



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

IMAGEAMENTO BIDIMENSIONAL DE
ESTRUTURAS DA PORÇÃO NORDESTE
DA PROVÍNCIA DO SÃO FRANCISCO
USANDO DADOS MAGNETOTELÚRICOS

PAULA LIMA RIBEIRO

SALVADOR – BAHIA
MARÇO – 2017

**Imageamento Bidimensional de Estruturas da Porção Nordeste da Província do
São Francisco usando Dados Magnetotelúricos**

por

PAULA LIMA RIBEIRO

Orientador: Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

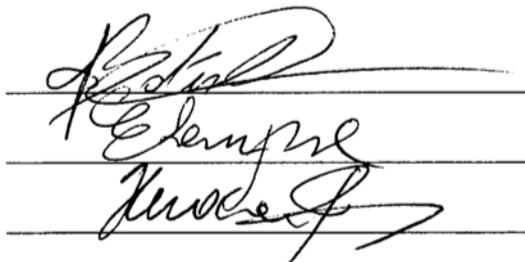
DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

Three handwritten signatures are displayed on three horizontal lines. The top signature is in black ink and appears to be 'Joelson da Conceição Batista'. The middle signature is in blue ink and appears to be 'Edson Emanuel Starteri Sampaio'. The bottom signature is in black ink and appears to be 'Hédison Kiuity Sato'.

Dr. Joelson da Conceição Batista – Orientador

Dr. Edson Emanuel Starteri Sampaio

Dr. Hédison Kiuity Sato

Data da aprovação: 10/03/2017

Ninguém é tão ignorante que não
tenha algo a ensinar. Ninguém é tão
sábio que não tenha algo a
aprender. (Blaise Pascal)

RESUMO

Apresenta-se uma análise bidimensional de dados magnetotelúricos (MT) provenientes de um perfil situado ao nordeste da Província do São Francisco, cruzando importantes blocos crustais e a Bacia do Tucano Central. O tratamento desses dados fornece a distribuição espacial da resistividade elétrica em subsuperfície, permitindo a distinção das unidades geológicas. Essa correlação, no entanto, é uma tarefa que exige a aplicação de metodologias relacionadas ao processamento e a inversão dos dados MT adquiridos para a elaboração de uma boa interpretação dos modelos geoeletricos derivados. O tratamento dos dados MT consistiu em uma análise preliminar das curvas de resistividade aparente e fase medidas, estudo da dimensionalidade geoeletrica e obtenção do *strike* geoeletrico regional através do uso de programas não comerciais. Terminada essa primeira etapa, seguiu-se com a inversão bidimensional desses dados a partir de algumas simulações na busca de um modelo geoeletrico final satisfatório. A correlação desses resultados com informações geológicas preexistentes da área de estudo resultaram em importantes conclusões sobre a estrutura cristalina e sedimentar que compõem o Cráton do São Francisco e a Bacia do Tucano Central, corroborando com o entendimento da evolução geotectônica da região.

ABSTRACT

This work presents a bidimensional analysis of magnetotelluric (MT) data from the northeastern part of the São Francisco Province, that passes through important crustal blocks and the Central Tucano Basin. The treatment of this data provides a spacial distribution of the electric resistivity in subsurface allowing to discriminate the geologic units. However, this correlation is a task that requires the application of methodologies related to the MT data processing and inversion to elaborate a good interpretation of the derived geoelectric models. The treatment of the MT data consisted of a preliminary analysis of the curves of measured apparent resistivity and phase, electric dimensionality study and determination of the regional geoelectric strike with the use of non-commercial programs. After this first step, the following was to execute some simulations in the bidimensional inversion in order to achieve a satisfactory final geoelectric model. The correlation of these data with available geologic information of the studied area resulted in some conclusions about the crystalline and sedimentary structure that form the São Francisco Craton and the Central Tucano Basin corroborating to understand the geotectonic evolution of the region.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Fundamentos Teóricos	3
1.1 O Método Magnetotelúrico	3
1.1.1 Fontes do Sinal	3
1.1.2 Faixa de Frequência	5
1.1.3 A Profundidade de Investigação	5
1.2 Os Princípios Físicos Básicos	6
1.2.1 As Equações de Maxwell e as Relações Constitutivas	6
1.2.2 As Equações de Helmholtz	8
1.2.3 Semi-espaço Uniforme	9
1.2.4 Modelos Não Uniformes	10
1.3 Aquisição de Dados Magnetotelúricos	12
1.4 Processamento de Dados Magnetotelúricos	12
1.5 Modelagem Magnetotelúrica	12
1.5.1 Modelagem Direta	13
1.5.2 Modelagem Inversa	17
CAPÍTULO 2 As Sondagens Magnetotelúricas	21
2.1 Geologia da Área de Estudo	22
2.2 Tratamento dos Dados MT	24
2.2.1 Análise dos Dados	25
2.2.2 Dimensionalidade Geométrica	25
2.2.3 Determinação dos Parâmetros de Direção Geométrica	27
CAPÍTULO 3 Resultados	33
3.1 Resultado das Inversões 2D	33
3.1.1 O Modelo Geométrico Final	34

3.1.2	Correlação do Modelo Interpretado com a Geologia	39
CAPÍTULO 4	Conclusões e Sugestões	42
	Agradecimentos	44
	APÊNDICE A	45
	Referências Bibliográficas	49

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Espectro de frequência MT e AMT. Faixas de frequência em torno de 1 Hz e 1 kHz onde o sinal EM atinge valores mínimos denominadas <i>dead bands</i> (Vozoff,1991).	4
1.2	Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.	5
1.3	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com diferentes valores da resistividade da segunda camada (ρ_2). Modelo A (linha azul) - embasamento resistivo. Modelo B (linha vermelha) - embasamento condutivo.	14
1.4	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com valores diversos da resistividade da segunda camada (ρ_2).	14
1.5	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com diferentes valores da espessura da primeira camada (h_1).	15
1.6	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 3 camadas horizontais com diferentes valores da espessura da segunda camada (h_2).	16
1.7	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo de falha vertical semi infinita. . .	17
1.8	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo do dique vertical aflorante. . . .	18
1.9	Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo do dique vertical com cobertura. . . .	18
1.10	Modelo obtido pela inversão 1D do AUTOMOD a partir de dados sintéticos gerados para um modelo de duas camadas.	19

1.11	Modelo obtido pela inversão 1D do AUTOMOD a partir de dados sintéticos gerados para um modelo de três camadas.	19
2.1	Mapa geológico simplificado da região estudada com localização das estações de sondagem MT no nordeste da Província do São Francisco.	21
2.2	Visualização dos dados MT no formato Jones. Curvas de resistividade e fase, partes real e imaginária dos componentes da matriz de impedância e da função de transferência para a estação ser004a.	24
2.3	Resultado gráfico da análise de consistência dos dados das componentes xy e yx de resistividade e fase utilizando o algoritmo RHOPPLUS para a estação ser004a. A linha contínua representa a estimativa da interpolação, a linha tracejada representa os valores de máximo e mínimo, os círculos vazios são os dados não considerados e os círculos cheios são os dados considerados.	25
2.4	Gráfico da variação do <i>skew</i> de Swift em função do período para cada estação.	27
2.5	Gráfico da variação do <i>skew</i> de Bahr em função do período para cada estação.	28
2.6	Representação gráfica da dimensionalidade das estruturas em função do período para cada estação obtida pelo WALDIM.	29
2.7	Exemplo do resultado do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros <i>shear</i> , <i>twist</i> e azimute variando livremente para todos os períodos.	30
2.8	Exemplo do resultado do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros <i>twist</i> e azimute variando livremente para todos os períodos e <i>shear</i> fixado em -2°	30
2.9	Exemplo do resultado final do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros <i>shear</i> e <i>twist</i> fixados em -2° e -1° respectivamente, obtendo um <i>strike</i> geoeletrico de 20°	31
2.10	Mapa geológico estrutural da região com as direções do <i>strike</i> geoeletrico obtidas pela etapa anterior para cada estação plotadas em barras pretas.	32
3.1	Comparação das pseudoseções de resistividade aparente obtidas pelos dados observados e calculados para os modos TE e TM (invertidos separadamente).	35
3.2	Comparação das pseudoseções obtidas pelos dados observados e calculados de fase para os modos TE e TM (invertidos separadamente).	36
3.3	Pseudoseções de resistividade aparente e fase nos modos TE e TM obtida pela inversão simultânea dos dois modos.	37
3.4	Seção vertical W-E de resistividade elétrica obtida pela inversão 2D com o programa REBOCC (utilizando o modo TE e TM simultaneamente) dos dados MT ao longo do perfil estudado (com escala de resistividade logarítmica).	38

3.5	Modelo interpretado, obtido pela inversão 2D com o REBOCC, ao longo do perfil W-E (BG - Bloco Gavião; CISC - Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá; NS - Núcleo Serrinha; CU - Complexo Uauá; Bacia do Tucano Central. . . .	40
A.1	Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados (pontos abertos e preenchidos em vermelho) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) paras as 12 primeiras estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.	45
A.2	Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados (pontos abertos e preenchidos em vermelho) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) paras as 6 últimas estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.	46
A.3	Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados (pontos abertos e preenchidos em azul) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) paras as 12 primeiras estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.	47
A.4	Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados (pontos abertos e preenchidos em azul) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) paras as 6 últimas estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.	48

INTRODUÇÃO

A técnica magnetotelúrica é um método geofísico de exploração que utiliza sinais eletromagnéticos naturais em um amplo espectro de frequência para imagear a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Os fundamentos teóricos do método magnetotelúrico (MT) foram inicialmente apresentados de forma independente pelos cientistas japoneses Rikitake (1948), russo Tikhonov (1950) e francês Cagniard (1953), notando que medidas das variações dos campos elétrico e magnético poderiam derivar razões complexas entre esses campos que descreveriam a penetração dos campos eletromagnéticos na Terra. Nos anos seguintes, a técnica magnetotelúrica ganhou desenvolvimento na academia e na indústria, com estudos posteriores publicados, destacando-se os trabalhos apresentados por Wait (1954) e Dmitriev e Berdichevsky (1979). Além dos já citados, outros autores também contribuíram para o aperfeiçoamento do método e, desde então, o método MT tem ganhado maior confiabilidade e aplicabilidade em diversas áreas.

Primariamente, a técnica magnetotelúrica foi fortemente aplicada ao mapeamento do arcabouço de bacias sedimentares e à prospecção de reservatórios geotermiais. Com o tempo, empregou-se o método MT em áreas para exploração de água subterrânea e depósitos minerais, estudos ambientais e de estruturas profundas litosféricas e na prospecção de petróleo. Essa última aplicação tornou-se mais comum devido ao fato desse método fornecer informações em situações geológicas nas quais o método sísmico apresenta dificuldades de imageamento, como por exemplo em regiões cobertas com espessas camadas carbonáticas, estruturas sub-basálticas, camadas de sedimentos abaixo de domos salinos e zonas fraturadas. Essa multiplicidade de aplicações é possível devido ao amplo espectro de frequência utilizado pelo método, permitindo que o mesmo atinja desde profundidades de investigações mais rasas até as mais profundas.

O uso de fontes eletromagnéticas naturais pela técnica magnetotelúrica é, ao mesmo tempo, sua maior virtude e sua maior fraqueza (Vozoff, 1991). Enquanto outras técnicas de investigação de subsuperfície requerem o uso de uma fonte artificial, o método MT não a necessita. Isso o torna mais simples e bastante útil em áreas remotas e de difícil acesso, reduzindo os custos de aquisição e o tornando menos agressivo ao meio ambiente. Em contrapartida, os campos naturais apresentam baixa amplitude em certas faixas de frequências e são facilmente afetados por ruídos, o que gera descontinuidades nas curvas dos dados MT observados, exigindo cuidados durante a aquisição.

A interpretação de dados magnetotelúricos é ainda uma tarefa em desenvolvimento,

principalmente no que se refere a técnicas de inversão bi e tridimensionais (Ting e Hohmann, 1981; Sen et al., 1993; Mackie e Madden, 1993; Batista, 2013). A aplicação de diversas metodologias de inversão em diferentes situações geológicas tem permitido uma análise atenta a respeito de sua funcionalidade.

Essa pesquisa buscou imagear as estruturas litosféricas atravessadas por um perfil composto por 20 pontos de sondagens MT, o qual possui cerca de 230 km de extensão e situa-se na porção nordeste da Província do São Francisco (Cráton do São Francisco e Bacia do Tucano Central). Com o imageamento geoeletrico desse perfil, espera-se entender a evolução geotectônica da região de estudo e como essa dinâmica afetou o embasamento, além de partes profundas da litosfera, e a formação da bacia. Nesse sentido, técnicas de processamento e inversão bidimensional foram aplicados aos dados MT utilizados, o que resultou na análise de um conjunto de modelos geoeletricos e na correlação do melhor modelo com a geologia local.

O presente trabalho estrutura-se em quatro capítulos. O capítulo 1 apresenta o método magnetotelúrico assim como seus princípios básicos, aspectos gerais sobre a aquisição e processamento e uma breve explanação da modelagem magnetotelúrica. O capítulo 2 aborda a geologia da área de estudos e o tratamento dos dados. O capítulo 3 trata dos resultados gerados e discussões acerca dos mesmos. Por fim, o capítulo 4 apresenta as conclusões e sugestões.

CAPÍTULO 1

Fundamentos Teóricos

1.1 O Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT), inicialmente proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), é uma técnica eletromagnética que utiliza variações temporais do campo eletromagnético natural terrestre para obter uma imagem da distribuição da condutividade elétrica da Terra em subsuperfície.

Este método fundamenta-se no princípio de indução eletromagnética, pois ondas eletromagnéticas são geradas por processos físicos na atmosfera e magnetosfera terrestre e, quando estas incidem na superfície terrestre, a maior parte da energia é refletida e outra parte penetra em subsuperfície. Correntes elétricas são, então, induzidas na Terra (correntes telúricas) gerando um campo eletromagnético secundário.

Medem-se simultaneamente as variações do campo elétrico através de eletrodos não polarizáveis e as variações do campo magnético através de bobinas (sensores magnéticos) em direções ortogonais na superfície terrestre. Dessa forma, a condutividade elétrica do meio pode ser determinada a partir de relações entre os componentes dos campos eletromagnéticos medidos.

1.1.1 Fontes do Sinal

Diferente de outras técnicas geoeletricas de exploração, que utilizam fontes artificiais, o método MT utiliza, como fonte, sinais eletromagnéticos de origem natural. Estes são gerados em processos físicos que ocorrem desde o núcleo terrestre até galáxias distantes. No entanto, na exploração usando o método magnetotelúrico, trabalha-se no intervalo de frequência entre $10^{-3} - 10^4$ Hz, cuja fonte do sinal pertence apenas a duas regiões: a atmosfera e a magnetosfera.

As chamadas fontes de alta frequência são aquelas que têm seu campo gerado com frequências acima de 1 Hz. Estas estão relacionadas a ocorrência de tempestades elétricas (relâmpagos) na baixa atmosfera longe da área de aquisição.

Abaixo da frequência de 1 Hz, a maioria dos sinais são originados a partir de interações entre o campo geomagnético e os ventos solares que ocorrem na magnetosfera (região ao redor da Terra que compreende a atmosfera e a ionosfera). O vento solar consiste em correntes de íons que viajam no espaço causando perturbações no campo magnético terrestre e produzindo uma energia eletromagnética de baixa frequência que penetra na Terra.

A utilização de fontes naturais no método magnetotelúrico apresenta suas vantagens e desvantagens. Métodos que utilizam fontes artificiais costumam ser mais caros, mais trabalhosos e com acesso restrito quando comparado ao método MT. Por outro lado, a falta de controle dos sinais eletromagnéticos naturais pode causar problemas na obtenção dos dados magnetotelúricos. As faixas de frequência em torno de 1 Hz e de 1 kHz são conhecidas como bandas mortas (*MT dead bands*) por gerarem um sinal de intensidade muito fraca (Figura 1.1), diminuindo assim, a qualidade dos dados de aquisição próximos a esta frequência.

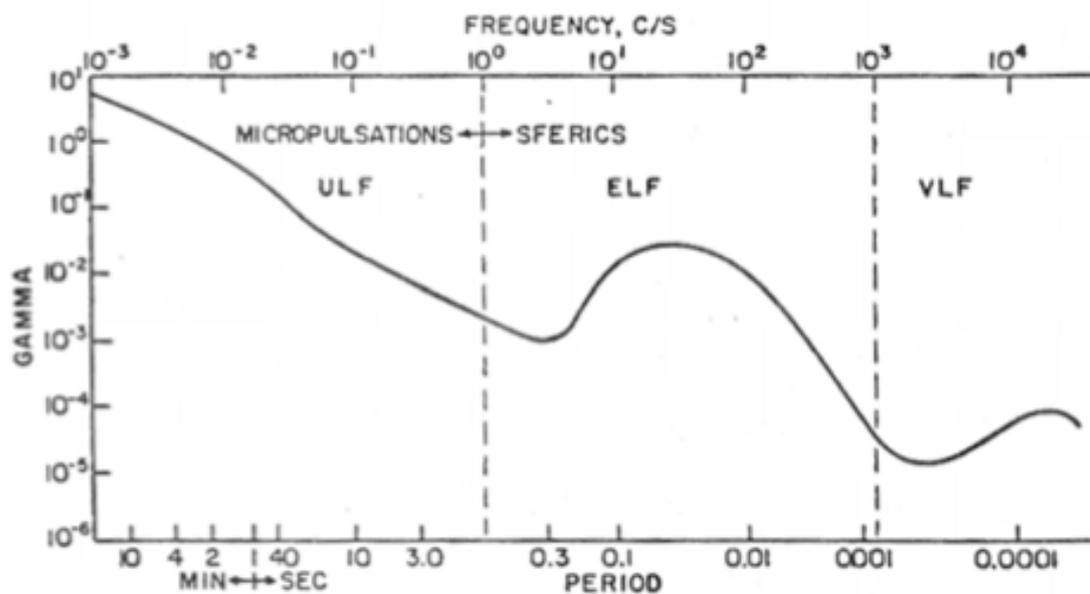


Figura 1.1: Espectro de frequência MT e AMT. Faixas de frequência em torno de 1 Hz e 1 kHz onde o sinal EM atinge valores mínimos denominadas *dead bands* (Vozoff,1991).

Como forma de contornar o problema de baixa razão sinal-ruído nos dados próximos a banda morta, existe um método alternativo conhecido como CSAMT (*Controlled Source Audio Magnetotelluric*). Este nada mais é que uma variação do método magnetotelúrico com a utilização de uma fonte artificial controlada e suficientemente afastada do local de aquisição de forma a obter um aumento do sinal eletromagnético nas faixas citadas.

1.1.2 Faixa de Frequência

Os sinais eletromagnéticos naturais abrangem um espectro de frequência que varia de 0 (corrente direta ou DC) até 10^5 Hz. Como esta faixa é considerada muito extensa, o método MT é dividido em diferentes grupos a partir das seguintes faixas de frequência: MT Longo Período, MT Banda Larga e Audiomagnetotelúrico (AMT). A escolha da faixa de frequência de operação depende da profundidade do alvo uma vez que baixas frequências tem um grande poder de penetração, enquanto que altas frequências limitam-se a profundidades mais rasas, porém com maior resolução. A Figura 1.2 mostra as faixas de frequência para cada um desses grupos e os relacionam com suas aplicações.

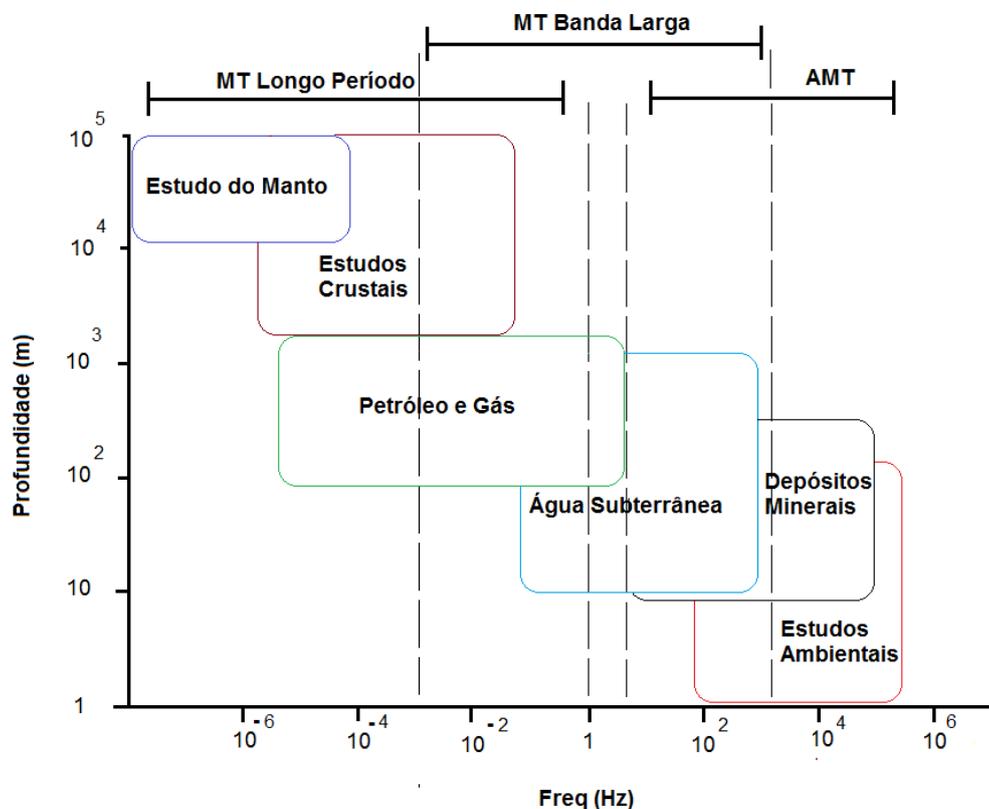


Figura 1.2: Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.

1.1.3 A Profundidade de Investigação

A profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos na Terra depende da condutividade do meio e da frequência desses campos. Como visto na seção anterior, o método

MT pode operar em uma larga faixa de frequência, o que o permite ser utilizado para investigações de alvos rasos a profundos. O *skin depth* (δ) é definido como a profundidade na qual a intensidade dos campos eletromagnéticos decaem a um fator de $1/e$ do seu valor em superfície e é dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = 0.503\sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (km)}, \quad (1.1)$$

onde ω é a frequência angular (rad/s), μ é a permeabilidade magnética (H/m), σ é a condutividade elétrica (S/m) do meio, ρ é a resistividade elétrica ($\Omega\cdot\text{m}$) do meio e f é a frequência linear (Hz).

1.2 Os Princípios Físicos Básicos

1.2.1 As Equações de Maxwell e as Relações Constitutivas

O método magnetotelúrico baseia-se em fenômenos eletromagnéticos, os quais obedecem às equações de Maxwell que, no domínio do tempo e na forma diferencial, são dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = \rho \quad (1.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0, \quad (1.5)$$

onde:

\mathbf{e} é o vetor campo elétrico (V/m);

\mathbf{h} é o vetor campo magnético (A/m);

\mathbf{b} é o vetor de indução magnética (T ou W/m²);

\mathbf{d} é o vetor deslocamento dielétrico (C/m²);

\mathbf{j} é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m²); e

ρ é a densidade volumétrica de carga elétrica (C/m³).

A equação (1.2) é conhecida como Lei de Faraday, a equação (1.3) corresponde à Lei de Ampère-Maxwell, a equação (1.4) é a Lei de Gauss e a equação (1.5) chama-se Lei de Gauss para o magnetismo.

Considerando os campos harmônicos com uma dependência temporal de $e^{i\omega t}$, aplicando

a Transformada de Fourier, $F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t}dt$, às equações (1.2) a (1.5), obtêm-se as equações de Maxwell no domínio da frequência, dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mathbf{B} \quad (1.6)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + i\omega\mathbf{D} \quad (1.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (1.8)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0. \quad (1.9)$$

Estas equações podem ser relacionadas às relações constitutivas devido as baixas intensidades dos campos eletromagnéticos naturais, as quais são dadas, no domínio da frequência, por:

$$\mathbf{D} = \epsilon\mathbf{E} \quad (1.10)$$

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (1.11)$$

$$\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}, \quad (1.12)$$

onde ϵ , μ e σ representam a permissividade elétrica (F/m), a permeabilidade magnética (H/m) e a condutividade elétrica (S/m) respectivamente e são parâmetros que dependem da constituição material do meio em que a onda se propaga. Estas equações são válidas para um meio isotrópico sob condições de linearidade. A equação (1.12) é conhecida como Lei de Ohm.

Para o caso do estudo da Terra, consideram-se as seguintes suposições:

- o meio em subsuperfície comporta-se como um meio isotrópico;
- existe condição de linearidade;
- as propriedades elétricas do meio não variam com o tempo, temperatura e pressão; e
- a permeabilidade magnética μ e a permissividade elétrica ϵ assumem seus respectivos valores no vácuo, isto é, $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m e $\epsilon = \epsilon_0 \approx 8.85 \times 10^{-12}$ F/m.

Assumindo os campos harmônicos com uma dependência temporal de $e^{i\omega t}$ e usando as relações constitutivas e suposições acima, as equações (1.6) a (1.9) tornam-se:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0\mathbf{H} = 0 \quad (1.13)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\omega\epsilon_0)\mathbf{E} = 0 \quad (1.14)$$

$$\nabla \cdot \epsilon_0\mathbf{E} = \rho \quad (1.15)$$

$$\nabla \cdot \mu_0\mathbf{H} = 0. \quad (1.16)$$

1.2.2 As Equações de Helmholtz

Aplicando o rotacional nas equações (1.13) e (1.14), utilizando a identidade vetorial $\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{a}) - \nabla^2 \mathbf{a}$ e considerando que, em um meio homogêneo livre de fontes eletromagnéticas $\nabla \cdot \mathbf{E} = \nabla \cdot \mathbf{H} = 0$, tem-se:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma) \mathbf{E} = 0 \quad (1.17)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma) \mathbf{H} = 0 \quad (1.18)$$

ou

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \quad (1.19)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0, \quad (1.20)$$

onde $k = \sqrt{\omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma} = \sqrt{-\hat{z}\hat{y}}$ é conhecido como número de onda, $\hat{z} = i\omega \mu_0$ é chamado de impeditividade e $\hat{y} = \sigma + i\omega \epsilon_0$, admitividade do meio. As equações (1.19) e (1.20) são as equações da onda no domínio da frequência ou equações de Helmholtz em \mathbf{E} e \mathbf{H} .

Em geral, os métodos eletromagnéticos, com exceção do GPR, utilizam baixas frequências (abaixo de 20 kHz). O método MT utiliza frequências entre 10^{-3} e 10^4 Hz e as condutividades em subsuperfície geralmente variam de 10^{-6} a 10 S/m. Deste modo, as correntes de deslocamento $\mathbf{J}_d = \partial \mathbf{D} / \partial t = i\omega \epsilon_0 \mathbf{E}$ são desprezadas se comparadas às correntes de condução $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$, isto é,

$$\frac{|\mathbf{J}_d|}{|\mathbf{J}|} = \frac{\omega \epsilon_0}{\sigma} \ll 1, \quad (1.21)$$

ou seja,

$$\sigma \gg \omega \epsilon_0. \quad (1.22)$$

Desta maneira, tem-se que $k^2 = \omega^2 \mu_0 \epsilon_0 - i\omega \mu_0 \sigma$ torna-se:

$$k^2 = -i\omega \mu_0 \sigma. \quad (1.23)$$

Substituindo a equação (1.23) nas equações (1.19) e (1.20), obtém-se:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} = 0 \quad (1.24)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\omega\mu_0\sigma\mathbf{H} = 0, \quad (1.25)$$

que são as equações de difusão dos campos eletromagnéticos.

1.2.3 Semi-espço Uniforme

Aproximando a Terra como um semi-espço infinito condutor homogêneo e uniforme com superfície plana e considerando que os campos eletromagnéticos propagam-se a partir de uma fonte suficientemente afastada do ponto de medição localizado na superfície desse semi-espço, os campos eletromagnéticos naturais propagam-se como ondas planas incidindo verticalmente na superfície e em direção ao interior da Terra, isto é, não há variações horizontais dos campos \mathbf{E} e \mathbf{H} . Assim, obtém-se da equação (1.24):

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = -k^2 E_x \quad (1.26)$$

e, da equação (1.13), tem-se:

$$H_y = \frac{-i}{\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial z}. \quad (1.27)$$

A solução da equação (1.26) é dada por:

$$E_x = Ae^{-kz} + Be^{+kz}, \quad (1.28)$$

onde A e B são constantes. Sabendo-se que o campo deve diminuir com o aumento da profundidade, essa solução torna-se:

$$E_x = Ae^{-kz}. \quad (1.29)$$

A partir da equação (1.27), tem-se:

$$H_y = \frac{ki}{\omega\mu_0} E_x. \quad (1.30)$$

Sabendo-se que os campos elétricos e magnéticos são vetores ortogonais entre si, a razão da intensidade do campo elétrico sobre a intensidade do campo magnético é denominada impedância (Z). E esta é calculada por:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{-i\omega\mu_0}{k}. \quad (1.31)$$

Substituindo $k = \sqrt{-i\omega\mu_0\sigma}$ na equação anterior, define-se a impedância característica dada por:

$$Z = \sqrt{i\omega\mu_0\rho}. \quad (1.32)$$

No método MT, expressam-se como resultado a resistividade aparente (ρ_a) e a fase (ϕ) que são calculadas a partir da impedância. A partir da equação acima, num semi-espaço homogêneo e isotrópico, pode-se deduzir que:

$$\rho = \frac{|Z|^2}{\omega\mu_0} \quad (1.33)$$

$$\phi = \arctan \left[\frac{\Im(Z)}{\Re(Z)} \right], \quad (1.34)$$

onde ϕ é a fase da impedância.

1.2.4 Modelos Não Uniformes

Quando a resistividade em subsuperfície não é uniforme, a distribuição espacial da resistividade, conhecida como dimensionalidade geolétrica, pode ser classificada como 1D, 2D ou 3D. A classificação quanto à dimensionalidade depende da maneira como a propriedade física comporta-se em relação às direções de medidas. Num meio geológico unidimensional (1D), a propriedade física varia em apenas uma direção, geralmente, a profundidade (direção z). Chamamos de bidimensional (2D) o meio no qual a propriedade física varia em duas direções, vertical e horizontal. E, por fim, um meio é dito tridimensional (3D) quando a propriedade física varia em todas as direções.

Para cada caso, as funções respostas magnetotelúricas são reduzidas a expressões específicas. Quando o dado é afetado por efeitos galvânicos e indutivos, que são distorções causados por heterogeneidades laterais de escala local em áreas próximas a superfície terrestre, outras expressões específicas podem ser obtidas.

De um modo geral, temos, então, uma matriz 2×2 formada pelos elementos do tensor de impedância $Z(\omega)$, que são calculados no domínio da frequência pelos componentes horizontais dos campos elétricos e magnéticos, dada por:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (1.35)$$

Modelo da Terra 1D

No caso unidimensional, a resistividade varia com a profundidade e as equações de Maxwell citadas anteriormente podem ser resolvidas aplicando condições de contorno apropriadas. Como resultado, as funções respostas magnetotelúricas não dependem da orientação do eixo de medida e são funções apenas da frequência. Num meio 1D, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} = -Z_{yx}$ e a equação (1.35) torna-se:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (1.36)$$

A equação 1.33, para uma terra horizontalmente estratificada (Terra 1D), fornece valores de resistividade aparente (ρ_a) ao invés de resistividade verdadeira.

Modelo da Terra 2D e 3D

Para o caso bidimensional, a resistividade em subsuperfície varia em profundidade e lateralmente. A direção na qual a resistividade elétrica de uma estrutura 2D não varia é chamada de *strike* geoeletrico. Neste caso, tendo o eixo x paralelo à direção do *strike* geoeletrico, a equação (1.35) fica:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (1.37)$$

Assim uma solução geral que satisfaça às equações de difusão dos campos pode ser separada em dois diferentes modos (TE e TM). No modo TE, ou polarização elétrica, a direção do campo elétrico primário é paralela ao *strike* geoeletrico. No modo TM, ou polarização magnética, a direção do campo magnético primário é paralela ao *strike* geoeletrico.

Para o caso tridimensional, no qual a resistividade varia em todas as direções, nenhum dos elementos do tensor impedância anula-se.

1.3 Aquisição de Dados Magnetotelúricos

Medidas magnetotelúricas são realizadas em diversas estações espaçadas ao longo de uma linha. Os dados são coletados no domínio do tempo e, em cada estação, são registradas cinco medidas: do campo elétrico em duas direções horizontais (E_x e E_y) e do campo magnético em duas direções horizontais (H_x e H_y) e em uma direção vertical (H_z). O campo elétrico vertical (E_z) não é medido, pois no método MT supõe-se que o mesmo é igual a zero uma vez que se considera o sistema ar terra como um resistor perfeito.

Geralmente, adota-se a direção x coincidente com o norte magnético, y como o leste magnético e z como sendo a direção vertical (profundidade). Os campos magnéticos são medidos com um tipo de magnetômetro, enquanto os campos elétricos são medidos por dipolo elétricos que são conectados ao solo com o uso de eletrodos não polarizáveis. As bobinas e os eletrodos são conectados a sensores (unidade de aquisição) onde ocorre a amplificação dos sinais. O registro é feito continuamente durante um período de tempo (dependente da faixa de frequência utilizada e profundidade a ser investigada), resultando em séries temporais digitais dos campos eletromagnéticos com um mecanismo de qualidade da aquisição.

1.4 Processamento de Dados Magnetotelúricos

No processamento dos dados magnetotelúricos, é realizado o tratamento das séries temporais obtidas em campo. Elas são processadas para fornecer a estimativa do tensor impedância com a melhor acurácia possível. Para isso, realiza-se uma análise espectral nos dados. O primeiro passo consiste na aplicação da Transformada Rápida de Fourier em subgrupos das séries temporais, transformando-as para o domínio da frequência. Em seguida, para estimar o tensor impedância, são utilizadas técnicas baseadas no método de estatística robusta, método dos mínimos quadrados ou de referência remota. Por fim, por meio dos componentes estimados do tensor impedância, derivam-se os valores de resistividade aparente e fase.

Após essa fase inicial do processamento dos dados, são utilizados procedimentos com o intuito de preparar os dados para a inversão seguido da interpretação dos resultados. Veremos a aplicação desses na seção 2.2 deste trabalho.

1.5 Modelagem Magnetotelúrica

A interpretação de dados geofísicos compreende um importante estágio na compreensão da estrutura da Terra. Entende-se por interpretação, a obtenção de um modelo que satisfaça ao conjunto de dados geofísicos medidos e que esteja de acordo com as informações geológicas já conhecidas. Em busca de uma boa interpretação geofísica, utilizam-se, então, as técnicas

de modelagem direta e de modelagem inversa (ou inversão).

A modelagem direta consiste em propor um modelo de distribuição espacial de uma determinada propriedade física e, conhecidas as leis físicas que regem o comportamento do campo naquele meio, calculam-se os dados esperados. O problema direto é um problema bem posto, isto é, apresenta solução única. Em contrapartida, na inversão, os dados medidos em superfície são conhecidos e, através de métodos matemáticos, procura-se estimar um modelo que melhor se adequa a esses dados. Ao contrário do problema direto, o problema inverso não tem solução única, isto é, vários modelos podem produzir a mesma resposta geofísica e cabe ao intérprete avaliar qual modelo representa melhor a realidade geológica. Para isto, o mesmo faz uso de ferramentas como a integração de métodos geofísicos e o conhecimento de informações geológicas da área de estudo.

1.5.1 Modelagem Direta

No método MT, a modelagem direta é uma técnica importante para simular o comportamento da resistividade elétrica em diferentes situações. A construção de um modelo inicial baseia-se nas informações geológicas previamente conhecidas. E, a partir daí, utilizam-se métodos numéricos computacionais para a modelagem.

Modelagem Direta 1D

Nesta pesquisa, para ilustrar a modelagem direta unidimensional, as respostas MT de resistividade aparente e fase foram obtidas a partir da aplicação da equação analítica, cujo desenvolvimento pode ser encontrado facilmente na literatura como em Ward e Hohmann (1987). Seu desenvolvimento é feito supondo um modelo de Terra estratificada (isto é, uma Terra formada por N camadas planas, horizontais e homogêneas) a partir das equações de difusão demonstradas na seção 1.2.2. Apresentam-se a seguir alguns exemplos obtidos a partir da aplicação desta equação em um algoritmo desenvolvido por Batista (2013).

Considerando o caso de 2 camadas homogêneas, planas e horizontais, a Figura 1.3, apresenta os modelos A e B. A primeira camada de ambos os modelos tem resistividade elétrica (ρ_1) igual a $1 \Omega.m$ e espessura (h_1) de 1000 m. Já a segunda camada tem resistividade (ρ_2) igual a $10 \Omega.m$ no modelo A e $0.1 \Omega.m$ no modelo B e espessura (h_2) infinita em ambos os modelos. Observa-se o comportamento das curvas de resistividade aparente e fase obtidas em resposta ao método MT. À medida que se aumenta o período (T), maiores profundidades são alcançadas, de modo que, em períodos curtos, o *skin depth* é menor que a espessura da primeira camada e, portanto, a resistividade aparente coincide com a resistividade verdadeira da primeira camada, ou seja, $\rho_a = \rho_1$ em ambos os casos. Com o aumento do período, a curva de resistividade aparente tende para a resistividade verdadeira da segunda camada

($10\Omega.m$ no modelo A e $0.1\Omega.m$ no modelo B).

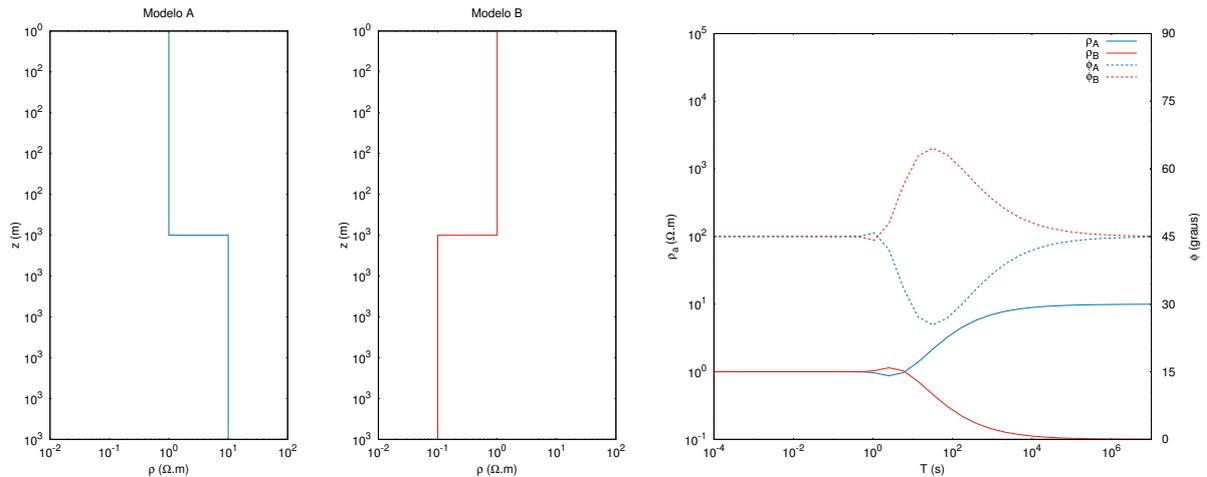


Figura 1.3: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com diferentes valores da resistividade da segunda camada (ρ_2). Modelo A (linha azul) - embasamento resistivo. Modelo B (linha vermelha) - embasamento condutivo.

Ainda para um modelo de 2 camadas, na Figura 1.4, apresentam-se as respostas MT de resistividade aparente e fase para modelos nos quais a resistividade e espessura da primeira camada são dadas por: $\rho_1 = 1\Omega.m$ e $h_1 = 1000m$. A segunda camada tem espessura infinita para todos os modelos e variam-se os valores de sua resistividade (ρ_2).

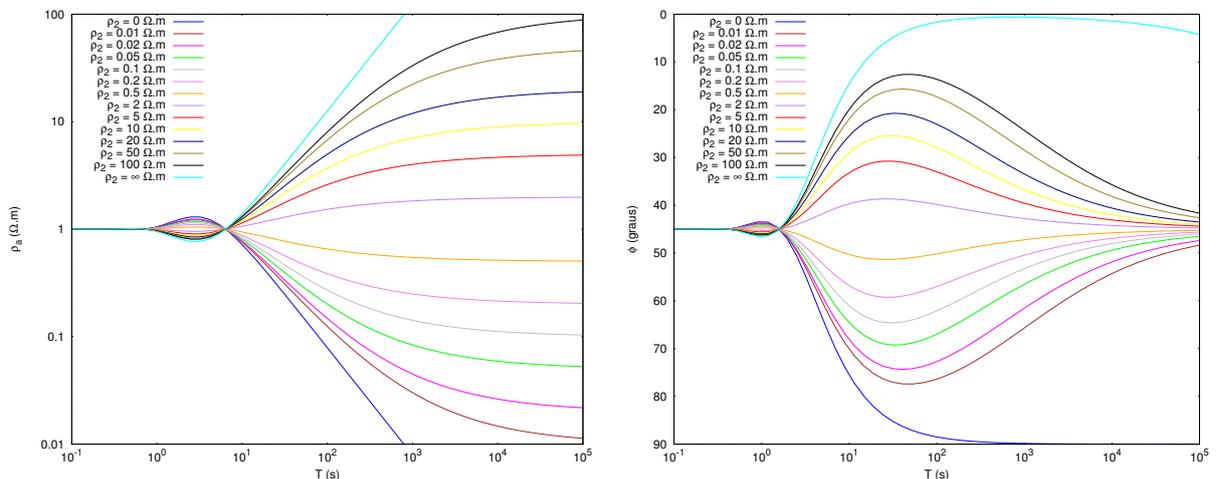


Figura 1.4: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com valores diversos da resistividade da segunda camada (ρ_2).

A Figura 1.5 apresenta modelos com 2 camadas, cujo parâmetro variável agora é a espessura da primeira camada (h_1). Os parâmetros fixos para os três modelos são: $\rho_1 = 10\Omega.m$, $\rho_2 = 100\Omega.m$ e $h_2 = \infty$. A espessura da primeira camada para o modelo A, B e C

são 300 m, 1000 m e 3000 m respectivamente. Neste caso, note que, quanto mais espessa for a primeira camada, o efeito da segunda camada será detectado em períodos maiores.

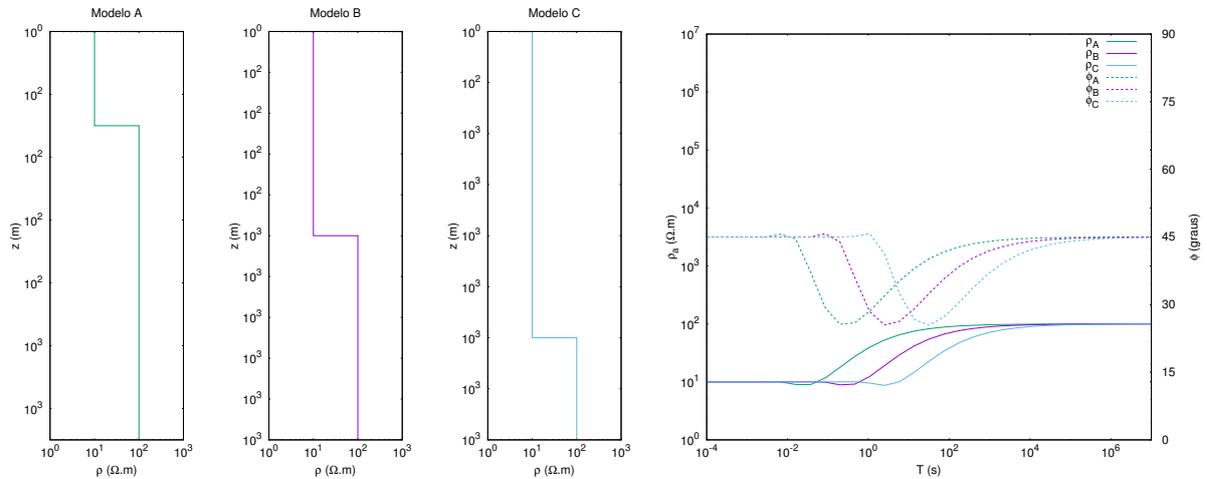


Figura 1.5: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 2 camadas horizontais com diferentes valores da espessura da primeira camada (h_1).

No caso de 3 camadas homogêneas, planas e horizontais, a Figura 1.6 mostra quatro modelos nos quais as resistividades são dadas por $\rho_1 = 10\Omega.m$, $\rho_2 = 1000\Omega.m$ e $\rho_3 = 10\Omega.m$ e as espessuras por $h_1 = 1000m$ e $h_3 = \infty$. Varia-se então a espessura da segunda camada (h_2) que vale 300, 1000, 3000 e 10000 m para os modelos A, B, C e D respectivamente. Observando as curvas de resistividade aparente, nota-se que seus valores tendem aos valores verdadeiros para a camada 1 em períodos menores e para a camada 3 em períodos maiores. Em períodos intermediários, o valor de ρ_a aproxima-se cada vez mais do valor verdadeiro de resistividade da camada 2 a medida que se aumenta a sua espessura.

Note que as curvas de fase aproximam-se assintoticamente para 45° em períodos maiores e menores em todos os casos com um número finito de camadas uniformes. A análise dos gráficos acima demonstra como a variação de número de camadas e suas respectivas resistividade e espessura alteram a resposta MT.

Modelagem Direta 2D

Para obtenção das curvas de resistividade e fase em modelos bidimensionais, fez-se o uso do Método dos Elementos Finitos em um algoritmo desenvolvido por Batista (1991). Apresentaremos a seguir as respostas MT obtidas no modo TE e TM para três diferentes modelos: falha vertical semi infinita, dique vertical aflorante e dique vertical com cobertura. Para o sistema de coordenadas cartesianas, estes modelos tem resistividade variando nas direções x (horizontal) e na direção z (profundidade).

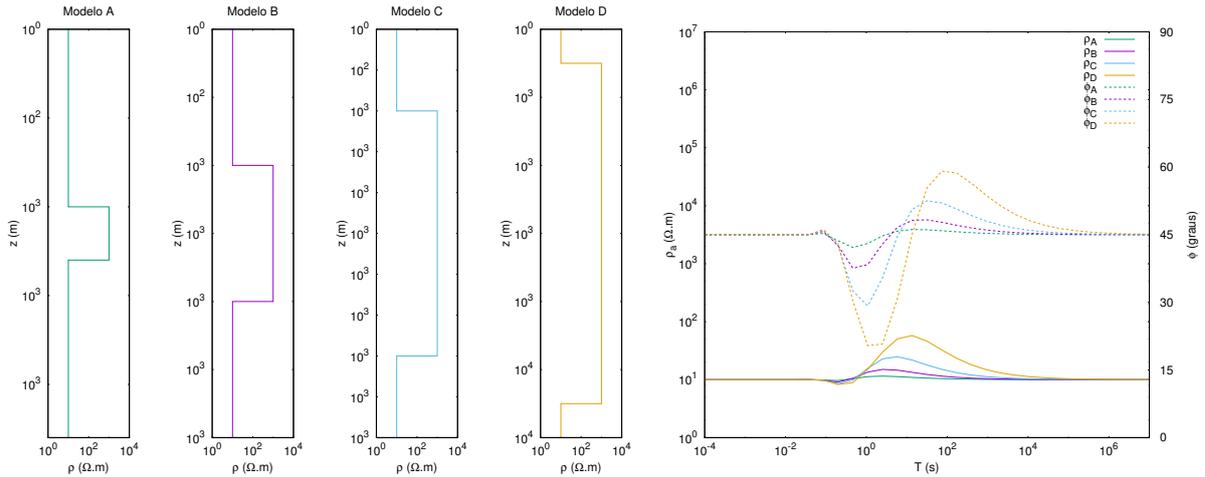


Figura 1.6: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) (linha contínua) e fase (ϕ) (linha tracejada) em função do período (T) para modelos com 3 camadas horizontais com diferentes valores da espessura da segunda camada (h_2).

As Figuras 1.7, 1.8 e 1.9 mostram as respostas MT de resistividade aparente e fase, em função da distância horizontal x , calculadas a partir desses modelos no modo TM (H_y perpendicular à direção de variação elétrica lateral) e TE (E_y perpendicular à direção de variação elétrica lateral) em três diferentes períodos: $T_1 = 0.01$ s, $T_2 = 1$ s e $T_3 = 100$ s.

No modelo da falha, tem-se um contato vertical entre dois meios de resistividade elétrica distintas: $\rho_1 = 100$ $\Omega.m$ e $\rho_2 = 10$ $\Omega.m$. A Figura 1.7 mostra a resposta MT para esse modelo. Note que, no modo TM (linhas contínuas), a resistividade aparente tem uma transição abrupta na posição $x = 0$ m, onde se localiza o plano da falha, saindo de um meio resistivo para um meio condutivo. Já no modo TE (linhas tracejadas), essa transição ocorre de maneira mais suave. A curva de fase, no modo TM, apresenta valores mínimos no meio resistivo e valores máximos no meio condutivo, enquanto que, no modo TE, ocorre o inverso, valores máximos de fase aparecem no meio resistivo e valores mínimos no meio condutivo. O aumento do período, no modo TM, leva a um aumento da resistividade no meio resistivo e a uma diminuição da resistividade no meio condutivo. No modo TE, à medida que o período cresce, a resistividade diminui no meio resistivo e aumenta no meio condutivo, isto é, ocorre o inverso do modo TM. Os valores de fase diminuem com o aumento do período no modo TM e, para o modo TE, os valores de fase aumentam.

No modelo do dique aflorante, ele é vertical semi infinito de resistividade elétrica (ρ_1) igual a 10 $\Omega.m$ e espessura (Δx) igual a 2000 m que corta um meio com resistividade (ρ_2) igual a 100 $\Omega.m$. As curvas de resistividade aparente e fase para esse modelo são demonstradas na Figura 1.8. A presença do dique é mais notável no modo TM e mais suave no modo TE. A fase no modo TM e TE apresentam-se de forma inversa. O aumento do período leva a uma diminuição da resistividade, na região onde se encontra o dique, no modo TM e o inverso

ocorre no modo TE.

No modelo do dique com cobertura, tem-se uma camada superficial horizontal de resistividade (ρ_1) igual a $20 \Omega.m$ e espessura (h_1) igual a $1000 m$, um dique vertical de resistividade elétrica (ρ_2) $10 \Omega.m$ e espessura (Δx) igual a $2000 m$ que corta um meio com resistividade (ρ_3) igual a $100 \Omega.m$. A Figura 1.9 apresenta as respostas MT para esse modelo. Observe que, para ambos os modos, com o aumento do período, a resistividade aparente cresce e a presença do dique torna-se mais notável. Essa observação condiz com a teoria, uma vez que, para curtos períodos, o *skin depth* na primeira camada é menor que sua espessura e o dique não seria detectado.

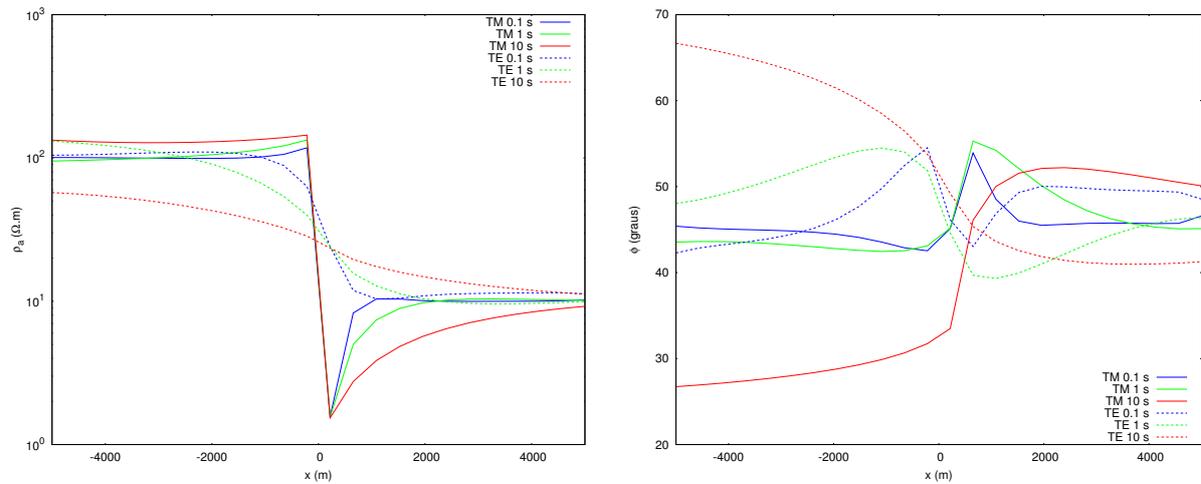


Figura 1.7: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo de falha vertical semi infinita.

1.5.2 Modelagem Inversa

A inversão de dados geofísicos é uma das etapas mais importantes no estudo da estrutura da Terra, uma vez que é esta que permite visualizar o que ocorre em subsuperfície a partir de dados medidos em superfície. No método MT, a inversão tem sido uma tarefa de grande discussão e desenvolvimento em busca de melhores resultados. Existindo, assim, diversos métodos de inversão MT presentes na literatura.

Modelagem Inversa 1D

Para exemplificação e teste da modelagem inversa 1D, utilizou-se o algoritmo automático AUTOMOD desenvolvido por Weaver e Agarwal (1993). O mesmo utiliza a transformação de Niblett-Bostick (Niblett e Sayn-Wittgenstein, 1960; Bostick, 1977) para a construção de

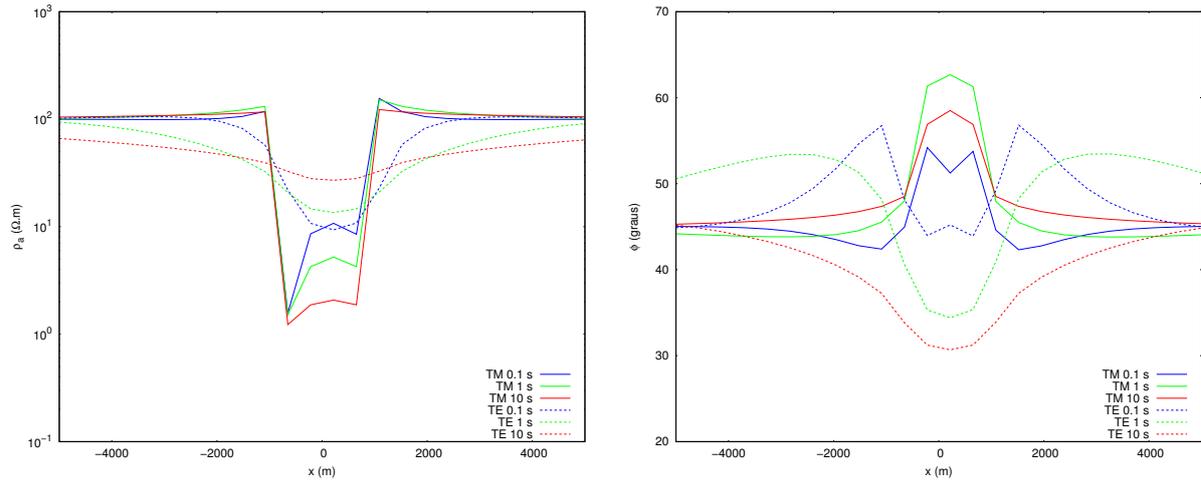


Figura 1.8: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo do dique vertical aflorante.

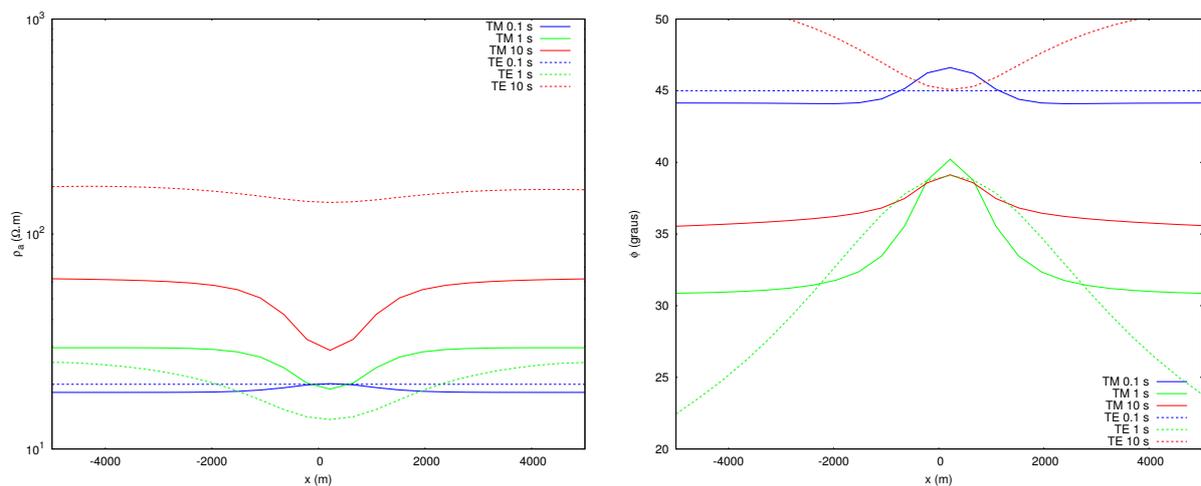


Figura 1.9: Respostas MT de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) em função da distância horizontal (x) no modo TM (linha contínua) e no modo TE (linha tracejada) para três diferentes períodos, $T_1 = 0.01s$ (linha azul), $T_2 = 1s$ (linha verde) e $T_3 = 100s$ (linha vermelha), para o modelo do dique vertical com cobertura.

um modelo inicial combinado com o método de Fischer & LeQuang (Fischer et al., 1981) para obter um erro mínimo no modelo encontrado e, por fim, utiliza um método estatístico para a otimização desse modelo. Assim, o AUTOMOD fornece um modelo com um número mínimo de camadas (máximo 10) que melhor se adequa aos dados adquiridos segundo um erro mínimo calculado através da raiz quadrada da variância do ajuste (*misfit*).

A Figura 1.10 mostra o modelo obtido pelo AUTOMOD a partir da inversão dos dados sintéticos de resistividade e fase gerados no modelo A ilustrado na Figura 1.3.

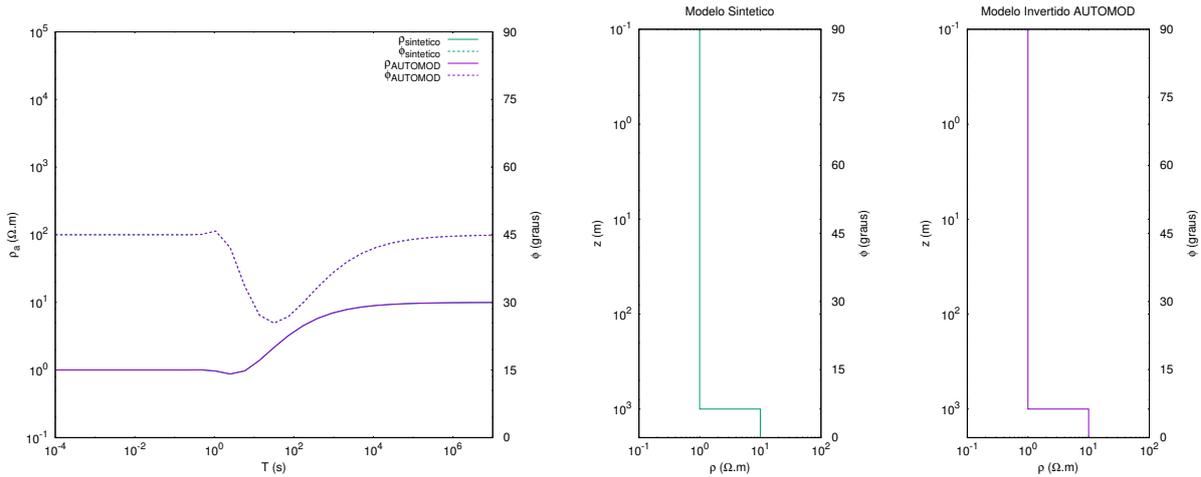


Figura 1.10: Modelo obtido pela inversão 1D do AUTOMOD a partir de dados sintéticos gerados para um modelo de duas camadas.

A Figura 1.11 ilustra o modelo obtido pelo AUTOMOD a partir da inversão dos dados sintéticos de resistividade e fase gerados no modelo B ilustrado na Figura 1.6. Note que as curvas de resistividade e fase se sobrepõem, comparando o modelo sintético e o modelo obtido pela inversão, porém uma pequena diferença é notável no valor da espessura da segunda camada. Isso demonstra a ambiguidade, isto é, diferentes modelos podem representar o mesmo conjunto de dados.

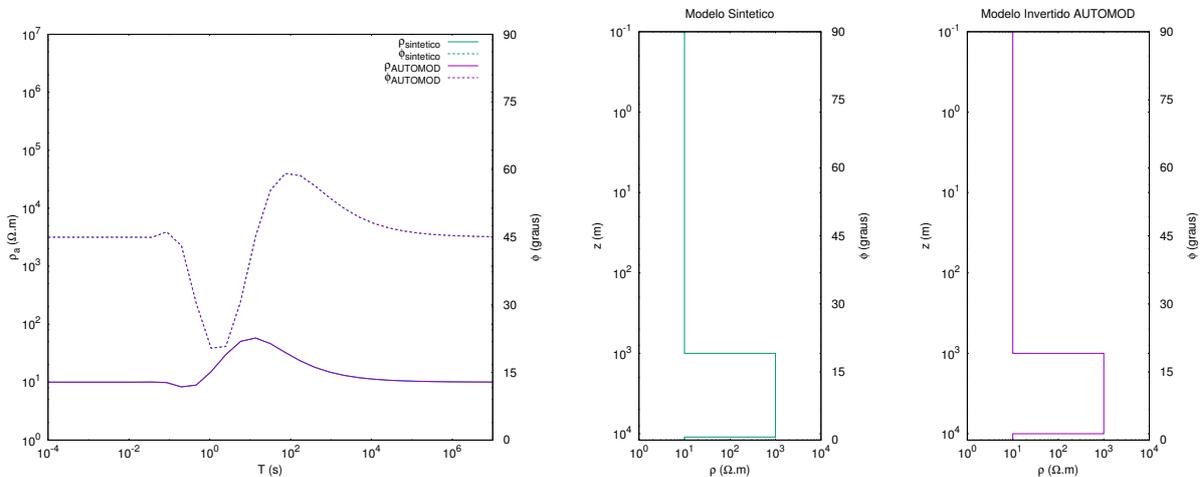


Figura 1.11: Modelo obtido pela inversão 1D do AUTOMOD a partir de dados sintéticos gerados para um modelo de três camadas.

Vale ressaltar que, ao se tratar de dados sintéticos sem adição de ruído, a inversão mostra-se muito satisfatória. Isso também pode ser observado no parâmetro de erro mínimo (misfit) calculado pelo AUTOMOD, que foram de $8,40 \times 10^{-6}$ e $1,84 \times 10^{-6}$ para a inversão dos modelos de 2 e 3 camadas respectivamente (valores significativamente pequenos). Este erro pode aumentar na aplicação do programa em dados reais devido a presença de ruído.

A metodologia empregada na modelagem inversa bidimensional será detalhada e exemplificada a partir da aplicação a dados reais no capítulo 2.

CAPÍTULO 2

As Sondagens Magnetotelúricas

As sondagens magnetotelúricas utilizadas nessa pesquisa foram cedidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Ela é composta por 20 estações de sondagem, denominadas de ser001a, ser002a, ser003a, ser004a, ser005a, ser006a, ser007a, ser008a, ser009a, ser010a, ser011a, ser012a, ser013a, ser014a, ser015a, ser017a, ser018a, ser019a, ser020a e ser021a. As estações, espaçadas de aproximadamente 10 km, utilizaram faixa de frequência Banda Larga (BL) (10^{-3} a 10^3 Hz) e este perfil possui uma extensão de cerca de 230 km. A Figura 2.1 mostra a localização das estações MT utilizadas nesse trabalho.

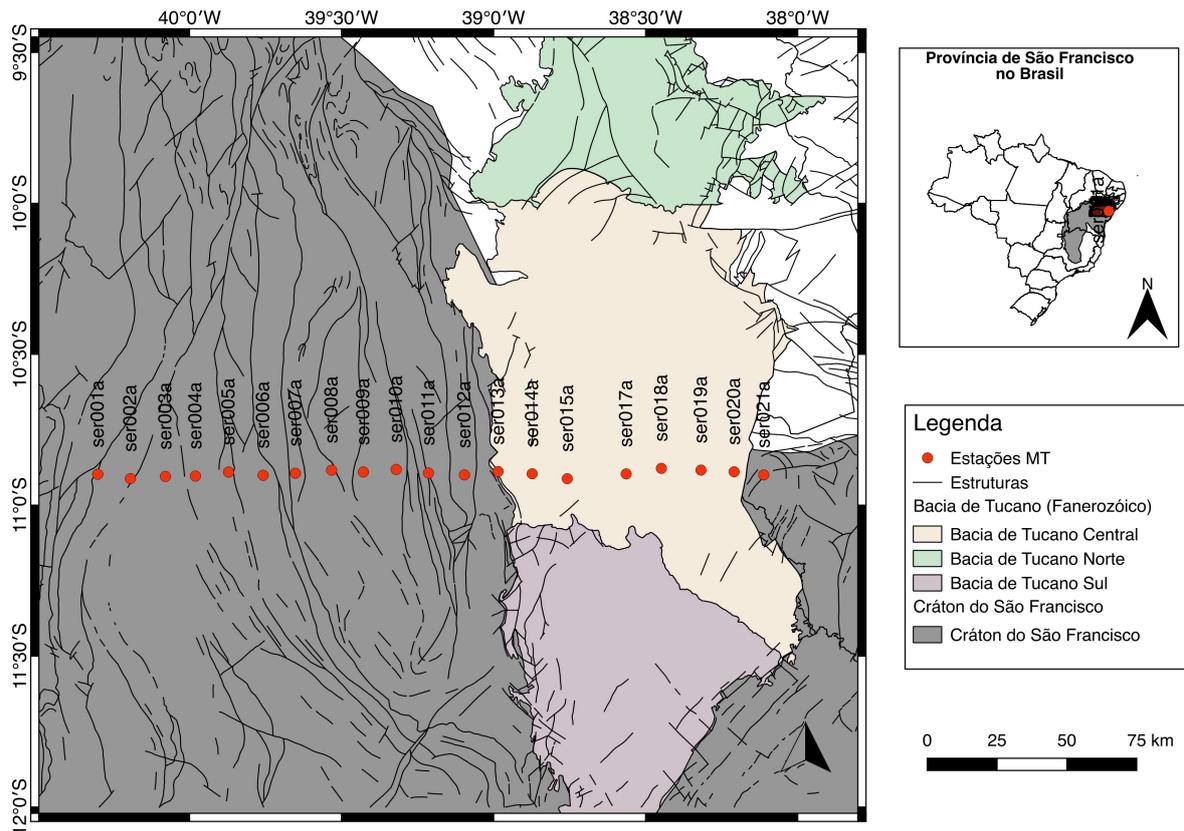


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da região estudada com localização das estações de sondagem MT no nordeste da Província do São Francisco.

Os dados foram coletados de oeste para leste, e o perfil atravessa 10 municípios do

estado da Bahia (Saúde, Ponto Novo, Queimadas, Itiúba, Nordestina, Cansanção, Quijique, Tucano, Ribeira do Pombal e Ribeira do Amparo) e 2 municípios do estado de Sergipe (Poço Verde e Tobias Barreto). Cruzando, assim, três dos blocos que compoem as rochas arqueanas do Cráton do São Francisco (CSF) (Gavião, Itabuna-Curaçá e Serrinha) e a Bacia do Tucano Central.

Estes dados foram processados, seguido da determinação da dimensionalidade geoeétrica e definição da direção do *strike* geoeétrico regional a partir da decomposição dos parâmetros de direção geoeétrica. Nas próximas seções, faremos uma breve descrição geológica da área estudada com enfoque nas regiões as quais a transecta cruzou. Em seguida, faremos um resumo sobre o processamento aplicado aos dados.

2.1 Geologia da Área de Estudo

O perfil magnetotelúrico estudado se estende em cerca de 230 km na direção oeste-leste, atravessando terrenos predominantemente arqueano-paleoproterozoicos do Cráton do São Francisco, em sua parte mais a oeste, e cobertura sedimentar do cretáceo ao fanerozoico da Bacia do Tucano Central, em sua parte mais a leste. Especificamente, a área de estudo insere-se na porção nordeste do CSF, o qual representa uma importante unidade geotectônica em grande parte da plataforma sul americana e é delimitado pelas faixas orogênicas brasileiras: Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto, Brasília e Araçuaí (Alkmim et al., 1993). O interior do cráton é largamente coberto por unidades de origem precambrianas e fanerozoicas. Seu embasamento arqueano-paleoproterozoico, composto predominantemente por rochas metamórficas de alto a médio graus, ocupa grande parte da área total do estado da Bahia.

Na região do cráton, os terrenos arqueanos paleoproterozoicos foram agrupados em quatro unidades crustais (Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha), as quais colidiram no Paleoproterozoico, período de intenso metamorfismo e geração de cinturões móveis polideformados. Durante o Mesoproterozoico, a ocorrência de um rifte abortado, com orientação N-S, truncou este embasamento e permitiu a deposição das rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço e posterior acúmulo de sedimentos glaciais e de plataformas carbonáticas do Supergrupo São Francisco, no neoproterozoico. No fim do Proterozoico, formaram-se as faixas orogênicas brasileiras que hoje delimitam o cráton decorrente de movimentos colisionais na margem do CSF. Já no Cretáceo, originou-se a Bacia do Recôncavo, a partir do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá em decorrência da fissão da Pangea. No Fanerozoico, deu-se a continuação da sedimentação (Barbosa et al., 2003).

A porção oeste do Cráton do São Francisco compreende o Bloco Gavião, o qual apresenta embasamento, em sua maior parte, coberto por sequências do meso e neoproterozoico.

Uma associação de ortognaisses, leptinitos e anfibolitos e a sequência vulcanossedimentar Contentas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo compoem esse bloco, além da presença de associações tonalíticas, trondhjémíticas e granodioríticas (antigos núcleos TTG) que constituem a sua borda. Os gnaisses e migmatitos presentes no Bloco Gavião e também no Núcleo Serrinha são os mais antigos do CSF, sendo considerados como rochas representativas dos microcontinentes que colidiram e vieram a formar o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa e Sabaté, 2004).

O segmento mais jovem do Cráton do São Francisco é denominado Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e localiza-se mais ao leste do cráton. Este foi formado a partir da colisão de quatro blocos arqueanos (Bloco Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá). Ele é composto essencialmente por tonalitos/trodhjemitos além da presença de faixas de rochas supracrustais associadas a gabros/basaltos de *back – arc* ou fundo oceânico (Barbosa e Sabaté, 2003).

O Núcleo Serrinha ocupa a porção nordeste do Cráton do São Francisco, sendo então limitado a oeste pelo segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e a leste pelas rochas sedimentares das Bacias do Tucano e do Recôncavo. É composto pelos Complexos de Santa Luz e Uauá e pelos *Greenstone Belts* do Rio Capim e do Rio Itapicuru (Kosin et al., 2003).

O Complexo de Santa Luz é composto por migmatitos, gnaisses bandados, ortognaisses e complexos máfico-ultramáfico, que sofreram metamorfismo na fácies anfibolito, e constitui o embasamento do bloco. Rochas essas originadas no mesoarqueano e são predominantes no Bloco Serrinha. O Complexo Uauá localiza-se na porção NNE do Núcleo Serrinha e tem sua composição semelhante as rochas que constituem o Complexo Santa Luz, diferenciando-se pela presença de intercalações de rochas calcio-silicáticas e principalmente a existência de diques máficos. Estudos sugerem que o complexo Uauá é uma unidade alóctone que aglutinou-se ao Núcleo Serrinha durante o tectonismo que resultou no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Kosin et al., 2003).

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru estende-se de forma alongada com direção N-S na porção central do bloco em foco. É caracterizado por uma sequência vulcanossedimentar paleoproterozoica que foi metamorfizada na fácies xisto verde e, em regiões vizinhas aos domos granito-gnáissicos, atingiu a fácies anfibolito. O *Greenstone Belt* do Rio Capim localiza-se ao leste do Complexo Uauá e é constituído por rochas vulcânicas máficas a félsicas, rochas pelíticas associadas, intrudidas por poucos plútons de composição variando de gabro/diorito a granito. Suas rochas indicam ocorrência de metamorfismo de fácies anfibolito e, localmente, de fácies granulito (Kosin et al., 2003).

A Bacia do Tucano Central representa uma subdivisão da Bacia do Tucano, que faz parte do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Localiza-se no Nordeste do estado da

Bahia e dispõe-se de forma alongada com direção N-S. É delimitada ao norte pela zona de Vaza-Barris e ao sul pela falha de Itapicuru. É um meio-gráben com borda falhada ao leste (limitada pela falha de Adustina), com a presença de duas áreas plataformais: a plataforma de Umburana ao oeste e a plataforma de Quilombo ao leste. Apresenta falhas orientadas preferencialmente na direção N-S com mergulho para o oeste. Seu depocentro localiza-se na borda leste onde atinge espessuras sedimentares de cerca de 16 km (Costa et al., 2007).

2.2 Tratamento dos Dados MT

O dado foi recebido pré-processado, isto é, as séries temporais já transformadas para o domínio da frequência através da aplicação da Transformada de Fourier e o tensor impedância estimado através da aplicação de técnicas de estatísticas robustas. A Figura 2.2 mostra a representação gráfica das curvas no formato Jones (Jones, 1994). Analisaram-se os gráficos de todas as estações em função da consistência apresentada pelos dados e da presença de ruídos espúrios. Em seguida, partiu-se para uma análise sobre a dimensionalidade, decomposição da direção geoeletrica e, por fim, preparação dos dados para o processo de inversão. Os itens a seguir mostram esses passos.

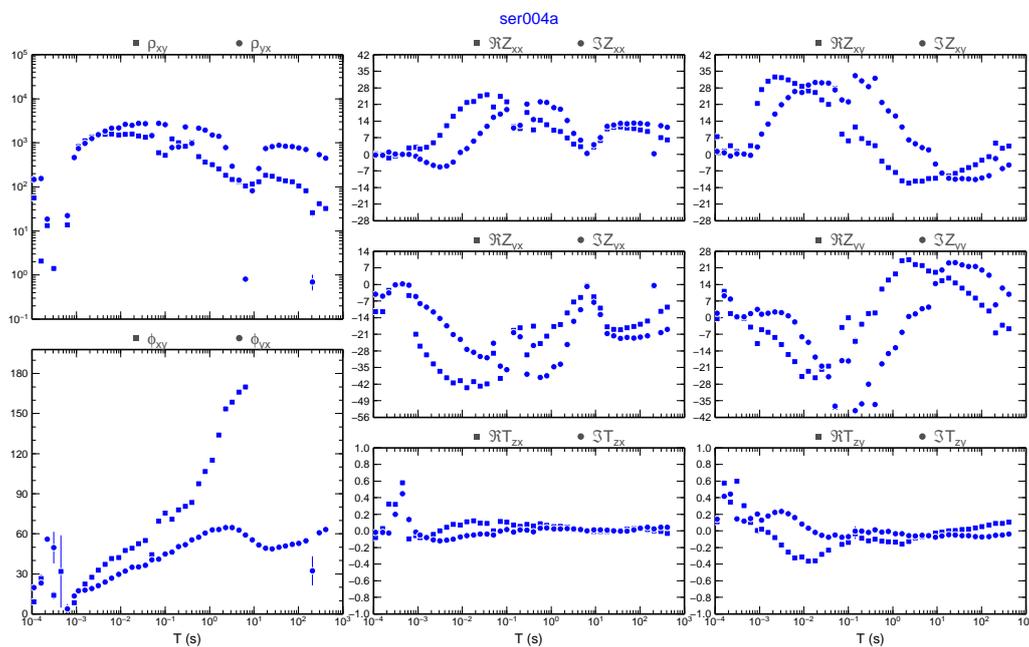


Figura 2.2: Visualização dos dados MT no formato Jones. Curvas de resistividade e fase, partes real e imaginária dos componentes da matriz de impedância e da função de transferência para a estação ser004a.

2.2.1 Análise dos Dados

Para melhorar a qualidade dos dados ruidosos, verificou-se a consistência dos dados através do programa RHOPLUS, desenvolvido por Parker e Booker (1996), que permite interpolar as curvas de resistividade e fase que se ajustam a modelos 1D ou 2D. A Figura 2.3 mostra as curvas de resistividade e fase observadas e as curvas interpoladas pelo RHOPLUS para a sondagem ser004a. Os círculos vazios são os dados não considerados e os círculos cheios são os dados considerados. Nas faixas ruidosas, onde os dados não foram considerados, o programa RHOPLUS faz uma interpolação e recupera informações da resistividade a partir dos valores da fase.

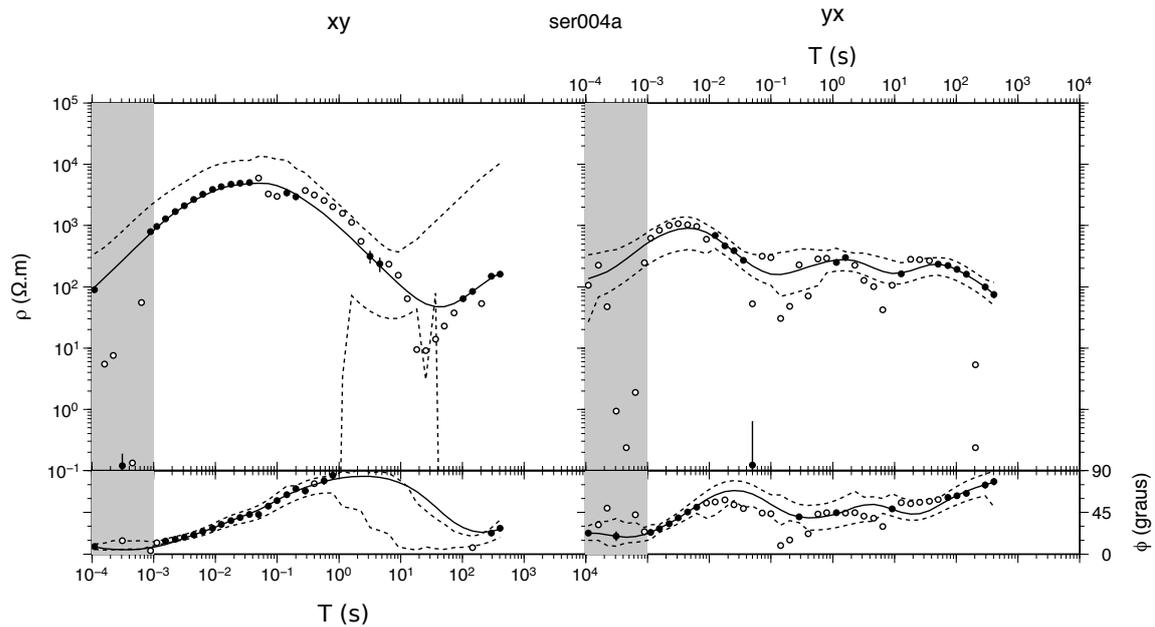


Figura 2.3: Resultado gráfico da análise de consistência dos dados das componentes xy e yx de resistividade e fase utilizando o algoritmo RHOPLUS para a estação ser004a. A linha contínua representa a estimativa da interpolação, a linha tracejada representa os valores de máximo e mínimo, os círculos vazios são os dados não considerados e os círculos cheios são os dados considerados.

Deve-se, no entanto, acautelar-se ao assumir a interpolação do RHOPLUS por conta das inconsistências entre os dados observados e os dados estimados que podem ser causadas por distorções devido a presença de estruturas geológicas tridimensionais.

2.2.2 Dimensionalidade Geolétrica

O conhecimento da dimensionalidade das estruturas do meio de propagação é essencial na construção de um modelo geofísico satisfatório. Atualmente, existem diversas ferramentas

que possibilitam a obtenção da dimensionalidade geoeétrica. Neste trabalho, foram comparados os resultados de três dessas ferramentas: o *skew* de Swift, o *skew* de Bahr e as invariantes de WAL.

Swift (1967) introduziu o parâmetro indicador de dimensionalidade conhecido como *skew* (S), definido como a razão do módulo da soma dos elementos da diagonal principal pelo módulo da diferença dos elementos da diagonal secundária da matriz do tensor impedância, definida na seção 1.2.4, ou seja:

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}. \quad (2.1)$$

Considera-se o *skew* de Swift como a medida do acoplamento eletromagnético entre as variações dos campos elétrico e magnético na mesma direção. Entende-se então que, para estruturas 1D e 2D, o parâmetro S deve ser igual a zero, uma vez que não existe acoplamento para estruturas 1D e 2D (modo TE ou TM). E para estruturas 3D, o *skew* deve ser diferente de zero. Porém, com a presença de ruídos nos dados, o *skew* não apresenta resultados bastantes confiáveis.

Diferente do *skew* de Swift, que é um parâmetro de dimensionalidade baseado nas amplitudes do tensor impedância, o *skew* sensível à fase (η) proposto por Bahr (1988) (ou *skew* de Bahr) utiliza a fase do tensor impedância, não sendo afetado por efeitos de distorção da amplitude. O *skew* de Bahr calcula o desvio entre as diferenças de fase levando em consideração as distorções produzidas em Z sobre estruturas 2D por anomalias de condutividade rasa e é dado por:

$$\eta = \frac{|[D_1, S_2] - [S_1, D_2]|^{1/2}}{|D_2|}, \quad (2.2)$$

onde S e D são chamadas impedâncias modificadas, dadas por

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (2.3)$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (2.4)$$

Interpreta-se que os valores de $\eta < 0,1$ associam-se a estruturas 1D ou 2D; valores de $0,1 < \eta < 0,3$, a estruturas 3D com distorções 2D e, quando $\eta > 0,3$, a estruturas puramente 3D.

As Figuras 2.4 e 2.5 ilustram os gráficos com os valores dos *skew* de Swift e *skew* de Bahr para cada estação de sondagem em função do período. Note que para curtos períodos os

valores do *skew* de Swift são próximos a zero para boa parte das estações e os valores do *skew* de Bahr são predominantemente menores que 0,2 para os curtos períodos. O fato de obtermos valores de *skew* altos para altos períodos indica presença de estruturas com dimensionalidade tridimensional em grandes profundidades. A existência de ruído afeta significativamente os valores desses parâmetros, e como alternativa, utilizamos o código WALDIM.

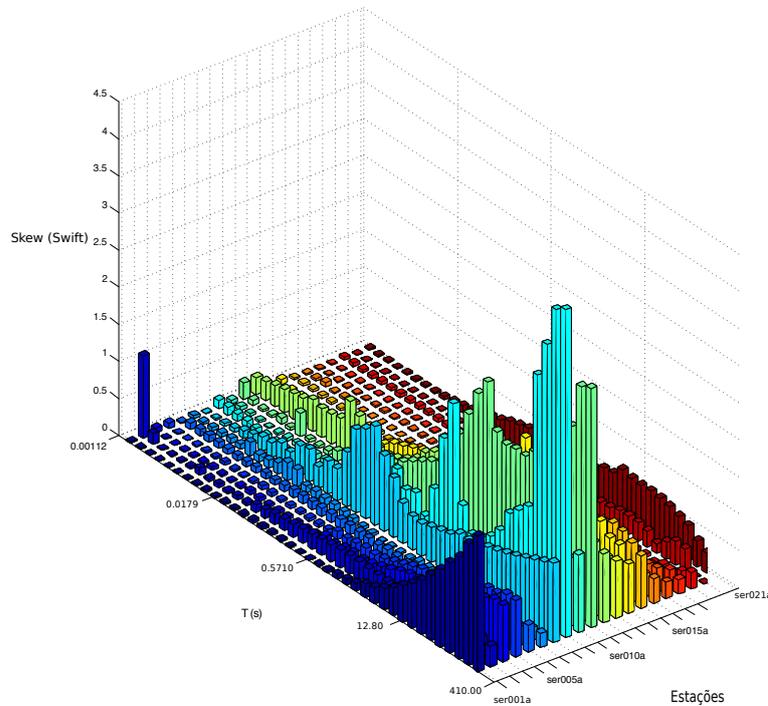


Figura 2.4: Gráfico da variação do *skew* de Swift em função do período para cada estação.

O programa WALDIM fornecido por Martí et al. (2009) baseia-se nas invariantes rotacionais do tensor magnetotelúrico (ou invariantes de WAL) (Weaver et al., 2000) para determinar a dimensionalidade e identificar distorções galvânicas nos dados, considerando a presença de erros (ruídos).

A Figura 2.6 ilustra o resultado obtido a partir do uso do WALDIM. Observe que a maior parte dos dados apresenta estruturas 3D ou 3D com distorções galvânicas 2D. Porém, para curtos períodos, as estações ao leste (entre as sondagens ser012 e ser021a) são, predominantemente, 1D.

2.2.3 Determinação dos Parâmetros de Direção Geométrica

O método de decomposição do tensor impedância desenvolvido por Groom e Bailey (1989), denominado decomposição GB, busca recuperar o *strike* geométrico e as impedâncias regionais. O método consiste em parametrizar o tensor impedância baseado em uma fatorização do tensor de distorção telúrica (\mathbf{C}), dado por:

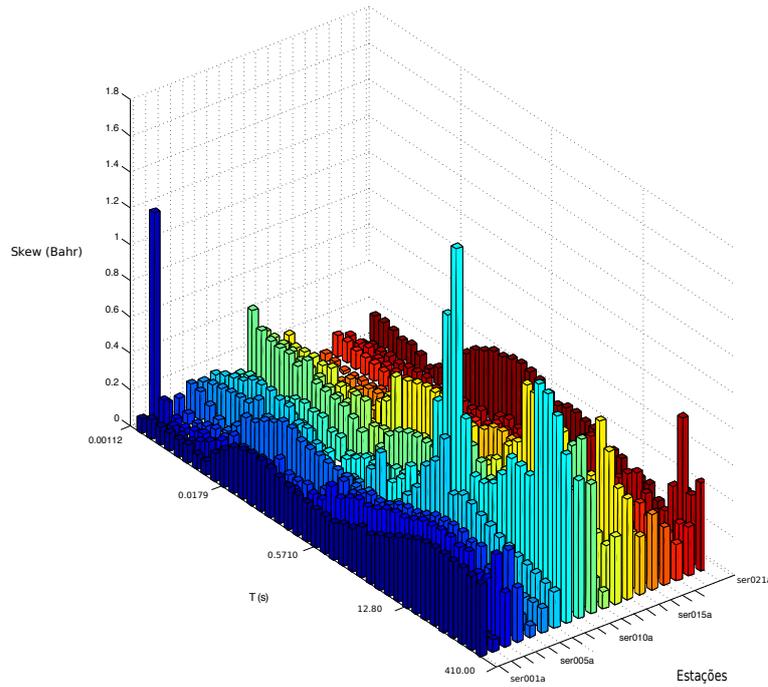


Figura 2.5: Gráfico da variação do *skew* de Bahr em função do período para cada estação.

$$\mathbf{C} = g\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{A}, \quad (2.5)$$

onde g é um fator de ganho, \mathbf{T} e \mathbf{S} são os chamados parâmetros de Groom e Bailey (ou parâmetros de direção), denominados *twist* e *shear*, respectivamente, e \mathbf{A} é o tensor de anisotropia. Os fatores g e \mathbf{A} representam a parte indeterminável enquanto \mathbf{T} e \mathbf{S} compõem a parte determinável do tensor de distorção. De modo que o tensor impedância medido torna-se:

$$\mathbf{Z}_{medido} = \mathbf{R}\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{Z}_{regional}\mathbf{R}^T, \quad (2.6)$$

onde $\mathbf{Z}_{regional} = g\mathbf{A}\mathbf{Z}_{2D}$ sendo \mathbf{Z}_{2D} o tensor de impedância regional 2D, \mathbf{R} e \mathbf{R}^T são os tensores de rotação e sua transposta.

McNeice e Jones (2001), então, propuseram uma extensão da decomposição GB na tentativa de obter uma estimativa do *strike* geolétrico com o melhor ajuste estatístico ao *strike* geológico. Este método foi implementado no código STRIKE, utilizado neste trabalho.

Para cada estação, inicialmente, os parâmetros *shear*, *twist* e azimuth variavam livremente (Figura 2.7). Em seguida, ajustaram-se esses parâmetros para obter uma melhor estimativa do azimuth. As Figuras 2.7 a 2.9 ilustram cada etapa do procedimento realizado

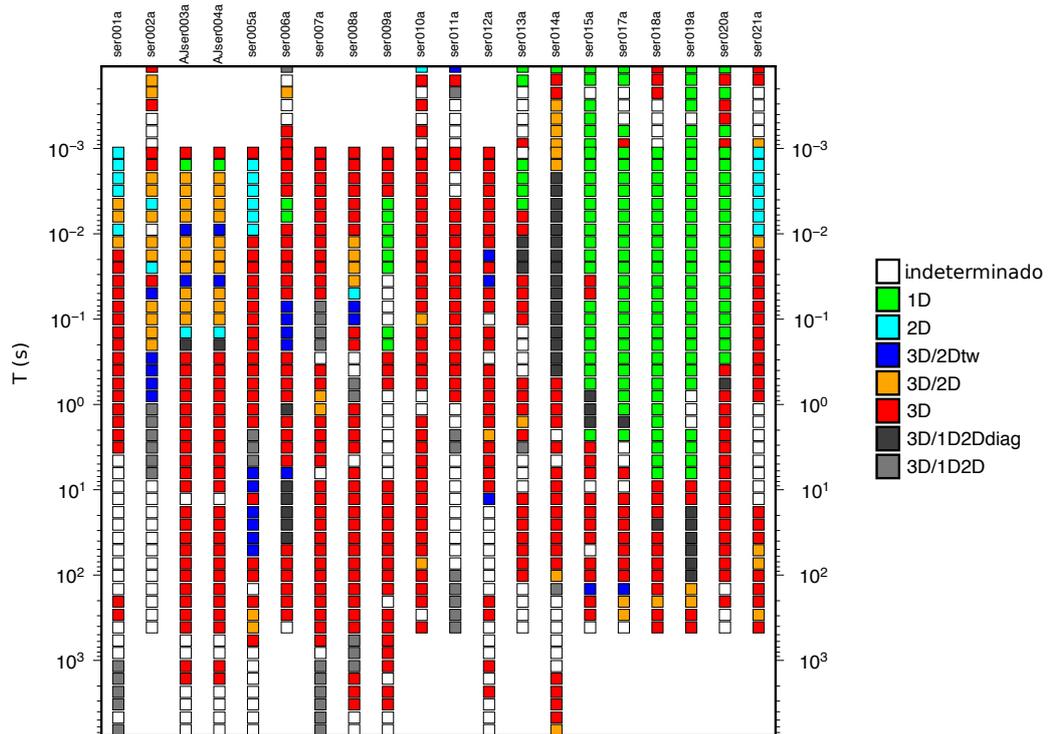


Figura 2.6: Representação gráfica da dimensionalidade das estruturas em função do período para cada estação obtida pelo WALDIM.

com o STRIKE para a estação ser018a. Observe que, na Figura 2.7, os valores de *azimute*, *shear* e *twist* variam livremente. Posteriormente, os valores de *shear* foram fixados para todos os períodos, o que fez com quem o intervalo no qual os outros parâmetros encontravam-se diminuísse. Em sequência, fixou-se o valor do *twist* e, por fim, o valor do *azimute* (*strike*) foi estabelecido. O mesmo procedimento foi realizado para as 20 estações.

Determinação do Strike Geométrico Regional

Após a obtenção de um *strike* geométrico para cada estação MT, plotou-se essas direções sobre o mapa estrutural da região para integrar as informações geológicas com as informações geofísicas, conforme mostra a Figura 2.10.

Analisando o *strike* geológico mostrado no mapa estrutural da região (Figura 2.10), nota-se uma predominância de estruturas com direções que variam de N10W a N30E. Os valores plotados do *strike* geométrico apresentam uma variação nesse mesmo intervalo, exceto para as estações ser004a e ser008a, cujo o ajuste da direção geométrica foi falho. Assim, as mesmas foram descartadas e não utilizadas para as próximas etapas. Por fim, estabeleceu-se um *strike* geométrico regional de N30E para as estações ser001a e ser011a e N10E para todas

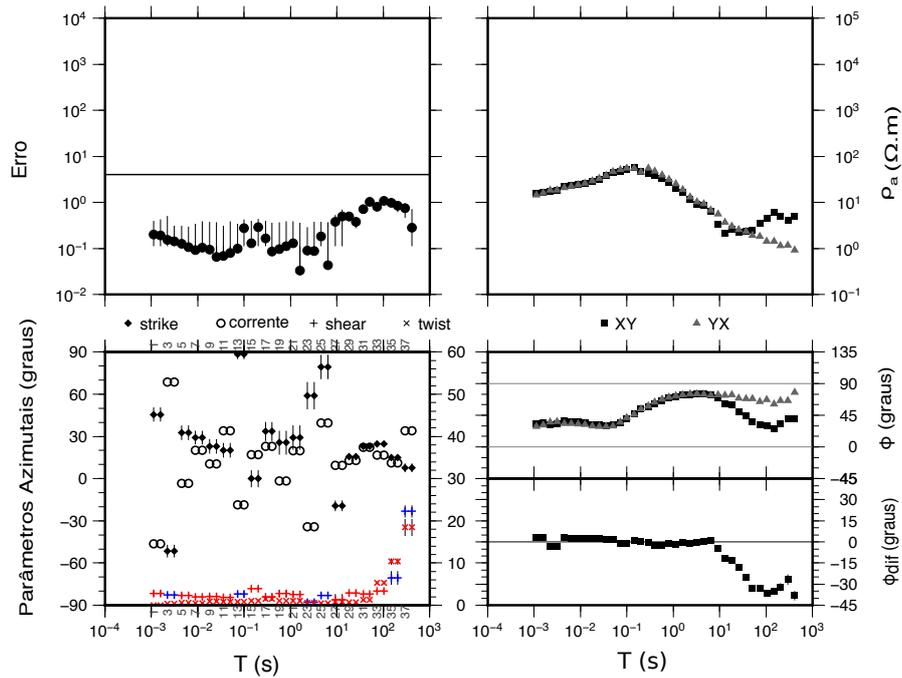


Figura 2.7: Exemplo do resultado do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros *shear*, *twist* e azimuth variando livremente para todos os períodos.

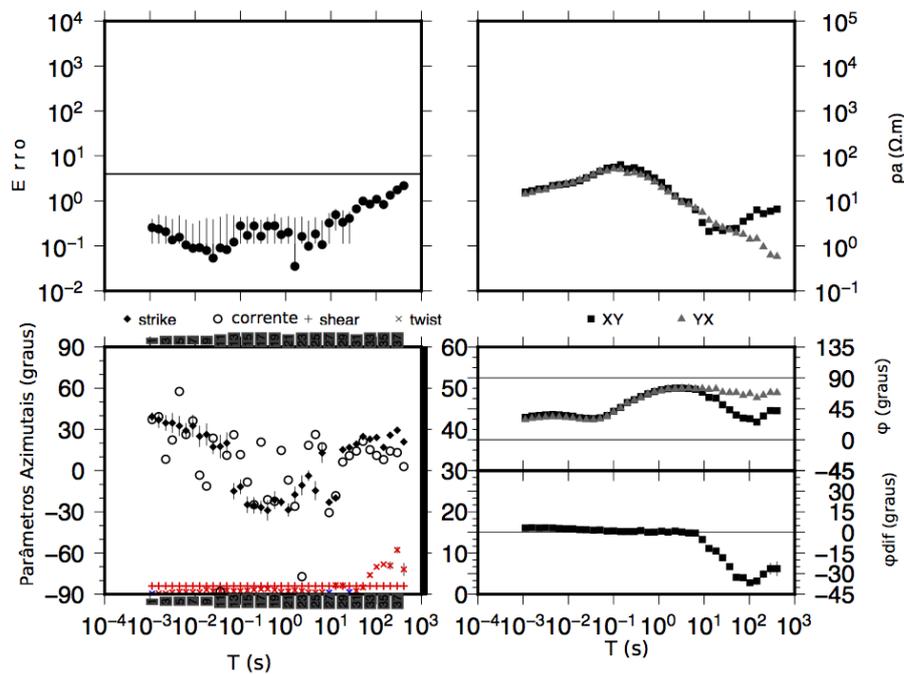


Figura 2.8: Exemplo do resultado do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros *twist* e azimuth variando livremente para todos os períodos e *shear* fixado em -2° .

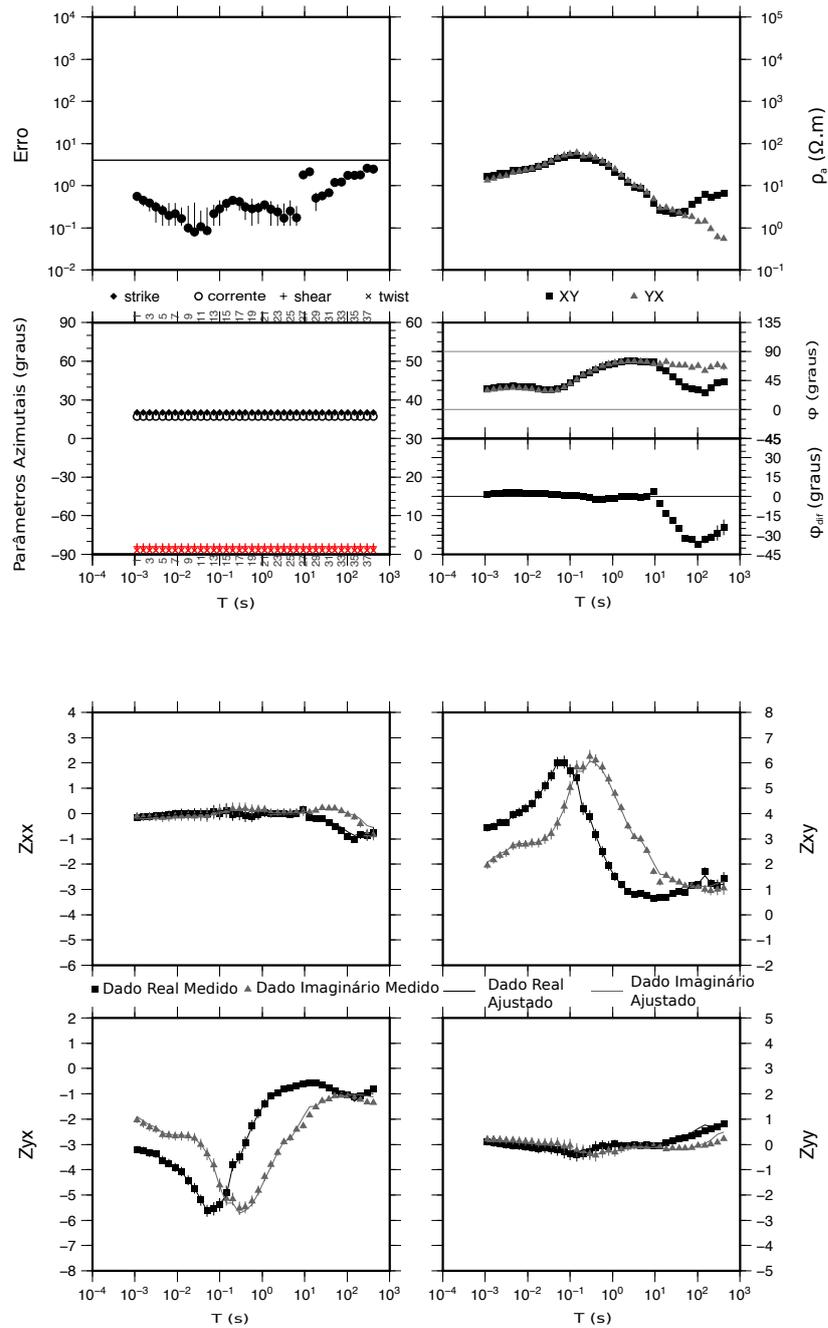


Figura 2.9: Exemplo do resultado final do STRIKE para uma única estação (ser018a) com os valores dos parâmetros *shear* e *twist* fixados em -2° e -1° respectivamente, obtendo um *strike* geoeétrico de 20° .

as outras as estações.

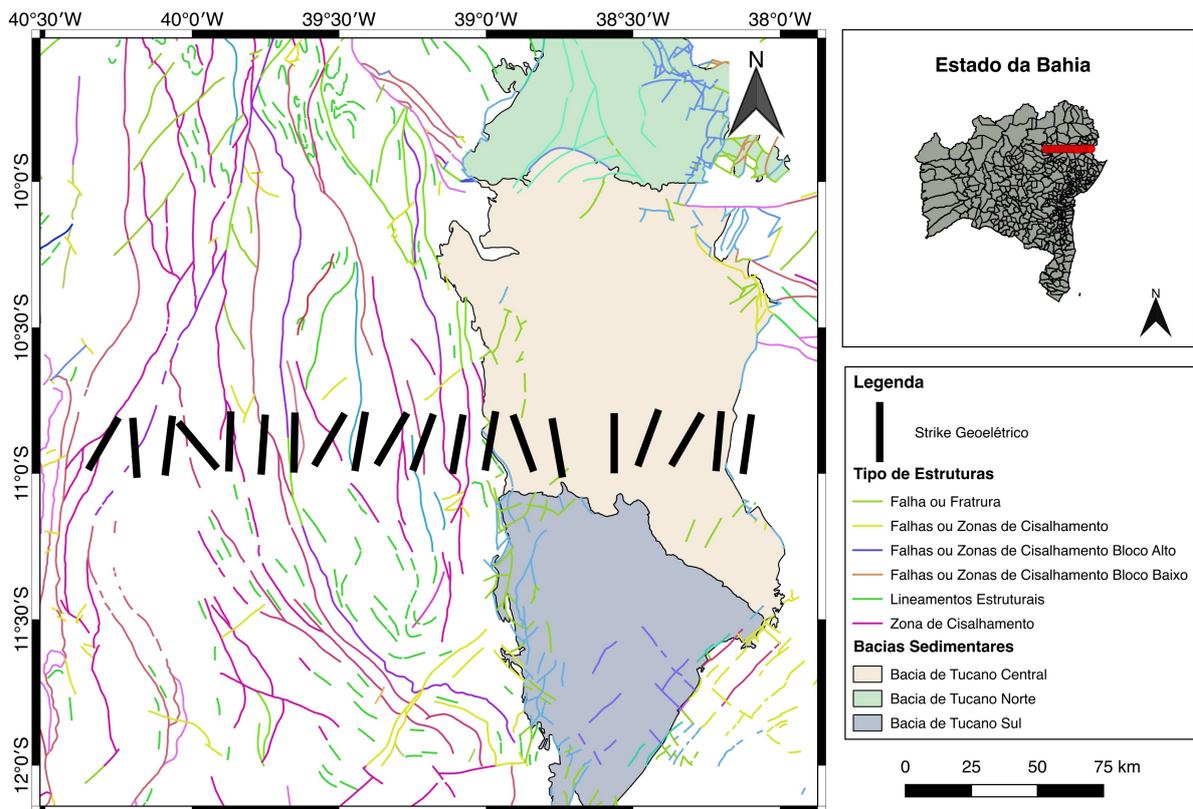


Figura 2.10: Mapa geológico estrutural da região com as direções do *strike* geolétrico obtidas pela etapa anterior para cada estação plotadas em barras pretas.

CAPÍTULO 3

Resultados

Após o processamento dos dados e a rotação dos tensores de impedância na direção do *strike* geoeletrico regional (Capítulo 2), seguiu-se com a preparação dos dados para o processo de inversão. Com essa finalidade, os dados de todas as estações utilizadas foram agrupados num único padrão de entrada, em seus respectivos modos TE e TM, para serem invertidos pelo programa de inversão 2D REBOCC (*Reduced Basis Occam's Inversion*) desenvolvido por Siripunvaraporn e Egbert (2000).

O REBOCC é um programa baseado na inversão de Occam (como o nome sugere) e no método de inversão Gauss-Newton, de forma a linearizar um melhor ajuste das respostas teóricas do modelo aos dados observados. A ideia principal do algoritmo é obter um modelo suave e estatisticamente preciso de forma mais simples e rápida que o Occam.

O programa permite que a inversão da resistividade aparente e fase sejam feitas usando apenas um dos modos, TE ou TM, ou usando ambos simultaneamente. Pode-se ainda atribuir diferentes pesos às resistividades e fases em cada estação, o que possibilita a exclusão de dados da inversão. Antes de iniciar a inversão 2D com o REBOCC, é necessária a construção de uma malha/grid e preparação de três arquivos de entrada: um arquivo contendo todos os parâmetros utilizados pela inversão (*startup file*), um arquivo contendo os valores de resistividade aparente e fase dos modos TE e/ou TM e seus respectivos erros (arquivo de dados) e um arquivo de modelo inicial que define o tamanho da malha a ser utilizada e o valor inicial de resistividade para cada célula desta malha.

3.1 Resultado das Inversões 2D

Visando testar a consistência do modelo obtido com a inversão usando o REBOCC, utilizou-se diferentes modelos geoeletricos de entrada. Esses modelos foram constituídos pelos valores (x,z) da malha e por: (i) um único valor de resistividade para todas as células da malha para o caso da utilização de um modelo equivalente a um semi-espaço infinito ou (ii) valores diferentes de resistividade em cada célula da malha para o caso de um modelo constituído por camadas ou bidimensional. Inicialmente, utilizamos dois modelos de semi espaço infinito, um com resistividade de $100\Omega.m$ e outro com resistividade de $500\Omega.m$. Posteriormente,

utilizamos como modelo inicial o melhor modelo 2D obtido pelas inversões anteriores. Por fim, foi utilizado como modelo de entrada um modelo geoeletrico 1D obtido com o uso da inversão unidimensional com o programa AUTOMOD.

Os dados do perfil analisado foram primariamente invertidos para o modo TE. Em seguida, realizou-se a inversão utilizando apenas o modo TM. Por último, utilizou-se simultaneamente ambos os modos, tendo como modelo de entrada o melhor modelo resultante da inversão com os modos TM e TE separadamente (neste caso, um modelo obtido com o modo TE). Além disso, a influência do deslocamento estático nas curvas de resistividade foi minimizada uma vez que se priorizou as informações da fase, atribuindo menor peso para os valores de resistividade.

Para o modo TE, o melhor modelo geoeletrico foi obtido com o uso do modelo inicial 1D e apresentou um erro quadrático médio (RMS) de 6,7%, enquanto o melhor modelo para o modo TM foi obtido com o modelo do semi-espaço cujo RMS foi de 7,4%. O melhor modelo resultante da inversão conjunta TM/TE apresentou um RMS de 7,9%. Destaca-se a influência do ruído no dado invertido principalmente no modo TM e das distorções 3D para grandes valores de períodos, o que pode justificar os valores de RMS obtidos. As Figuras 3.1 e 3.2 mostram uma comparação entre os dados observados, rotacionados na direção do *strike* geoeletrico, e os calculados a partir dos melhores modelos obtidos com os modos TE e TM separadamente. É possível observar por meio dessas comparações que os dados teóricos (calculados) reproduzem corretamente os dados experimentais (observados) com maior coerência até o período de 10 s, o que comprova a adequação do modelo 2D pelo menos para essa faixa de período. A interpretação conjunta usando os modos TE e TM são complementares, já que o primeiro fornece informações sobre variações de resistividade em profundidade, enquanto o segundo mapeia transições laterais. O modo TE mostra-se mais suave em interfaces entre corpos resistivos e condutivos. Portanto, com a inversão simultânea dos modos TE e TM, obtiveram-se a amplitude e fase da resistividade demonstradas na Figura 3.3.

3.1.1 O Modelo Geoeletrico Final

Para escolha do modelo final, compararam-se as curvas de dados observados com as curvas de dados calculados de todas as simulações feitas e o modelo que forneceu o melhor ajuste entre essas foi elegido (modelo invertido com o uso simultâneo dos modos TE/TM), ilustrado na Figura 3.4. O ajuste obtido para cada uma das estações foi considerado satisfatório nos dois modos (Apêndice A).

Com base na distribuição espacial da resistividade elétrica no perfil estudado, é possível caracterizar regiões em subsuperfície geoeletricamente distintas. Ao percorrer o perfil da Figura 3.4, na direção oeste-leste, observa-se a presença de uma zona fortemente resistiva

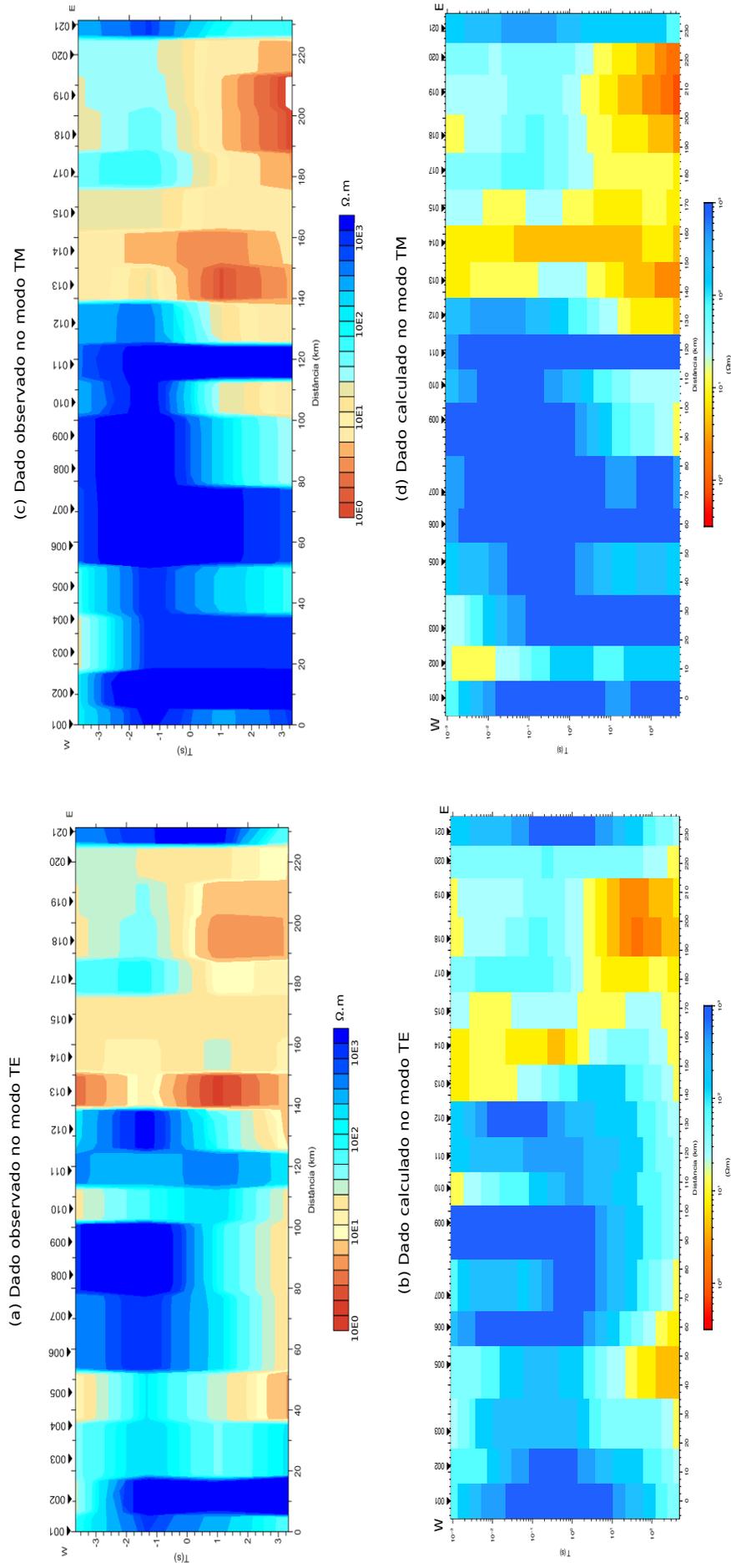


Figura 3.1: Comparação das pseudoções de resistividade aparente obtidas pelos dados observados e calculados para os modos TE e TM (invertidos separadamente).

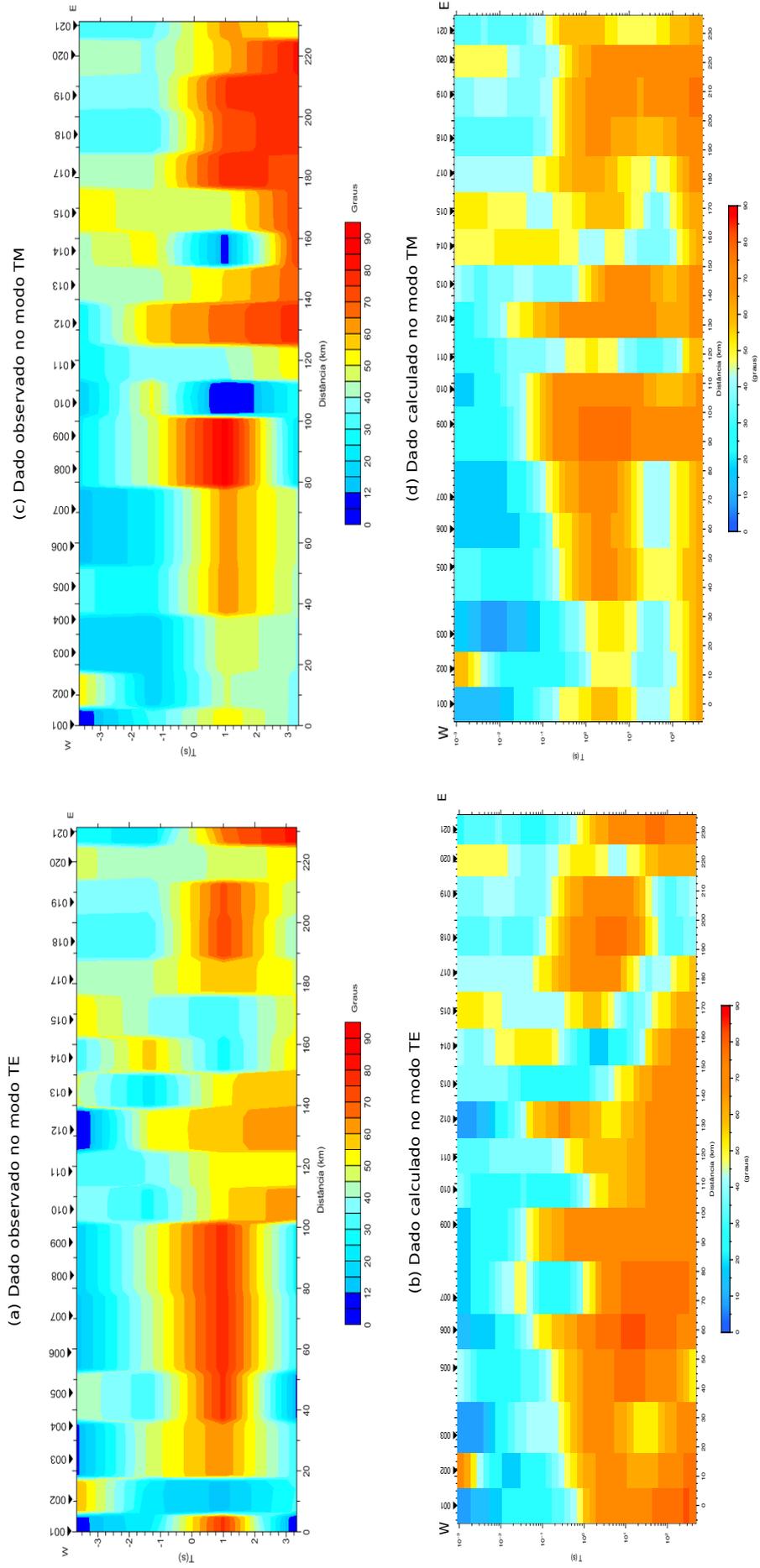


Figura 3.2: Comparação das pseudoseções obtidas pelos dados observados e calculados de fase para os modos TE e TM (invertidos separadamente).

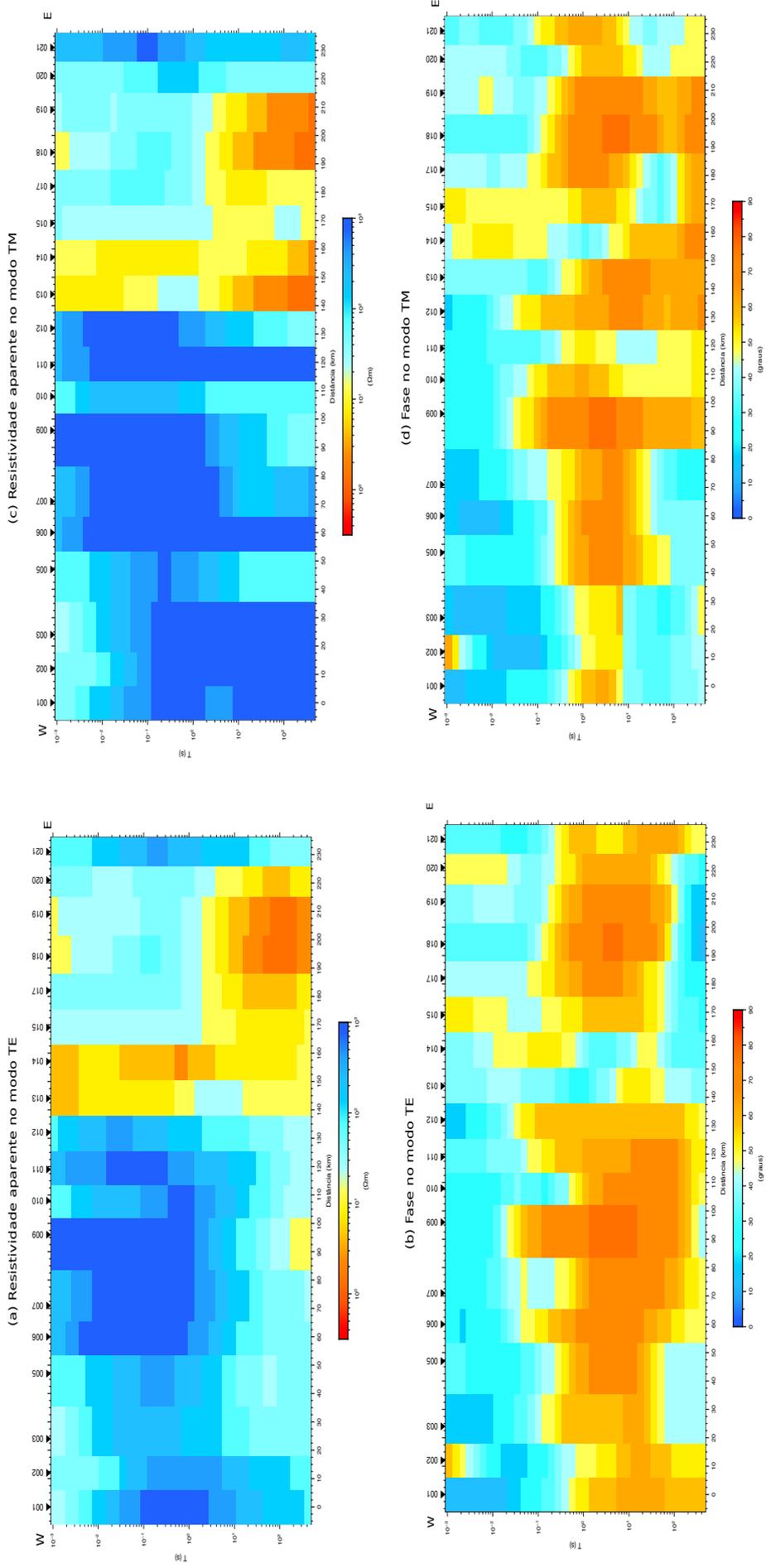


Figura 3.3: Pseudoseções de resistividade aparente e fase nos modos TE e TM obtida pela inversão simultânea dos dois modos.

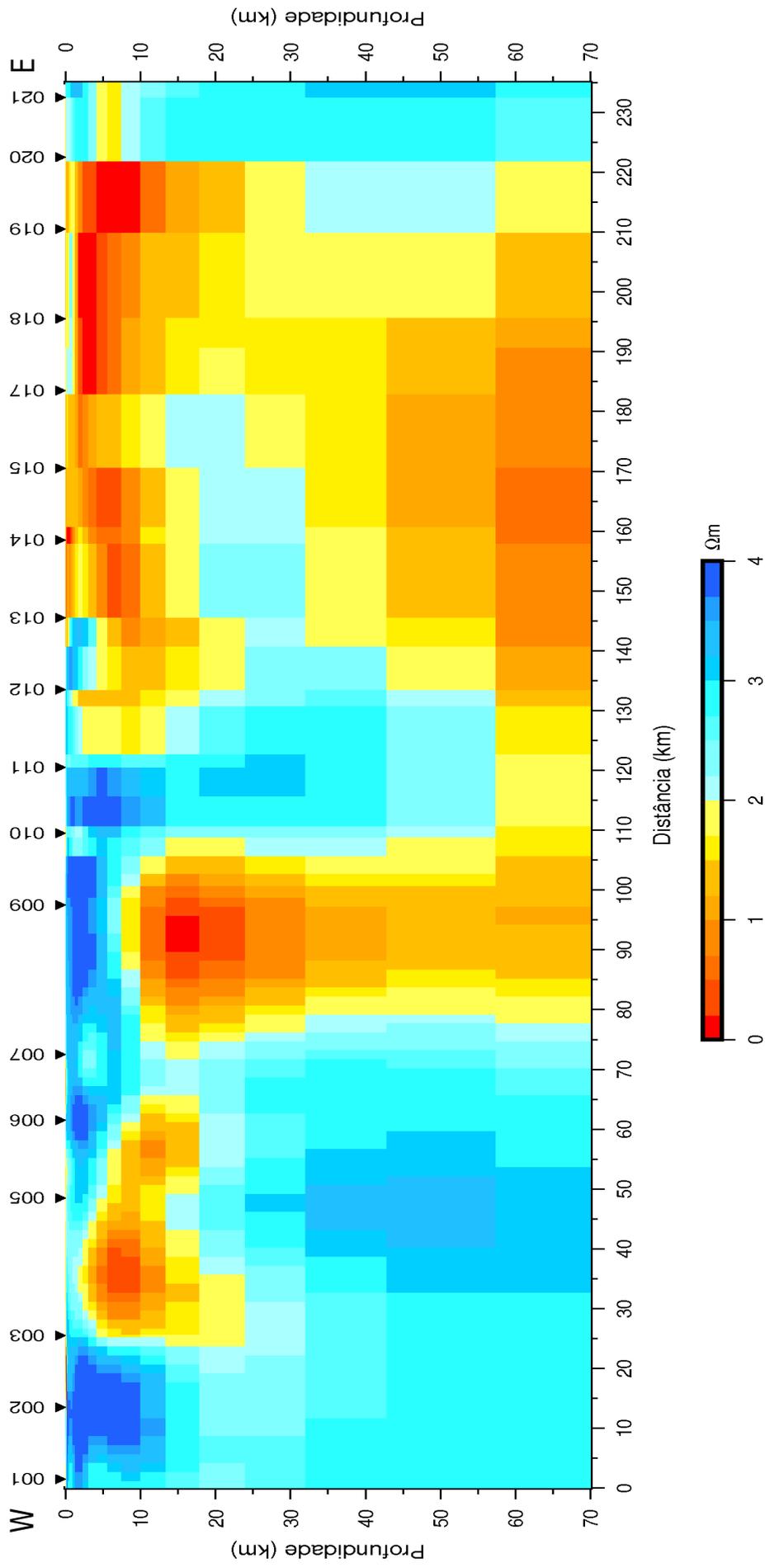


Figura 3.4: Seção vertical W-E de resistividade elétrica obtida pela inversão 2D com o programa REBOCC (utilizando o modo TE e TM simultaneamente) dos dados MT ao longo do perfil estudado (com escala de resistividade logarítmica).

entre as estações 001 e 003, limitada por um contato lateral com uma zona condutora. Esta zona resistiva parece se estender até grandes profundidades (maiores que 70 km). Entre as estações 003 e 005, destaca-se uma zona condutora no intervalo de profundidade de aproximadamente 2 a 24 km inserida num meio com valores de resistividade medianos. Essa feição condutora estende-se em profundidade entre as estações 007 e 010. Próximo à superfície até cerca de 10 km, confinada entre as estações 005 e 011, ocorre uma região predominantemente resistiva com formato arredondado. Essa zona se propaga em subsuperfície até a profundidade de 20 km próximo às estações 010 e 011. Uma zona de condutividade moderada se estende e se alonga em direção a E, entre as estações 011 e 020 com profundidade variável (entre 0 e 25 km), logo abaixo de uma zona mais superficial extremamente condutora. Essa zona condutora parece estar dividida em duas partes: uma que inicia na estação 011 com profundidade de 5 km abaixo de uma camada mais resistiva que se estende até a estação 013 e outra que vai da estação 013 a 020 da superfície até profundidades de ≈ 15 km. Nota-se, portanto que essa última inclina-se para leste e apresenta um aumento de espessura nesse mesmo sentido. A parte final desse perfil, estações 020 e 021, é marcada por uma porção condutora até a profundidade de ≈ 8 km, acima de uma raiz resistiva que se propaga a profundidades maiores.

3.1.2 Correlação do Modelo Interpretado com a Geologia

O modelo geoeletrico obtido pela inversão 2D fornece importantes informações sobre a variação da condutividade elétrica na crosta e manto superior sob essa região. Nessa seção, será realizada uma análise do modelo apresentado na Figura 3.4, sobreposto a uma descrição geológica simplificada do perfil (Figura 3.5).

A região ao oeste do perfil coincide com os terrenos pertencentes ao Bloco Gavião (BG). O modelo sugere uma parte superficial (até 15 km) extremamente resistiva e uma raiz resistiva mais profunda. Mais a leste, o modelo exhibe na crosta uma camada estreita de baixo valor de resistividade que coincide com o afloramento das rochas do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), entre as sondagens 003 e 005. O modelo apresenta um contato lateral e vertical com o BG mencionado, exibindo indícios de uma acreção crustal e/ou colisão continental que ocorreu no final do Paleoproterozoico devido a mecanismos tectônicos atuantes no Cráton do São Francisco (Barbosa et al., 2003). Essa colisão pode ter gerado o soerguimento de segmentos do Bloco Gavião representado pelo núcleo mais resistivo descrito anteriormente. Sugere-se que esse mesmo bloco seguiu em direção ao CISC e se propagou em profundidades maiores em sentido leste.

O segmento oval resistivo com profundidade máxima de 10 km, entre as sondagens 005 e 010, coincide com os terrenos do Núcleo Serrinha (NS). A presença de corpos máficos e ultramáficos intrusivos pode ter gerado zonas com altos valores resistivos nessa região. Abaixo

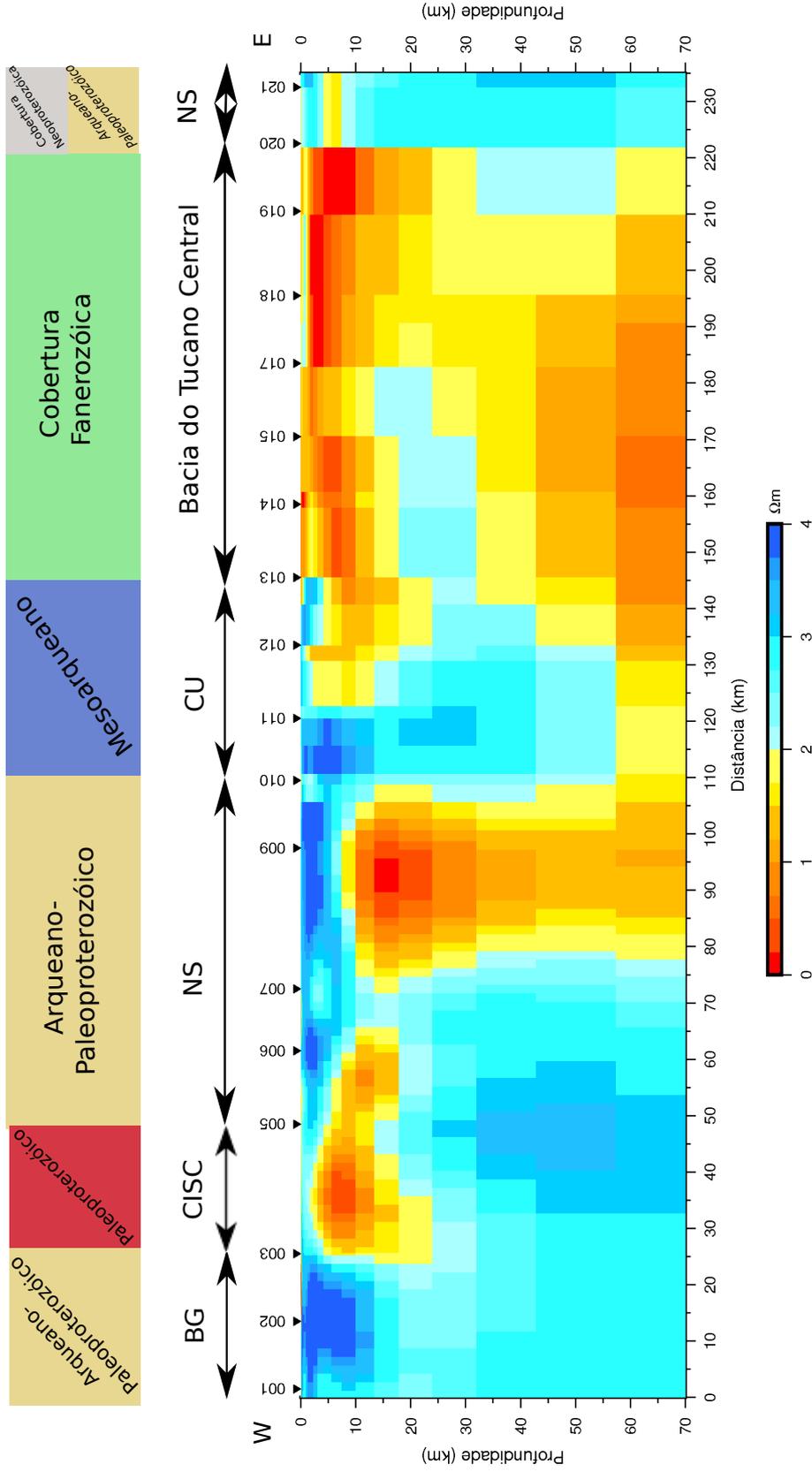


Figura 3.5: Modelo interpretado, obtido pela inversão 2D com o REBOCC, ao longo do perfil W-E (BG - Bloco Gavião; CISC - Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá; NS - Núcleo Serrinha; CU - Complexo Uauá; Bacia do Tucano Central).

dessa, o modelo sugere a propagação do CISC que pode ter sido truncado por uma zona resistiva. Essa zona resistiva e alongada na direção vertical (profundidade entre 15 e 55 km) e sub-horizontal (profundidade entre 20 e 35 km), localizada entre as sondagens 010 e 017, pode estar relacionada com a propagação do Bloco Jequé (BJ) em grandes profundidades.

Entre as sondagens 010 e 013, localiza-se o Complexo Uauá (CU), marcado por um núcleo resistivo com profundidade de até 15 km com espessura média de 5 km. O modelo sugere que esse complexo esteja em contato lateral e acima de uma camada de baixa resistividade que pode estar associada a fragmentação do CISC pelo BJ. Essa zona pode ser interpretada como uma zona de subducção com mergulho para oeste, relacionada a um arco magmático (Barbosa, 1990) ou margem continental ativa (Figueiredo, 1989) que colidiu com o Bloco Jequí.

Em sua porção mais superficial, entre as sondagens 013 e 020, o modelo apresenta uma camada estreita de baixo valor de resistividade, que coincide com os depósitos sedimentares da Bacia Tucano Central. Essa região foi apresentada com espessura variável, desde profundidades bem superficiais (sondagem 013) até cerca de 15 km (sondagem 020). O que coincide com o valor do depocentro dessa bacia. Uma zona resistiva volta a existir no final do modelo, cujo contato lateral abrupto pode inferir a presença do sistema rifte na direção NS que permitiu a deposição desses sedimentos. A presença de uma fina camada de resistividade média a profundidades rasas demonstra a presença de uma cobertura sedimentar.

Em grandes profundidades, abaixo de 40 km e entre as estações 007 e 020, o modelo apresenta baixos valores de resistividade associado à região do manto superior. Essa região parece iniciar a profundidades da ordem de 40 km abaixo da sondagem 009, em ≈ 60 km entre as estações 010 e 011, e entre 15 a 20 km logo abaixo da bacia, representando indícios de estiramento e afinamento crustal.

CAPÍTULO 4

Conclusões e Sugestões

O conhecimento prévio da fundamentação teórica do método MT permitiu a compreensão das etapas de processamento e inversão dos dados bem como a explicação dos resultados. Essas etapas mostraram-se de suma importância para a obtenção de um modelo coerente com a situação geológica da região. O processamento dos dados magnetotelúricos ocorreu através da análise da qualidade dos dados e da determinação da dimensionalidade geoeétrica regional. As simulações de inversão com diferentes modelos iniciais e utilização dos modos TE, TM e TE/TM forneceu resultados que puderam ser comparados e analisados para a escolha do modelo mais representativo.

A implementação e utilização de programas livres (RHOPLUS, WALDIM, STRIKE, AUTOMOD e REBOCC) disponíveis para o tratamento de dados magnetotelúricos possibilitou avaliar o desempenho dos mesmos, comprovando a eficiência desses com os resultados obtidos. Foi indispensável o entendimento do funcionamento de cada um desses programas, pois eles exigem uma participação do usuário para a inserção de arquivos de entrada e modificação de parâmetros.

A inversão bidimensional obteve resultados satisfatórios principalmente em profundidades até aproximadamente 30 km, o que condiz com o esperado, já que, para longos períodos durante a análise da dimensionalidade, verificou-se a influência de estruturas 3D. Portanto, como continuidade dessa pesquisa, sugere-se a aplicação da inversão 2D para uma faixa de períodos curtos, obtendo um modelo com profundidades menores, porém melhorando o detalhamento das estruturas rasas.

A análise dos resultados obtidos a partir da aplicação do método magnetotelúrico na porção Nordeste da Província de São Francisco propiciou uma discussão acerca das teorias existentes que explicam a estruturação geológica e tectônica dos segmentos crustais do Cráton do São Francisco assim como a forma assimétrica e a profundidade do embasamento da Bacia do Tucano Central, além de sugerir a ocorrência de possíveis eventos tectônicos.

Conclui-se que esse trabalho não só evidenciou a utilidade do método magnetotelúrico como também colaborou para avanços no conhecimento que visa entender as estruturas da Província de São Francisco, que tem significativa importância na história geotectônica da

Plataforma Sul Americana.

Agradecimentos

A elaboração deste trabalho não teria sido possível sem a colaboração, estímulo e empenho de diversas pessoas. Gostaria, então, de expressar todo o meu apreço e gratidão a todos aqueles que contribuíram, direta ou indiretamente, para que esta etapa fosse concluída. A todos quero manifestar os meus sinceros agradecimentos.

Em primeiro lugar, ao Professor Doutor Joelson da Conceição Batista, pelo empenho, paciência e dedicação em suas orientações, que foram de suma importância para a concretização deste trabalho.

A todos os professores que não só foram capazes de transmitir conhecimento como também criaram possibilidades para a sua construção e produção.

A minha família, em especial, a meus pais pela sólida formação dada e por terem me guiado e incentivado nessa caminhada. Aos meus irmãos, pelo companheirismo e apoio incondicional.

Aos meus amigos, em geral, pela compreensão nas diversas situações pelas quais passei.

Aos meus amigos e colegas da graduação, pelo bom humor e pela ajuda fornecida.

A todos aqueles que compõem a equipe Universidade Federal da Bahia que de alguma forma colaboraram.

APÊNDICE A

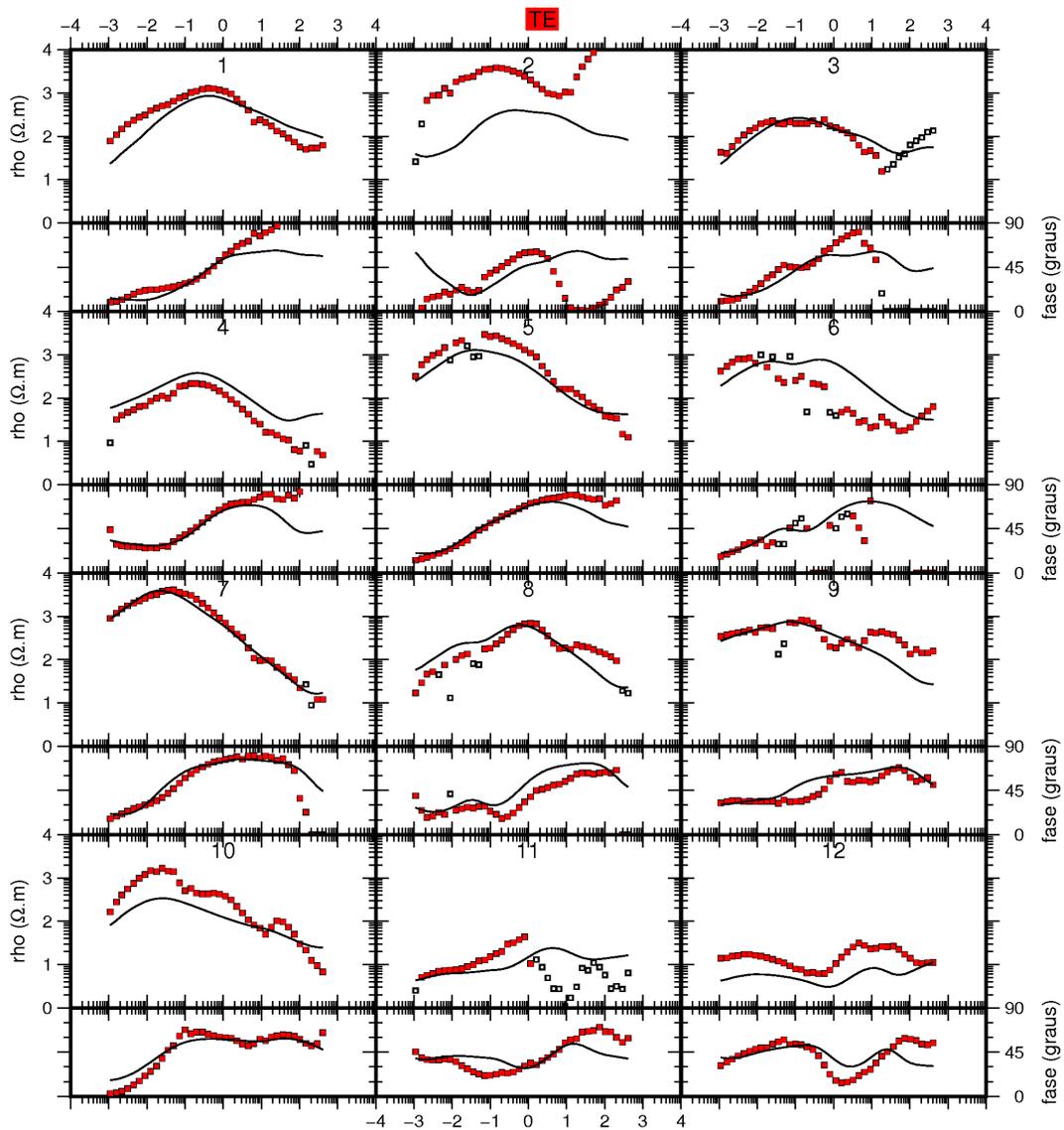


Figura A.1: Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados (pontos abertos e preenchidos em vermelho) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para as 12 primeiras estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.

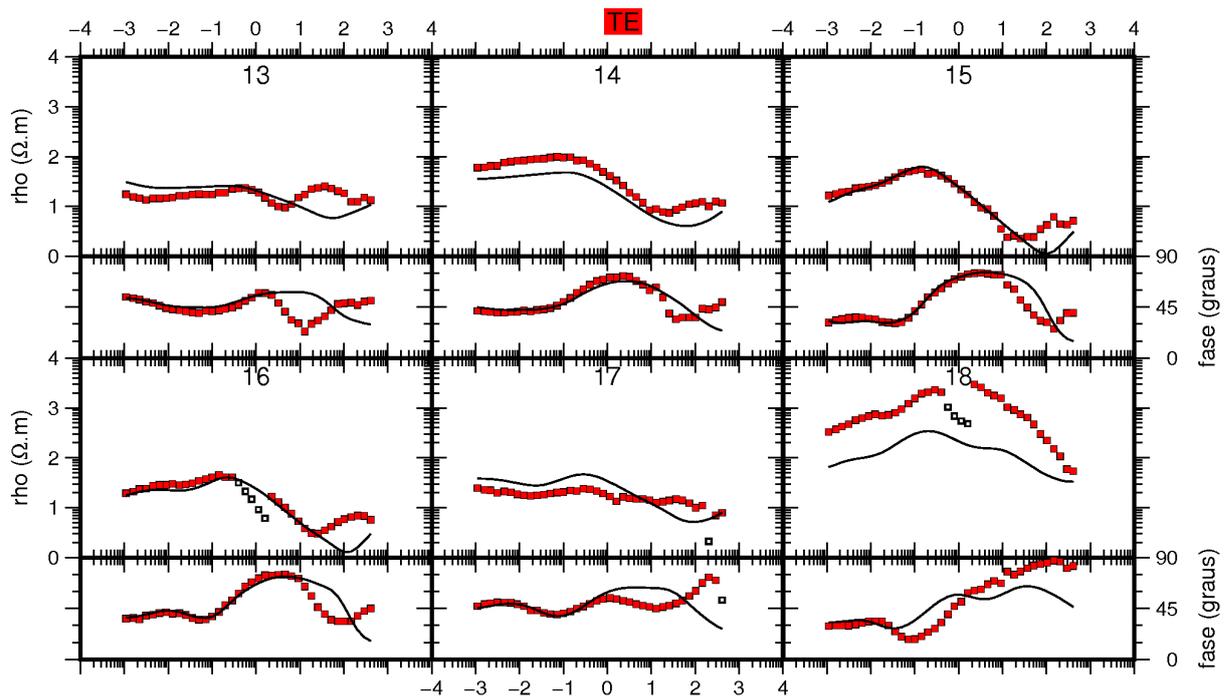


Figura A.2: Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados (pontos abertos e preenchidos em vermelho) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para as 6 últimas estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.

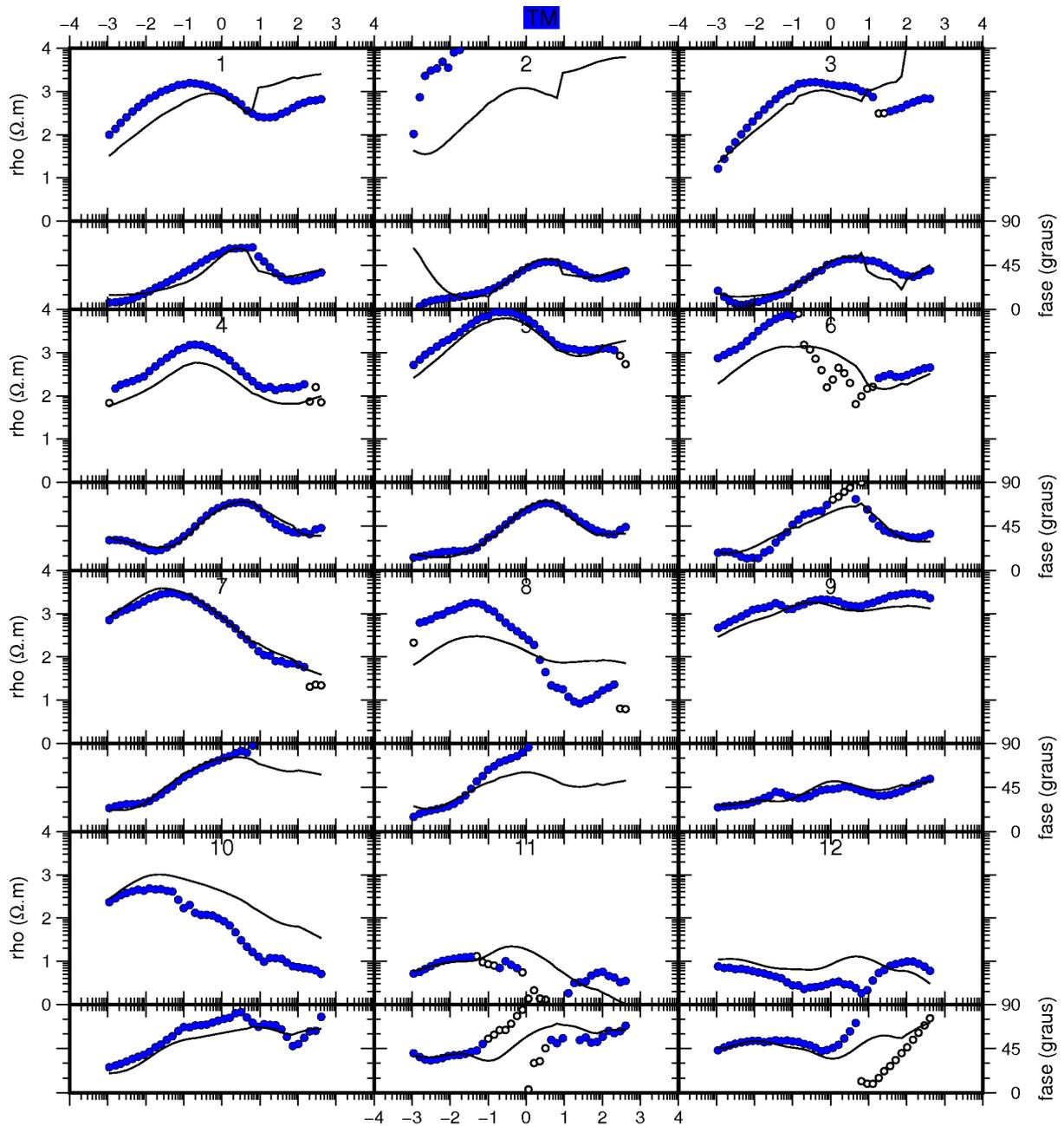


Figura A.3: Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados (pontos abertos e preenchidos em azul) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para as 12 primeiras estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.

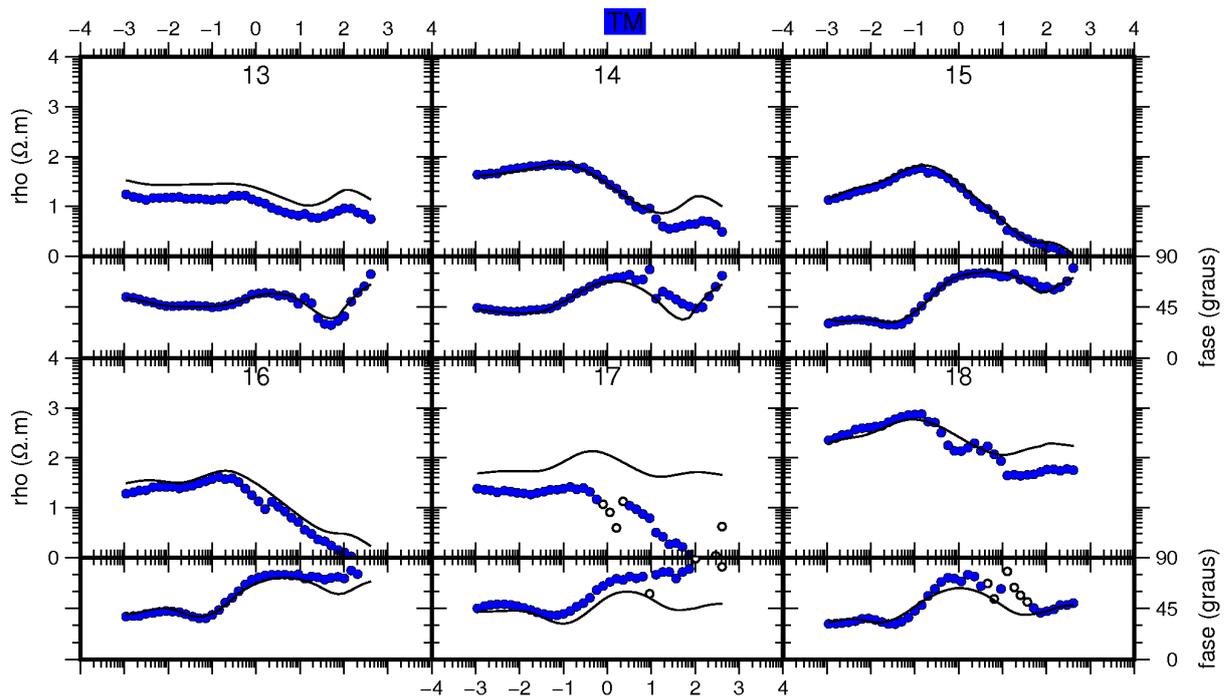


Figura A.4: Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados (pontos abertos e preenchidos em azul) do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para as 6 últimas estações utilizadas na inversão para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 3.4. Os pontos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. A escala horizontal representa o período em segundos em potências de 10.

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. d.; Alves, J. C.; Dominguez, J. e Misi, A. (1993) Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão, *O Cráton do São Francisco*, **1**:45–62.
- Bahr, K. (1988) Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys*, **62**(2):119–127.
- Barbosa, J. (1990) The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, southern Bahia, Brazil - An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence, In: D. Vielzeuf e P. Vidal, eds., *Granulites and crustal evolution*, pp. 195–221, Springer.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2003) Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features, *Precambrian Research*, **133**(1):1–27.
- Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P. e Marinho, M. M. (2003) O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese.
- Batista, J. C. (2013) Modelagem e Interpretação de Dados Magnetotelúricos na Bacia de Tucano, Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia.
- Batista, L. S. (1991) Otimização Computacional da Técnica de Elementos Finitos para o Modelamento Geofísico Eletromagnético, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal do Pará.
- Bostick, F. (1977) A simple almost exact method of MT analysis, In: *Workshop on electrical methods in geothermal exploration*, pp. 175–177.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**:605–635.
- Costa, I.; Milhomem, P.; Bueno, G.; Silva, H. e Kosin, M. (2007) Sub-bacias de Tucano Sul e Central, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **15**(2):433–443.
- Dmitriev, V. I. e Berdichevsky, M. N. (1979) The fundamental model of magnetotelluric sounding, *Proceedings of the IEEE*, **67**(7):1034–1044.
- Figueiredo, M. d. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc, *Journal of South American Earth Sciences*, **2**(2):131–145.

- Fischer, G.; Schnegg, P.-A.; Peguiron, M. e Le Quang, B. (1981) An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme, *Geophysical Journal International*, **67**(2):257–278.
- Groom, R. W. e Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B2):1913–1925.
- Jones, A. G. (1994) Magnetotelluric data file Jones format, documentation version 2.0 for spectra and impedance estimates, <http://www.complete-mt-solutions.com/mtnet/docs/jformat.txt>, acesso em: 15jan.2017.
- Kosin, M.; Melo, R.; Souza, J. D. d.; Oliveira, E.; Carvalho, M. J. e Leite, C. M. (2003) Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão, *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):15–26.
- Mackie, R. L. e Madden, T. R. (1993) Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients, *Geophysical Journal International*, **115**(1):215–229.
- Martí, A.; Queralt, P. e Ledo, J. (2009) Waldim: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor, *Computers & Geosciences*, **35**(12):2295–2303.
- McNeice, G. W. e Jones, A. G. (2001) Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, **66**(1):158–173.
- Niblett, E. R. e Sayn-Wittgenstein, C. (1960) Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method, *Geophysics*, **25**(5):998–1008.
- Parker, R. L. e Booker, J. R. (1996) Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **98**(3-4):269–282.
- Rikitake, T. (1948) 1. Notes on the Electromagnetic Induction within the Earth, *Earthquake Research Institute*, **24**:1–9.
- Sen, M. K.; Bhattacharya, B. B. e Stoffa, P. L. (1993) Nonlinear inversion of resistivity sounding data, *Geophysics*, **58**(4):496–507.
- Siripunvaraporn, W. e Egbert, G. (2000) An efficient data-subspace inversion method for 2-d magnetotelluric data, *Geophysics*, **65**(3):791–803.
- Swift, C. M. (1967) A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity anomaly in the Southwestern United States, Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology.
- Tikhonov, A. (1950) On Determining Electrical Characteristics of the Deep Strata of Earth's Crust, *Doklady*, **73**:295–297.
- Ting, S. C. e Hohmann, G. W. (1981) Integral equation modeling of three-dimensional magnetotelluric response, *Geophysics*, **46**(2):182–197.

- Vozoff, K. (1991) The Magnetotelluric Method, In: M. N. Nabighian, ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, pp. 641–712, Society of Exploration Geophysicists.
- Wait, J. R. (1954) On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field, *Geophysics*, **19**(2):281–289.
- Ward, S. H. e Hohmann, G. W. (1987) Electromagnetic theory for geophysical applications, In: M. N. Nabighian, ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol. 1, pp. 131–311.
- Weaver, J. e Agarwal, A. (1993) Automatic 1-d inversion of magnetotelluric data by the method of modelling, *Geophysical Journal International*, **112**(1):115–123.
- Weaver, J. T.; Agarwal, A. K. e Lilley, F. (2000) Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants, *Geophysical Journal International*, **141**(2):321–336.