



OBSERVATÓRIO NACIONAL  
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

# O Método Magnetotelúrico Marinho (MMT) na Exploração de Hidrocarbonetos

Aluno: **Vinicius Ramos Pinto**

Orientador: **Jean-Marie Flexor**

Dissertação apresentada ao Observatório Nacional do Rio de Janeiro como requisito parcial à obtenção do grau de **MESTRE** em Geofísica.

Rio de Janeiro, Fevereiro de 2009

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

O Método Magnetotelúrico Marinho (MMT)

na Exploração de Hidrocarbonetos

Vinicius Ramos Pinto

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUI-  
SITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM  
GEOFÍSICA.

Comissão Examinadora:

---

Dr. Jean-Marie Flexor

---

Dr. Sérgio Luiz Fontes

---

Dr. Marco Polo Buonora

---

Dr. Cosme F. da Ponte Neto

---

Dr. Patrícia Pastana de Lugão

Rio de Janeiro, Fevereiro de 2009

*“A arte da imortalidade é ter aproveitado a vida”.*

**Provérbio Chinês**

# Agradecimentos

- Agradeço a DEUS, em primeiro lugar, por me dar saúde e força para conquistar meus objetivos.
- À minha família que, com amor e preocupação, sempre me apoiou nos momentos difíceis.
- À minha futura esposa Letícia pelo apoio e carinho e a seus pais (Gilmar e Ângela) por me tratarem como um filho.
- Ao meu orientador Dr. Jean Flexor e ao professor Dr. Sérgio Fontes pelo empenho em esclarecer minhas dúvidas sempre que precisei.
- Aos funcionários do Observatório Nacional, em especial, ao Emanuele Lattera pelo seu imenso apoio e paciência nos momentos cruciais deste trabalho.
- À todos os professores que me transmitiram conhecimento necessário e, assim, contribuíram tanto para a minha formação profissional quanto pessoal, em especial, Gentil Pires e Santiago Bergliaffa.
- Às secretárias da pós-graduação e da Geofísica Vera, Iara e Maria da Graça pelo suporte nos assuntos burocráticos.
- Ao coordenador da pós-graduação Andrés Papa pela preocupação e conselhos fornecidos tendo sempre em vista meu bem-estar e meu máximo aproveitamento durante o mestrado.
- Aos meus amigos de pós-graduação Fabrício, Joney e Ernandes pelas discussões valiosas e pelas horas de descontração.
- Ao meu amigo Cristiano por ser praticamente um pai para mim e que, com seus conselhos, sempre me ajudou a permanecer no caminho certo e a nunca perder o foco.
- Aos meus inseparáveis amigos de escola e de faculdade. Amigos, vocês sempre estão em meus pensamentos.
- Por fim, ao CNPq pelo apoio financeiro concedido que sem o qual, não seria possível o desenvolvimento desse trabalho.

*À minha família, em especial, minha mãe Kátia e minha vó Judite.*

# O Método Magnetotelúrico Marinho (MMT) na Exploração de Hidrocarbonetos

Vinicius Ramos Pinto

## Resumo

O método magnetotelúrico marinho (MMT) consiste na medição das séries temporais dos campos elétricos e magnéticos que incidem na plataforma oceânica. 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 das quais 56 foram analisadas. A aplicação do método MMT, em regiões principalmente em camadas de sal, pode representar um valioso auxílio para o método sísmico na determinação da posição e profundidade dos corpos salinos. Foram empregadas técnicas de processamento e um modelo geoeletrico foi obtido através de inversões magnetotelúricas 2D baseada na técnica dos gradientes conjugados não-lineares (NLCG). Foi possível, a partir deste modelo preliminar, retirar algumas informações relevantes. O contato sal-sedimento foi mapeado com boa resolução na região do perfil e a base das estruturas salinas foi detectada a profundidades variando de cerca de 5 km a 7 km.

# The Marine Magnetotelluric Method (MMT)

## Applied to Hydrocarbon Exploration

Vinicius Ramos Pinto

### Abstract

The marine magnetotelluric method (MMT) consists on measurement of the time series of electric and magnetic fields naturally incidents on the ocean bottom. These signals are generated by interactions in the magnetosphere and low atmosphere of the earth. The biggest marine magnetotelluric survey of Latin America was realized in the Santos Basin in the region of subsalt and it supplied 96 sites of wich 56 were analyzed. The application of MMT, specially in regions of salt bodies, may be a valuable aid for the seismic method on determination of depth and position these structures. The data had been analyzed and submitted to stages of processing and a 2D geoelectrical model was obtained by non-linear conjugate gradients technique (NLCG). From this preliminar result was possible to get some relevant informations. The salt-sediment contact was mapped with good resolution in the region of profile and the base of the saline structures was detected to be a depth of approximately 5 km to 7 km.



# Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	xii
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Apresentação . . . . .	1
1.2 Justificativa e Objetivos . . . . .	2
<b>2 O Método Magnetotelúrico (MT)</b>	<b>4</b>
2.1 O Campo MT . . . . .	4
2.2 Bases Físicas do Método MT . . . . .	5
2.2.1 Indução em um Semi-Espaço Uniforme . . . . .	7
2.2.2 Indução em um Meio Unidimensional . . . . .	10
2.2.3 Indução em Meios Multidimensionais . . . . .	14
2.3 O Método MMT . . . . .	16
<b>3 Contexto Geológico e Aquisição de Dados MMT</b>	<b>17</b>
3.1 A Margem Continental . . . . .	17
3.1.1 A Bacia de Santos . . . . .	21
3.2 Equipamento Utilizado . . . . .	24
3.3 Aquisição de Dados . . . . .	24
<b>4 Processamento dos Dados MT</b>	<b>28</b>
<b>5 Resultados</b>	<b>33</b>
5.1 Introdução . . . . .	33
5.2 Análise dos Resultados . . . . .	33
<b>6 Interpretações e Conclusões</b>	<b>38</b>

<b>A</b>	<b>Curvas de Resistividade Aparente e Fase</b>	<b>40</b>
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>60</b>

# Lista de Figuras

2.1	Espectro de frequência MT e AMT. Observe os dois pontos onde o sinal atinge os valores mais baixos (dead bands) [5]. . . . .	5
2.2	Modelo de camadas horizontais. . . . .	11
2.3	Descontinuidade ( $\sigma_1 > \sigma_2$ ) gerando o acúmulo de cargas na interface devido à passagem de corrente $\vec{J}$ . O campo elétrico gerado pelas cargas $\vec{E}_c$ opõe-se ao campo $\vec{E}$ no meio 1 e soma-se ao mesmo no meio 2. . . . .	14
3.1	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 (Projeto Multimin). . . . .	18
3.2	Mapa de localização das bacias sedimentares brasileiras [24]. . . . .	19
3.3	Mapa da região de Cabo Frio mostrando a extensa província de diápiros de sal [24]. . . . .	20
3.4	Colunas estratigráficas das bacias sedimentares da margem sudeste e sul brasileira [24]. . . . .	21
3.5	Seção geológica da Bacia de Santos mostrando as formações e a alocação de alguns poços na região. FONTE: www.anp.gov.br (4ª Rod. de Lic., 2002). . . . .	22
3.6	Modelo geodinâmico apresentado para a evolução das bacias da margem continental brasileira [24]. . . . .	23
3.7	Mapa da Bacia de Santos subdividida em blocos exploratórios. FONTE: www.anp.gov.br (3ª Rod. de Lic., 2001) . . . . .	23
3.8	Resposta em frequência para os sensores elétricos (direita) e magnéticos (esquerda) da estação L24-30 do perfil central. . . . .	25
3.9	Diagrama em blocos simplificado do funcionamento dos receptores MMT. Os símbolos A, F e M representam os amplificadores, filtros e memória, respectivamente. Os componentes de filtragem normalmente vêm imbutidos nos sistemas de aquisição. . . . .	26
3.10	Receptor MMT utilizado no levantamento. A direita, ao topo, o aparelho sendo lançado ao mar e abaixo sendo utilizado simultaneamente nas sondagens. . . . .	26
3.11	Mapa batimétrico com os três perfis MMT realizados na Bacia de Santos. O perfil central (Linha P-01) se estende desde águas rasas até profundas, com lâmina d'água de 1500 m. . . . .	27

3.12	Série temporal obtida para a estação L24-46 do perfil central, os 4 canais superiores representam os elétricos com baixo e alto ganhos e os dois canais inferiores são os magnéticos. A janela possui um intervalo de amostragem de 32 segundos. . . . .	27
4.1	Mapas de anomalia gravimétrica Bouguer (esquerda) e magnética (direita). Os mapas mostram claramente a tendência linear das estruturas na direção NE-SW. . . . .	30
4.2	Curvas de resistividade aparente e fase para as estações L24-10 (a), L24-27 (b), L24-39 (c) e L24-54 (d) do perfil central. Os dados em cor vermelha simbolizam o modo TE e a cor azul representa o modo TM. . . . .	31
4.3	Seção geológica utilizada como informação a priori para a construção do modelo direto magnetotelúrico [24]. . . . .	32
4.4	Modelo inicial baseado nas informações geológicas. A resistividade do embasamento foi adotada como $500 \Omega m$ , das estruturas adjacentes $100 \Omega m$ e da água do mar variou de $0,1 \Omega m$ a $0,3 \Omega m$ . . . . .	32
5.1	Modelo geosímico utilizado como comparação para o método MMT. Modelo obtido pela interpretação conjunta de dados de gravimetria, sísmica e perfuração de poços. . . . .	34
5.2	Modelo geoeletrico obtido pelas inversões 2D realizadas através da técnica dos gradientes conjugados não-lineares (NLCG) [43]. . . . .	35
5.3	Pseudoseção da inversão 2D para o modo TE. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente. . . . .	36
5.4	Pseudoseção da inversão 2D para o modo TM. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente. . . . .	36
5.5	Valores típicos de resistividade e condutividade das rochas e sedimentos. . . . .	37
A.1	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 1 (superior), 2 (centro) e 3 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	41
A.2	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 4 (superior), 5 (centro) e 6 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	42
A.3	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 7 (superior), 8 (centro) e 9 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	43
A.4	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 10 (superior), 11 (centro) e 12 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	44
A.5	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 13 (superior), 14 (centro) e 16 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	45
A.6	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 17 (superior), 18 (centro) e 19 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	46
A.7	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 20 (superior), 21 (centro) e 22 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	47
A.8	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 23 (superior), 24 (centro) e 25 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	48

A.9	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 26 (superior), 27 (centro) e 28 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	49
A.10	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 29 (superior), 30 (centro) e 31 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	50
A.11	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 32 (superior), 33 (centro) e 34 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	51
A.12	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 36 (superior), 37 (centro) e 38 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	52
A.13	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 39 (superior), 40 (centro) e 41 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	53
A.14	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 42 (superior), 43 (centro) e 44 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	54
A.15	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 45 (superior), 46 (centro) e 47 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	55
A.16	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 48 (superior), 49 (centro) e 50 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	56
A.17	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 51 (superior), 52 (centro) e 53 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	57
A.18	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 54 (superior), 55 (centro) e 56 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	58
A.19	Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 57 (superior) e 58 (inferior) do perfil central (Linha P-01). . . . .	59

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1 Apresentação

O método magnetotelúrico marinho (MMT) é a aplicação do método magnetotelúrico para estudar estruturas sob o fundo oceânico. Embora ainda não seja muito popular, até pela falta de conhecimento sobre a sua aplicação, vem ganhando espaço na indústria pois tem se demonstrado uma ferramenta valiosa na exploração mineral e de hidrocarbonetos. Em grande parte, a popularização do método, é atribuída principalmente aos trabalhos do Constable no Golfo do México [1] utilizando técnicas eletromagnéticas para estudos oceânicos. A idéia de utilizar métodos eletromagnéticos (inclusive MT) no ambiente oceânico para a indústria do petróleo não é tão nova assim. A primeira empresa a seguir nessa empreitada foi a Mobil Oil ainda na década de 50 [2]; entretanto a iniciativa não foi bem sucedida devido às condições tecnológicas que eram precárias na época. Dentre as possíveis aplicações da técnica para a pesquisa, no que diz respeito à exploração de petróleo em ambientes marinhos, a técnica consiste principalmente em fornecer informações complementares ao método sísmico. Esse auxílio pode ocorrer no reprocessamento do modelo de velocidades ou até na determinação da posição e profundidade dos corpos de sal onde o imageamento sísmico é pobre. Este trabalho é fruto de um projeto multi-institucional envolvendo o Observatório Nacional, a WesternGeco Electromagnetics e a Petrobrás, realizado na Bacia de Santos sobre a área do pré-sal que resultou num total de 96 estações divididas em 3 perfis MT paralelos. Os dados das 56 estações pertencentes ao perfil central foram processados utilizando técnicas específicas e através de informações geológicas e de outros métodos geofísicos (gravimetria, magnetometria e perfilagem de poços) possibilitaram a obtenção de um modelo geoeletrico 2D do perfil. As interpretações e conclusões baseadas nos resultados alcançados são apresentadas nas páginas seguintes.

## 1.2 Justificativa e Objetivos

A Bacia de Santos, apesar de sua extensão territorial ser pouco mais de três vezes maior, ainda não detém o mesmo potencial de produção quando comparada à Bacia de Campos. A Tabela 1.1 exibe os dados sobre as reservas totais das bacias sedimentares brasileiras (as reservas do campo de Roncador e Frade estão contabilizadas totalmente no Estado do Rio de Janeiro e as reservas do campo de Caravela estão alocadas totalmente no Estado do Paraná). Tal situação justifica os contínuos investimentos realizados no estudo das bacias sedimentares brasileiras, principalmente, a de Santos. Por essa razão, foi conduzido o maior levantamento magnetotelúrico marinho (MMT - Marine Magnetotellurics) já realizado em toda a América Latina com a intenção de fornecer um auxílio ao método sísmico de exploração que, atualmente, é o método com melhor resolução porém, não responde perfeitamente sob regiões onde ocorre difusão da energia acústica incidente.

O objetivo do presente trabalho pretende apresentar uma proposta de um modelo geométrico para auxiliar no reprocessamento de dados sísmicos visando demarcar com maior precisão a base e a posição dos corpos de sal da camada pré-sal existente na região de estudo, mais precisamente sob a direção NW-SE da bacia.

Local	Estado	Petróleo (milhões de $m^3$ )	Gás (milhões de $m^3$ )	
Terra	Alagoas	3,13	4.739,01	
	Amazonas	22,71	59.005,13	
	Bacia do Amazonas	0,00	0,00	
	Bacia do Solimões	22,71	59.005,13	
	Bahia	75,21	16.109,28	
	Bacia de Camamu-Almada	0,00	0,00	
	Bacia do Recôncavo	75,19	15.786,25	
	Bacia do Tucano Sul	0,02	323,03	
	Ceará	4,36	0,00	
	Espírito Santo	13,51	1.392,15	
	Paraná	0,00	760,70	
	Rio Grande do Norte	56,82	2.433,17	
	Sergipe	53,88	922,76	
	<b>SUB-TOTAL</b>		229,62	85.362,19
	Mar	Alagoas	0,14	1.060,57
Bahia		13,50	29.143,26	
Bacia de Camamu-Almada		9,14	29.143,26	
Bacia do Recôncavo		4,36	0,00	
Ceará		11,83	1.097,02	
Espírito Santo		200,43	41.134,54	
Bacia de Campos		172,68	13.461,71	
Bacia do Espírito Santo		27,76	27.672,83	
Paraná		6,74	1.598,23	
Rio de Janeiro		2.174,33	191.134,78	
Bacia de Campos		2.122,63	188.634,78	
Bacia de Santos		51,70	2.500,00	
Rio Grande do Norte		26,29	11.667,08	
São Paulo		0,78	2.966,66	
Sergipe		21,20	4.794,36	
<b>SUB-TOTAL</b>		2.455,24	284.596,49	
<b>TOTAL</b>		2.684,87	369.958,68	

Tabela 1.1: Reservas totais de óleo e gás natural das bacias sedimentares brasileiras. FONTE: Boletim Anual de Reservas, ANP, 2007.



# Capítulo 2

## O Método Magnetotelúrico (MT)

### 2.1 O Campo MT

No método magnetotelúrico, a energia eletromagnética (EM) incidente na superfície terrestre, proveniente da radiação solar e fontes atmosféricas, é utilizada para obter informações sobre a distribuição de resistividades da subsuperfície da Terra. A faixa de frequência utilizada pelo método, importante para a exploração, varia de  $10^{-3}$  Hz a  $10^4$  Hz [3]. Abaixo de 1 Hz, essas variações se originam na magnetosfera terrestre, devido ao vento solar que interage com esta dando origem as chamadas *pulsações* ULF (Ultra Low Frequency). Essas pulsções, também denominadas micro-pulsções, são mais frequentes e possuem intensidade maior em períodos de maior atividade solar. As variações com períodos acima de 1 Hz são geradas por tempestades elétricas na baixa atmosfera. Esse sinal recebe o nome de *sferics* e percorre todo o globo terrestre numa forma de um guia de onda. Quando as tempestades elétricas ocorrem distantes do ponto de medida, são fontes para os estudos magnetotelúricos porém, quando ocorrem próximas, geram ruído e tornam-se indesejáveis para o método. Na região equatorial são registrados pontos com médias de 100 tempestades por ano com pequenas regiões com picos de até 200, o que torna essas latitudes lugares interessantes para o estudo do método MT [4]. Entretanto, a amplitude do campo geomagnético atinge um valor mínimo na região em torno de 1 Hz, representando um problema para a aplicação do método, nessa faixa de frequência, devido a perda de energia. Essa região é chamada de MT *dead band* (banda morta). Em frequências mais baixas e mais altas que 1 Hz, a amplitude aumenta novamente. O espectro MT apresenta um novo mínimo em torno de  $10^4$  Hz (AMT *dead band*) onde, após esse valor, a amplitude volta a subir, mas a partir desse limiar, o método não se destina mais a estudos exploratórios e sim, a estudos do manto terrestre. Esse comportamento é exibido na Figura 2.1.

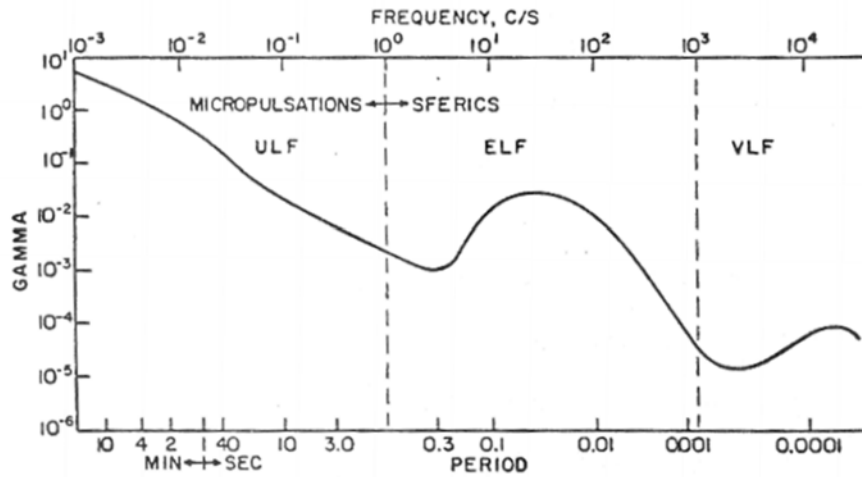


Figura 2.1: Espectro de frequência MT e AMT. Observe os dois pontos onde o sinal atinge os valores mais baixos (dead bands) [5].

Os campos eletromagnéticos (pulsações e sferics) propagam-se de maneira distinta acima da superfície terrestre. Enquanto os primeiros o fazem verticalmente, a propagação dos sferics ocorre horizontalmente. Para ambos os campos é válida a aproximação de ondas planas. Isto ocorre pelo fato da distância fonte-observador ser suficiente para desprezar a natureza esférica dos campos. A maior parte da energia EM incidente é refletida porém, uma parcela é transmitida, propagando-se verticalmente para o interior da Terra. Essa propagação vertical abaixo da superfície é garantida, pela lei da refração de Snell-Descartes, seja qual for o ângulo de incidência dos campos:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

Onde o meio 1 e 2 representam o ar e terra, respectivamente. Como a velocidade das ondas eletromagnéticas no ar é muito maior do que na terra ( $v_1 \gg v_2$ ), o ângulo de transmissão  $\theta_2$  deve ser muito pequeno demonstrando assim que a propagação é aproximadamente vertical. O campo magnético incidente (primário) varia no tempo e induz no interior da Terra, correntes elétricas. Essas correntes são chamadas de *telúricas* e dão origem aos campos eletromagnéticos secundários.

## 2.2 Bases Físicas do Método MT

O método magnetotelúrico é um método passivo de exploração geofísica, baseado em sinais eletromagnéticos naturais existentes. Proposto inicialmente por Tikhonov [6] em 1950 e, independentemente, por Cagniard [7] em 1953, o método MT, basicamente, consiste na

resolução das Equações de Maxwell para uma distribuição de resistividade em uma, duas ou três dimensões. Recentemente, com as aplicações no Golfo do México [8] para o mapeamento dos corpos abaixo das camadas de sal, o método vem ganhando destaque na indústria offshore de exploração de petróleo. Para uma compreensão completa do método é necessário o conhecimento da teoria de indução eletromagnética [9, 10, 11]. As equações de Maxwell têm papel importante nesse contexto pois elas descrevem os fenômenos eletromagnéticos. Na forma diferencial e na ausência de cargas livres, elas podem ser escritas como:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \vec{0} \quad (2.1)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = \vec{0} \quad (2.2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.4)$$

Em que:

$\vec{E}$  = Campo elétrico em volts/metro ( $V/m$ );

$\vec{D}$  = Vetor deslocamento em Coulomb/metro quadrado ( $C/m^2$ );

$\vec{B}$  = Campo magnético em tesla ( $T$ );

$\vec{H}$  = Indução magnética em Ampère/metro ( $A/m$ );

$\vec{J}$  = Densidade de corrente em Ampère/metro quadrado ( $A/m^2$ ).

Existe ainda um outro grupo de equações que relacionam os campos entre si, essas equações são ditas *constitutivas* e variam conforme o meio em que se propagam pois dependem da constituição material de cada um. São elas:

$$\vec{D} = \overleftrightarrow{\epsilon} \cdot \vec{E}, \quad \vec{B} = \overleftrightarrow{\mu} \cdot \vec{H}, \quad \vec{J} = \overleftrightarrow{\sigma} \cdot \vec{E} \quad (2.5)$$

Essas equações são válidas quando um meio é dito *linear* e representam a relação entre os campos elétrico e magnético com os seus respectivos campos na matéria e, ainda, a origem de correntes elétricas no interior de um material devido a presença de um campo elétrico externo. A dupla seta acima das quantidades representa a natureza tensorial. Os tensores  $\overleftrightarrow{\epsilon}$ ,  $\overleftrightarrow{\mu}$ ,  $\overleftrightarrow{\sigma}$  são, respectivamente, a permissividade elétrica (em Faraday/metro,  $F/m$ ), a permeabilidade magnética (em Henry/metro,  $H/m$ ) e a condutividade elétrica (em siemens/metro,  $S/m$ ) do meio. Em um meio isotrópico, essas quantidades deixam de ser tensores e se tornam escalares. As duas primeiras equações da 2.5 não possuem um nome em especial mas a última é conhecida como *Lei de Ohm*. As equações 2.1 a 2.4 são conhecidas e representam as Leis de Gauss (eletricidade e magnetismo), a Lei de Faraday-Lenz e a Lei de Ampère-Maxwell.

Para a aplicação do método MT é necessário e suficiente assumir algumas premissas [12] que, sem as quais, seria impossível o desenvolvimento da teoria. Os campos possuem uma dependência exponencial com o tempo ( $e^{i\omega t}$ ), ou seja, podem ser representados por séries de Fourier, onde  $\omega = 2\pi f$ , com  $f$  sendo a frequência. Tanto a susceptibilidade elétrica quanto a magnética, assumem valores bem pequenos na Terra, tanto que são consideradas nulas e, com isso, são utilizados os valores da permissividade e permeabilidade correspondentes ao vácuo:  $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} F/m$  e  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ , ou seja, são desprezados os efeitos elétricos e magnéticos provocados por materiais presentes na subsuperfície terrestre. Por fim, as correntes de deslocamento  $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$  são desprezadas se comparadas às correntes de condução  $\vec{J}$ . Essa última premissa é válida devido ao fato de que nos métodos EM a baixas frequências (abaixo de 20 Hz), como é o caso do método magnetotelúrico marinho que utiliza frequências que vão de  $10^{-3}$  Hz a 1 Hz, o termo que representa as correntes de deslocamento na equação 2.4 se torna muito menor do que a corrente de condução. Em geral, os métodos EM utilizam baixas frequências com exceção do GPR. Para demonstrar este fato é necessário levar em conta que para a Terra as condutividades variam de cerca de  $10^{-6}$  S/m (embasamento cristalino) a 10 S/m (água salgada) e, a partir da lei de Ampère-Maxwell:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}, \quad \vec{J}_d = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = i\omega \epsilon_0 \vec{E} \quad (2.6)$$

Tomando a razão dos módulos das correntes:

$$\left| \frac{\vec{J}_d}{\vec{J}} \right| = \frac{\omega \epsilon_0}{\sigma} \ll 1 \quad (2.7)$$

O que dá:

$$\sigma \gg \omega \epsilon_0 \quad (2.8)$$

### 2.2.1 Indução em um Semi-Espaço Uniforme

A equação 2.8 é conhecida como condição *quasi-estacionária* e é válida quando os campos variam lentamente com o tempo. Portanto a equação 2.4 pode ser reescrita como:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} \quad (2.9)$$

Ao aplicar o rotacional de ambos os lados das equações 2.3 e 2.9 é possível desacoplá-las a fim de se obter equações difusivas, e, após a utilização de algumas identidades vetoriais [13, 14], tem-se:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.10)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.11)$$

O fenômeno envolvido é a difusão, e não a propagação, das ondas no interior da Terra devido à condição quasi-estacionária já mencionada anteriormente. A difusão ocorre porque a maior parte da energia eletromagnética é dissipada na forma de calor ao incidir em um meio condutor. Levando em consideração a dependência temporal para os campos, segue:

$$\nabla^2 \vec{E} - iw\mu_0\sigma \vec{E} = \vec{0} \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \vec{B} - iw\mu_0\sigma \vec{B} = \vec{0} \quad (2.13)$$

A solução geral das equações acima, para um semi-espaco uniforme infinito, admite que a variação dos campos ocorre somente na direção  $z$  e assume a seguinte forma:

$$\vec{P} = \vec{P}_0 e^{-ikz} \quad (2.14)$$

Onde  $\vec{P}$  é um vetor genérico que pode ser tanto  $\vec{E}$  quanto  $\vec{B}$ . Em comparação com a equação de difusão de Helmholtz

$$\nabla^2 \vec{P} + k^2 \vec{P} = \vec{0} \quad (2.15)$$

é possível identificar, nas equações 2.12 e 2.13 que  $k^2 = -iw\mu_0\sigma$  é o vetor número de onda complexo, que possui módulo:

$$k = (1 - i)\alpha, \quad \alpha = \sqrt{\frac{w\mu_0\sigma}{2}} \quad (2.16)$$

Substituindo a 2.16 na 2.14 e adotando a dependência temporal, obtém-se:

$$\vec{P} = \vec{P}_0 e^{-i(kz - wt)} = \vec{P}_0 e^{-\alpha z} e^{-\alpha z} e^{iwt} \quad (2.17)$$

O vetor  $\vec{P}_0$  representa o campo na superfície,  $e^{-\alpha z}$  e  $e^{iwt}$  representam as parcelas que variam harmonicamente com a profundidade e tempo, respectivamente. O termo  $e^{-\alpha z}$  representa a atenuação sofrida pelos campos ao penetrar na superfície. A profundidade na qual o campo atinge  $1/e$ , aproximadamente 37%, de seu valor na superfície é conhecida como *skin depth* (profundidade pelicular) e é definida por:

$$\delta = \frac{1}{|k|} = \frac{1}{\alpha} = \sqrt{\frac{2}{w\mu_0\sigma}} \quad (2.18)$$

O que dá, substituindo os valores para  $\mu_0$  e  $w = 2\pi f$ :

$$\delta \approx 0.5 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (km) \quad (2.19)$$

Na utilização do método MT, a direção  $x$  é considerada apontando para o norte magnético, a direção  $y$  para o leste magnético e a direção  $z$  é orientada para o interior da Terra. Considerando uma onda plana incidente com o campo elétrico polarizado na

direção  $x$  ( $\vec{E} = E_x \hat{x}$ ) e um campo magnético polarizado na direção  $y$  ( $\vec{H} = H_y \hat{y}$ ), em um determinado instante, a 2.3 fica:

$$\frac{dE_x}{dz} = -ikE_x = -iw\mu_0 H_y \quad (2.20)$$

E obtendo a razão entre os campos elétrico e magnético:

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\mu_0 w}{k} = \frac{\mu_0 w}{(1-i)} \sqrt{\frac{2}{w\mu_0 \sigma}} = (1+i) \sqrt{\frac{\mu_0 w}{2\sigma}} \quad (2.21)$$

Lembrando que a condutividade  $\sigma$  pode ser expressa pelo seu inverso, a resistividade  $\rho$ , o que dá:

$$\frac{E_x}{H_y} = (1+i) \sqrt{\frac{\mu_0 w \rho}{2}} \quad (2.22)$$

A equação 2.22 mostra a dependência entre os campos elétrico e magnético e a resistividade elétrica do meio. A partir de agora será usada a notação  $\rho_{xy}$  ao invés de  $\rho$  para ficar evidente a direção dos campos. Portanto, a 2.22 fica, tomando o módulo do número complexo:

$$\left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = (1-i)(1+i) \left( \frac{\mu_0 w \rho_{xy}}{2} \right) = \mu_0 w \rho_{xy} \quad (2.23)$$

Expressando essa relação em termos da resistividade, obtém-se:

$$\rho_{a_{xy}}(w) = \frac{1}{\mu_0 w} \left| \frac{E_x(w)}{H_y(w)} \right|^2 = \frac{1}{\mu_0 w} Z_{xy} Z_{xy}^* \quad (2.24)$$

Onde o sub-índice “ $a$ ” indica que a resistividade é aparente, e não a real correspondente para a camada, pois esta depende da frequência. A resistividade elétrica é medida no SI em unidades de  $\Omega m$ . A grandeza  $Z_{xy}$  é conhecida como impedância elétrica ( $Z_{xy}^*$  é o seu complexo conjugado) e sua unidade no SI é o  $\Omega$ . Se, ao invés de uma onda incidente polarizada com o campo elétrico na direção  $x$  e o magnético na direção  $y$ , for considerada uma onda polarizada com o campo elétrico na direção  $y$  e o magnético na direção  $x$ , a equação 2.3 fica

$$-\frac{dE_y}{dz} = ikE_y = -iw\mu_0 H_x \quad (2.25)$$

e produz um resultado similar à equação 2.24 modificada pelos índices. Evidentemente  $\rho_{xy}$  e  $\rho_{yx}$  não têm obrigação de ser iguais pois as medições ocorrem em direções diferentes (a não ser em um modelo de terra 1D).

O tensor de impedância representa uma função de transferência que relaciona o campo elétrico com o campo magnético, e pode ser escrita como:

$$\vec{E}(w) = \vec{Z}(w) \vec{H}(w) \quad (2.26)$$

As quantidades  $\vec{E}$ ,  $\vec{Z}$ ,  $\vec{H}$ , são funções da frequência pois a teoria do método é desenvolvida no domínio da frequência.

Voltando à equação da resistividade aparente (2.24), é possível mostrar que para um meio-espaço uniforme, a resistividade aparente é igual à resistividade do meio, até porque só existe uma única camada que se estende ao infinito em profundidade.

$$\rho_{a_{xy}}(w) = \frac{1}{\mu_0 w} \left| \frac{E_x(w)}{H_y(w)} \right|^2 = \frac{1}{\mu_0 w} \left| \frac{\mu_0 w}{k} \right|^2 = \frac{\mu_0 w}{|k|^2} = \frac{1}{\sigma} = \rho$$

Esse fato significa que a resistividade aparente é a própria resistividade da camada sendo constante para qualquer frequência. Outra grandeza que relaciona os campos medidos com a distribuição de resistividades é a fase  $\phi$  do tensor  $\vec{Z}$ . Ela representa a diferença de fase entre os campos  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$  (ou  $\vec{B}$ ), ou seja,  $\phi$  representa o argumento do número complexo  $Z$

$$\phi = \text{Arg}Z \quad (2.27)$$

que no caso de um semi-espaço uniforme assume o valor de  $45^\circ$  pois:

$$\phi_{xy} = |\text{Arg}(Z_{xy})| = \tan^{-1} \left| \frac{\text{Im}(Z_{xy})}{\text{Re}(Z_{xy})} \right| = \tan^{-1}(1) = 45^\circ \quad (2.28)$$

Um fato importante a se considerar é que a maioria das referências para o estudo do método magnetotelúrico utiliza o campo magnético denotado por  $\vec{H}$ , o que não está errado pois esse vetor é conhecido como *vetor intensidade de campo magnético* porém, na realidade, o que é medido pelo aparelho é o *vetor indução magnética* que é fornecido em nanoteslas ou gammas ( $1 \text{ gamma} = 1 \text{ } \eta T = 10^{-9} T$ ).

## 2.2.2 Indução em um Meio Unidimensional

As relações apresentadas para os campos elétrico e magnético, representam um modelo simples de terra, um semi-espaço uniforme. Entretanto, essas relações tornam-se cada vez mais complicadas em modelos mais complexos, e.g., camadas horizontais e estruturas 2D e 3D.

Um modelo de terra unidimensional é um modelo estratificado horizontalmente em que a condutividade é função unicamente da profundidade  $z$ . Assim, quando um campo eletromagnético atinge a interface entre dois meios ocorrem dois fenômenos relativos à propagação das ondas que são a reflexão e a transmissão. No modelo de camadas horizontais, uma parte da energia é refletida enquanto outra parte é transmitida (Figura 2.2). A dissipação ocorre pela perda de energia sob a forma de calor. Matematicamente esse fato é expresso por

$$\vec{E}(z) = (Ae^{ikz} + Be^{-ikz})\hat{n} \quad (2.29)$$

em que  $\hat{n}$  é o vetor de polarização da onda e cada termo representa a parcela de energia descendente e ascendente, respectivamente.

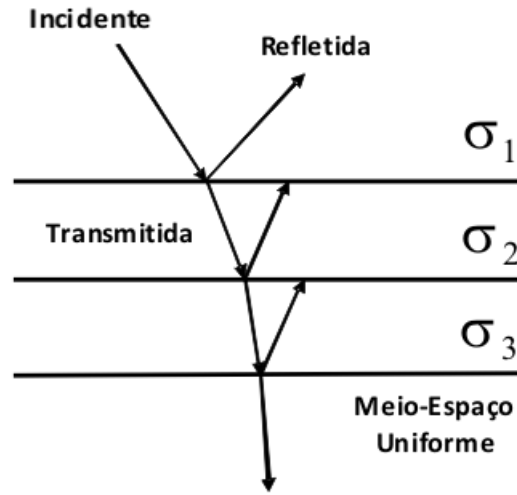


Figura 2.2: Modelo de camadas horizontais.

A situação mais simples de modelo de terra estratificada é o caso unidimensional. No caso 1D a impedância (ou resistividade) varia somente com a profundidade. Nessa situação, a resistividade e a fase não são independentes entre si e é possível encontrar uma expressão aproximada que os relaciona [15]. A equação 2.30 é chamada de relação de dispersão.

$$\phi(f) \approx \frac{\pi}{4} \left[ 1 + \frac{\partial \log \rho_a(f)}{\partial \log f} \right] \quad (2.30)$$

Os campos elétrico e magnético devem obedecer às condições de contorno na interface entre as camadas:

$$\begin{aligned} D_1^\perp &= D_2^\perp, & \vec{E}_1^\parallel &= \vec{E}_2^\parallel \\ B_1^\perp &= B_2^\perp, & \vec{H}_1^\parallel &= \vec{H}_2^\parallel \end{aligned} \quad (2.31)$$

Os símbolos  $\perp$  e  $\parallel$  são utilizados para representar as componentes perpendiculares e paralelas à interface, respectivamente. Uma condição de contorno adicional bastante útil, é a da densidade de corrente  $\vec{J}$  que mostra que sua componente perpendicular deve ser contínua ( $J_1^\perp = J_2^\perp$ ) ao atravessar a interface.

Um modelo de duas camadas pode ser pensado como uma camada de resistividade  $\rho_1$  se estendendo até uma profundidade  $h$  e outra camada com  $\sigma_2$  se estendendo até o “infinito” em profundidade através do eixo  $z$ . Para a primeira camada, a solução da equação 2.15 fica

$$E_x(z) = A_1 e^{ik_1 z} + B_1 e^{-ik_1 z} \quad (2.32)$$



e o campo  $H_y$  pode ser obtido através de

$$H_y(z) = \frac{k_1}{\mu_0 w} (A_1 e^{ik_1 z} - B_1 e^{-ik_1 z}) \quad (2.33)$$

onde as constantes  $A_1$  e  $B_1$  representam as amplitudes na primeira camada viajando em ambas as direções. De maneira similar, o campo elétrico para a segunda camada fica

$$E_x(z) = A_2 e^{ik_2 z} \quad (2.34)$$

e o campo magnético pode ser expreso como:

$$H_y(z) = \frac{k_2}{\mu_0 w} A_2 e^{ik_2 z} \quad (2.35)$$

Os termos  $k_2$  e  $A_2$  representam as quantidades referentes à segunda camada. Evidentemente neste caso não haverá o termo com a exponencial negativa pois não faz sentido haver uma onda refletida viajando pela segunda camada que é infinita. A impedância, em cada camada, pode ser escrita como:

$$Z_{1xy}(z) = \frac{\mu_0 w}{k_1} \left( \frac{A_1 e^{ik_1 z} + B_1 e^{-ik_1 z}}{A_1 e^{ik_1 z} - B_1 e^{-ik_1 z}} \right) \quad (2.36)$$

$$Z_{2xy} = \frac{\mu_0 w}{k_2} \quad (2.37)$$

A equação 2.36 pode ser reescrita em termos da função cotangente hiperbólica:

$$Z_{1xy}(z) = \frac{\mu_0 w}{k_1} \left( \frac{1 + e^{-2(ik_1 z - \frac{1}{2} \ln \frac{B_1}{A_1})}}{1 - e^{-2(ik_1 z - \frac{1}{2} \ln \frac{B_1}{A_1})}} \right) = \frac{\mu_0 w}{k_1} \coth \left( ik_1 z - \frac{1}{2} \ln \frac{B_1}{A_1} \right) \quad (2.38)$$

Na interface de separação ( $z = h$ ), a impedância deve obedecer as mesmas condições de contorno que para os campos elétrico e magnético, ou seja,

$$\frac{\mu_0 w}{k_1} \coth \left( ik_1 h - \frac{1}{2} \ln \frac{B_1}{A_1} \right) = \frac{\mu_0 w}{k_2} \quad (2.39)$$

o que dá:

$$-\frac{1}{2} \ln \frac{B_1}{A_1} = \coth^{-1} \left( \frac{k_1}{k_2} \right) - ik_1 h \quad (2.40)$$

Substituindo a equação 2.40 na 2.38 e tomando  $z = 0$ , obtemos a impedância na superfície em função das impedâncias da camada abaixo:

$$\begin{aligned} Z_{1xy}(0) &= \frac{\mu_0 w}{k_1} \coth \left( \coth^{-1} \left( \frac{k_1}{k_2} \right) - ik_1 h \right) = \\ &= \frac{\mu_0 w}{k_1} \coth \left( \coth^{-1} \left( \frac{k_1 Z_{2xy}(h)}{\mu_0 w} \right) - ik_1 h \right) \end{aligned} \quad (2.41)$$

Através deste procedimento é possível obter uma relação de recorrência entre a impedância medida na superfície e as impedâncias das camadas subsequentes. Seja um modelo de  $n$  camadas, onde  $h_0 = 0$  representa a superfície, a impedância é dada por:

$$Z_{j,xy}(h_{j-1}) = \frac{\mu_0 w}{k_j} \coth \left( \coth^{-1} \left( \frac{k_j}{\mu_0 w} Z_{j+1,xy}(h_j) \right) - ik_j h_j \right), \quad j = 1, 2, \dots, n-1 \quad (2.42)$$

A impedância na  $n$ -ésima camada é a impedância de um semi-espaço uniforme infinito com resistividade  $\rho_n$ , ou seja,

$$Z_n = \frac{\mu_0 \omega}{k_n} \quad (2.43)$$

A condição de contorno pode ser escrita como:

$$Z_j(h_j) = Z_{j+1}(h_j) \quad (2.44)$$

A frequência exerce um papel fundamental pois, se as medições ocorrem em faixas elevadas, geram informações mais superficiais. Portanto, se a intenção é mapear camadas mais profundas é necessário que a frequência assumam valores mais baixos.

Um fato que merece atenção especial é a presença de possíveis complicações devido a propriedades locais. Uma delas é a anisotropia, onde, nesse caso, a condutividade irá variar com a direção do campo elétrico aplicado. *A priori*, todas as rochas são anisotrópicas devido à disposição interna de seus minerais constituintes que podem facilitar ou dificultar a condução em determinada direção. Esse comportamento anisotrópico pode ser verificado por técnicas de perfuração de poços [3].

A anisotropia, com o auxílio da Lei de Ohm, e expressa em três dimensões fica

$$\vec{J} = \vec{\sigma} \cdot \vec{E} \quad (2.45)$$

ou, na forma matricial:

$$\begin{pmatrix} J_x \\ J_y \\ J_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} \quad (2.46)$$

Outra complicação que pode existir é a presença de heterogeneidades nas proximidades do levantamento magnetotelúrico. Em regiões onde há descontinuidades na subsuperfície local, cargas elétricas acumulam-se na interface devido à passagem de corrente. Estas cargas elétricas produzem um campo elétrico próprio ( $\vec{E}_c$ ) na região que modifica o campo inicial ( $\vec{E}$ ) nas proximidades da interface. Como consequência são obtidos valores diferentes para a resistividade aparente (impedância) e fase, dependendo se o fluxo de corrente for paralelo ou perpendicular à descontinuidade (Figura 2.3). Essa influência de corpos heterogêneos é esperada desaparecer a grandes distâncias, cerca de  $1\delta$  (1 *skin depth*), onde a resistividade aparente tende a assumir o valor para um meio-espaço uniforme correspondente.

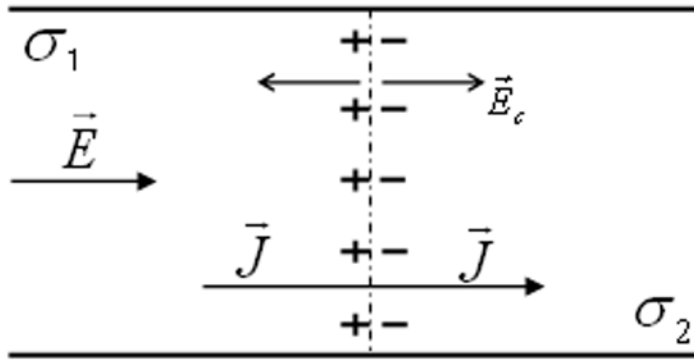


Figura 2.3: Descontinuidade ( $\sigma_1 > \sigma_2$ ) gerando o acúmulo de cargas na interface devido à passagem de corrente  $\vec{J}$ . O campo elétrico gerado pelas cargas  $\vec{E}_c$  opõe-se ao campo  $\vec{E}$  no meio 1 e soma-se ao mesmo no meio 2.

### 2.2.3 Indução em Meios Multidimensionais

O modelo de Terra unidimensional com camadas é um modelo limitado para representar a subsuperfície terrestre. A maioria das unidades geológicas apresentam um comportamento complexo. Para o caso bidimensional, a resistividade varia em duas dimensões, ou seja,  $\sigma = \sigma(y, z)$ . Portanto, a resistividade não sofre variações ao longo da direção  $x$ , essa direção é chamada de *direção de strike* ou simplesmente *strike*. A identificação de tais direções é importante para se obter um conhecimento sobre a dimensionalidade do alvo de estudo. “Uma estrutura é dita 2D quando sua extensão em uma direção é maior que o skin depth do campo incidente” [16]. Na teoria MT para estruturas 2D é conveniente explicitar a direção dos campos  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$  em relação ao “strike” local. Essas configurações são conhecidas como modo TE (transverso elétrico) e modo TM (transverso magnético) e são caracterizadas pelo fato da corrente elétrica fluir paralela ou perpendicularmente ao strike, respectivamente.

Como a resistividade  $e$ , conseqüentemente os campos  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$ , são invariantes na direção de strike, as equações de Maxwell 2.3 e 2.9 são escritas como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} &= -i\omega\mu_0 H_x \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= -i\omega\mu_0 H_y \\ \frac{\partial E_x}{\partial y} &= i\omega\mu_0 H_z \end{aligned} \quad (2.47)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} &= \sigma E_x \\
\frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma E_y \\
\frac{\partial H_x}{\partial y} &= -\sigma E_z
\end{aligned}
\tag{2.48}$$

Do grupo de equações 2.47 e 2.48, as que envolvem a componente  $E_x$  do campo elétrico representam o modo TE e, similarmente, as equações que apresentam a componente  $H_x$  pertencem ao modo TM. Substituindo as duas últimas equações das 2.47 na primeira das 2.48 e as duas últimas das 2.48 na primeira das 2.47, obtêm-se as equações de Helmholtz para os modos TE e TM.

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0
\tag{2.49}$$

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} - \sigma^{-1} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial y} \frac{\partial H_x}{\partial y} + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) + k^2 H_x = 0
\tag{2.50}$$

A equação de Helmholtz para o modo TM é claramente mais complicada do que para o modo TE pois envolve também, as derivadas da condutividade. Entretanto, é possível simplificá-la através do fato de que a condutividade elétrica é aproximadamente zero na camada de ar dielétrica acima da superfície. Portanto, segundo as duas últimas equações da 2.48, a componente  $H_x$  é invariante em ambas as direções  $y$  e  $z$ . Conseqüentemente  $H_x$  é constante na superfície. Esse resultado leva a uma simplificação do modo TM.

A utilização da teoria de indução EM em meios 2D representa uma vantagem considerável no processamento MT devido às simplificações adotadas. Muitas unidades geológicas apresentam um comportamento bidimensional como diques, falhas, riftes e outras mais. No entanto, esses exemplos são situações simples que podem ser resolvidas analiticamente [17]. Em geral, para configurações 2D mais complicadas, são utilizadas soluções numéricas envolvendo técnicas de diferenças finitas, elementos finitos e equações integrais [18].

Em muitas aplicações, a aproximação de estruturas geológicas bidimensionais, resulta em modelos que apresentam resultados satisfatórios. Entretanto, na realidade, a Terra apresenta uma distribuição de resistividades que varia nas três direções, ou seja,  $\sigma = \sigma(x, y, z)$ . A modelagem 3D não possui soluções analíticas sendo possível obter somente soluções numéricas. Dentre as técnicas mais utilizadas está a formulação (*thin sheet*). Embora a aproximação 3D tenha avançado nos últimos anos, ainda possui limitações devido ao custo computacional gerado pelos algoritmos utilizados [19].

## 2.3 O Método MMT

O método magnetotelúrico marinho (MMT) consiste na aplicação do método MT para a exploração de bacias sedimentares oceânicas (*off-shore*). 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. 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 ac-acooplados, bobinas de indução para o campo magnético e amplificadores<sup>1</sup> para o campo elétrico [20]. 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 [21].

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 geram pequenas alterações nas condições de contorno, que devem ser obedecidas pelos campos elétrico e magnético 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,  $\vec{J}_z = 0$ . Como consequência, o campo elétrico vertical deve ser identicamente  $E_z = 0$ , fazendo com que a quantidade  $\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J}$  não possua componente na direção  $z$ , ou seja:

$$(\vec{\nabla} \times \vec{H})_z = \frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = J_z = 0 \quad (2.51)$$

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 a  $x$  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 à 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 [8] onde modelos são obtidos e comparados com e sem a presença da camada de água do mar.

---

<sup>1</sup>Desenvolvidos para aplicações marinhas de fonte controlada.

# Capítulo 3

## Contexto Geológico e Aquisição de Dados MMT

### 3.1 A Margem Continental

“A configuração estrutural e estratigráfica da margem continental brasileira é relativamente bem conhecida atualmente por intermédio de investigações geofísicas (reflexões sísmicas) e por perfis dos poços perfurados pela PETROBRÁS ” [22]. Para entender como as bacias brasileiras, especialmente as da margem continental, atingiram tais níveis de produção, é necessário regressar alguns milhões de anos no tempo. 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.

Após a ruptura do paleocontinente, em meio a fase de deriva continental, os eixos de rotação do Brasil e da África assumiram movimentos bastante irregulares (Figura 3.1) devido às tensões atuantes no cenário, mostrando a resistência que era imposta pelas massas à separação [23]. 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.

As bacias pertencentes à margem equatorial (segmento transformante) se estendem desde a Bacia do 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 3.2). 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 dissertação.

Segundo BIZZI et al. [24], 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.

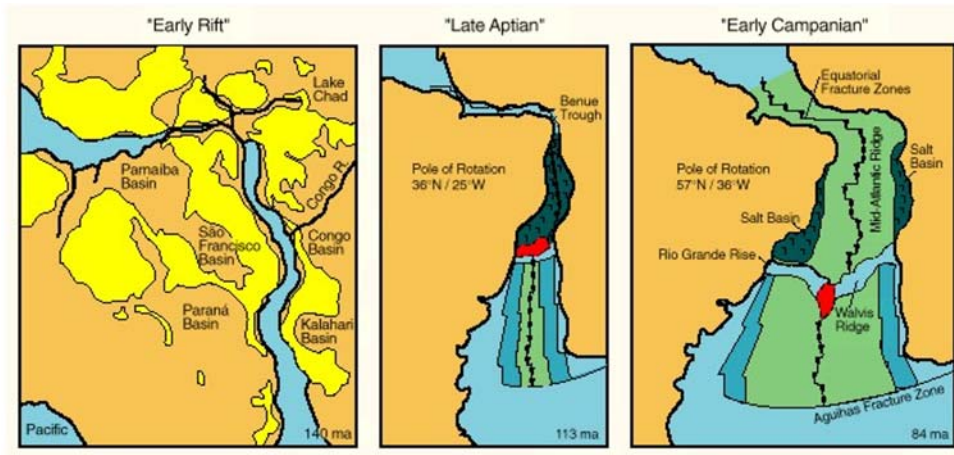


Figura 3.1: Reconstrução das placas tectônicas do Atlântico Sul, durante o Cretáceo, mostrando movimentos relativos das bacias continentais e oceânicas ao longo da costa do Brasil e oeste da África. FONTE: [www.acd.ufrj.br](http://www.acd.ufrj.br) (Projeto Multimin).

A primeira fase (pré-rifte) é caracterizada por uma elevação crustal, com o aparecimento de um geanticlinal no intervalo entre os períodos Permiano e Jurássico [22]. 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 (consequência 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 [23].

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 [25]. A



Figura 3.2: Mapa de localização das bacias sedimentares brasileiras [24].

entrada e a circulação da água eram baixas pois as fossas “recém-abertas” pelo rifte eram estreitas, o que propiciou, juntamente com o clima da época e o tectonismo ameno, 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. [26] e CASTRO, A. S. & HOLZ, M. [27] 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 3.3).

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 progressivo alargamento do oceano ocorreu uma lenta subsidência da plataforma carbonática gerando uma



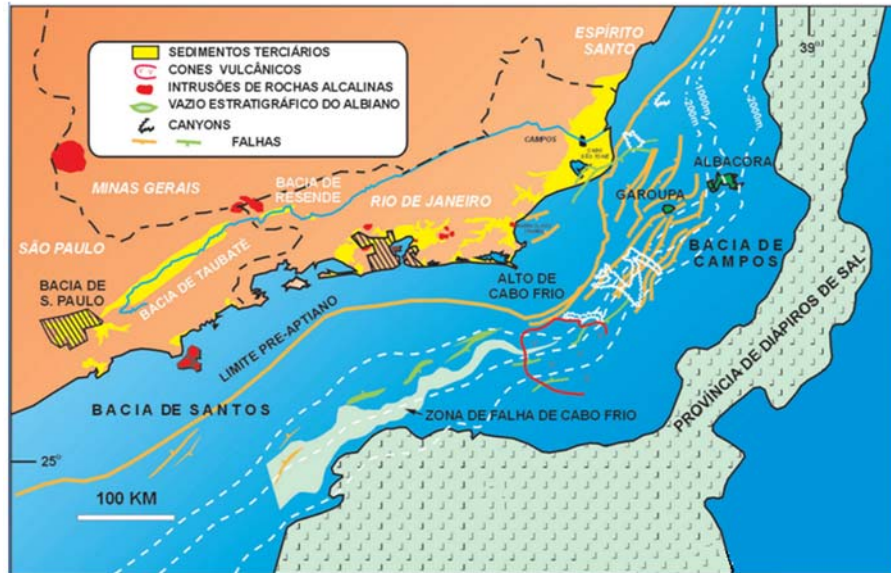


Figura 3.3: Mapa da região de Cabo Frio mostrando a extensa província de diápiros de sal [24].

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 3.4). Os conglomerados estão representados pela formação Santos, presente na porção oeste da bacia junto aos arenitos de ambiente marinho raso (formação Juréia). Segundo LELARGE [28], essas deposições ocorridas entre o Santoniano e o Maastrichtiano, estão relacionadas a eventos que culminaram na subida da Serra do Mar.

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 curvas (lítricas). O soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira resultou na progradação de sedimentos siliciclásticos que vieram a acumular, o que formou uma espécie de cunha e possibilitou a regressão do mar. Simultaneamente ocorreram episódios de tectonismo (reativados por falhas de origem mais antiga) e magmatismo. Os sedimentos desse períodos estão representados, na bacia de Santos, pelas formações Iguapé e Sepetiba seguido pela formação Marambaia. A Figura 3.5 apresenta uma seção geológica esquemática com as formações características de cada fase da evolução da Bacia de Santos.

Todos os processos e fases referentes à evolução da margem continental divergente, mencionados até o momento, podem ser melhor visualizados na Figura 3.6.

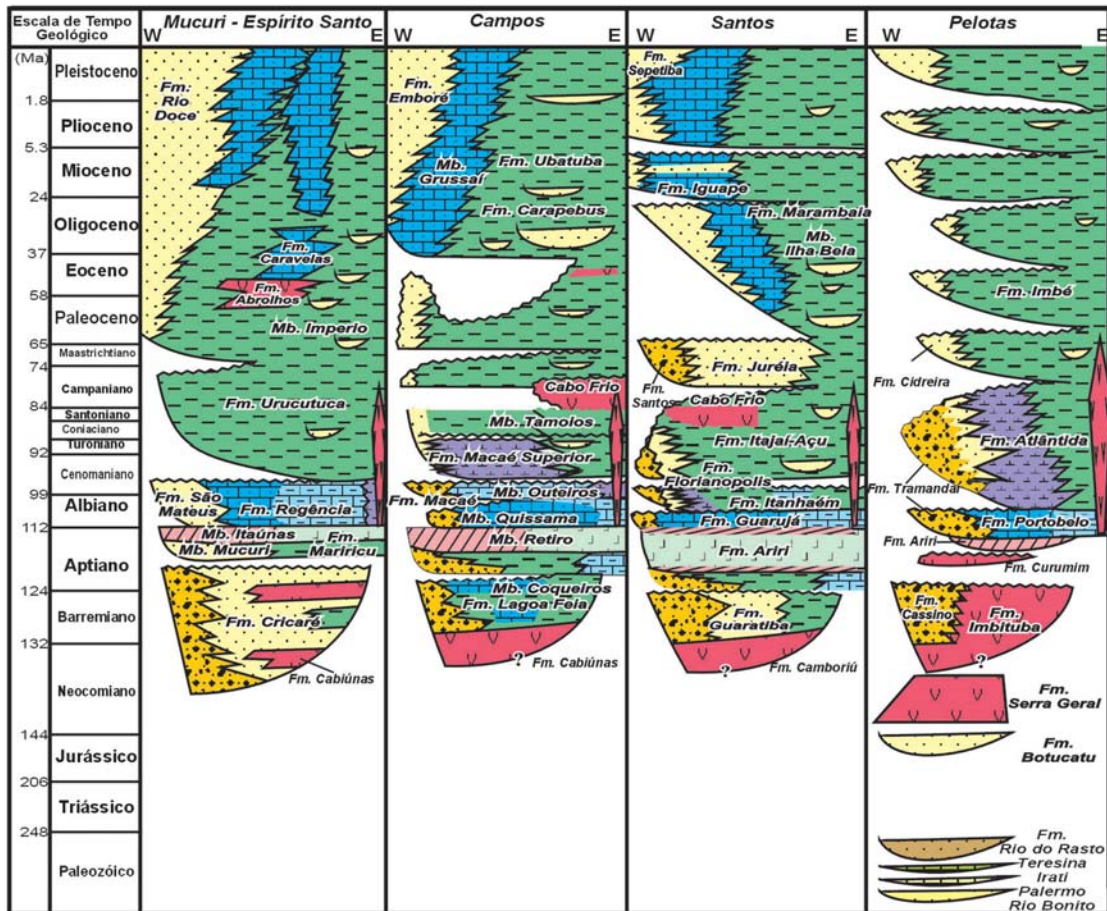


Figura 3.4: Colunas estratigráficas das bacias sedimentares da margem sudeste e sul brasileira [24].

### 3.1.1 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 1200 km de extensão. Localiza-se no litoral sudeste do território brasileiro, em frente aos 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 3.2). Possui uma área aproximada de  $350.000 \text{ km}^2$ , ou seja, bem maior do que a Bacia de Campos ( $100.000 \text{ km}^2$  de área submersa e  $500 \text{ km}^2$  de área emersa), 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.

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



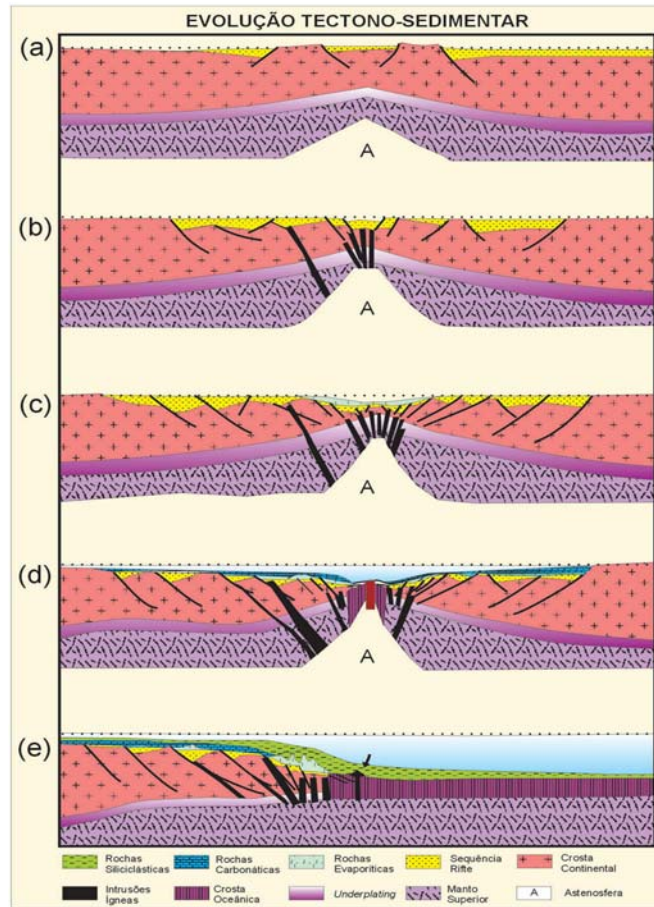


Figura 3.6: Modelo geodinâmico apresentado para a evolução das bacias da margem continental brasileira [24].

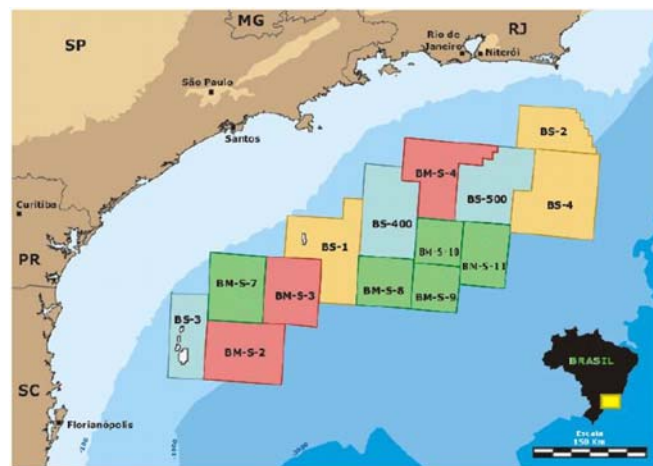


Figura 3.7: Mapa da Bacia de Santos subdividida em blocos exploratórios. FONTE: [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br) (3ª Rod. de Lic., 2001)

selantes são representadas por pelitos intercalados aos arenitos das formações Itajaí-Açu, Santos, Jureia e Marambaia. As trapas ligadas aos processos de halocinese ocorreram de-

vido ao grande volume da sequência evaporítica depositada no Aptiano e como resultado da tectônica do sal.

## 3.2 Equipamento Utilizado

O equipamento utilizado no levantamento é conhecido como MMT-24 (fabricado pela EMI - Electromagnetic Instruments Inc.)<sup>1</sup> e é apropriado para aquisições marinhas. O MMT-24 possui alguns componentes específicos, como os eletrodos não-polarizáveis do tipo *silver-silver chloride* (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) [30], 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 frequência utilizada pelo MMT, as bobinas de indução apresentam uma resposta em frequência melhor do que os sensores fluxgate, por esta razão são mais apropriadas [31] para situações marinhas. A Figura 3.8 exibe as curvas de respostas em frequência para os sensores elétricos (eletrodos) e magnéticos (bobinas) utilizados no levantamento.

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<sup>2</sup> 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. 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. A Figura 3.9 apresenta a arquitetura simplificada do funcionamento dos receptores MMT utilizados no levantamento. A Figura 3.10 mostra um exemplo destes receptores.

## 3.3 Aquisição de Dados

A campanha de aquisição de dados foi realizada no segundo semestre de 2007. No total, foram realizadas 96 estações divididas em três perfis MMT contendo cerca de 270 km

---

<sup>1</sup>A SIO (Scripps Institution of Oceanography) iniciou o desenvolvimento dos receptores MMT.

<sup>2</sup>Neste trabalho foram utilizados somente os dados do campo magnético adquirido nas duas direções horizontais.

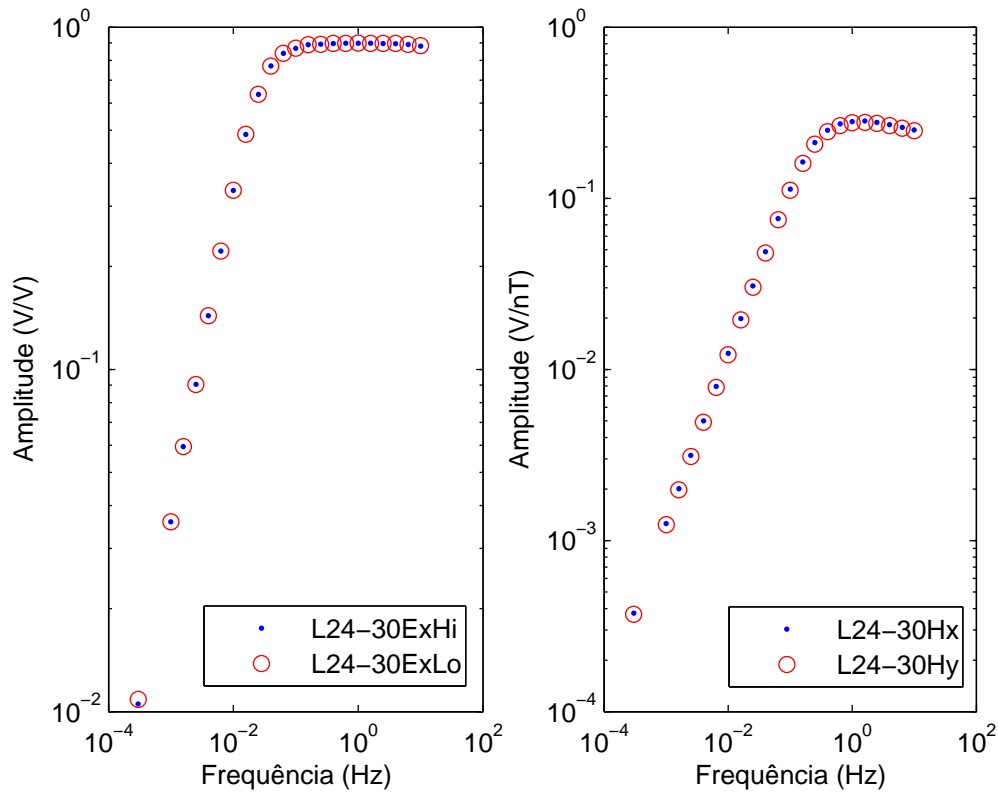


Figura 3.8: Resposta em frequência para os sensores elétricos (direita) e magnéticos (esquerda) da estação L24-30 do perfil central.

de extensão. 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 3.11. Os dados foram obtidos sob uma lâmina d'água de 50 m até uma profundidade máxima de cerca de 1500 m. Neste trabalho foram utilizadas 56 das 58 estações presentes no perfil central (linha P-01) cuja separação entre elas variou de 2 km (parte rasa) a 4 km (águas profundas).

O procedimento de aquisição de dados foi gerenciado 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 e cerca de 80% das estações tiveram boa qualidade enquanto os 20% restantes apresentaram algum tipo de ruído<sup>3</sup>.

<sup>3</sup>Os procedimentos para correção serão discutidos mais adiante no próximo capítulo.

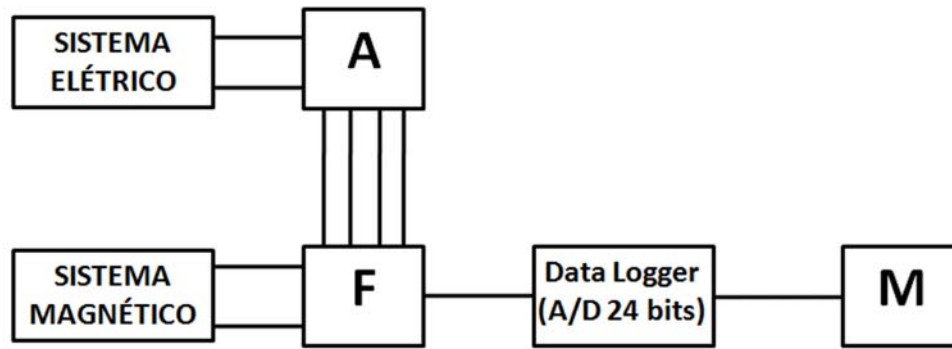


Figura 3.9: Diagrama em blocos simplificado do funcionamento dos receptores MMT. Os símbolos A, F e M representam os amplificadores, filtros e memória, respectivamente. Os componentes de filtragem normalmente vêm imbutidos nos sistemas de aquisição.

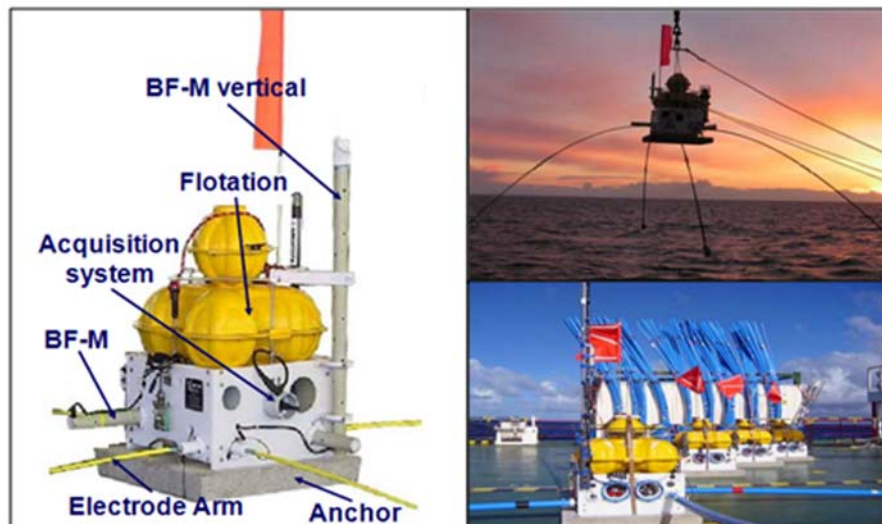


Figura 3.10: Receptor MMT utilizado no levantamento. À direita, ao topo, o aparelho sendo lançado ao mar e abaixo sendo utilizado simultaneamente nas sondagens.

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).

O equipamento MMT-24 foi preparado para registrar os dados dos campos elétricos e magnéticos (séries temporais) a uma taxa de amostragem de 62,5 Hz. Posteriormente são aplicados 7 níveis de decimação alcançando uma frequência final de cerca de 0,5 Hz. A figura 3.12 mostra um exemplo de série temporal obtida na estação L24-46 pertencente à linha P-01 (perfil central). O intervalo da janela é de 32 segundos de aquisição e os 6 canais exibidos representam 4 canais elétricos (2 na direção  $x$  e 2 na direção  $y$ ) e 2 canais magnéticos.

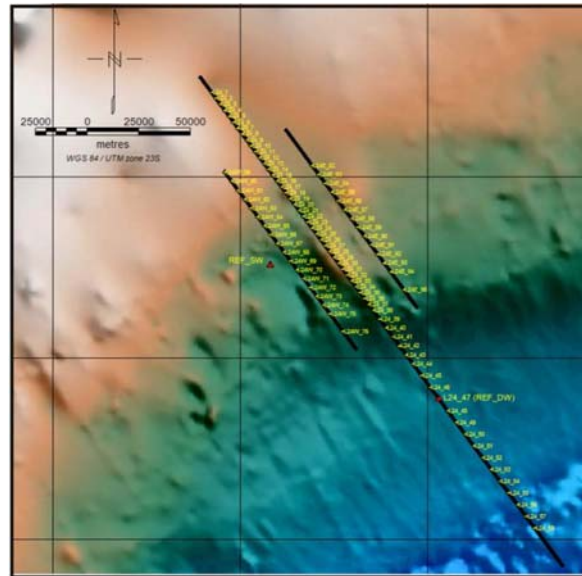


Figura 3.11: Mapa batimétrico com os três perfis MMT realizados na Bacia de Santos. O perfil central (Linha P-01) se estende desde águas rasas até profundas, com lâmina d'água de 1500 m.

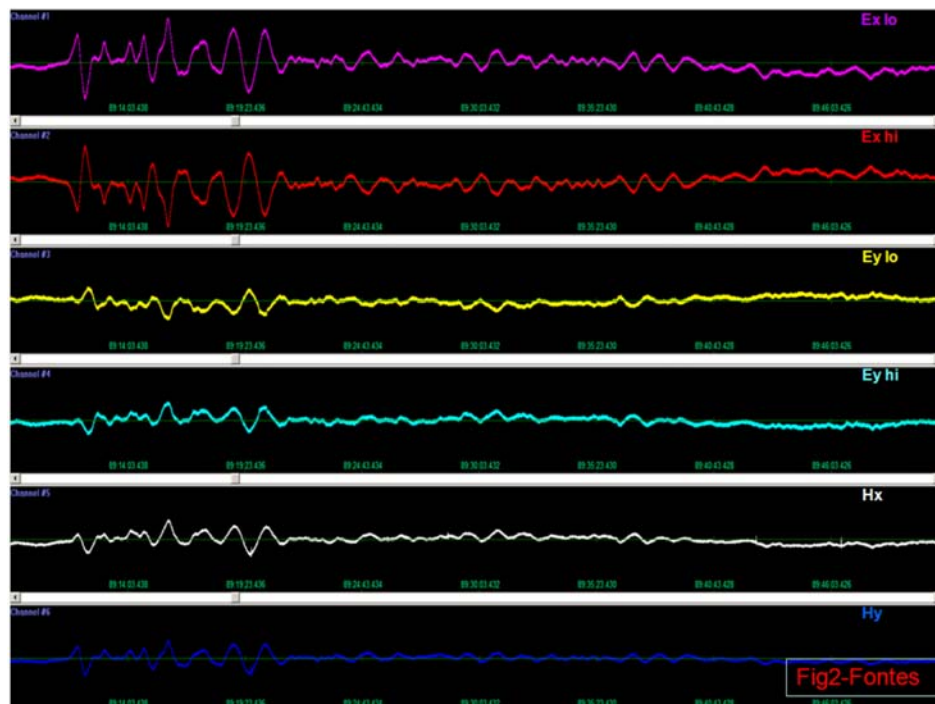


Figura 3.12: Série temporal obtida para a estação L24-46 do perfil central, os 4 canais superiores representam os elétricos com baixo e alto ganhos e os dois canais inferiores são os magnéticos. A janela possui um intervalo de amostragem de 32 segundos.



# Capítulo 4

## Processamento dos Dados MT

Os dados obtidos em uma campanha de campo MT (séries temporais dos campos elétricos e magnéticos naturalmente incidentes na superfície terrestre) não são indicados para sofrer uma análise direta. São necessárias etapas de processamento para possibilitarem interpretações sobre a distribuição de resistividades da Terra. Essas etapas são realizadas em laboratório através de programas desenvolvidos especialmente para essa finalidade. Um processamento clássico de dados magnetotelúricos envolve principalmente as etapas: inspeção e seleção dos segmentos das séries temporais, pré-processamento das séries temporais (remoção de tendências e aplicação de janelas), mudança de domínio dos dados (passagem do domínio do tempo para o da frequência: *cascade decimation*<sup>1</sup>), referência remota [21], estimativa<sup>2</sup> dos elementos do tensor impedância e outros parâmetros afins, decomposição tensorial do tensor impedância [35], correções de ruídos, a determinação das curvas de resistividade aparente e fase e, por fim, as modelagens direta e inversa.

O equipamento MMT-24 registra as séries temporais dos campos EM porém, estes registros, pela presença de ruídos e distorções, impossibilitam uma averiguação mais profunda afim de se obter conclusões mais elaboradas. As séries temporais (dados brutos) foram inspecionadas de forma que somente os melhores segmentos (trechos sem comportamento anômalo ou com correlação aparente entre as componentes ortogonais dos campos) foram selecionados. Após esta seleção, os segmentos de dados foram submetidos a uma etapa de *pre-whitening* para a remoção de tendências lineares e, posteriormente, aplicou-se uma janela de Hamming [36] com o intuito de suavizar o início e o fim da amostragem para evitar o “vazamento espectral” e assim comprometer a resolução do sinal.

---

<sup>1</sup>Método de dizimação em cascata [32].

<sup>2</sup>Normalmente utiliza-se o método de mínimos quadrados [33] ou estimativa robusta [34].

Para realizar o processamento no domínio da frequência<sup>3</sup> a transformada de Fourier é efetuada utilizando o algoritmo FFT (*Fast Fourier Transform*). Os valores dos campos  $\mathbf{E}(\omega)$  e  $\mathbf{H}(\omega)$ , no domínio da frequência, assim como suas autopotências e potências cruzadas são obtidos utilizando uma técnica estatística de mínimos quadrados [33], e através dos campos medidos nas estações remotas (Ref-SW e L24-47), foi possível estimar as componentes do tensor impedância  $\mathbf{Z}(\omega)$ :

$$Z_{xx}(w) = \frac{\langle E_x H_{xr}^* \rangle \langle H_y H_{yr}^* \rangle - \langle E_x H_{yr}^* \rangle \langle H_y H_{xr}^* \rangle}{DET} \quad (4.1)$$

$$Z_{xy}(w) = \frac{\langle E_x H_{yr}^* \rangle \langle H_x H_{xr}^* \rangle - \langle E_x H_{xr}^* \rangle \langle H_x H_{yr}^* \rangle}{DET} \quad (4.2)$$

$$Z_{yx}(w) = \frac{\langle E_y H_{xr}^* \rangle \langle H_y H_{yr}^* \rangle - \langle E_y H_{yr}^* \rangle \langle H_y H_{xr}^* \rangle}{DET} \quad (4.3)$$

$$Z_{yy}(w) = \frac{\langle E_y H_{yr}^* \rangle \langle H_x H_{xr}^* \rangle - \langle E_y H_{xr}^* \rangle \langle H_x H_{yr}^* \rangle}{DET} \quad (4.4)$$

Em que:

$$DET = \langle H_x H_{xr}^* \rangle \langle H_y H_{yr}^* \rangle - \langle H_x H_{yr}^* \rangle \langle H_y H_{xr}^* \rangle \quad (4.5)$$

As quantidades entre colchetes representam a médias tomadas entre os valores dos campos e o símbolo (\*) representa o complexo conjugado dos espectros. Porém, os valores dos campos não são exatos e possuem erros (ruídos) associados à sua medição portanto, sua estimativa tende a ser menor do que na realidade (*donward biased*). Para eliminar este efeito foi utilizada a referência remota aliada à técnica de mínimos quadrados [39].

A partir das estimativas do tensor impedância, eles podem ser rotacionados para a direção, designada por um ângulo  $\phi$  (*strike*), de maneira que a soma quadrática dos componentes da diagonal principal do tensor  $Z$ :

$$|Z_{xx}^2(w) + Z_{yy}^2(w)| \approx 0 \quad (4.6)$$

Note que esse procedimento é equivalente a maximizar os componentes da diagonal secundária. Esse fato ocorre pois, se se imaginar o tensor impedância como uma função de transferência com o campo magnético como a entrada e o campo elétrico como a saída, o processo de minimizar a diagonal principal ou maximizar a diagonal secundária serve para garantir o caráter da transformação linear para  $Z_{xy}$  e  $Z_{yx}$ .

---

<sup>3</sup>O processamento no domínio do tempo é adotado por diversos autores [37, 38].

Foram utilizados mapas de anomalias gravimétricas (Bouguer) e magnetométricas da região, como indicadores sobre a dimensionalidade do alvo a ser investigado. A Figura 4.1 apresenta os mapas gravimétricos e magnetométricos, respectivamente, que demonstram o caráter bidimensional das estruturas e também justificam a direção adotada para os perfis realizados (Figura 3.11). É possível notar que a região de estudo possui propriedades gravimétricas e magnéticas aproximadamente constantes na direção NE-SW.

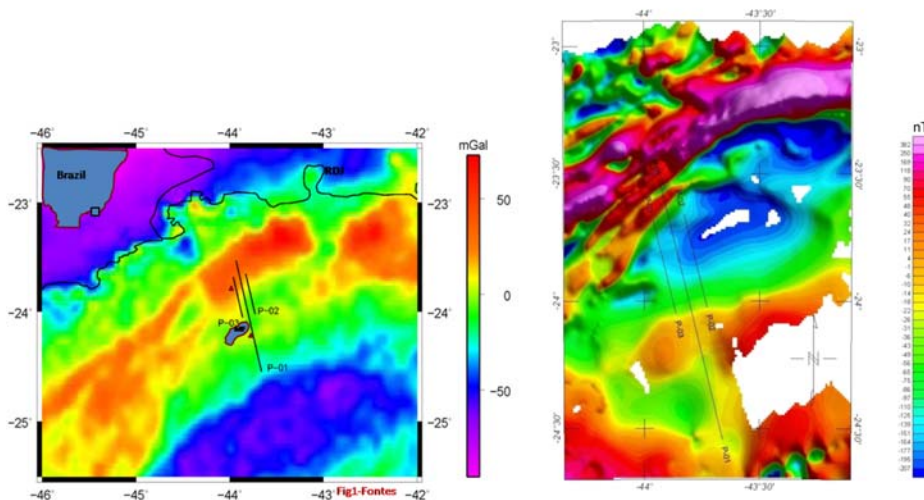


Figura 4.1: Mapas de anomalia gravimétrica Bouguer (esquerda) e magnética (direita). Os mapas mostram claramente a tendência linear das estruturas na direção NE-SW.

A partir dos componentes do tensor impedância foram geradas as curvas de resistividade aparente e fase (de acordo com as equações 2.24 e 2.27) no formato EDI (Electrical Data Interchange) para possibilitar a leitura dos dados. As curvas apresentaram um nível de ruídos menor do que o esperado já que há muitos atenuantes em procedimentos de aquisição marinha como o desconhecimento do ambiente durante as medições e a própria lâmina d'água. A Figura 4.2 apresenta alguns exemplos das curvas<sup>4</sup> para algumas estações do perfil central. Quanto a natureza dos ruídos encontrados, o movimento da água em lâminas rasas (cerca de 200 m) leva a ocorrência de microsismos com períodos de 10 s que perturbam os dados.

O pacote utilizado para a leitura das curvas foi o WingLink versão 2.2 desenvolvido pela GEOSYSTEM SRL e a partir dele foi possível realizar um procedimento de remoção de alguns pontos espúrios “*outliers*”. Os dados coletados não chegaram a apresentar “*static shift*” (deriva estática), que é um efeito galvânico gerado pelo acúmulo de cargas elétricas nas interfaces de discontinuidades presentes na subsuperfície local. As cargas acumuladas

<sup>4</sup>O apêndice A apresenta as curvas de resistividade e fase de todas as 56 estações utilizadas do perfil central.

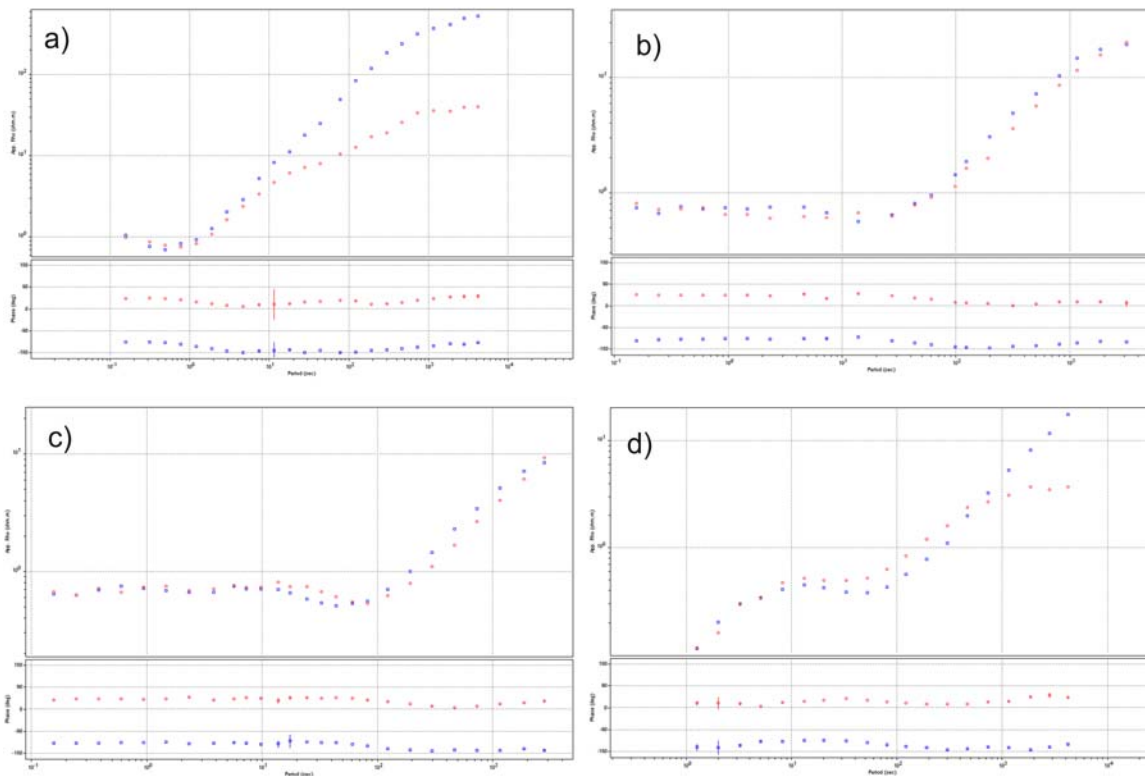


Figura 4.2: Curvas de resistividade aparente e fase para as estações L24-10 (a), L24-27 (b), L24-39 (c) e L24-54 (d) do perfil central. Os dados em cor vermelha simbolizam o modo TE e a cor azul representa o modo TM.

geram campos elétricos que modificam os campos primários e como resultado provocam um deslocamento vertical nas curvas de resistividade tanto para o modo TE como para o modo TM. Segundo JIRACEK [40], o deslocamento é negativo na porção condutiva e positivo no lado resistivo da descontinuidade. Ainda segundo JONES [41] esse efeito não se manifesta nas curvas de fase. Embora esses efeitos possam ser atenuados em laboratório há diversas técnicas que podem corrigir esse comportamento anômalo como a utilização de alguma outra técnica eletromagnética no domínio do tempo (por exemplo TEM: Transient Electromagnetics) ou a técnica EMAP (Electromagnetic Array Profiling) [42] entre outras.

A continuidade do processamento foi composta pela modelagem direta (*Forward Modelling*) e inversa (*Inverse Modelling*). A construção de um modelo foi baseada, inicialmente, em um semi-espço infinito de resistividade igual a  $100 \Omega m$  e posteriormente foi adotado um outro modelo de partida com  $1000 \Omega m$  de resistividade. A presença da lâmina d'água foi levada em consideração pois, embora ela 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  $0,1 \Omega m$  a  $0,3 \Omega m$ . A construção do modelo direto foi baseada, no modelo geológico, apresentado por [24], (Figura 4.3).

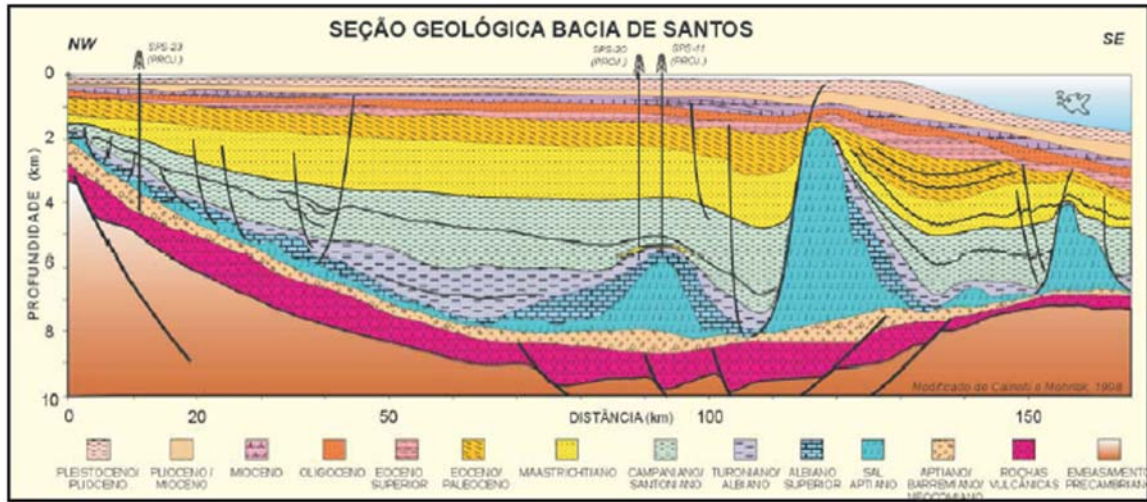


Figura 4.3: Seção geológica utilizada como informação a priori para a construção do modelo direto magnetotelúrico [24].

O embasamento foi modelado para uma resistividade de cerca de  $500 \Omega m$  e se estendendo desde o início do perfil até a porção central a cerca de 10 km de profundidade. Esse valor de resistividade para o embasamento foi escolhido para evidenciar os contrastes entre as estruturas. A Figura 4.4 mostra um exemplo do modelo inicial de  $100 \Omega m$  utilizado nas inversões MT. O assunto sobre as inversões realizadas será tratado no capítulo seguinte assim como suas análises e interpretações.

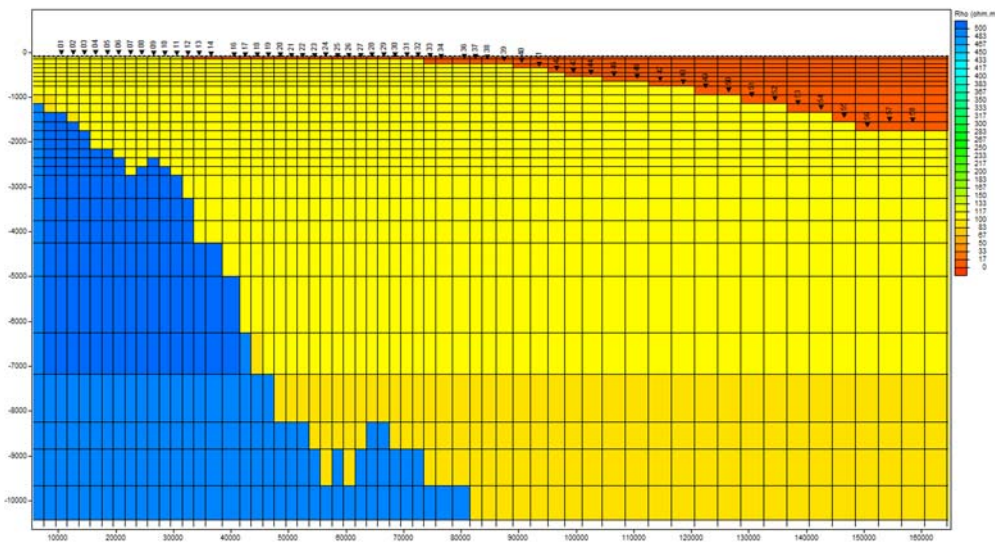


Figura 4.4: Modelo inicial baseado nas informações geológicas. A resistividade do embasamento foi adotada como  $500 \Omega m$ , das estruturas adjacentes  $100 \Omega m$  e da água do mar variou de  $0,1 \Omega m$  a  $0,3 \Omega m$ .

# Capítulo 5

## Resultados

### 5.1 Introdução

A análise dos dados é a etapa realizada após todos os passos do processamento terem sido realizados e os resultados obtidos. É a partir de um prévio conhecimento geológico sobre as estruturas investigadas que é permitido fazer conexões dos resultados obtidos com o que existe realmente nas camadas da subsuperfície terrestre. Por essa razão, interpretações baseadas em modelos uni, bi ou tridimensionais devem ser realizadas adequadamente para cada situação. Esse fato é um dos motivos que causam um bom percentual de interpretações e conclusões equivocadas. Neste trabalho foram obtidos modelos geoeletricos bidimensionais para o perfil central (Linha P-01) e cujas discussões serão apresentadas na próxima seção.

### 5.2 Análise dos Resultados

O modelo geoeletrico foi obtido através de inversões 2D dos dados, o que é plausível, de acordo com os mapas gravimétricos e magnetométricos (Figura 4.1), que indicam a dimensionalidade das estruturas presentes na região. Os resultados representam uma abordagem inicial de um estudo que continuará a ser desenvolvido com maior ênfase, tendo em vista que o assunto merece atenção da comunidade geofísica por representar um novo horizonte na pesquisa de hidrocarbonetos. Além do modelo geológico, utilizado como uma espécie de informação a priori (Figura 4.3), foi utilizado, como comparação, um modelo obtido pela integração de dados sísmicos, gravimétricos e de poços (Figura 5.1).

O modelo integrado mostra, entre outras feições, a existência de diversos corpos de sal, inclusive um imenso diápiro intrudindo as camadas sobrejacentes, assim como o embasamento cristalino (representado por granitos e gnaisses) na porção NW do perfil.

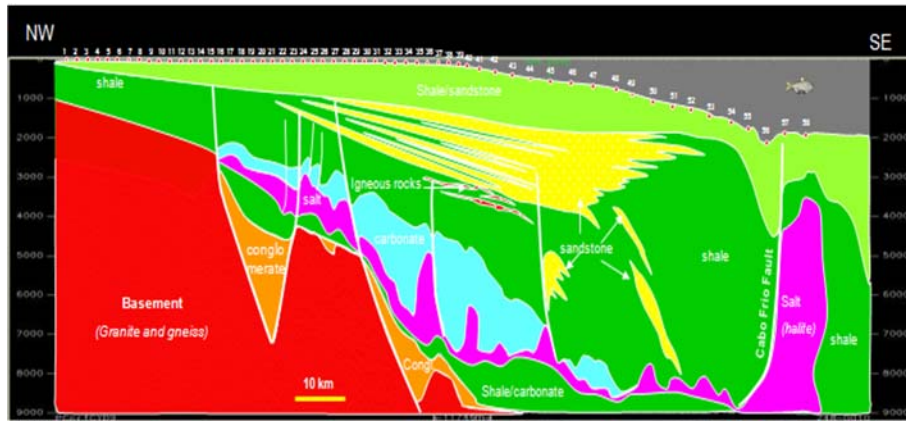


Figura 5.1: Modelo geosímico utilizado como comparação para o método MMT. Modelo obtido pela interpretação conjunta de dados de gravimetria, sísmica e perfuração de poços.

As inversões 2D foram computadas utilizando o código de processamento de RODI & MACKIE [43] através da técnica dos gradientes conjugados não-lineares (NLCG). O algoritmo busca encontrar soluções suaves para a estrutura de resistividades. Ambos os modos, TE (transverso elétrico) e TM (transverso magnético), foram utilizados nas inversões porém, em algumas estações, foi utilizada uma curva suavizada que foi baseada nos dados observados. Como critério de tolerância para o ajuste, foram admitidos erros máximos para a resistividade e fase de cerca de 6% nas inversões. A malha utilizada nas inversões foi construída pelo programa, utilizando o método de diferenças finitas, e admitida ao menos uma coluna sob cada estação do perfil afim de obter interpolação suaves. Cada célula da malha foi possuíu somente um único valor de resistividade e, em virtude de se obter um maior detalhamento nas partes “rasas” do perfil (pequenas profundidades), foram utilizadas células com dimensões menores que aumentavam de forma gradual com a profundidade. O RMS “*Root Means Square*” da inversão, que representa a capacidade dos dados calculados em representar os dados observados, alcançou um valor mínimo de 3.2 nos estágios finais das inversões. O valor obtido para o RMS é aceitável tendo em vista que valores próximos a 1, ou ainda menores, são indicadores de um bom ajuste. A Figura 5.2 apresenta a inversão 2D final realizada para o perfil central utilizando ambos os modos (TE e TM) simultaneamente das 56 estações disponíveis do perfil central.

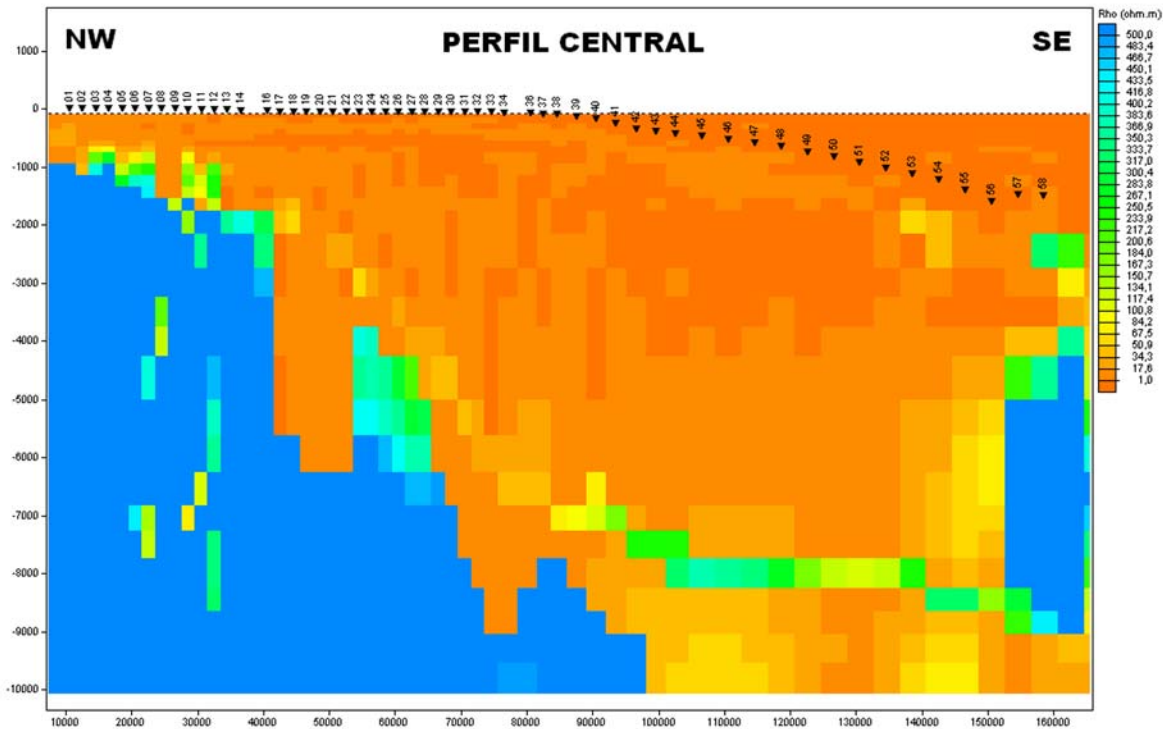


Figura 5.2: Modelo geolétrico obtido pelas inversões 2D realizadas através da técnica dos gradientes conjugados não-lineares (NLGC) [43].

As pseudoseções de resistividade e fase apresentadas demonstram o ajuste alcançado pelo modelo. O modo TM é mais susceptível às variações laterais de resistividade enquanto o modo TE possui uma resolução melhor em profundidade (Figuras 5.3 e 5.4). A pseudoseção do modo TM apresenta uma anomalia de resistividade no início do perfil, o que indicaria a presença do embasamento nessa região. Tanto no modo TE quanto no modo TM, a região de maior desajuste nos dados foi a porção final do perfil (sob as últimas estações). Isso se deve ao fato de que essa região apresentou um nível alto de ruído. Resultados foram obtidos considerando somente um dos modos (TE ou TM) porém, não representaram uma melhora considerável. O ideal é realizar uma interpretação baseada em todas as informações e resultados obtidos.



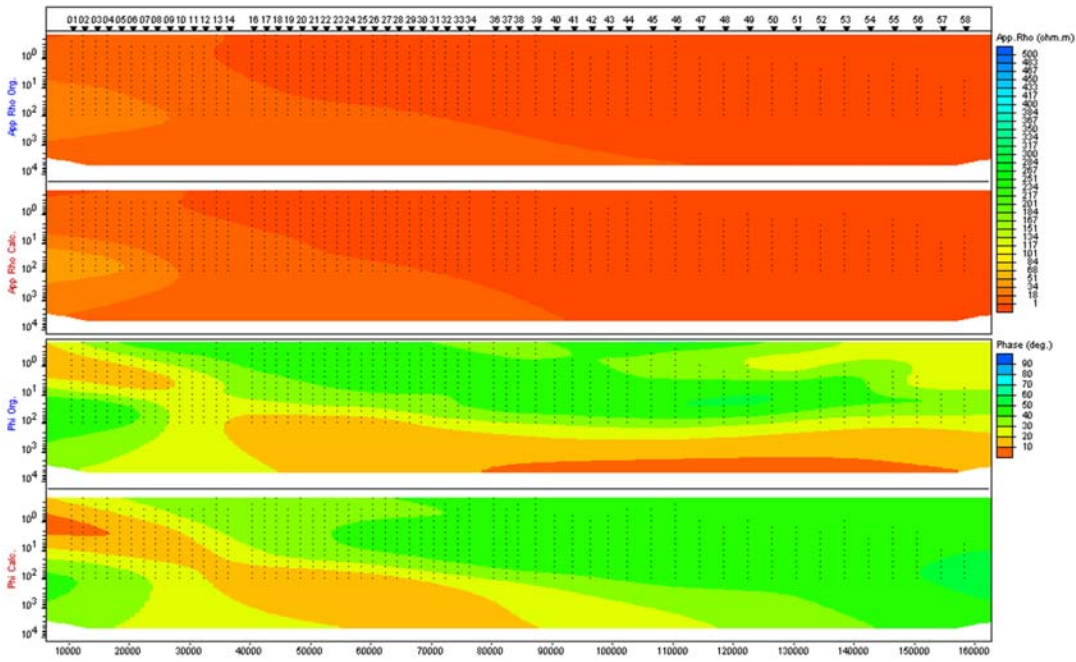


Figura 5.3: Pseudoseção da inversão 2D para o modo TE. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente.

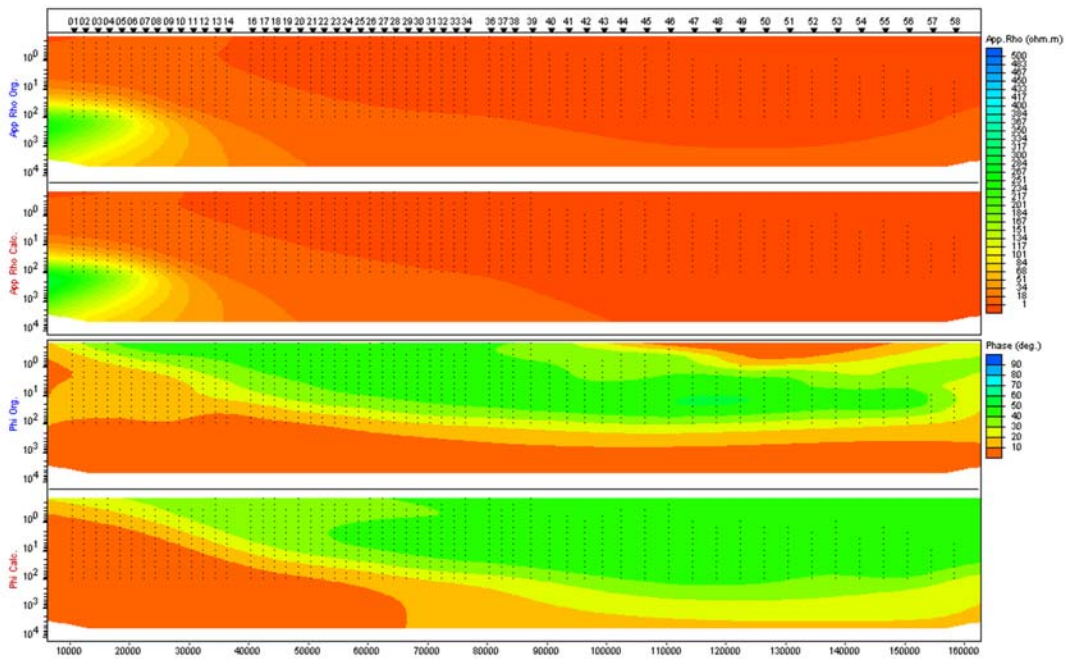


Figura 5.4: Pseudoseção da inversão 2D para o modo TM. Os quadrantes representam a resistividade aparente e fase observadas e calculadas respectivamente.

Como uma maneira de auxiliar na interpretação das estruturas, foi utilizado como base, os valores de resistividade [5] para diversos tipos de rochas e sedimentos 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 magnetotelúrico no estudo de estruturas marinhas. Ambas são apresentadas no próximo capítulo.

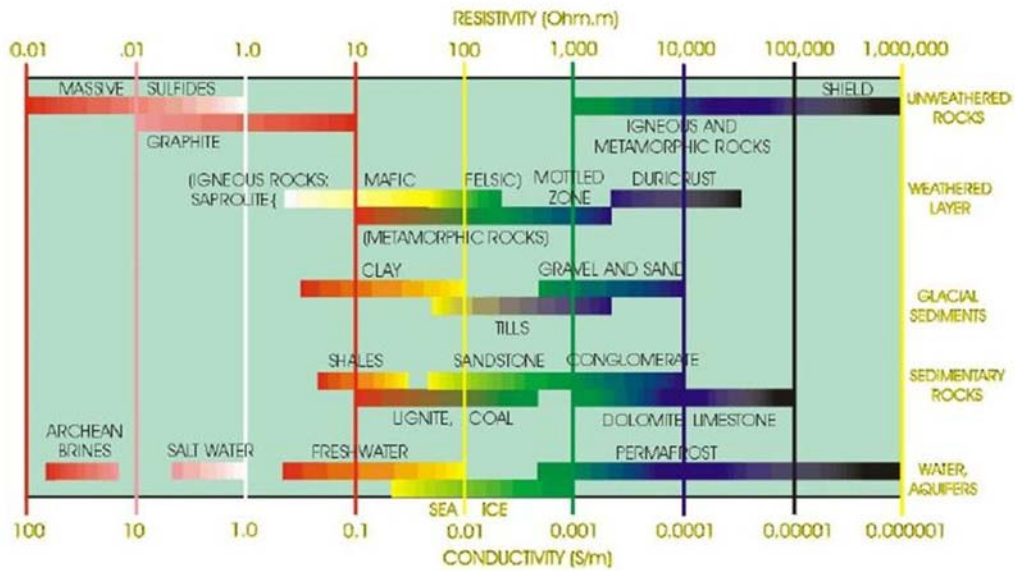


Figura 5.5: Valores típicos de resistividade e condutividade das rochas e sedimentos.

# Capítulo 6

## Interpretações e Conclusões

Este trabalho representa uma primeira abordagem sobre o método magnetotlúrico marinho (MMT) no Brasil, e os resultados obtidos, embora preliminares, parecem ser coerentes com as informações e os modelos geológicos utilizados. Nesta fase inicial de processamento dos dados, foi gerado um modelo geoeletrico 2D e através dele foi possível retirar informações valiosas sobre as estruturas subjacentes. O embasamento cristalino se manteve aproximadamente constante em posição, profundidade e resistividade durante as iterações geradas pela inversão. Ele foi mapeado e sua posição sobre o perfil parece se estender por cerca de 80 km, lateralmente, até se tornar mais profundo na região central atingindo uma profundidade superior a 10 km. Foi detectada a presença de intrusões condutivas no embasamento porém esse fato necessita de um maior detalhamento. Na porção central, logo abaixo das estações, foi identificado uma zona condutiva que, quando comparada à faixa de resistividades (Figura 5.5), pode representar as camadas de folhelhos e, ao redor, arenitos. O intervalo de resistividade escolhido foi de  $0.1 \Omega m$  a  $500 \Omega m$ . 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.

Duas grandes estruturas foram identificadas: uma vertical, com cerca de 5 km de extensão, intrudindo as camadas subjacentes, que obteve boa resolução e foi detalhada na parte final do perfil e uma outra, se estendendo lateralmente por cerca de 120 km, ao longo do perfil, com resolução regular. Essas estruturas podem ser vestígios de uma atividade holocinética ocorrida no processo de formação das bacias marginais brasileiras, durante o Aptiano (110 Ma), e que acabou resultando nos domos e diápiros presentes na Bacia. Essa camada horizontal, que pode representar a base do pré-sal da Bacia de Santos abriga campos gigantes de óleo e gás a profundidades que podem variar de 5 km a 7 km abaixo da lâmina d'água.

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 ambiguidades porém, o modelo inicial obtido já demonstra o potencial 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 [44] e a aplicabilidade do MMT não pode ser descartada. Como uma continuidade natural do trabalho está o processamento dos dois outros perfis laterais (Linhas P-02 e P-03) assim como suas respectivas interpretações. Outra alternativa se insere numa proposta de processamento robusto dos dados e a realização de inversões conjuntas dos dados sísmicos e eletromagnéticos seguindo a metodologia apresentada por GALLARDO & MEJU [45].

# Apêndice A

## Curvas de Resistividade Aparente e Fase

Nesta seção são apresentados as curvas de resistividade aparente e fase em função do período para as 56 estações utilizadas neste trabalho.

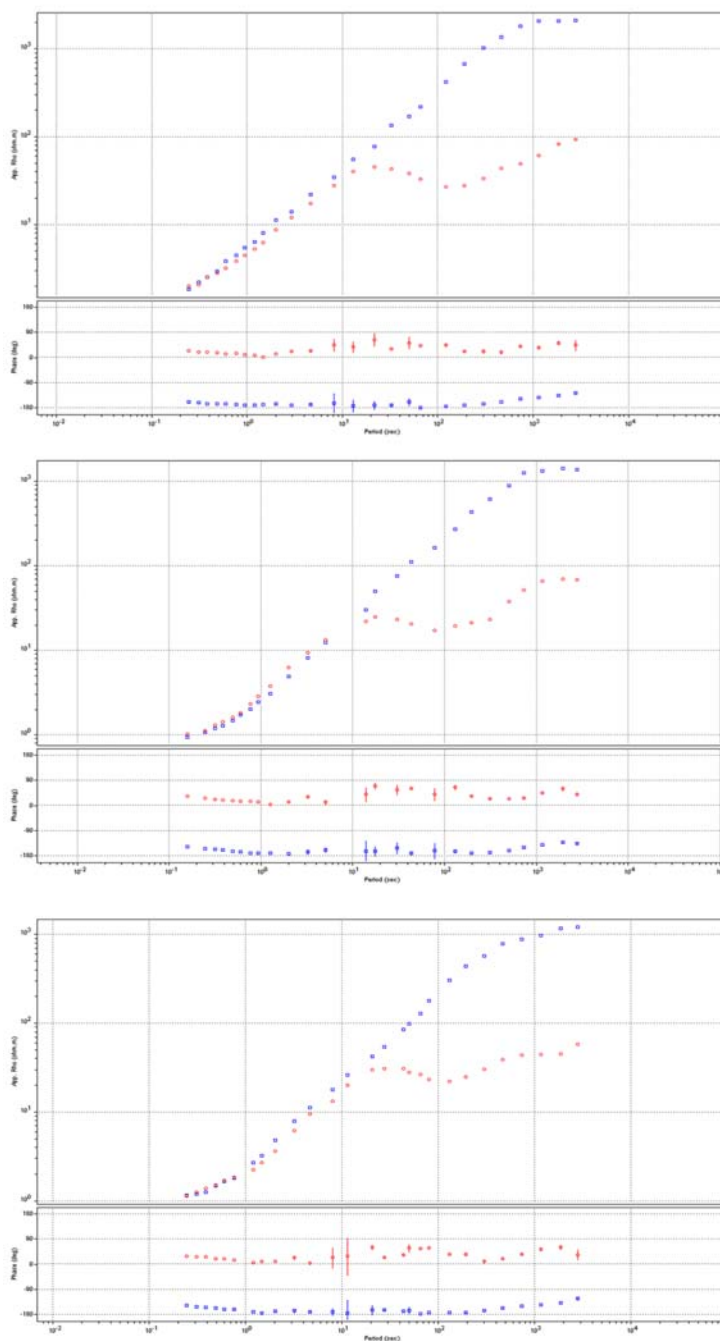


Figura A.1: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 1 (superior), 2 (centro) e 3 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

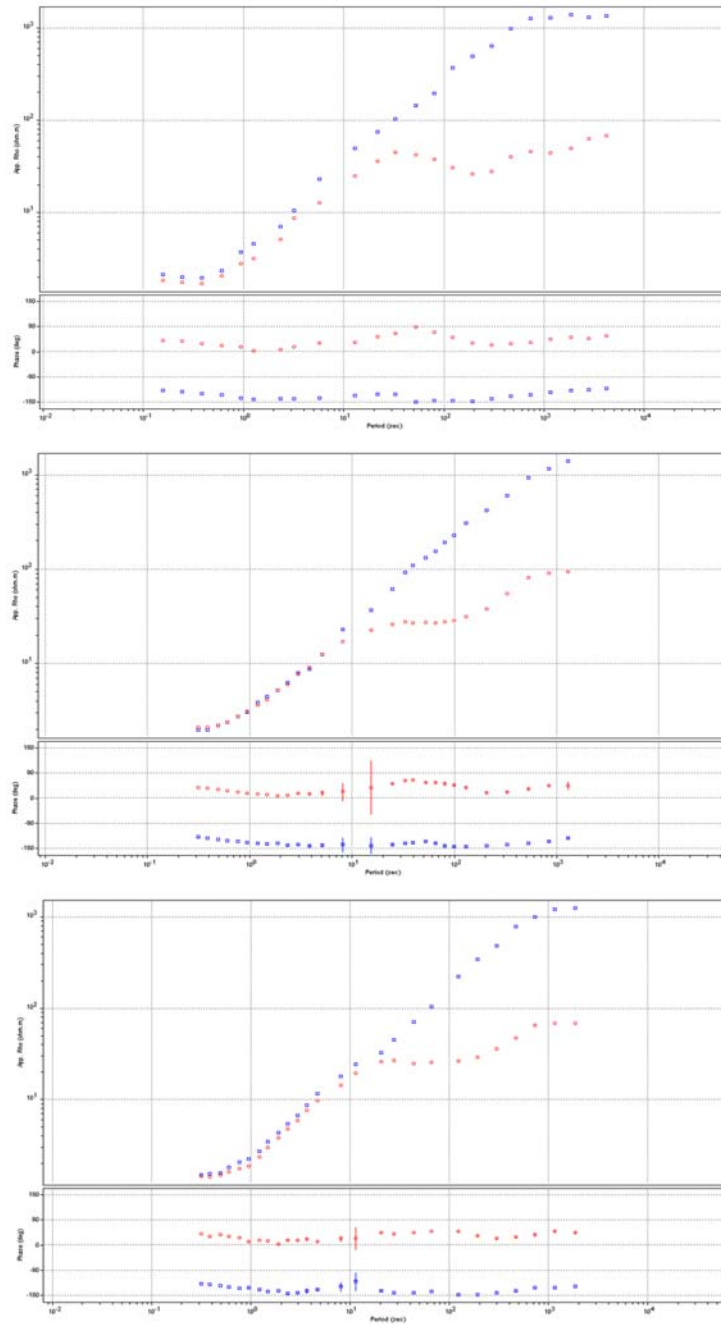


Figura A.2: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 4 (superior), 5 (centro) e 6 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

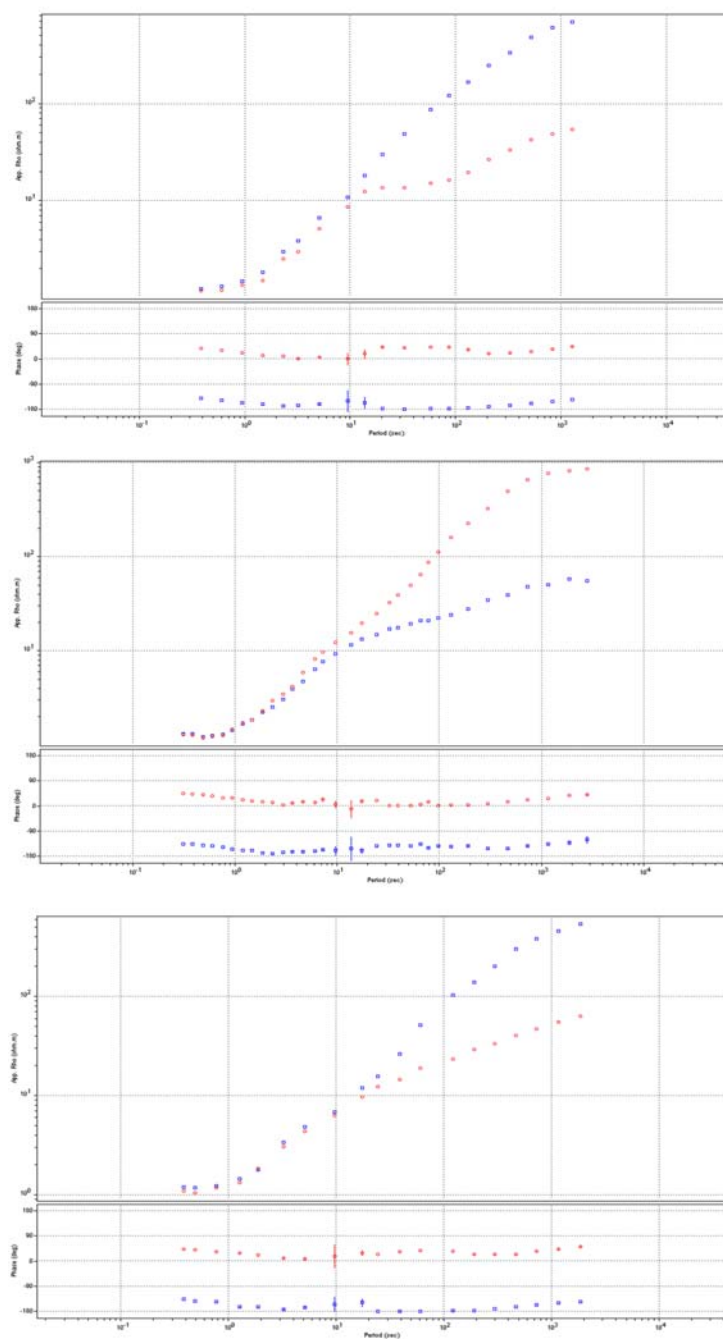


Figura A.3: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 7 (superior), 8 (centro) e 9 (inferior) do perfil central (Linha P-01).



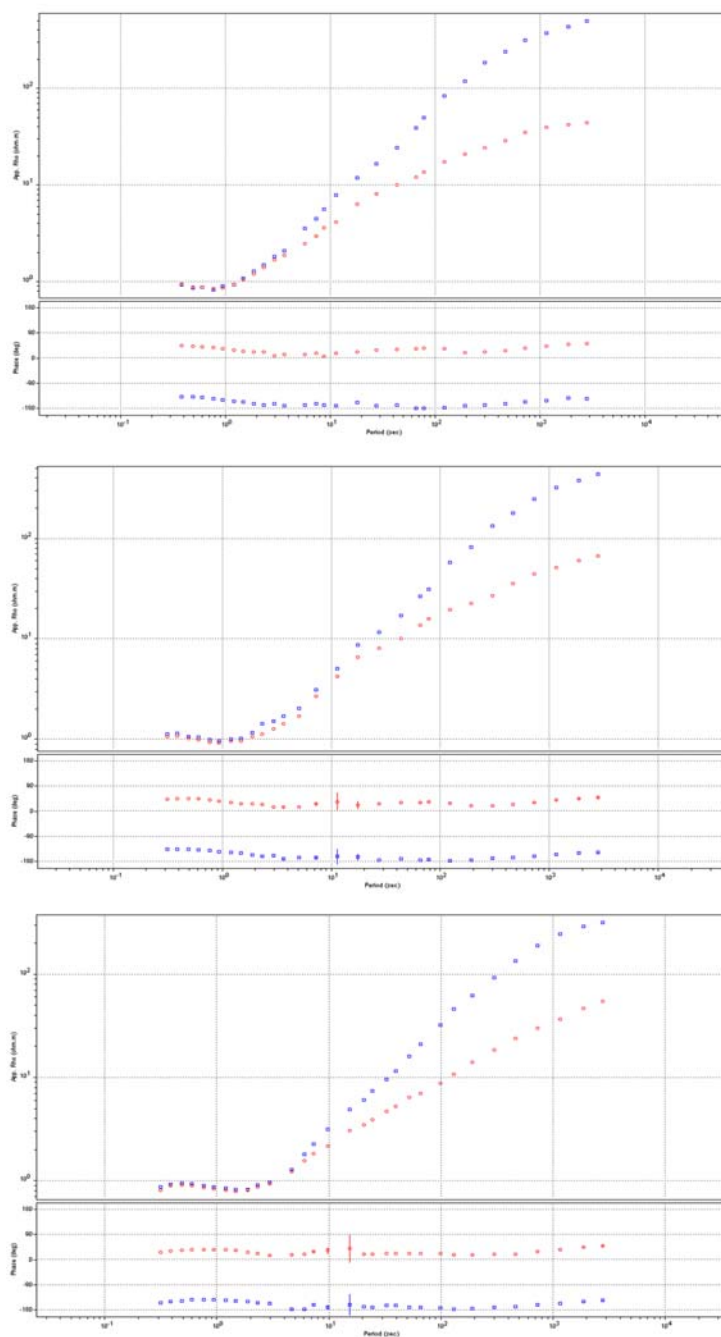


Figura A.4: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 10 (superior), 11 (centro) e 12 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

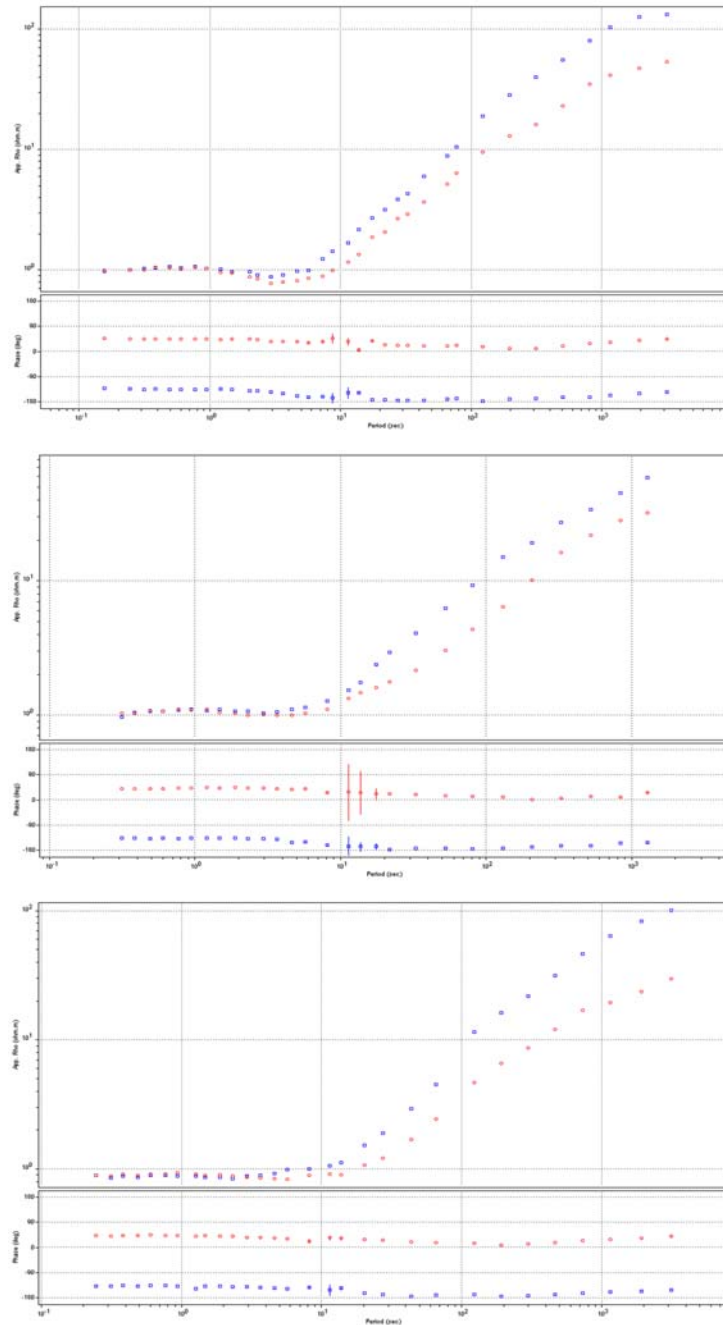


Figura A.5: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 13 (superior), 14 (centro) e 16 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

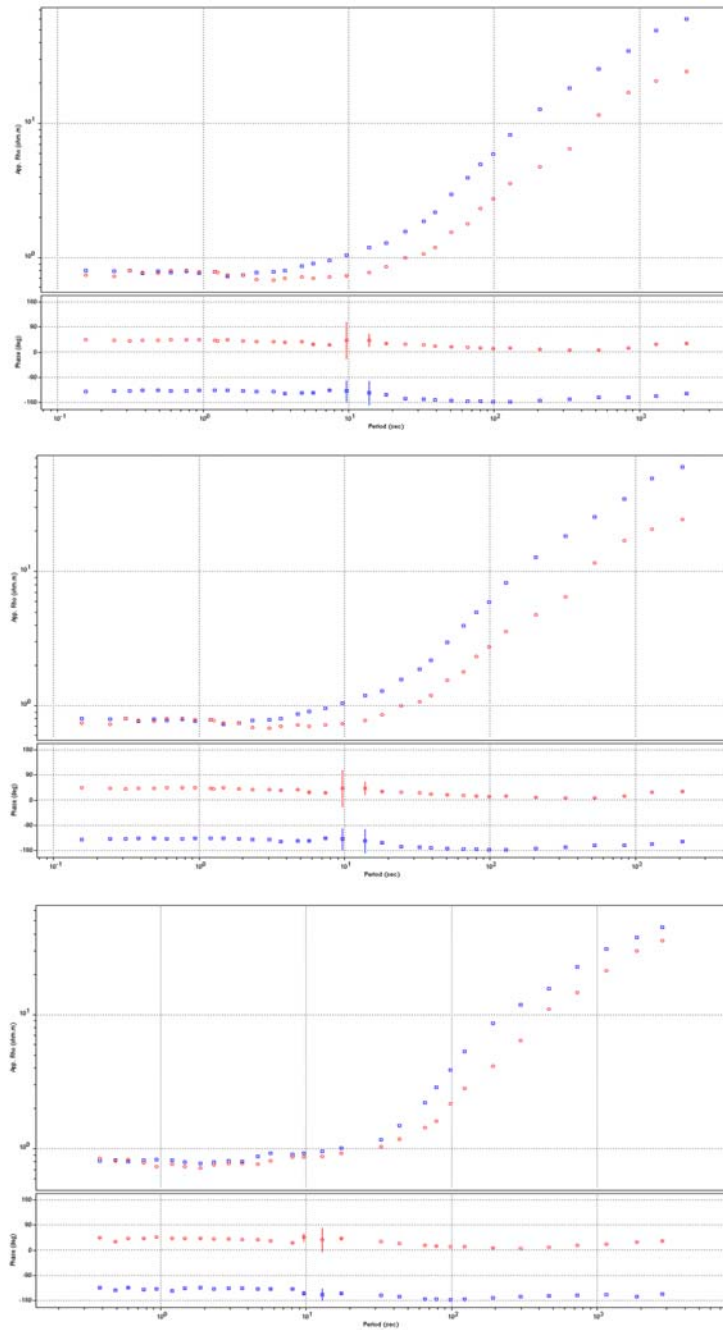


Figura A.6: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 17 (superior), 18 (centro) e 19 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

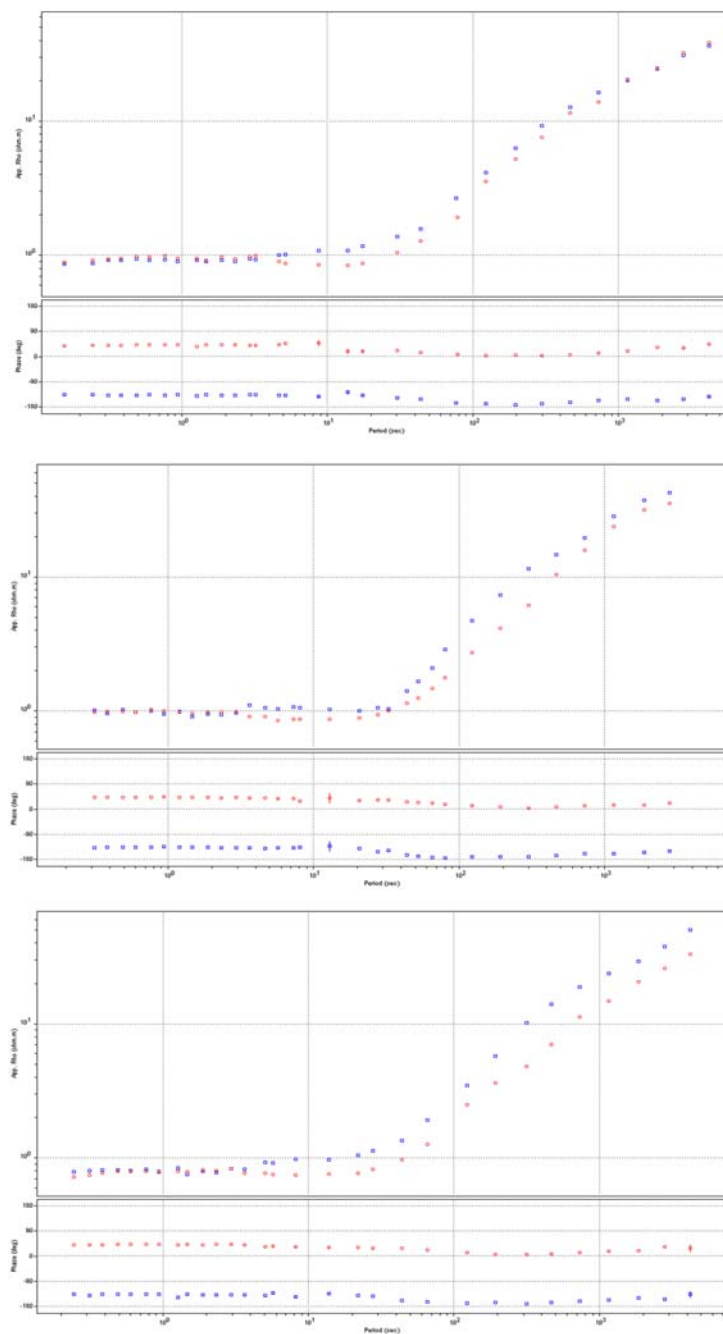


Figura A.7: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 20 (superior), 21 (centro) e 22 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

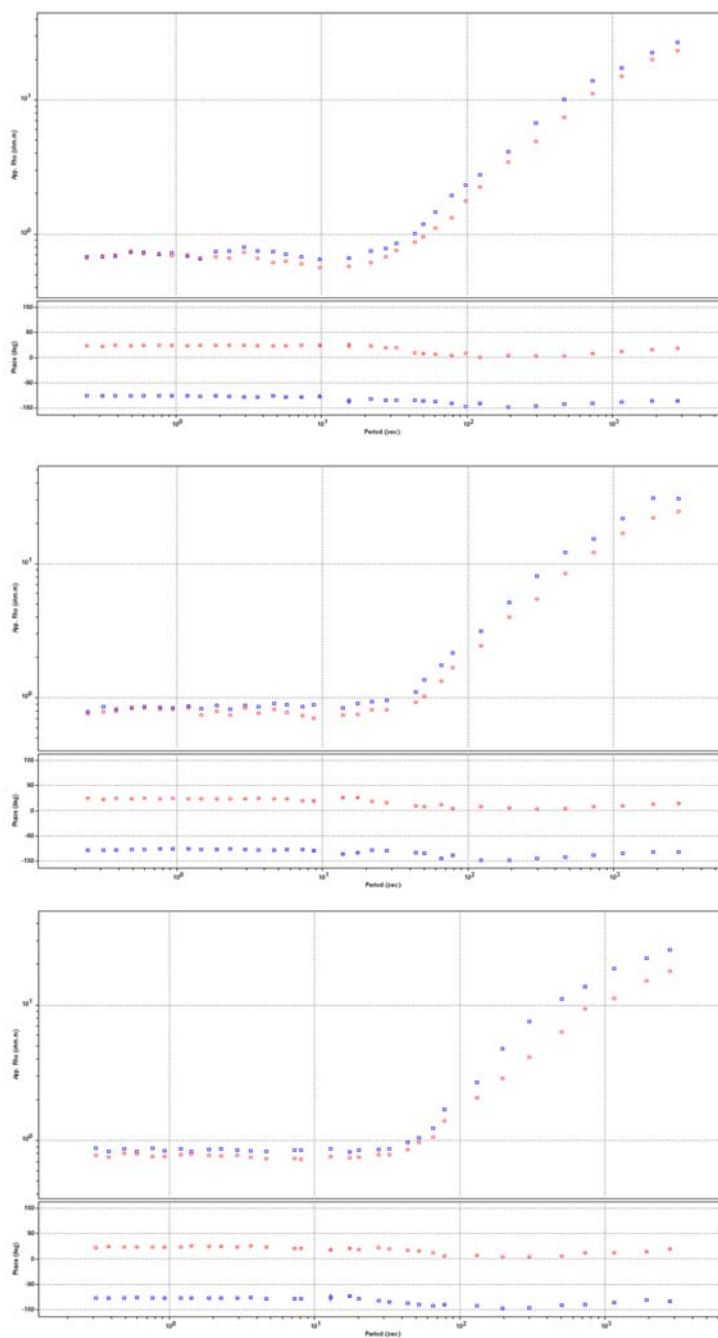


Figura A.8: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 23 (superior), 24 (centro) e 25 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

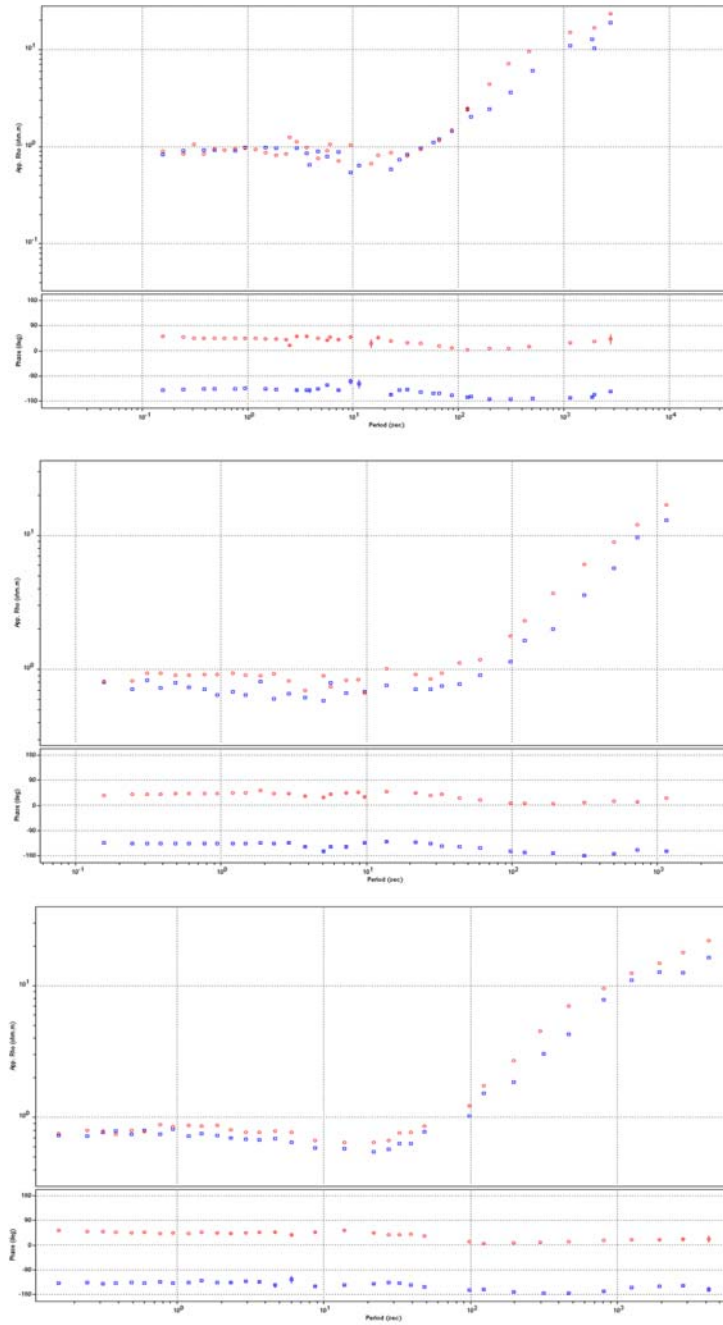


Figura A.9: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 26 (superior), 27 (centro) e 28 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

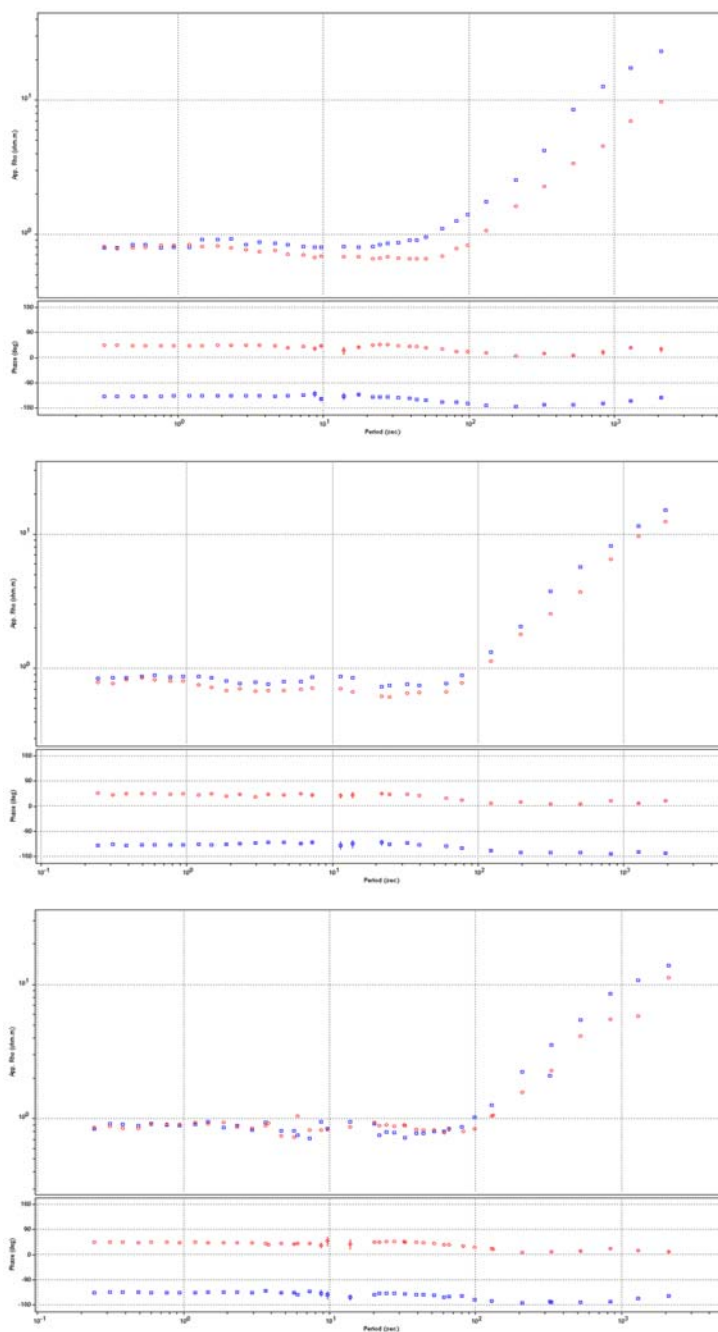


Figura A.10: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 29 (superior), 30 (centro) e 31 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

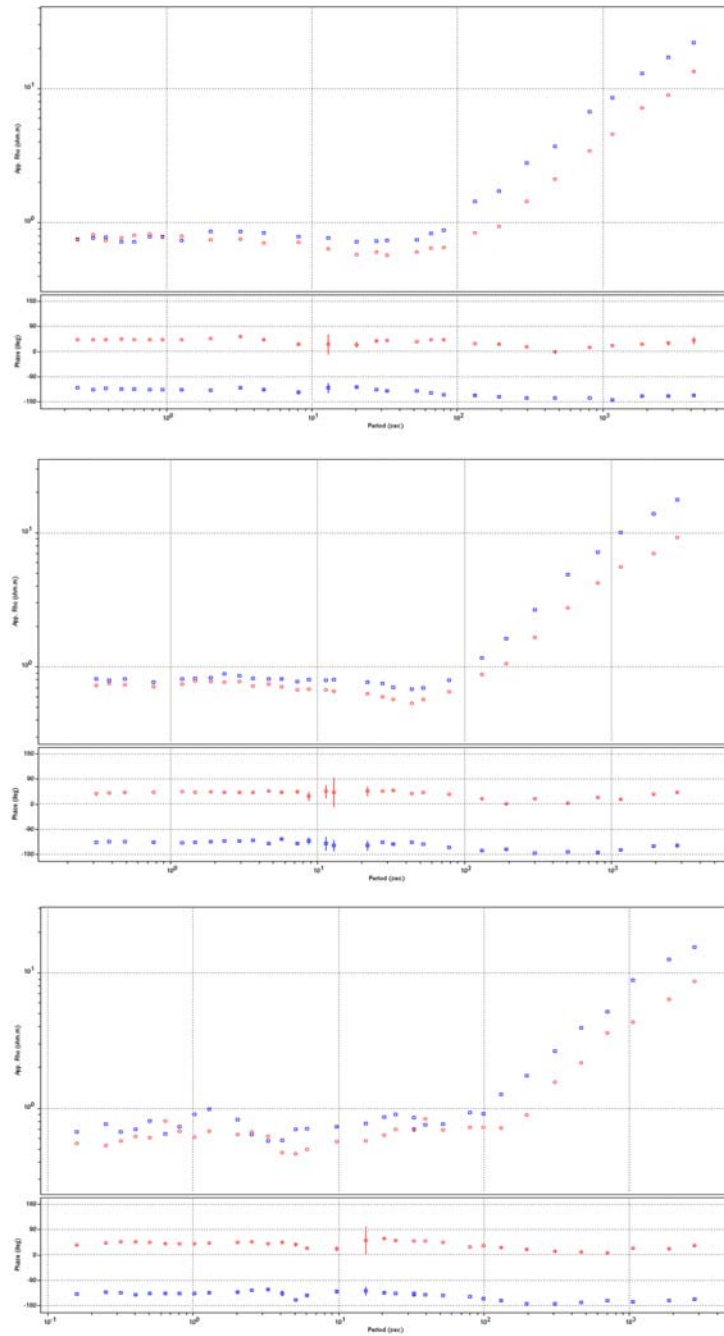


Figura A.11: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 32 (superior), 33 (centro) e 34 (inferior) do perfil central (Linha P-01).



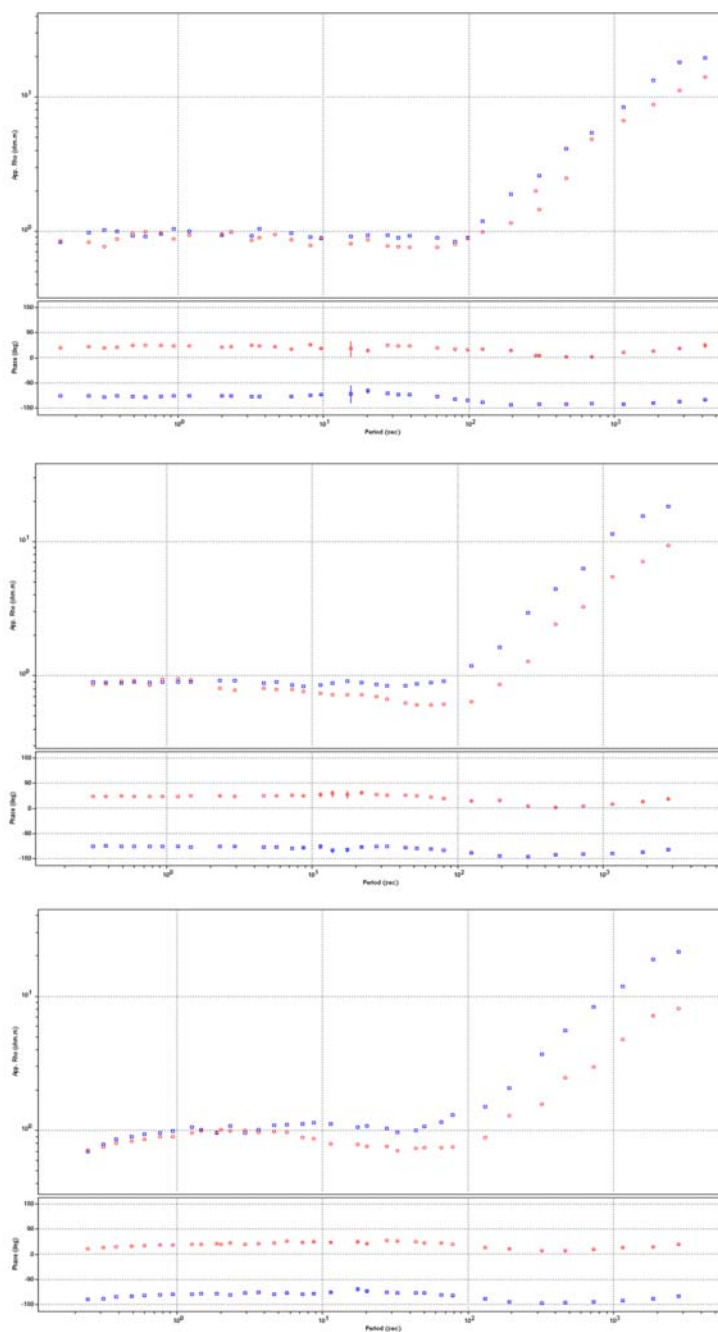


Figura A.12: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 36 (superior), 37 (centro) e 38 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

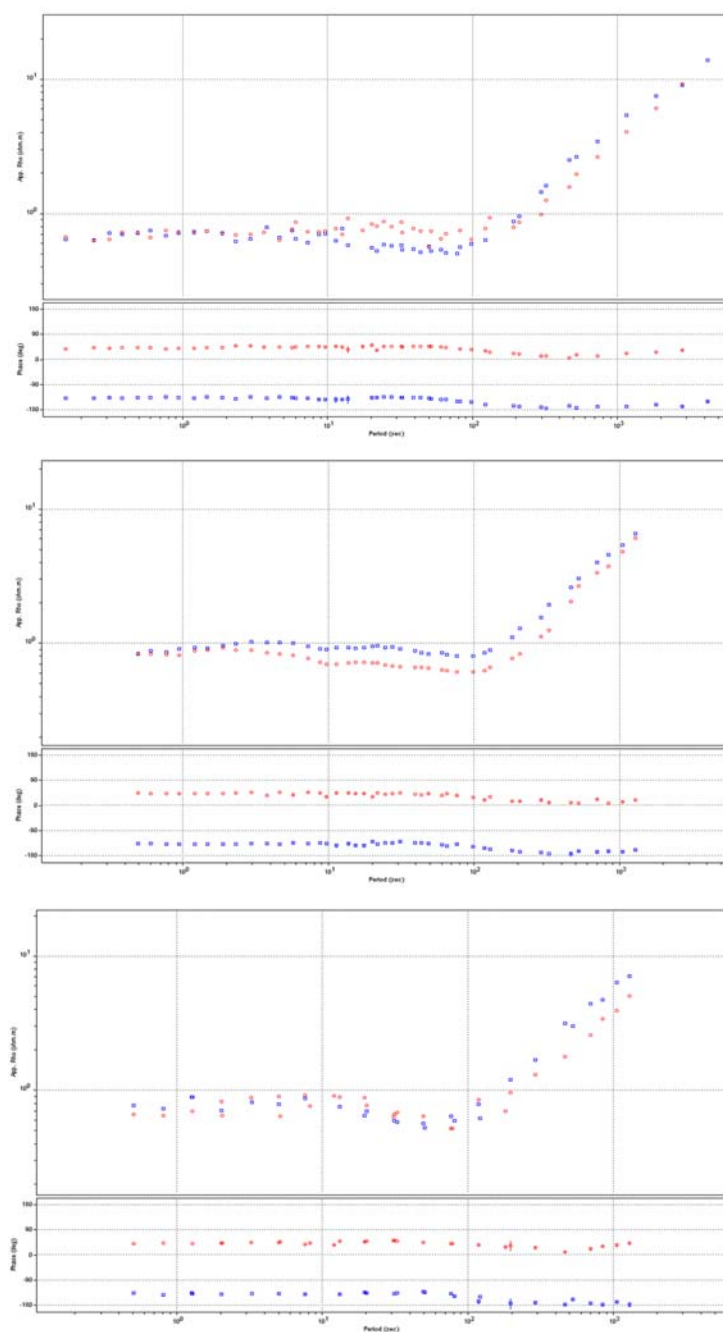


Figura A.13: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 39 (superior), 40 (centro) e 41 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

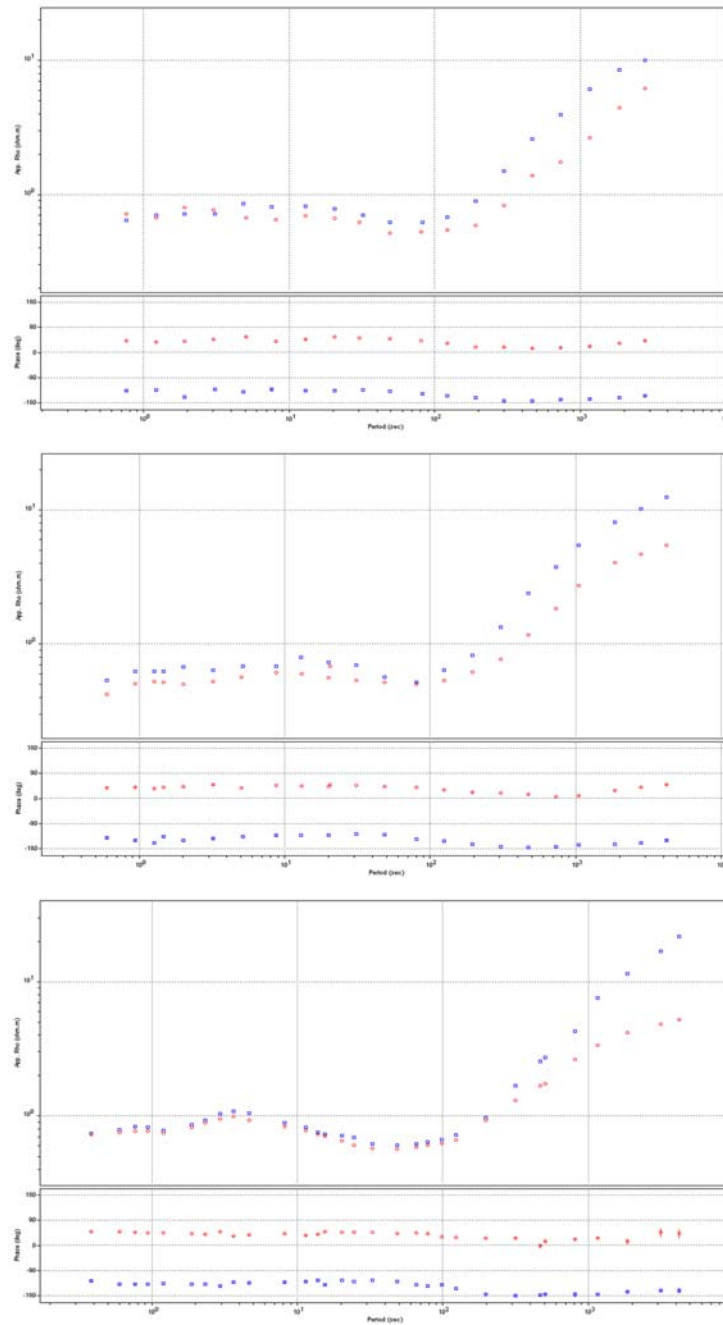


Figura A.14: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 42 (superior), 43 (centro) e 44 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

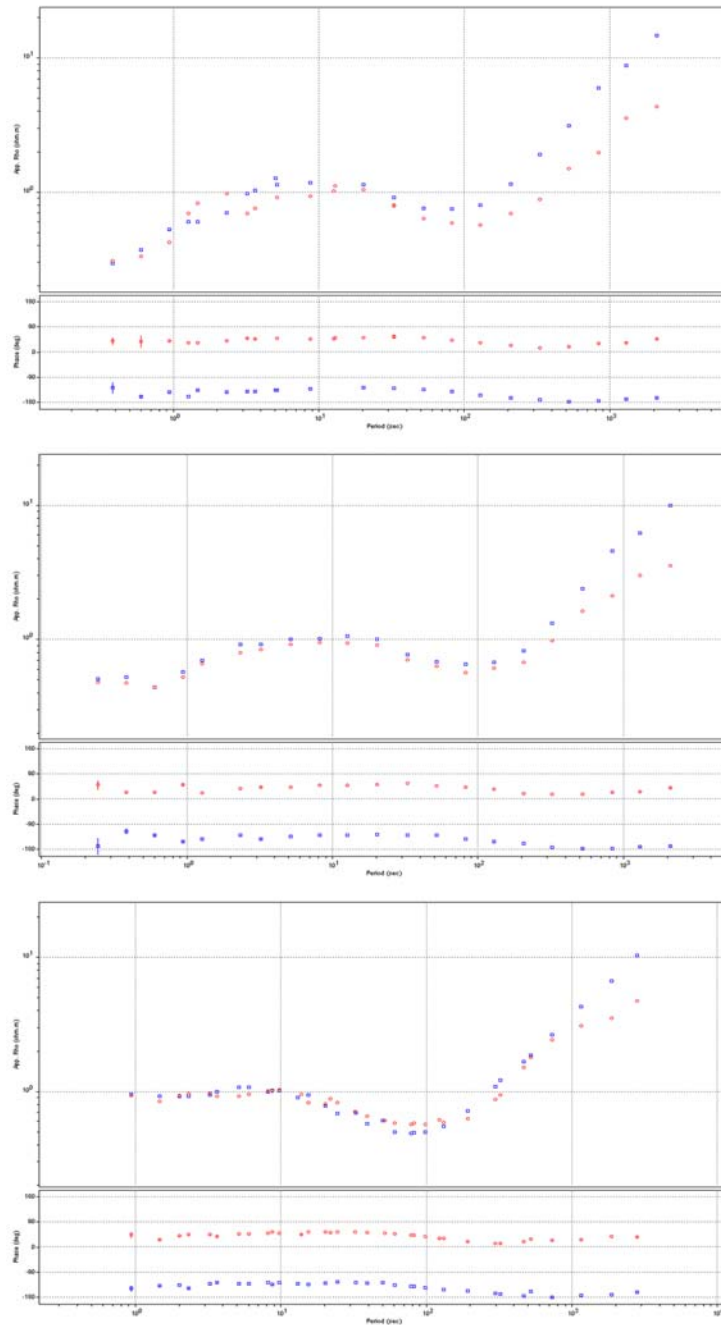


Figura A.15: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 45 (superior), 46 (centro) e 47 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

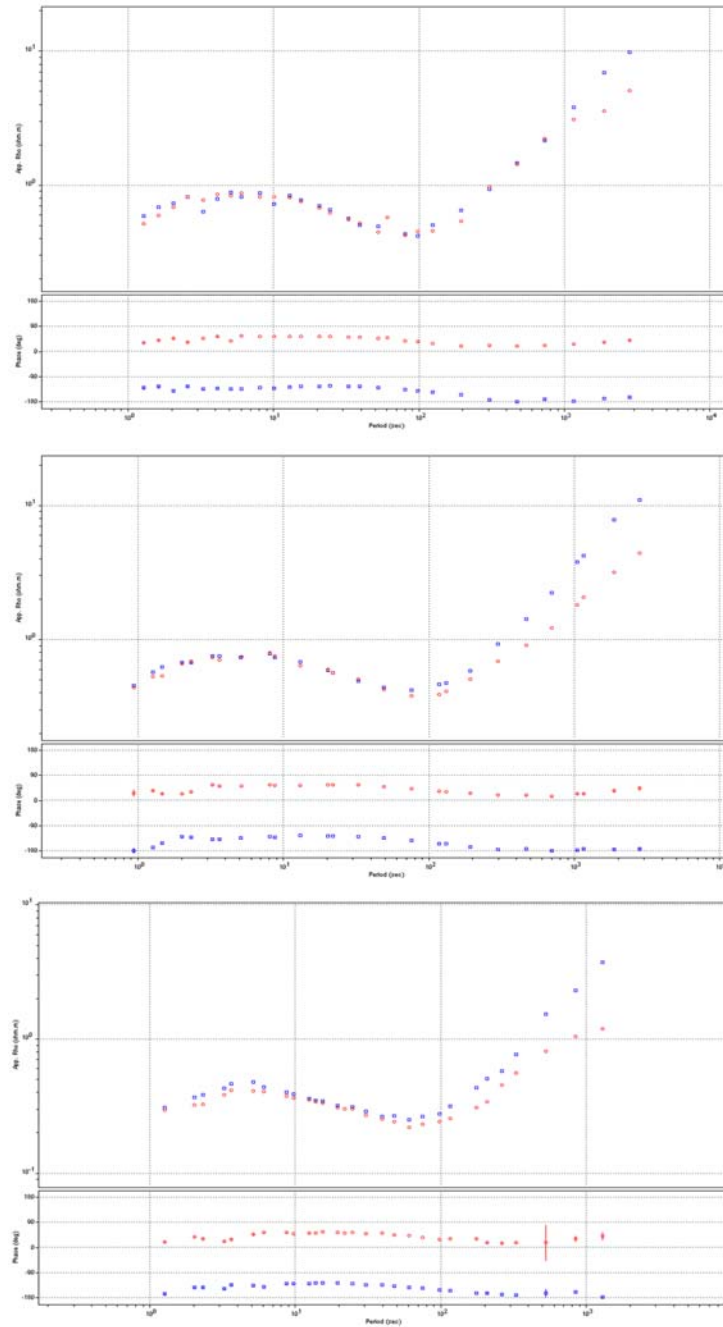


Figura A.16: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 48 (superior), 49 (centro) e 50 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

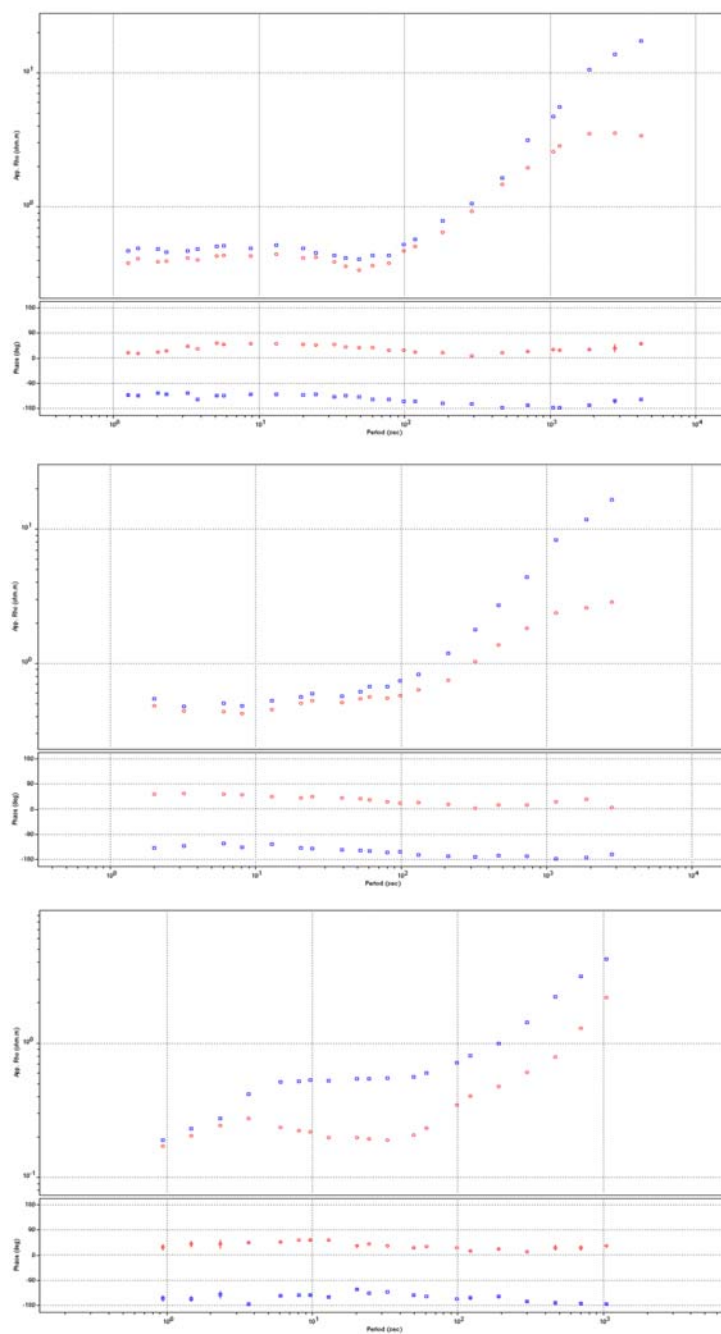


Figura A.17: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 51 (superior), 52 (centro) e 53 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

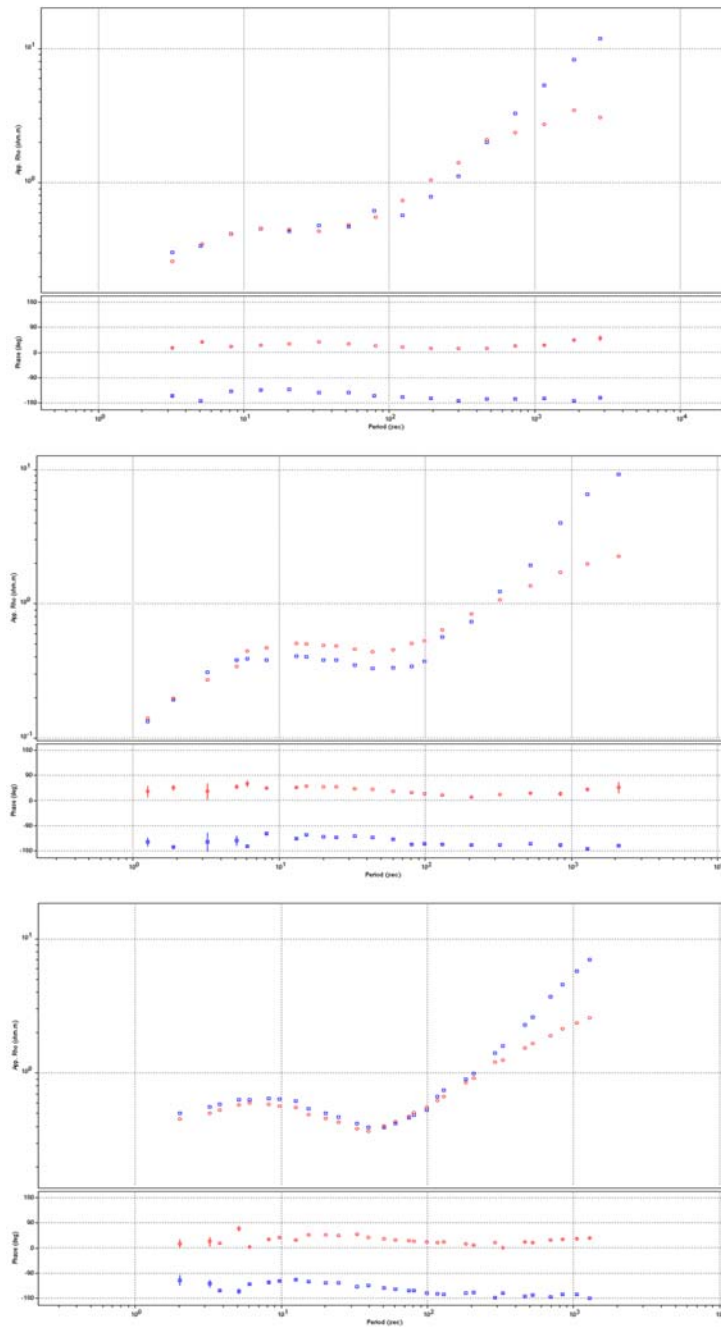


Figura A.18: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 54 (superior), 55 (centro) e 56 (inferior) do perfil central (Linha P-01).

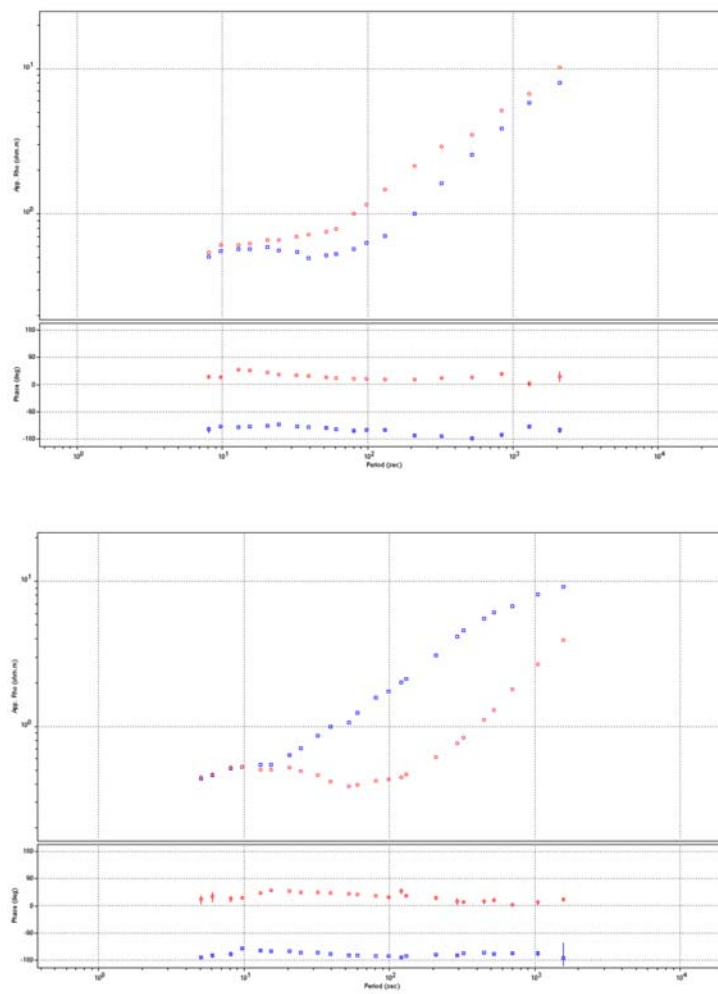


Figura A.19: Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 57 (superior) e 58 (inferior) do perfil central (Linha P-01).



# Referências Bibliográficas

- [1] HOVERSTEN, G. M., CONSTABLE, S. C., MORRISON, H. F. Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure. *Geophysics*, vol. 65, no. 5, p. 1476-1488, 2000.
- [2] HOEHN, G. L. & WARNER, B. N. Magnetotelluric measurements in the Gulf of Mexico at 20 m ocean depths, *in* Handbook of geophysical exploration at sea: CRC, p. 397-416, 1960.
- [3] VOZOFF, K. The Magnetotelluric Method, in Nabighian, M. N., Ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2: SEG, pp. 641-711, 1991.
- [4] KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT, F. C. Electrical methods in geophysical prospecting. *International Series in Electromagnetic Waves*, vol. 10. Ed. Pergamon Press, 1966.
- [5] Notas de aula da disciplina **Indução Eletromagnética em Meios Geológicos** do curso de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional ministrada pelo Prof. Dr. Sérgio Luiz Fontes.
- [6] TIKHONOV, A. V. On investigation electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.* 73, pp. 295-297, 1950.
- [7] CAGNIARD, L. Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, vol 18, no. 3, pp. 605-635, 1953.
- [8] HOVERSTEN, G. M., MORRISON, H. F., CONSTABLE, S. C. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II: Numerical analysis of subsalt resolution. *Geophysics*, vol. 63, no. 3, pp. 826-840, 1998.
- [9] GRIFFITHS, D. J. *Introduction to Electrodynamics*. 3<sup>a</sup> ed., New Jersey, USA. Ed. Prentice Hall, 1999.
- [10] JACKSON, J. D. *Classical Electrodynamics*. 1<sup>a</sup> ed., Califórnia, USA. John Wiley & Sons *Inc*, 1962.
- [11] MACEDO, A. *Eletromagnetismo*. 1<sup>a</sup> ed., Rio de Janeiro, Brasil. Ed. Guanabara, 1988.

- [12] FIGUEIREDO, I. Investigação Magnetotélúrica nas Serras do Sudeste Brasileiro (RJ/MG): Uma Proposta de Modelo Crustal. Tese de D.Sc., ON/MCT, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 1997.
- [13] BUTKOV, E. *Mathematical Physics*. 1ª ed., Massachusetts, USA. Addison-Wesley Publishing Company, 1968.
- [14] ARFKEN, G. *Mathematical Methods for Physicists*. 3ª ed., Ohio, USA. Academic Press Inc, 1985.
- [15] WEIDELT, P. The inverse problem of geomagnetic induction. *J. Geophys.*, **38**:257-289, 1972.
- [16] FONTES, S. L. *Electromagnetic Induction Studies in the Italian Alps*. Tese de D.Sc., Universidade de Edinburgo, Escócia, 1988.
- [17] HOBBS, B. A. Analytical solutions to global and local problems of electromagnetic induction in the earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10, pp. 250-261, 1975.
- [18] deGROOT-HEDLIN, C., CONSTABLE, S. C. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, vol. 55, no. 12, pp. 1613-1624, 1990.
- [19] WANNAMAKER, P. E., HOHMANN, G. W., SAN FILIPO, W. A. Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earths using integral equations. *Geophysics*, vol. 49, no. 1, pp. 60-74, 1984.
- [20] CONSTABLE, S. C. ORANGE, A. S., HOVERSTEN, G. M., MORRISON, H. F. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, vol. 63, no. 3, pp. 816-825, 1998.
- [21] GAMBLE, T. D., GOUBAU, W. M., CLARKE, J. Magnetotellurics with a remote reference: *Geophysics*, **44**:53-68, 1979.
- [22] POPP, J. H. *Geologia Geral*. 5ª ed., Rio de Janeiro, Brasil. Ed. Livros Técnicos e Científicos S.A., 376 pp., 1998.
- [23] 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 M.Sc., Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- [24] BIZZI, L. A., et al. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692 pp., 2003.

- [25] ASMUS, H. E. & PONTE, F. C. The Barazilian Marginal Basins. *In*: Nairn, A.E.M., Stehili, F.G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins*. The South Atlantic, Plenum Press, New York, 1:87-133, 1973.
- [26] GUARDADO L. R., GAMBOA, L. A. P., 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.
- [27] CASTRO, A. S., 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 Pétroleo e Gás. IBP, Salvador, Bahia, Brasil, 2005.
- [28] LELARGE, M. L. M. V., SOLIANI JUNIOR, E., 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.
- [29] CHANG, H. K. et al. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 38, no. 2 (suplemento): 29-46, 2008.
- [30] WEBB, S. C. et al. A seafloor electric field instrument. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 37:1115-1129, 1985.
- [31] SIMPSON, F. & BAHR, K. 1ª ed., Cambridge, UK. Cambridge University Press, 2005.
- [32] WIGHT, D. E. & BOSTICK, F. X. Cascade Decimation - a technique for real time estimation of power spectra. *In*: IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing. Proceed. Picataway: IEEE, p. 626-629, Denver, USA, 1980.
- [33] SIMS, W. E., BOSTICK, F. X., & SMITH, H. W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, vol. 36, no. 5, p. 938-942, 1971.
- [34] EGBERT, G. D. & BOOKER, J. R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal*, vol. 87, p. 173-194, 1986.
- [35] GROOM, R. W. & BAILEY, R. C. decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. of Geophys. Res.*, vol. 94, B2, p. 51-83, 1978.
- [36] HARRIS, F. J. On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform. *Proceed. IEEE*, 66: 51-83, 1978.

- [37] EDWARDS, K. M. & HASTIE, L. M. Processing magnetotelluric data with modern statistical and numerical techniques. *Exploration Geophysics*, **28**(2):43-47, 1997.
- [38] KRZYSZTOF, N. Estimation of magnetotelluric transfer functions in the time domain over a wide frequency band. *Geophys. Journal International*, vol. 158, no. 1, p. 32-41, 2004.
- [39] GOUBAU, W. M., GAMBLE, T. D., CLARKE, J. Magnetotelluric data analysis: removal of bias. *Geophysics* **43**:1157-1166, 1979.
- [40] JIRACEK, G. R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, **11**:163-203, 1990.
- [41] JONES, A. G. Static shift of magnetotelluric data and its removal from a sedimentary basin environment. *Geophysics*, *53*:967-978, 1988.
- [42] TORRES-VERDÍN, C. & BOSTICK, F. X. Jr. Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, vol. 57, no. 4, 603-622, 1992.
- [43] RODI, W. & MACKIE, R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, vol. 66, no. 1, p. 174-187, 2001.
- [44] VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, vol. 37, no. 1, p. 98-141, 1972.
- [45] GALLARDO, L. A. & MEJU, M. A. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *J. Geophys. Res.*, vol. 109, B03311, 2004.

## REFERÊNCIAS DA INTERNET

- [46] Projeto Multimin Petróleo (UFRJ):  
[www.acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/cap5p/fig\\_4](http://www.acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/cap5p/fig_4)
- [47] 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)
- [48] 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)
- [49] Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (Boletim Anual de Reservas, 2007): [anp.gov.br/doc/petroleo/reservas\\_20071231.pdf](http://anp.gov.br/doc/petroleo/reservas_20071231.pdf)

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)