

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**FELIPE FERREIRA DE MELO**

**ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA BACIA DE SANTOS A PARTIR DA  
APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO MARINHO (MMT)**

**NITERÓI**

**2009**

**FELIPE FERREIRA DE MELO**

**ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA BACIA DE SANTOS A PARTIR DA  
APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO MARINHO (MMT)**

**Trabalho de conclusão de curso  
submetido ao Programa de Graduação  
em Geofísica da Universidade Federal  
Fluminense como requisito parcial para  
obtenção do título de bacharel em  
Geofísica.**

**Orientador: Dr. Adalberto Silva**

**Co-orientador: Dr. Jean-Marie Flexor**

**Niterói**

**2009**

M528      Melo, Felipe Ferreira de  
             Estrutura geoeétrica da Bacia de Santos a partir da aplicação  
             do Método Magnetotelúrico Marinho (MMT) / Felipe Ferreira de  
             Melo. – Niterói : [s.n.], 2009.  
             74 f.

             Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –  
             Universidade Federal Fluminense, 2009.

             1.Método Magnetotelúrico. 2.Bacia de Santos. 3.Modelo  
             Geoeétrico. I.Título.

CDD 622.153

## **Agradecimentos**

A minha família que, com amor e preocupação, sempre me apoiou nos momentos difíceis.

Ao meu co-orientador, Dr. Jean Flexor, por me fazer aprender como um pesquisador deve proceder.

Ao meu orientador, Dr. Adalberto Silva, pelos bons conselhos e momentos de terapia gratuita.

A Dra. Patrícia de Lugão e ao Dr. Marco Polo Buonora por aceitarem avaliar o trabalho e contribuírem com comentários altamente pertinentes e valiosos.

Ao Dr. Cleverson Silva por todas as oportunidades que me foram dadas ao longo do curso.

A Dra. Eliane Alves, essencial na mudança e adaptação à geofísica.

Aos professores Alberto, Ferrari, Giba, Gorini, Guilherme, Isa, Elias, Maria Angélica, Maria Augusta, Palma, Sidney, Susanna, Rogério e muitos outros, que me transmitiram conhecimento necessário e, assim, contribuíram tanto para a minha formação profissional quanto pessoal.

Aos meus amigos de curso que pelas valiosas discussões culturais, profissionais e inúteis, que com certeza serão lembradas por anos, valeu carecas!

Ao Dinei e Diego, pelos bons e importantes momentos vividos e também pelos não são lembrados.

As secretárias-historiadoras: Ana Paula e Cecília sempre bem dispostas a resolver qualquer pendência curricular.

Ao Cabelo, por me aturar durante anos, sempre bem humorado e tranquilo.

A Daiara, Ingrid (Ameba), Fernanda e Robson, seu apoio e companheirismo durante a faculdade foram essenciais para o meu crescimento.

Os Geofísicos são como os patos. Os patos têm dificuldades em nadar, voar, se locomover e se comunicar. Os Geofísicos não têm um bom domínio da física, matemática, computação e geologia, no entanto têm habilidades para resolver qualquer problema com que se deparem.

## Resumo

O método magnetotelúrico marinho (MMT) consiste na medição das flutuações dos campos elétricos e magnéticos naturais que incidem no assoalho oceânico. Esses sinais são gerados devido às interações ocorridas na magnetosfera e baixa atmosfera terrestre. O maior levantamento magnetotelúrico marinho (MMT) da América Latina foi realizado na Bacia de Santos sobre região da camada de sal existente e resultou em 96 estações, distribuídas em 3 perfis. O objetivo desse levantamento foi avaliar a potencialidade do método MMT, sua aplicabilidade na costa brasileira e testar o sinal em diferentes profundidades de lâmina d'água. A aplicação do método MMT, em regiões onde há atenuação da energia elástica, pode representar um valioso auxílio para o método sísmico na determinação da posição e profundidade da base dos corpos salinos assim como o embasamento em áreas com predominância de reflexões múltiplas. A partir de um perfil de direção NW-SE, com 18 estações, foi feita a proposta do significado geológico de um modelo geoeletrico obtido através da inversão bi-dimensional baseada na técnica dos gradientes conjugados não-lineares (NLCG). Foi possível, a partir deste modelo preliminar, retirar algumas informações relevantes. O contato sal/carbonato-sedimento foi inferido na região do perfil, assim como o topo e extensão do embasamento.

Palavras-chave: Magnetotelúrico Marinho. Modelo Geoeletrico. Bacia de Santos. Pré-Sal.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
<b>2 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT).....</b>	<b>9</b>
<b>3 CONCEITOS TEÓRICOS BÁSICOS .....</b>	<b>12</b>
3.1 Fundamentos .....	12
3.2 Invariância no Tempo .....	13
3.3 Bases Físicas do Método MT .....	13
3.4 Função de Transferência e Profundidade de Penetração .....	16
3.5 Conceitos de Resistividade Aparente e Fase .....	19
3.6 Indução em uma Descontinuidade .....	20
3.7 O Tensor Impedância .....	22
<b>4 AQUISIÇÃO DE DADOS MT .....</b>	<b>24</b>
4.1.1 Sensores Magnéticos .....	24
4.1.2 Sensores Elétricos.....	26
4.1.3 Sistemas de Aquisição de Dados.....	28
4.2 O Conceito de Deslocamento Estático.....	30
<b>5 PROCESSAMENTO DOS DADOS MT.....</b>	<b>32</b>

5.1 Estimativa do Tensor Impedância .....	33
<b>6 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO MARINHO (MMT).....</b>	<b>36</b>
<b>7 CONTEXTO GEOLÓGICO E AQUISIÇÃO DE DADOS MMT .....</b>	<b>38</b>
7.1 A Margem Continental.....	38
7.1.1 A Bacia de Santos.....	44
7.2 Equipamento Utilizado.....	46
7.3 Aquisição dos Dados MMT.....	47
<b>8 INVERSÃO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS MARINHOS .....</b>	<b>50</b>
8.1 Teoria da inversão.....	50
8.2 Modelagem Direta .....	51
8.3 Resultados da Inversão 2D MMT .....	54
<b>9 CONCLUSÃO .....</b>	<b>61</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>63</b>
APÊNDICE A - Curvas de Resistividade Aparente e Fase.....	69
APÊNDICE B - Modelagem Inversa: Meio-Espaço de 100 $\Omega$ m.....	73

## 1 INTRODUÇÃO

O método magnetotelúrico (MT) está sendo cada vez mais utilizado em geofísica aplicada e em pesquisa fundamental. Recentemente, tem sido utilizado no fundo do mar (MMT - método magnetotelúrico marinho) em bacias sedimentares para localizar estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, como no caso do sub-sal do Golfo do México (Constable *et al*, 1998; Hoversten *et al*, 1998 e Key, 2006) e no pré-sal da Bacia de Santos (de Lugão *et al*, 2008; Pinto, 2009). Os aspectos práticos e teóricos da sua utilização no estudo da distribuição de condutividade em subsuperfície que serão abordados nesta monografia referem-se a levantamentos de dados MMT efetuados na Bacia de Santos.

O método magnetotelúrico (MT) tem se mostrado bastante útil, uma vez que pode fornecer informações complementares ao método sísmico de exploração, auxiliando no reprocessamento de modelos de velocidades ou até na determinação da posição e profundidade de corpos resistivos, onde o imageamento sísmico perde a resolução devido à difusão da energia acústica incidente (de Lugão *et al*, 2008).

Foi realizado o primeiro levantamento magnetotelúrico marinho (MMT - Marine Magnetotellurics) da América Latina, um projeto multi-institucional do qual participaram o Observatório Nacional, a WesternGeco Eletromagnetics e a Petrobrás. O estudo efetuado sobre uma área do pré-sal produziu 96 estações distribuídas em 3 perfis paralelos. Estes levantamentos foram efetuados recentemente para: avaliar a potencialidade do MMT, sua aplicabilidade na costa brasileira e testar o sinal em diferentes profundidades de lâmina d'água, mapear a interface sedimento/embasamento cristalino em águas rasas.

O objetivo desta monografia de fim de curso de graduação é demonstrar que o candidato é capaz de entender os conceitos que envolvem o método geofísico eletromagnético magnetotelúrico marinho (MMT) e suas aplicações. Para este fim pretende-se abordar um estudo aprofundado das bases físicas, do processamento e da interpretação de dados adquiridos pelo método magnetotelúrico terrestre (MT) e marinho (MMT). Como exemplo de aplicação desejável produzir-se-á um "imageamento" da resistividade elétrica a partir dos dados MMT adquiridos em um levantamento na Bacia de Santos. Para um perfil escolhido na direção NW-SE da bacia será feita uma proposta do significado geológico de um modelo geoeletrico

(imageamento da resistividade) que será obtido através de um procedimento de inversão bi-dimensional.

## 2 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT)

Foi demonstrado pela análise matemática que o campo magnetotelúrico induzido pelas correntes ionosféricas se comporta como uma onda plana em uma Terra uniforme ou horizontalmente estratificada. Devido a isto, podemos fazer uso de um modelo físico no qual o campo magnetotelúrico tem a forma de uma onda plana vertical com o intuito de desenvolver a base para determinar o perfil de condutividade elétrica da terra. Nessa premissa, é preciso lembrar que as ondas eletromagnéticas têm comprimentos de onda na atmosfera de cem a mil vezes o diâmetro da Terra (Simpson and Bahr, 2005). Apesar disso, na nossa análise iremos descrever o campo eletromagnético como sendo uma onda plana. Os conceitos de ondas e comprimentos de ondas aplicados à propagação do campo magnetotelúrico na Terra são arbitrários, mas são úteis e tradicionais no domínio da prospecção elétrica.

O caso mais simples que convém examinar poderia muito bem ser o de uma Terra uniforme, horizontalmente estratificada, em que a condutividade varia apenas com a profundidade. A solução das equações de Maxwell, o que torna o comportamento do campo eletromagnético para esta estrutura geofisicamente significativo foi concebida na década de 1950 por A. N. Tikhonov na União Soviética (Tikhonov, 1950), e por L. Cagniard na França (Cagniard, 1953), em trabalhos independentes. O poder da sua abordagem é que ela é simples e fornece resultados geofisicamente úteis. O maior desenvolvimento dos princípios da teoria magnetotelúrica foi realizado nas obras de M. Berdichevsky, A. I. Butkovskaya, V. Dmitriev, U. Schmucker, L. Vanyan, K. Vozoff, J. Weaver, P. Weidelt e M. S. Zhdanov, cujos esforços transformaram o método em um prático instrumento de estudos eletromagnéticos profundos na Terra (ex., Berdichevsky, 1965; Berdichevsky and Dmitriev, 1976, 2002, 2008; Berdichevsky and Zhdanov, 1981, 1984; Schmucker, 1970; Vanyan and Butkovskaya, 1980; Vozoff, 1972; Weaver, 1994; Weidelt, 1975).

O Método Magnetotelúrico (MT) utiliza as variações naturais do campo elétrico  $\vec{E}$  e do campo magnético  $\vec{B}$ , na superfície da Terra para estimar a distribuição da condutividade elétrica em sub-superfície em profundidades que vão de alguns metros a várias centenas de quilômetros.

A ampla faixa de profundidades que podem ser atingidas pelo método MT em função da banda de frequências que o aparelho pode detectar é uma vantagem do método quando comparado com métodos eletromagnéticos ativos em que a profundidade máxima de investigação que podem atingir é sempre limitada pela potência da fonte disponível. A penetração máxima que pode ser atingida pelo MT é da ordem de 400 a 600 km, nessas profundidades ocorrem as fases de transição da olivina (410, 520 e 660 km), há um aumento de condutividade (Simpson and Bahr, 2005).

Apesar de os processos magnetohidrodinâmicos no núcleo externo serem responsáveis pela maior parte do campo magnético terrestre, as flutuações de pequena amplitude de origem externa é que são utilizadas pelo método MT, numa banda de períodos de  $10^{-3}$  a  $10^5$  segundos. A potência espectral dessas flutuações diminui rapidamente entre 0.5 e 5 Hz, com um mínimo em 1 Hz, e corresponde à chamada “banda morta” do método magnetotelúrico cujo baixo conteúdo espectral conduz a uma redução na qualidade do dado (Schmucker, 1970).

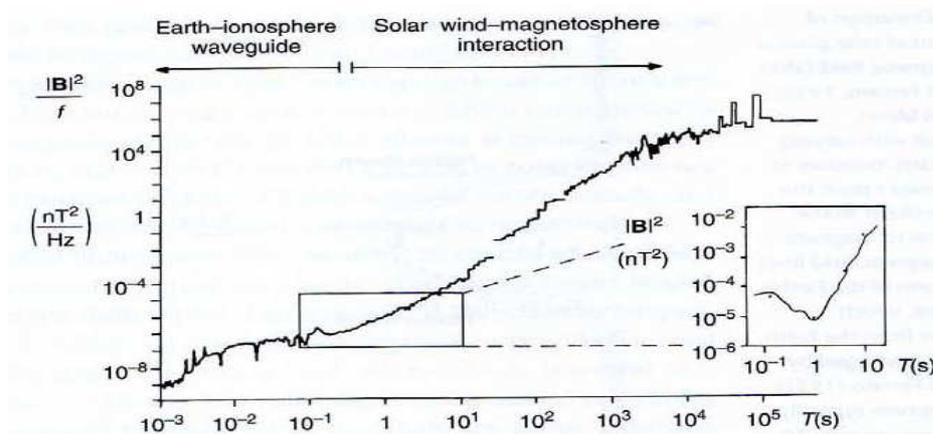


Figura 2.1 Espectro de potência das variações magnéticas naturais (modificado de Junge, 1994). No detalhe, a diminuição abrupta do sinal na banda morta do método MT. (Simpson and Bahr, 2005).

Campos eletromagnéticos com frequências maiores que 1 Hz ocorrem na ionosfera (Figura 2.1) e são produzidos pela atividade elétrica de processos meteorológicos tais como os relâmpagos. Interações entre o vento solar (Parker, 1958) e a magnetosfera terrestre geram flutuações com frequências menores do que 1 Hz. O vento solar é um fluxo contínuo de plasma, constituído principalmente de prótons e elétrons produzidos no Sol e ao interagir com o campo magnético terrestre

(magnetopausa) produzem um campo elétrico (Figura 2.2). Variações na densidade, velocidade e intensidade do vento solar produzem distorções na magnetosfera que resultam em um aumento do campo geomagnético horizontal.

As maiores variações do campo magnético ocorrem durante as tempestades magnéticas, devidas a aumentos esporádicos na taxa de ejeção de plasma do Sol e que podem durar vários dias. Essas variações resultam em manifestações luminosas, muitas vezes espetaculares, conhecidas como aurora boreal e aurora austral.

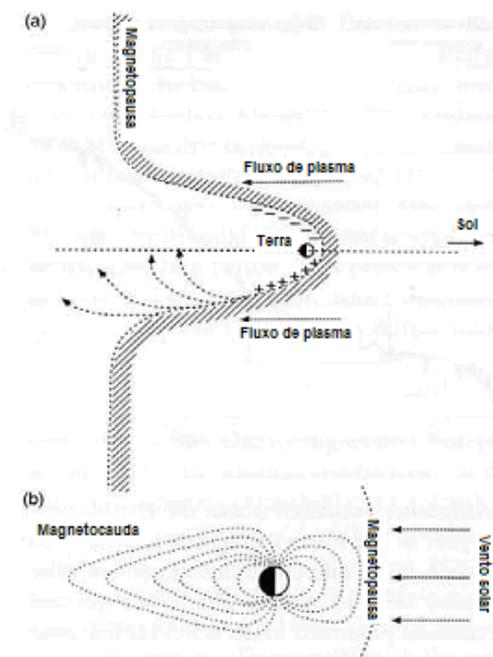


Figura 2.2 (a) Distorção do vento solar pelo campo magnético da Terra. Um aumento na pressão do vento solar distorce a magnetopausa aproximando-a da Terra e resultando em tempestades magnéticas. (b) Linhas de campo magnético mostrando a forma da magnetosfera terrestre. A magnetosfera normalmente se estende por 64 000 km no lado exposto ao sol enquanto que uma grande cauda eletromagnética se estende por mais de 300 000 km no lado oposto ao sol. (Modificado de Simpson and Bahr, 2005).

### 3 CONCEITOS TEÓRICOS BÁSICOS

#### 3.1 Fundamentos

O método Magnetotelúrico fundamenta-se nos seguintes conceitos (Cagniard, 1953; Keller and Frischknecht, 1966):

- i. As equações de Maxwell são válidas;
- ii. A Terra não produz energia eletromagnética;
- iii. Os campos eletromagnéticos são conservativos e analíticos em pontos afastados das fontes;
- iv. As fontes dos campos EM estando relativamente afastadas da superfície da Terra de modo que devem ser tratadas como uniformes, plano-polarizadas e devem incidir na vertical na Terra, isso se deve ao fato da distância percorrida pela onda ser tão grande que o raio tende ao infinito e a frente de onda incide quase na vertical na Terra, essa premissa pode ser violada em regiões polares;
- v. Não há acumulações de cargas livres em uma Terra estratificada horizontalmente (1-D). Em descontinuidades laterais cargas podem ser acumuladas gerando um fenômeno galvânico conhecido como deslocamento estático ("static shift");
- vi. A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor, obedecendo à equação (lei de Ohm)

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (3.1)$$

onde,  $\vec{j}$  é a densidade de corrente elétrica ( $A m^{-2}$ ),  $\sigma$  é a condutividade do meio ( $S m^{-1}$ ), e  $\vec{E}$  é o campo elétrico ( $V m^{-1}$ );

- vii. Para os períodos de investigação do método MT, as correntes de deslocamento (resultando dos efeitos de polarização) são desprezíveis quando comparadas com correntes de condução responsáveis pelo processo difusivo da indução eletromagnética na Terra;

- viii. Variações na permissividade elétrica e permeabilidade magnética das rochas são desprezíveis se comparadas com variações na condutividade do volume aparente rochoso;

### 3.2 Invariância no Tempo como Conseqüência de Assumir a Onda Plana

A premissa da onda plana é fundamental para o MT porque implica a invariância no tempo da fonte excitada. Para as ondas planas eletromagnéticas, os campos elétrico ( $\vec{E}$ ) e magnético ( $\vec{B}$ ) com amplitudes iniciais  $\vec{E}_0$  e  $\vec{B}_0$ , frequência angular  $\omega$  (período,  $T = 2\pi / \omega$ ) e comprimento de onda,  $\lambda = 2\pi / |k|$ , (onde  $k$  é o número de onda) assumem a forma:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (3.2a) \quad \text{e} \quad \vec{B} = \vec{B}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (3.2b)$$

Como conseqüência da invariância no tempo, o tensor impedância, calculado dos campos elétricos e magnéticos ortogonais, em qualquer estação deve ser similar sem levar em conta quando os campos foram registrados (contanto que a estrutura de condutividade elétrica não mude e a razão sinal ruído seja adequada). O dado noturno geralmente é menos ruidoso do que o dado diurno (Simpson and Bahr, 2005). Para períodos menores do que um dia a curvatura da Terra não tem efeito significativo na premissa da onda plana (Srivastava, 1965). Portanto para os propósitos do MT, é suficiente considerar um modelo da Terra plano com os campos eletromagnéticos descritos em coordenadas cartesianas.

### 3.3 Bases Físicas do Método MT

O comportamento dos campos eletromagnéticos em qualquer frequência é descrito pelas equações de Maxwell, que para um meio polarizável e magnetizável podem ser expressas por:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.3a) \quad (\text{Lei de Faraday})$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3.3b) \quad (\text{Lei de Ampère})$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.3c)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \eta_f \quad (3.3d)$$

onde  $\vec{E}$  é o campo elétrico ( $V m^{-1}$ ),  $\vec{B}$  é a indução magnética (T),  $\vec{H}$  é a intensidade magnética ( $A m^{-1}$ ),  $\vec{D}$  é o deslocamento elétrico ( $C m^{-2}$ ),  $\vec{j}$  é a densidade de corrente ( $A m^{-2}$ ) e  $\eta_f$  a densidade de carga elétrica ( $C m^{-3}$ ).

Assumindo que correntes de deslocamento  $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$  são desprezíveis (premissa vii) a Lei de Ampère se reduz a:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} \quad (3.4)$$

A equação (3.3c) estabelece a não existência de pólos magnéticos isolados. Para um meio linear e isotrópico valem as relações:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.5a) \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (3.5b)$$

Nas aplicações do método magnetotelúrico assume-se variações desprezíveis na permissividade elétrica,  $\epsilon$  e na permeabilidade magnética  $\mu$ , (premissa viii) ( $\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \approx \frac{\partial \mu}{\partial t} \approx 0$ ), assumindo-se também os valores para o vácuo ( $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} F m^{-1}$  e  $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6} Hm^{-1}$ ).

Substituindo (3.5a), (3.5b) e (eq. 3.1) nas equações de Maxwell segue-se que:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.6a) \quad \nabla \times \vec{B} = \mu_0 \sigma \vec{E} \quad (3.6b)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.6c) \quad \nabla \cdot \vec{E} = \frac{\eta_f}{\epsilon} \quad (3.6d)$$

Assumindo que não existem fontes de corrente no interior da Terra:

$$\nabla \cdot j = \nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = 0 \quad (3.7)$$

Para o caso de um semi-espaço homogêneo ( $\nabla \sigma = 0$ ):

$$\nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = \sigma \nabla \cdot \vec{E} + \vec{E} \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot \vec{E} \quad (3.8)$$

Segue-se que  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ . Esta relação também é válida para uma Terra horizontalmente estratificada com um campo elétrico horizontal:

$$\frac{d\sigma}{dx} = \frac{d\sigma}{dy} = 0 \text{ e } \vec{E} = (E_x, E_y, 0) \quad (3.9)$$

Para uma distribuição de condutividade variando lateralmente (horizontalmente), o divergente do campo elétrico paralelo à interface também é zero:

$$\frac{d\sigma}{dx} = 0 \text{ e } \frac{d\sigma}{dy} \neq 0, \text{ logo } \vec{E} = (E_x, 0, 0) \quad (3.10)$$

Entretanto,  $\nabla \cdot \vec{E} \neq 0$  para um campo elétrico perpendicular à interface:

$$\frac{d\sigma}{dy} = 0, \text{ logo: } \vec{E} = (0, E_y, 0) \quad (3.11)$$

Aplicando o rotacional na eq. (3.6a) ou (3.6b), obtemos uma equação de difusão para os campos EM de onde informações a respeito da estrutura condutiva da Terra podem ser obtidas. Da relação vetorial

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{F}) = \nabla \cdot (\nabla \cdot \vec{F}) - \nabla^2 \vec{F} \quad (3.12)$$

e assumindo um modelo de Terra onde  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ , da equação 3.6a vem:

$$\begin{aligned} \nabla \times (\nabla \times \vec{E}) &= \nabla \cdot (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\nabla \times \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \\ \rightarrow \nabla^2 \vec{E} &= \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{aligned} \quad (3.13)$$

A equação (3.13) toma a forma de uma equação de difusão. Para uma onda plana de amplitude inicial  $\vec{E}_0$  e dependência harmônica do tempo da forma  $e^{-i\omega t}$  o lado direito da eq. (3.13) fica:

$$\nabla^2 \vec{E} = i\omega \mu_0 \sigma \vec{E} \quad (3.14)$$

Analogamente,

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{ou} \quad \nabla^2 \vec{B} = i\omega \mu_0 \sigma \vec{B} \quad (3.15)$$

Como no ar  $\sigma \rightarrow 0$ , os campos EM externos não são significativamente atenuados na camada de ar entre a ionosfera e a superfície da Terra.

As equações (3.14) e (3.15) mostram que o método magnetotelúrico depende de uma fonte de energia que se difunde por toda a Terra e é dissipada exponencialmente. Deste modo, como as ondas EM se propagam difusamente no interior da Terra, medidas MT imageam volumes.

### 3.4 Função de Transferência e Profundidade de Penetração

O modelo geoeletrico mais simples é um meio-espaço homogêneo de condutividade  $\sigma$ , sobreposto por uma camada de ar de condutividade 0. A equação (3.13) é uma equação diferencial de 2ª ordem com solução da forma (Boas, 1983):

$$\vec{E} = \vec{E}_1 e^{i\omega t - qz} + \vec{E}_2 e^{i\omega t + qz} \quad (3.16)$$

Como a Terra não gera energia EM, a amplitude do campo elétrico não pode aumentar indefinidamente e esta condição implica em  $\vec{E}_2 = 0$ . A derivada segunda com respeito à profundidade da equação (3.16) resulta em:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} = q^2 \vec{E}_1 e^{i\omega t - qz} = q^2 \vec{E} \quad (3.17)$$

Para um meio-espaço infinito,  $\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial y^2} = 0$  e igualando as equações (3.17) e (3.14), resulta em :

$$q = \sqrt{i\mu_0\sigma\omega} = \sqrt{i}\sqrt{\mu_0\sigma\omega} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}\sqrt{\mu_0\sigma\omega} = \sqrt{\frac{\mu_0\sigma\omega}{2}} + i\sqrt{\frac{\mu_0\sigma\omega}{2}} \quad (3.18)$$

O inverso da parte real de q:

$$p(T) = 1/\text{Re}(q) = \sqrt{\frac{2}{\mu_0\sigma\omega}}, \quad (3.19)$$

é a profundidade ou espessura pelicular eletromagnética (“skin depth”) ou “profundidade de penetração” de um campo elétrico de freqüência angular  $\omega$  em um meio-espaço de condutividade  $\sigma$  e permeabilidade magnética  $\mu_0$ . Assumindo valores do vácuo para  $\mu_0$  ( $4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$ ) a profundidade pelicular (em metros) toma a forma:

$$p(T) = 500\sqrt{\rho_a T} \quad (3.20)$$

onde:  $\rho_a$  é a resistividade aparente do meio-espaço e  $T$  é o período.

O inverso de q (eq. 3.18):

$$C = 1/q = p/2 - ip/2 \quad (3.21)$$

é conhecido como função de transferência de Schmucker-Weidelt (Weidelt, 1972; Schmucker, 1973).  $C$  é um número complexo que depende da frequência e tem dimensões de comprimento. Para um meio-espaço homogêneo, as partes real e imaginária de  $C$  têm as mesmas magnitudes.

O termo “função de transferência” implica num modelo para a Terra descrito por um sistema linear com a predição de uma entrada e de uma saída. Assim, a função de transferência  $C$  estabelece uma relação linear entre propriedades físicas e medidas dos campos EM. Tomando a equação (3.16) com  $E_2 = 0$ , vem:

$$E_x = \vec{E}_1 e^{i\omega t - qz} \Rightarrow \frac{\partial E_x}{\partial z} = -qE_x \quad (3.22)$$

e, substituindo a equação (3.22) na equação (3.6a), segue-se que:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y = -qE_x \quad (3.23)$$

Portanto,  $C$  pode ser calculado a partir de medidas dos campos  $\vec{E}$  e  $\vec{B}$  no domínio da frequência:

$$C = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (3.24)$$

A resistividade do meio-espaço homogêneo pode ser calculada combinando as equações (3.18) e (3.24), resulta em:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2} \mu_0 \omega = |C|^2 \mu_0 \omega \quad [\text{Vm A}^{-1}] \quad (3.25)$$

### 3.5 Conceitos de Resistividade Aparente e Fase

A resistividade aparente foi definida como sendo a resistividade média de um meio-espaço equivalente ou seja a resistividade calculada a partir da função de transferência de Schmucker-Weidelt (equação 3.25):

$$\rho_a(\omega) = |C|^2 \mu_0 \omega \quad (3.26)$$

Pelo fato de C ser complexo, pode-se extrair também a fase correspondente a um meio-espaço infinito (dimensão 1-D), calculada a partir da relação abaixo:

$$\phi_{1-D} = \tan^{-1} \left( \frac{E_x}{B_y} \right) \quad (3.27)$$

As funções  $\rho_a(T)$  e  $\phi_{1-D}(T)$  não são independentes uma da outra, mas são ligadas entre si através da relação de Kramers-Kroening (Weidelt, 1972):

$$\phi(\omega) = \frac{\pi}{4} - \frac{\omega}{\pi} \int_0^{\infty} \log \frac{\rho_a(x)}{\rho_0} \frac{dx}{x^2 - \omega^2} \quad (3.28)$$

A equação (3.28) mostra que a função  $\rho_a(T)$  pode ser predita a partir da função  $\phi(T)$  a menos de um fator de escala  $\rho_0$ . Esta equação é conhecida como a relação de dispersão de Weidelt, que mostra que de freqüências vizinhas resultam funções de transferência similares o mesmo acontecendo para as resistividades aparentes e fases.

Se as partes real e imaginária da função de transferência do meio-espaço homogêneo são iguais em magnitude (equação 3.22), então a fase MT (equação 3.27) se reduz a  $45^\circ$  ( $\phi_{1-D} = \tan^{-1} 1$ ). Fases MT maiores que  $45^\circ$  mostram um substrato em que a resistividade diminui com a profundidade ocorrendo o oposto para fases menores do que  $45^\circ$ .

### 3.6 Indução em uma Descontinuidade: Modelo Bi-Dimensional (2-D) Simples e o Conceito de Polarização $\vec{E}$ e $\vec{B}$

O princípio físico que governa a indução em uma descontinuidade é a conservação de corrente. Para um contato vertical entre dois corpos de condutividades  $\sigma_1 \neq \sigma_2$ , no plano  $\overline{xyz}$ , a densidade de corrente,  $j_y$ , através do contato desses dois corpos é dada por:

$$j_y = \sigma E_y \quad (3.29)$$

Já que a corrente se conserva na interface, uma descontinuidade na condutividade implica que o campo elétrico,  $\vec{E}$ , também deve ser descontínuo. Todos os outros componentes do campo EM são contínuos na interface.

A situação descrita pode representar um dique ou uma falha com condutividade aproximadamente constante ao longo do lineamento correspondente (“strike”). Para um corpo de dimensão infinita ao longo do lineamento ou de comprimento de onda significativamente maior do que a profundidade de penetração (espessura pelicular) não ocorrem variações do campo  $\left(i.e., \frac{\partial}{\partial x} = 0\right)$  e as equações (3.6a) e (3.6b) podem ser expandidas como:

$$\frac{\partial(E_x - E_y + E_z)}{\partial y} + \frac{\partial(E_x - E_y + E_z)}{\partial z} = i\omega(B_x - B_y + B_z) \quad (3.30a)$$

$$\frac{\partial(B_x - B_y + B_z)}{\partial y} + \frac{\partial(B_x - B_y + B_z)}{\partial z} = \mu_0\sigma(E_x - E_y + E_z) \quad (3.30b)$$

Além disso, para uma situação 2-D ideal, os campos elétrico e magnético são mutuamente ortogonais: um campo elétrico paralelo ao lineamento (“strike”) induz um campo magnético perpendicular ao “strike” e no plano vertical enquanto que um campo magnético paralelo ao strike induz um campo elétrico perpendicular ao

“strike” e no plano vertical. Assim, as equações (3.30a) e (3.30b) podem ser desenvolvidas em dois modelos diferentes: um incorporando campos elétricos paralelos ao strike (Polarização -  $\vec{E}$ ) e o outro incorporando campos magnéticos paralelos ao strike (Polarização -  $\vec{B}$ ).

A polarização -  $\vec{E}$  (conhecida também como modo Transverso Elétrico ou modo  $TE$ ) descreve correntes fluindo paralelamente ao “strike” em termos das componentes  $E_x$ ,  $B_y$  e  $B_z$  do campo EM:

$$\text{Polarização - } \vec{E}: \begin{cases} \frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} = \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_x \end{cases} \quad (3.31)$$

A polarização -  $\vec{B}$  (conhecida também como modo Transverso Magnético ou modo  $TM$ ) descreve correntes fluindo perpendicularmente ao lineamento em termos das componentes  $B_x$ ,  $E_y$  e  $E_z$  do campo EM:

$$\text{Polarização - } \vec{B}: \begin{cases} \frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_0 \sigma E_z \\ -\frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega B_x \end{cases} \quad (3.32)$$

Resistividades calculadas a partir da polarização -  $\vec{B}$  resolvem melhor variações laterais de condutividade do que resistividades calculadas a partir da polarização -  $\vec{E}$  que tem um campo magnético vertical associado. Campos magnéticos verticais são gerados por gradientes laterais de condutividade e interfaces. Assim, variações espaciais da razão  $H_z/H_y$  podem ser usadas para diagnosticar contrastes de condutividade lateral da polarização -  $\vec{E}$ .

### 3.7 O Tensor Impedância

Os valores das medidas das componentes horizontais do campo elétrico e do campo magnético estão relacionadas através do tensor impedância  $\underline{\underline{Z}}$  complexo:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{pmatrix} \quad \text{ou} \quad \vec{E} = \underline{\underline{Z}}\vec{B}/\mu_0 \quad (3.33)$$

Portanto, cada componente,  $Z_{ij}$ , de  $\underline{\underline{Z}}$  tem magnitude e fase:

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.34) \quad \phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (3.35)$$

Para uma situação “1-D” em que a condutividade varia somente com a profundidade:

$$\begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{cases} \quad (3.36)$$

Para uma situação “2-D” em que a condutividade varia também lateralmente:

$$\begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} \neq -Z_{yx} \end{cases} \quad (3.37)$$

Numa situação “2-D” onde as direções – x ou – y são alinhadas com o “strike” eletromagnético,  $Z_{xx}$  e  $Z_{yy}$  se anulam novamente. Geralmente, a dimensionalidade evidenciada pelas medidas depende da escala em que se deseja trabalhar. Deste modo, uma anomalia 3-D condutiva homogênea numa Terra uniforme resulta em funções de transferência 1-D para períodos curtos de sondagem MT, com profundidades de penetração pequenas quando comparadas com as menores dimensões da anomalia. À medida que o período de sondagem aumenta, a

profundidade de penetração também aumenta suficientemente para alcançar pelo menos uma borda da anomalia e a função de transferência começa a parecer “2-D”. Com um aumento ainda maior do período, os efeitos de borda de toda a anomalia contribuirão na função de transferência, resultando em funções “3-D” (Figura 3.1).

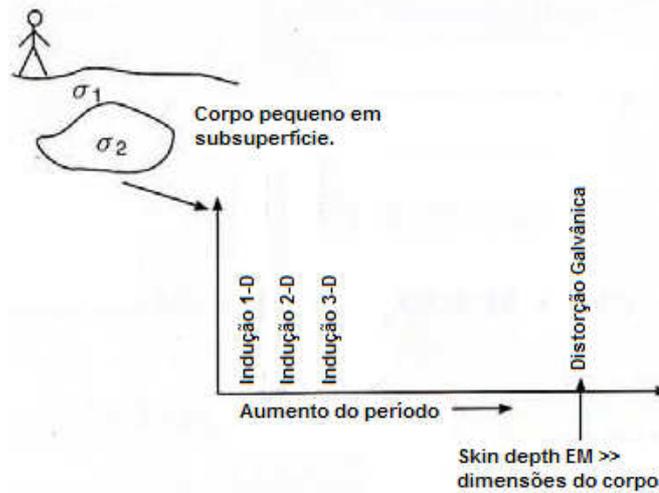


Figura 3.1 – Dependência escalar da dimensionalidade. Para períodos suficientemente longos, com espessura pelicular muito maior do que a anomalia, a resposta indutiva torna-se fraca, mas uma resposta galvânica que é dependente da frequência (i.e., real) permanece. (Modificado de Simpson and Bahr, 2005).

## 4 AQUISIÇÃO DE DADOS MT

A escolha do equipamento utilizado em um levantamento depende da profundidade de investigação desejada: em estudos crustais, magnetômetros de Bobina de Indução são freqüentemente utilizados porque a aquisição é rápida e o 'processamento' geralmente é feito no campo. Magnetômetros Fluxgate fornecem uma resposta para períodos mais longos do que as bobinas de indução, e são utilizados se longas profundidades de penetração são desejadas. Em vários casos, dados de períodos curtos e longos são desejados, e os dois tipos de sensores são utilizados conjuntamente nas estações.

### 4.1.1 Sensores Magnéticos

Dois tipos principais de sensores magnéticos são utilizados nas sondagens MT: bobinas de indução e magnetômetros do tipo "fluxgate". As bobinas de indução geralmente consistem de uma bobina de fio de cobre enrolada sobre um núcleo de alta-permeabilidade acondicionada em um estojo resistente a choques envolvida por uma cobertura resistente a choques. Utiliza-se um conjunto de três bobinas para medir as três componentes do campo magnético. A voltagem de saída de uma bobina de indução é proporcional ao número de voltas da espira e a área da seção transversal (Tipler, 1991). Como a resposta de uma bobina de indução é governada pela taxa de variação do fluxo magnético, proporcional a  $dB/dt$ , a sensibilidade é maior no caso variações de rápidas (períodos curtos).

Os magnetômetros fluxgate consistem, geralmente, de três anéis sensores dispostos em um arranjo onde os eixos são mutuamente ortogonais envoltos em uma cápsula à prova de água que pode ser enterrada no solo (Figura 4.1). Cada sensor contém dois núcleos (Figura 4.2), dispostos paralelamente, de material ferromagnético de elevada permeabilidade magnética. Cada núcleo é envolvido por uma bobina primária, enroladas em sentido oposto e uma bobina secundária

envolvendo os dois núcleos. As bobinas primárias são ligadas em série e recebem uma corrente alternada de baixa frequência, produzindo campos magnéticos induzidos de mesma intensidade e orientações opostas. Na presença de campo externo um dos núcleos irá saturar antes do outro, provocando uma voltagem induzida, que é proporcional a intensidade do campo externo. O magnetômetro também dispõe de um medidor para verificação da horizontalidade (nivelador) e orientação. Os magnetômetros fluxgate utilizam o princípio da histerese (que ocorre quando o núcleo do sensor é levado à saturação por uma corrente de entrada na bobina circundante). O ciclo de histerese gera uma resposta que é proporcional à intensidade da variação do campo magnético excitante. Portanto magnetômetros fluxgate são utilizados para medições de longas variações do campo magnético, que têm altas amplitudes; para períodos menores, a amplitude do sinal natural se torna mais fraca do que o ruído do sensor (Primdahl, 1979).

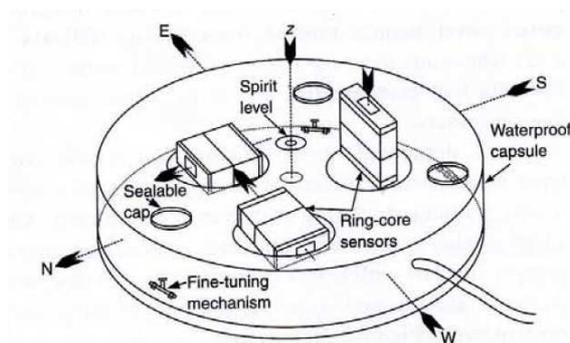


Figura 4.1 - Magnetômetro Fluxgate. (Simpson and Bahr, 2005)

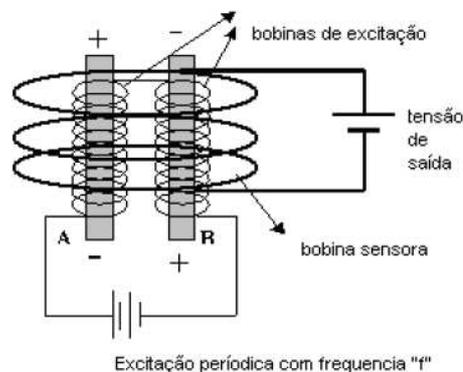


Figura 4.2 – Núcleo do anel sensor (Benyosef, 2009).

A figura 4.3 resume os intervalos característicos dos períodos investigados por bobinas de indução e de magnetômetros fluxgate. Os magnetômetros de bobina

de indução respondem melhor às flutuações magnéticas em períodos na faixa de 0.001 s até 3600 s, enquanto os magnetômetros fluxgate cobrem períodos na faixa de 10 s até 100 000 s. Portanto, para uma sondagem MT que inclua os períodos entre 0.001 s e 100 000 s devem-se utilizar ambos magnetômetros. As duas décadas e meia de sobreposição de dados produzida pelos dois tipos de magnetômetro podem ser úteis para checar a consistência dos resultados.

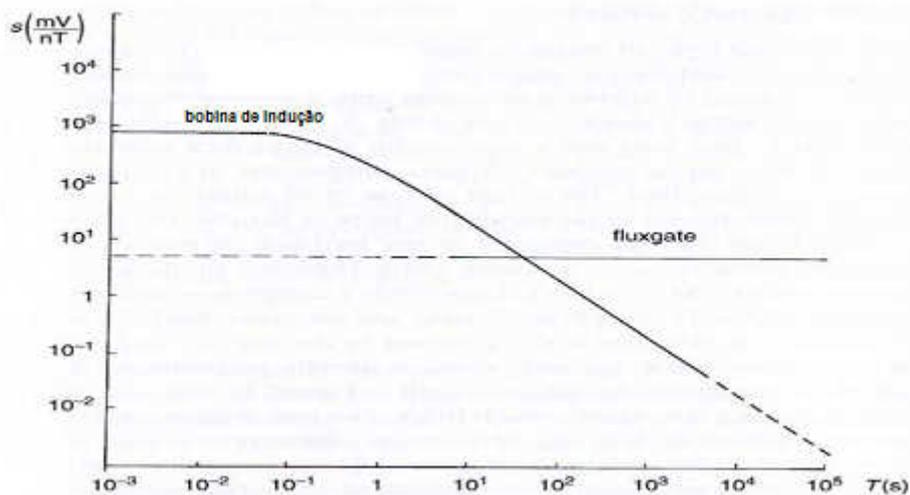


Figura 4.3 – Típica sensibilidade dependente do período,  $S$ , de um magnetômetro de bobina de indução e de um magnetômetro fluxgate. (Modificado de Simpson and Bahr, 2005).

#### 4.1.2 Sensores Elétricos

As flutuações do campo elétrico são determinadas pela medida da diferença de potencial,  $U$ , entre pares de eletrodos conectados por um cabo blindado formando um dipolo e enterrados no solo a distâncias conhecidas, entre 10 m e 100 m:

$$\vec{E} = \frac{\vec{U}}{d} \quad (4.1)$$

Dois dipolos são necessários para a medida das duas componentes do campo elétrico. Esses dipolos são dispostos ortogonalmente entre si, com um dipolo

orientado na direção norte-sul magnético (N-S) e o outro na direção leste-oeste magnético (E-W). Para medidas de longos períodos são necessários eletrodos não polarizáveis nos quais os efeitos eletroquímicos (que modificam a diferença de potencial que é registrada) são evitados ao máximo. Eletrodos não polarizáveis geralmente consistem de um recipiente poroso contendo um metal (ex., prata [Ag]) em contato com um sal do mesmo metal (ex., cloreto de prata [AgCl]) (Petiau e Dupis, 1980).

Junge (1990) adaptou o eletrodo MT de fundo de oceano de Filloux (1973, 1987) para medidas de longos períodos em terra. Nessa adaptação, o ambiente marinho é simulado por uma solução saturada de cloreto de potássio (KCl) e o solo é representado por um diafragma de cerâmica (Figura 4.4). Esse modelo permite medidas MT na faixa do período correspondente às variações diurnas (Simpson, 2001).

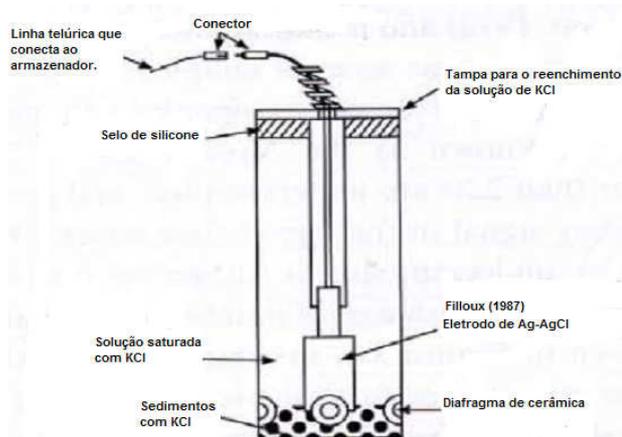


Figura 4.4 – Seção transversa de um eletrodo cilíndrico de prata-cloreto de prata (Ag-AgCl) do tipo geralmente utilizado em medições de longo período MT. (Modificado de Simpson and Bahr, 2005).

Durante a aquisição de dados, é muito importante que os eletrodos não fiquem expostos a grandes variações de temperatura. Nos casos onde as variações elétricas diárias são medidas, o topo do eletrodo deve estar enterrado a uma profundidade de pelo menos 50 cm abaixo da superfície, pois essa profundidade é mais que o dobro da profundidade de penetração de uma onda termal no período de um dia (Stacey, 1992).

### 4.1.3 Sistemas de Aquisição de Dados

Há vários tipos de sistemas de aquisição de dados (*'dataloggers'*) disponíveis em geofísica, muitos dos quais foram desenvolvidos especialmente para estudos de indução eletromagnética. Para determinar a taxa na qual uma série temporal será amostrada, precisamos entender princípios associados a processos de amostragem. De acordo com Otnes and Enochson (1972), o teorema da amostragem diz que se uma série é amostrada em intervalos  $\Delta t$ , a série digital descreve adequadamente sinais com períodos maiores do que  $2 \Delta t$  (que é conhecido como período de Nyquist,  $T_{NY}$ ) enquanto que períodos menores do que  $2 \Delta t$  são sub-amostrados, e geram um sinal artificial de baixa frequência na série temporal. Distorções das séries temporais resultantes de sub-amostragem são conhecidas como "alias". Um exemplo simples de "alias" é mostrado na figura 4.5, em que um sinal senoidal é amostrado em intervalos temporais regulares maiores do que a metade do período do sinal original. Pelo fato da amostragem ser muito espaçada, o sinal original não pode ser reconstituído a partir dos dados. Ao invés disso, o sinal reconstruído tem um comprimento de onda maior do que o sinal original. Se  $T_0$  é o menor período avaliado de interesse, e  $\Delta t$  é a taxa de amostragem, é preciso que  $\Delta t \leq T_0/2$ . Na prática,  $\Delta t \leq T_0/4$  é utilizado.

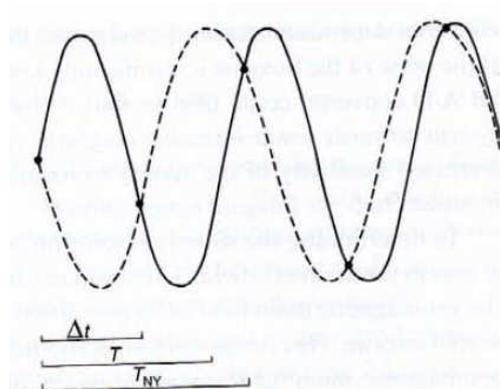


Figura 4.5 – Exemplo de alias no domínio do tempo. O intervalo de amostragem ( $\Delta t$ ) é maior do que metade do período ( $T$ ) do sinal original (linha sólida). Portanto não podemos recuperar o sinal original após a digitalização, mas ao invés disso inferir um sinal (linha pontilhada) com um período mais longo ( $T_{NY}$ ) dos dados digitais (pontos discretos). (Simpson and Bahr, 2005).

Para verificar se um conversor analógico-digital (A/D) de 16-bits ou 24-bits é necessário, é preciso considerar a resolução da amostragem. Para um conversor A/D de 16-bits, a taxa da maior amplitude que o sistema pode operar com a menor variação que ele pode resolver é  $2^{16} = 65\,536$ . Para o caso de um sistema MT de longo período, as maiores variações magnéticas são criadas por tempestades magnéticas, variam na faixa de 500 nT. O amplificador para um magnetômetro fluxgate deve ser desenvolvido de maneira que 65 536 seja identificado com 1000 nT, de modo que a menor variação (least count) magnética que um sistema de aquisição com conversor A/D de 16-bit possa resolver é  $1000\text{ nT}/65\,536 = 15.2588\text{ pT}$  (picotesla). Se o nível de ruído do fluxgate é significativamente menor do que 15 pT, então um conversor A/D de 24-bit será útil para deslocar o limite da resolução para variações magnéticas de menor intensidade. Senão, o aumento da sensibilidade do sistema para sinais naturais será mascarado pelo ruído proveniente do magnetômetro fluxgate.

Para determinar a resolução da amostragem, consideramos apenas variações no campo magnético. Para isso assumimos que compensamos o campo geomagnético principal da Terra (da ordem de 50 000 nT) antes da amplificação. Essa compensação é feita estabelecendo uma voltagem estável – equivalente à voltagem devido ao campo geomagnético principal agindo no sensor – por um circuito de resposta, e subtraindo essa voltagem da resposta do sensor antes da amplificação. Com o uso de conversores A/D de 24 bits o campo geomagnético pode ser armazenado ao invés de compensado. Nesse caso, identificamos 100 000 nT com  $2^{24}$ , e a menor variação medida pelo sensor será de 6 pT. Em estudos marinhos (MMT), o registro das componentes do campo principal pode ser utilizado para verificar a orientação dos sensores no fundo mar.

Finalmente, precisamos considerar que tipo de meio será utilizada para armazenar os dados digitais e que capacidade ele deve ter. Desde que determinamos a taxa de amostragem, a capacidade de armazenagem necessária dependerá da duração da medição proposta. Por exemplo, se  $T_0 = 8\text{ s}$ ,  $\Delta t = 2\text{ s}$  (assumindo um armazenador com conversor A/D de 16-bits) e  $T_m = 20\text{ dias}$  (1 728 000 s), uma série temporal com 5 canais consistirá de  $5 \times T_m / \Delta t = 4\,320\,000$  pontos de dados, que necessitam de 8.64 Mbytes de memória.

O planejamento ideal para um levantamento depende do alvo. Em geral, alvos rasos vão requerer espaçamentos mais densos do que alvos mais profundos. No entanto, heterogeneidades rasas podem distorcer o modo como estruturas profundas são imageadas. “Alias espacial” é o termo utilizado para descrever a sub-amostragem no domínio do espaço e se caracteriza de maneira análoga ao alias temporal previamente citado. O deslocamento estático (“static shift”) é uma manifestação comum do alias espacial.

#### 4.2 O Conceito de Deslocamento Estático

Descontinuidades condutivas causam distorções locais de amplitudes dos campos elétricos como resultado da conservação de carga elétrica, causando magnitudes de impedância que podem ser maiores ou menores por um fator de escala real. Cargas elétricas foram originalmente desprezadas na derivação da equação da difusão (seção 3.3) porque assumimos que  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ . Nos casos onde as correntes percorrem paralelamente uma descontinuidade (a situação foi previamente descrita na equação 3.11 e em mais detalhes na seção 3.6) as cargas se concentram ao longo da descontinuidade. O deslocamento resultante nas curvas de resistividade aparente é conhecido como estático porque, diferentemente da indução, a conservação de carga não é um processo dependente do tempo. A dependência temporal natural do deslocamento estático significa que não há impedância de fase associada com o fenômeno. De fato, a presença do deslocamento estático é mais facilmente identificada em dados medidos nos quais as resistividades aparentes estão deslocadas umas das outras, mas as fases estão juntas. Como resultado, as curvas de resistividade aparente são deslocadas por um fator constante. O deslocamento estático pode ser causado por qualquer contraste de condutividade multidimensional que tenha profundidade e dimensões menores do que a verdadeira profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos (anomalia local). Deslocamentos estáticos são geralmente mais importantes em ambientes resistivos, onde heterogeneidades condutivas de pequena escala produzem perturbações mais significativas nas componentes do campo elétrico.

Respostas não-indutivas também são comumente atribuídas a efeitos galvânicos. Alguns tipos de efeitos galvânicos que aparecem em ambientes geométricos complexos também afetam a fase da impedância, causando uma mistura de dados polarizados. O deslocamento estático é um subtipo desses tipos de efeitos galvânicos.

## 5 PROCESSAMENTO DOS DADOS MT

Os dados utilizados nessa monografia foram processados pela WesternGeco e entregues no formato EDI (Electrical Data Interchange), que é uma extensão utilizada para dados eletromagnéticos. Esse tipo de arquivo armazena informações sobre resistividade aparente e fase, o procedimento para obtenção desses valores será descrito nesse capítulo apenas como parte do objetivo da monografia.

A série digital coletada durante uma campanha MT pode facilmente chegar ao tamanho total de alguns Gigabytes, porém o dado que vamos interpretar a partir de técnicas de modelagem numérica consiste tipicamente de algumas centenas de números por estação, que representam as funções de transferência dependentes da frequência. Essa redução é conhecida como “processamento de dados”. Uma série temporal pode conter informações simultâneas sobre muitos períodos e, portanto, sobre muitas profundidades de penetração, e o primeiro passo no processamento de dados envolve uma transformada de Fourier do domínio do tempo para o domínio da frequência. Basicamente, a redução do dado é então alcançada empilhando (“stacking”) dados em uma banda espectral particular no domínio da frequência: ambas as frequências vizinhas do mesmo segmento (janela) de uma série temporal e frequências similares de janelas de séries temporais seqüenciais podem ser empilhadas.

A Terra é considerada como um sistema linear que responde a um processo de entrada (ex.: campo magnético variando no tempo) através de um processo de saída previsível (ex.: campo elétrico variando no tempo). A função de transferência é a razão desses processos, e pelo fato do sistema ser linear, a função de transferência não depende da amplitude do processo de entrada. A estimativa das funções de transferência pode ser dificultada pela presença de ruído. Se o ruído é baixo, ou se o ruído tem uma distribuição Gaussiana, então uma estimativa por mínimos quadrados é suficiente. Por outro lado, a ocorrência de pontos fora da distribuição normal (“outliers”) obriga a aplicação de uma técnica de processamento robusto. A maioria das técnicas de processamento robusto opera de maneira iterativa, e usa alguma medida como ponto de partida de uma contribuição individual

da média para diminuir a ponderação (down-weight) de pontos fora da distribuição normal na próxima iteração.

### 5.1 Estimativa do Tensor Impedância

A técnica dos mínimos quadrados e o processamento robusto são exemplos de métodos estatísticos de processamento de dados comumente utilizadas para estimar o tensor impedância tentando remover o ruído dos dados MT.

A expansão linear da equação (3.34), resulta em:

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \quad (5.1a)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \quad (5.1b)$$

A técnica dos mínimos quadrados assume que o erro tem distribuição Gaussiana e consiste em isolar as componentes de  $\underline{Z}$  usando estimativas da densidade espectral de potência cruzada. Potências cruzadas para uma frequência discreta podem ser geradas no domínio da frequência multiplicando as equações (5.1) pelos complexos conjugados dos espectros elétricos e magnéticos:

$$\langle E_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)\langle H_y(\omega)E_x^*(\omega) \rangle \quad (5.2a)$$

$$\langle E_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)\langle H_y(\omega)E_y^*(\omega) \rangle \quad (5.2b)$$

$$\langle E_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)\langle H_y(\omega)H_x^*(\omega) \rangle \quad (5.2c)$$

$$\langle E_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)\langle H_y(\omega)H_y^*(\omega) \rangle \quad (5.2d)$$

$$\langle E_y(\omega)E_x^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)\langle H_y(\omega)E_x^*(\omega) \rangle \quad (5.2e)$$

$$\langle E_y(\omega)E_y^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)\langle H_y(\omega)E_y^*(\omega) \rangle \quad (5.2f)$$

$$\langle E_y(\omega)H_x^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)\langle H_y(\omega)H_x^*(\omega) \rangle \quad (5.2g)$$

$$\langle E_y(\omega)H_y^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)\langle H_y(\omega)H_y^*(\omega) \rangle \quad (5.2h)$$

A maior parte dessas equações (equação (5.2a), por exemplo) contém auto potências. Se alguma componente for coerente com ele mesmo, qualquer ruído presente naquele componente será amplificado na auto potência, fazendo com que  $Z_{ij}$  apresente bias (desvio do que seria o valor em um campo natural sem ruído). Uma solução para este tipo de problema é a referência remota.

O método da referência remota (Goubau et al, 1979; Gamble et al, 1979; Clarke et al, 1983) consiste em organizar sensores adicionais (geralmente magnéticos) em um local afastado do local medido pelo perfil para medir simultaneamente o conjunto de dados em sensores distintos, com a finalidade de corrigir erros tendenciosos devido a ruídos localizados. Enquanto que a parte não contaminada (natural) do campo induzido tende a ser coerente em uma escala espacial de alguns quilômetros, o ruído é geralmente aleatório e incoerente. Portanto, medindo componentes eletromagnéticos selecionados no perfil e nos sensores remotos, o efeito de bias gerado pela presença do ruído que é incorrelacionável entre as estações pode ser removido.

Sensores de referência remota magnética são melhores do que os elétricos porque campos magnéticos horizontais exibem melhor homogeneidade do que os elétricos nas vizinhanças de heterogeneidades laterais, são menos suscetíveis a serem polarizados e são geralmente menos contaminados pelo ruído do que os campos elétricos.

Adotando subscritos 'r' para representar os campos magnéticos de referência remota, as equações (5.2) podem ser resolvidas para  $Z_{ij}$ , resultando em:

$$Z_{xx} = \frac{\langle \tilde{N}\tilde{X}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{Y}_r^* \rangle - \langle \tilde{N}\tilde{Y}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{X}_r^* \rangle}{DET}$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle \tilde{N}\tilde{Y}_r^* \rangle \langle \tilde{X}\tilde{X}_r^* \rangle - \langle \tilde{N}\tilde{X}_r^* \rangle \langle \tilde{X}\tilde{Y}_r^* \rangle}{DET}$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle \tilde{E}\tilde{X}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{Y}_r^* \rangle - \langle \tilde{E}\tilde{Y}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{X}_r^* \rangle}{DET}$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle \tilde{E}\tilde{Y}_r^* \rangle \langle \tilde{X}\tilde{X}_r^* \rangle - \langle \tilde{E}\tilde{X}_r^* \rangle \langle \tilde{X}\tilde{Y}_r^* \rangle}{DET}, \quad (5.3)$$

onde,  $DET = \langle \tilde{X}\tilde{X}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{Y}_r^* \rangle - \langle \tilde{X}\tilde{Y}_r^* \rangle \langle \tilde{Y}\tilde{X}_r^* \rangle$

Um quesito fundamental para a estimativa por mínimos quadrados é a premissa de que os erros seguem uma distribuição Gaussiana, Ebgert and Booker (1986) mostraram que desvios de uma distribuição de erros Gaussiana (distribuição Laplaciana) ocorrem devido a magnitudes dos erros e são proporcionais à potência do sinal e a falhas episódicas na premissa da fonte de campo uniforme (particularmente durante tempestades magnéticas). Outra técnica para eliminar o *bias* dos dados, geralmente chamados de outliers (pontos fora da distribuição normal), que não são representativos do dado como um todo, é conhecida como técnica do processamento robusto (Ebgert and Booker, 1986). A estimativa robusta se caracteriza por ser uma técnica similar à dos mínimos quadrados, no entanto utiliza ponderações para valores que se apresentam fora da distribuição Gaussiana:

$$\sum_{i=1}^{2N} w_i r_i^2 \quad (5.4)$$

As ponderações,  $w_i$ , são inversamente proporcionais à variância ( $1/\sigma_i^2$ ) do  $i$ ésimo dado da média e  $r_i$  é o resíduo, atribuindo maiores ponderações a dados mais próximos da média e menores ponderações para pontos mais distantes. A distribuição residual é Gaussiana no centro, mas é truncada e, portanto, tem caudas espessas (Laplaciana). O processamento robusto pode ajudar a discriminar heterogeneidades que são fontes de campos de escala espacial pequenas.

Por exemplo, adicionando o ruído à equação (5.1a), a impedância é estimada pela minimização ponderada da soma dos quadrados residuais. Para a componente x do campo elétrico tem-se:

$$\sum_{i=1}^{2N} w_i \left| E_{xi} + (Z_{xx} H_{xi} + Z_{xy} H_{yi}) \right|^2 \rightarrow 0 \quad (5.5)$$

## 6 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO MARINHO (MMT)

O método magnetotelúrico marinho (MMT) consiste na aplicação do método MT para a exploração de bacias sedimentares oceânicas (off-shore). Desde sua utilização a uma profundidade de lâmina d'água de 20 m (Hoehn and Warner, 1960), alguns pesquisadores como Hoversten *et al* (1998 e 2000) e Key *et al* (2006) mostraram a eficiência do método para estudos na região do sub-sal, no Golfo do México. Mais recentemente, de Lugão *et al* (2008) e Pinto (2009) também mostraram a utilidade deste para estudos na região pré-sal da bacia de Santos.

O MMT utiliza frequências que variam de  $10^{-3}$  Hz a 1 Hz aproximadamente. Esses valores pequenos são necessários para permitir que os campos EM possam “sobreviver” à atenuação imposta pela água do mar condutiva, a utilização dessas frequências não afeta a funcionalidade do método, pois não estamos interessados em imagear a subsuperfície rasa. Juntamente com a faixa de frequências utilizada pelo método MMT, alguns procedimentos são adotados visando uma melhora no desempenho de medição: o uso de sensores acoplados, bobinas de indução para o campo magnético e amplificadores (desenvolvidos para aplicações marinhas de fonte controlada) para o campo elétrico (Constable *et al*, 1998). O ruído gerado pelo movimento da água representa um problema somente no registro do campo magnético em águas rasas porém, estes podem ser substituídos por registros em terra (Gamble *et al*, 1979).

Quando se trata do método MMT, o plano de incidência da energia EM, não é mais da superfície terrestre e sim, o fundo oceânico. A mudança no plano de incidência gera pequenas alterações nas condições de contorno, que devem ser obedecidas pelos campos elétricos e magnéticos nesta interface. No caso do MT on-shore (em terra), a condição de contorno na interface requer que a componente vertical da corrente seja nula, ou seja,  $j_z = 0$ . Como consequência, o campo elétrico vertical deve ser identicamente  $\vec{E}_z = 0$ , fazendo com que a quantidade  $\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j}$  não possua componente na direção z, ou seja:

$$\left(\vec{\nabla} \times \vec{H}\right)_z = \frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = \vec{j}_z = 0 \quad (6.1)$$

Para a indução em estruturas bidimensionais, a direção  $x$  representa a direção em que as propriedades do meio, assim como os campos permanecem constantes (strike). Logo, nessa direção, não há variação das propriedades ( $\frac{\partial}{\partial x} \rightarrow 0$ ) e a derivada em relação à  $x$  de  $H_y$  se anula. Evidentemente  $H_x$  se torna constante sob tais condições. Para o método MT marinho  $J_z \neq 0$  sendo esta componente uma informação importante e, devido a sua existência,  $H_x$  pode ser função da variável  $x$ . Um tratamento bem elaborado sob o efeito da água do mar pode ser visto em Hoversten *et al* (1998), onde modelos são obtidos e comparados com e sem a presença da camada de água do mar. Key (2003), mostra também outro efeito importante, a influência da batimetria nos campos elétrico e magnético. A forma do fundo marinho pode ter efeitos distorsivos significantes nos campos observados, mesmo se a topografia local (onde a estação realiza a medida) for plana. Em seu trabalho, ele mostra o comportamento de uma topografia que aumenta suavemente 1 km na altura em cerca de 20 km de extensão e que apresenta um gradiente máximo de  $5^\circ$ .

## 7 CONTEXTO GEOLÓGICO E AQUISIÇÃO DE DADOS MMT

### 7.1 A Margem Continental

Tanto a gênese quanto a evolução das bacias marginais brasileiras estão ligadas a um evento comum: o rompimento do paleocontinente Gondwana e o posterior afastamento dos continentes Sul-Americano e Africano. A ruptura do Gondwana ocorreu por volta de 140 milhões de anos (Ma) atrás, na transição entre os períodos Jurássico Superior-Cretáceo Inferior e este processo veio a dar origem, alguns milhões de anos após, ao Oceano Atlântico Sul (Chang *et al*, 2008).

Após a ruptura do paleocontinente, em meio à fase de deriva continental, os eixos de rotação do Brasil e da África assumiram movimentos bastante irregulares (Figura 7.1) devido às tensões atuantes no cenário, mostrando a resistência que era imposta pelas massas à separação (Souza, 2006). Devido à complexidade das tensões presentes nas interfaces entre as placas, os movimentos relativos devem ser separados de acordo com sua natureza divergente, transversal ou transformante, para que possam ser compreendidos com maior clareza.

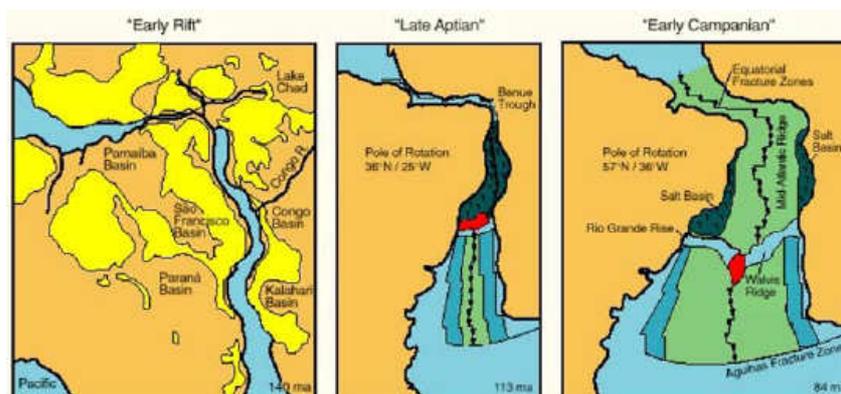


Figura 7.1 - Reconstrução das placas tectônicas do Atlântico Sul, durante o Cretáceo, mostrando movimentos relativos das bacias continentais e oceânicas ao longo da costa do Brasil e oeste da África. FONTE: [www.acd.ufrj.br](http://www.acd.ufrj.br) (Projeto Multimin).

As bacias pertencentes à margem equatorial (segmento transformante) se estendem desde a Bacia da Foz do Amazonas até a Bacia Potiguar. Já as bacias que pertencem ao segmento transversal, localizada na margem nordeste, são as de

Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas e a de Jacuípe. Por fim, as bacias que compõem a margem sul e sudeste, são as demais, desde Camamu até Pelotas (Figura 7.2). Neste trabalho serão abordados os conceitos referentes à dinâmica das bacias presentes no segmento divergente, em particular a Bacia de Santos, por ser a região de estudo desta monografia.

Segundo Bizzi *et al* (2003), o modelo evolutivo da margem continental divergente pode ser explicado por meio de 5 fases principais, distintas em relação aos padrões de tectonismo e sedimentação.



Figura 7.2 – Mapa de localização das bacias sedimentares brasileiras (Bizzi *et al*, 2003).

A primeira fase, pré-rifte, é caracterizada por uma elevação crustal, com o soerguimento de um anticlinal no intervalo entre os períodos Permiano e Jurássico (Popp, 1998). Esse processo serviu como fonte de sedimentos para outras regiões adjacentes à zona de rifteamento. Posteriormente, já no fim do Jurássico, um afinamento litosférico produziu uma depressão que se estendia da Bahia ao Ceará e que foi preenchida por sedimentos. A segunda fase, fase rifte ou ainda, rifte valley, se iniciou tão logo ocorreu o aumento do estiramento litosférico. Conseqüentemente, as falhas normais sintéticas e antitéticas originaram os grabens e anti-grabens que possuem orientação NE-SW. A continuidade do processo acarretou no rompimento

da faixa soerguida. Esta ruptura começou pelo sul originando fossas tectônicas em forma de riftes valleys. Sedimentos do tipo lacustre e deltaico preencheram os espaços deixados pelas estruturas. A separação das placas tectônicas (conseqüência do rifteamento) está relacionada aos intensos derrames vulcânicos ocorridos na época (cerca de 130 Ma), intercalados inclusive, com o próprio processo de sedimentação. Na Bacia de Santos, esse derrame foi do tipo basáltico representado pela formação Guaratiba (Souza, 2006).

A próxima etapa foi marcada pelas primeiras transgressões marinhas que adentraram pela Bacia de Pelotas e atingiram a Bacia de Sergipe-Alagoas na margem nordeste (Asmus and Ponte, 1973). A entrada e a circulação da água eram restritas pois as fossas “recém-abertas” pelo rifte eram estreitas o que propiciou, juntamente com o clima da época, o tectonismo ameno e um episódio de vulcanismo anômalo a deposição de seqüências evaporíticas de idade aptiana. Há também, a presença de camadas de halita e anidrita da formação Ariri assim como folhelhos de origem marinha. Guardado et al. (1989) e Castro and Holz (2005) mencionaram a influência da acumulação e movimentação do sal na formação de estruturas (halocinéticas) importantes na dinâmica dos reservatórios de hidrocarbonetos. Esse estilo tectono-sedimentar acabou por definir estruturas gigantescas como os diápiros, formados em águas profundas e que chegam a atingir vários quilômetros de altura (Figura 7.3).

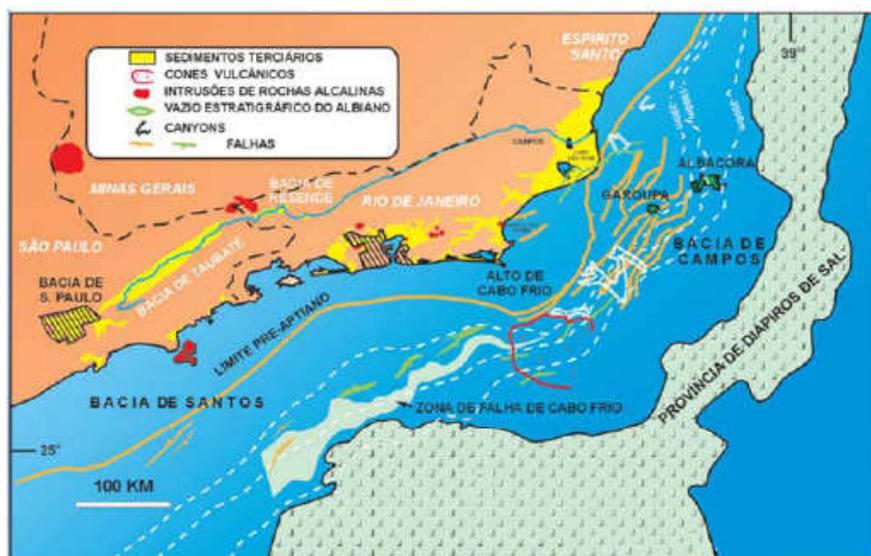


Figura 7.3 - Mapa da região de Cabo Frio mostrando a extensa província de diápiros de sal (Bizzi et al, 2003).

A esta altura o afastamento entre os continentes já era de alguns quilômetros e a entrada de água propiciou a formação de um novo mar. A sedimentação sofreu mudanças, nos ambientes houve a deposição predominante de seqüências carbonáticas desde o Cretáceo Médio (Albiano) até o início do Cretáceo Superior (Santoniano). Com o rifteamento ocorreu uma lenta subsidência da plataforma carbonática gerando uma leve discordância angular para leste. Novas deposições ocorreram: lentes de arenitos se depositaram sobre as rochas carbonáticas. Essas condições culminaram com a formação de um espesso pacote sedimentar. Na Bacia de Santos, este aporte é representado pelas formações Itajaí-Açu, Florianópolis, Guarujá e Itanhaém (Figura 7.4). Os conglomerados estão representados pela formação Santos, presente na porção oeste da bacia junto aos arenitos de ambiente marinho raso (formação Juréia).



Por fim, na transição entre o Cretáceo e o Terciário, o mar avançou bastante e variações bruscas no nível provocaram um enorme fluxo do sal e falhas lístricas. O soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira resultou na progradação de sedimentos siliciclásticos que vieram a acumular, o que formou uma cunha e possibilitou a regressão do mar. Simultaneamente ocorreram episódios de tectonismo (reativados por falhas de origem mais antiga) e magmatismo. Os sedimentos desse período estão representados, na bacia de Santos, pelas formações Iguapé e Sepetiba seguido pela formação Marambaia. A Figura 7.5 apresenta uma seção geológica esquemática com as formações características de cada fase da evolução da Bacia de Santos.

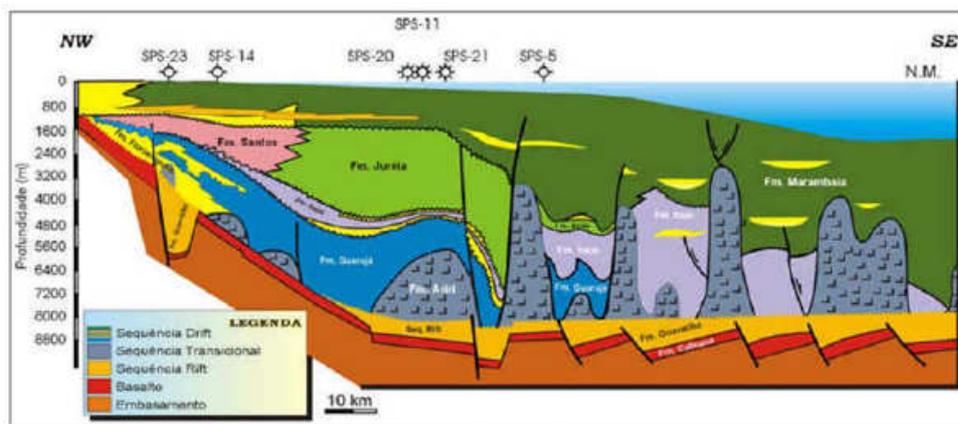


Figura 7.5 - Seção geológica da Bacia de Santos mostrando as formações e a alocação de alguns poços na região. FONTE: [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br) (4ª Rod. de Lic., 2002).

Todos os processos e fases referentes à evolução da margem continental divergente, mencionados até o momento, podem ser melhor visualizados na figura 7.6.

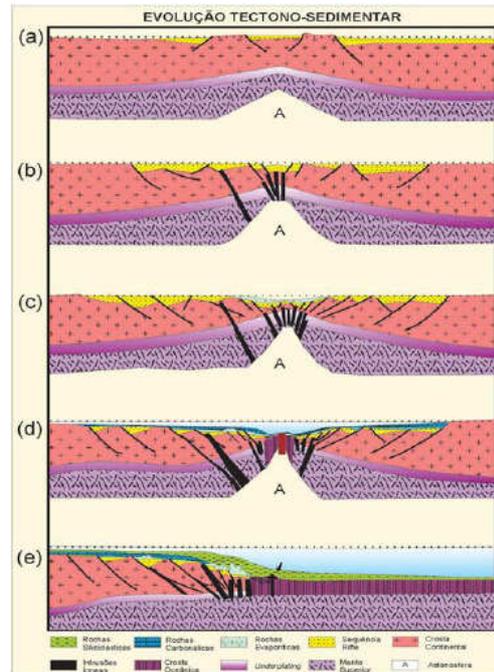


Figura 7.6 - Modelo geodinâmico apresentado para a evolução das bacias da margem continental brasileira (Bizzi *et al*, 2003).

### 7.1.1 A Bacia de Santos

A Bacia de Santos é uma bacia, exclusivamente marítima (offshore), que faz parte de um litoral aproximadamente côncavo de cerca de 1.200 km de extensão. Localiza-se no litoral sudeste do território brasileiro, abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina e entre os paralelos  $-23^{\circ}$  e  $-28^{\circ}$  e os meridianos  $-41^{\circ}$  e  $-49^{\circ}$ . (Figura 7.2), e possui uma área aproximada de  $350.000 \text{ km}^2$ , dos quais cerca de  $200.000 \text{ km}^2$ , englobam regiões com lâmina d'água de até 400 m, enquanto que os  $150.000 \text{ km}^2$  restantes, variam de 400 m a 3.000 m (Bizzi *et al*, 2003).

A bacia possui como estruturas limítrofes o Alto de Cabo Frio (limite norte), a Bacia de Pelotas, em Florianópolis (limite sul), e o Platô de São Paulo, na direção offshore (sudeste), já em águas profundas (aproximadamente 3.500 m). Há 112 poços exploratórios na bacia e, ainda, 6 campos de óleo e gás que atingem uma produção diária de cerca de 9.700 boe (barris de óleo equivalentes) dos quais, somente o campo de Merluza, é responsável por 7.000 boe diários (ANP 2008 –

www.anp.gov.br). A Figura 7.7 apresenta alguns blocos de exploração situados na Bacia de Santos. Os perfis MMT realizados, situam-se no bloco BS-400 (campos de óleo e gás de Mexilhão), localizado a cerca de 170 km da costa do estado do Rio de Janeiro.

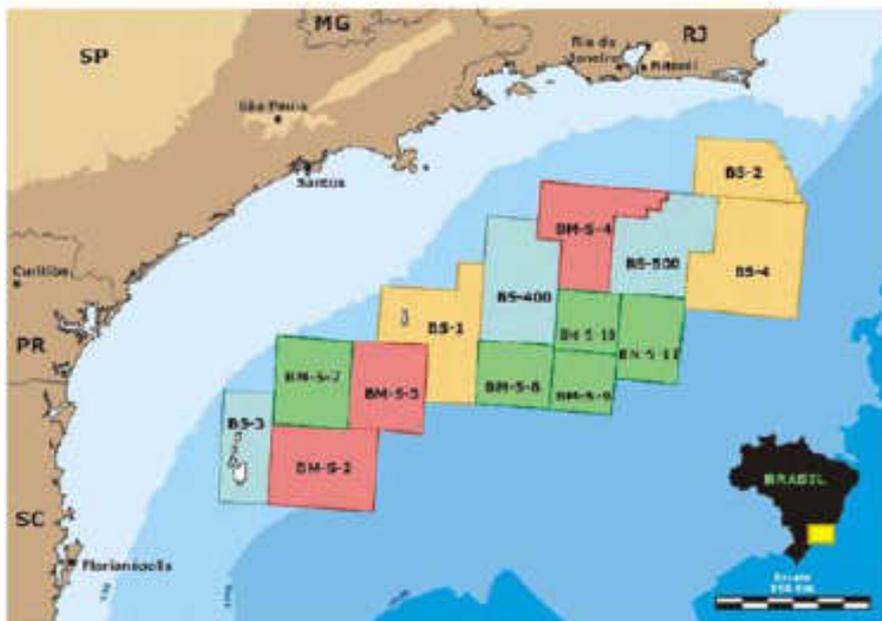


Figura 7.7 - Mapa da Bacia de Santos subdividida em blocos exploratórios. FONTE: www.anp.gov.br (3ª Rod. de Lic., 2001).

A halocinese possui um papel destacado na formação das estruturas que compõem a Bacia de Santos. Essas estruturas são importantes nas acumulações de óleo pois, além de influenciarem na migração, podem servir de trapas estratigráficas para os reservatórios de hidrocarbonetos. Assim como suas congêneres (Espírito Santo, Campos e Pelotas), a Bacia de Santos possui sedimentação que se desenvolveu em condições iniciais flúvio-lacustres, posteriormente migrou para o estágio evaporítico e se estabeleceu como margem passiva. A espessura do pacote sedimentar da bacia pode superar 10 km nos principais depocentros (Chang *et al*, 2008).

São identificados dois possíveis sistemas petrolíferos que possuem como rochas geradoras a porção superior da Formação Guaratiba e a porção inferior da Formação Itajaí-Açu. Os reservatórios da bacia de Santos são representados por uma grande variedade de rochas: desde os arenitos de plataforma da Formação Jureia e turbidíticos da Formação Itajaí-Açu (datados do Cretáceo) até os

carbonatos da Formação Guarujá (Eoalbio). A migração do petróleo ocorre devido às falhas lítricas associadas à tectônica salífera, superfícies de discordância e paredes dos domos salinos. As trapas, rochas capeadoras, são do tipo estrutural e misto e são representadas por calcilitos intercalados aos calcarenitos e pelitos da Formação Intanhaém. Considerando os reservatórios siliciclásticos, as rochas selantes são representadas por pelitos intercalados aos arenitos das formações Itajaí-Açu, Santos, Jureia e Marambaia. As trapas ligadas aos processos de halocinese ocorreram devido ao grande volume da seqüência evaporítica depositada no Aptiano e como resultado da tectônica do sal.

## 7.2 Equipamento Utilizado

O equipamento utilizado no levantamento é uma adaptação do L-CHEAPO, desenvolvido pelo Scripps Institution of Oceanography, e é apropriado para aquisições marinhas. O receptor possui alguns componentes específicos, como os eletrodos não-polarizáveis do tipo prata-cloreto de prata (Ag-AgCl) que consistem em um recipiente poroso que contém metal Ag em contato com o sal AgCl. Adicionalmente, são utilizados pré-amplificadores, desenvolvidos para aplicações marinhas com fonte controlada (MCSEM) (Webb, 1985), com o intuito de fornecer diferentes valores de ganho para auxiliar na verificação dos canais elétricos. Os componentes magnéticos são bobinas de indução do tipo BF-M (BF-M magnetometer induction coil), produzidas pela EMI. Na faixa de freqüência utilizada pelo MMT, as bobinas de indução apresentam uma resposta em freqüência melhor do que os sensores fluxgate, por esta razão são mais apropriadas (Simpson and Bahr, 2005) para situações marinhas.

Os campos elétricos são registrados por meio dos eletrodos dispostos em cruz, com dois dipolos elétricos com cabos de 10 m cada, em direções ortogonais (x e y). O campo magnético é gravado através das bobinas de indução em três direções (x, y z): duas horizontais e uma vertical. O equipamento também é composto por uma âncora de concreto com cerca de 60 kg, que é utilizada na submersão dos receptores, e uma câmara de gás para a flutuação subsequente do

aparelho (figura 7.8). O sistema de aquisição ou “data logger” registra as séries temporais dos campos elétricos e magnéticos com uma resolução de 24 bits. O equipamento possui ainda um módulo de armazenamento onde são gravados os dados obtidos pelo sistema de aquisição. No total, o equipamento pesa cerca de 136 kg e possui uma capacidade de armazenamento que pode variar de 1-2 GB e pode operar numa profundidade máxima de 4000 m.

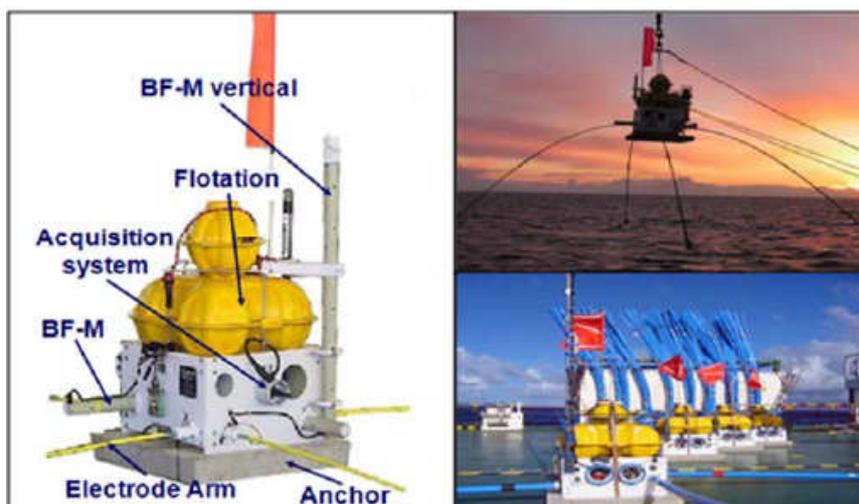


Figura 7.8 – Ilustração dos receptores MMT utilizados no levantamento, à esquerda. À direita, ao topo, o aparelho sendo lançado ao mar e abaixo sendo utilizado simultaneamente nas sondagens. (Cortesia WesternGeco Serviços de Sísmica Ltda)

### 7.3 Aquisição dos Dados MMT

A campanha de aquisição de dados foi realizada no segundo semestre de 2007 pela empresa WesternGeco Serviços de Sísmica Ltda. No total, foram realizadas 96 estações divididas em três perfis MMT contendo cerca de 270 km de extensão, a orientação desses perfis segue a linha sísmica 248-010 (figura 8.2), adquirida em 1992 pela Teledyne. A Bacia de Santos exibe orientação estrutural preferencial NE-SW observada por Fontes *et al* (2009) como é mostrada em um mapa de anomalia magnética (figura 7.9). A linha central contém 58 estações com um comprimento de 160 km e as outras duas linhas laterais, ambas com 55 km,

contém as outras 38 estações como mostra a Figura 7.10. Os dados foram obtidos sob uma lâmina d'água de 50 m até uma profundidade máxima de cerca de 1500 m.

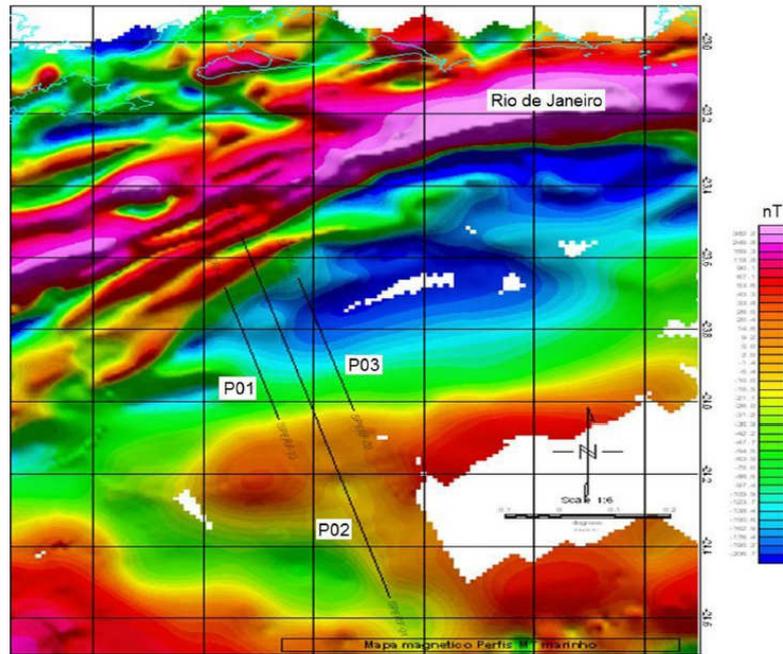


Figura 7.9 – Mapa de anomalia magnética da bacia de Santos exibindo os 3 perfis MMT P01, P02 e P03 (Fontes *et al*, 2009).

Neste trabalho foram utilizadas 18 estações presentes no perfil sudoeste (linha P-01) cuja separação foi de 3 km, exceto na última estação em que a distância em relação à anterior foi de 6 km. As estações se foram dispostas entre lâminas d'água de 96 a 216 m. As estações do perfil P-01 são paralelas as estações L24\_14 à L24\_40 do perfil P-02

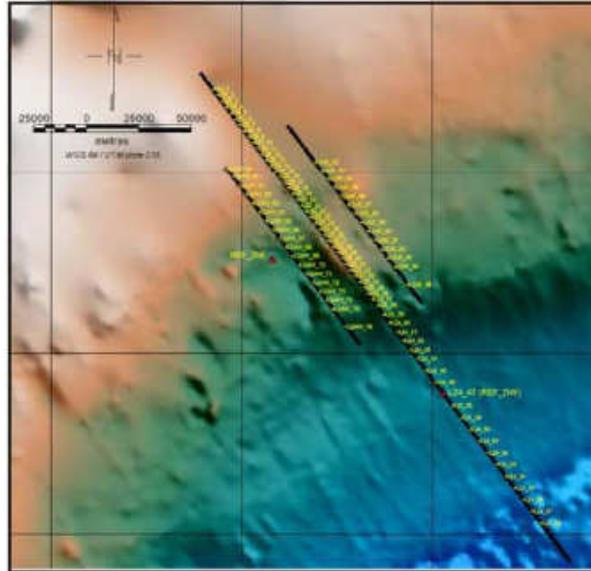


Figura 7.10 - Mapa batimétrico com os três perfis MMT realizados na Bacia de Santos, as estações remotas estão assinaladas em vermelho.

A aquisição de dados foi gerenciada pela empresa WesternGeco Electromagnetics como parte de um projeto multi-institucional, envolvendo o Observatório Nacional e a Petrobrás, pertencente à Rede Temática de Geofísica Aplicada. Os dados foram obtidos numa faixa de frequência de  $10^{-4}$  Hz a 10 Hz.

Foram utilizadas duas estações que serviram como referência remota para os campos magnéticos, uma em águas rasas, cerca de 100 m, e outra em águas com profundidade aproximada de 500 m (estação L24-47). Os dados de observatórios magnéticos de domínio público poderiam facilmente ter sido utilizados para auxiliar na direcionalidade do campo ao invés das estações remotas, uma vez que as estações foram dispostas sem nenhuma orientação e a análise direcional foi feita pela coerência.

Os receptores são preparados para registrar os dados dos campos elétricos e magnéticos (séries temporais) a uma taxa de amostragem de 62,5 Hz. Posteriormente são aplicados níveis de decimação, o que resultou numa frequência final de cerca de 0,06 Hz.

## 8 INVERSÃO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS MARINHOS

### 8.1 Teoria da inversão

A inversão de dados eletromagnéticos é um problema mal-condicionado porque pequenas variações nos dados observados levam a grandes variações nos parâmetros calculados, o que torna o algoritmo de inversão instável. A maneira convencional de resolver problemas mal-postos, de acordo com a teoria da regularização (Tikhonov and Arsenin, 1977; Zhdanov, 2002), é baseada na minimização da função paramétrica de Tikhonov. A função paramétrica de Tikhonov consiste de dois termos: um funcional do ajuste e um funcional estabilizador. O funcional do ajuste é responsável por ajustar os dados observados e os dados sintéticos preditos pelo modelo. O funcional estabilizante incorpora informações sobre as propriedades básicas do modelo usado na inversão, informações à priori (Portiaguine and Zhdanov, 2002). Vários algoritmos de inversão eletromagnética não-linear que podem lidar com o mal-condicionamento foram reportados na literatura baseados principalmente no método dos mínimos quadrados amortecidos (damped least-squares), que é conhecido como o método de Marquadt Levenberg (Trip et al, 1984; Vozoff and Jupp, 1975; Smith and Vozoff, 1984; Pelton *et al*, 1978). A fim de resolver o problema de instabilidade numérica do problema inverso, o código de Rodi and Mackie (2001) - aplicado nessa monografia - usa a modificação do método de Gauss-Newton de Marquadt Levenberg que impõe uma suavização nos dados MT. A inversão utilizando tal método produz um modelo simplificado que é uma representação razoável da subsuperfície e que ao mesmo tempo garante a estabilidade da inversão e mais importante, produz um modelo baseado nas características que o usuário escolheu e não em um palpite inicial (Tsourlos *et al*, 1998).

No software Winglink de Rodi and Mackie (2001) usado para inversão 2D, através da técnica dos gradientes conjugados não lineares, o objetivo do funcional a ser minimizado na iteração é dado por:

$$\Phi = \Phi_d + \tau \cdot \Phi_m,$$

Essa é a combinação linear da função  $\chi^2$ :

$$\Phi_d = \left\| \frac{d - f(m)}{\sigma} \right\|^2,$$

sendo:  $d$  = vetor de dados,  $f(m)$  = solução direta do modelo  $m$ ,  $\sigma$  = erro do dado.

E o termo da regularização de Tikhonov que é representado tanto por um operador de primeira quanto de segunda ordem  $D$ , calculando a diferença entre elementos adjacentes do grid na direção vertical e horizontal, isto é, o operador da rugosidade (roughness)  $D$  age na diferença entre o modelo atual e um modelo opcional a priori  $m_{apr}$ .

$$\Phi_m = \left\| D(m - m_{apr/0}) \right\|,$$

O termo de regularização tem um efeito suavizador no resultado da inversão. O resultado da inversão 2D depende do valor de um parâmetro  $\tau$ , que controla o compromisso entre o dado ajustado e a rugosidade do modelo.

## 8.2 Modelagem Direta

O processo de inversão teve início com a inspeção das curvas de resistividade aparente e fase. Os dados apresentaram grande quantidade de ruído (Figura 8.1), segundo Friedrich *et al* (1998) o movimento da água gerado por distúrbios atmosféricos em lâminas rasas (cerca de 200 m) leva a ocorrência de microssismos com períodos de 10 s que perturbam os dados.

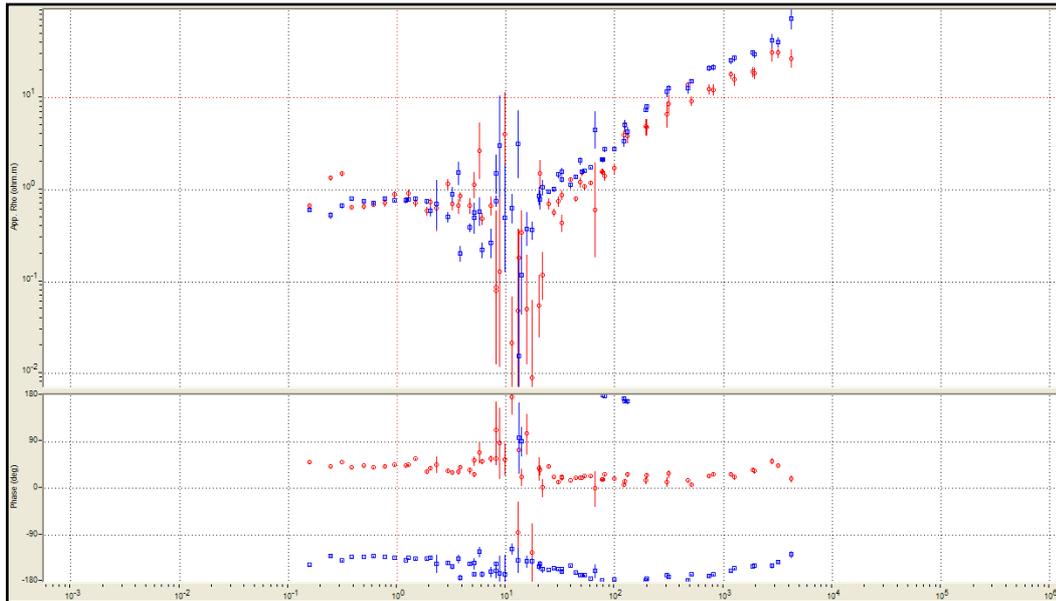


Figura 8.1 - Estação L24W\_72, curvas de resistividade aparente e fase mostradas em segundos. Os dados em cor vermelha simbolizam o modo TE e a cor azul representa o modo TM.

A construção do modelo direto (Forward Model) foi elaborada com o intuito de auxiliar nas dificuldades encontradas no método sísmico, imprecisão na demarcação do embasamento, e exibidas na figura 8.2, que é uma seção sísmica do perfil MMT P02. Portanto, o modelo inicial é um meio-espaço com resistividade de  $100 \Omega\text{m}$  (fig. 8.2), uma vez que esse perfil mostra uma grande quantidade de múltiplas e dificuldade na definição do embasamento.

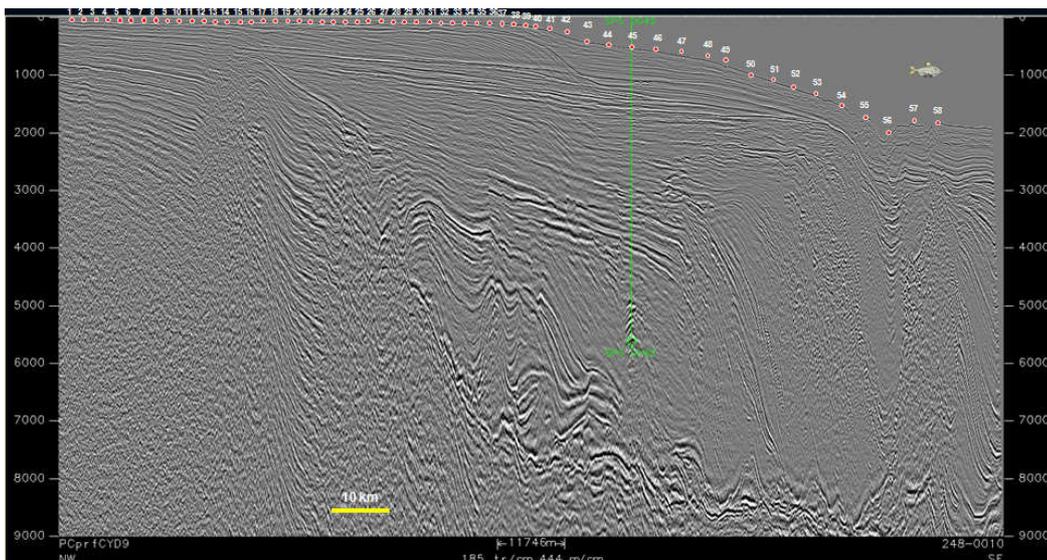


Figura 8.2 – Seção sísmica da Bacia de Santos, na mesma localização do perfil MMT P02. (Cortesia Petrobrás.)

A presença da lâmina d'água foi levada em consideração pois, embora esteja acima das estruturas que se deseja investigar, sua influência altera significativamente os dados e evidentemente suas interpretações. Admitiu-se que a resistividade do mar variava entre  $0,1 \Omega\text{m}$  a  $0,3 \Omega\text{m}$  (Figura 8.3). Para dois modelos iniciais, a informação à priori do valor de resistividade do mar foi fixada em um deles.

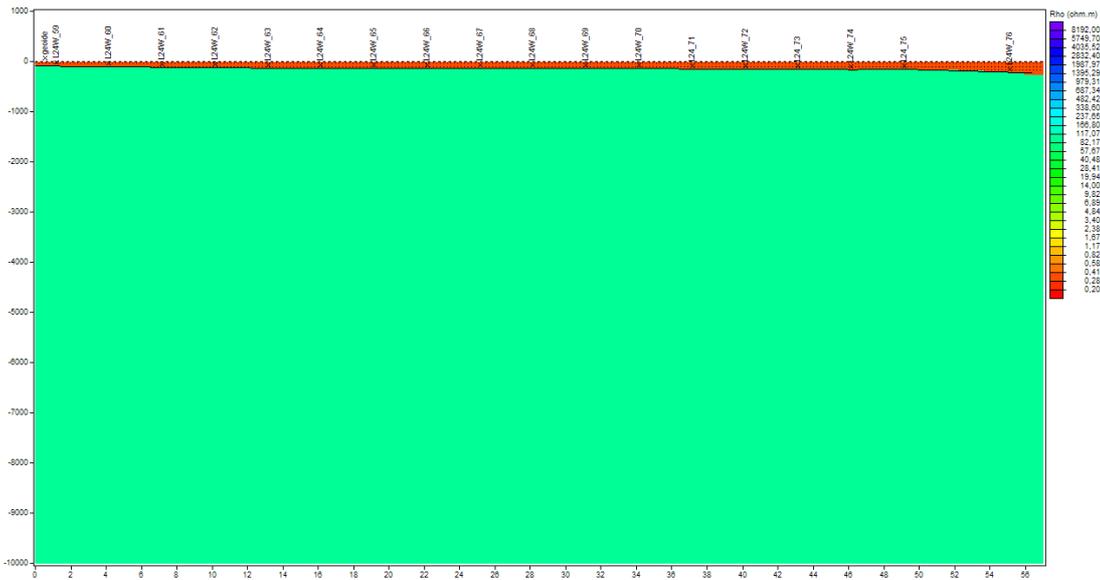


Figura 8.3 – Modelo inicial utilizado para realizar as inversões. A camada de água do mar foi adotada com resistividade variando de  $0,1 \Omega\text{m}$  a  $0,3 \Omega\text{m}$  e o meio-espaço com aproximadamente  $100 \Omega\text{m}$ .

O modelo gerado pelo método da diferenças finitas é constituído de 56 linhas e 49 colunas (Figura 8.4). Cada célula da malha possui somente um único valor de resistividade e devido às interfaces água-ar e água-sedimento, foram utilizadas células com dimensões menores que aumentavam de forma gradual com a profundidade.

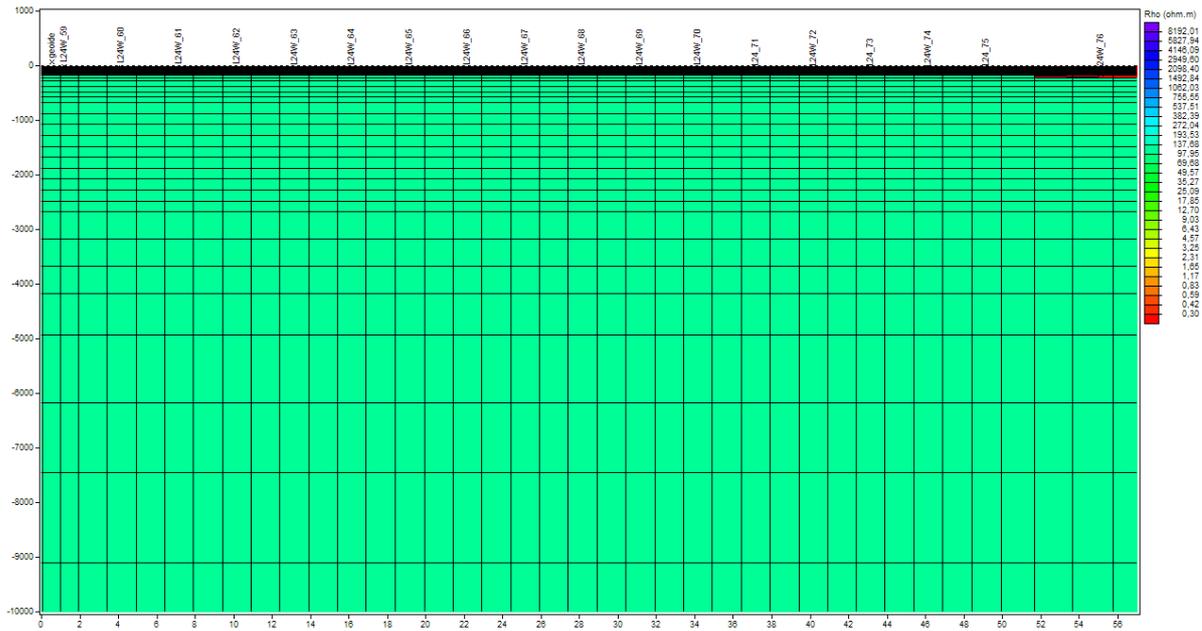


Figura 8.4 - Modelo inicial gerado pelo método da diferenças finitas. 56 linhas e 49 colunas.

### 8.3 Resultados da Inversão de Dados Bi-Dimensionais MMT

Os dados do modo TE e TM (resistividade aparente e fase) foram submetidos à inversão 2D regularizada proposta por Rodi and Mackie (2001) na faixa de frequências de  $10^{-4}$  até 10 Hz. A técnica de inversão de Rodi and Mackie minimiza a soma do chi-quadrado medida do ajuste do dado e a norma quadrada Laplaciana da função do modelo. O erro máximo admitido para os dados foi de 5%. Ulugergerli and Candansayer (2002) demonstraram que a acurácia da inversão 2D MT é afetada pela qualidade dos dados e pela forma do grid. Eles também estabeleceram que as dimensões das células do grid devem ser pequenas quando comparadas ao skin depth, para que a solução numérica obtida seja válida.

O peso relativo atribuído aos dados ajustados e a suavização do modelo podem ser controladas pelo parâmetro de compromisso,  $\tau$  ( $\tau$ ), que controla o resultado da inversão (Rodi and Mackie, 2001). Em outras palavras,  $\tau$  pode ser visto como um parâmetro de sensibilidade, que essencialmente controla o valor do RMS entre o dado e o modelo. Valores elevados de  $\tau$  causam a suavização do modelo ao preço de um mau ajuste dos dados. Se o RMS mede a qualidade do ajuste e fixar a resistividade da água do mar significa impor um vínculo, então estamos diante de

um problema de estabilidade x ajuste. Quando um vínculo é imposto, embora a solução fique mais estável, o ajuste tende a piorar. Diante disso, o valor de  $\tau$  tem que ser diferente para as duas situações, visto que na situação em que o vínculo não é imposto será obtido um resultado mais ajustado e instável.

Para o modelo com o vínculo, o valor ótimo de  $\tau$  foi obtido de uma maneira iterativa, partindo de um valor inicial de 20 e diminuindo sucessivamente até o valor de 3, objetivando o melhor ajuste possível, evitando a instabilidade. Para o modelo sem o vínculo, o mesmo procedimento foi utilizado, partindo do mesmo valor, no entanto o valor ótimo de  $\tau$  foi obtido de uma maneira iterativa, partindo de um valor inicial de 20 e diminuindo sucessivamente até o valor de 7, objetivando o melhor ajuste possível. Para valores menores do que esse, o resultado da inversão se torna instável e corpos muito resistivos na subsuperfície rasa não podem ser explicados geologicamente.

Foi procurado um modelo que representasse um compromisso entre o ajuste do dado e a suavização do modelo seguindo os procedimentos de Groot-Hedlin and Constable (1990). Os modos TE e TM foram invertidos conjuntamente e o algoritmo finalmente convergiu para um valor de RMS constante de 3.885 para o modelo sem vínculo e 5.528 para o modelo com vínculo, ambos após 90 iterações. Três fatores podem explicar os altos valores de RMS na inversão: má escolha dos valores de  $\tau$ , o ruído não atenuado no processamento das séries temporais, e a natureza não Bi-Dimensional de alguns dados da sondagem, como é o caso das estruturas halocinéticas.

O modelo final obtido pela inversão simultânea dos modos TE e TM é mostrado na figuras 8.5, para o modelo com o vínculo e no Apêndice B para o modelo sem o vínculo. A escolha do modelo com o vínculo para a interpretação geofísica foi escolhida pois esta consiste de informação à priori, apesar de não ter valores tão pequenos de RMS quanto o outro modelo, este é mais estável. A partir desse ponto os tópicos abordados serão referentes ao modelo com vínculo. O ajuste dos dados com o modelo obtido pela inversão 2D é mostrado no apêndice A. Os valores para o modo TM são exibidos em círculos azuis para os dados observados e em uma linha contínua para os dados calculados. Os valores para o modo TE são exibidos em quadrados vermelhos para os dados observados e em uma linha contínua para os dados calculados.

O ajuste do modelo foi razoavelmente bom, exceto para os dados de fase da estação L24W\_59 para o modo TM. Nos períodos mais curtos, os dados não obtiveram bons ajustes, talvez seja pela imposição do vínculo, uma vez que os mesmos períodos foram ajustados para o modelo sem vínculo. Wannamaker et al. (1984a) mostraram que é melhor interpretar apenas o modo TM para dados coletados aproximadamente normais ao strike geológico (Figura 7.9), visto que o modo TM é sensível às variações laterais de condutividade.

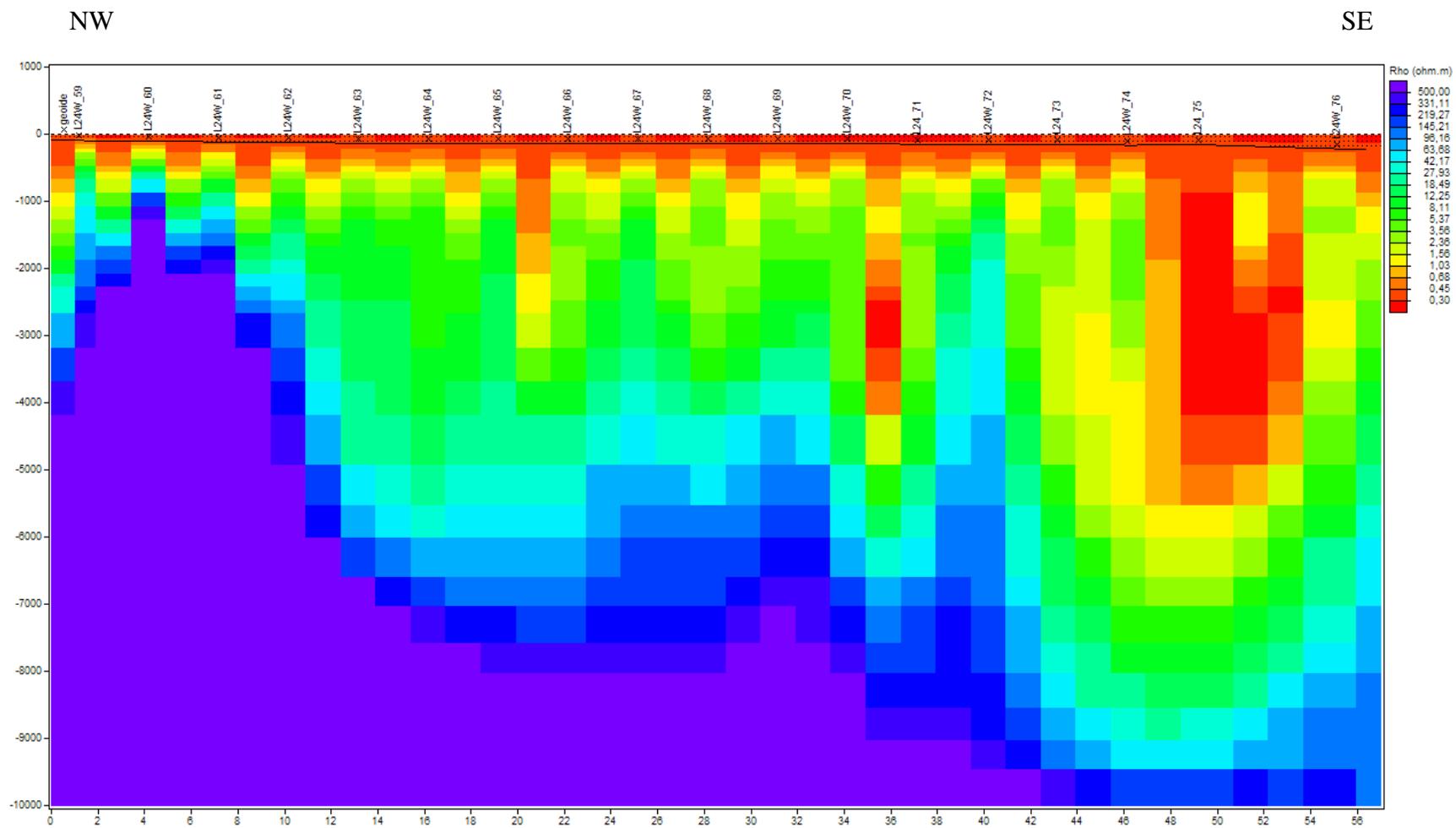


Figura 8.5 – Modelo geolétrico obtido pela inversão 2D. A partir do modelo inicial com vínculo.

As pseudoseções de resistividade e fase (Figuras 8.6 e 8.7) demonstram o ajuste alcançado pelo modelo. O modo TM é mais susceptível às variações laterais de resistividade enquanto o modo TE possui uma melhor resolução em profundidade. As características mais distintas encontradas nas pseudoseções são as seguintes, (1) os dados de apresentam valores de resistividade baixos aumentando com o período. (2) Para o modo TM são observados corpos resistivos a aproximadamente 1000 m no início do perfil e um notável corpo condutivo no final do perfil. (3) Para o modo TE é observado um pequeno corpo resistivo próximo a parte central do perfil.

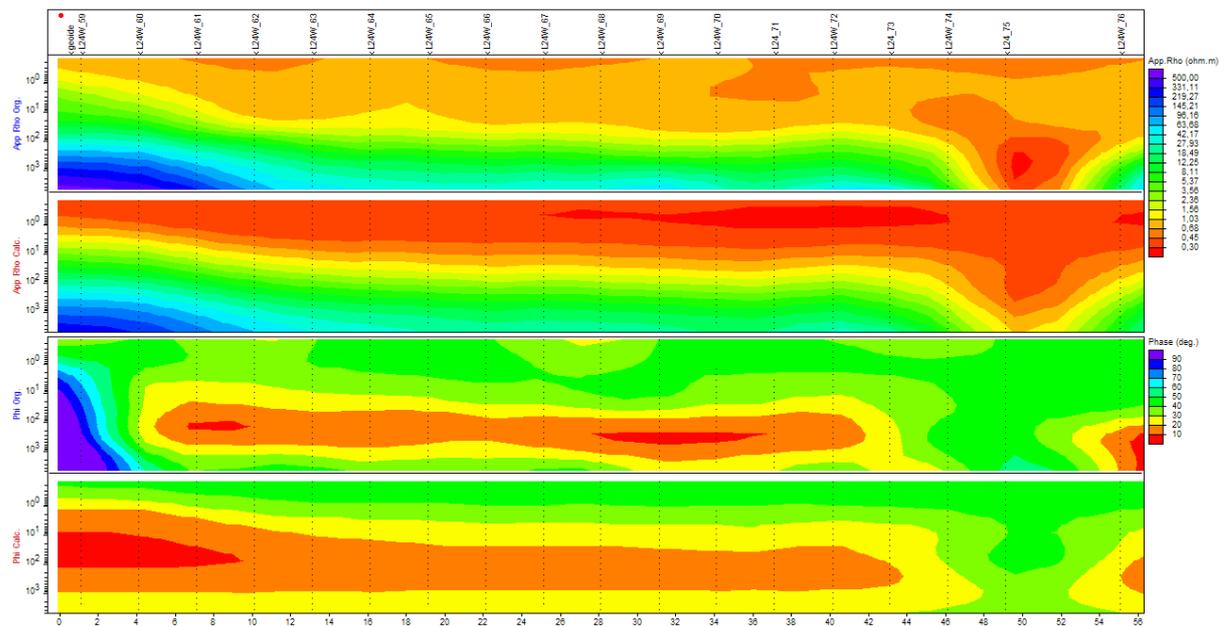


Figura 8.6 – Pseudoseção da inversão 2D para o modo TM. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente.

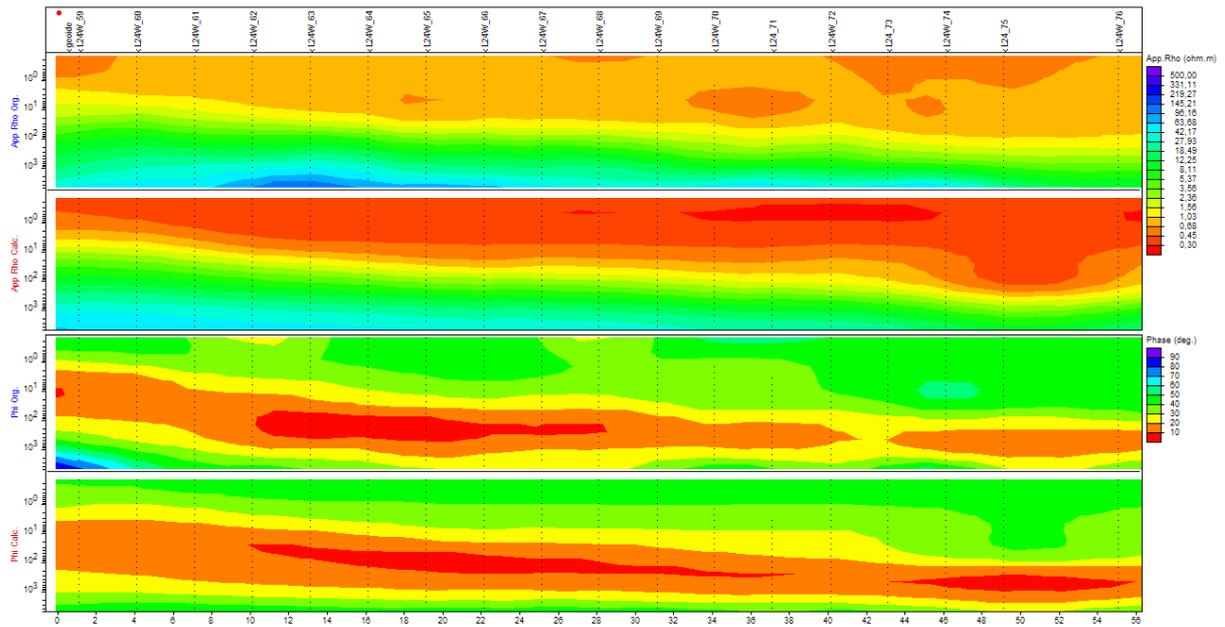


Figura 8.7 – Pseudoseção da inversão 2D para o modo TE. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente.

Foi utilizado um modelo obtido pela integração de dados sísmicos, gravimétricos e de poços (Figura 8.8), juntamente com as demais informações supracitadas, para propor o significado geológico e estrutural do modelo geolétrico obtido (figura 8.5). O modelo integrado mostra, entre outras feições, a existência de diversos corpos de sal, inclusive um imenso diápiro intrudindo as camadas subjacentes, assim como o embasamento cristalino (representado por granitos e gnaisses) na porção NW do perfil.

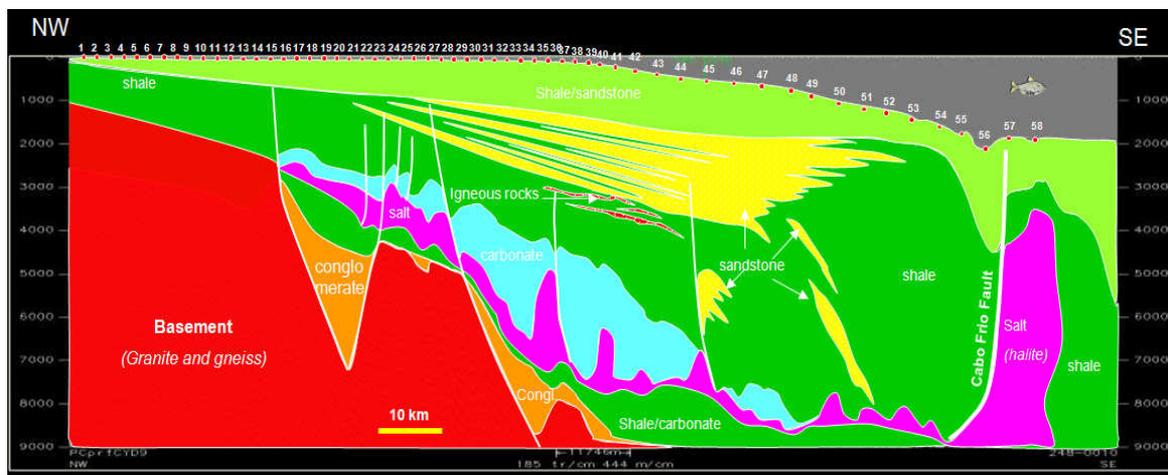


Figura 8.8 – Modelo geológico obtido pela interpretação conjunta de dados gravimétricos e de perfuração de poços, plotados sobre a seção sísmica do perfil. (de Lugão *et al*, 2008).

Como uma maneira de auxiliar na interpretação das estruturas foram, também, utilizados como base os valores de resistividade para diversos tipos de rochas e sedimentos (Figura 8.9) afim de estabelecer um padrão de classificação da litologia encontrada pela inversão. De acordo com o modelo 2D obtido e com as informações recolhidas para auxiliar nas interpretações, foi possível chegar a interpretações e conclusões a respeito da aplicação do método magnetotélico no estudo de estruturas marinhas. Ambas são apresentadas no próximo capítulo.

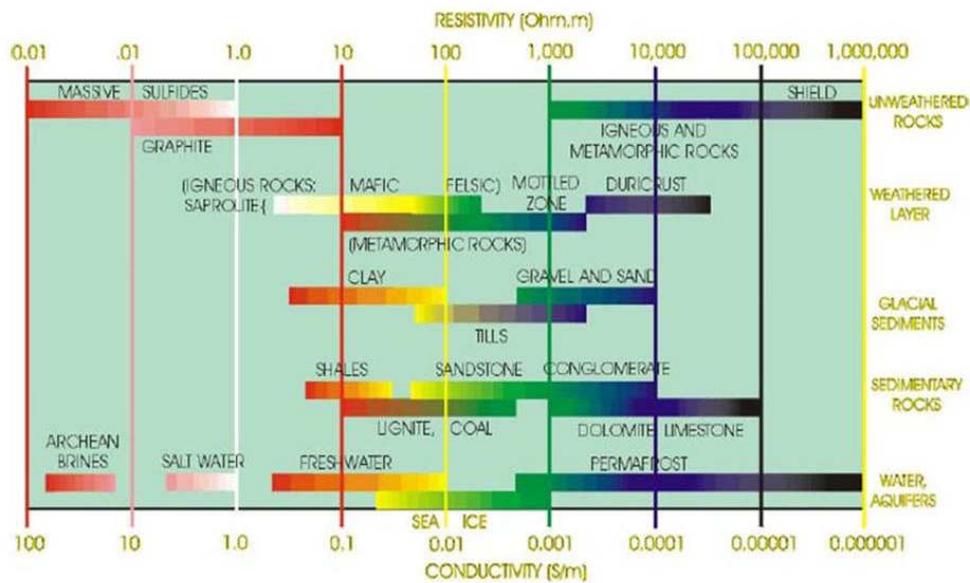


Figura 8.9: Valores típicos de resistividade e condutividade das rochas e sedimentos.

## 9 CONCLUSÃO

O modelo bi-dimensional de resistividade apresentado (Figura 8.4) é resultado da inversão de dados, simultânea dos modos TE e TM, magnetotelúrico marinhos da Bacia de Santos. O resultado da inversão 2D, baseado no procedimento proposto por Rodi and Mackie (2001) pode ser explicado em termos de um modelo de estrutura mínima, isto é, um modelo que representa um compromisso entre a suavização do modelo e o ajuste. Os resultados aqui obtidos, embora preliminares, parecem ser coerentes com as informações e os modelos geológicos utilizados.

Partindo do modelo proposto por de Lugão *et al* (2008), é possível observar uma estrutura resistiva proeminente, embasamento geoeletrico, desde a parte noroeste inferior, há aproximadamente 1.500 km de profundidade, e pode ser associada com o embasamento cristalino, referente ao período proterozóico. Essa estrutura foi mapeada e sua posição sobre o perfil parece se estender por cerca de 42 km, lateralmente, até se tornar mais profundo na região sudeste atingindo uma profundidade superior a 10 km. As estruturas que acompanham o embasamento e se estendem por todo o perfil podem ser relacionadas com deposições das idades albiana e aptiana, relacionados aos carbonatos e à camada de sal respectivamente. Uma anomalia condutiva subvertical observada na porção sudeste do perfil, próxima a estação L24\_75, pode estar relacionada com uma frente de progradação, parecida com as observadas na seção sísmica (Figura 8.2). O intervalo de resistividade escolhido foi de 0.1  $\Omega\text{m}$  a 500  $\Omega\text{m}$ . Essa decisão foi tomada em virtude de melhorar a visualização dos contrastes entre os corpos. Entretanto, unidades com valores de resistividade elétrica próximos pareceram ser, ainda, corpos de mesma natureza, como carbonatos e sal.

O modelo 2D obtido pode ser considerado satisfatório, quando comparado com os dados disponíveis para a execução dessa monografia, visto que representa um espaço multidimensional e que o problema da inversão 2D permanece não único para dados reais que necessariamente contém ruídos. No entanto, os resultados alcançados neste trabalho evidenciam a necessidade de estudos ainda mais rigorosos e processamentos mais robustos com a finalidade de se obter modelos cada vez mais precisos e livres de ambigüidades porém, o modelo inicial obtido já

demonstra a potencialidade do método quando utilizado com informações advindas de outros métodos geofísicos e/ou geológicos. O método magnetotelúrico representa uma ferramenta valiosa no estudo de bacias sedimentares e a aplicabilidade do MMT não pode ser descartada. Um adensamento das estações poderia auxiliar na identificação e interpretação da natureza 3D das estruturas salinas. Outra alternativa se insere na realização de inversões conjuntas dos dados sísmicos e eletromagnéticos seguindo a metodologia apresentada por Gallardo and Meju (2004).

## REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS (4ª Rodada de Licitações, 2002): [anp.gov.br/brasil-rounds/round4/workshop/restrito/portugues/BDEP-R4.pdf](http://anp.gov.br/brasil-rounds/round4/workshop/restrito/portugues/BDEP-R4.pdf).
- AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS (3ª Rodada de Licitações, 2001): [anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/RIO DZ port.PDF](http://anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/RIO_DZ_port.PDF)
- ASMUS, H. E. and PONTE, F. C. **The Brazilian Marginal Basins**. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins. The South Atlantic*, Plenum Press, New York, 1973, 1:87-133.
- BENYOSEF, L. **Notas de aula da disciplina Instrumentação Geofísica do programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional (ON/MCT)**, 2009.
- BERDICHEVSKY, M. N. **Electrical prospecting with the telluric current method**. Colorado School of Mines, 1965, 60 (1), 1–216.
- BERDICHEVSKY, M. N., and V. I. DMITRIEV. **Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves**. In: A. Adam, Ed., *Geoelectric and Geothermal Studies: Akademi Kaido*, Budapest, 1976, 165–221.
- \_\_\_\_\_. **Magnetotellurics in the context of theory of ill-posed problems**. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 2002, pp. 215.
- \_\_\_\_\_. **Models and methods of magnetotellurics**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2008, pp. 563.
- BERDICHEVSKY, M. N., and M. S. ZHDANOV. **Interpretation of anomalous variations of the electromagnetic field of the Earth**. Nedra, Moscow, 1981, pp. 327.
- \_\_\_\_\_. **Advanced theory of deep geomagnetic sounding**. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, 1984, pp. 410.
- BIZZI, L. A., et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692 pp.
- BOAS, M.L.. **Mathematical methods in the physical sciences**, 2nd edn. New York: Wiley & Sons, 1983.
- CAGNIARD, L. **Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting**. *Geophysics* 18: 605-645, 1953.
- CASTRO, A. S. and HOLZ, M. **A Tectônica de sal e a deposição de sedimentos em água profundas na região sul da Bacia de Santos**. 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. IBP, Salvador, Bahia, Brasil, 2005.

CHANG, H.K. et al. **Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos.** Revista Brasileira de Geociências, 2008, vol. 38, no. 2 (suplemento): 29-46.

CLARKE, J. et al. **Remote-reference magnetotellurics: equipment and procedures.** Geophys. Prosp. 31: 149-170, 1983.

CONSTABLE, S.C. et al. **Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part I: A sea-floor equipment system.** Geophysics, v. 63, n. 3, p. 816-825, 1998.

DE GROOT-HEDLIN, C. and CONSTABLE, S.C. **Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data.** Geophysics, 55, 1613-1624 p, 1990.

DE LUGÃO, P.P. et al. **First Application of Marine Magnetotellurics Improves Depth Imaging in the Santos Basin, Brazil.** 70th EAGE Conference & exhibition, 2008.

EGBERT, G.D. and BOOKER, J.R. **Robust estimation of geomagnetic transfer functions.** Geophys. J. R. Astr. Soc. 87: 173-194, 1986.

FILLOUX, J. H. **Techniques and instrumentation for studies of natural electromagnetic induction at sea.** Phys. Earth Planet. Inter. 7: 323-338, 1973.

\_\_\_\_\_. **Instrumentation and experimental methods for oceanic studies.** Geomagnetism, Volume 1, ed. J. A. Jacobs. London: Academic Press, pp. 143-248, 1987.

FRIEDRICH, A., KRÜGER, F. and KLINGE, K. **Ocean generated microseismic noise located with the Gräfenberg array.** Journal of Seismology 2: 47-64, 1998.

GALLARDO, L.A. and MEJU, M.A. **Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints.** J. Geophys. Res., vol. 109, B03311, 2004.

GAMBLE, T.D., Goubau, W.M. and Clarke, J. **Magnetotellurics with a remote reference.** Geophysics, 44:53-68, 1979.

GOUBAU, W.M., GAMBLE, T.D. and CLARKE, J. **Magnetotelluric data analysis: removal of bias.** Geophysics 43: 1157-1166, 1979.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., and LUCHESI, C. F. **Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin.** In: Edwards, J. D., Santogrossi, P. A. (eds.). Divergent/Passive Margin Basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48:3-79, 1989.

HOEHN, G.L., and WARNER, B.N. **Magnetotelluric measurements in the Gulf of Mexico at 20m ocean depths.** In: Handbook of geophysical exploration at sea: CRC, 397-416, 1960.

HOVERSTEN, G.M, MORRISON, H.F. and CONSTABLE, S.C. **Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II: Numerical analysis of subsalt resolution.** *Geophysics*, v. 63, n. 3, p. 826-840, 1998.

\_\_\_\_\_. **Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure.** *Geophysics*, v. 65, n. 5, p. 1476-1488, 2000.

JENKINS, G.M. and WATTS, D.G. **Spectral Analysis and its Applications.** San Francisco: Holden-Day, 1968.

JONES, A.G. **Geomagnetic induction studies in southern Scotland.** Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, 1977.

JUNGE, A. **A new telluric KCl probe using Filloux's Ag-AgCl electrode.** *Pure and Applied Geophysics* 134: 589-598, 1990.

\_\_\_\_\_. **Induzierte erdelektrische Felder-neue Beobachtungen in Norddeutschland und im Bramwald.** Habilitation Thesis. Göttingen, 1994.

KELLER, G.V. and FRISCHKNECHT, F.C. **Electrical methods in geophysical prospecting.** In: *International Series of Monographs in Electromagnetic Waves*, 10, eds. A.L. Cullen, V.A. Fock, and J.R. Wait. Oxford: Pergammom Press, 1966.

KEY, K.W. **Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge.** Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, USA, 2003.

KEY, K.W., CONSTABLE, S.C., WEISS, C.J. **Mapping 3D salt using the 2D marine magnetotelluric method: Case study form Gemini Prospect, Gulf of Mexico.** *Geophysics*, v. 71, n. 1, p. b17-b27, 2006..

LELARGE, M.L.M.V., SOLIANI JUNIOR, E. and POUPEAU, G. **Datação pelo método dos traços de fissão da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa, SE do Brasil).** In: *8º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia*. Camboriú, Santa Catarina, Brasil. p. 379-380, 1994.

MACKIE, R.L., BENNET, B.R. and MADDEN, T.R. **Long-period MT measurements near the central California coast: a land-locked view of the conductivity structure under the Pacific ocean.** *J. Geophys. Res.* 95: 181-194, 1988.

MACNAE, J.C., LAMONTAGNE, Y. and WEST, G.F. **Noise processing techniques for time-domain EM systems.** *Geophysics*, v. 49, n. 7, p. 934-948, 1984.

OTNES, R.K. and ENOCHSON, L. **Digital Time Series Analysis.** New York: John Wiley & Sons, 1972.

PARKER, E.N. **Dynamics of the interplanetary gas and magnetic field.** *Astrophys. J.* 128: 664-676, 1958.

PARZEN, E. **Mathematical considerations in the estimation of spectra: comments on the discussion of Messers, Tukey and Goodman.** *Technometrics* 3: 167-190, 232-234, 1961.

\_\_\_\_\_. **Modern Probability Theory and its Applications.** New York: Jon Wiley & Sons, 1992.

PELTON, W., RIJO, L., and SWIFT, J. **Inversion of twodimensional resistivity and induced polarization data.** *Geophysics*, 43, 788-803 p, 1978.

PEREIRA M.J. and FEIJÓ F.J. **Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil.** *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8:219-234, 1994.

PETIAU, G. and DUPIS, A. **Noise, temperature coefficient and long time stability of electrodes for telluric observations.** *Geophys. J. int.* 128: 505-521, 1980..

PINTO, V.R. **O Método Magnetotelúrico Marinho (MMT) na Exploração de Hidrocarbonetos.** Tese de Mestrado. Observatório Nacional/MCT, xii, 63 pp, 2009.

POPP, J. H. **Geologia Geral.** 5ª ed., Rio de Janeiro, Brasil. Ed. Livros Técnicos e Científicos S.A., 376 pp, 1998.

PORTNIAGUINE, O and ZHDANOV, M. S. **3-D magnetic inversion with data compression and image focusing.** *Geophysics*, 67, 1532–1541 p, 2002.

PRINDAHL, F. **The fluxgate magnetometer.** *J. Phys. E: Sci. Instrum.* 12: 231-253, 1979.

PROJETO MULTIMIN PETRÓLEO (UFRJ):  
[www.acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/cap5p/fig 4](http://www.acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/cap5p/fig4)

RODI, W. and MACKIE, R. L. **Nonlinear conjugate gradients algoRithm for 2D magnetotelluric inversion.** *Geophysics*, vol. 66, no. 1, p. 174-187, 2001.

RANGANAYAKI, R.P. and MADDEN, T.R. **Generalized thin sheet analysis in magnetotellurics: an extension of Price's analysis.** *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 60: 445-457, 1980.

SCHMUCKER, U. **Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States.** University of California Press, pp. 165, 1970.

\_\_\_\_\_. **Regional induction studies: a review of methods and results.** *Phys. Earth Planet. Inter.* 7:365-378, 1973.

SIMPSON, F. **Fluid trapping at the brittle-ductile transition re-examined.** *Geofluids* 1: 123-136, 2001.

SIMPSON, F. and BAHR, K. **Practical Magnetotellurics.** Cambridge: Cambridge University Press, xv, 254 pp, 2005.

SIMS, W.E., BOSTICK, F.X. Jr. and SMITH, H.W. **The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from mesasured data.** *Geophysics* 36: 938-942, 1971.

SKILLING, H. H. **Fundamentals of Eletric Waves.** New York: John Wiley and Sons, 1942.

SMITH, N., and VOZOFF, K. **Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data.** IEEE Trans. Geosc, 22, 21-28 p, 1984.

SMITH, S.W. **The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing.** Second Edition. California Technical Publishing San Diego, California, 1999.

SOUZA, S. B. **Feições regionais da porção emersa do alto de Cabo Frio e sua continuação para as Bacias de Campos e Santos.** Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SRIVASTA, S.P. **Methods of interpretation of magnetotelluric data when the source field is considered.** J. Geophys. Res. 70: 945-954, 1965..

STACEY, F.D. **Physics of the Earth.** Brisbane: Brookfield Press, 1992..

TIKHONOV, A.N. **The determination of the electrical properties of deep layers of the Earth's crust (in Russian).** Dokl. Acad. Nauk. SSR 73: 295-297, 1950.

\_\_\_\_\_. **On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust.** In Magnetotelluric Methods, ed K. Vozoff. Tulsa: Society of Exploration Geophysics, pp. 2-3, 1986.

TIKHONOV, A. N., and ARSENIN, V. Y. **Solution of ill-posed problems.** W. H. Winston & Sons, Inc, 1977.

TIPLER, P.A. **Physics for Scientists and Engineers.** New York: Worth Publishers, 1991.

TRIPP, A., Hohmann, G., and Swift, C. **Two-dimensional resistivity inversion.** Geophysics, 49, 1708-1717 p, 1984.

TSOURLOS, P. I., SZYMANSKI, J. E and G.N. TSOKAS. **A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data.** Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 1, 3 –13 p, 1998.

ULUGERGERLI, E.U. and CANDANSAYER, M.E. **Automated mesh design for two-dimensional magnetotelluric interpretation codes.** Journal of the Balkan Geophysical Society, vol. 5, No. 1, p. 9-14, 2002.

VANYAN, L. L., and A. I. BUTKOVSKAYA. **Magnetotelluric sounding of layered media (in Russian).** Nedra, Moscow, 1980.

VOZOFF, K. **The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins.** Geophysics, v. 37, n. 1, p. 98-141, 1972.

VOZOFF, K. and JUPP, D. L. B. **Joint Inversion of Geophysical Data.** Geophys. J. R. Astr. Soc., 42, 977-991 p, 1975.

WANNAMAKER, P. E., HOHMANN, G. W., and SAN FILIPO, W. A. **Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earth using integral equations.** Geophysics, 49, 60 – 74 p, 1984.

WEAVER, J. T. **Mathematical methods for geoelectromagnetic induction.** RSP, Willey, pp.330, 1994.

WEBB, S. C. et al. **A seafloor electric field instrument.** Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 37:1115-1129, 1985.

WEIDELT, P. **The inverse problem of geomagnetic induction.** Z. Geophys. 38:257-289, 1972.

\_\_\_\_\_. **Electromagnetic induction in three-dimensional structures.** Journal of Geophysics, 41 (1), 85–109, 1975a.

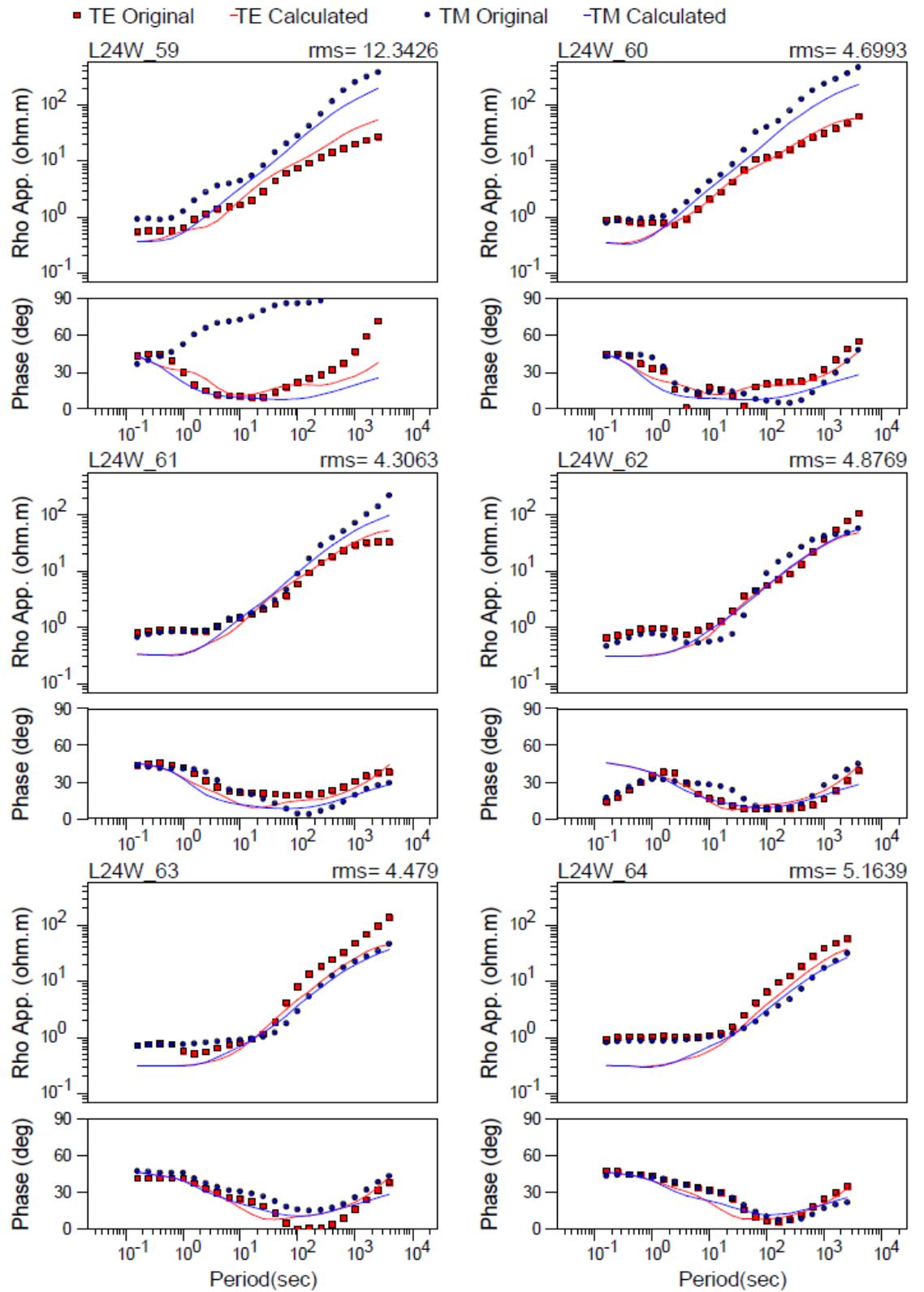
\_\_\_\_\_. **Inversion of two-dimensional conductivity structures.** Physics of the Earth and Planetary Interiors, 10, 282–291, 1975b.

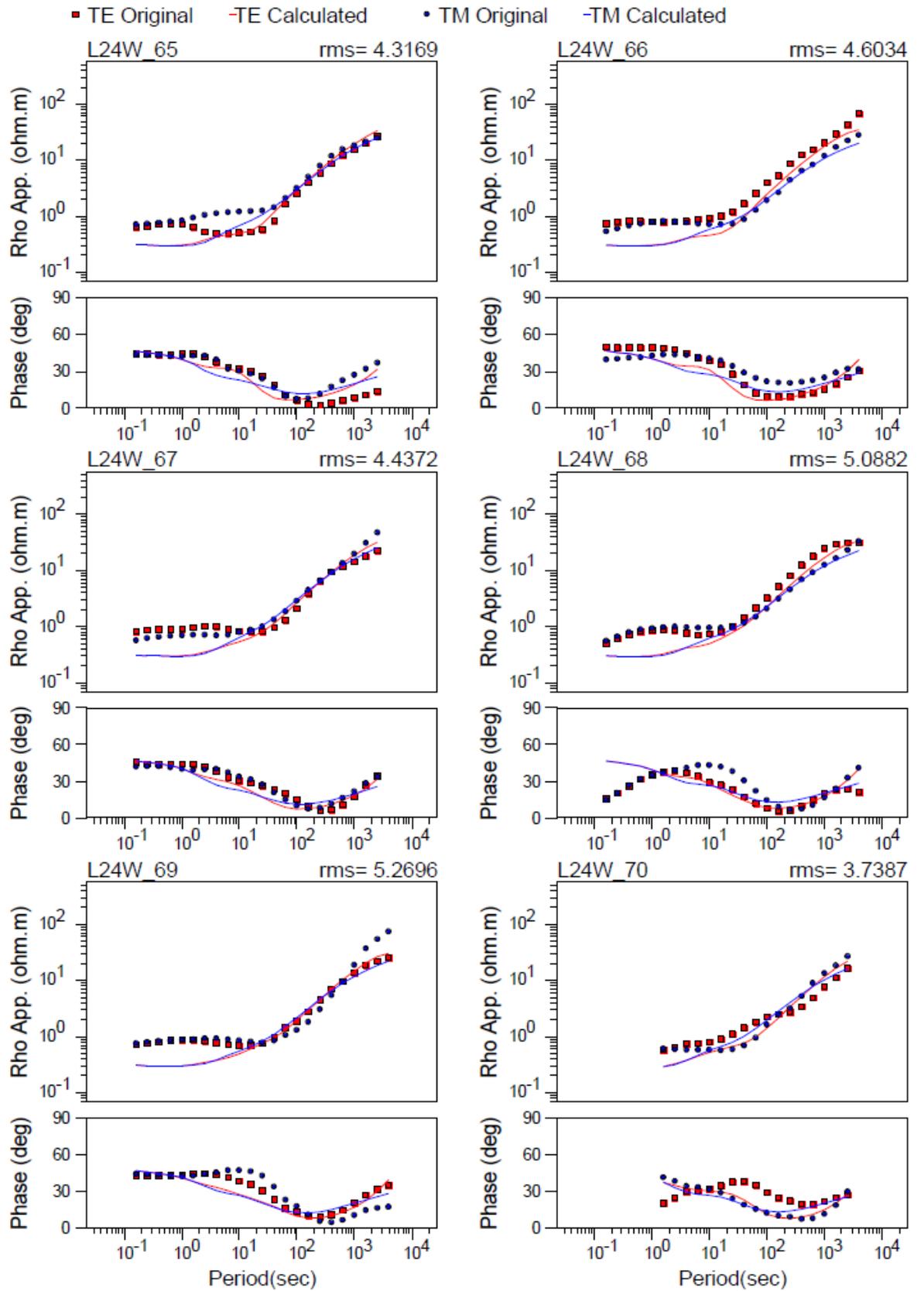
ZHDANOV, M. S. **Geophysical inverse theory and regularization problems.** Methods in Geochemistry and Geophysics, 36. Elsevier, Amsterdam, 30–55 p, 2002.

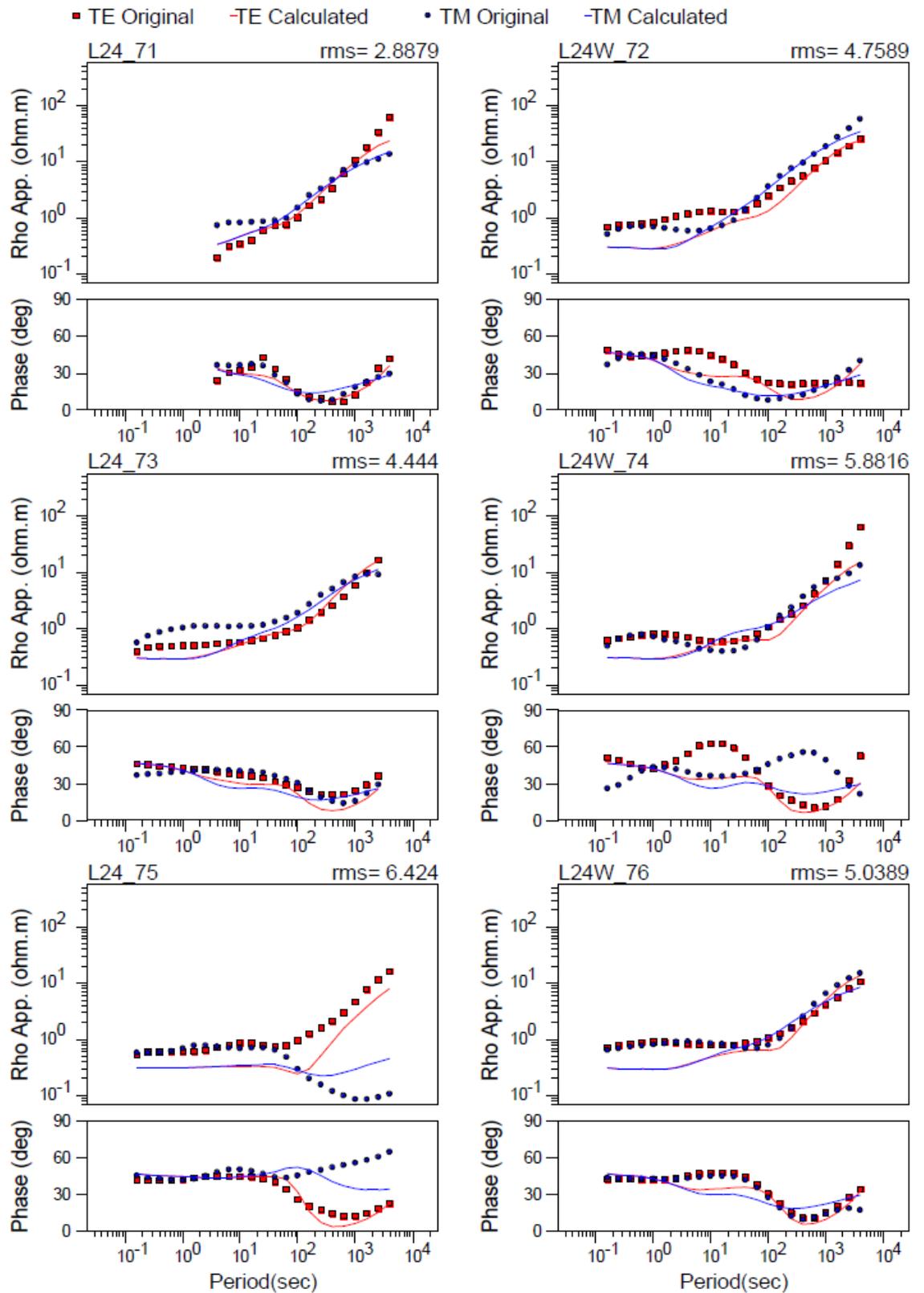
## APÊNDICE A

### CURVAS DE RESISTIVIDADE APARENTE E FASE

Nesta seção são apresentadas as curvas de resistividade aparente e fase, em função do período, para as 18 estações utilizadas neste trabalho. Os dados passaram por uma etapa de suavização através de média numérica realizada de 5 em 5 pontos. Posteriormente, os dados foram forçados a obedecer à tendência encontrada para a curva. Os círculos representam o modo TM, e os quadrados, o modo TE.







## APÊNDICE B

### MODELAGEM INVERSA: MEIO-ESPAÇO DE 100 $\Omega$ M

A seguir são apresentados os resultados do modelo inverso, tendo como modelo inicial um meio-espaço de 100  $\Omega$ m, com a resistividade da água do mar variando inicialmente de 0.1  $\Omega$ m a 0.3  $\Omega$ m.

