no caso, as componentes dos tensores de impedância e as funções *tipper*), efetuando-se finalmente os respectivos gráficos de resistividades aparentes e fases das respostas MT principais (modos *xy* e *yx*).

Tabela 1 - Tamanho das janelas de processamento de acordo com a frequência de amostragem do sinal

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

Como a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratado como um processo de difusão e os espectros foram suavizados em torno de frequências alvo durante o processamento, espera-se que as variações das resistividades aparentes e fases sejam suaves com a variação do período do sinal. Sendo assim, o principal critério utilizado para a escolha da janela mais apropriada das respostas foi a suavidade, ou seja, a melhor janela era, a princípio, aquela que gerasse curvas de resistividade e fase com variações menos abruptas possíveis.

Uma vez escolhidas as janelas de cada banda, o passo seguinte foi uni-las para comporem uma única curva, conforme exemplificado na Figura 3.1, onde se ilustra as curvas de resistividade aparente e fase do sítio apo_008. A seleção das janelas para

união das bandas seguiu, além da suavidade, o critério da continuidade entre elas. Assim, ocasionalmente, algumas das janelas previamente selecionadas eram descartadas por não apresentarem continuidade entre uma banda e outra. Também, dentro de uma mesma banda, poderia se ter dados de uma duas ou mais janelas. Na Figura 3.1, por exemplo, os dados quatro últimos pontos da banda A foi proveniente de uma janela diferente dos demais pontos dessa mesma banda.

Com relação à banda A, infelizmente em nenhuma das estações conseguiu-se dados de boa qualidade, e portanto não foram usados nas análises deste trabalho. Entretanto, esta banda poderia apenas fornecer informações muito rasas - até algumas dezenas de metros apenas. Nas demais bandas, os dados apresentaram respostas com ótima qualidade em quase todo espectro, exceto em alguns trechos isolados, conforme descrito a seguir.

Dois tipos de distorções presentes em muitas sondagens MT deste trabalho são exemplificados nos dados da estação apo_003 (figura 3.2). O primeiro tipo de distorção é verificado em torno de 60 Hz, possivelmente devido ao sinal eletromagnético artificial gerado em redes elétricas. O sinal desta frequência e seus harmônicos podem se somar aleatoriamente com o sinal MT e provocar falsas e abruptas variações nas respostas. Outro tipo de distorção verificado nos dados, sobretudo nas resistividades aparentes, foi o ruído causado em torno de períodos de 1s, o que deve corresponder à falta ou ao baixo sinal da região de banda morta. Porém, ela parece não afetar igualmente ambas direções das curvas MT, como é o caso da componente YX do tensor do sítio apo_003 na faixa de banda morta, que foi drasticamente afetada por este ruído, ao contrário da componente XY. Além do mais, como as fases são bem menos afetadas que as resistividades aparentes, foi possível recuperar grande parte das curvas distorcidas, conforme será visto posteriormente.

Um terceiro tipo de distorção, de natureza galvânica e restrita a algumas sondagens analisadas nesta dissertação, é o chamado deslocamento estático ("*static-shift*"), um efeito muito comum em dados MT de uma maneira geral. Este ruído é causado por estruturas geológicas rasas e heterogêneas e provoca um deslocamento nas curvas de resistividade aparente (ver figura 3.1) independente da frequência, para cima ou para baixo, por um fator real e constante desconhecido (Simpson e Bahr, 2005). No entanto, o *static shift* não afeta as curvas de fase (Berdichevsky e Dimitriev, 1976), uma vez que estas estão relacionadas à derivada das curvas de resistividade.

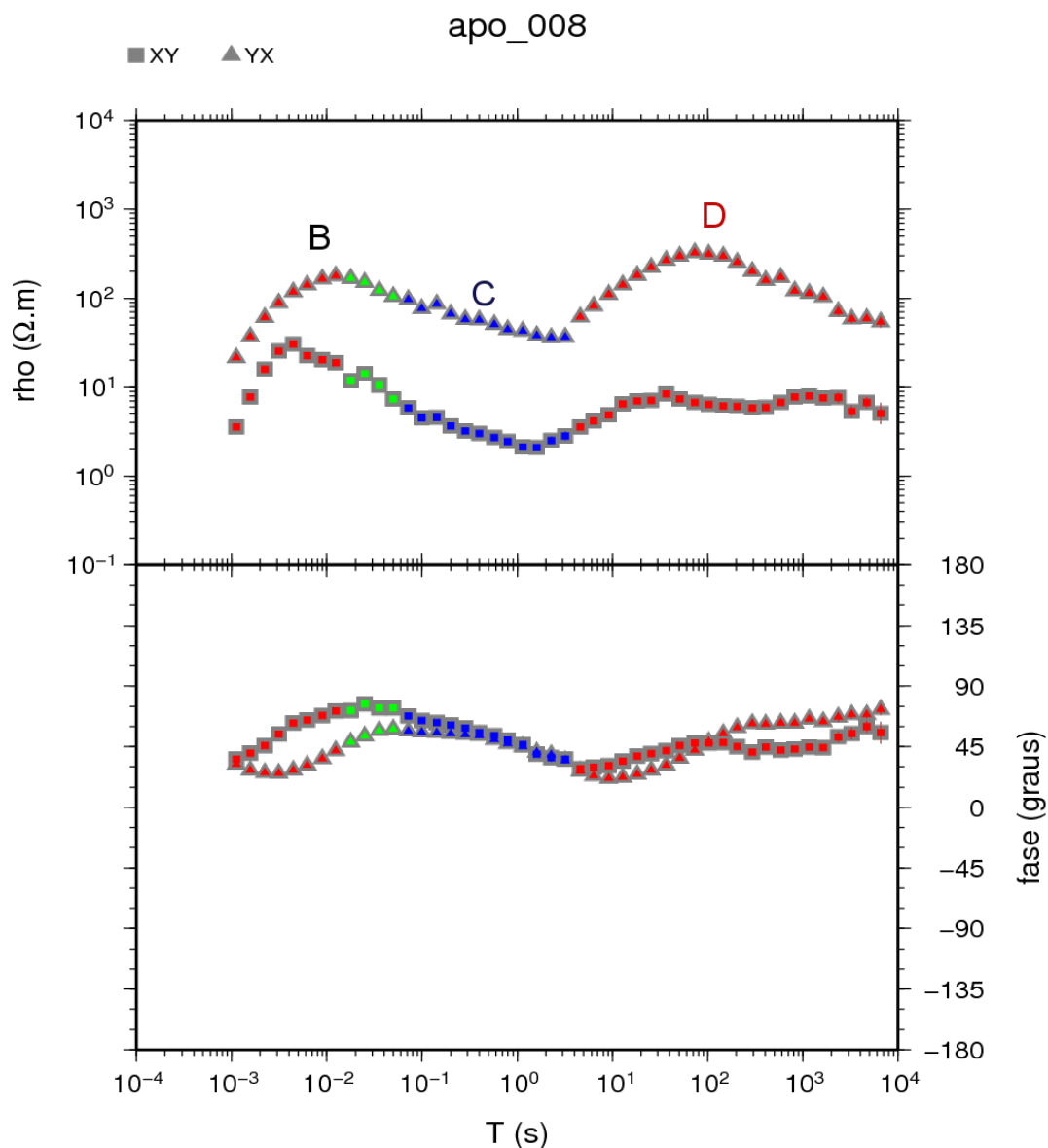


Figura 3.1 – Curvas de resistividade aparente e fase da estação apo_008, como exemplo do resultado do processamento e união das bandas B, C e D. As duas cores distintas da banda B indicam respostas obtidas com diferentes tamanhos de janelas. Também, o efeito de static shift é ilustrado, no qual as curvas de resistividade tem quase o mesmo formato porém são deslocadas uma em relação a outra por um fator, a priori, desconhecido.

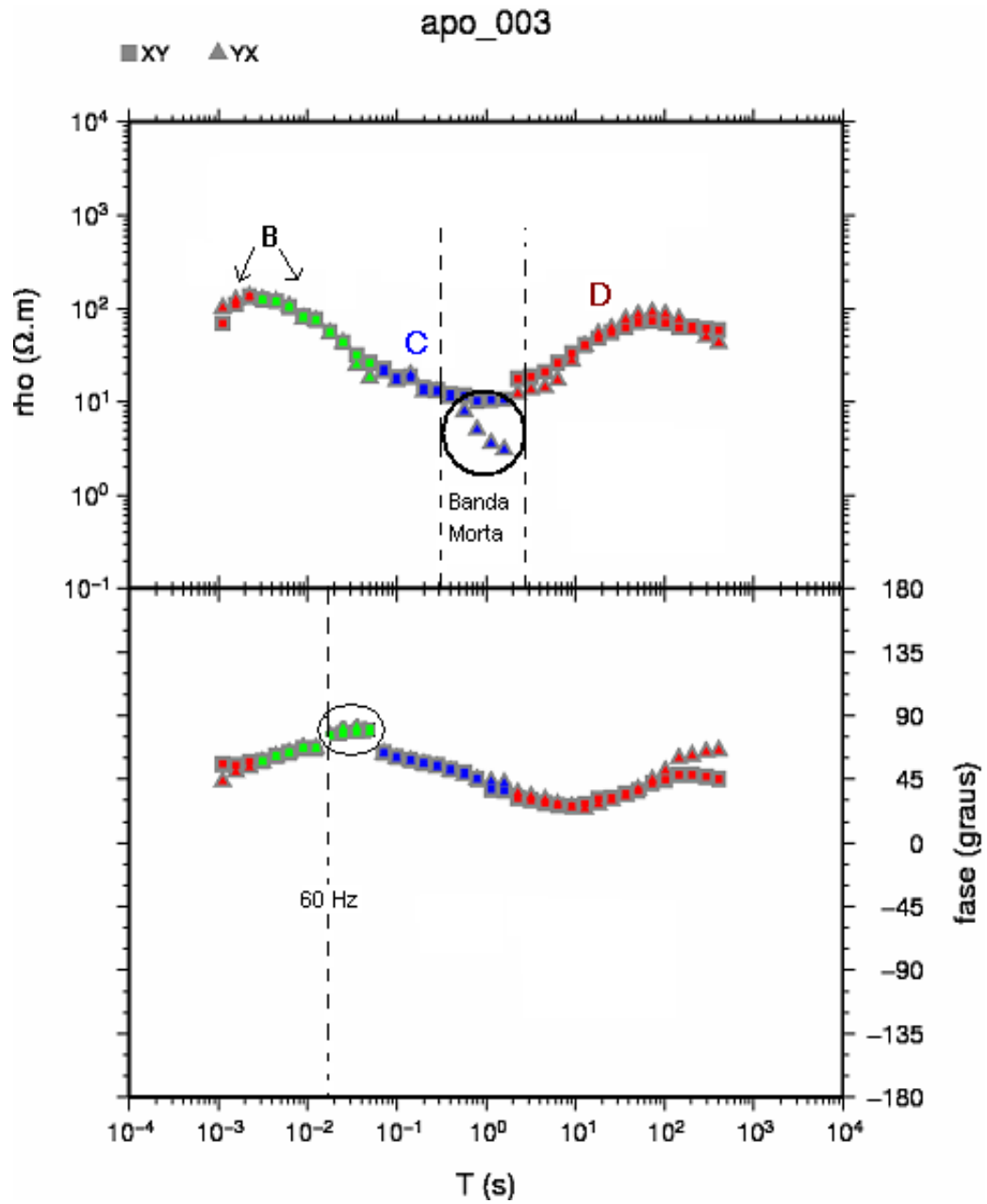


Figura 3.2 – Ruídos - Banda morta e 60 Hz - presentes nas curvas de resistividade aparente e fase da estação apo_003. Tais efeitos foram observados com relativa frequência nas demais sondagens do perfil.

3.2 Consistência dos dados MT

Uma forma de checar a consistência das respostas MT consiste em comparar as curvas de resistividade aparente em cada estação com àquelas resistividades calculadas diretamente da fase medida, conforme previsto nas relações de dispersão (Vozoff, 1991, pg. 654). Para isto, utilizou-se o código RHOPPLUS, desenvolvido por Parker e Booker (1996), que obtém respostas MT sintéticas a partir de modelos de condutividade unidimensionais que minimizam o χ^2 (chi-quadrado) por uma série de funções delta. A inconsistência entre os dados de campo e aqueles calculados pelo RHOPPLUS pode ser um indício da existência de distorções 3-D severas nos dados ou, então, devido a problemas instrumentais.

A figura 3.3 ilustra a comparação entre as curvas de resistividade e fase experimentais, calculadas a partir das componentes XY e YX do tensor, e aquelas geradas pelo código RHOPPLUS. No caso, apenas um ponto de resistividade foi fornecido, sendo o restante da curva completamente recuperado a partir da informação da fase. É necessário fornecer pelo menos um ponto da resistividade aparente pois a fase por si só recupera apenas o formato (e não o nível) da curva de resistividade. O exemplo ilustra também outra utilidade do RHOPPLUS, que é a interpolação de dados espúrios (contanto que a fase não seja afetada), principalmente aqueles afetados pela banda morta e pelo ruído de 60 Hz e seus harmônicos.

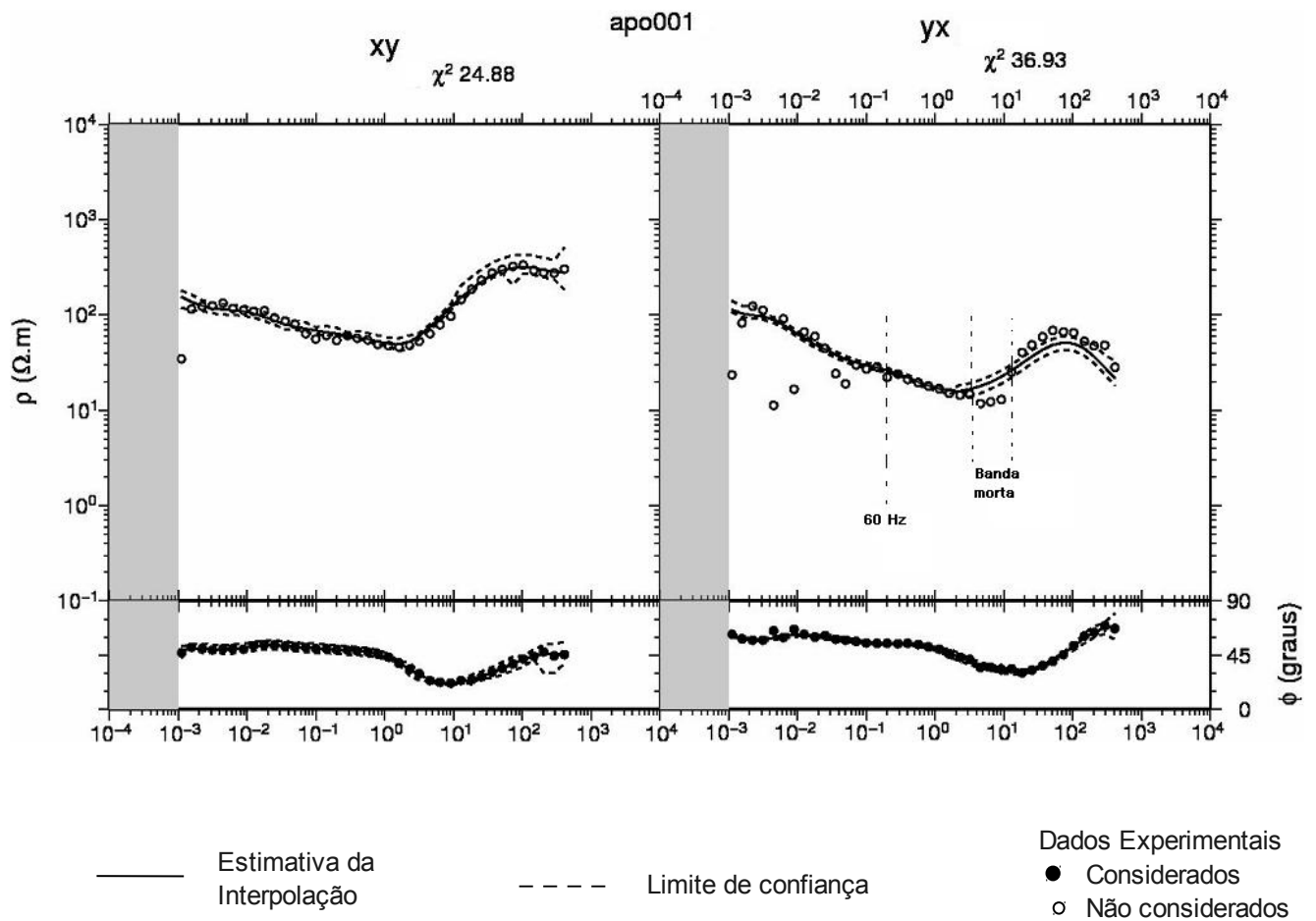


Figura 3.3 – Curvas de resistividade e fase resultantes da estimativa pelo código RHOPLUS sobrepostas aos dados experimentais.

3.3 Obtenção das pseudo-seções

É comum apresentar as respostas de um perfil MT na forma de pseudo-seções, que consistem de seções de resistividade aparente e fase em função do período (e não da profundidade, embora haja uma relação) do sinal. Como a fase do tensor não sofre *static shift* suas pseudo-seções geralmente são mais uniformes quando comparadas as de resistividade. Por outro lado, estruturas muito rasas são melhores visualizadas nos dados de resistividade.

As figuras 3.4 e 3.5 mostram as pseudo-seções das respostas dos dados das 24 estações projetadas sobre uma reta que melhor aproxima a orientação do perfil MT. No geral, as pseudo-seções de resistividade mostram um horizonte mais resistivo (100 – 300 ohm-m) nos períodos mais curtos (de 0,001 s até cerca de 0.01 – 0.05 s) sobreposto a outro horizonte mais condutivo (em torno de 10 ohm-m) em período até 1s. Tais horizontes resistivo e condutivo são também observados nas pseudo-seções de fase, sobretudo o condutivo, que aparece praticamente em todas as estações. Por outro lado, o horizonte resistivo e raso parece ser bem menos homogêneo ao longo perfil. Considerando a resistividade e a geologia da bacia do Paraná neste local, supõe-se que o horizonte resistivo corresponda, pelo menos em parte, aos basaltos da Formação Serra Geral, enquanto o horizonte condutivo subjacente esteja associado ao pacote sedimentar pré-vulcânico.

Ressalte-se que as pseudo-seções de resistividade mostram algumas variações abruptas nos valores de resistividade sem correspondência nas fases devido ao efeito do *static-shift* indicando que a resistividade elétrica da parte mais superficial da bacia é de certa forma irregular. Este é o caso, por exemplo, das estações 08, 09 e 24, cujas resistividades parecem estar abaixo do esperado. Na estação 08 apenas o modo XY da resistividade parece ser afetado, enquanto nas demais ambos os modos devem ter sido afetados.

Em torno de 1s, a resistividade elétrica torna a subir, o que deve marcar o embasamento geoeletrico da bacia. Essa alta resistividade prossegue até períodos em torno de 100 s, delimitando uma região resistiva e relativamente profunda, provavelmente dentro da crosta. Tal região é mais uniforme nos dados do modo YX, os quais indicam haver uma variação lateral ao longo do perfil delimitada pela estação 14. À leste dela, as resistividades são mais altas, com valores acima de 300 ohm-m, e as fases são correspondentemente baixas (inferiores a 20 graus). Do lado oeste da estação 14, as resistividades decrescem por um fator de 3 aproximadamente e as fases aumentam para valores em torno de 40 graus. Esse limite marcado pela estação 14 coincide (confira figura 1.3) com o limite de um dos baixos gravimétricos que caracteriza o norte da bacia

do Paraná. Observando a pseudo-seções de resistividade e fase do modo XY entre 1 e 100 s, vê-se um padrão mais complexo. A partir da estação 21, rumo à leste, os dados de fase parecem indicar um afinamento da zona resistiva. Também, nota-se nas fases XY a existência de uma zona mais condutiva entre 10 e 100 s registrada por pelo menos cinco estações (07, 08, 09, 10 e 11). Interessantemente, tais estações encontram-se exatamente sobre o mínimo da anomalia Bouguer.

Para longos períodos (maiores que 100 s), a resistividade decresce gradualmente com o período, sugerindo que a resistividade elétrica esteja sendo controlada, pelo menos em parte, pela temperatura, levando a crer que tais dados devam estar refletindo estruturas profundas da crosta e/ou do manto litosférico, talvez. Tal zona condutiva quase não é vista nos dados de resistividade, aparecendo somente no modo XY entre as estações 01 e 14. Porém, pelos dados de fase vê-se que novamente o modo YX tem um comportamento mais homogêneo em relação ao modo XY. Também, verifica-se nesses dados uma variação lateral delimitada na mesma posição (estação 14) daquela observada na zona resistiva sobrejacente.

No modo XY, as maiores variações ocorrem justamente sob a anomalia de baixa resistividade observada entre 10 e 100 s, abrangendo porém um maior número de estações. A pseudo-seção de fase do modo XY mostra que as maiores resistividades em períodos mais longos estão sendo detectadas entre as estações 05 e 15 até períodos de pelo menos 500 s.

Apesar das análises das pseudo-seções serem somente qualitativas, a observação conjunta dos dados MT brutos mostra as principais características geoeletricas da região, as quais serão modeladas quantitativamente nas etapas de inversão de dados. Em geral, observa-se uma zona mais superficial possivelmente associada à Formação Serra Geral relativamente irregular sobreposta a uma zona condutiva homogênea, provavelmente correspondendo ao pacote sedimentar pré-vulcânico da bacia. Há uma variação lateral persistente em diversos períodos coincidentes à borda de um dos baixos gravimétricos. Nas estações posicionadas na região central (mínimo local) deste baixo verifica-se nas fases XY uma zona mais condutiva e entre 10 e 100 s que parece estar bem mais profunda que o embasamento da bacia, que é detectado em períodos bem mais curtos, em torno de 1 s.

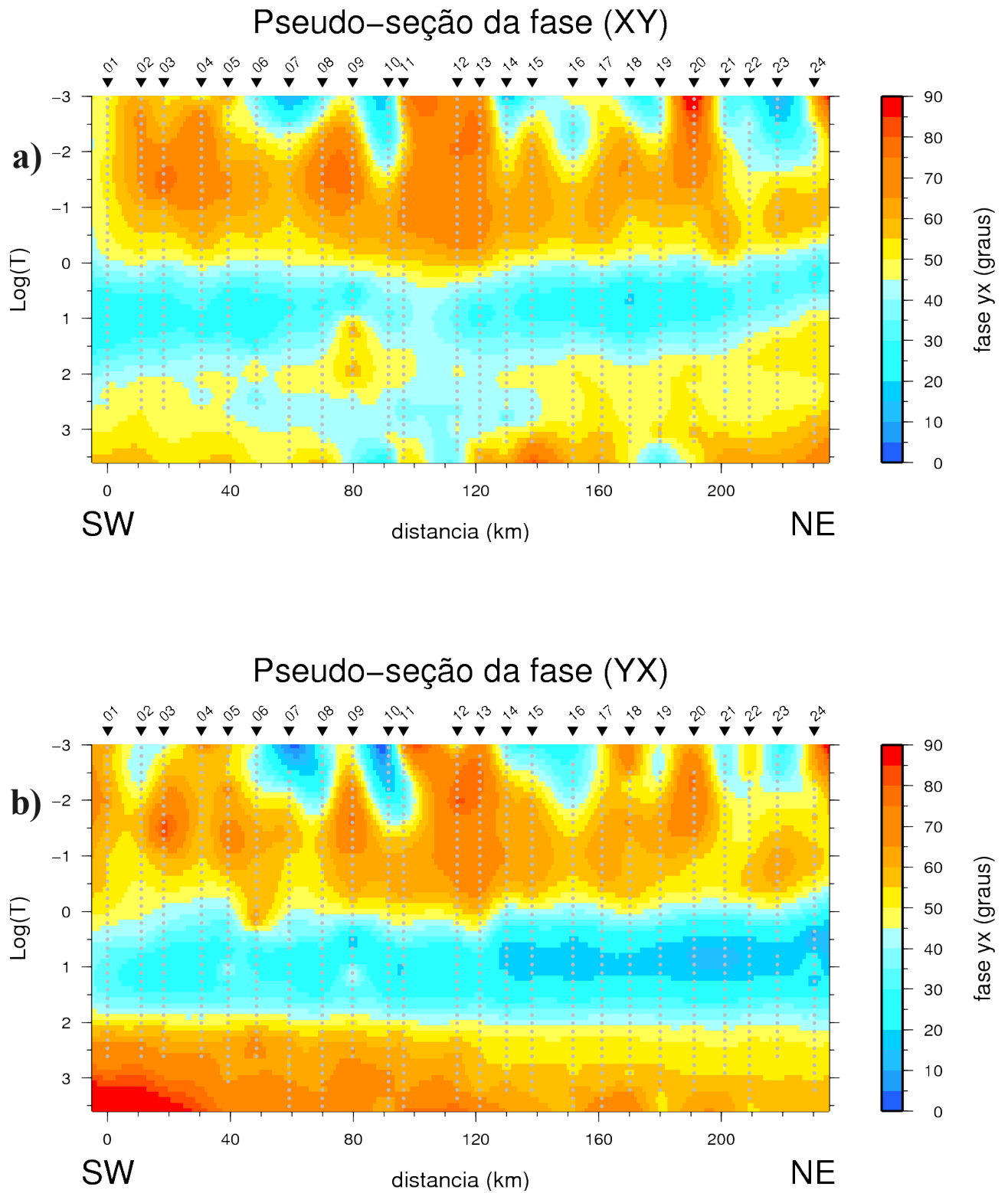


Figura 3.5 - Pseudo-seções da fase do tensor de impedâncias **a)** componente XY **b)** componente YX

Capítulo 4

Análises Preliminares

A avaliação do efeito estático e eventual identificação de curvas de resistividade distorcidas (ou pelo menos suspeitas) antes da inversão é de suma importância, pois durante a inversão bidimensional pode-se por exemplo atribuir pesos menores a tais dados de resistividade em relação aos demais, esperando-se com isto evitar o aparecimento de feições espúrias nos modelos.

Respostas da resistividade elétrica em função da profundidade de penetração do sinal e também análises de concentrações anômalas de correntes através dos vetores de indução, além de poder fornecer informações importantes para possíveis vínculos nas inversões 2-D, podem ajudar na interpretação de possíveis contrastes laterais de condutividade, inclusive auxiliar na interpretação da direção das principais estruturas em subsuperfície.

4.1 Avaliação do *static shift*

Algumas curvas de resistividade aparente se mostram ou muito condutivas ou muito resistivas se comparadas com as respostas geradas a partir de estações vizinhas com fases similares, ou até mesmo com aqueles valores de resistividade aparente que seriam esperados a partir de modelos fornecidos por outros trabalhos independentes, por exemplo, estudos MT nesta mesma bacia (Padilha, 1992), ou restringidos por informações de poços nas vizinhanças da sondagem MT em questão.

Apesar da região estudada se tratar de uma bacia sedimentar, onde o efeito estático é esperado ser pequeno, algumas curvas de resistividade aparente podem estar deslocadas em relação ao seu verdadeiro nível pelo fenômeno do “static shift”.

Para avaliar melhor esses deslocamentos das curvas de resistividade aparente construiu-se um modelo direto obtido a partir das espessuras das camadas do poço 2-RA-1-MS (capítulo 1, figura 1.8). Os valores de resistividades elétricas para essas camadas foram extraídos de trabalhos MT na borda NE da bacia (Padilha et al, 1989) e da porção central (Zevallos et al, 2009).

As estações mais próximas ao poço (figura 4.1) foram utilizadas para comparar os dados medidos com os dados de resistividades aparentes e fases obtidos a partir da modelagem direta desse poço (figuras 4.2).

Antes de analisar os resultados é importante se atentar ao fato de que a sondagem do poço foi feita na parte aflorante do Formação Botucatu, que é formação mais condutiva da bacia. Já as estações MT foram instaladas sobre outras formações: apo_012 e

apo_013 sobre a Formação Cachoeirinha, que é a formação mais recente da bacia e formada de sedimentos inconsolidados; a estação apo_014 sobre o grupo Bauru e a estação apo_014 sobre depósitos aluvionares.

A comparação dos resultados mostra que o nível das curvas de resistividade aparente da estação apo_012 é bastante confiável e o da apo_013 é satisfatório a priori, principalmente o nível da direção XY. Como esperado, não há coincidência das curvas do modelo direto com as dos dados de períodos curtos das estações apo_012 e apo_013, já que para essas frequências os meios investigados são distintos. Na modelagem direta assumiu-se o embasamento da bacia como um semi-espaço infinito, mas os dados medidos mostram a existência de pelo menos mais uma camada em longo período.

A comparação do modelo com os dados da estação apo_014 mostra as curvas de resistividade aparente abaixo das curvas do modelo, ou seja, mais condutivas do que o meio realmente é. Portanto esses dados foram afetados pelo *static shift*. Quanto aos dados da estação apo_015, pouco se pode concluir pois a forma da curva é diferente da curva modelada, o que significa que ou o meio é diferente, já que a distância entre ela e o poço é significativa (~ 13 km) ou esses dados sofreram distorções de efeito indutivo e não somente galvânico.

Para avaliar o deslocamento estático das demais curvas de resistividade aparente foram empilhadas num único gráfico para as direções XY e YX (figuras 4.3a e 4.3b, respectivamente). Como o nível das curvas de resistividade aparente das estações apo_012 e apo_013 são quase coincidentes e acima de tudo confiáveis, destacou-se, nessas figuras de resistividade e fase empilhadas, os dados desta última estação de cor amarela e em cor vermelha as curvas que mais se afastaram (visualmente) desse nível médio confiável. Foi o caso, por exemplo, dos dados de resistividade aparente da estação apo_001 (muito resistiva) e os dados das estações apo_008, apo_009, apo_010 e apo_011 (muito condutivas) para a direção XY e apo_009 para a direção YX (muito condutiva). Essas figuras mostram que a direção YX aparenta ter sido menos afetada por *static-shift* quando comparada com a direção XY.

Na mesma figura é possível ainda perceber a existência de dois grupos com padrões de respostas distintas entre eles, sobretudo a partir de períodos acima de 1s, principalmente na direção YX. Um dos grupos, é o conjunto das estações apo_001 à apo_012 (curvas na cor verde), as quais compõem a metade ocidental do perfil MT; o segundo grupo engloba as estações apo_014 à apo_024 (curvas na cor azul), da porção oriental. A transição entre ambos os grupos, marcado em amarelo, ocorre no sítio apo_013. Tal estação tem respostas mais similares aos dados da porção ocidental em períodos menores que 1s, enquanto para períodos maiores que 1s suas curvas se

assemelham mais aos dados da porção oriental. Tal comportamento reforça a ideia, verificada nas pseudo-seções e pelos vetores de indução, da existência de uma possível zona de transição geométrica na parte central do perfil, separando um meio em subsuperfície mais condutivo à oeste de um meio mais resistivo à leste.

Estações MT próximas ao poços 2-RA-1-MS

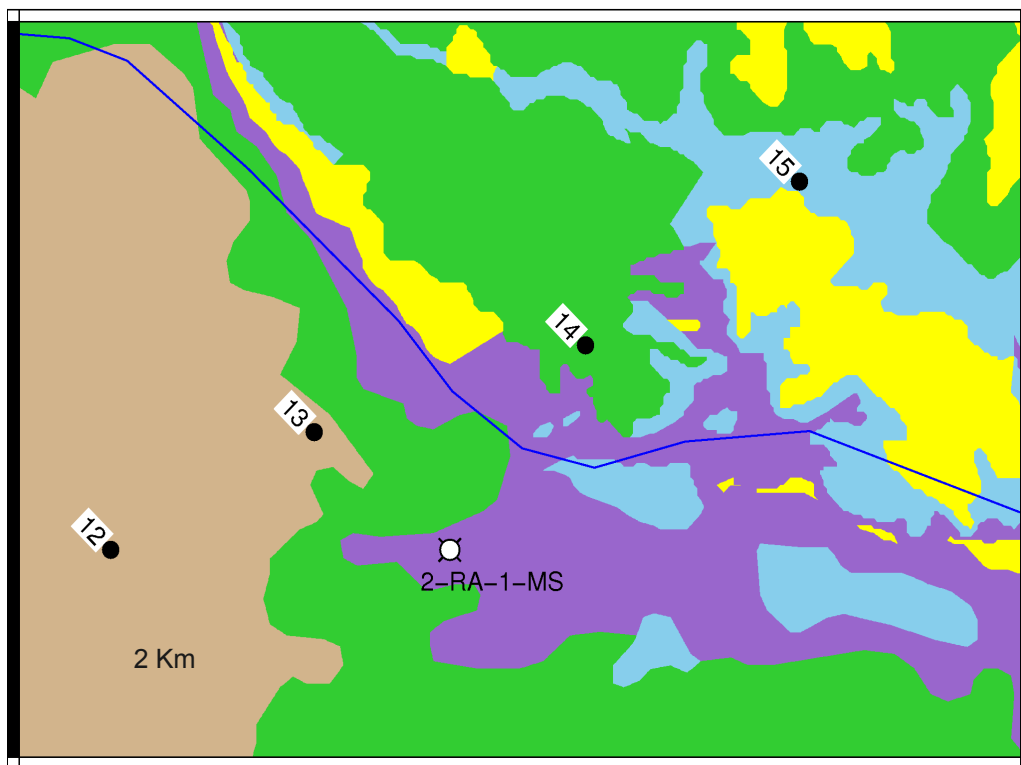
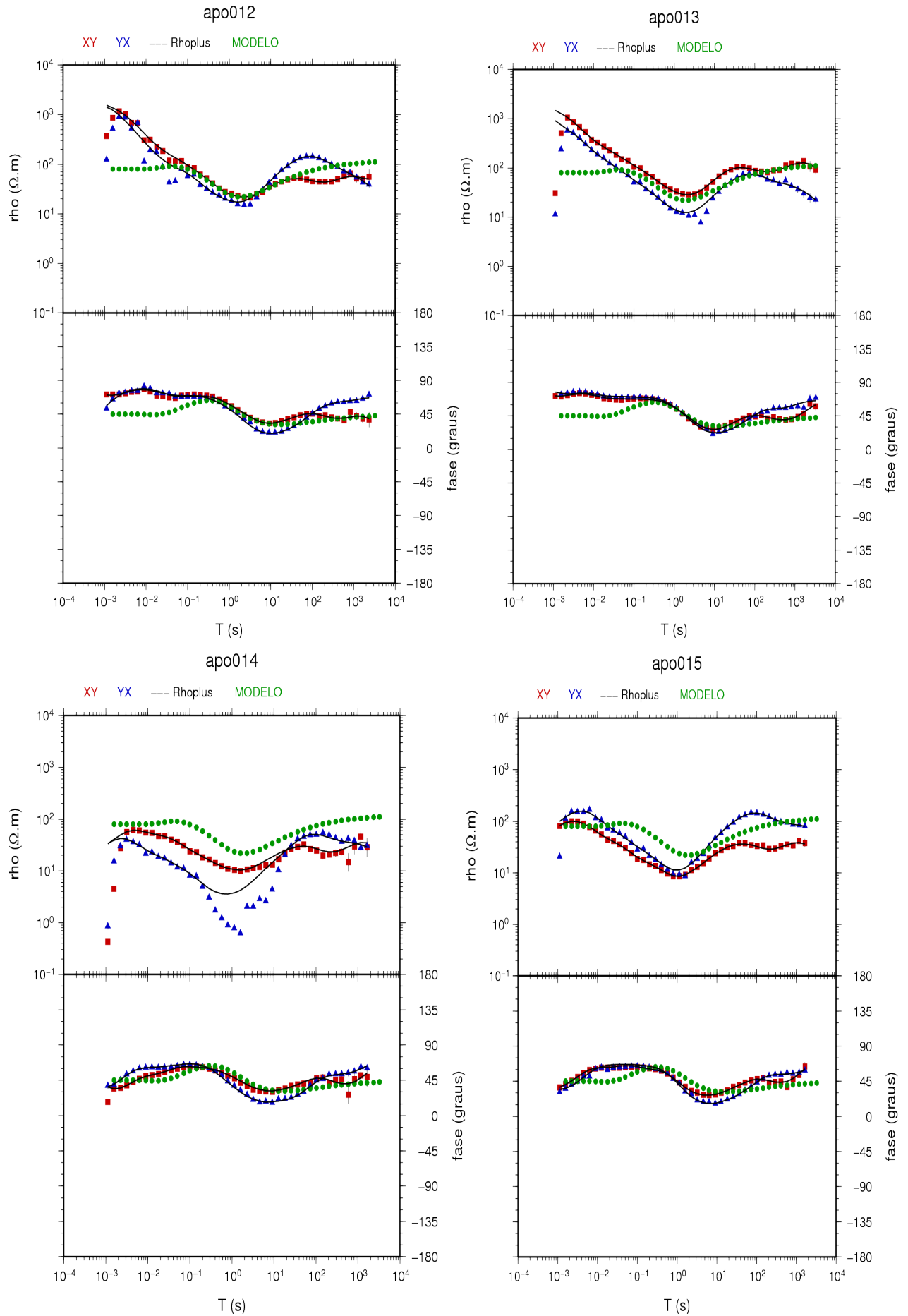
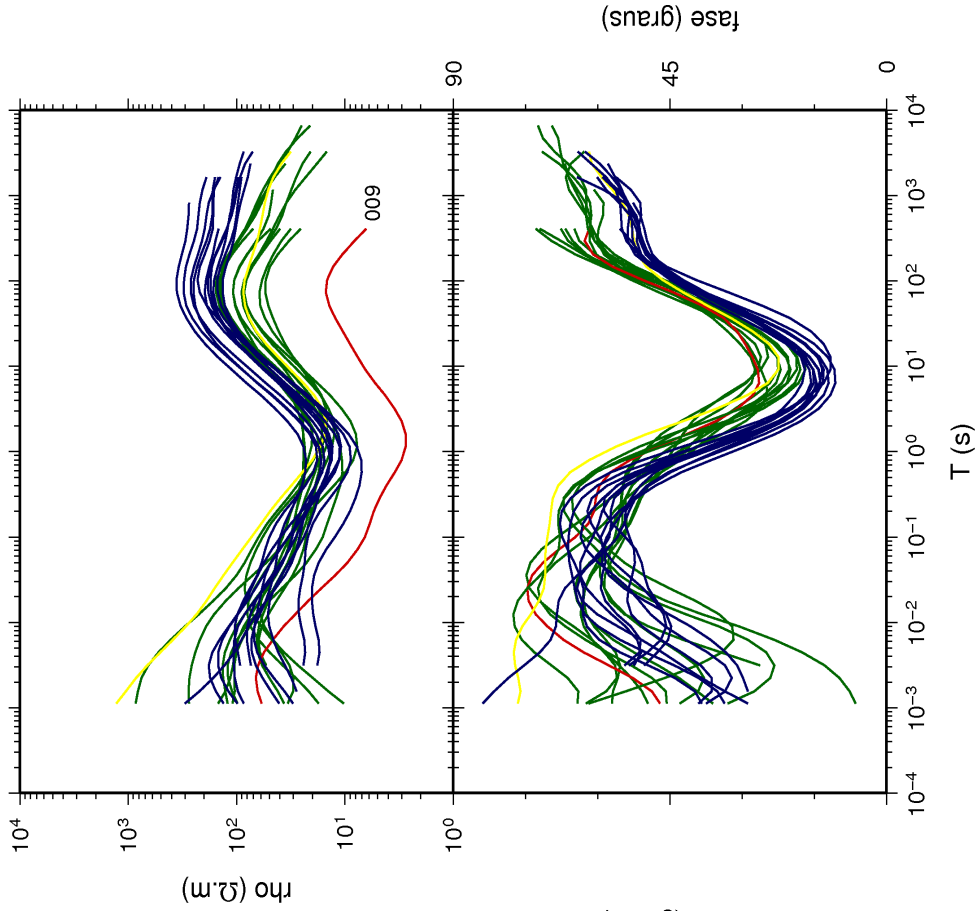


Figura 4.1 – Estações MT mais próximas ao poço 2-RA-1-MS cujos dados medidos foram comparados com os dados de resistividades aparentes e fases da modelagem direta do poço 2-RA-1-MS.



Figuras 4.2 – Comparações das respostas da modelagem direta do poço 2-RA-1-MS com os dados reais das estações mais próximas a esse poço: apo_012, apo_013, apo_014 e apo_015.

Curvas empilhadas YX



Curvas empilhadas XY

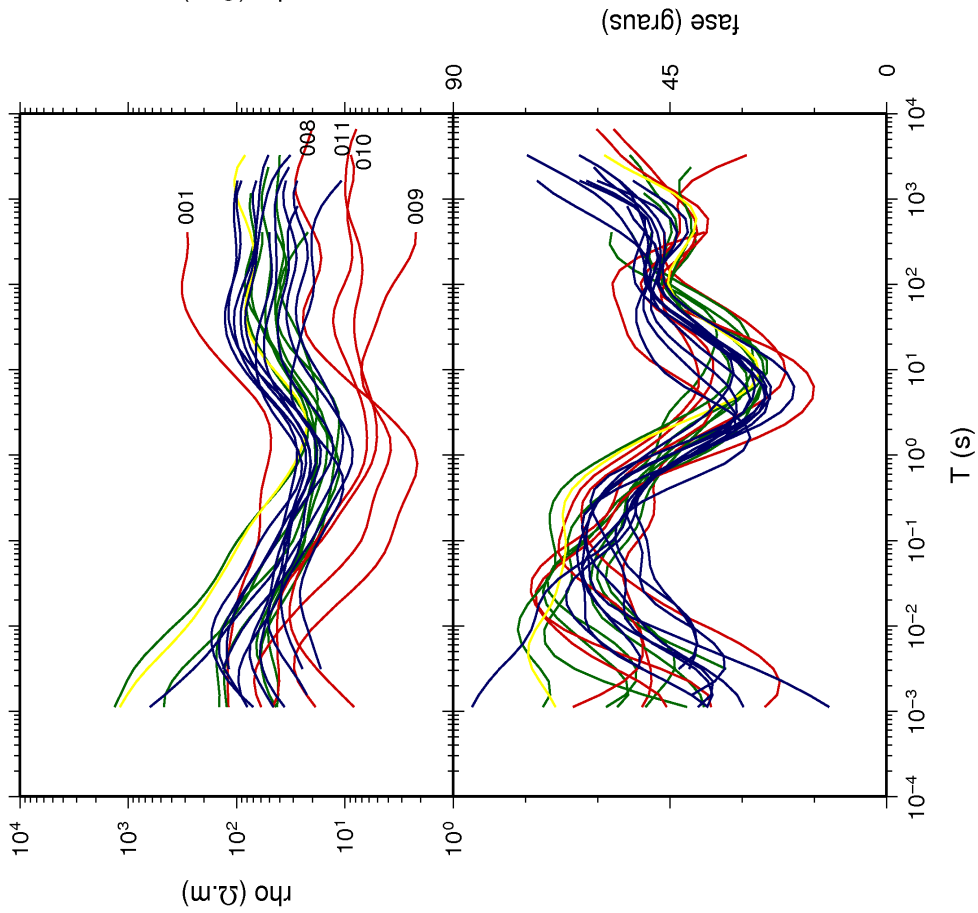


Figura 4.3 – Curvas de resistividade aparente e fase empilhadas para as direções a) XY e b) YX. Vermelho: curvas de resistividade aparente com nível ou muito abaixo ou muito acima do nível médio das demais. Verde: respostas das estações apo_001 à apo_012. Azul: respostas das estações apo_014 à apo_024. Amarelo: respostas da estação apo_013 (zona de transição)

4.2 Transformada Niblett-Bostick

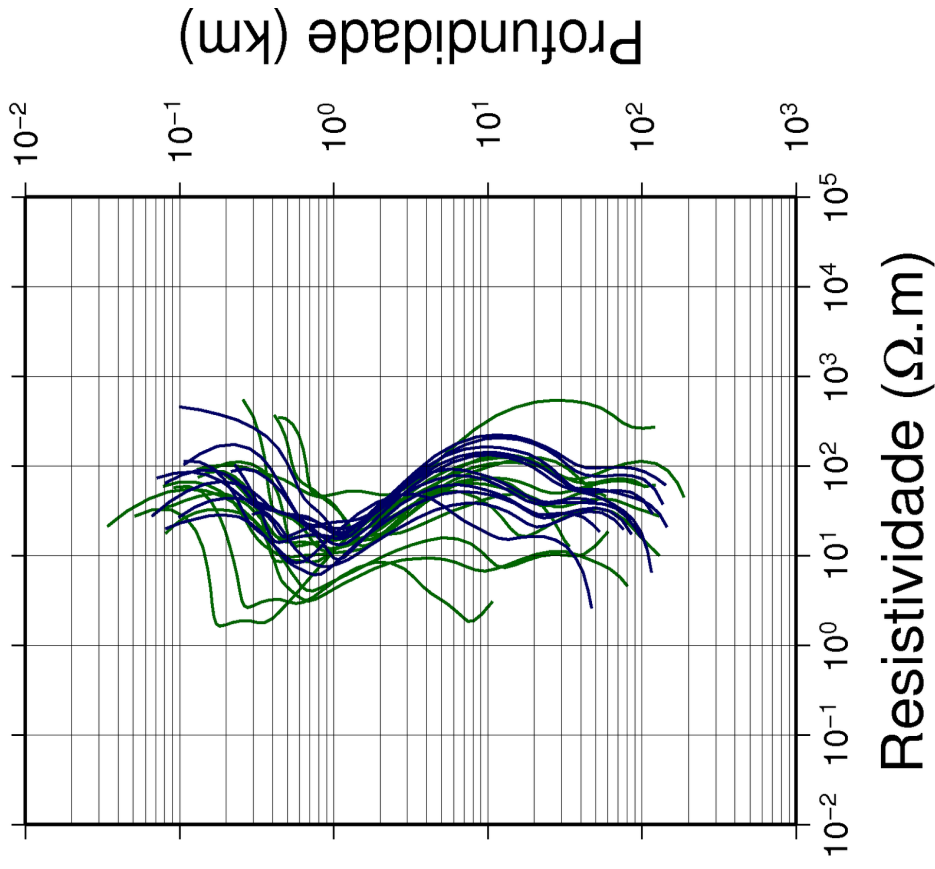
Uma forma simples de se obter uma primeira aproximação da variação de resistividade com a profundidade bem da profundidade de investigação de sondagens MT é por meio da transformada de Niblett-Bostick (Jones, 1983). Este método permite a passagem dos dados do domínio da frequência para o domínio da profundidade levando em conta, além do *skin-depth*, os próprios valores de resistividade e fase do tensor de impedâncias em cada período.

Os resultados da transformada dos dados de direções de medidas XY e YX são ilustrados nas figuras 4.4a e 4.4b, respectivamente. À exemplo das curvas de resistividade e fase (figura 4.3), as curvas transformadas de todos os sítios deste trabalho também foram empilhadas. As curvas de resistividade em função da profundidade de cor verde representam os dados das estações apo_001 a apo_013, ao passo que as curvas de cor azul representam os das estações apo_014 a apo_24.

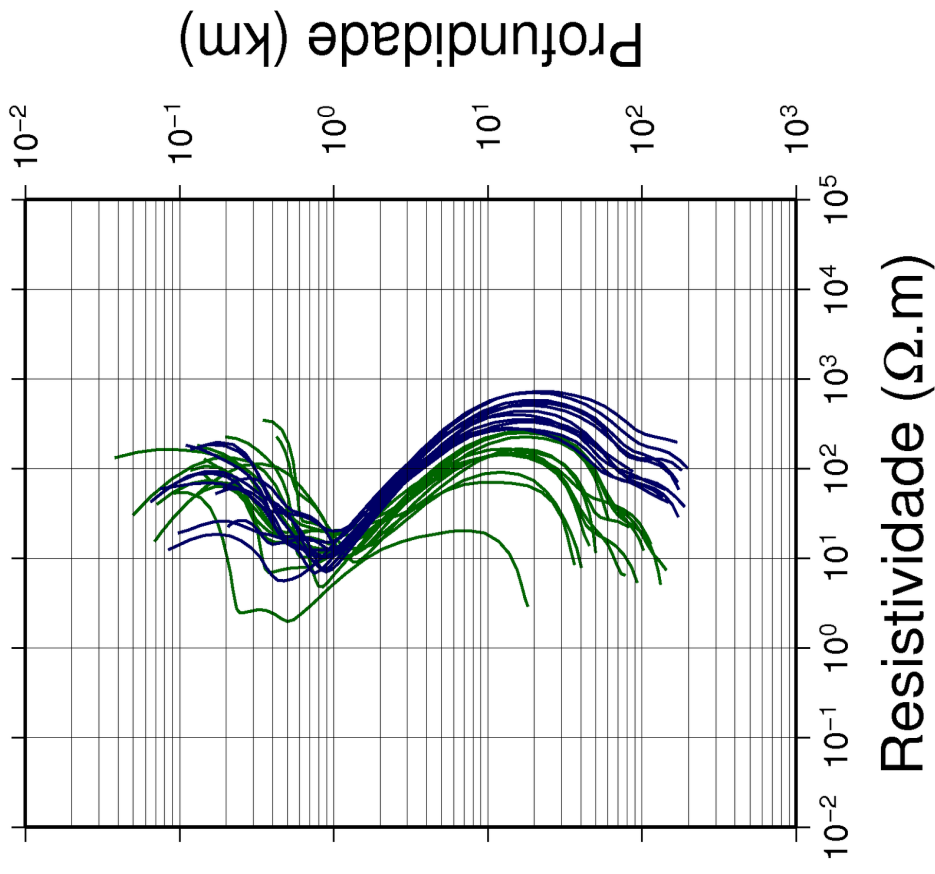
Em geral, a máxima penetração do sinal varia de 40 a 100 km, havendo uma clara tendência de maior penetração para os dados da porção oriental onde se observam profundidades em torno de 100-150 km, principalmente no modo YX. Isto é condizente com os valores mais elevados de resistividade observados neste segmento do perfil, uma vez que o “skin depth” é proporcional à raiz quadrada da resistividade. Em média, as resistividades Niblett-Bostick entre as estações apo_014 a apo_024 (600-700 $\Omega.m$) são em torno de quatro vezes maiores que as resistividades entre estações apo_001 a apo_013 (100-200 $\Omega.m$) em profundidades de 10 km a 100 km. Em ambos os modos observa-se a presença de um mínimo de resistividade (10-20 $\Omega.m$) bem definido entre 1-2 km de profundidade, provavelmente relacionado ao pacote sedimentar da Bacia do Paraná. Como aumento da profundidade nota-se uma elevação monotônica da resistividade na maioria das curvas, atingindo um máximo (entre 100 e 1000 $\Omega.m$) em torno de 20 km de profundidade. Em maiores profundidades a resistividade decresce e forma aproximadamente gradual para resistividades inferiores a 300 $\Omega.m$ em torno de 100 km.

Figura 4.4 – Curvas de resistividade em função da profundidade a) XY e b) YX obtidas a partir da transformada Niblett-Bostick .

a) Transformada Niblett–Bostick XY b) Transformada Niblett–Bostick YX



sítios 001 a 013 sítios 014 a 024



sítios 001 a 013 sítios 014 a 024

4.3 Inversão Unidimensional

Para modelagem e inversão 1-D dos dados, utilizou-se a versão 2.0 do programa IPI2win MT, elaborado por Alexei Bobatchev e disponibilizado livremente na rede (http://geophys.geol.msu.ru/ipi_mts/ipi_mts.htm), que é indicado para interpretação interativa e semi-automatizada de dados de sondagens magnetotelúricas usando resistividade e/ou fase.

Embora as estruturas na região de estudo tendam a possuir dimensionalidade 2-D, e heterogeneidades 3-D existem localmente, considera-se útil a realização de modelagem 1D como uma referência inicial (modelo de partida) para inversões 2-D, por exemplo.

Para evitar a inclusão de estruturas desnecessárias (ou artefatos) procurou-se uma solução com o menor número de camadas possível sob cada sítio, gerando assim um modelo de resistividade com aspectos gerais do meio. Durante a inversão, o resultado de uma estação serviu como modelo de partida para a inversão do sítio adjacente. Procurou-se também sempre priorizar a informação da fase com o objetivo de reduzir a influência do *static shift*.

Nos modelos resultantes da inversão 1-D em escala vertical de até 30 km (figuras 4.5) fica clara a transição geoeétrica lateral de um meio mais condutivo para um meio mais resistivo, separados em superfície pelas estações apo_013 e apo_014. Nota-se também que o segmento litosférico oriental, além de mais resistivo, é também mais homogêneo.

Já nos modelos de escala vertical de até 6 km (figuras 4.6), tanto a direção XY como YX mostram uma fina camada resistiva sobre uma camada condutiva de espessura média de 1,5 km em boa parte das seções. Logo abaixo desta camada condutiva, a seção de resistividade mostra uma camada moderadamente resistiva sob as estações apo_001 a apo_014 e muito resistiva sob as estações apo_015 a apo_024. Exceto sob as apo_007 a apo_011 na direção XY, que mostra uma camada também condutiva, o que evidencia que essa porção do perfil possui estruturas geoeétricas mais complexa e portanto um meio pelo menos 2-D.

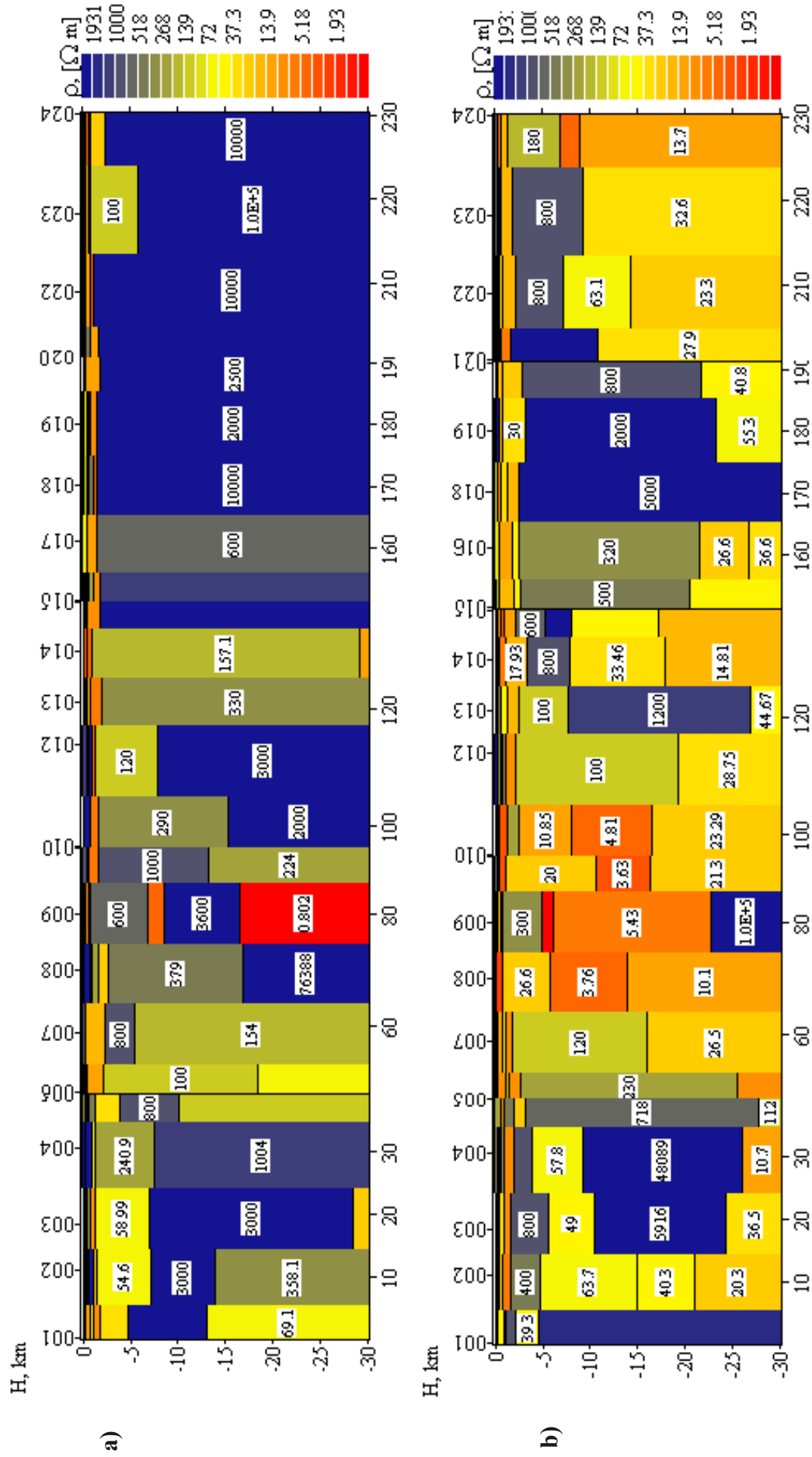


Figura 4.5 – Modelo de resistividade elétrica da inversão 1-D da direção a) YX e b) XY em escala vertical de 30 Km.

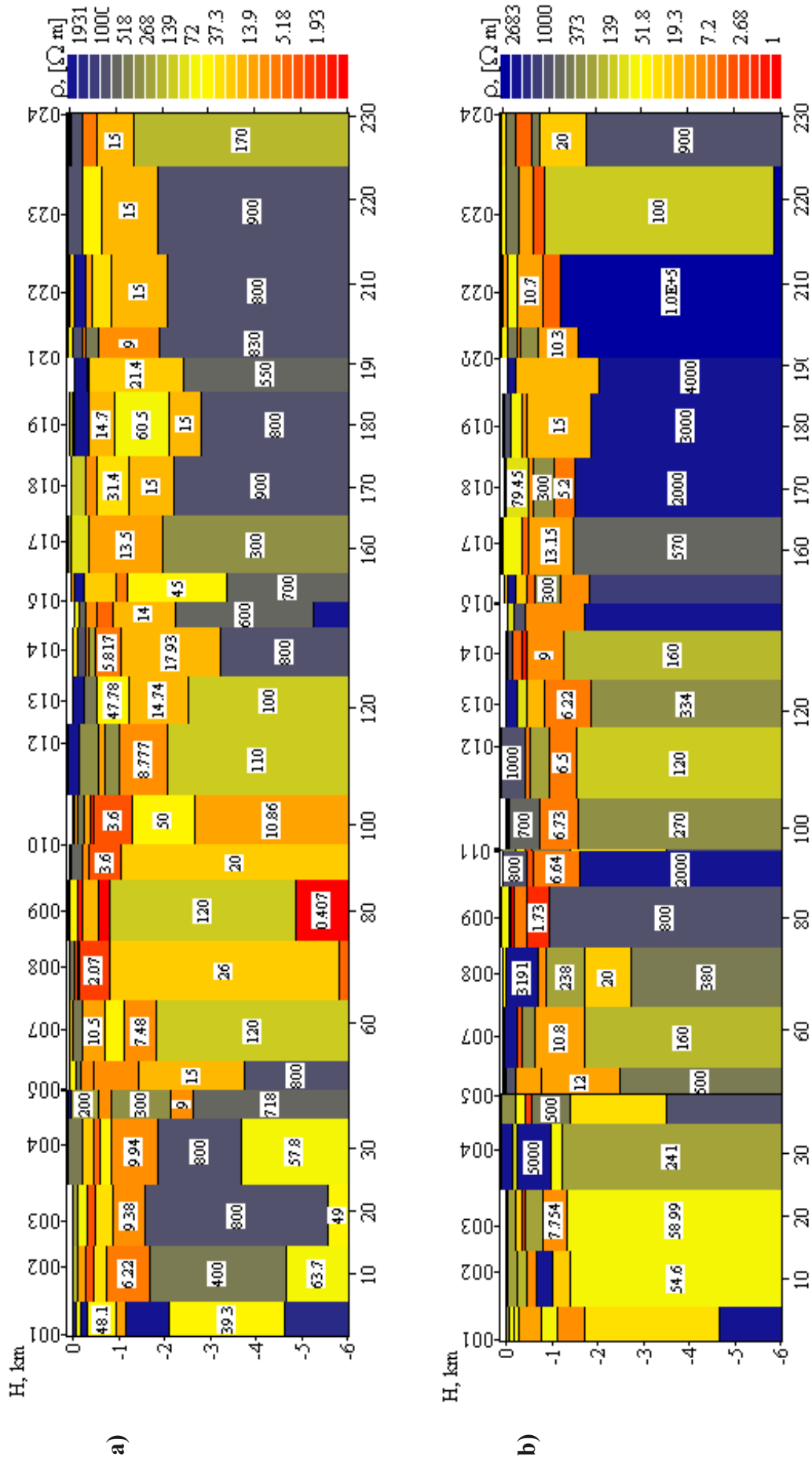


Figura 4.6 – Modelo de resistividade elétrica da inversão 1-D da direção a) XY e b) YX em escala vertical de 6 Km.

4.4 Vetores de Indução

Os vetores de indução, explicados em mais detalhe no capítulo 2 (seção 2.6.4), foram obtidos para 35 diferentes períodos. Porém, na figura 4.7 são mostradas algumas faixas de períodos nas quais os resultados são similares.

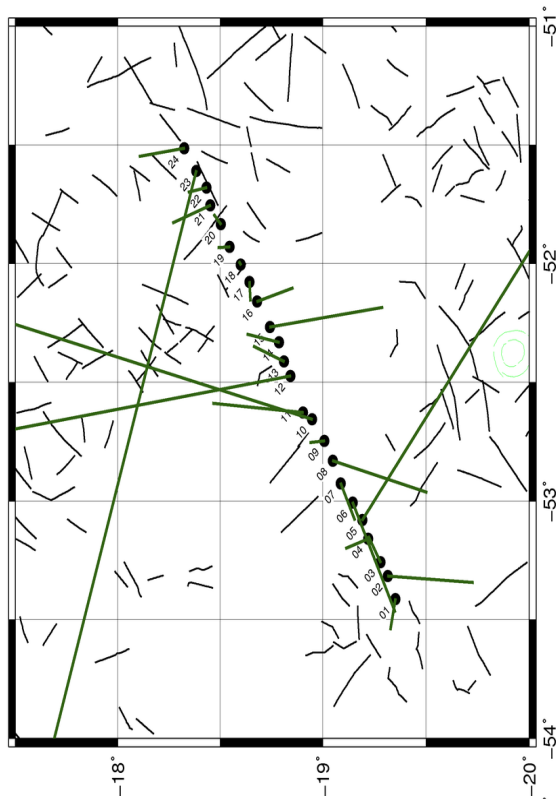
Nas primeiras faixas de períodos (1ms a 7ms e 9ms a 18ms), por exemplo, os vetores são ruidosos e apontam para direções aleatórias. Uma vez que o *skin depth* destas frequências é somente de algumas dezenas de metros os vetores são, portanto, afetados por pequenas estruturas superficiais. Além do mais, dados dessa faixa correspondem à banda A, cujos resultados também não foram satisfatórios no caso das estimativas das impedâncias MT e, portanto, não são confiáveis.

Vetores em períodos de 25ms a 3,2s também apontam para direções aleatórias, mas tem magnitudes muito pequenas se comparados ao vetor unitário. Tal comportamento condiz com um meio relativamente condutivo e/ou lateralmente uniforme. Como esta característica se mantém para todas as 24 estações, pode-se dizer que não há grandes contrastes laterais de resistividade elétrica ao longo do perfil, ao menos nesta região do espectro. De fato, grande parte desse intervalo engloba uma zona uniforme e condutiva registrada nas pseudo-seções dos dados MT possivelmente associado à sequência de sedimentar pré-vulcânica da bacia do Paraná.

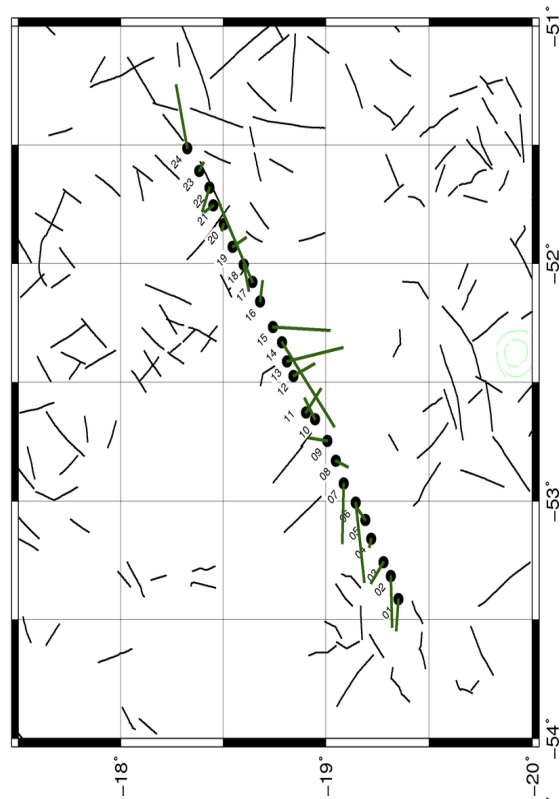
Na faixa de períodos de 4.571s a 18.286s, alguns vetores começam a ficar mais intensos e tendem a apontar para direções preferenciais, indicando a influência de estruturas mais regionais. Isto fica mais evidente a partir de períodos mais longos. Os vetores de indução entre os períodos de 25s a 37s, por exemplo, tendem a apontar para pelo menos três direções distintas. Na extremidade oeste do perfil, vetores das estações 001 a 008 apontam na direção entre W e quase NS, mudando gradualmente a direção e a amplitude. Nas estações centrais do perfil (012 a 016) os vetores mudam bruscamente de direção e magnitude, passando a apontar na direção SW, possivelmente indicando alguma descontinuidade lateral neste trecho. Na porção oriental do perfil (estações 019 a 024) os vetores gradualmente rotacionam de SE para E. Essas variações nas direções gerais se mantêm sistematicamente ao longo de todos os períodos maiores que 37s, porém se observa uma ligeira rotação, em sentido horário, em todos os vetores de indução. Além disso, os vetores das estações 001 a 018 vão ficando cada vez maiores (indicando a presença de importantes variações regionais), ao passo que os vetores das estações 019 a 024 vão diminuindo com o aumento do período, possivelmente indicando que em tais períodos o meio deve ser mais homogêneo nessa porção do perfil. Ressalta-se que para o mesmo período os dados podem ter alcances diferentes se o meio tiver resistividades diferentes, de acordo com o princípio do *skin depth* dos campos

eletromagnéticos. Porém, as mudanças relativas parecem ocorrer aproximadamente nas mesmas posições, especialmente entre as estações 011 e 012, onde as mudanças nas direções e magnitudes são persistentes e mais bruscas, sugerindo que alguma estrutura regional de direção provavelmente entre NW e NE atravessa o perfil MT. Nesse sentido, os vetores de indução de certa forma corroboram a variação lateral observada nas seções de resistividade do modelo de inversão 1-D anteriormente descritas.

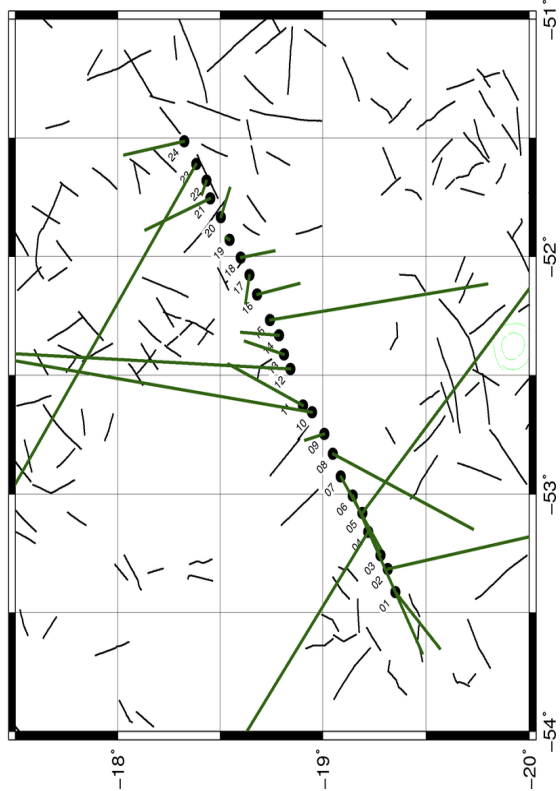
0.009s a 0.018s



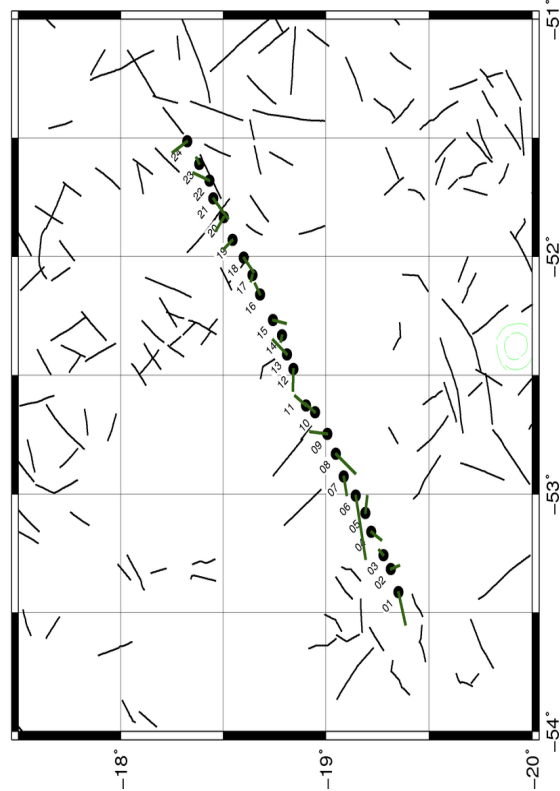
4.571s a 18.286s

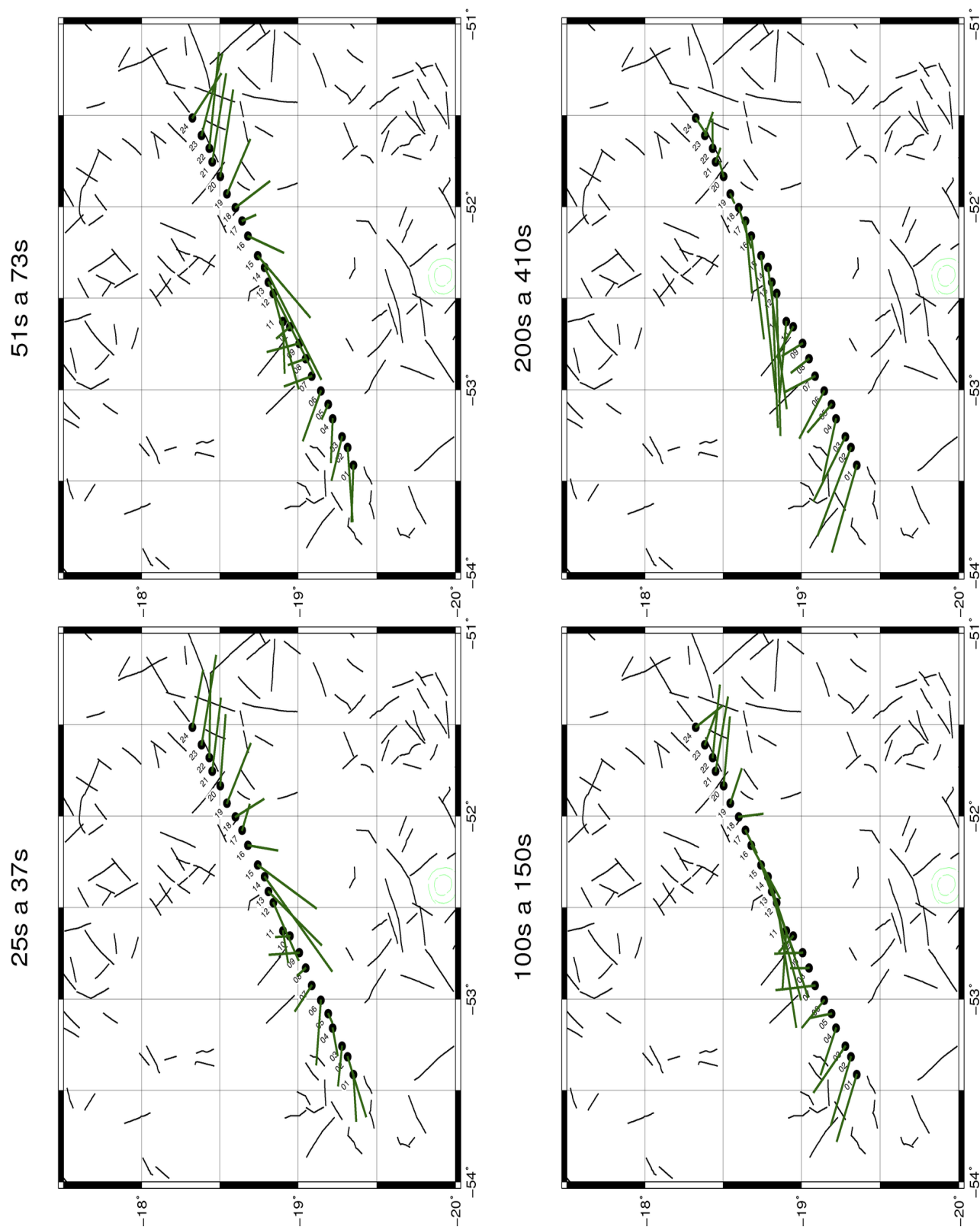


0.001s a 0.007



0.025s a 3.200s





Figuras 4.7 – Vetores de Indução dos dados das 24 estações amostrados para períodos de 0.001s a 410s sobre o mapa de estrutura de falhas do conjunto de dados da CPRM.

Capítulo 5

Decomposição dos dados MT

O método convencional para se determinar o strike geoeletrico (Swift, 1967) consiste em rotacionar o tensor de impedâncias por um ângulo tal que simultaneamente minimize e maximize os elementos das diagonais principal e secundária, respectivamente. Entretanto, mesmo em um meio predominantemente 2-D, dados MT experimentais raramente têm a diagonal principal dos elementos do tensor de impedâncias igual zero, seja qual for o sistema de coordenadas. Uma das causas é a presença de distorções causadas por estruturas heterogêneas 3-D de pequenas escala (quando comparadas ao *skin depth* do sinal) tornando a solução desse método convencional instável. Para contornar tal problema, diferentes métodos tem sido propostos consistindo de parametrizações 3-D onde assume-se que a resposta da estrutura predominante (regional) seja sobreposta àquela da estrutura local causadora da distorção. Assim, a resposta regional (e o strike regional) pode ser recuperada a partir da decomposição do tensor de impedâncias. Um dos métodos mais usados atualmente é o proposto por *Groom e Bailey* (1989), o qual foi adotado neste trabalho.

5.1 O método de decomposição Groom-Bailey

O modelo de distorção galvânica de *Groom e Bailey* (1989) propõe uma maneira de decompor o tensor de impedâncias medido (\mathbf{Z}) assumindo que no sistema de coordenadas da estrutura regional 2-D tem-se

$$\mathbf{Z} = \mathbf{C}\mathbf{Z}_2 = \mathbf{C} \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix} \quad (5.1)$$

onde \mathbf{C} é o tensor de distorção e \mathbf{Z}_2 é o tensor de impedâncias da estrutura de condutividade 2-D regional com elementos A e B na diagonal secundária. No caso geral, onde as medidas são feitas em um sistema de coordenadas que não necessariamente seja igual ao da estrutura regional, necessita-se rotacionar o tensor medido por um ângulo θ do sistema de coordenadas medido para a direção da estrutura de condutividade 2-D regional através da relação

$$\mathbf{Z} = \mathbf{R}\mathbf{C}\mathbf{Z}_2\mathbf{R}^T \quad (5.2)$$

onde \mathbf{R} é uma matriz de rotação e \mathbf{R}^T sua transposta.

Então, é possível decompor os dados sob esse modelo de distorção galvânica 3-D para obter sete parâmetros por frequência, a saber a direção geoeletrica regional θ , dois parâmetros descrevendo os efeitos da distorção local (*twist* e *shear*) e as impedâncias regionais 2-D complexas (A , B). Finalmente, tem-se:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \mathbf{R}(\theta) \mathbf{TS} \left\{ g \mathbf{A} \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix} \right\}, \quad \text{onde } \mathbf{C} = g \mathbf{TSA} \quad (5.3)$$

Os operadores **T**, **S** e **A** são, respectivamente, *twist*, *shear* e anisotropia local, enquanto o escalar *g* é conhecido como ganho de sítio (“site gain”). Juntos, o ganho escalar e anisotropia local formam a parte indeterminada do tensor de distorção **C**. Devido a isso a decomposição incorpora ambos fatores ao tensor de impedância regional, o que na prática simplesmente quer dizer que cada uma das curvas principais de resistividade aparente irão ser multiplicadas por um fator desconhecido, porém sem alterar suas formas. Então, a decomposição Groom-Bailey recupera a resposta regional e a direção geoeletrica simultaneamente, porém sem resolver o *static shift*.

Ao rotacionar o tensor para a direção do strike, as componentes XY e YX do tensor decomposto passam a ser denominadas de Transverso Elétrico (TE ou Polarização-E) - que é quando a rotação do tensor mantém a componente elétrica paralela a descontinuidade lateral - e Transverso Magnético (TM ou Polarização-H) - que é quando a rotação do tensor mantém a componente magnética paralela a descontinuidade.

A presença de uma região superficial muito condutiva, cercada por um substrato resistivo - *swamp* - causa uma rotação horária no vetor telúrico (*Simpson e Bahr, 2005*). Esta rotação está contida em um dos termos da fatoração do tensor de impedâncias chamado de tensor *twist*. O *swamp* também pode causar um efeito anisotrópico que está contido em outro termo fatorado que é o tensor de anisotropia e o tensor *shear*, este causa um estiramento e um desvio do eixo principal do tensor de impedâncias. Quando esses termos de distorção (*twist* e *shear*) e o strike são calculados e forem independente da frequência, significa que a condição de um dado 3-D com regional 2-D é válida e portanto a decomposição pode ser aplicada a esses dados.

Há neste método, uma ambiguidade intrínseca de 90°, o que faz com que a direção do strike tenha a solução θ ou $\theta + 90^\circ$. A definição da direção dos strike verdadeiro por ser feita por informações complementares como geológicas, geofísicas e pela análise dos vetores de indução.

5.2 Procedimentos adotados

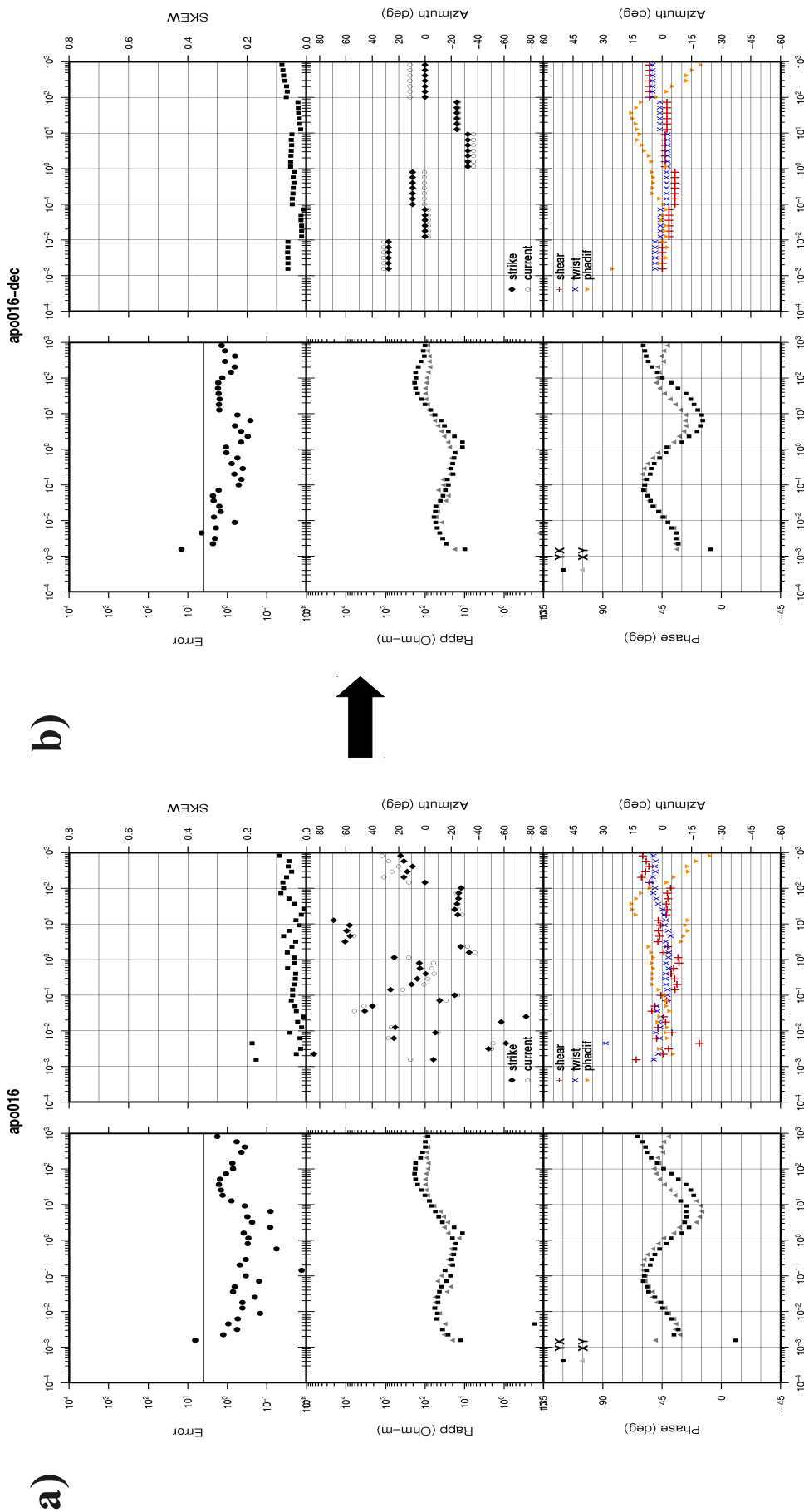
Escolheu-se a estação apo_016 (figura 5.1a) para mostrar como foi o procedimento geral adotado para decompor os dados de todas as estações com o programa *Strike* escrito por Gary W. McNeice e Alan G. Jones (McNeice e Jones, 2001). Tal código pode efetuar a decomposição Groom-Bailey em cada estação MT individualmente, como também efetuar a decomposição simultânea para obter um strike representativo de todos dados.

A decomposição foi feita inicialmente frequência por frequência, com intuito de observar o comportamento geral dos parâmetros, procurando identificar qual dos parâmetros (azimute, shear e twist) era mais estável (ou seja, não variava com a frequência) bem como identificar quais faixas de períodos em que os parâmetros eram estáveis. Em seguida, com este mesmo intuito, a decomposição foi feita também década por década (figura 5.1b). No caso da estação apo_016, por exemplo, observou-se de uma maneira geral que os parâmetros *twist* e *shear* são relativamente pequenos ($< 10^\circ$), um indicativo de que os dados são pouco distorcidos. Como esperado, o parâmetro menos estável foi o strike. O *twist* e o *shear* são relativamente mais estáveis, sobretudo nos períodos de 0,1 a 10 segundos. O procedimento seguinte era fixar aquele parâmetro mais estável e aplicar novamente a decomposição, esperando-se com isto um resultado mais estável uma vez que se aumenta o grau de liberdade. Para o sítio apo_016, fixou-se o primeiramente o azimute do *shear* em -5° (figura 5.1c) mantendo-se os demais parâmetros livres durante a decomposição. Com isto, o strike de fato ficou mais estável, sobretudo em períodos mais longos que 1 s. Para períodos mais curtos, entretanto, as curvas de fase XY e YX permanecem quase juntas (pouca anisotropia), indicando que os dados são aproximadamente 1D, o que justifica a não adequação desse faixa à parametrização Groom-Bailey. Mesmo assim, nota-se uma tendência de os strikes permanecerem entre 0° e $+30^\circ$ (ou -90° e -60°). Em períodos mais longos, a decomposição é mais robusta (exceto os últimos quatro pontos), mostrando que o strike deva estar entre -20° e -30° . Resultados similares foram atingidos quando fixou-se o azimute do *twist* em -2° (figura 5.1d) deixando o *strike* e o *shear* livres, confirmando que o *strike* varia com o período (e então, com a profundidade). Como o principal o objetivo do trabalho é estudar estruturas geelétricas profundas, adicionalmente ao fato que a anisotropia das fases é bem maior, deu-se mais importância para o *strike* de longo período.

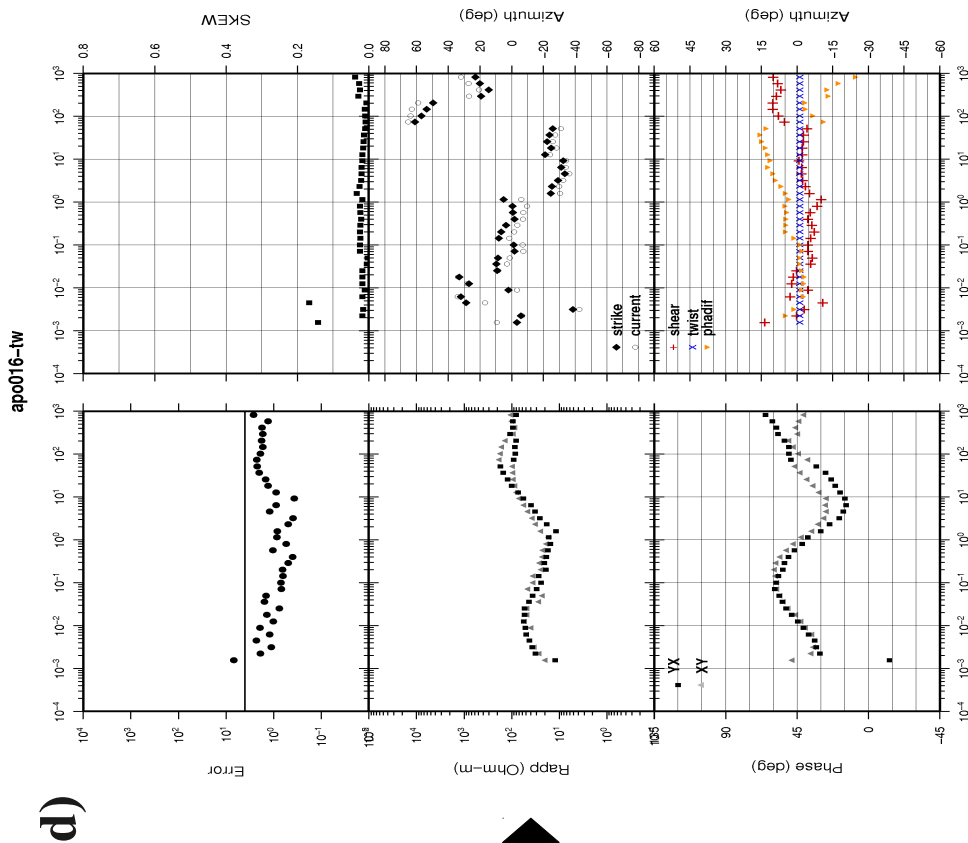
Considerando os resultados previamente descritos, aplicou-se novamente a decomposição com o strike fixo em -25° e deixando livres os demais parâmetros (figura 5.1e). Um strike bem recuperado pela decomposição implica que quando fixado, os

demais parâmetros deveriam estabilizar em torno de seus valores quando da decomposição sem restrição (ou seja, todos parâmetros livres), o que de fato ocorreu. Em alguns casos, dois dos três parâmetros também eram fixados simultaneamente para checar a estabilidade do azimute do terceiro parâmetro mantido livre. Por último, ainda se refez um refinamento do modelo variando de alguns graus o azimute do *strike* e escolhendo o de menor erro até, por fim, obter-se o modelo final (figura 5.1f). A linha horizontal no gráfico de erro de todas as figuras 5.1 é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al., 1993).

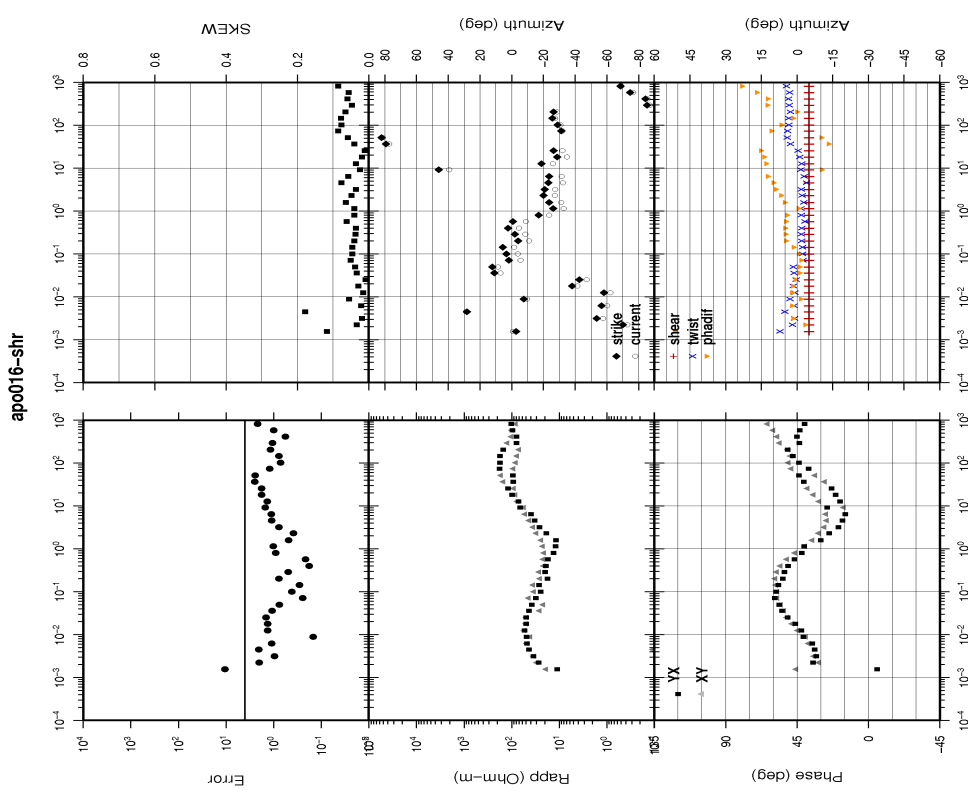
Embora a decomposição possa ser feita automaticamente, tal procedimento passo a passo evita a determinação de strikes inconsistentes (Groom et al., 2003).



Figuras 5.1 - Decomposição Groom-Bailey a) frequência por frequência e b) por décadas.

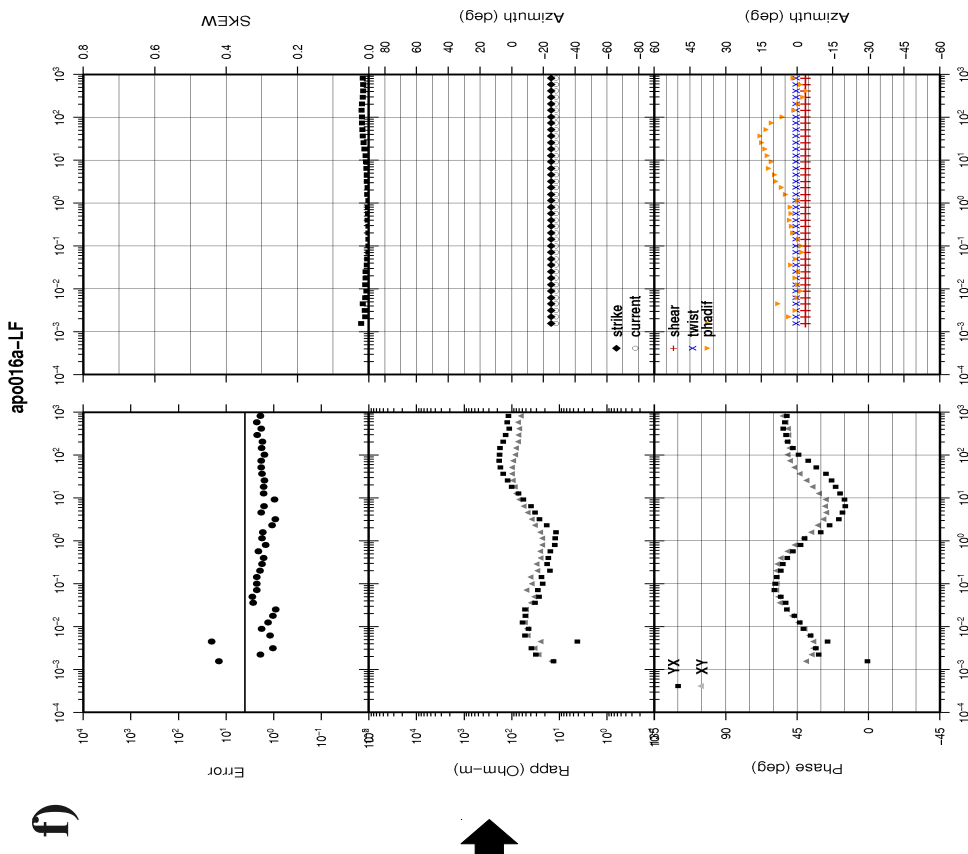


c)

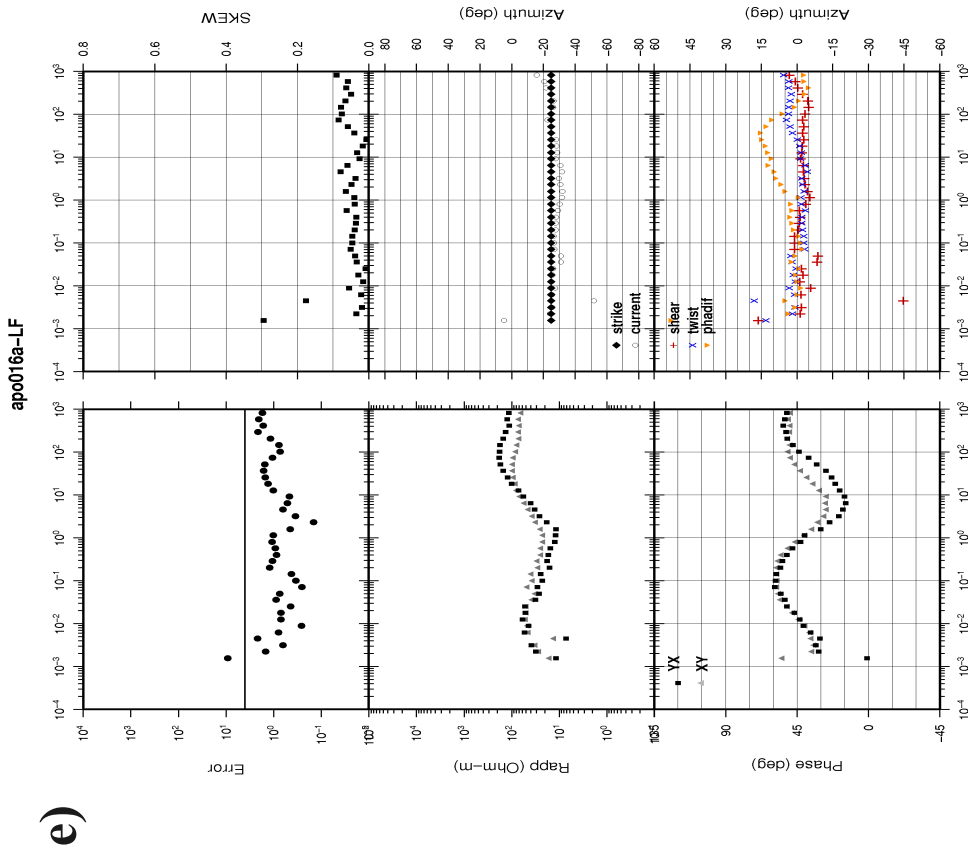


d)

Figuras 5.2 - Decomposição Groom-Bailey c) frequência por frequência com *shear* fixado e d) frequência por frequência com *twist* fixado.



f)



e)

Figuras 5.3 - Decomposição Groom-Bailey e) frequência por frequência com strike fixado e f) de todo o espectro de frequências

5.3 Resultados da Decomposição Groom-Bailey

As figuras 5.4 mostram as direções dos *strikes*, obtidas independentemente em cada estação segundo o procedimento acima descrito, sobrepostas ao mapa das principais estruturas de falhas e zonas de cisalhamento mapeadas pela CPRM (2001). As barras diretoras estão normalizadas pelo inverso da diferença de fase. Assim, quanto maior o tamanho da barra, maior a anisotropia das fases.

Na maioria das estações, em períodos superiores a 1s, o *strike* foi relativamente consistente ao longo do perfil, principalmente entre as estações 14 e 24 (tabela 2). As maiores anisotropias (diferenças de fase) ocorreram entre períodos de 10 a 100s, mostrando que o *strike* regional nessa faixa de períodos é mais importante que nas demais. Nos sítios 02, 04, 06, 07 e 18 não foi possível determinar um azimute independente da frequência para o *strike*.

O *strike* determinado simultaneamente com o código de McNeice e Jones (2001) para todo o perfil foi de -25° (ou 65° , já que o azimute do *strike* obtido pela decomposição Groom-Bailey possui uma ambiguidade de 90°), um valor consistente com aqueles determinados individualmente.

Tabela 2 - Valores dos azimutes dos *strikes* geoeletricos das estações MT

| | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Estação | 1 | 02 | 03 | 04 | 05 | 06 | 07 | 08 | 09 | 10 | 11 | 12 |
| Azimute(°) | -10 | - | 2 | - | -0.5 | - | - | -10 | -14 | -16 | -20 | -10 |
| Estação | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| Azimute(°) | 5 | -23 | -33 | -25 | -23 | - | -26 | -32 | -34 | -20 | -20 | -22 |

Alguns testes de dimensionalidade foram aplicados aos dados como, por exemplo, os métodos de Bahr (Bahr, 1991) e WAL (2000). Esses testes mostraram que até 5s os dados tendem a ser 1-D, sendo mais complexos para períodos acima deste valor. Isto está em acordo com o que se observou na análise Groom-Bailey.

O fato do *strike* ter sido relativamente constante para a maior parte das estações, mostra que a parametrização 3-D/2-D assumida na decomposição é válida, permitindo concluir que há um meio 2-D regional com *strike* geoeletrico em torno de -25° (ou 65°).

A remoção da ambiguidade do *strike* somente pode ser eliminada através de informações geofísica e/ou geológicas independentes. Neste trabalho, as principais informações vieram de dados gravimétricos e de vetores de indução. O agrupamento dessas informações é ilustrado na figura 5.5 para períodos de 1 a 410s divididos em três subgrupos: 1-10 s, 10-100 s e 100-410 s. Percebe-se que em toda esta faixa de períodos, vários vetores de indução apontam quase que perpendicularmente às barras diretoras de *strike*. Particularmente, no centro do perfil, entre as estações apo_012 e apo_016 os

vetores são relativamente intensos e apontam quase paralelamente a ele (no rumo SW) em diferentes períodos. Em contraste, nas estações a oeste (apo_019 a apo_024) as direções dos vetores mudam abruptamente para NW enquanto suas magnitudes são reduzidas à metade praticamente. Tais variações são indicativas de alguma descontinuidade lateral importante atravessando o perfil. Nesse sentido, um strike N25°W seria bem mais plausível do que N65°E.

Comparando-se com o mapa Bouguer nota-se que tal variação deduzida nos vetores aproximadamente coincide com a borda de um dos baixos gravimétricos (o mais intenso, à oeste) presentes na região, cuja direção geral é NW, em coincidência com a direção média dos strikes. Isto reforça a análise feita anteriormente com os vetores de indução, o que permite deduzir que a direção geoeétrica regional seja N25°W.

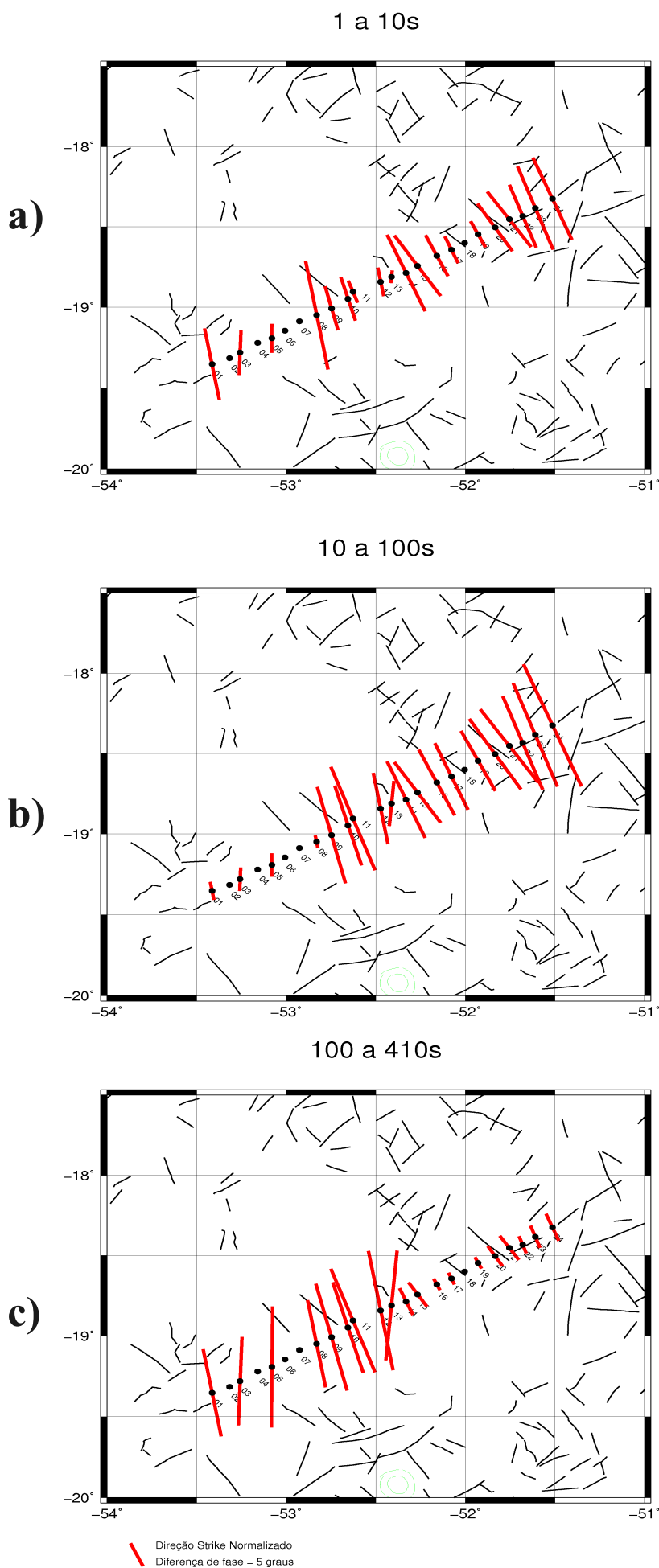


Figura 5.4 - Azimutes dos *strikes* geolétricos normalizados pela diferença de fase entre as componentes XY e YX do tensor. a) 1 a 10s, b) 10 a 100s e c) 100 a 410s.

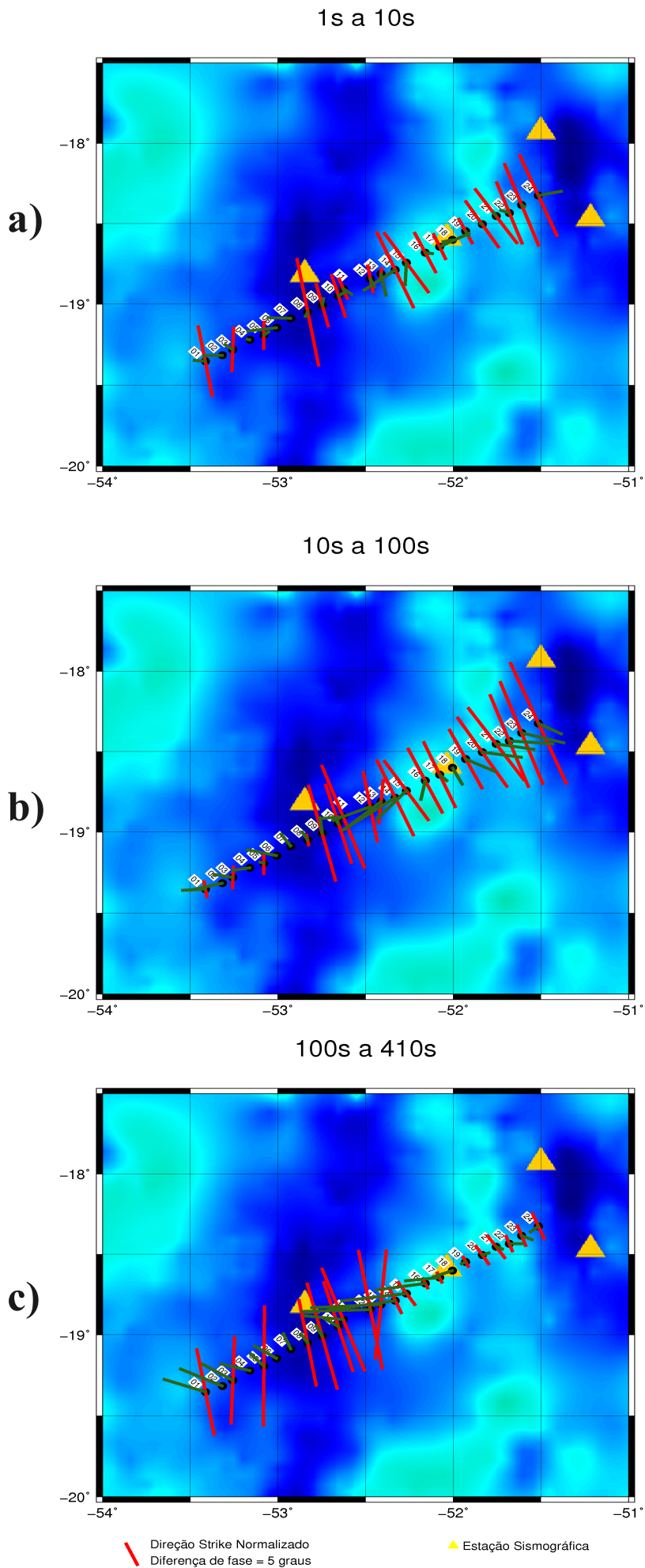


Figura 5.5 - Azimutes dos *strikes* geoeletricos a) de 1 a 10s b) 10 a 100s e c) 100 a 410s e vetores de indução a) 4s b) 30s e c) 150s sobrepostos ao mapa de anomalia Bouguer

Capítulo 6

Inversão Bidimensional

A inversão de dados, de uma forma geral, é uma maneira rápida de se obter um modelo a partir dos dados observados. A realização de etapas intermediárias, descrita nos capítulos anteriores, ajudaram na construção de modelos de resistividades diferentes e coerentes com as informações geológicas e geofísicas obtidas até aqui. Esta exploração de modelos tem a finalidade de se evitar armadilhas decorrentes da não unicidade associada com a modelagem (Simpson e Bahr, 2005).

A inversão foi feita com os dados decompostos, portanto dado 2-D rotacionado para a direção do *strike* (N25W).

6.1 Código empregado

Os modelos finais deste trabalho foram obtidos utilizando-se o programa de inversão de dados MT 2-D REBOCC (Reduced Basis Occam's Inversion) (Siripunvaraporn e Egbert, 2000), algoritmo este muito utilizado pela comunidade MT devido à sua rapidez, estabilidade numérica e fácil manejo.

A inversão da resistividade aparente e a fase por meio do REBOCC pode ser feita usando somente um dos modos (TE ou TM) ou ainda permite a inversão simultânea dos mesmos. Para qualquer dos casos citados pode-se atribuir pesos distintos às fases e resistividades em cada estação e em cada período através de uma matriz de inclusão de dados, que pode assumir n valores inteiros positivos. Para $n \geq 1$, os erros fixos (error floor) percentuais são multiplicado por um fator 2^{n-1} ao passo que para $n=0$ o dado é excluído da inversão. Eventualmente, um ou mais dados pode ser completamente excluído da inversão.

O REBOCC requer no mínimo três arquivos de entrada para efetuar a inversão: o primeiro deles é o "*startup file*", que define todos os parâmetros de entrada para a inversão. O segundo é o arquivo contendo os dados de entrada com todas as informações de resistividade aparente e fase dos modos TE e/ou TM, e seus respectivos erros. Por último, um arquivo de modelo de entrada contendo informações sobre a malha utilizada bem como os valores iniciais de resistividade para cada uma das células.

Para testar a consistência do modelo obtido a partir desta inversão é importante que diferentes modelos de entrada sejam testados. A convergência para modelos similares, independente do modelo de entrada, pode reforçar a consistência da inversão.

6.2 Procedimentos adotados

A inversão 2-D dos dados decompostos passou por uma série de procedimentos até a inversão propriamente dita fosse realizada. Dentre as fases desses procedimentos destaca-se a construção da malha (ou grade) para o modelo de entrada e a preparação dos arquivos com todos os parâmetros da inversão

6.2.1 Construção do gride para os modelos de resistividade

A etapa de inversão 2-D dos dados com programa REBOCC teve início com a criação de uma malha não regular do perfil (eixo-x) com a profundidade (eixo-z), mostrada esquematicamente na figura 6.1.

A espessura (Δz) dos blocos da primeira linha da malha foi definida como sendo 1/5 do “*skin-depth*” mínimo (calculado a partir da menor resistividade observada na frequência máxima). As espessuras dos blocos subjacentes da malha tiveram suas espessuras aumentadas gradativamente por um fator de 1,2 até que a profundidade total atingisse três vezes o valor do “*skin-depth*” máximo, para minimizar efeitos de borda.

Entre a primeira e a última estação do perfil, o comprimento desses blocos (Δx) foi de $\frac{1}{4}$ do espaçamento médio entre as estações, que era de 10 km. Para os blocos anteriores a primeira estação e posteriores a última o comprimento também foi aumentado gradativamente por um fator de 1,2 até que o comprimento máximo da malha também atingisse três vezes o valor do “*skin-depth*” máximo, também para minimizar efeitos de borda.

A priori construíram-se três modelos distintos de entrada do REBOCC: Um modelo muito simples de semi-espço infinito com resistividade de 100 ohm-m, outro de Terra estratificada 1-D (figura 6.2), considerando valores de espessuras e resistividades restringidos pelas análises anteriores, sobretudo da transformada Niblett-Bostick e inversão 1-D, bem como de outros trabalhos MT da bacia do Paraná. E ainda um terceiro que o foi o modelo gerado pela inversão 1-D da figura 4.5a. A construção de cada um desses modelos consistiu em atribuir valores de resistividades para cada um dos blocos do gride mencionado anteriormente.

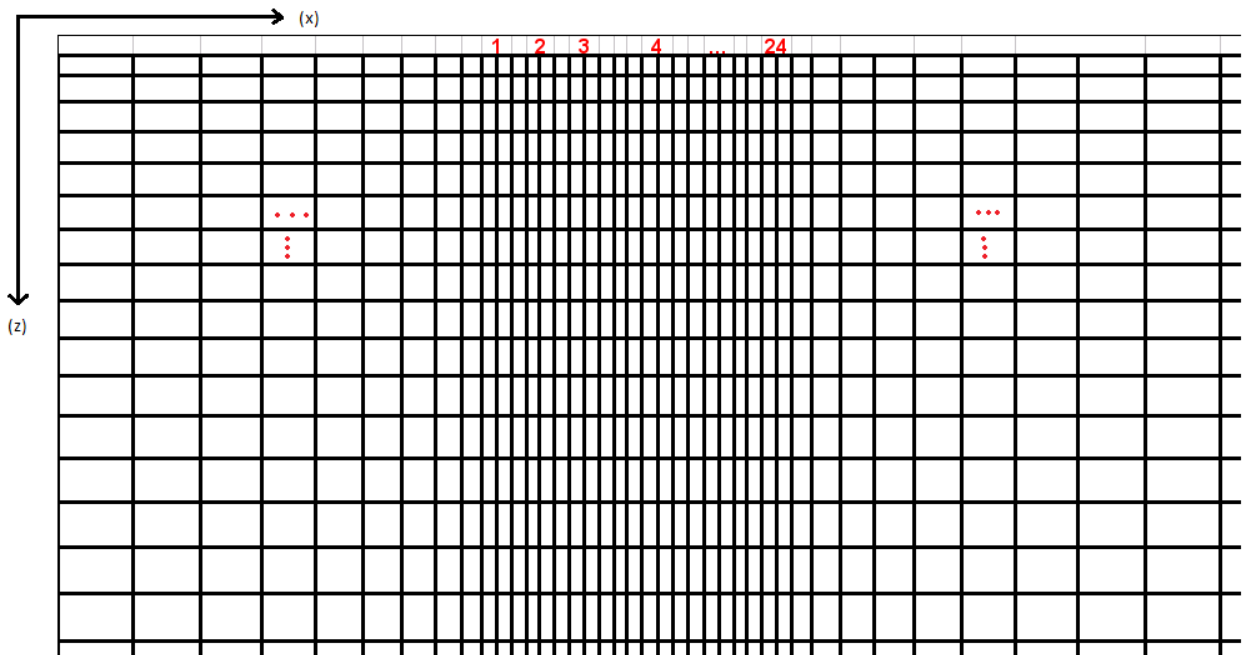


Figura 6.1 – Exemplo de gride (ou malha) criado para atribuição de valores de resistividade elétrica para modelos 2-D do REBOCC. Os números de 1 a 24 indicam a posição relativa das estações MT deste trabalho.

| | |
|-------------------------------|---|
| $\Delta z_1 = 0,4 \text{ km}$ | $\rho_1 = 600 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ |
| $\Delta z_2 = 2,6 \text{ km}$ | $\rho_2 = 10 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ |
| $\Delta z_3 = 35 \text{ km}$ | $\rho_3 = 800 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ |
| $\Delta z_4 = 30 \text{ km}$ | $\rho_4 = 100 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ |
| Semi-espaço | $\rho_5 = 5 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ |

Figura 6.2 – Modelo de Terra estratificada unidimensionalmente admitido para entrada do REBOCC.

6.2.2 Inversão do modo TM

Preferiu-se iniciar a inversão pelo modo TM (YX rotacionado para a direção do *strike*), uma vez que os dados desse modo sofreram, aparentemente, menos efeitos estáticos.

Um modelo de semi-espaco infinito com resistividade de 100 Ω .m foi inicialmente usado como modelo de entrada para o REBOCC. Primeiramente, efetuou-se uma inversão da fase somente a fim de se observar as estruturas básicas presentes no modelo.

Em seguida também se inseriu a informação da resistividade aparente na inversão. Entretanto é comum deixar os desvios fixos em 5% para as fases e 25% para as resistividades. Sendo assim, mesmo que a matriz de inclusão tenha índice 1 para as duas respostas, as fases de todos os dados sempre terão maior peso que a resistividade.

O mesmo procedimento se tomou para o modelo de entrada de Terra estratificada 1-D (figura 6.2) e o modelo de resistividade elétrica YX da inversão 1-D (figura 4.5a). Os três modelos de entrada levaram à soluções similares, mesmo para o modelo de entrada simples como o semi-espaco infinito, porém o segundo modelo - Terra 1-D - foi o que apresentou o menor erro quadrático médio (RMS) e este serviu de entrada para outros diversos modelos inversos do modo TM.

Uma série de modelos inversos foram gerados (Figuras 6.6 a 6.13, apêndice) variando os parâmetros de entrada da inversão, até se chegar ao modelo final. Cada um dos modelos foi obtido até que as iterações da inversão atingissem o menor RMS.

O modelo inverso da fase (figura 6.7, apêndice) também serviu para avaliar o “*static-shift*”, uma vez que o nível sugerido pelo modelo inverso, para o ajuste das curvas de resistividade aparente, podem se divergir significativamente em relação ao nível do dado medido. Algumas dessas curvas de resistividade aparente, após uma análise conjunta das pseudo-seções de fase e resistividade e o empilhamento das respostas (figura 4.3), foram deslocadas para o nível ou próximo ao nível sugerido pela inversão da fase por um fator constante.

Os mesmos procedimentos também foram tomados para a inversão do modo TE e a inversão simultânea dos modos.

6.3 Resultados da Inversão

6.3.1 Transverso Magnético (TM)

O modelo final do modo TM (figuras 6.3) foi o resultado da inversão com pesos iguais para os dados de fase e resistividade aparente de todas as estações, exceto aquelas que tiveram o nível da curva de resistividade alterado com o propósito de reduzir o “*static-shift*”. Como não é possível precisar com certeza se o nível da curva de resistividade foi deslocado pelo fator correto, preferiu-se dar peso menor para a resistividade desses dados, no caso pesos 1 para a fase e 0.5 para o dado de resistividade aparente. As principais estruturas e contrastes geoeletricos também aparecem na seção de resistividade elétrica da inversão das fases somente (figura 6.7, apêndice)

Além da estação apo_009, as estações apo_001, 004, 006, 014, 022 e 024 também tiveram seus níveis de resistividade aparente deslocados.

O modelo final (figura 6.3a) ajustou-se muito bem aos dados, salvo o ajuste em longo período de algumas estações como a 002 e 003, onde os valores de resistividade aparente ficaram pouco abaixo dos valores medidos.

As seções de resistividade elétrica foram divididas em duas: a primeira (figura 6.3b) com estruturas geoeletricas amostradas para profundidades de 0 a 120 km. Sobre essas seções há ainda uma linha contínua de cor preta que delimita a profundidade máxima de investigação dos dados de cada estação. Esses valores foram obtidos pela transformada Niblett-Bostick. A segunda seção apresenta estruturas amostradas de 0 a 5 km (figura 6.3c), com o intuito de enfatizar estruturas no interior da bacia sedimentar..

A primeira seção de resistividade confirma a existência de dois meios totalmente distintos. O primeiro com uma crosta moderadamente resistiva (~ 200 a $\sim 700 \Omega.m$) com profundidade média de 35 km sob as estações apo_001 a apo_013, aliada a um manto extremamente condutivo ($< 10 \Omega.m$) ao passo que sob as estações apo_014 a apo_024 fica em evidência um bloco crustal muito resistivo com valores de resistividade ultrapassando os $1.500 \Omega.m$ e atingindo profundidades de cerca de 40 km. O manto abaixo deste bloco crustal apresenta resistividade média de $50 \Omega.m$ em quase toda extensão da seção.

A segunda seção de resistividade elétrica (figura 6.3c) mostra uma primeira camada resistiva ($\sim 200 \Omega.m$) com espessura média de 300m, exceto no meio do perfil onde a resistividade chega a ser superior a $1.000 \Omega.m$ e também há um espessamento dessa parte da camada (~ 500 m). Esta camada está sendo interpretada como a camada de basalto sobre a formação sedimentar Botucatu-Pirambóia. Nesta seção destaca-se algumas regiões muito condutivas ($< 10 \Omega.m$) entre as estações apo_009 e apo_016 e a

irregularidade do contato da bacia com o embasamento geotérmico. A bacia sedimentar chega a atingir profundidades de 3,5 km sob as estações apo_001 a apo_013 e menos espessa sob as estações apo_014 a apo_024 atingindo no máximo 3 km de profundidade entre a apo_018 e apo_021.

Informações complementares foram sobrepostas as seções de resistividade como as anomalias de gravidade da figura 1.4 e perfis de sondagens de poços próximos ao perfil MT. As profundidades do embasamento fornecidas pelas sondagens se correlacionam muito bem com as obtidas com a inversão. Quanto as anomalias de gravidade, percebe-se que há uma forte correlação destas com as estruturas geotérmicas profundas (figura 6.3b) e pouca ou quase nenhuma relação com as anomalias geotérmicas da bacia sedimentar propriamente dita (figura 6.3c)

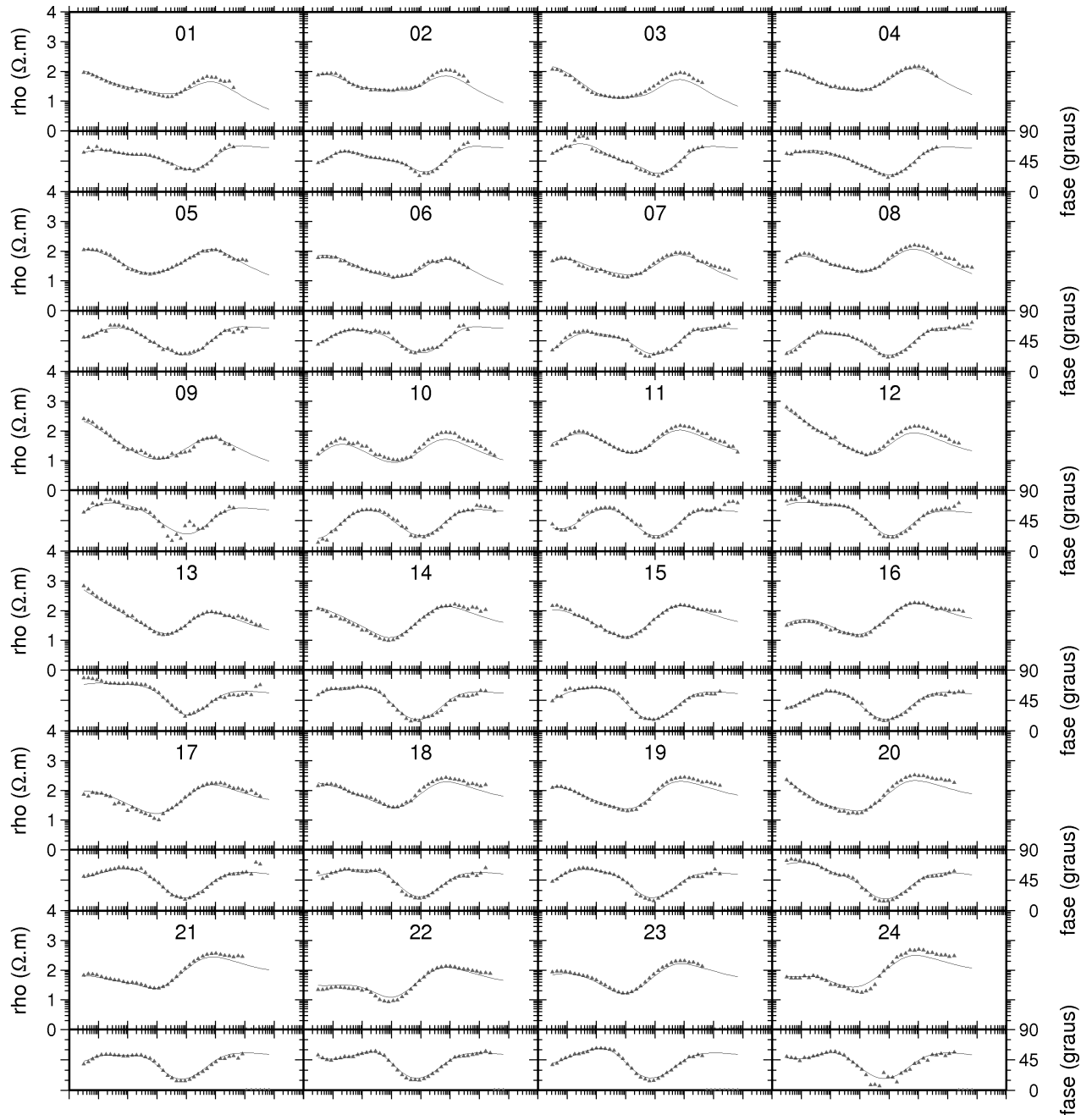


Figura 6.3a – Ajuste das curvas de resistividade e fase do modo TM para o modelo da inversão 2-D.

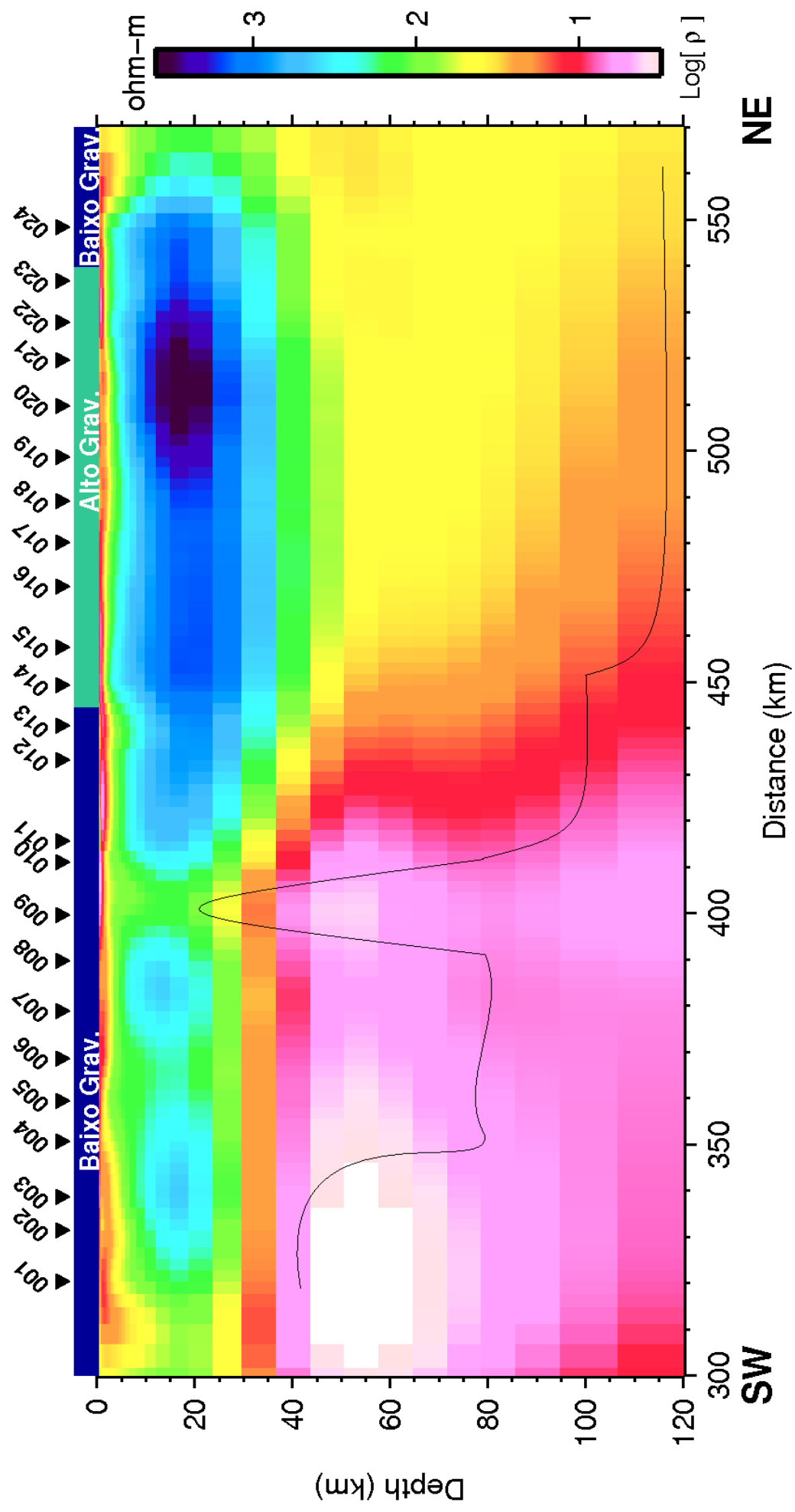


Figura 6.3b – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TM do tensor de impedâncias para o *skin-depth* máximo.

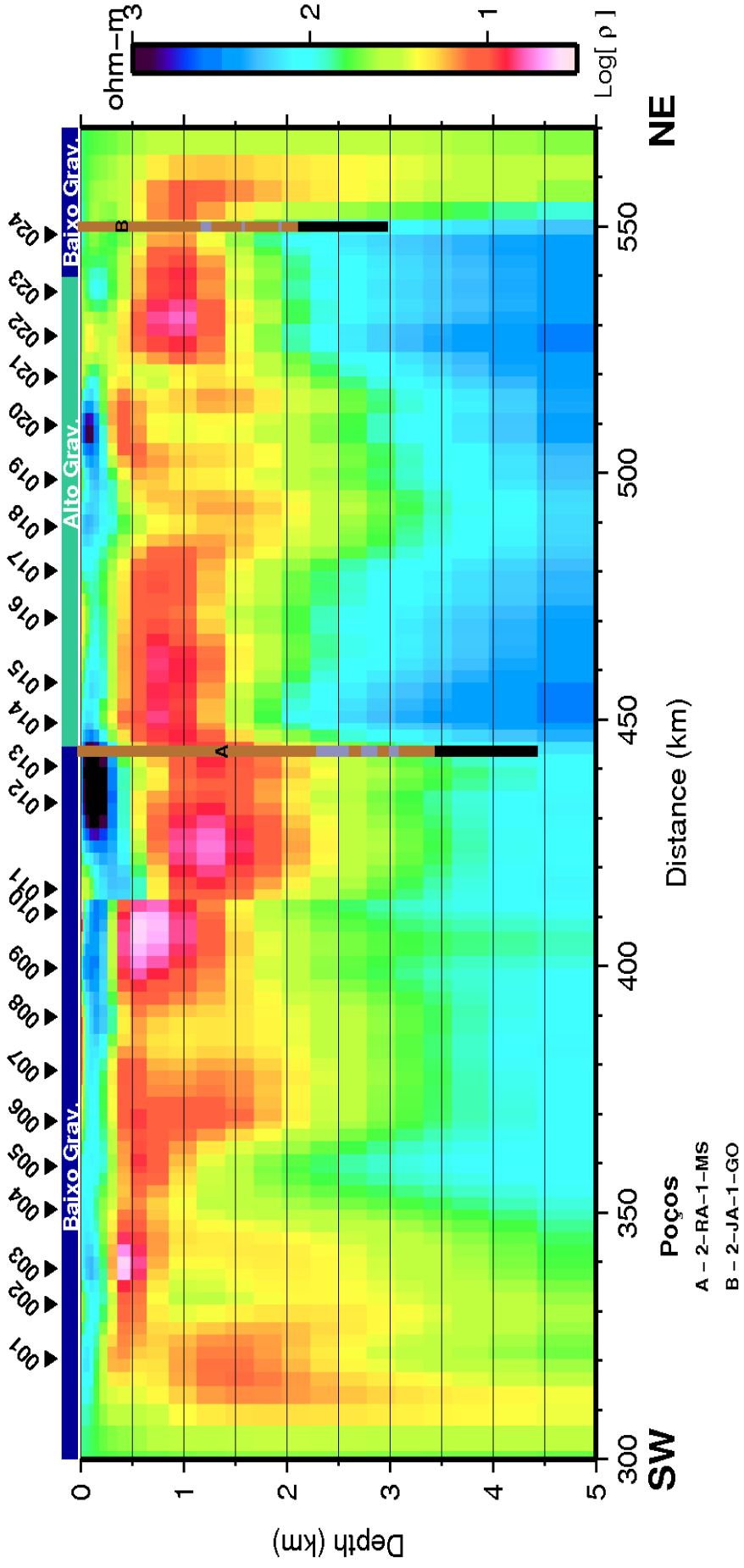


Figura 6.3c – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TM do tensor de impedâncias com profundidade máxima de 5 Km.

6.3.2 Transverso Elétrico (TE)

Basicamente, os mesmos procedimentos adotados para a inversão do modo TM também foram adotados para a inversão REBOCC do modo TE. A principal diferença na inversão desse modo foi o modelo final 2-D do modo TM (figuras 5.6), que também serviu como modelo de entrada para inversão REBOCC.

Assim como no TM, os dados de resistividade aparente de algumas estações (apo_001, 008, 010, 011, 012, 013 e apo_024) tiveram seus níveis alterados para minimizar o efeito do “*static-shift*”. Essa correção também foi, principalmente, baseada no modelo inverso das fases do modo TE (figura 6.10, apêndice) e nas estações vizinhas.

O modelo final (figuras 6.4) foi gerado a partir do modelo 2-D (TM) e com pesos menores para os dados de resistividade aparente das estações que tiveram os níveis dessas curvas alterados.

O ajuste do modelo aos dados do TE (figura 6.4a) também foi bastante satisfatório. A seção de resistividade elétrica para o “*skin-depth*” máximo (figura 6.4b) mostra as mesmas características gerais do TM. Esta seção traz ainda informações complementares como por exemplo o realce de anomalias condutivas ($< 10 \Omega.m$) semi-circulares entre 5 e 30 km sob as estações apo_008 a apo_011, apo_013 a apo_016 e sob as estações a NW da apo_021. O bloco resistivo, que na seção TM aparecia com profundidade média de 40 km, aparece na seção TE mais espesso, com profundidade média de 70 km.

A seção de resistividade elétrica TE para profundidades de até 5 km (figura 6.4c) mostra uma distribuição de estruturas geoeletricas muito similar a da seção TM (figura 6.3c). Isso reforça a ideia do dado quase 1-D para períodos inferiores a 1s e portanto independente das direções de medida.

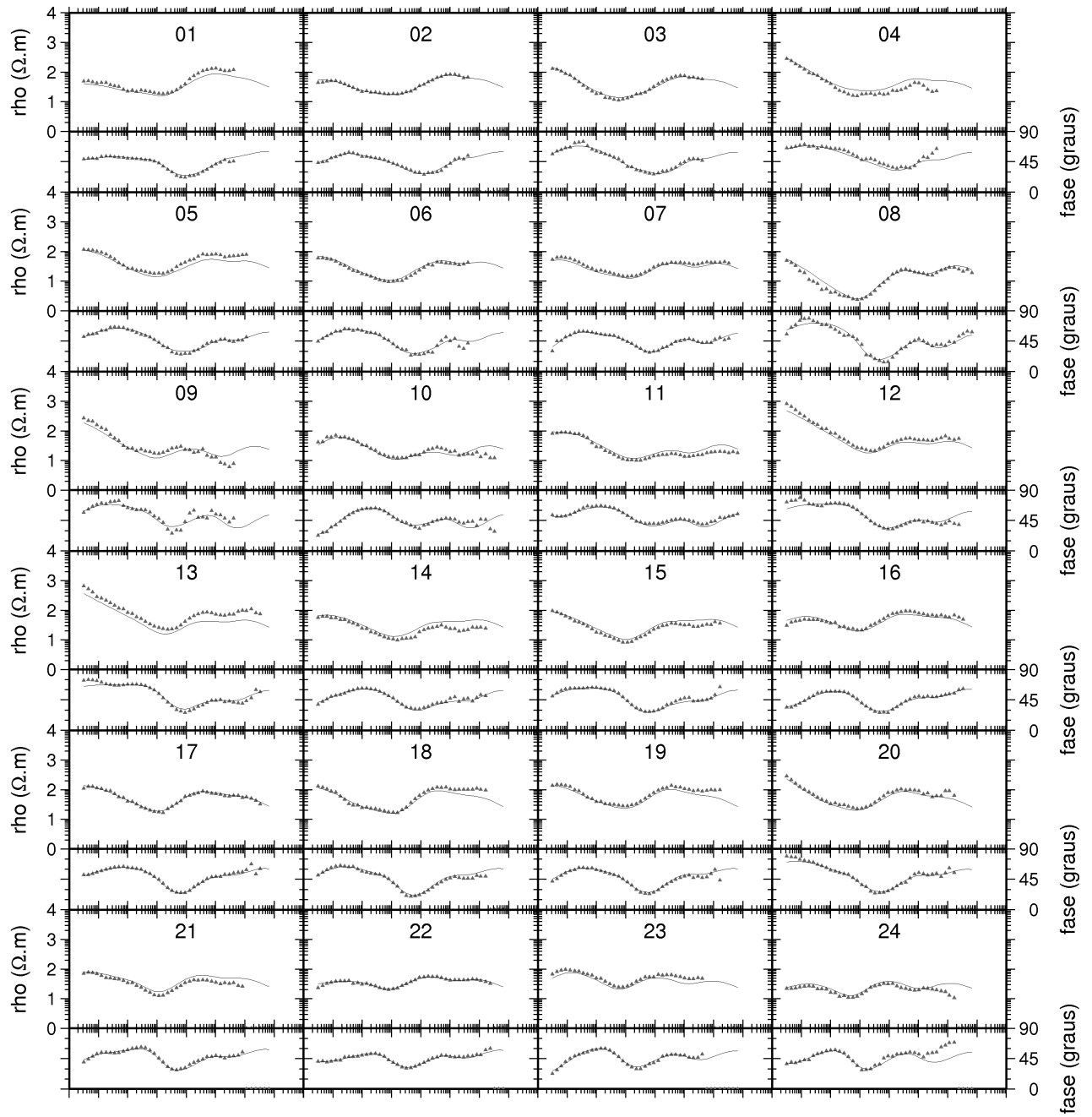


Figura 6.4a – Ajuste das curvas de resistividade e fase do modo TE para o modelo da inversão 2-D.

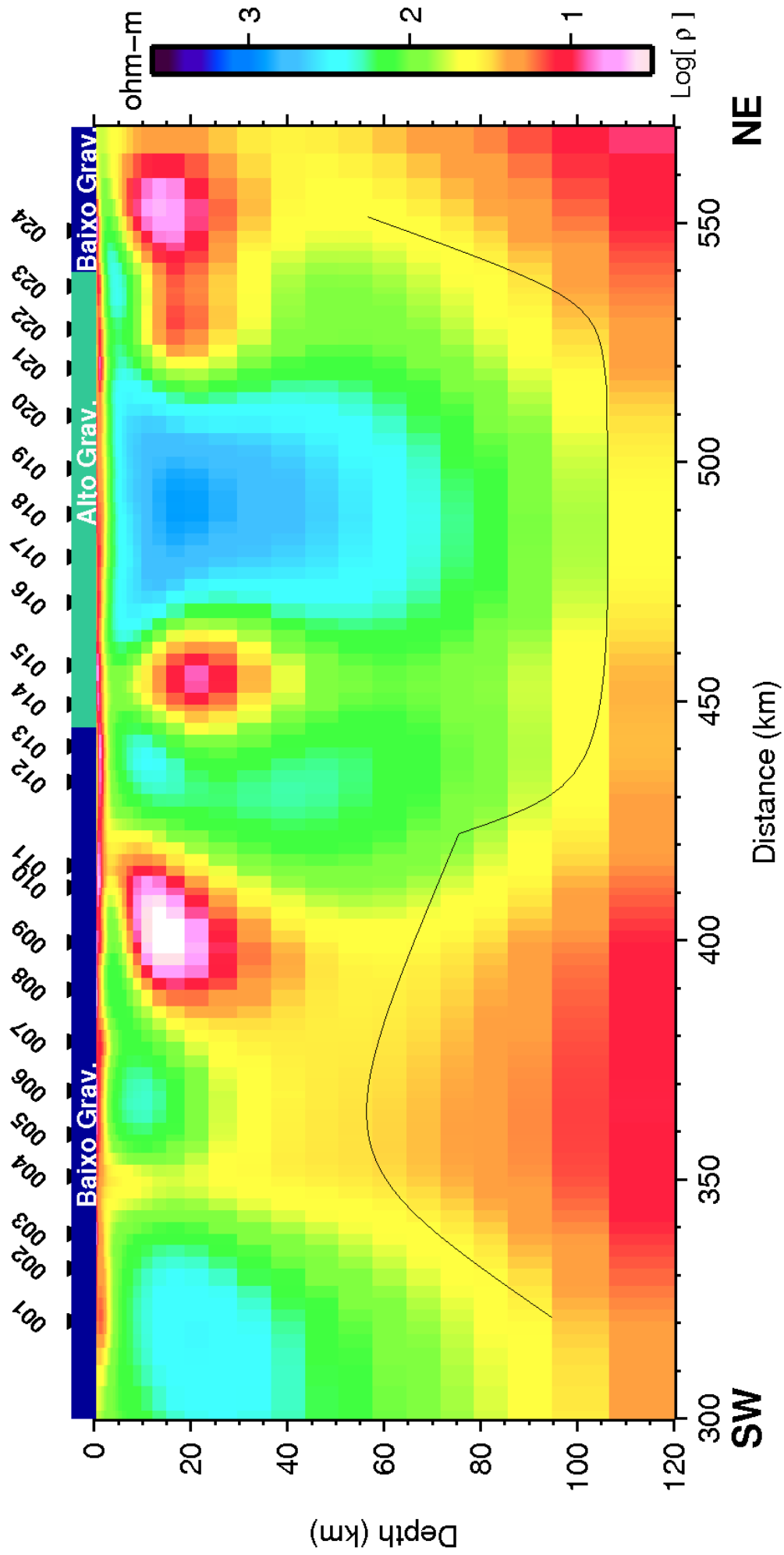


Figura 6.4b – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TE do tensor de impedâncias para o *skin-depth* máximo.

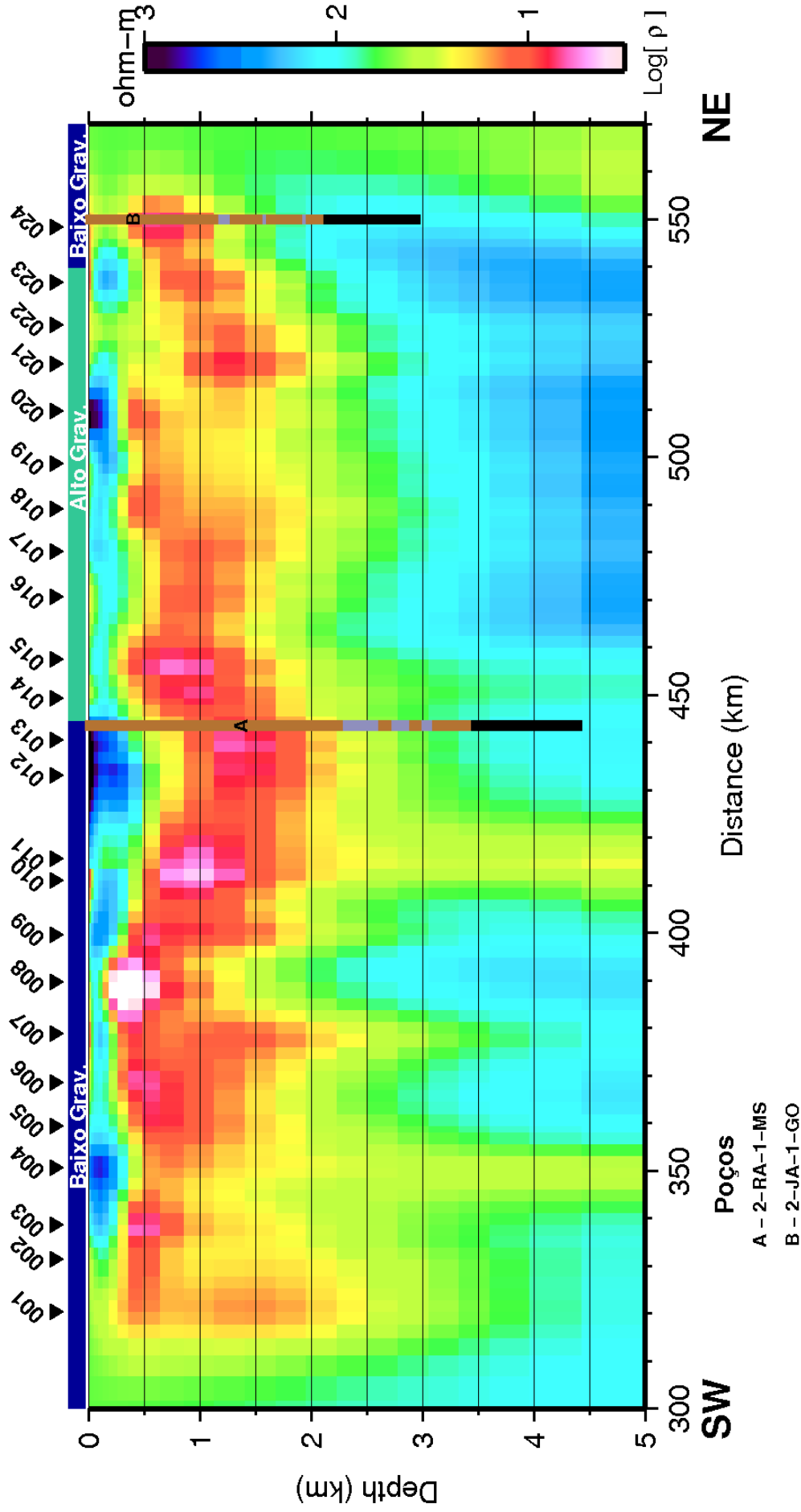


Figura 6.4c – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TE do tensor de impedâncias com profundidade máxima de 5 Km.

6.3.3
Inversão
simultânea

dos modos TE e TM

Como os resultados das inversões TE e TM trazem informações complementares fez-se a inversão simultânea dos modos. As inversões intermediárias foram realizadas passo a passo, cujos resultados foram obtidos invertendo somente as fases. Primeiramente com o modelo de entrada mais simples possível, o do semi-espaço de 100 $\Omega.m$ (figura 6.11, apêndice), em seguida com o modelo 1-D (figura 6.12, apêndice) e por último com o modelo 2-D do resultado da inversão final do TM (figura 6.13, apêndice).

Os dados de resistividade aparente que tiveram seus níveis alterados, tanto para o TM como para o TE, também receberam pesos menores durante a inversão simultânea, prevalecendo, portanto, a informação das fases dos dados dessas estações.

O ajuste final do modelo (figura 6.5a) foi obtido da iteração de menor RMS e com mais uma iteração com suavização. O modelo se ajustou de forma bastante satisfatória aos modos, principalmente ao TM, que tem transições geoeletricas mais suaves que o TE.

A seção de resistividade elétrica de “*skin-depth*” máximo (figura 6.5b) é claramente dividida em pelo menos dois meios lateralmente muito contrastantes. Para simplificar, dar-se-á o nome para esses meios contrastantes de porção SW para o meio sob as estações apo_001 a apo_013 e porção NE para o meio sob as estações apo_014 a apo_024.

Essa seção mostra uma primeira camada pouco espessa (< 5 km) e condutiva (~ 10 $\Omega.m$) ao longo de todo o perfil. Imediatamente abaixo desta, uma outra camada com espessura média de 35 km na porção SW com um espessamento de cerca de 10 km no extremo da porção NE. A porção SW desta camada apresenta estruturas relativamente heterogêneas com valores médios de resistividade variando de 200 $\Omega.m$ a 900 $\Omega.m$ e com um corpo aproximadamente esférico de baixa resistividade (~ 1 $\Omega.m$) sob as estações apo_009 e apo_010. A porção NE desta camada é mais homogênea e mostra um corpo de alta resistividade (> 1000 $\Omega.m$) em toda porção NE. Esta estrutura sofre ainda um espessamento de quase 10 km no extremo NE dessa porção. Essa transição lateral é marcada pela presença de um outro corpo muito condutivo (~ 1 $\Omega.m$) com todo em, aproximadamente, 30 km e base em 60 km.

A terceira e extensa camada, com topo em torno de 35 km, evidencia dois meios bem distintos. A porção SW extremamente condutiva (~ 1 $\Omega.m$) em quase toda sua extensão e a porção NE com resistividade moderada (~ 180 $\Omega.m$).

A seção de resistividade elétrica para profundidades de até 5 km (figura 6.5c) mostra uma primeira camada com resistividades entre 500 $\Omega.m$ e 800 $\Omega.m$ com espessura média de 300 metros e com espessamento entre as estações apo_011 e apo_013 chegando a atingir 500 metros de espessura. Logo abaixo uma camada com

condutividade média de 20 $\Omega.m$ com algumas anomias ainda mais condutivas ($\sim 1 \Omega.m$) ao longo de todo o perfil. A seção mostra ainda um contato irregular desta camada condutiva com uma camada resistiva ($\sim 300 \Omega.m$) sendo que esse contato na porção SW ocorre em profundidades médias de 3 km ao passo que na porção NE esse contato ocorre em profundidades médias de 2,5 km.

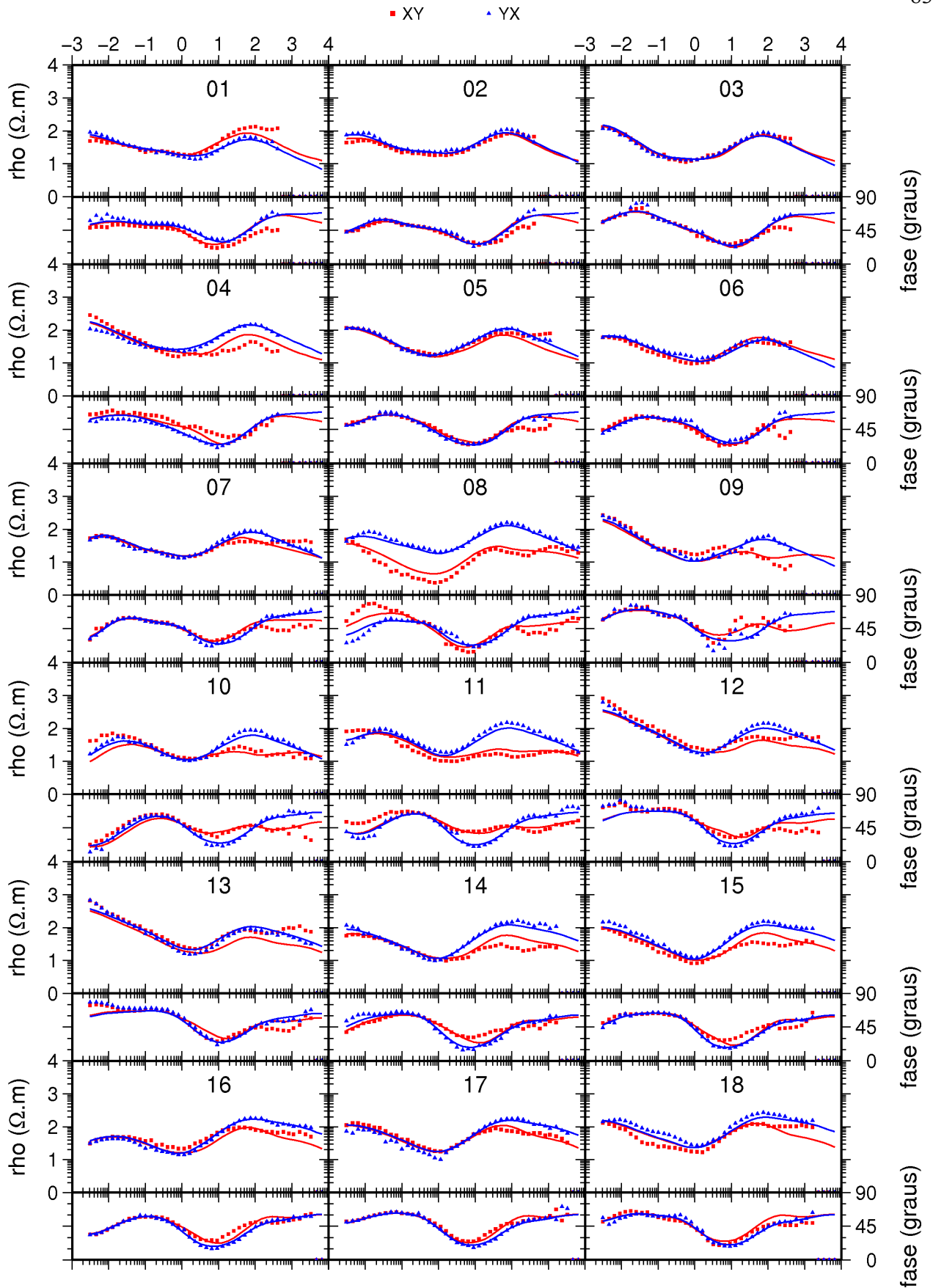


Figura 6.5a – Ajuste simultâneo dos modos TE (vermelho) e TM (azul) das curvas de resistividade e fase.

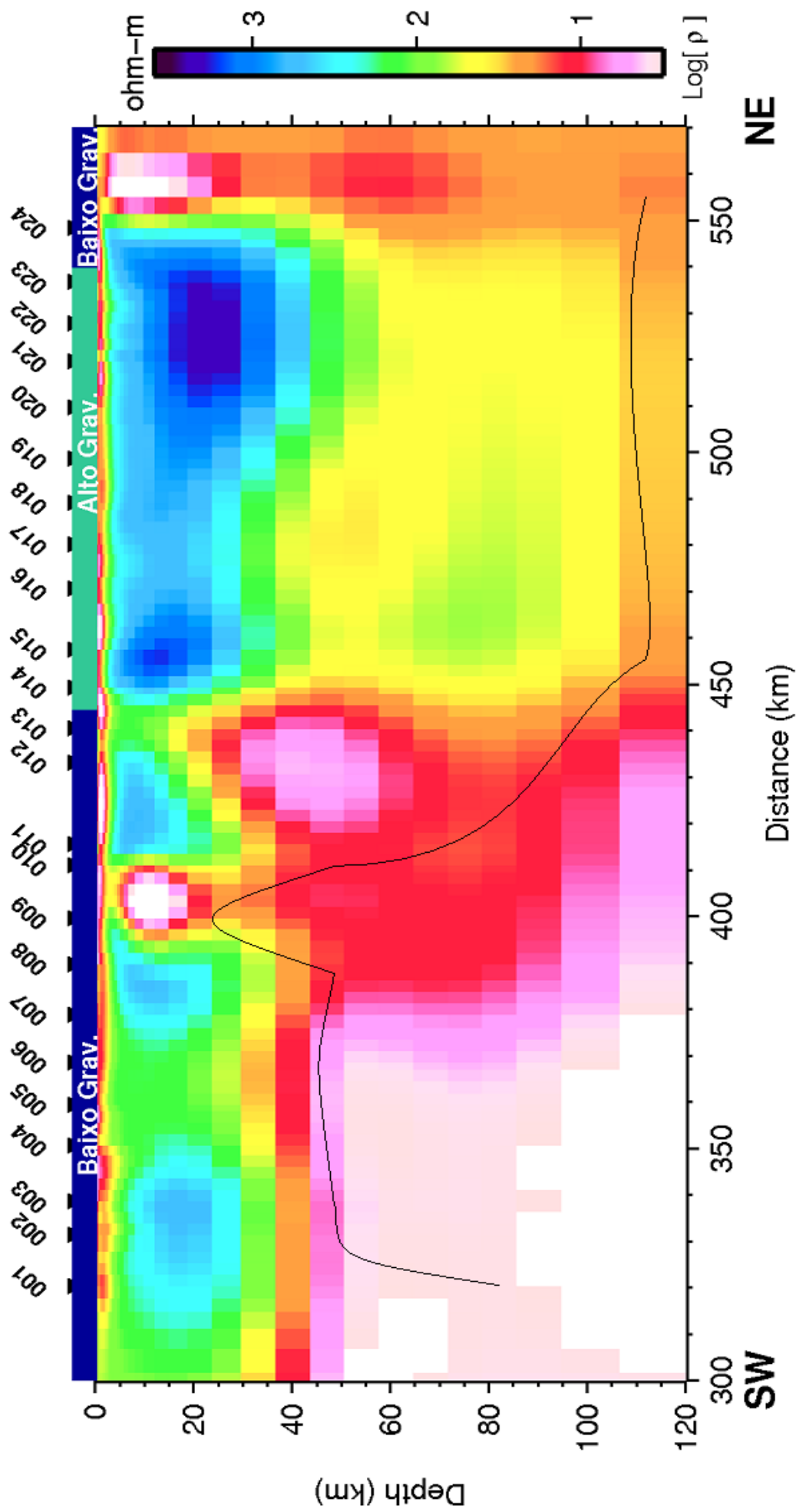


Figura 6.5b – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D simultâneo (TE e TM) do tensor de impedâncias para todo o *skin-depth*.

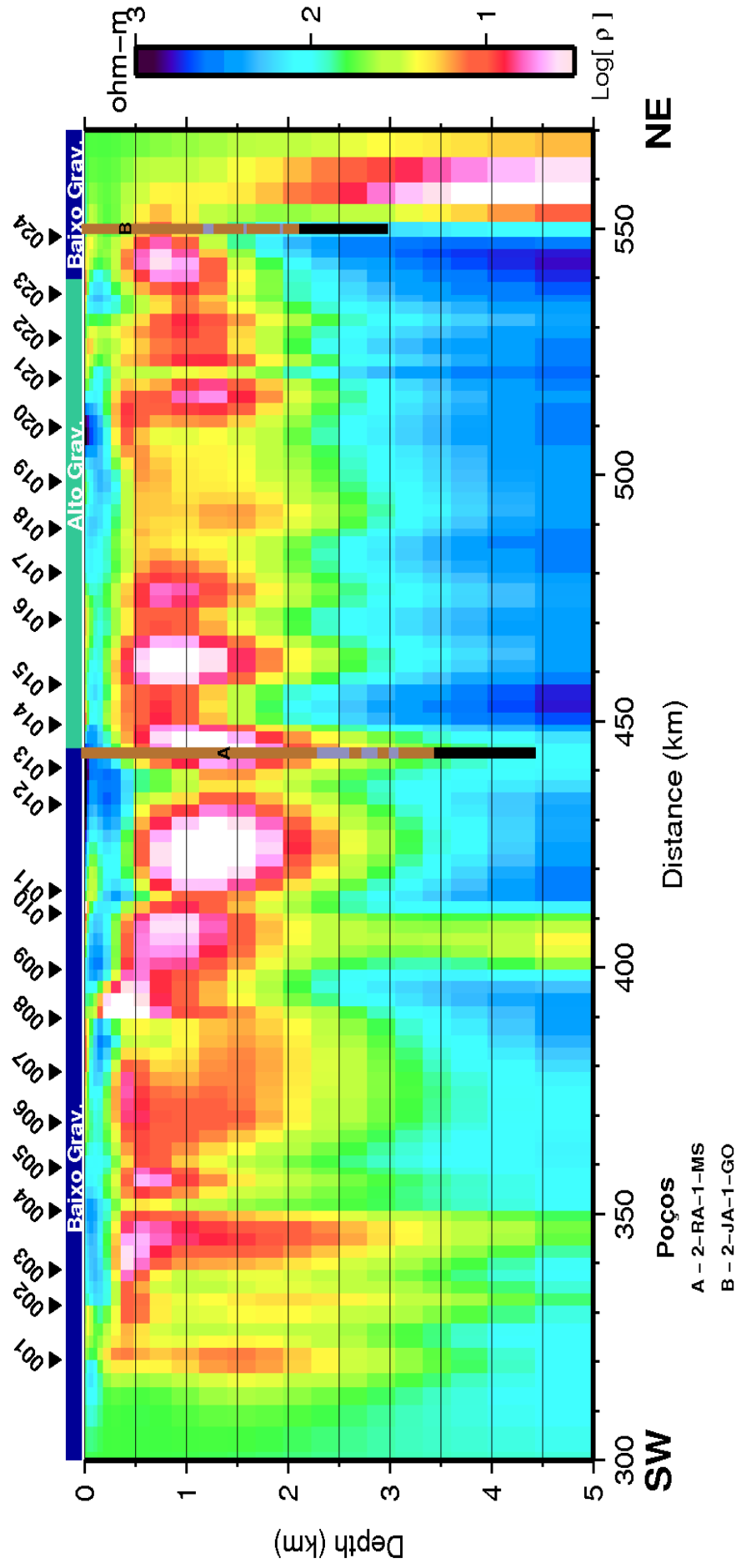


Figura 6.5c – Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D simultâneo (TE e TM) do tensor de impedâncias com profundidade máxima de 5 Km.

Capítulo 7

Discussão e Conclusões

O modelo geoeletrico final, proveniente da inversão conjunta dos modos TE e TM, tem em sua parte superior um horizonte moderadamente resistivo (entre 100-500 Ω .m) que é compatível com a resistividade dos basaltos da formação Serra Geral. Entretanto, tal horizonte não é homogêneo e apresenta uma máxima espessura na parte central do perfil, numa região de cerca de 20 km de largura, entre as estações apo_011 e apo_014. Imediatamente abaixo desse horizonte resistivo, tem-se uma camada cujo topo também é mais profundo (~500 m) na porção central do perfil, onde supostamente há também uma maior acumulação de basaltos. condutiva e com espessura média de 3 km na porção SW e 2,5 km na porção NE, dentro dos limite previsto pelas isópacas regionais, porém inferior ao valor de 3475 m dados pelo poço Rio Aporé (2-RA-1). Essa diferença pode ser explicada pela presença das soleiras de diabásio intrudidas no interior das formações Paleozoicas da bacia. O método não tem resolução suficiente para distinguir o topo da sequência de intercalação de soleiras do embasamento cristalino, conforme também observaram Stanley *et al.* (1985) e Padilha *et al.* (1992) nas regiões central e borda nordeste da Bacia do Paraná, respectivamente.

As análises conjuntas dos resultados levam a concluir que há um importante contraste geoeletrico, de escala litosférica, aproximadamente no centro do perfil MT, entre as estações apo_013 e apo_014 (figura 6.5b), possivelmente definindo dois segmentos litosféricos distintos. Este limite separa dois meios bastante distintos em termos de suas propriedades elétricas. O primeiro, a porção SW do perfil, com crosta moderadamente resistiva e eletricamente mais heterogênea. Considerando que a Moho nessa região é de pelo menos 41 km (Julià *et al.*, 2008), podemos inferir que, eletricamente, a crosta desse segmento litosférico é caracterizada por uma crosta superior moderadamente resistiva, com segmentos com resistividades em torno de 100 Ω .m e outros segmentos em torno de 500 Ω .m, com espessura de aproximadamente 30 km sobreposta a uma crosta inferior condutiva (~10-50 ohm-m). Em maiores profundidades, já no manto superior, aparece um manto também bastante condutivo (< 10 Ω .m), porém devido à reduzida resistividade do meio há pouca penetração do sinal eletromagnético. Já o segundo meio, a porção NE, mostra-se muito mais homogêneo lateralmente e muito mais resistiva de uma forma geral. A crosta elétrica desse segmento aparece como uma camada única, chegando a atingir valores superiores a 2000 Ω .m, e aparentemente sem contraste elétrico entre suas partes superior e inferior. Em profundidades do manto superior, a resistividade elétrica varia pouco, mantendo-se em torno de 60-100 Ω .m até profundidades em torno de 110 km.

Tais resistividades são muito inferiores às aquelas esperadas por medidas de laboratório em olivina e peridotito desidratados, porém dentro do intervalo geralmente observado em mantos litosféricos continentais, 80-200 $\Omega.m$, por estudos de indução eletromagnética (Jones, 1999).

De acordo com Jones (1992), regiões Pré-cambrianas têm uma condutância (condutividade elétrica X espessura) tipicamente em torno de 20 S, enquanto regiões Fanerozoicas geralmente possuem condutâncias uma ordem de grandeza acima (~400 S). Tomando-se a condutância aproximada da crosta inferior da porção SW desta dissertação, vemos que ela se aproxima dos valores esperados para uma região Fanerozoica. Do lado oriental, embora não seja possível distinguir sua crosta inferior, sua maior resistividade sugere uma crosta mais antiga.

Há uma certa coincidência espacial com a descontinuidade geoeétrica de larga escala determinada neste trabalho com a borda oriental do baixo gravimétrico previamente modelado por Vidotti et al. (1998) como sendo devido a um gráben Paleozoico. Não há evidências, através dos dados MT, de nenhuma calha no embasamento para suportar o modelo do gráben, embora ele possa ser menos profundo, conforme comenta Costa (2003), e daí de difícil detecção usando MT. Por outro lado, sob o mínimo gravimétrico local (entre as estações apo_009 e apo_010) foi modelado um condutor relativamente forte (~1 $\Omega.m$) aproximadamente entre 5 e 15 km de profundidade, possuindo largura da ordem de 20 km. Sua existência, à princípio, suportaria interpretações baseadas em variações laterais de densidade na crosta. Mantovani et al. (1991), por exemplo, considerou um corpo granítico, mas tal material geralmente é extremamente resistivo. Também, todas as modelagens gravimétricas têm considerado a crosta e o manto regionalmente uniformes. Certamente, este não é o caso, conforme este estudo MT mostra, indicando que a interpretação das anomalias não são triviais. Não se tem ainda uma interpretação para a feição geoeétrica crustal sob o mínimo local gravimétrico, sendo necessárias análises adicionais. Entretanto, tal anomalia dificilmente poderia ser explicada como uma anomalia térmica, tendo em vista que a bacia do Paraná é uma região relativamente estável e o último evento tectono-magmático importante ocorreu no Cretáceo.

A posição da descontinuidade geoeétrica regional também é aproximadamente coincidente com o limite ocidental do suposto Bloco Paranapanema (Mantovani et al. (2005) na região. Além disso, análises direcionais do strike geoeétrico apontam um azimute regional de N25W, aproximadamente em concordância com a direção prevista para a borda do bloco ao cruzar o perfil MT (ver figura 1.3c). Tanto a descontinuidade lateral como a direção do azimute regional encontram respaldo em dados GDS (Subba

Rao et al., 2003) cobrindo a região deste estudo, os quais indicam uma região de maior condutância de direção geral NNW-SSE sobre o segmento litosférico SW.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; 1980;** Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo. 187p. (Relatório da PAULIPETRO n. 14091).
- Bahr, K.; 1991;** **Geo logical** noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66 24-38.
- Berdichevsky, M. N.; Dimitriev, V. I.; 1976;** Distortion of magnetic and electric fields by near-surface lateral inhomogeneities, *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist, Acad. Aci. Hung.*, 11, 447-483.
- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. M.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Santos, J. O. S.; 2001;** Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG. CPRM, Brasília,. Mapas na Escala 1:2.500.000. 1 CD-ROM.
- Bologna, M. S.; Padilha, A. L.; Vitorello, I.; Pádua, M. B.; 2008;** Unraveling crustal and upper mantle electrical structures beneath the northeastern border of the Paraná basin, SE Brazil, with magnetotellurics. 19th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Beijing, CD-ROM.
- Brigham, E. O.; 1974;** *The Fast Fourier Transform*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 252 p.
- Cagniard, L.; 1953;** Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Cantwell, T.; 1960;** Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Massachusetts.. Ph.D. thesis, Department of Geology and Geophysics, Massachusetts Institute of Technology, 171p.
- Costa, T. N.; 2006;** Estudo de espessura sedimentar na Bacia do Paraná com função do receptor de alta frequência, Dissertação de mestrado, IAG-USP, Brasil.
- Egbert, G.D.; 1997;** Robust multiple station magnetotelluric data processing. *Geophys. J. Int.*, 130, 475-496.
- Egbert, G. D.; Booker, J. R.; 1986;** Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 87, n. 1, p. 173–194, Oct.
- Gamble, T. D.; Goubau, W. M.; Clarke, J.; 1979;** Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, v. 44, n. 1, p. 53–68.

- Groom, R. W.; Bailey, R. C.; 1989;** Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.* Vol 94:B2:p 1913-1925.
- Groom, R. W.; Kurtz, R. D.; Jones, A. G. and D. E. Boerner; 1993;** A quantitative methodology to extract regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure. *Geophys. J. Int.*, 115, 1095-1118.
- Hjelt, S. E.; Korja, T.; 1993;** Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 137-177.
- Huber, P. J.; 1981;** Robust statistics. John Wiley, New York, 320p.
- Jones, A. G.; 1983;** On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *J. Geophys.*, 53, 72-73.
- Jones, A. G.; 1992;** Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. W. (ed.), *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, Série Developments in Geotectonics, 23, Chap. 3, 81-143.
- Jones, A.G.; 1999;** Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48, 57-80.
- Juliá, J.; Assumpção M.; Rocha, M. P.; 2008;** Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root.
- McNeice, G.W. and A.G. Jones; 2001;** Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66, 158-173.
- Mantovani, M. S. M.; Vasconcelos, A. C. B. C.; Shukowski W.;** Brusque Transect from Atlantic Coast to Bolivian Border, Southern Brazil, AGU, Washington, D.C., 1991.
- Martí, A.; Queralt, P.; Jones, A. G.; Ledo, J.; 2005;** Improving Bahr's invariant parameters using the WAL approach, *Geophys. J. Int.* 163, 38-41.
- Milani, E. J.; 1997;** Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental, Tese de doutorado, UFRGS, Brasil, 61-70.
- Milani, E. J.; Ramos V. A; 1998;** Orogenias paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484.
- Molina, E.C.; Ussami, N.; Sá, N. G.; Blitzkow, D; 1989;** Interpretação dos

dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, p. 187-196.

Oliveira Jr., V. C.; Marangoni Y.; 2008; Modelagem gravimétrica 3D da borda norte da Bacia do Paraná, Trabalho de Graduação, IAG-USP, Brasil.

Pádua, M. Banik; 2000; Estudo experimental de distorções geradas por linhas férreas eletrificadas em sondagens magnetotélúricas, Dissertação de mestrado, INPE, Brasil, 17p.

Padilha, A. L.; Trivedi, N. B.; Costa, J. M.; Vitorello, I.; Dupis, A.; Cavoit, C.; 1989; Audiomagnetotelluric study in northeast region of Paraná Basin, South América, *Geophysics*, Vol. 54, NO-7 P.824-831.

Palacky, G.J.; 1987; Resistivity characteristics of geologic targets. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics – Vol.1. Theory.* Soc. Expl. Geophys., Tulsa, p.53-129.

Parker, R. L.; and Booker R.; 1996; Optimal One-Dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurement, 269-282.

Parkinson, W.; 1959; Directions of rapid geomagnetic variations. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 2: 1-14.

Quintas, M. C. L; Mantovani, M. S. M.; Zalán, P. V.; 1997; Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. p.3

Raja Gabaglia, G. P.; Figueiredo, A. M. F.; 1990; Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: *Origem e Evolução de bacias sedimentares.* RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (eds.) Rio de Janeiro: PETROBRAS/SEREC/CEN-SUD. p. 31-45.

Simpson, F.; and Bahr K.; 2005; *Practical Magnetotellurics.* Cambridge University Press, Cambridge, 270p.

Sims, W. E.; Bostick Jr., F. X.; Smith, H. W.; 1971; The estimation of the magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 938-942.

Siripunvaraporn, W.; Egbert, G.; 1999; Software documentation and user manual a Reduced Basis Occam (REBOCC) Inversion, version 1.0 for two-dimensional magnetotelluric data, P 2-18.

Siripunvaraporn, W.; Egbert, G.; 2000; An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotolluric data. *Geophysics*, vol. 65, NO. 3; P 791-803.

Stanley, W. D.; Saad, A. R.; Ohofugi, W.; 1985; Regional Magnetotelluric Surveys in

Hydrocarbon Exploration, Paraná Basin, Brazil. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V. 69. No. 3, March, P. 346-360.

Subba Rao, B.V.; Pádua, M. B.; Bologna, M. S.; Vitorello, I.; Padilha, A. L.; Chamalaun, F. H.; Rigoti, A.; 2003; Preliminary results of ongoing GDS survey in Center-Southeast Brazil. Eighth International Congress of The Brazilian Geophysical Society.

Swift, C. M.; 1967; A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States. Ph.D. Thesis, M.I.T., Cambridge, Mass.

Szarka M.; and Menvielle, M.; 1997; Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics Journal International*, 129(1) :133-142

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

Vidotti, R. M.; Ebinger, C. J.; Fairhead, J. D.; 1998; Gravity signature of the western Paraná Basin, Brazil.

Vozoff, D.; 1991; The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 2, 641-711.

Weaver, J. T.; Agarwal A. K. e Lilley, F. E. M.; 2000; Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophys. J. Int.* 141, 321-336

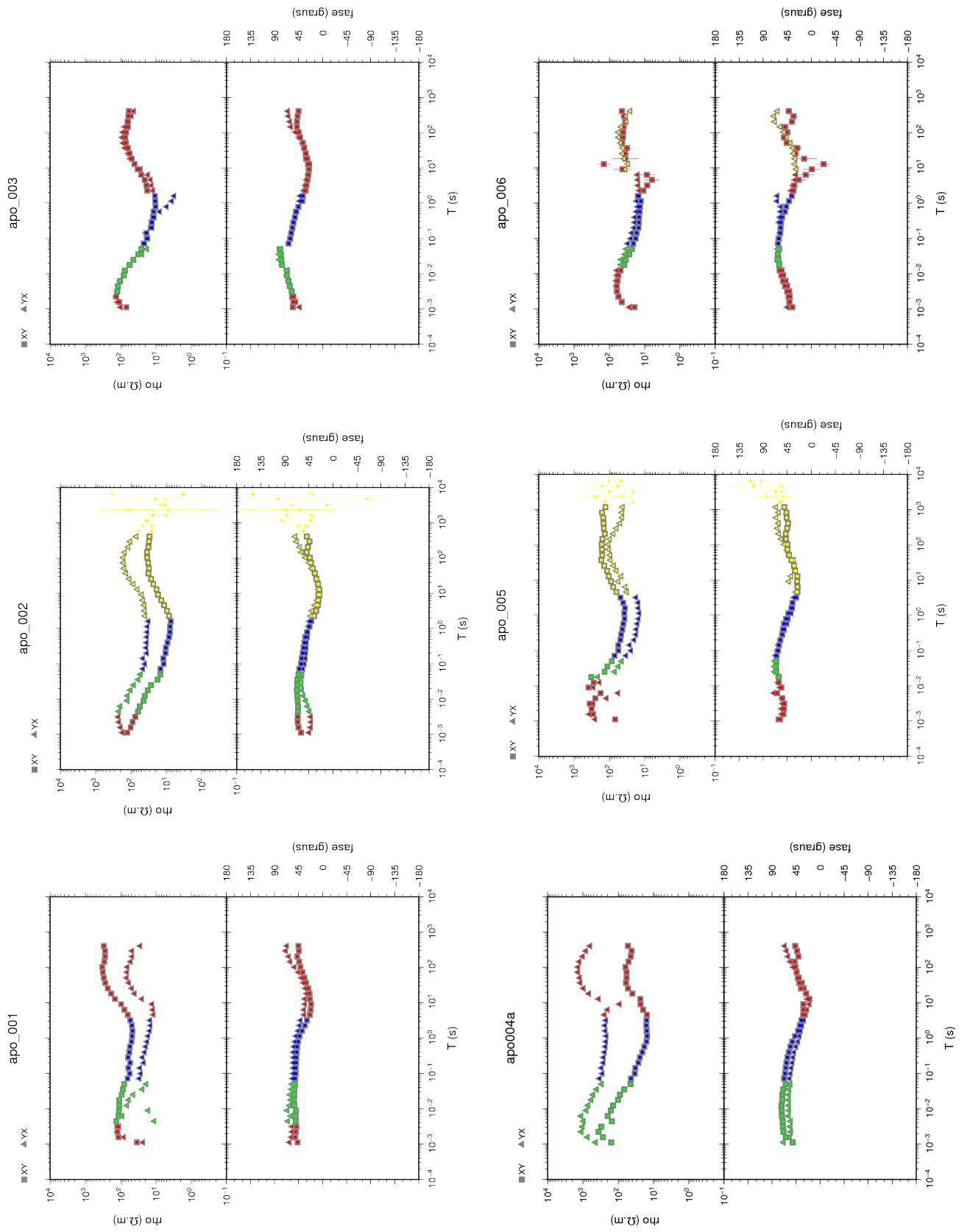
Wight, D. E.; Bostick, F. X.; 1980; Cascade decimation – a technique for real time estimation of power spectra. In: *IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing*, Denver, 1980. Proceedings. Piscataway: IEEE, p.626-629.

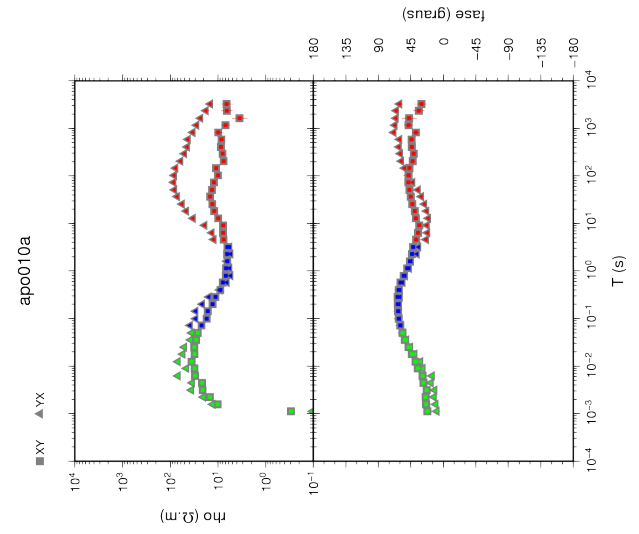
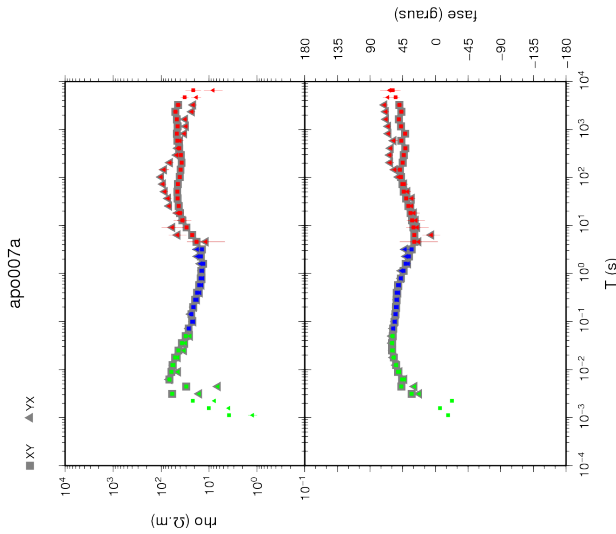
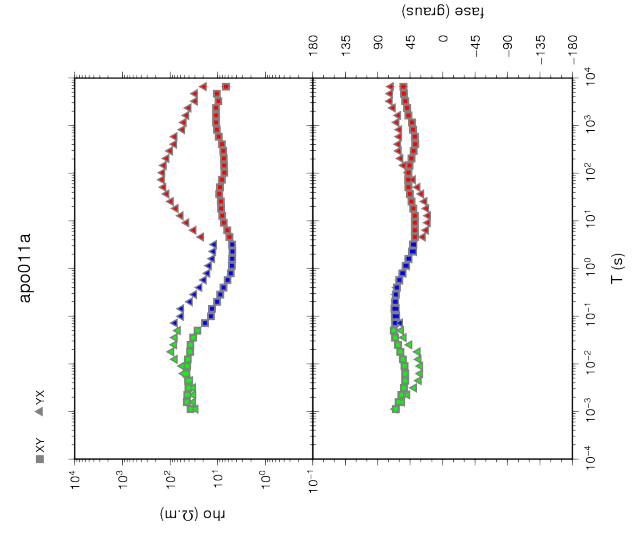
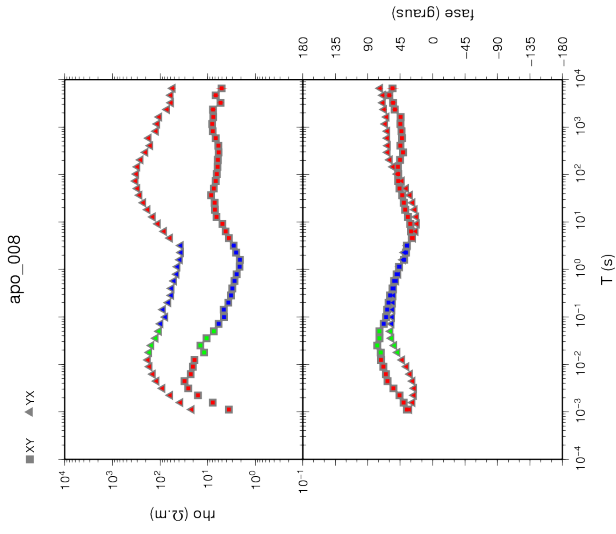
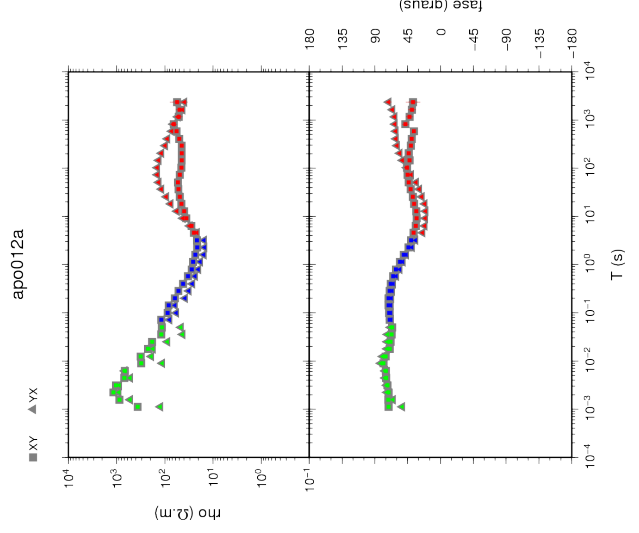
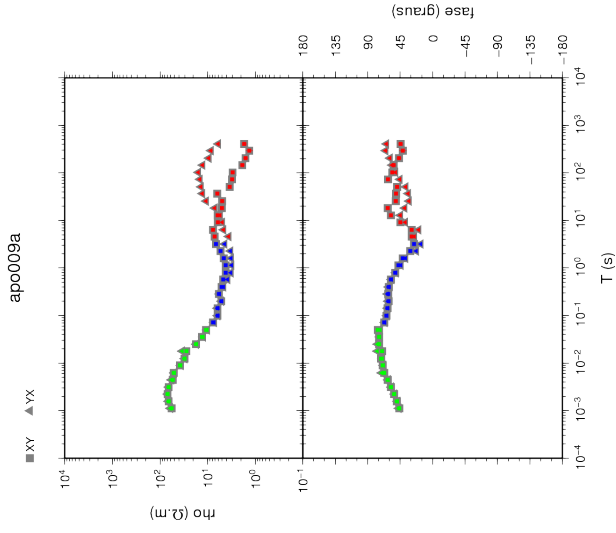
Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; Marques, A.; 1990a; The Paraná Basin, Brazil. In: *Interior cratonic basins*. p. 681 - 707. (Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, memoir 51), 1990a.

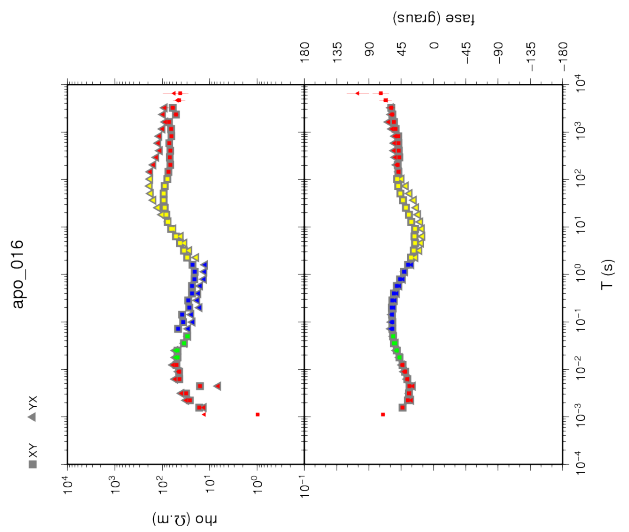
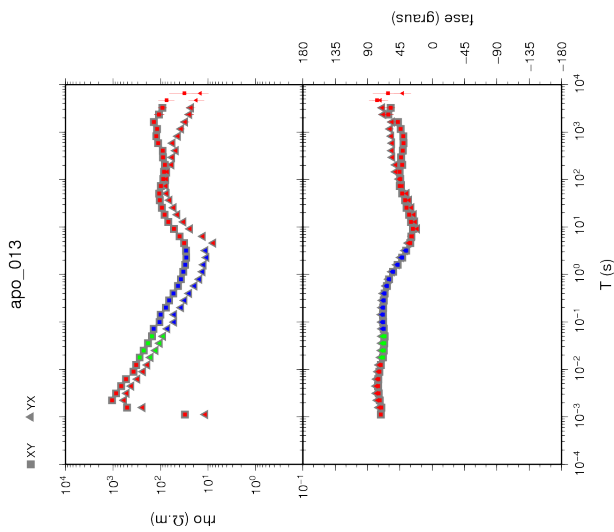
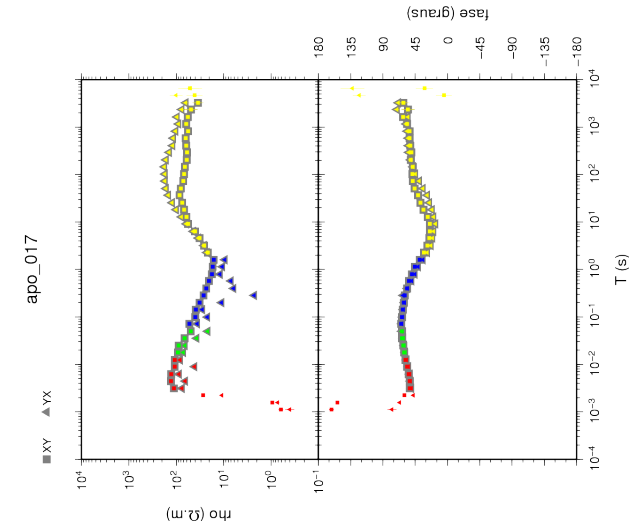
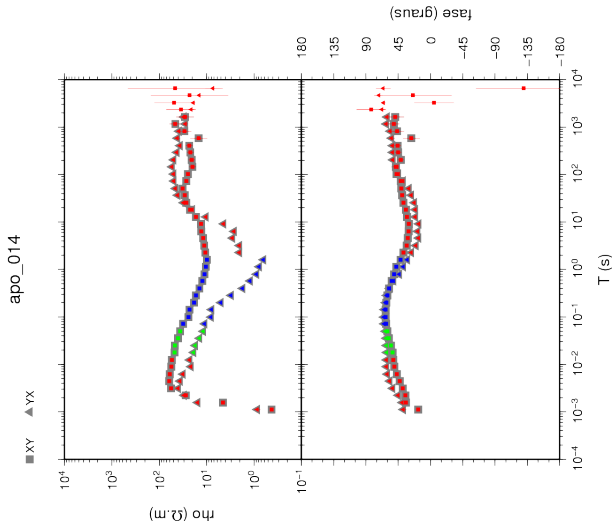
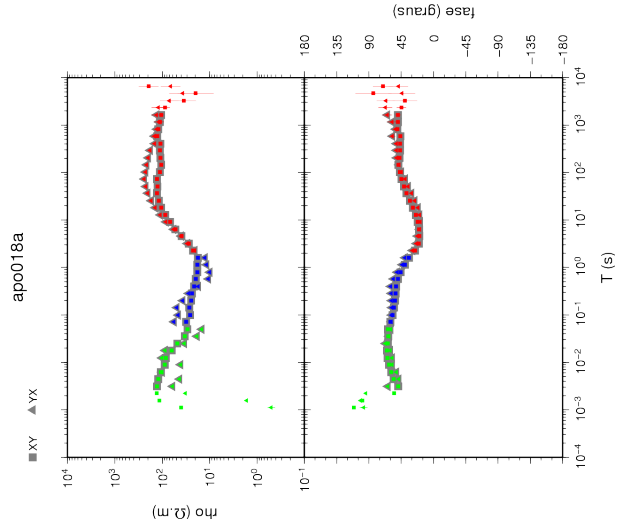
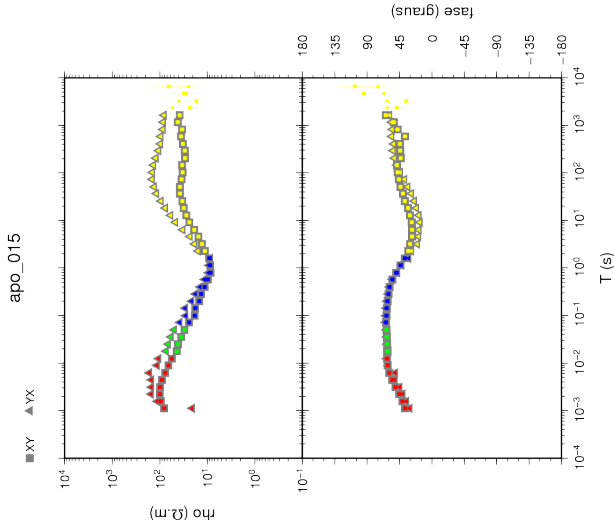
Zevallos, I.; Assumpção M.; Padilha, A. L.; 2009; Inversion of teleseismic receiver function and magnetotelluric sounding to determine basement depth in the Paraná Basin, SE Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 68 (2009) 231–242.

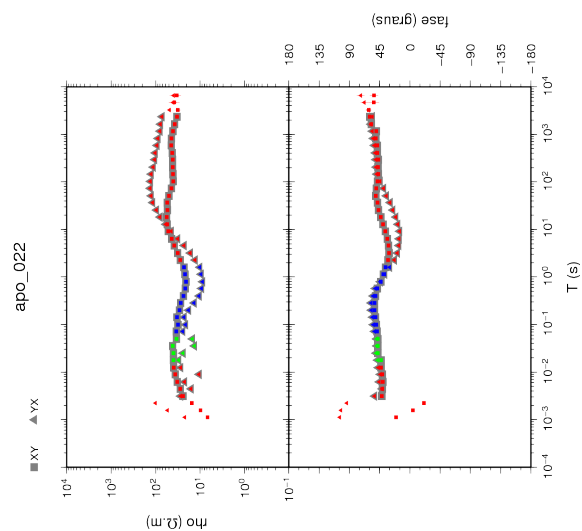
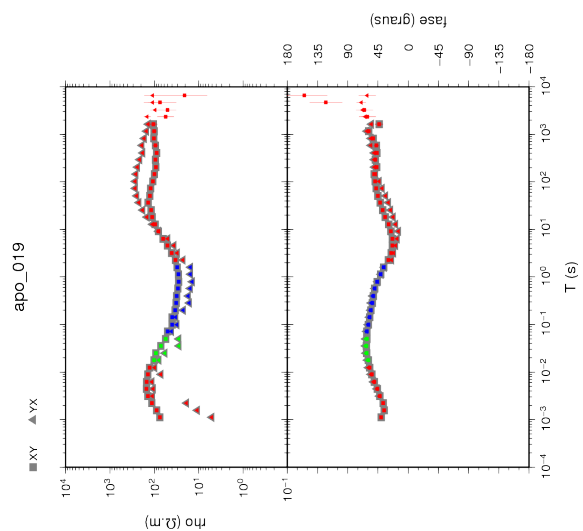
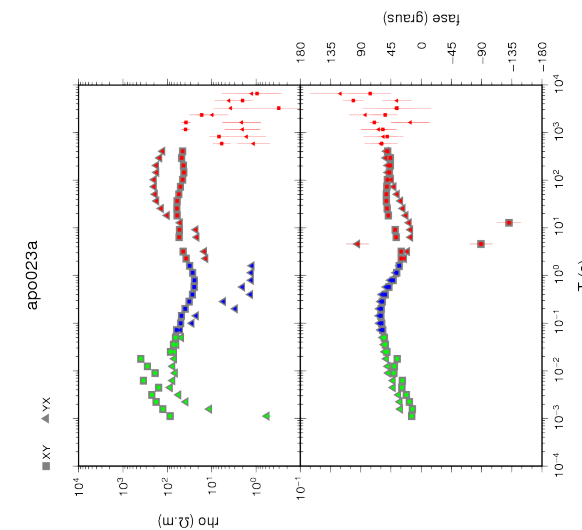
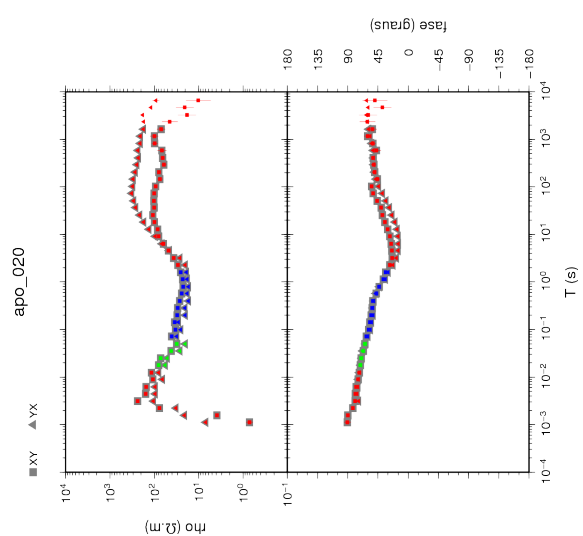
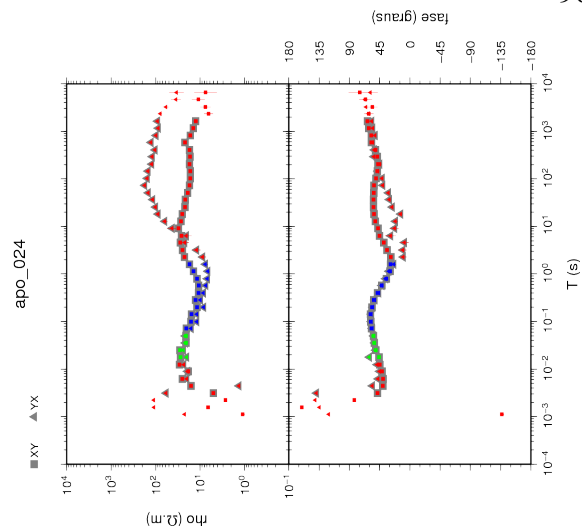
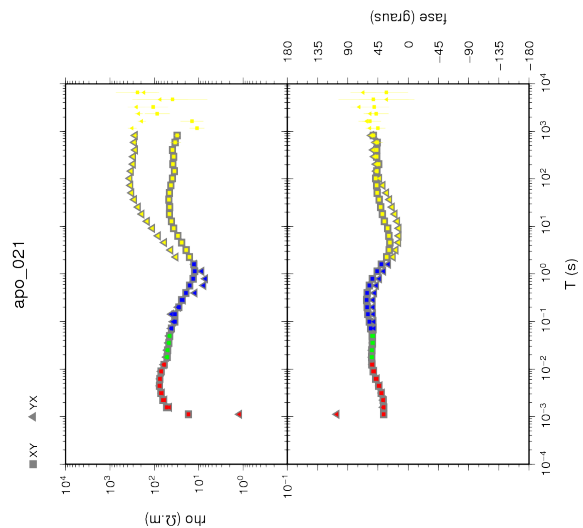
Apêndice

1) Dados originais de resistividade aparente e fase

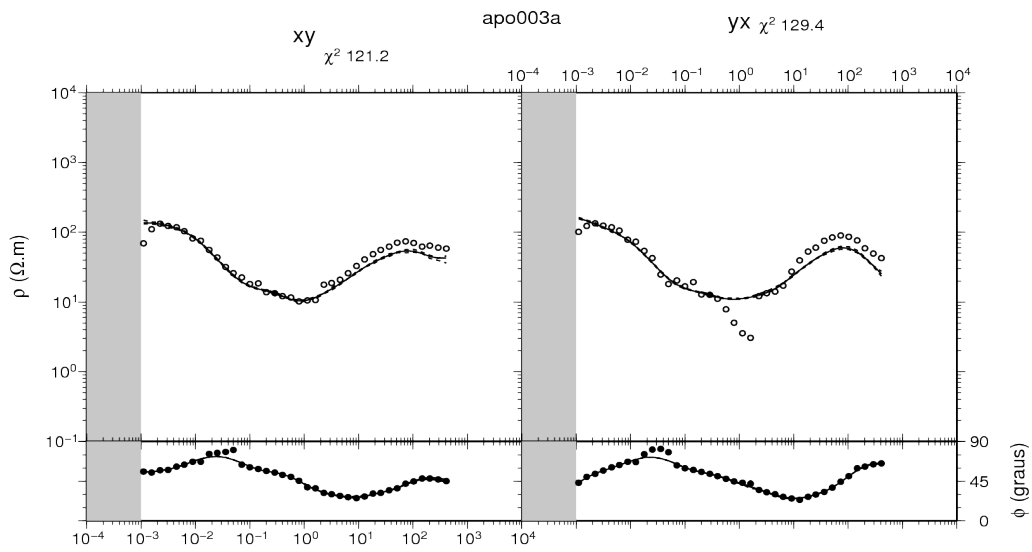
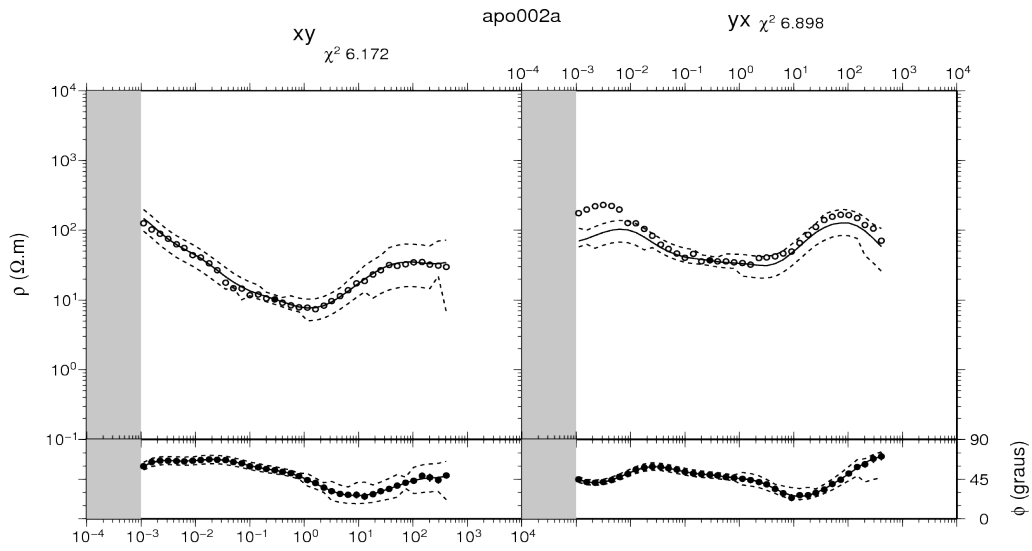
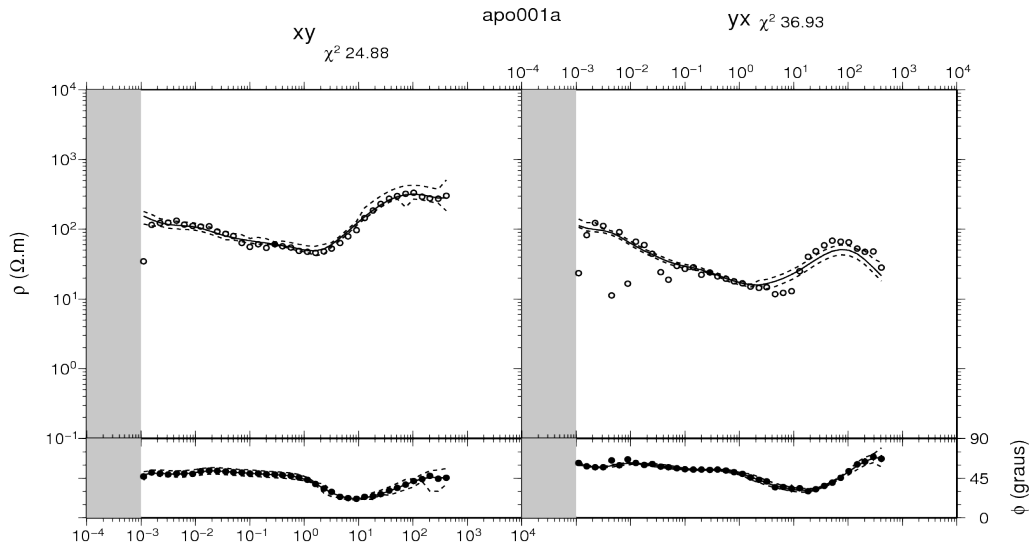


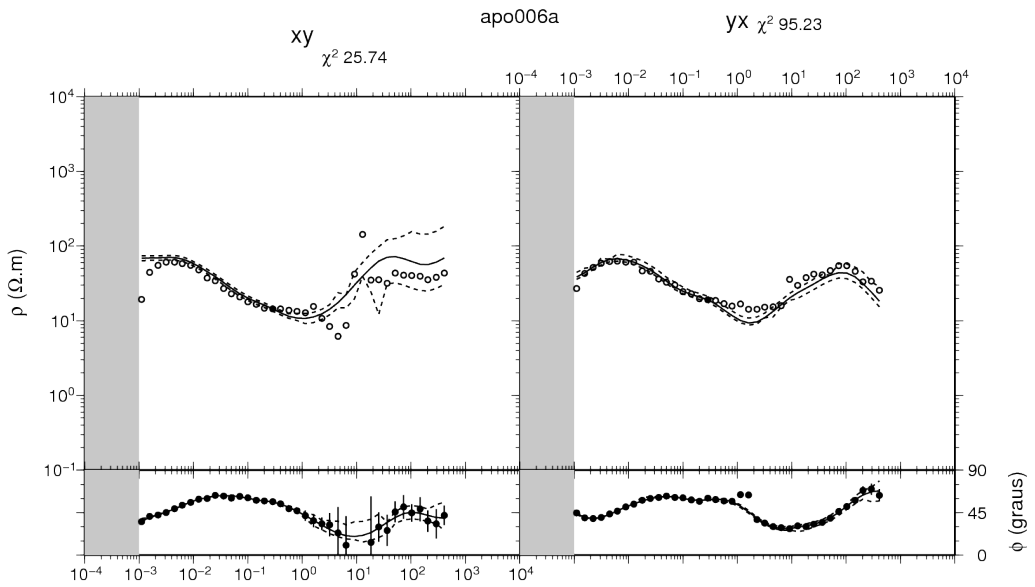
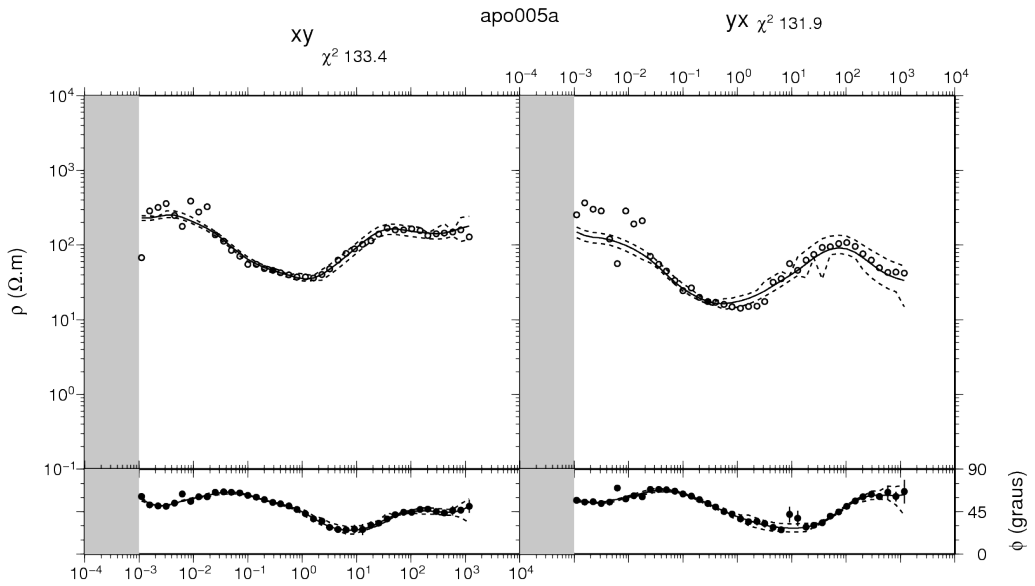
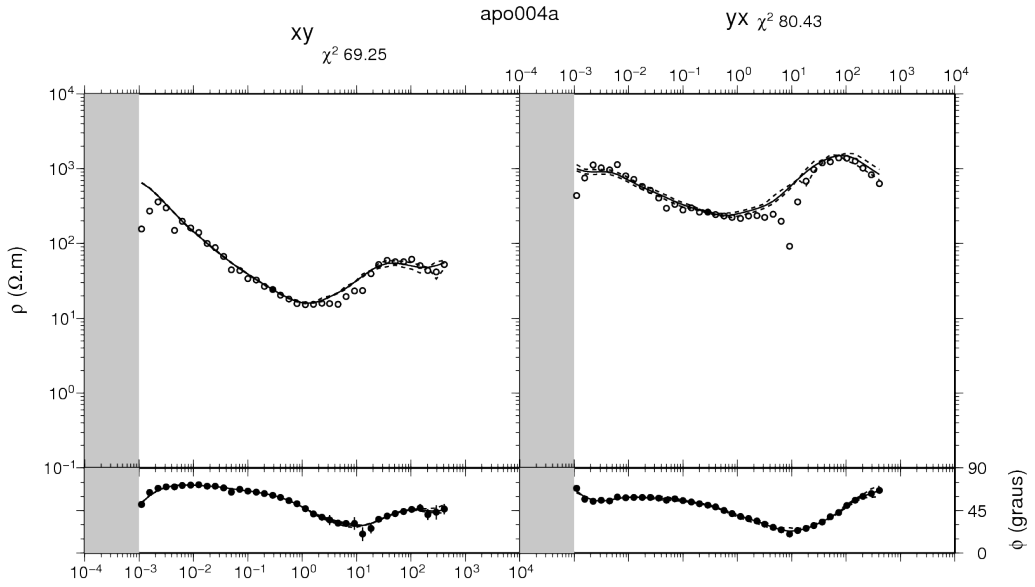


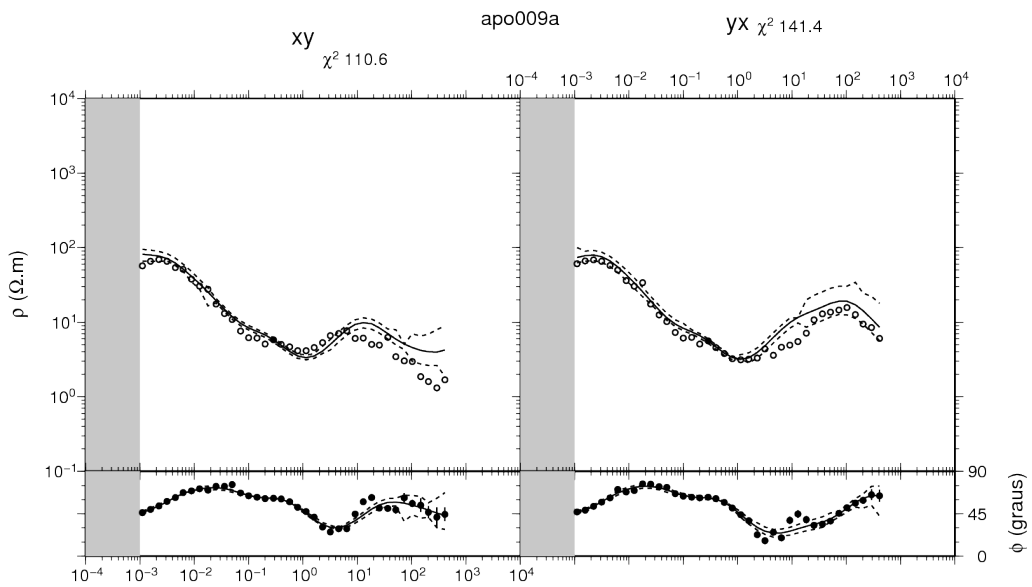
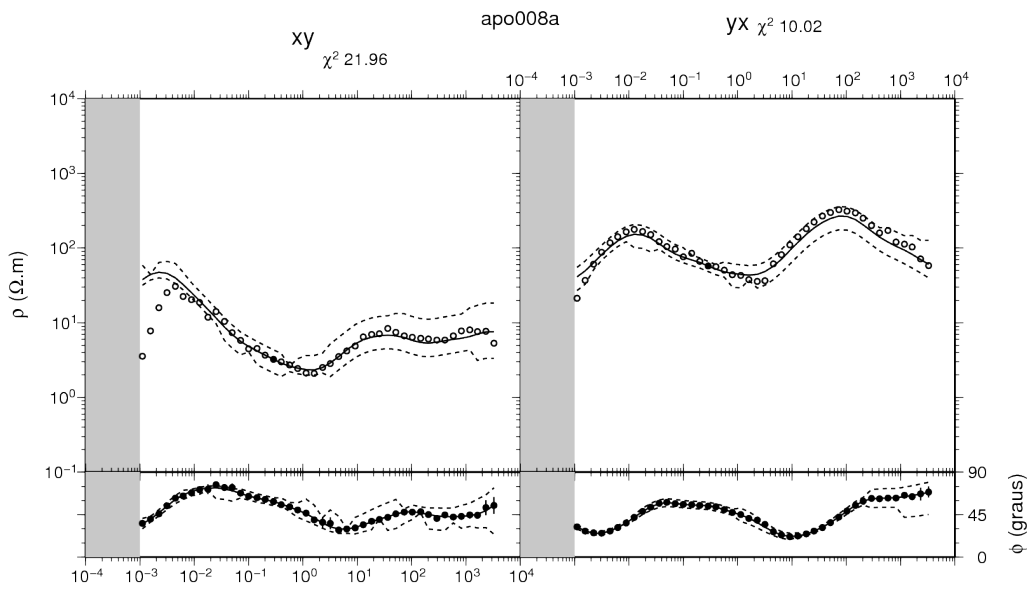
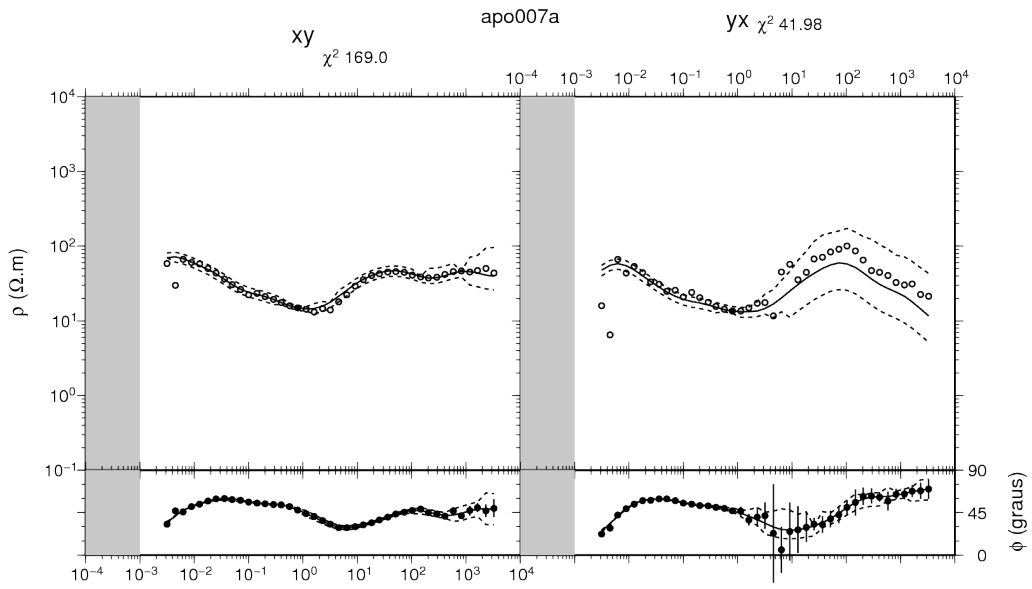


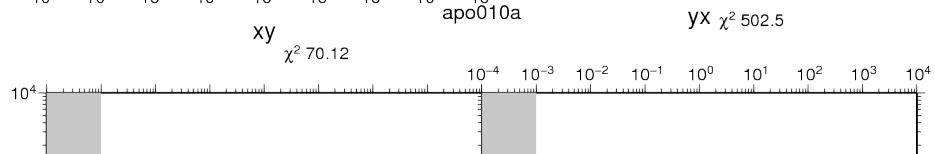
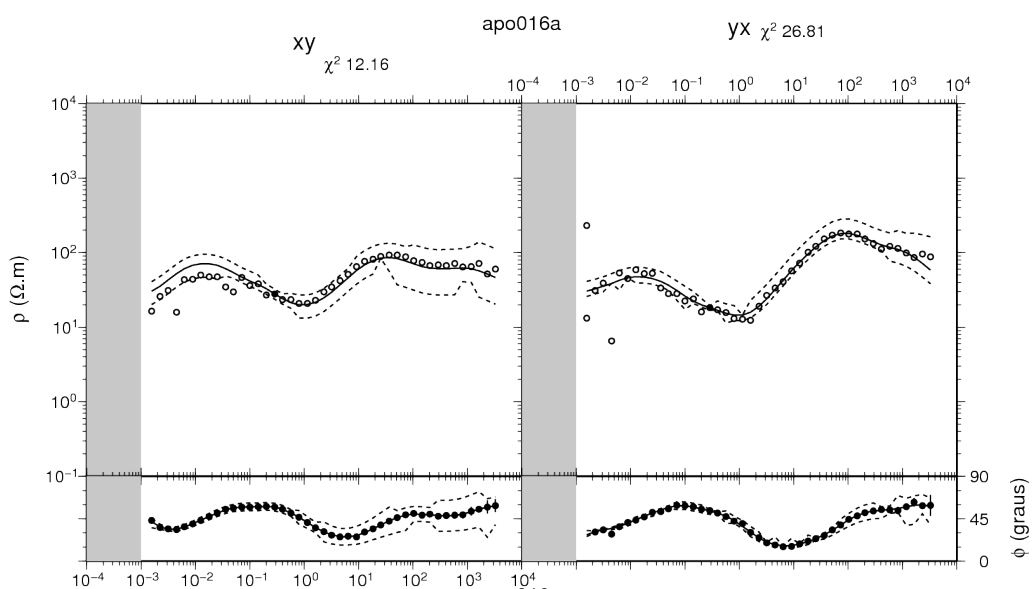
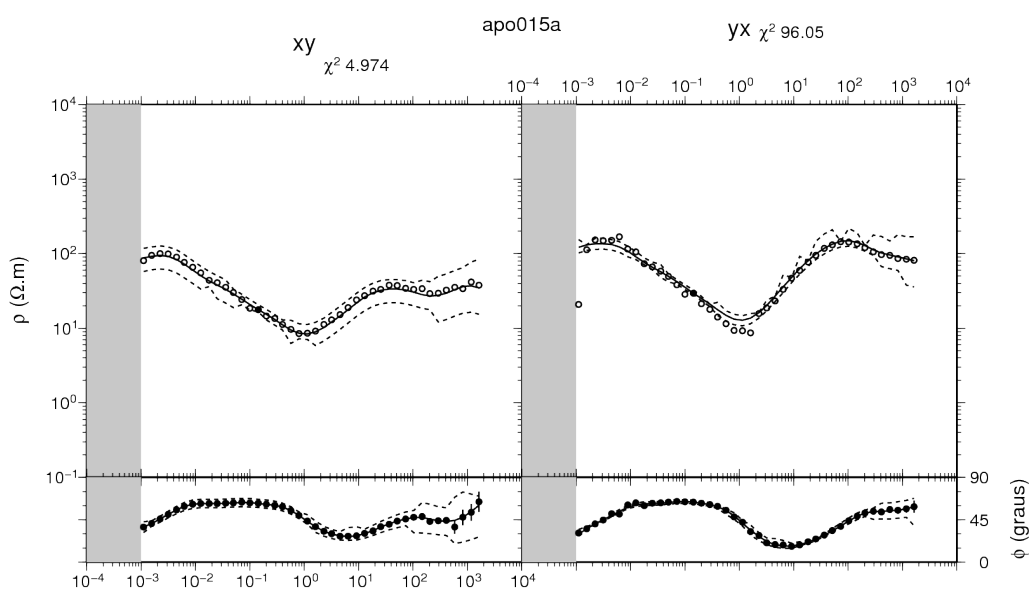
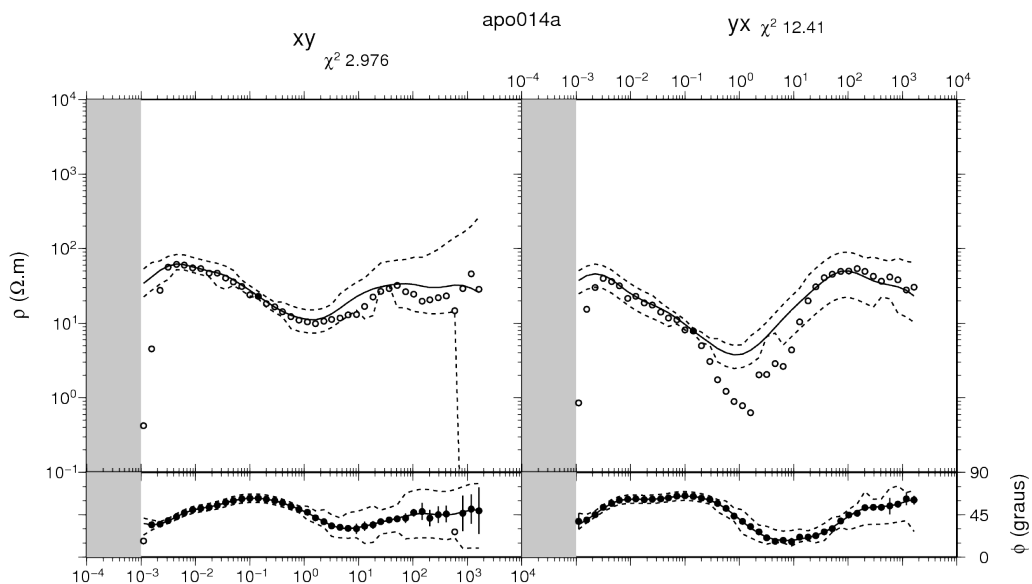


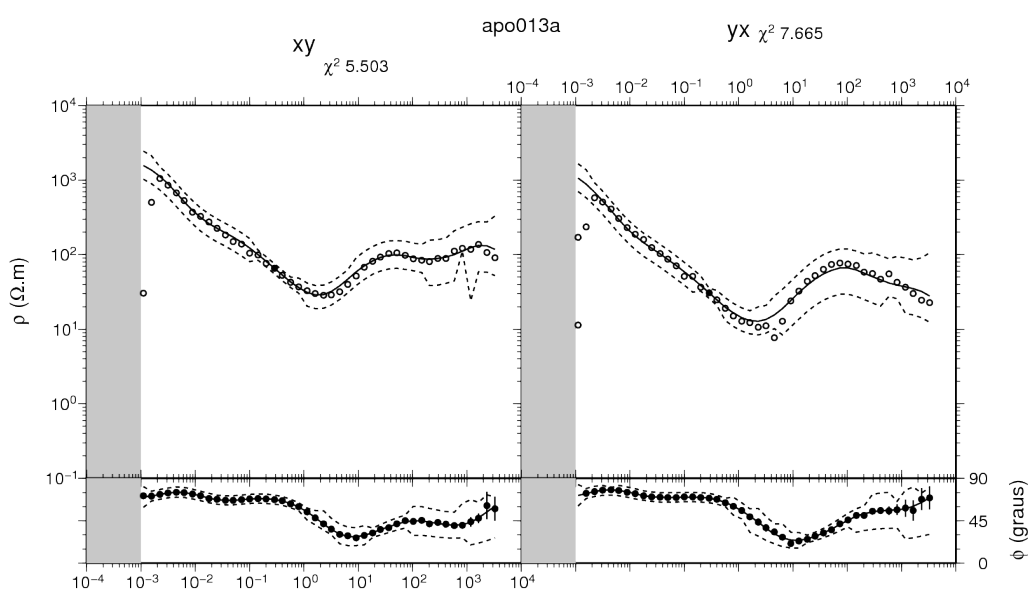
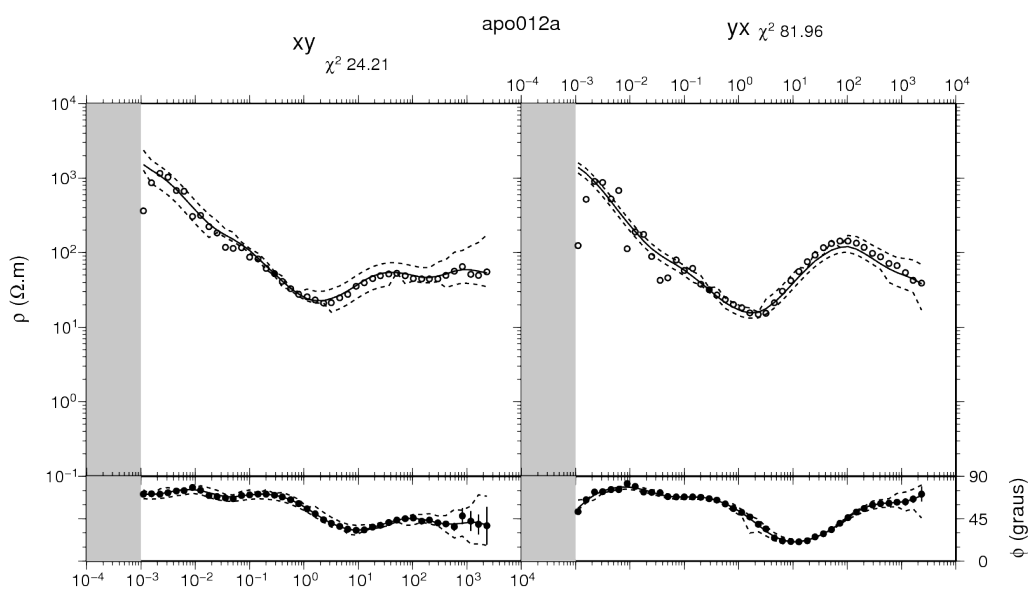
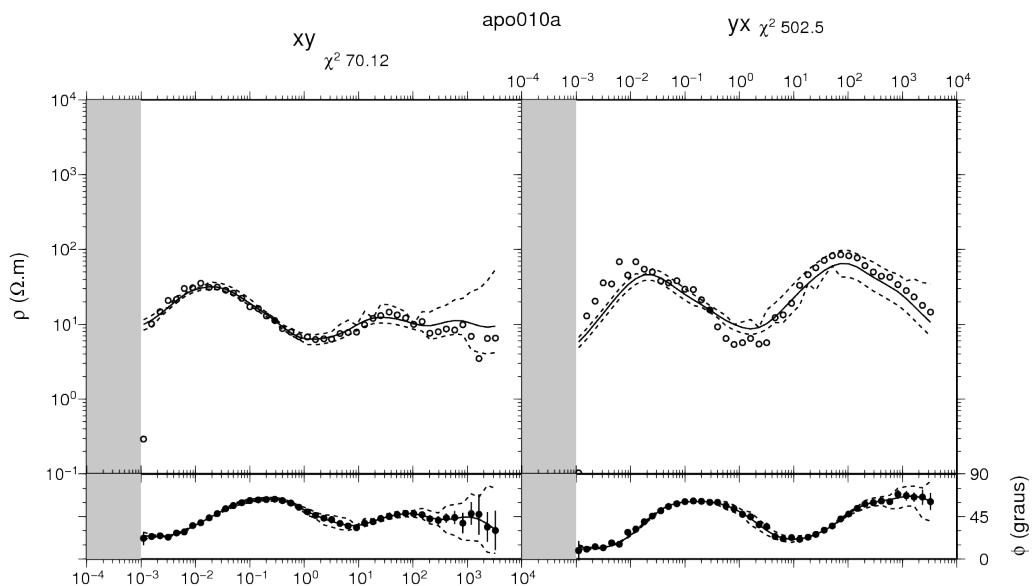
2) Teste de consistência dos dados através da interpolação RHOPLUS

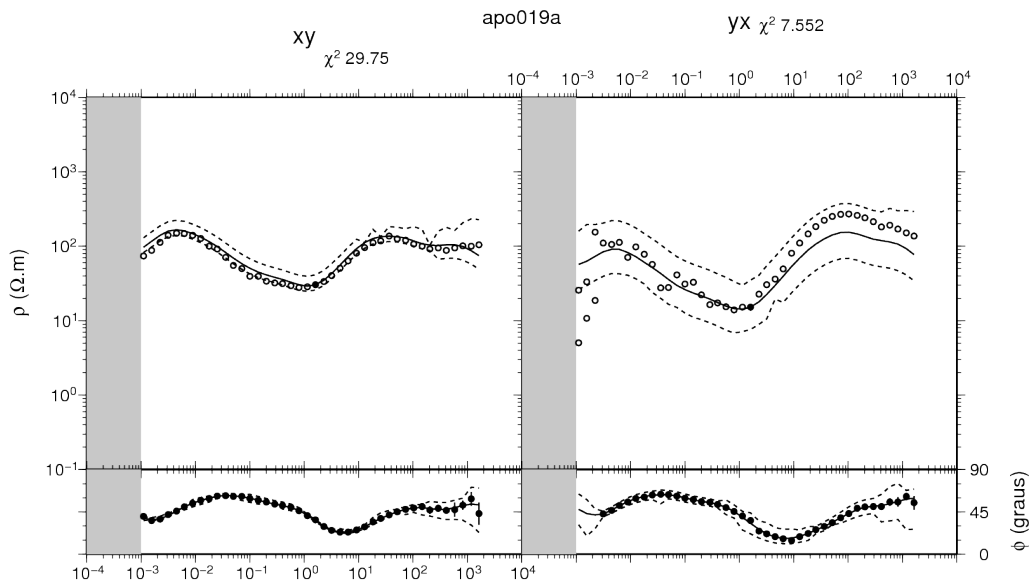
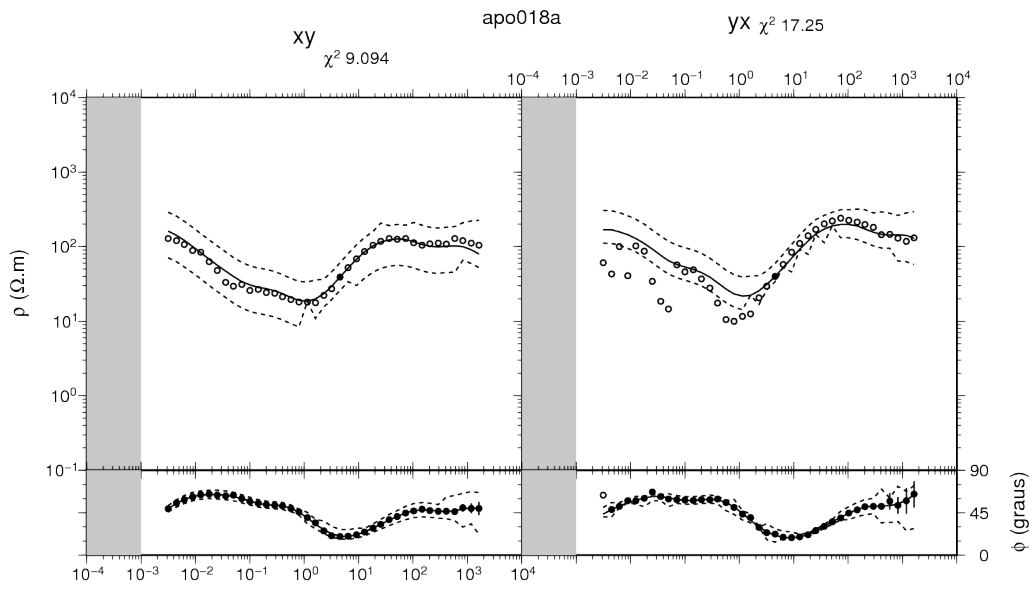
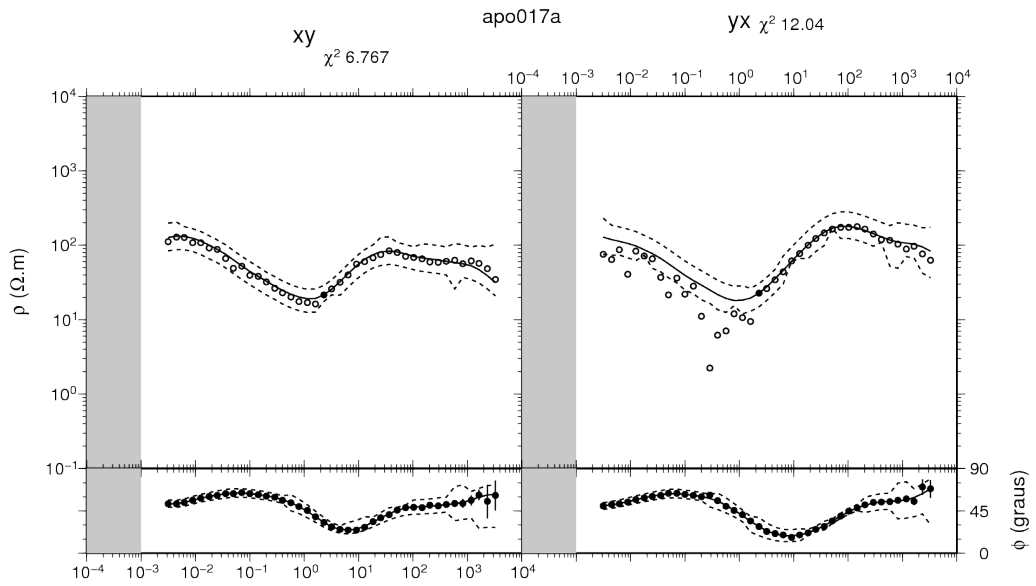


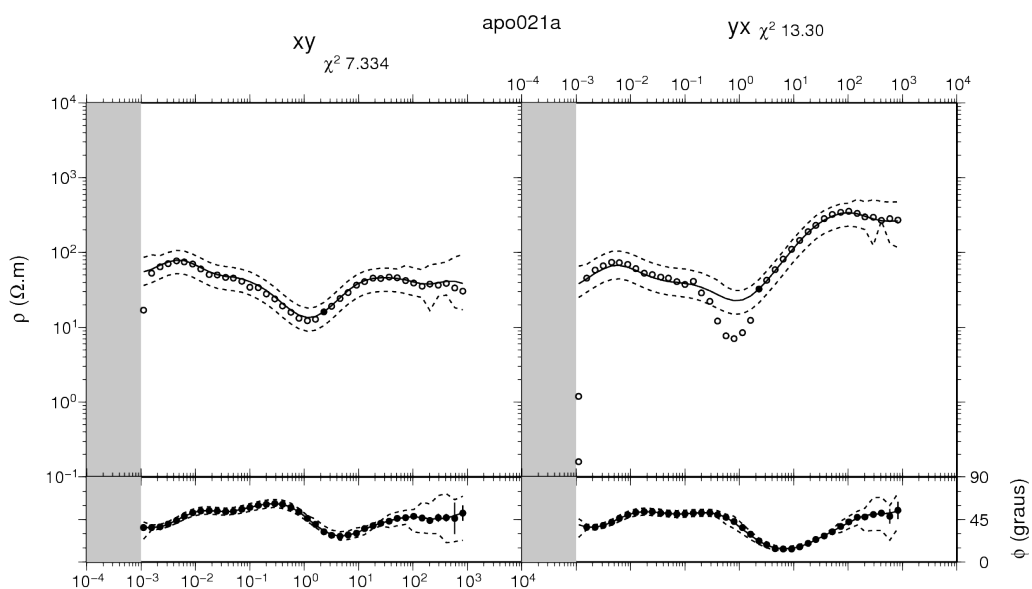
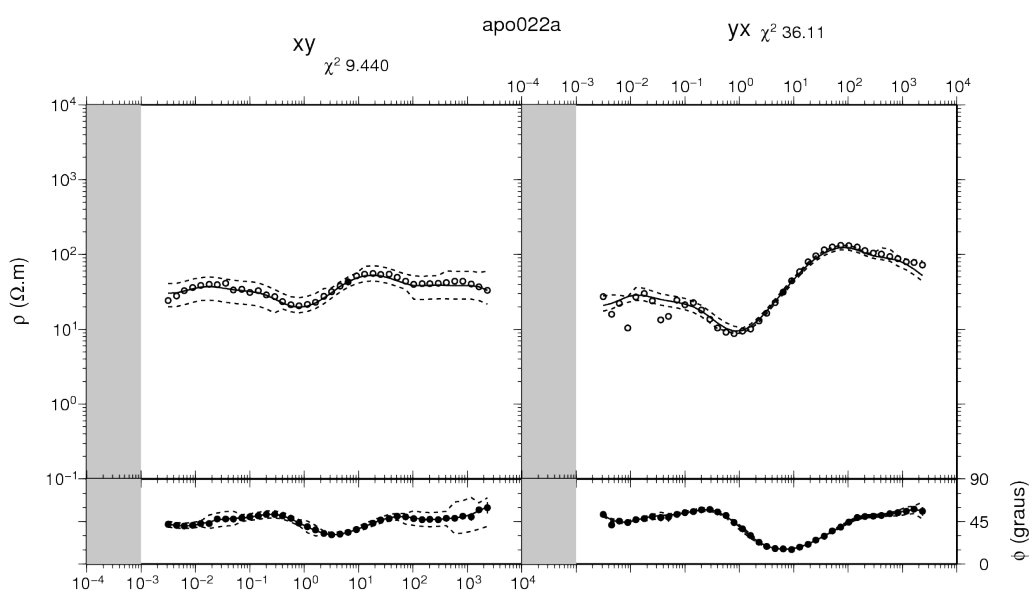
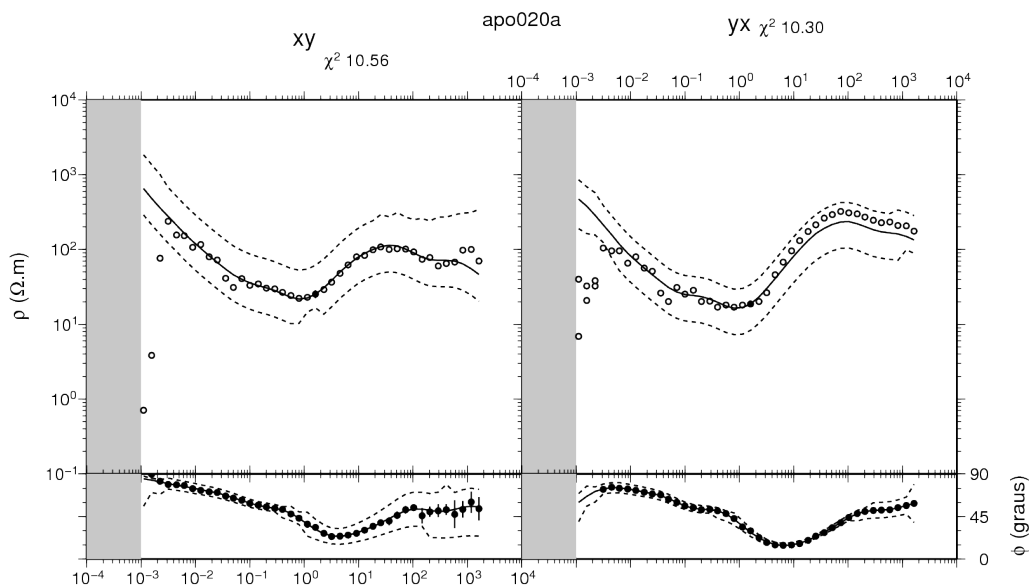


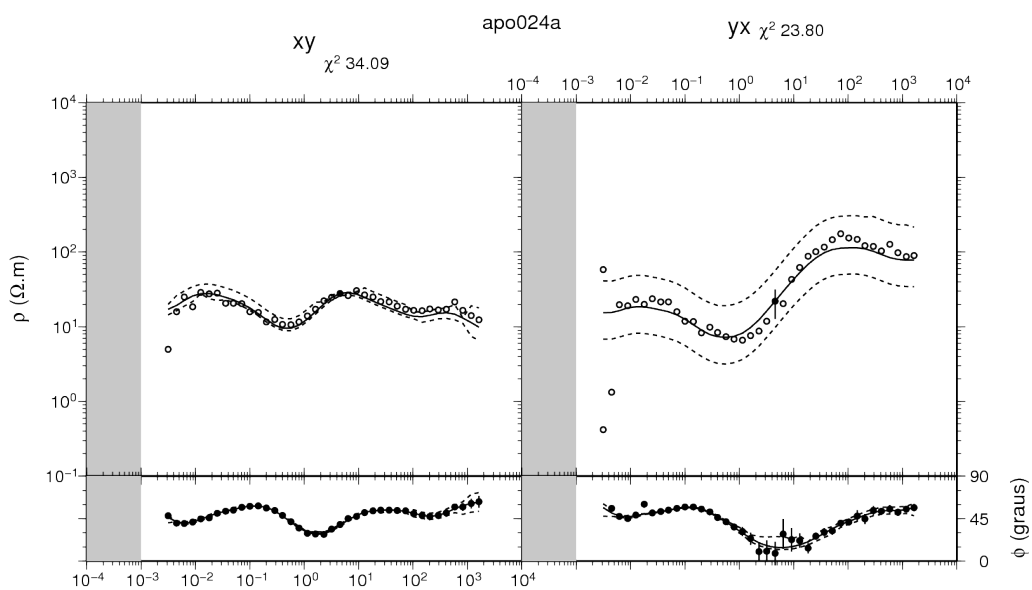
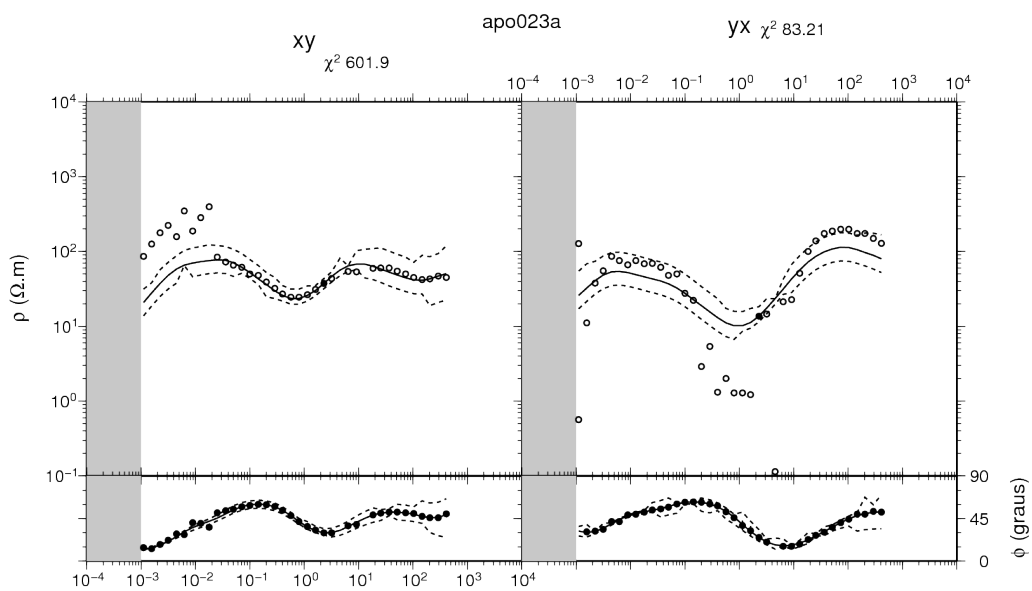




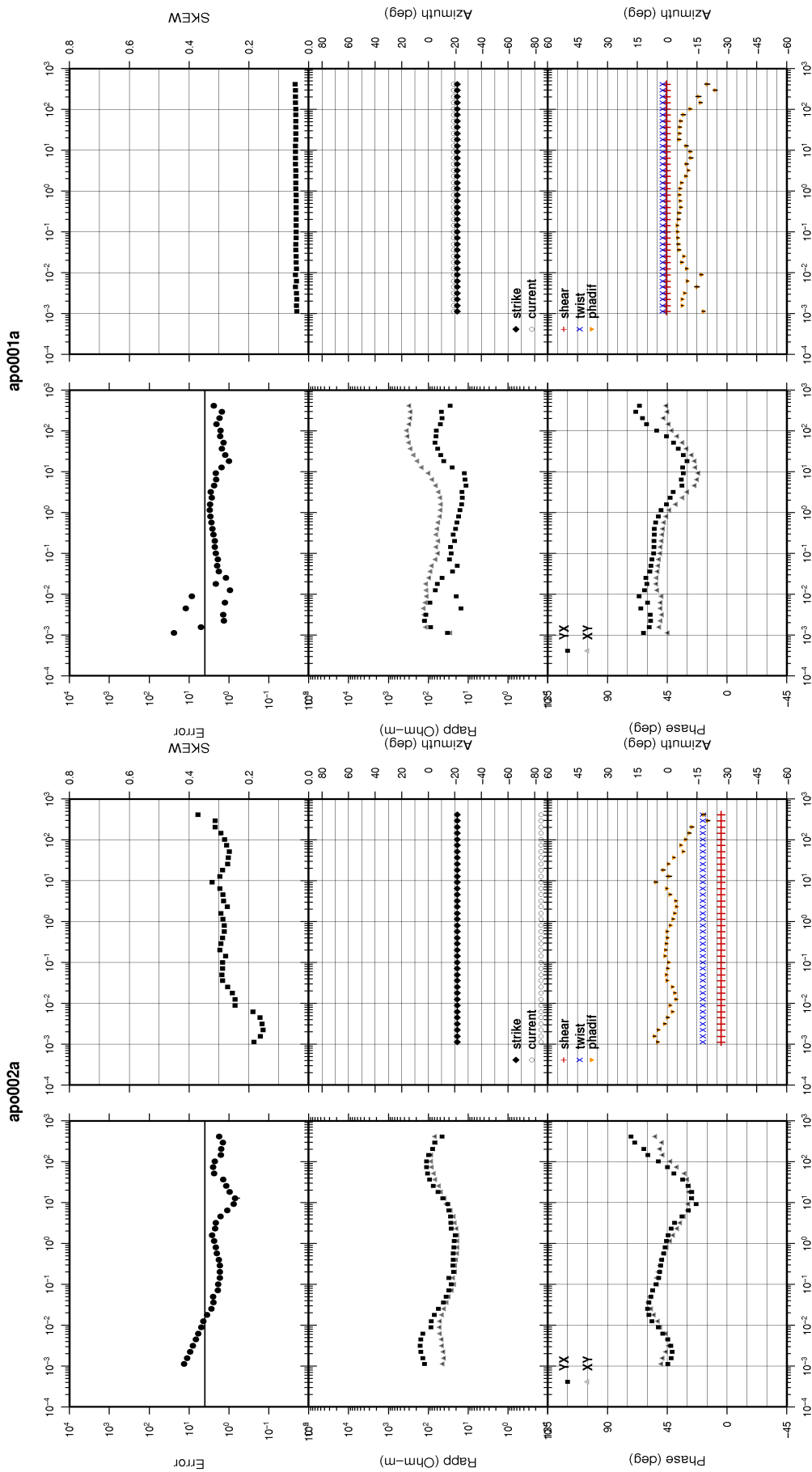


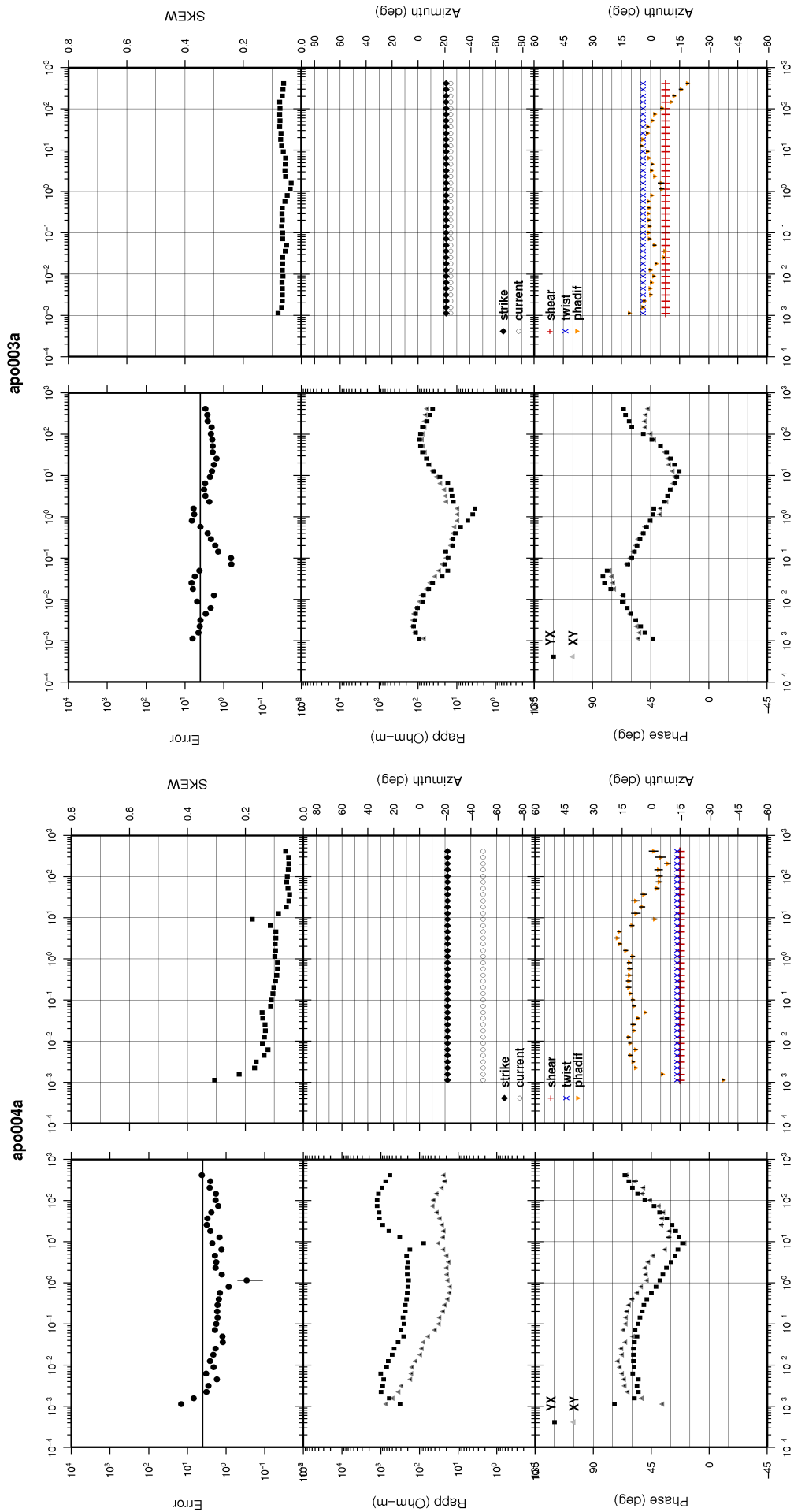


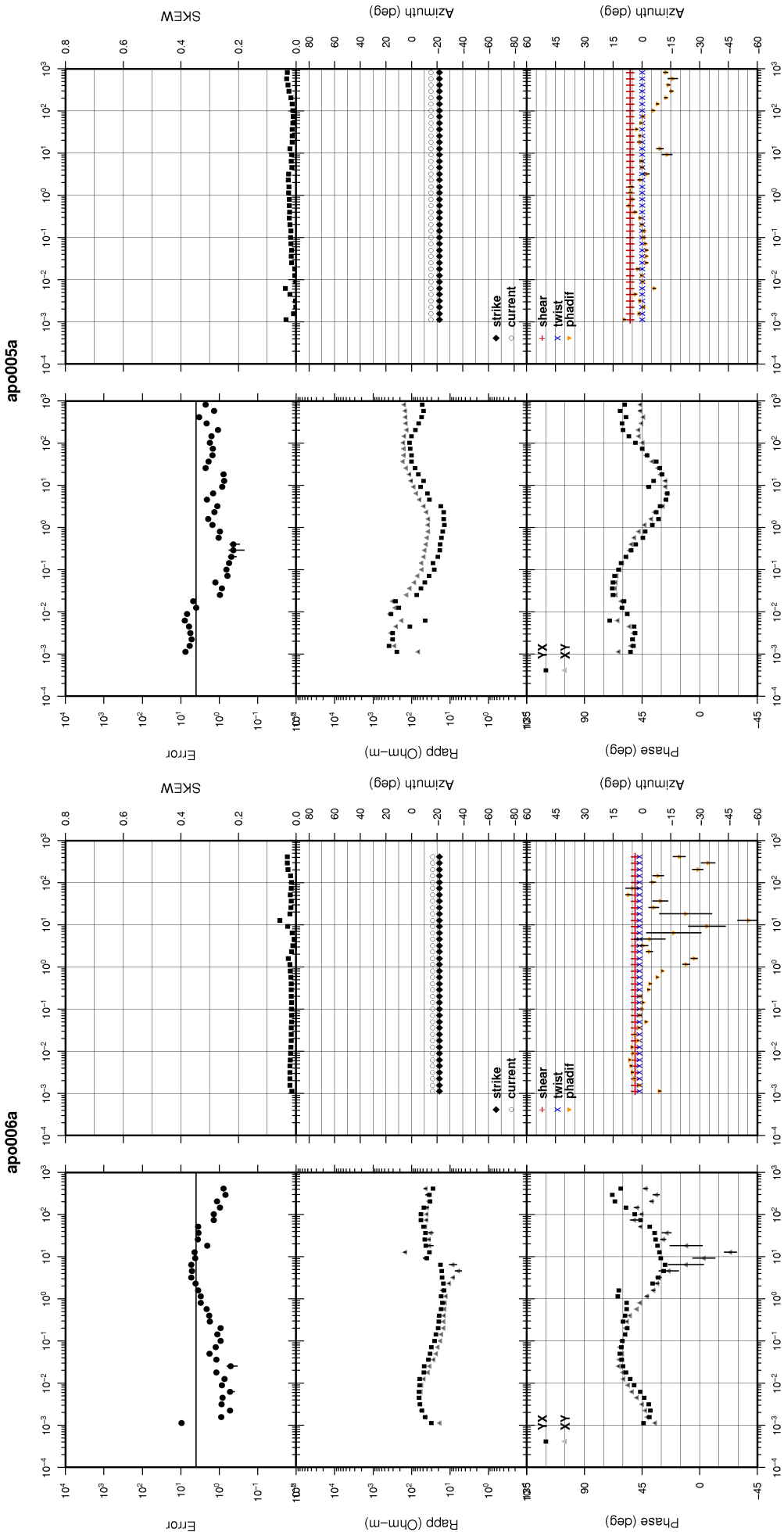


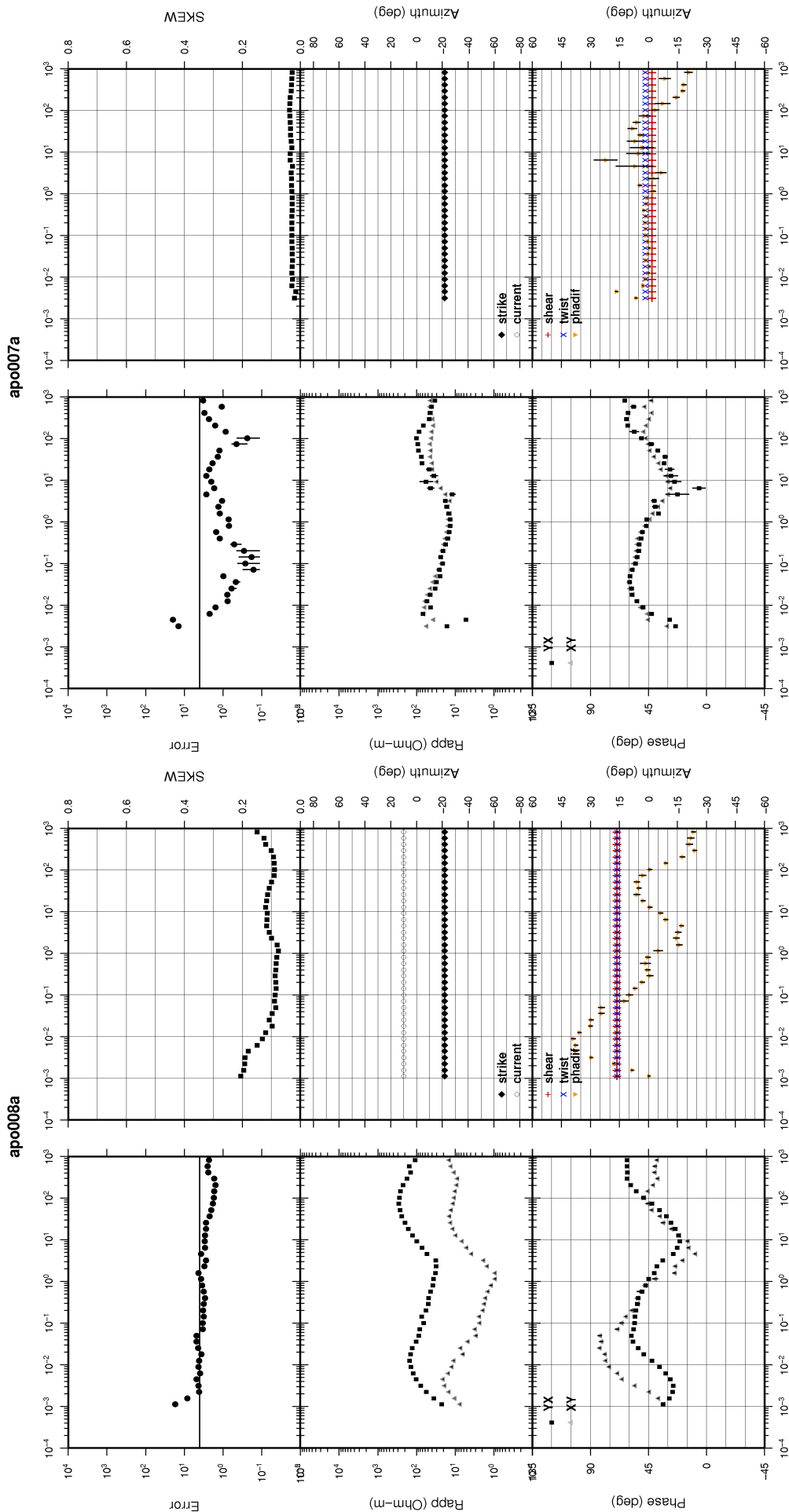


3) Resultados finais da decomposição Groom-Baylei dos dados de cada estação

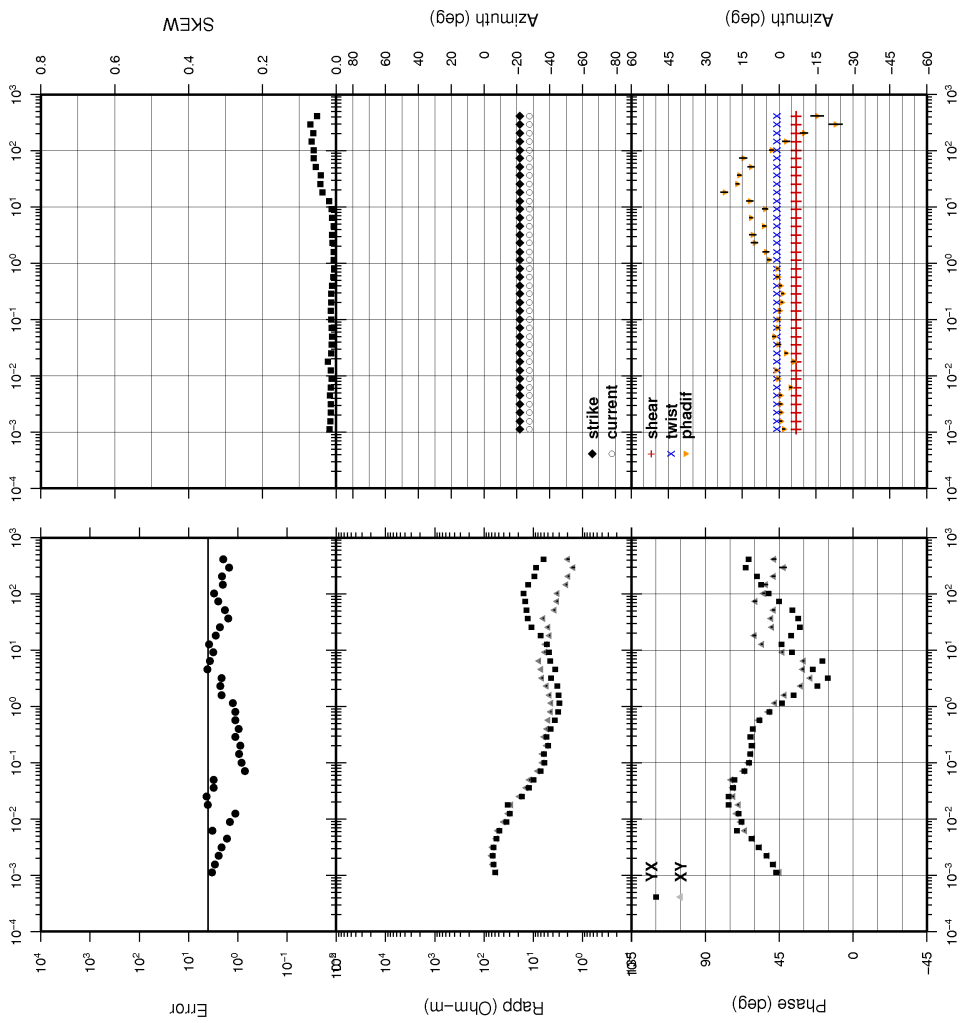




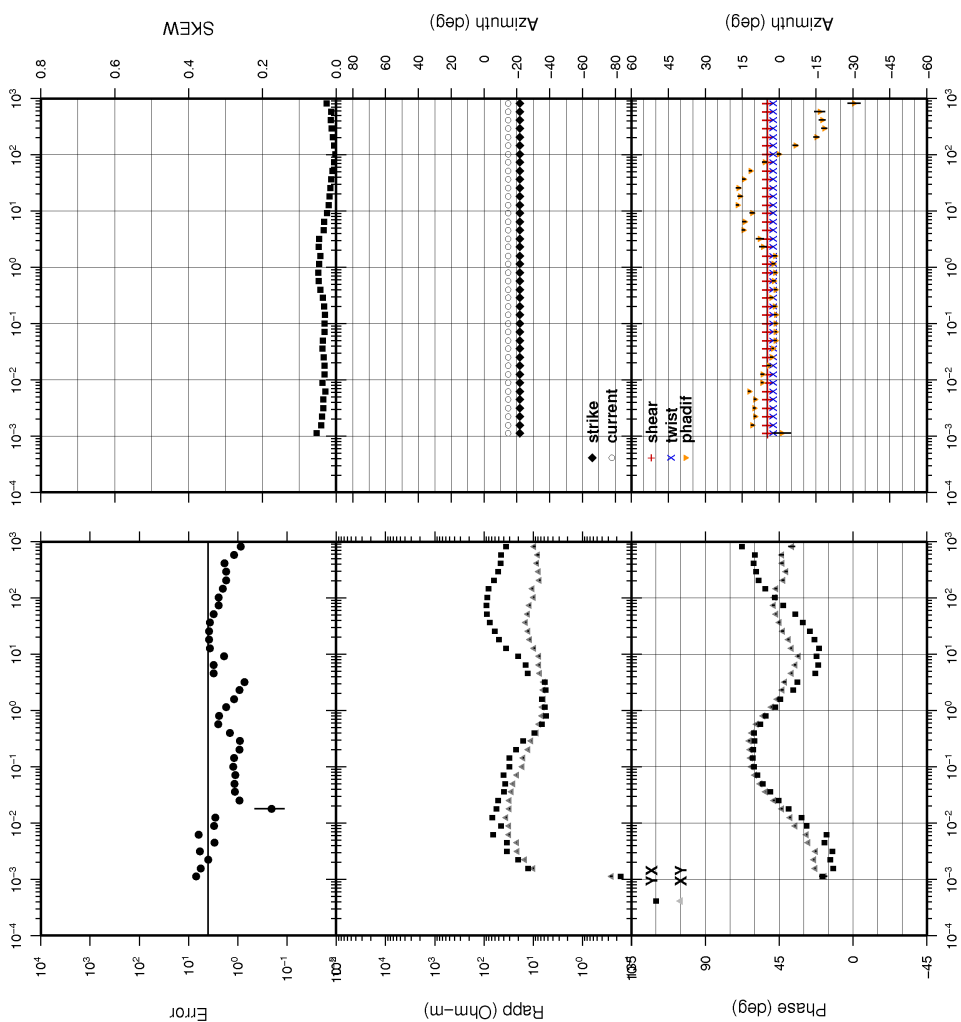


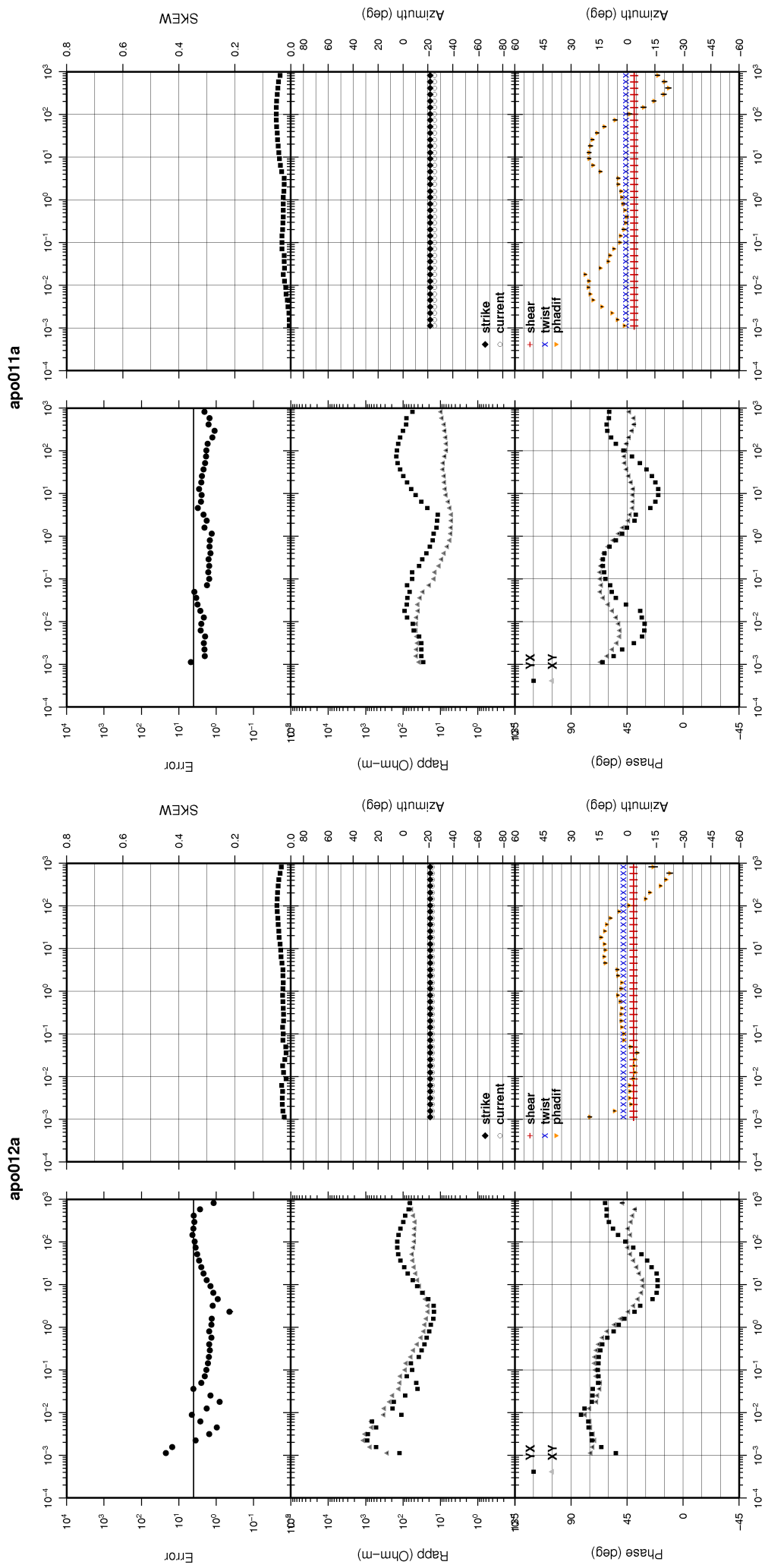


apo009a

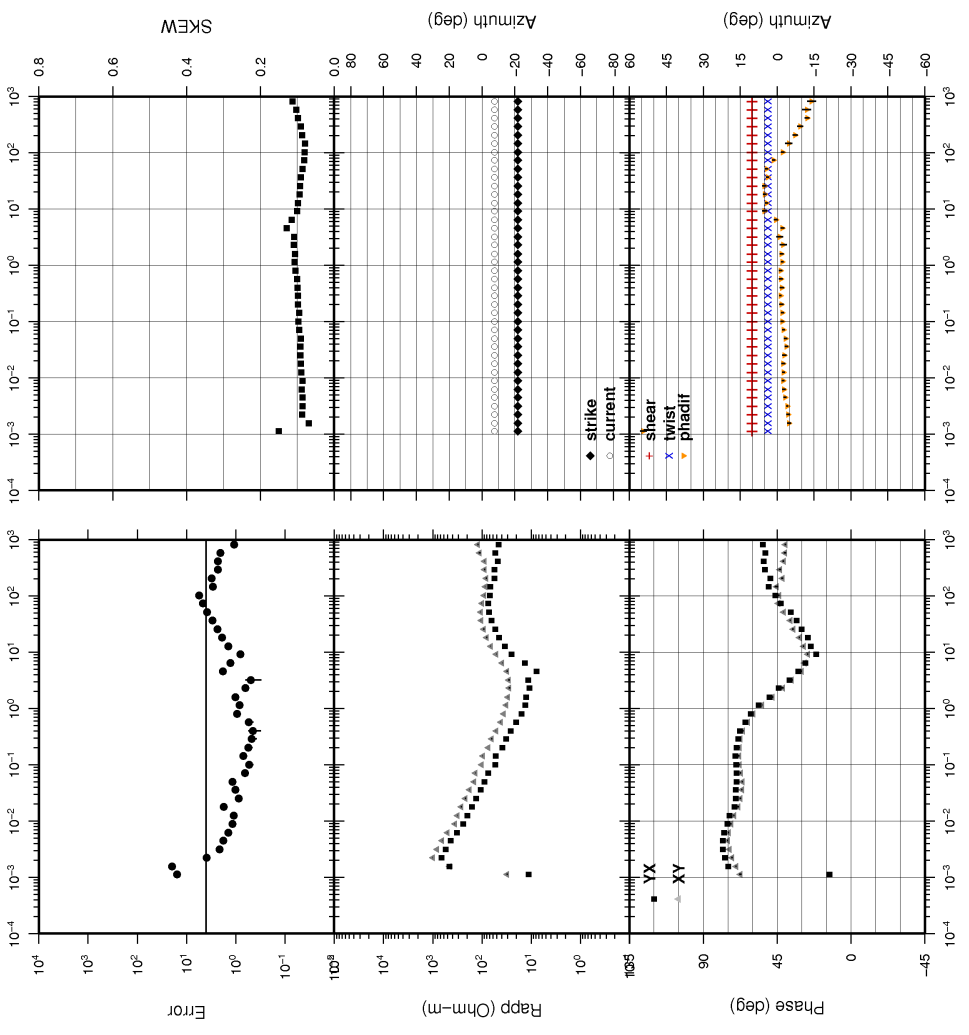


apo010a

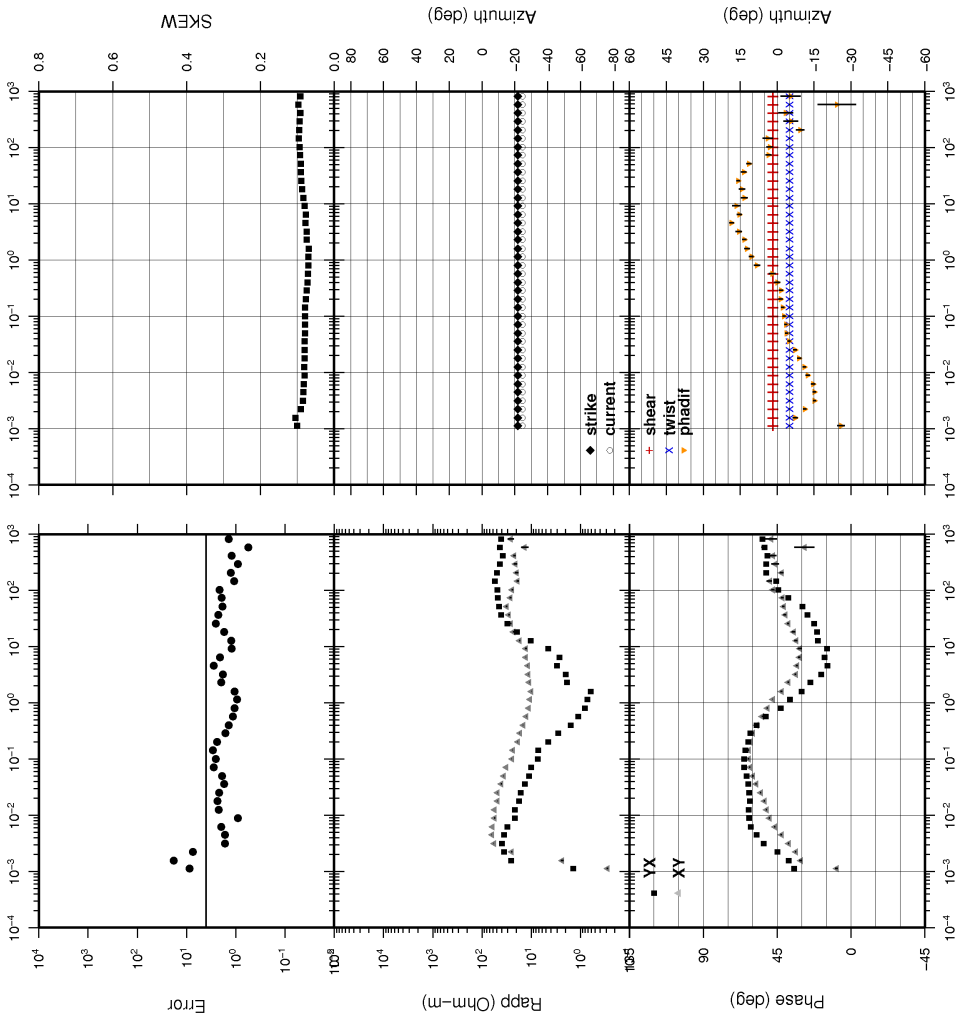


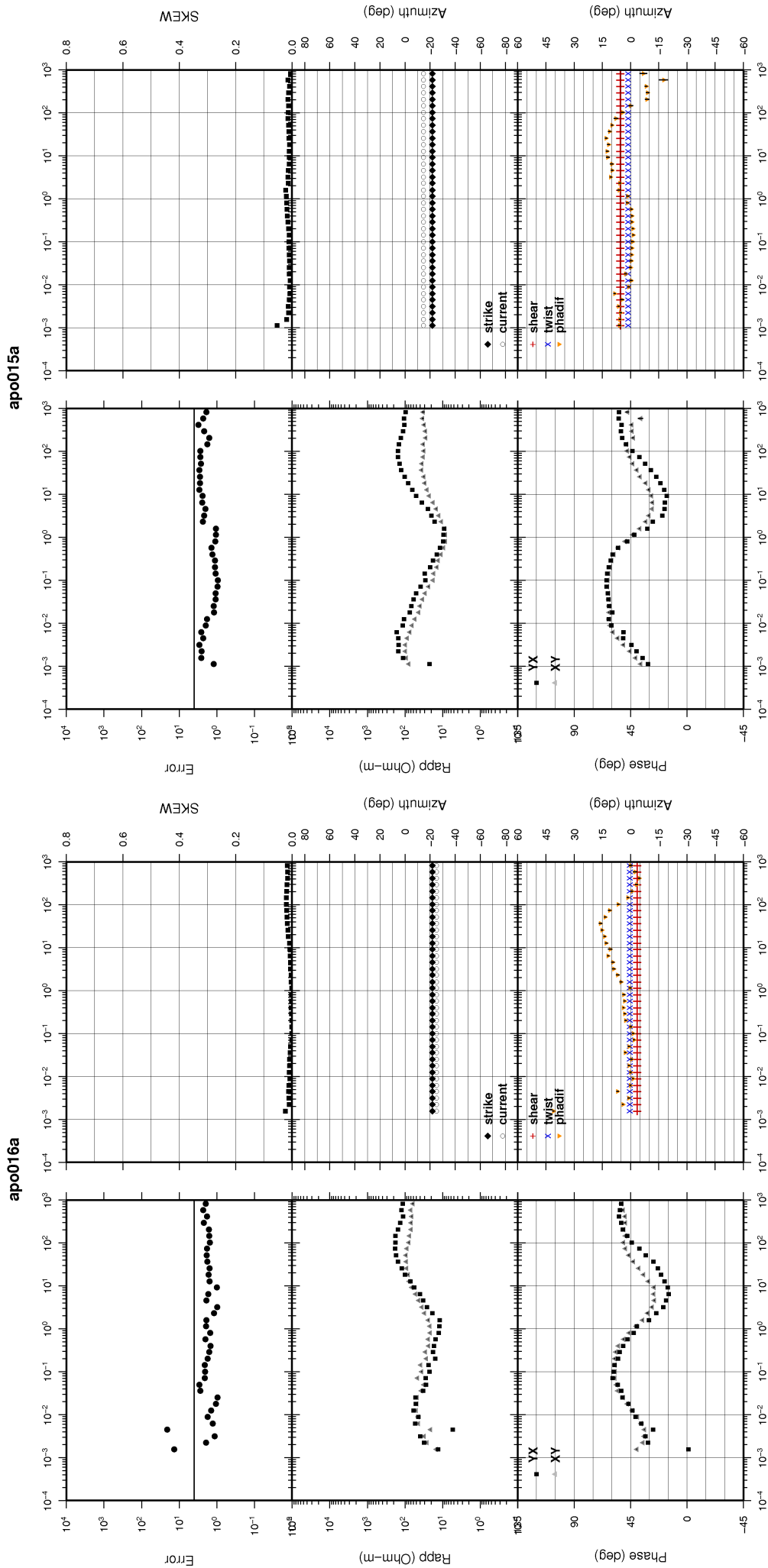


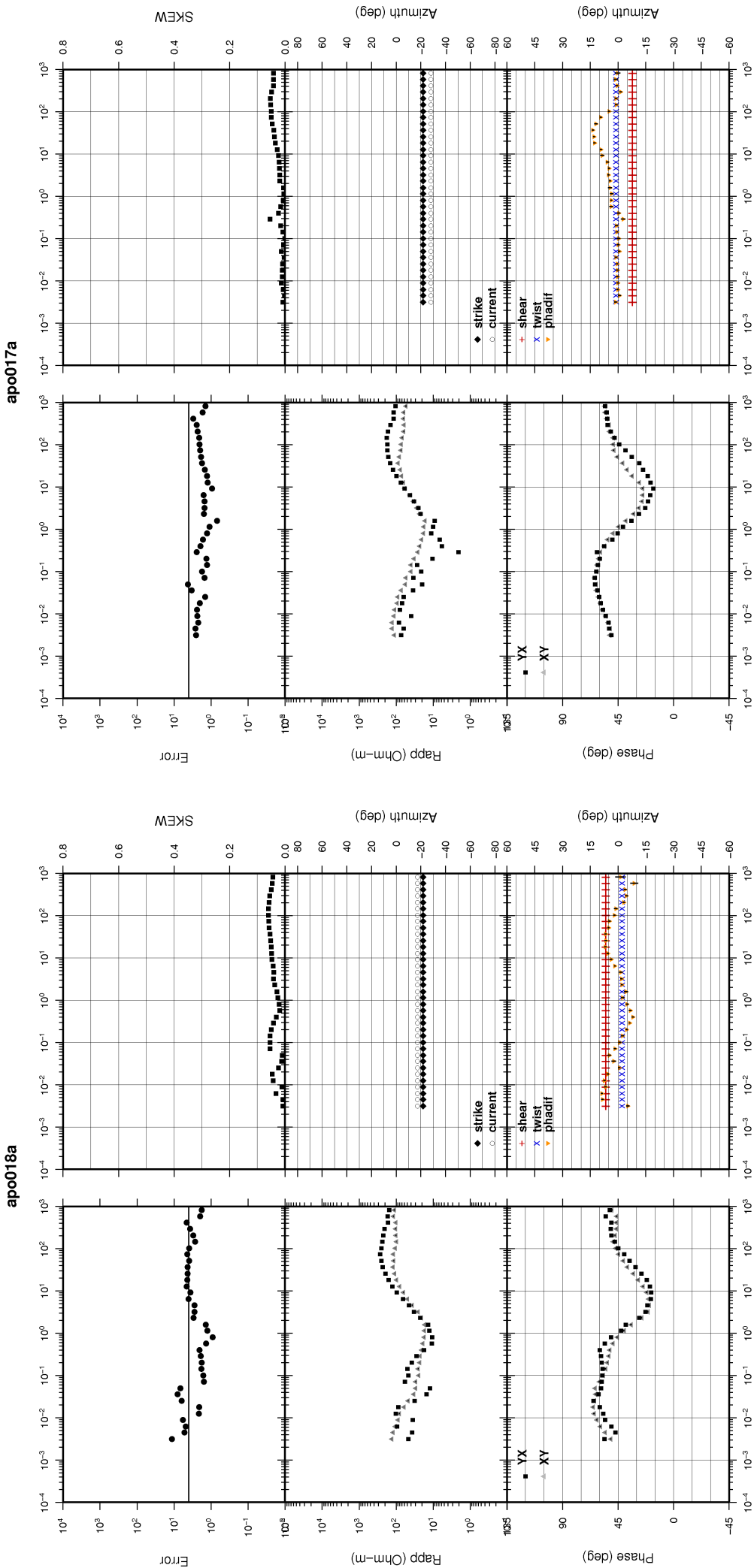
apo013a

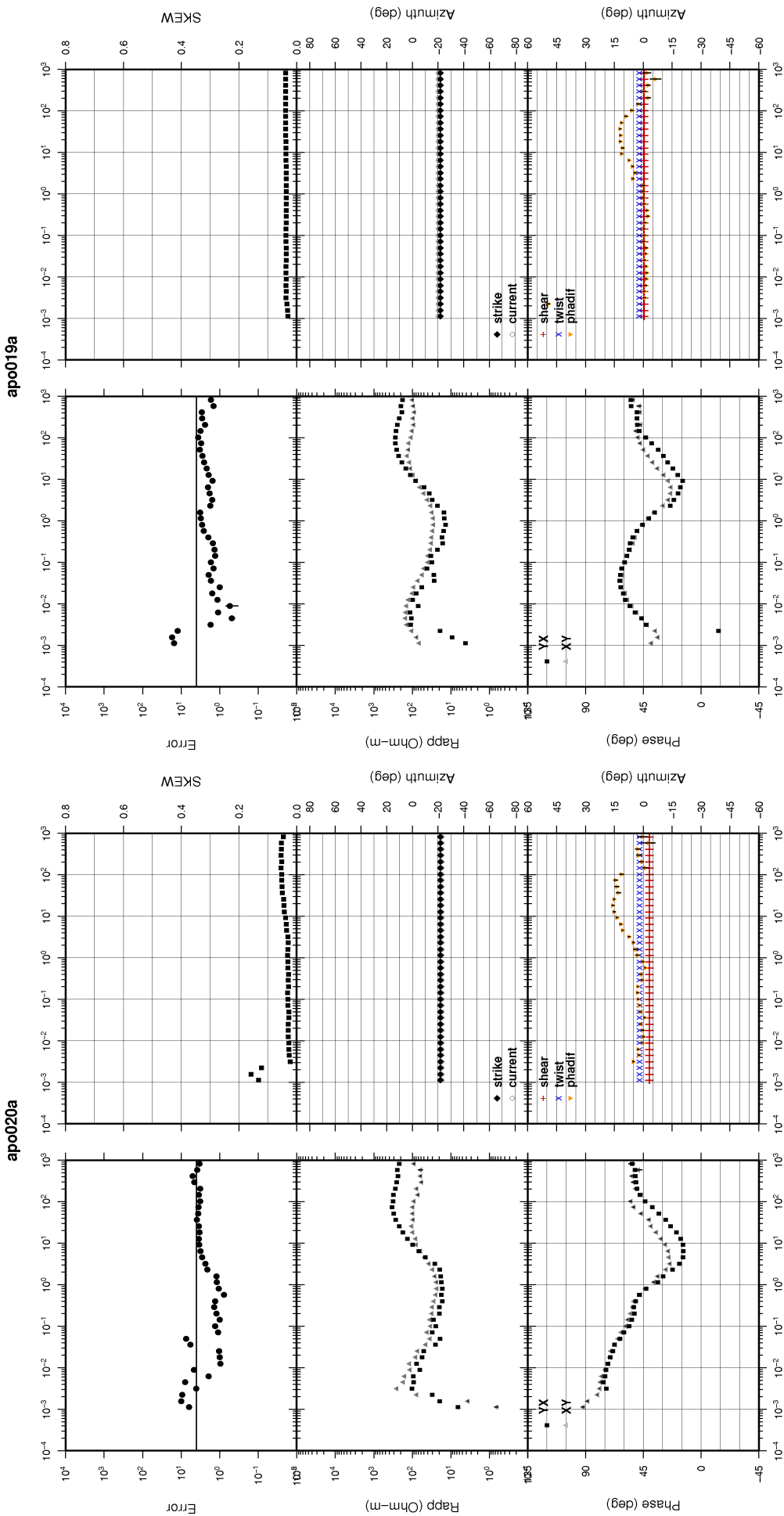


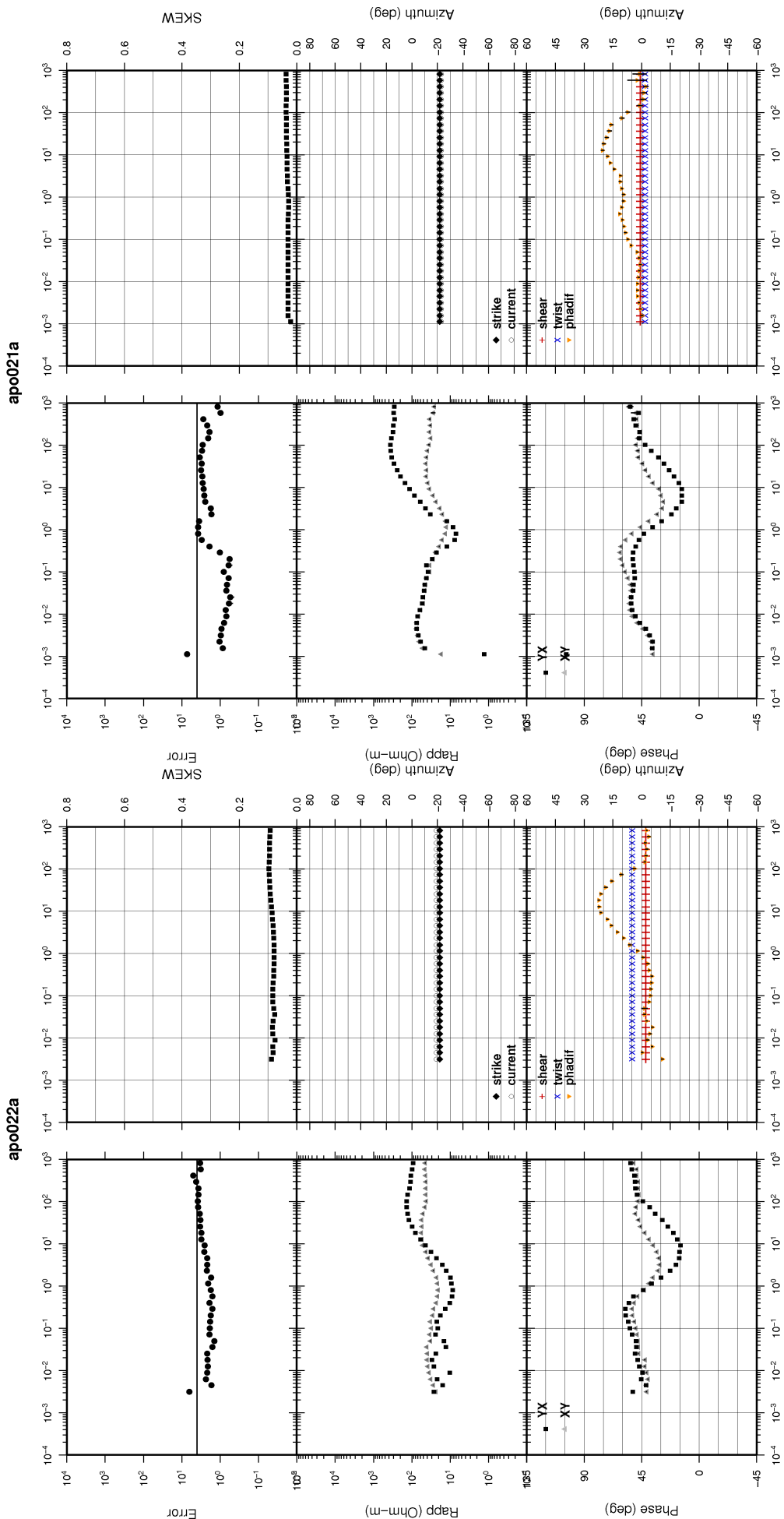
apo014a

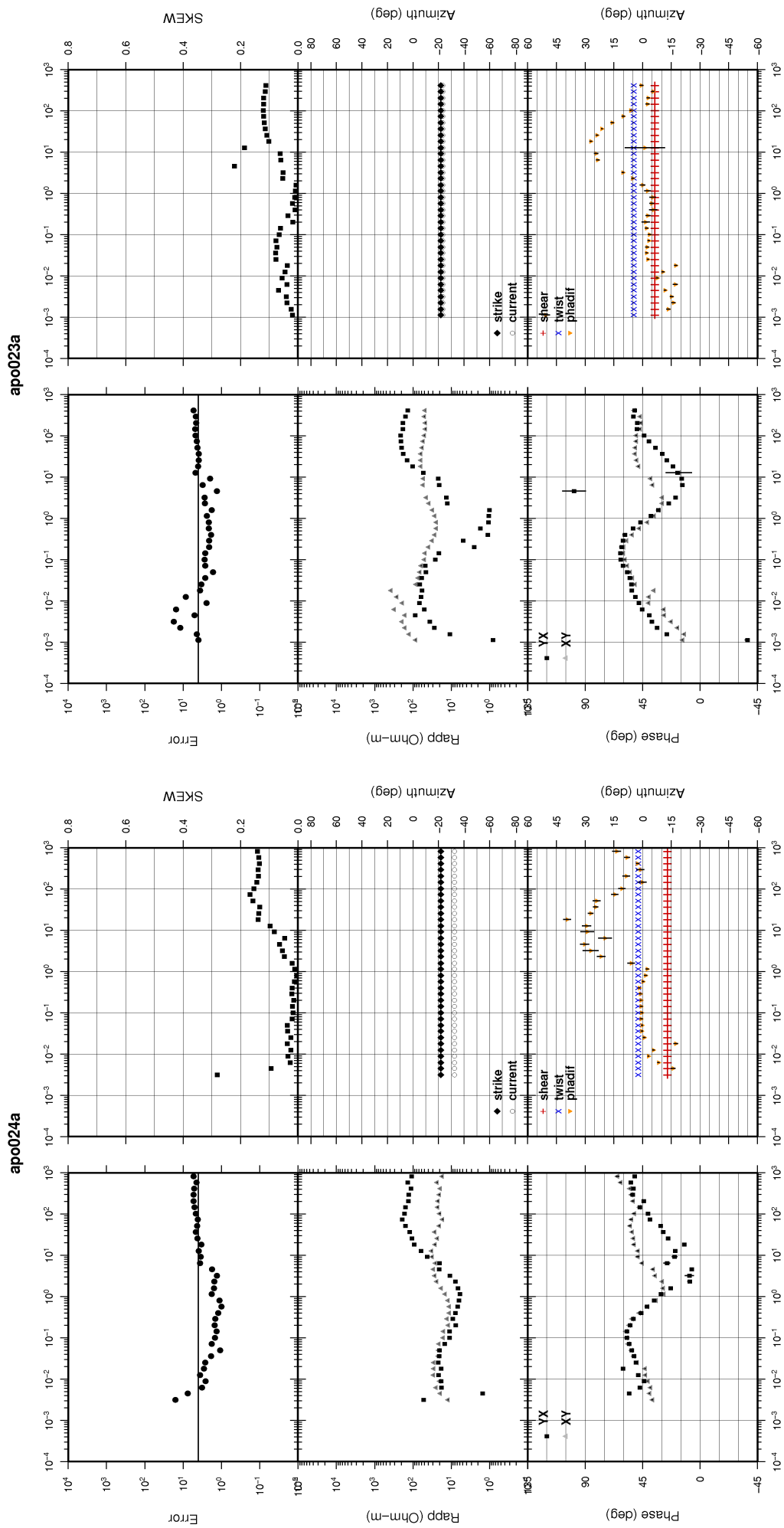












4) Modelos bidimensionais resultantes das inversões intermediárias REBOCC

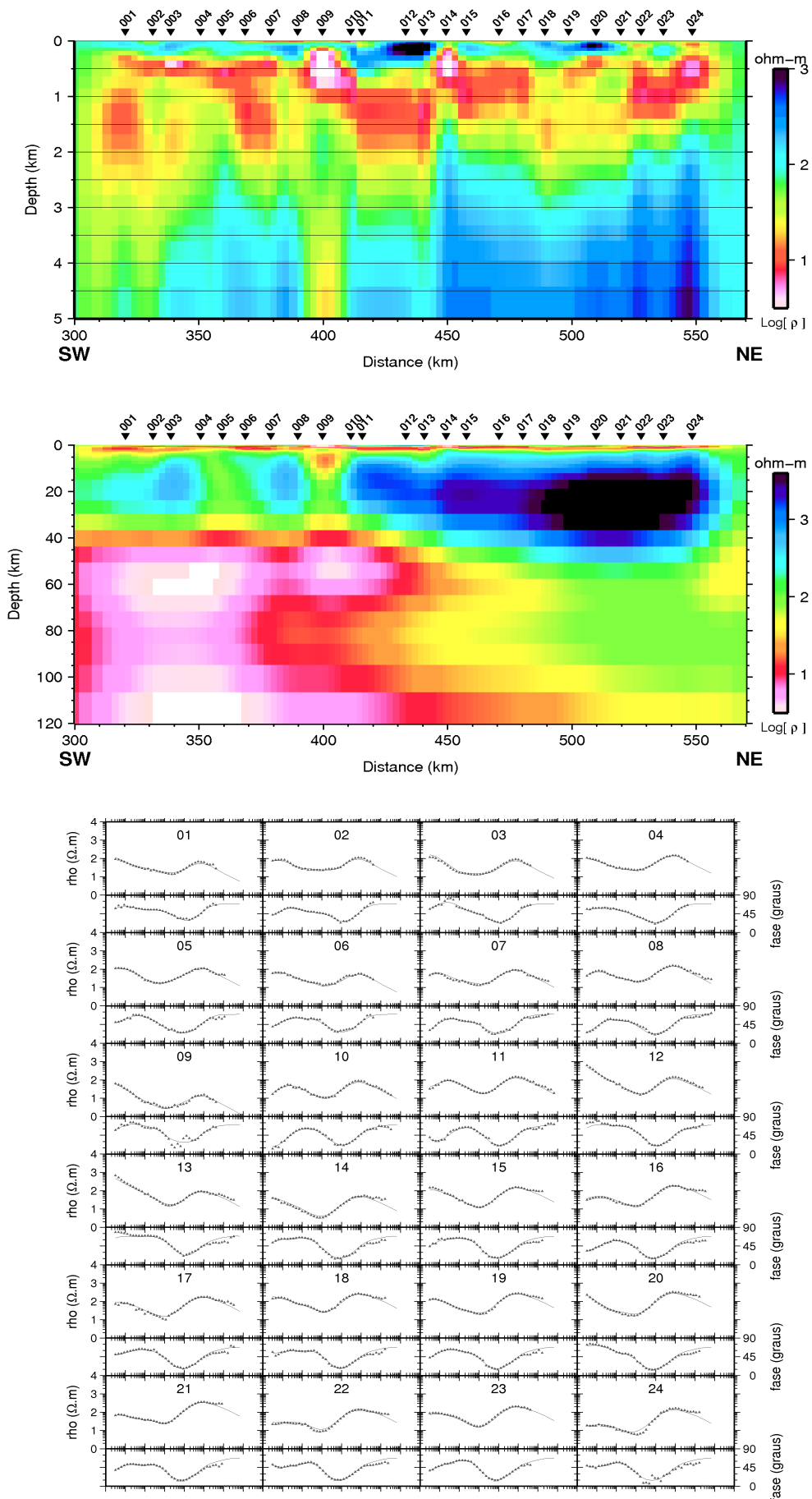


Figura 6.6 – Modelo do TM gerado a partir do modelo de entrada 1-D

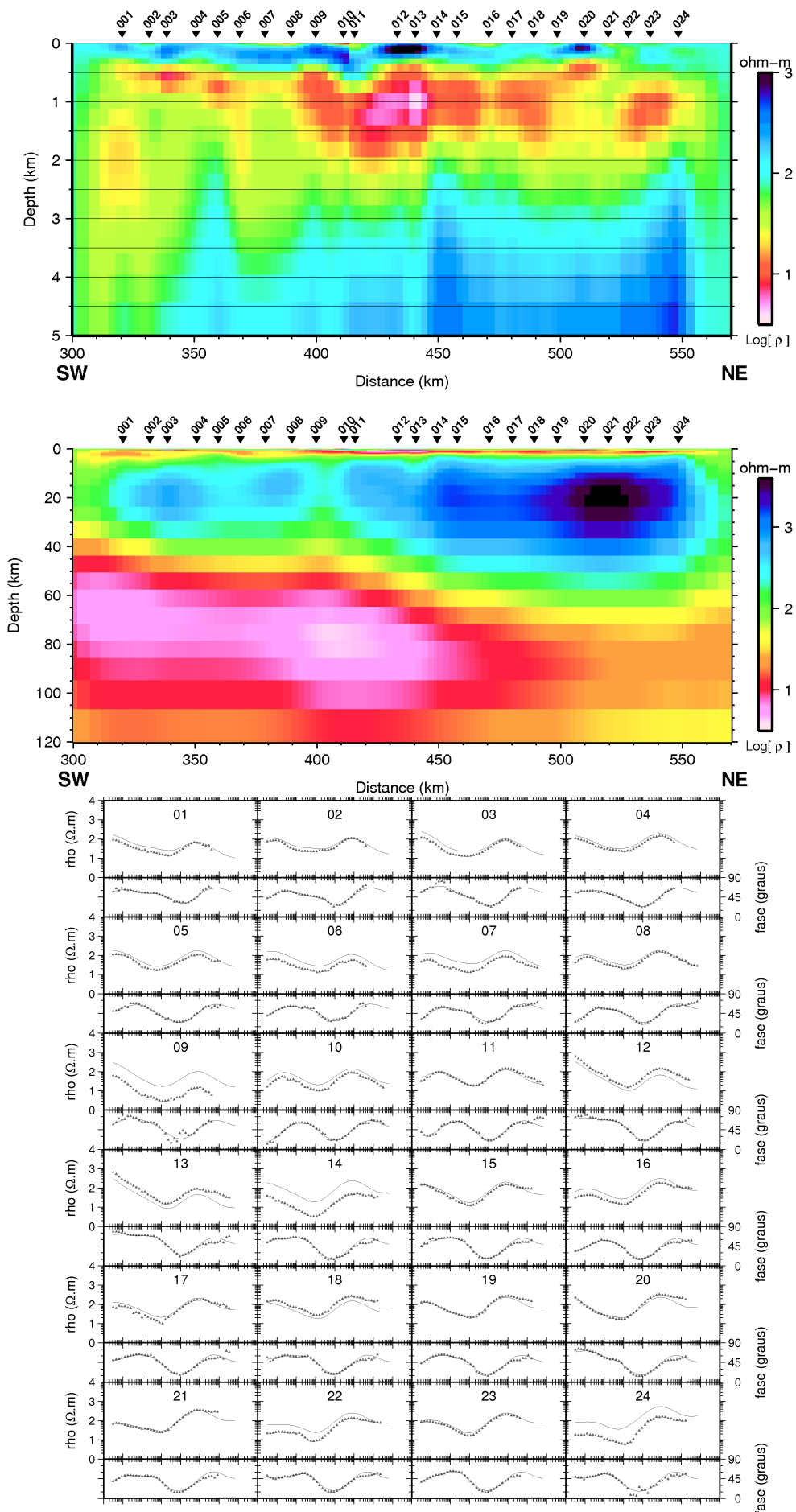


Figura 6.7 – Modelo do TM obtido da inversão das fases somente.

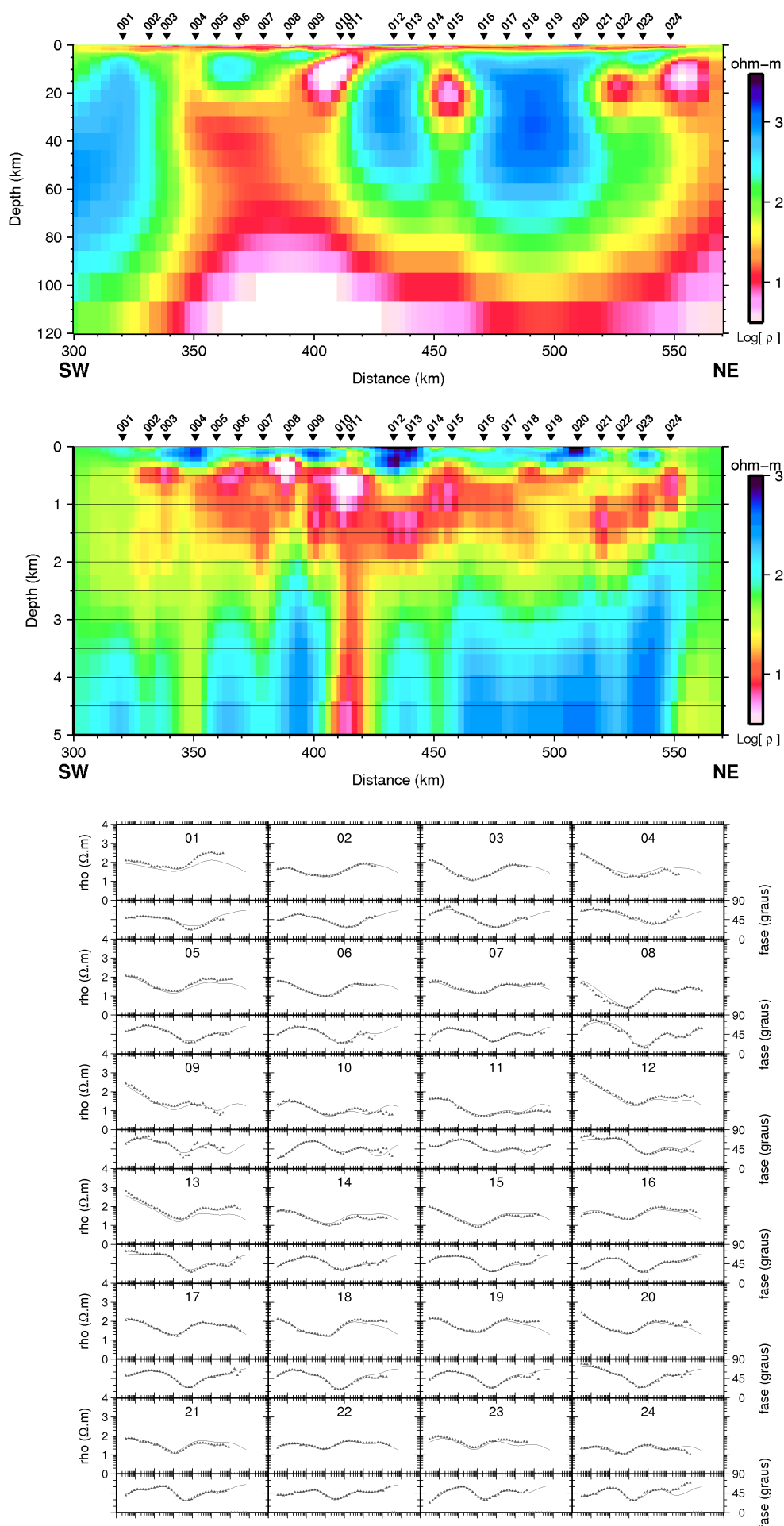


Figura 6.8 – Modelo do TE resultante da inversão das fases gerados a partir do modelo 1-D

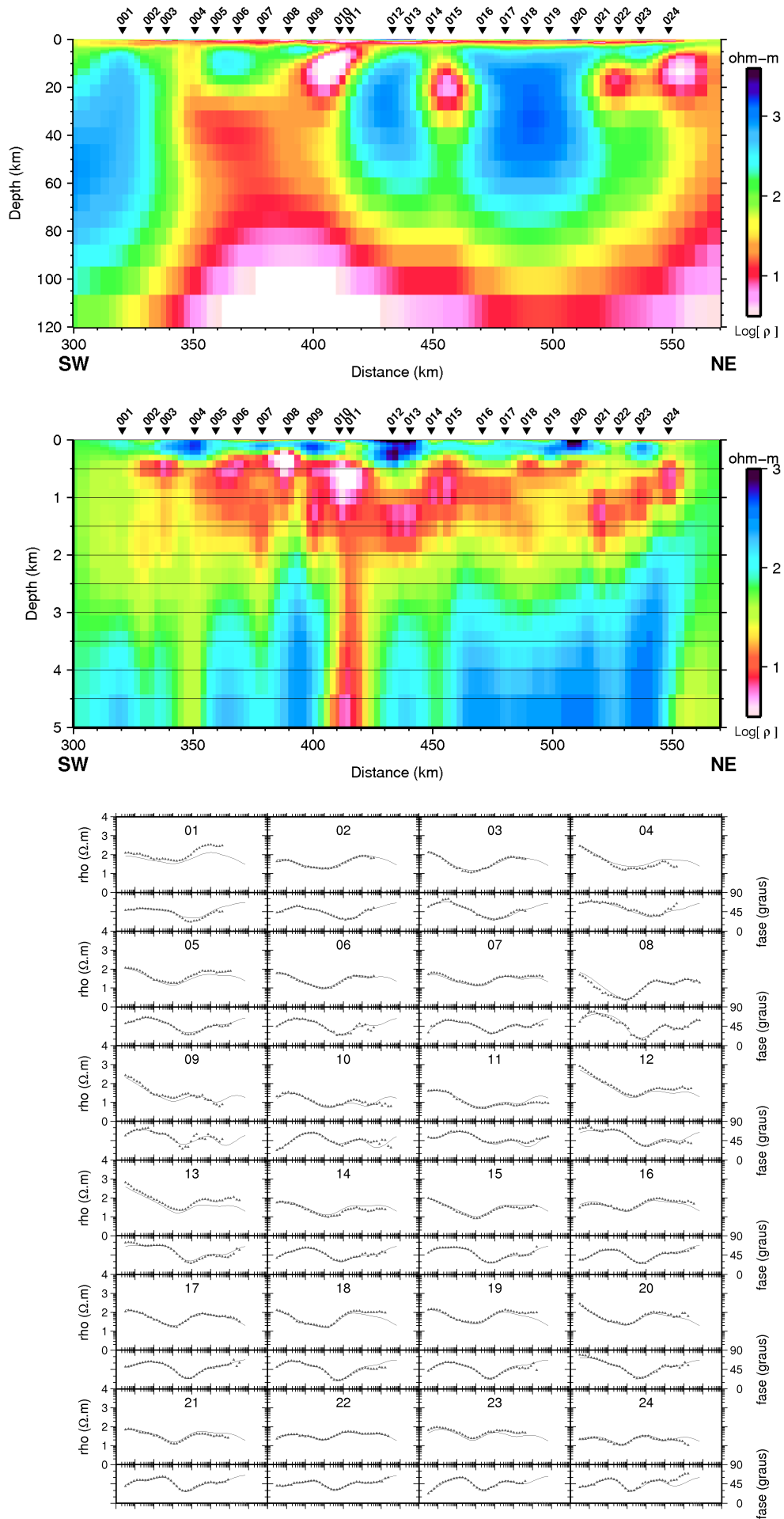


Figura 6.9 – Modelo do TE gerados a partir do modelo 2-D TM.

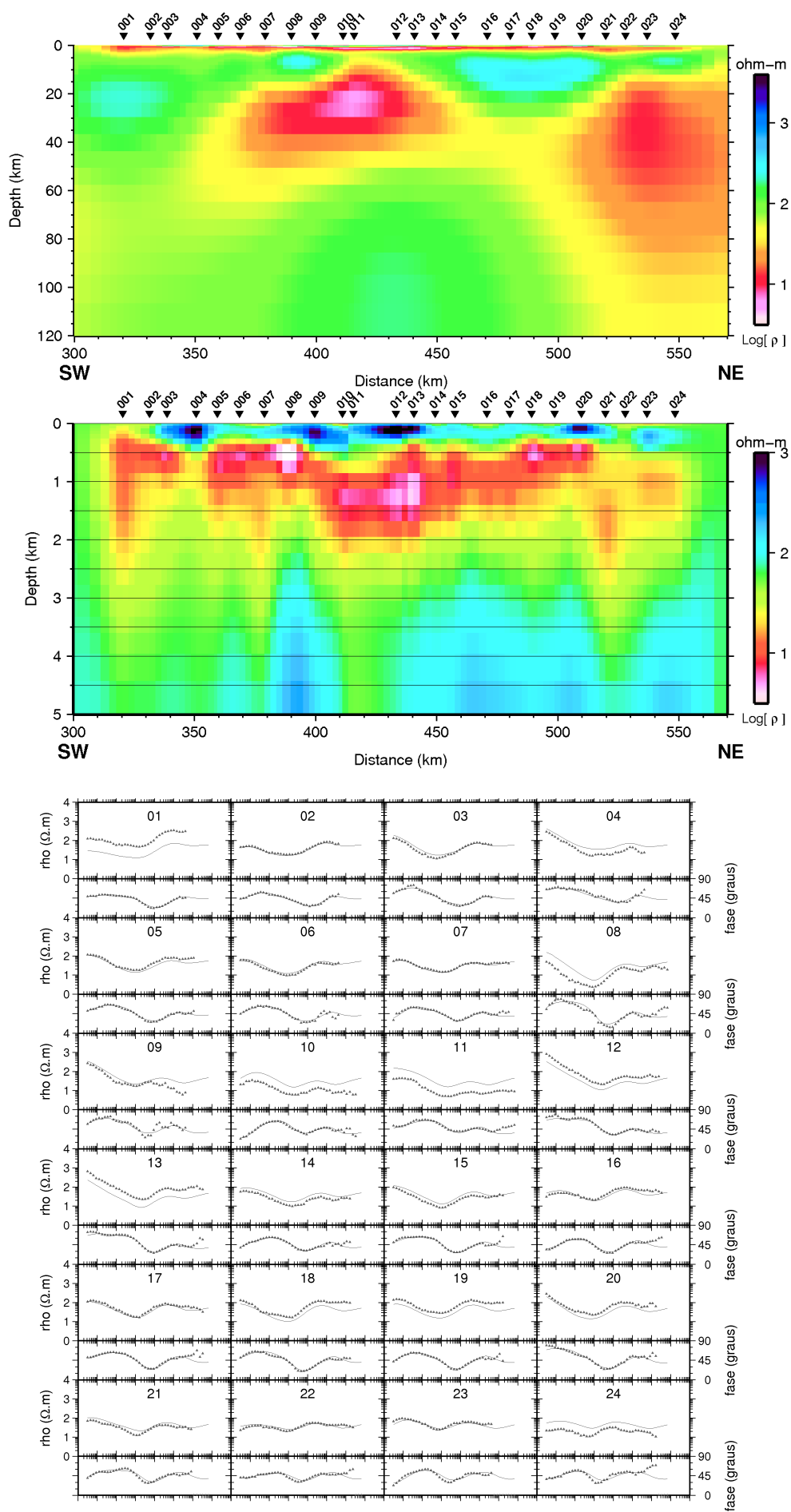


Figura 6.10 Modelo do TE gerado resultante da inversão somente das fases.

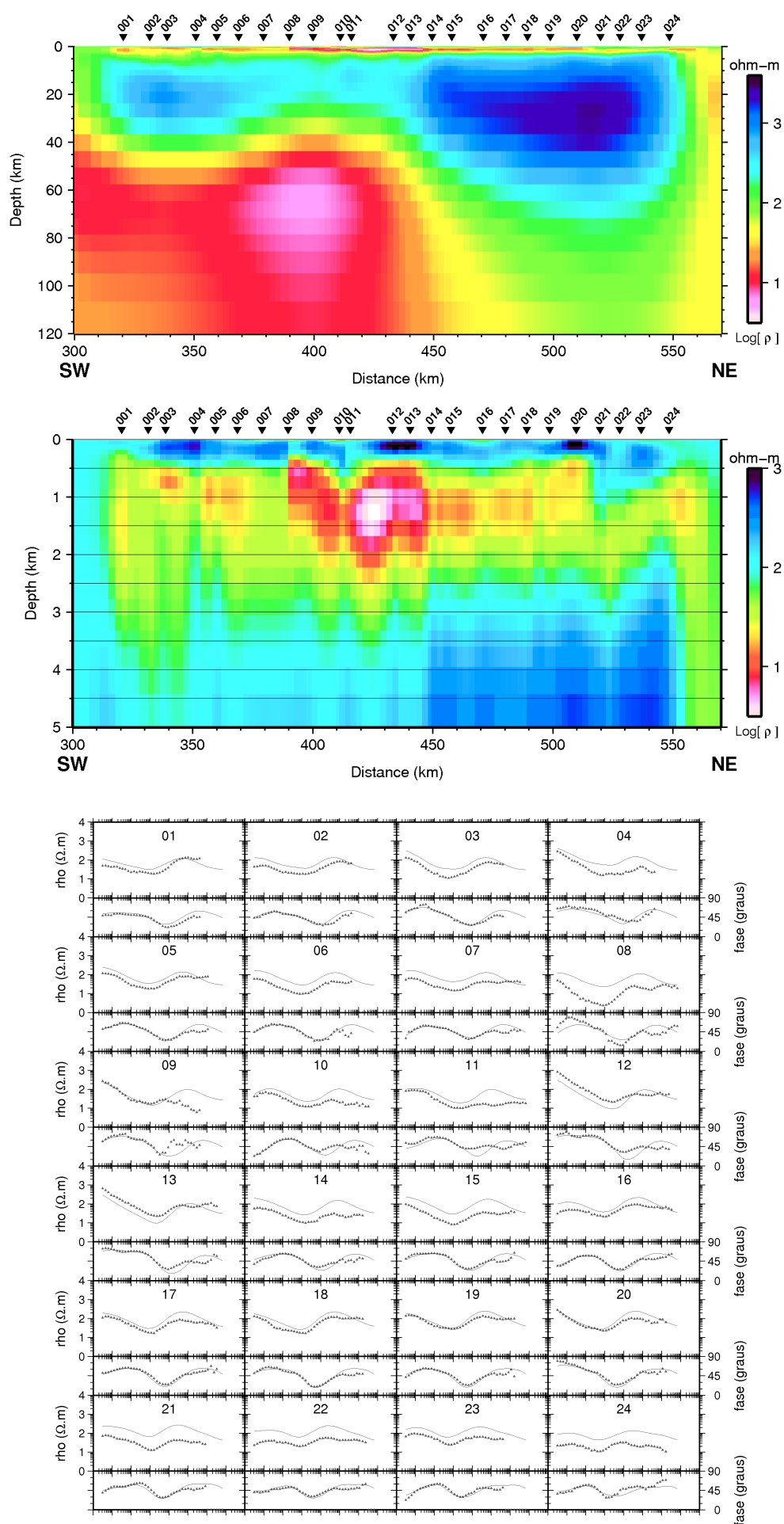


Figura 6.11 – Modelo da inversão simultânea das fases gerado a partir do modelo de semi-espaco infinito.

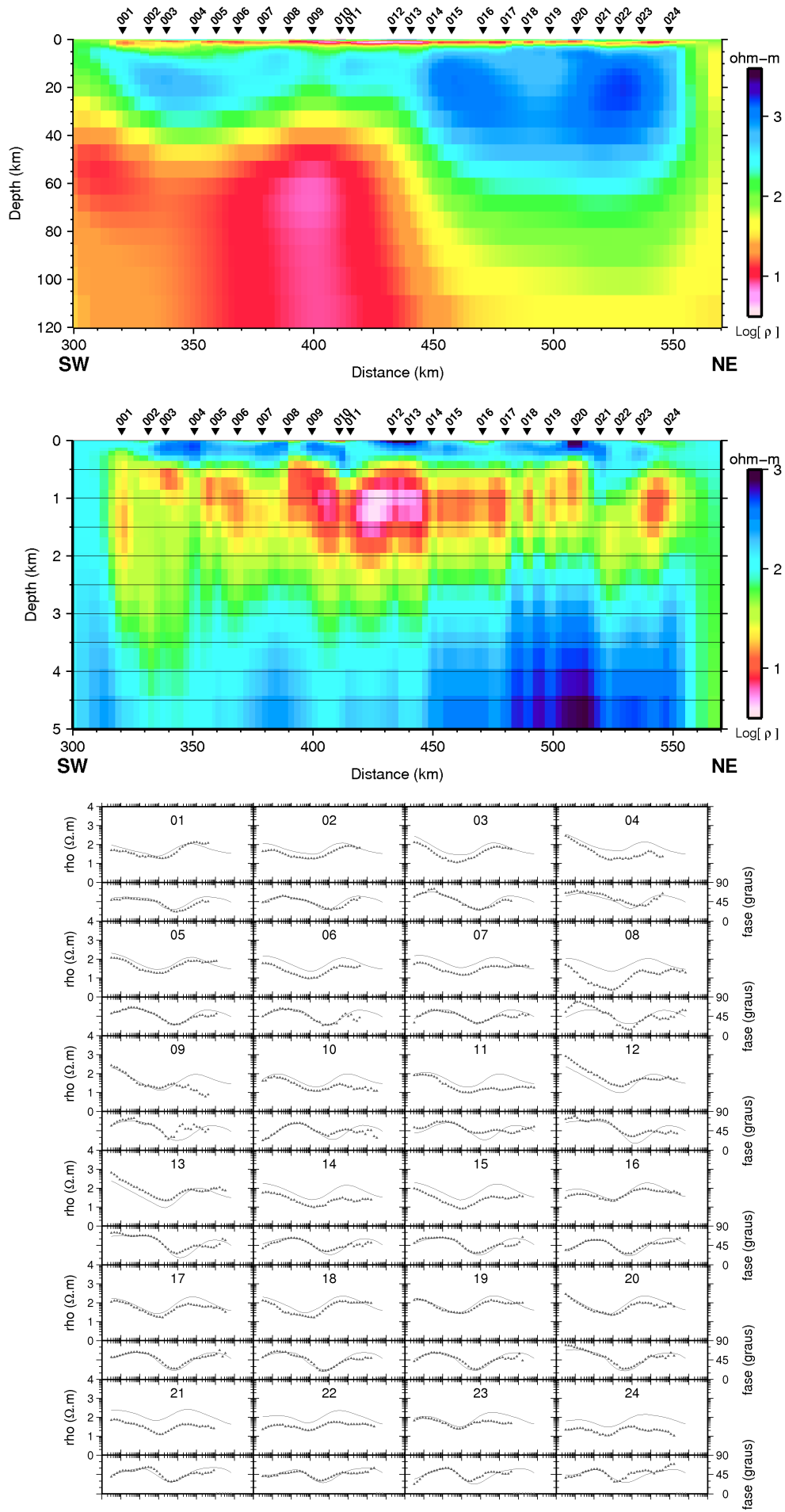


Figura 6.12 – Modelo da inversão simultânea das fases gerado a partir do modelo 1-D.

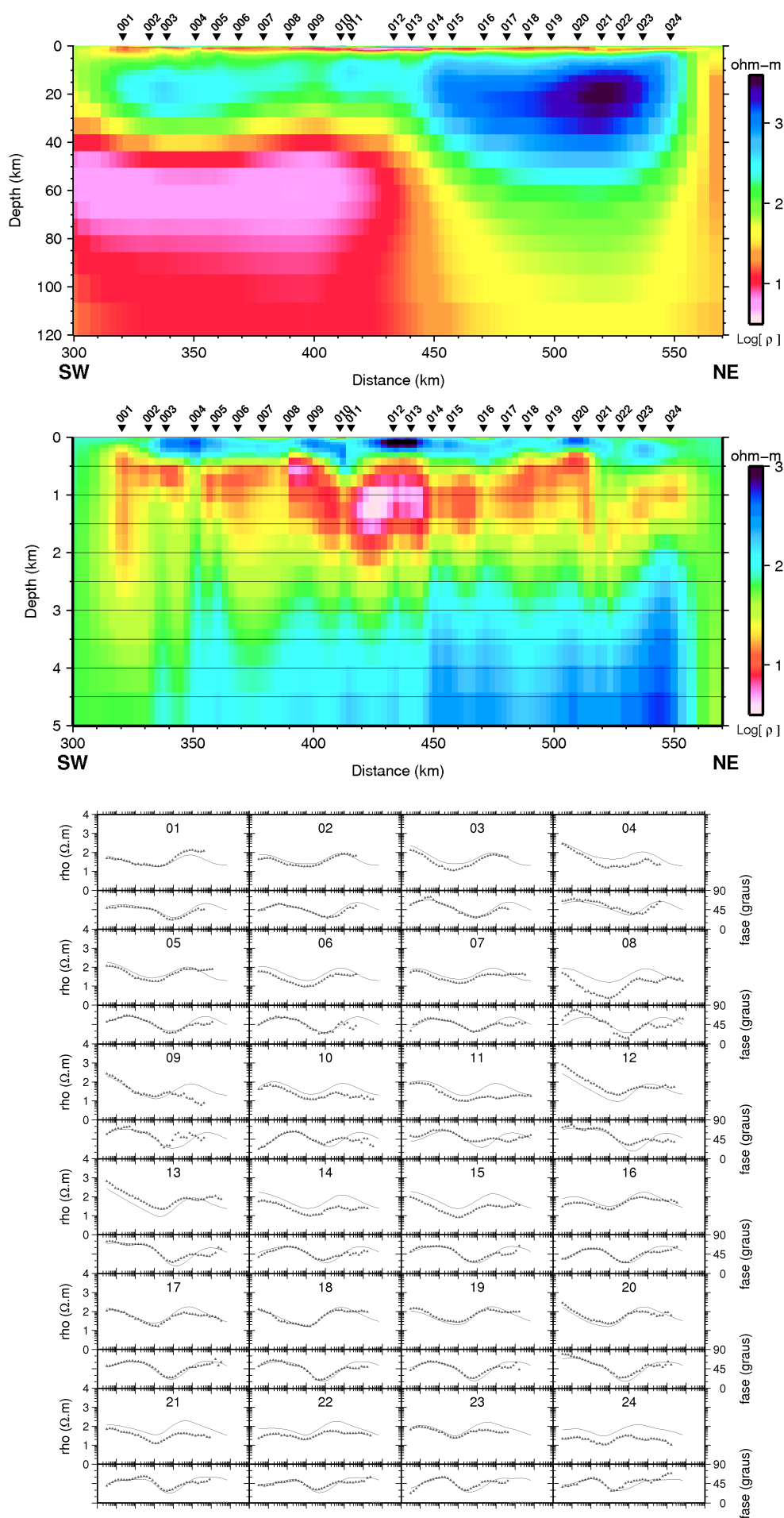


Figura 6.13 – Modelo da inversão simultânea das fases gerado a partir do modelo TM 2-D.