



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

EDELSON DA CRUZ LUZ

**MODELAGEM UNIDIMENSIONAL DE DADOS DO MÉTODO
MCSEM COM VARIAÇÃO NA RESISTIVIDADE DA ÁGUA
DO MAR E NA ORIENTAÇÃO DOS SENSORES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará – UFPA em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Elétricos e Eletromagnéticos

Orientador: Cícero Roberto Teixeira Régis

BELÉM-PARÁ

2007

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

LUZ, Edelson da Cruz

L979m Modelagem unidimensional de dados do método MCSEM com
variação na resistividade da água do mar e na orientação dos sensores /
Edelson da Cruz Luz; orientador, Cícero Roberto Teixeira Régis. - 2007.
54 f.: il.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Belém,
2007.

1.Geofísica aplicada. 2.Métodos eletromagnéticos. 3.MCSEM.
7.Exploração de petróleo. 8.Águas profundas. I.Universidade Federal do
Pará. II. Régis, Cícero Roberto Teixeira, Orient. III.Título.

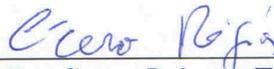
EDELSON DA CRUZ LUZ

MODELAGEM UNIDIMENSIONAL DE DADOS DO MÉTODO
MCSEM COM VARIAÇÃO NA RESISTIVIDADE DA ÁGUA
DO MAR E NA ORIENTAÇÃO DOS SENSORES

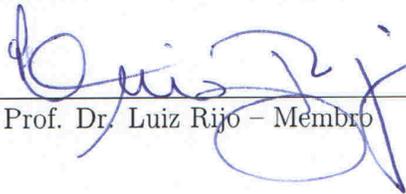
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Geofísica no Instituto de Geociências.

Data de Aprovação: 22/06/2007

Banca Examinadora:



UFPA Prof. Dr. Cícero Roberto Teixeira Régis – Orientador



UFPA Prof. Dr. Luiz Rijo – Membro



Petrobrás Dr. Marco Polo Pereira Buonora – Membro

A minha família e a todas as
pessoas que fizeram parte dessa
jornada, tanto os encarnados
quanto os desencarnados
(em especial ao Prof.
Om Prakash Verma).

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente a minha mãe e a minha esposa pelo incentivo e dedicação durante os dois anos de distância.

Ao meu orientador Cícero Roberto Teixeira Régis por todo o incentivo e compreensão.

Ao professor Luiz Rijo pelo incentivo e colaboração neste trabalho.

Aos amigos Rodrigo do Monte Gester, Lígia Naiá, Waldiney Pedra Gurgel, Aldilene Saraiva, Maico Gavinho Montoril e Walleson Gomes dos Santos pelos momentos de descontração e companherismo.

Aos colegas Victor Tocantins, Frayser Almeida e ao professor Marcos Welby, pela ajuda e esclarecimentos.

A secretária do curso Benildes Lopes, por toda ajuda durante os momentos difíceis.

A CAPES (julho de 2005 a fevereiro de 2006) e ao PRH/ANP – 06 (março de 2006 a abril de 2007), pela concessão de bolsa de estudo.

RESUMO

O Marine Controlled Source ElectroMagnetic (MCSEM) é um novo método geofísico que tem sido empregado para a detecção de camadas resistivas no sub-solo oceânico e tem se mostrado uma ferramenta promissora para a indústria do petróleo. Neste trabalho, é modelado levantamentos do método MCSEM incluindo variações nos valores de resistividade da água do mar. Tais variações podem resultar da influência de correntes marinhas, gradientes de temperatura ou de qualquer fator que possa afetar a salinidade da água. Observamos que os dados do método são afetados de maneira significativa por tais variações. Tanto a variação na resistividade quanto na espessura da camada de água pode afetar os resultados do MCSEM de maneira semelhante. É modelado também o posicionamento aleatório dos receptores, mostrando um decaimento significativo da amplitude do sinal quando os receptores se posicionam a uma certa distância da linha de medidas.

Palavras chaves: Geofísica aplicada. Métodos eletromagnéticos. MCSEM. Exploração de petróleo. Águas profundas.

ABSTRACT

The Marine Controlled Source ElectroMagnetic (MCSEM) is a new geophysical method that is very promising in the detection of resistive layers in the sediments under the oceanic floor, a useful information for the oil industry. In this work we model MCSEM data including variations in the resistivity of the ocean water. Such variations can arise from the influence of marine currents, temperature gradients or any other source of influence on the water salinity. We observe that the data from this method are significantly affected by those variations. We also simulate the random positioning of the receivers when deployed to the sea bottom, our results show a strong decline in the amplitude of the signal when the receivers are located at a certain distance from the ideal array line.

Key words: Applied geophysics. Electromagnetic methods. Marine controlled-source electromagnetic (MCSEM). Oil exploration. Deep waters.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1.1	Ilustração da sondagem com o método MCSEM.	12
1.2	Geometria dos arranjos de receptores para uma investigação com o método MCSEM.	13
2.1	Distribuição vertical das massas de água na região sudeste-sul brasileira, na época de verão (acima) e inverno (abaixo).	16
2.2	Pares de Temperatura-Salinidade característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil.	17
2.3	Climatologia da temperatura superficial média anual dos Oceanos.	18
2.4	Variação da temperatura na superfície do oceano Atlântico.	18
2.5	Salinidade superficial média anual dos Oceanos.	20
2.6	Perfis verticais típicos de salinidade média.	21
2.7	Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995.	22
2.8	Perfis verticais médios típicos de temperatura para diferentes latitudes.	23
2.9	Seção vertical da temperatura ($^{\circ}C$) na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995.	23
3.1	Representação do DEH no meio das camadas.	26
4.1	Verificação do nosso programa em relação aos dados apresentados em Constable e Weiss (2006). (a) Modelo geoeletrico, (b,c) modo radial e azimutal para a amplitude e a fase e (d) magnitude do campo elétrico azimutal para o MCSEM em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 1 Hz.	35
4.2	Verificação do nosso programa em relação aos dados apresentados em Constable e Weiss (2006). (a) Fase azimutal e em (b) é mostrado o modelo radial e azimutal para o campo normalizado pelo semi-espaço.	36
4.3	(a) Modelo geoeletrico, (b,c) amplitude radial e azimutal e (d,e) fase radial e azimutal em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 0.5 Hz. Em (f,g) é mostrado o modelo radial e azimutal para o campo n(a) Modelo geologico, (b,c) amplitude radial e azimutal e (d,e) fase radial e azimutal em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 0.5 Hz. Em (f,g) é mostrado o modelo radial e azimutal para o campo normalizado pelo semi-espaço.	38

4.4	a) Modelo geoeletrico, (b,c) campo elétrico radial e azimutal normalizado para duas camadas de água com diferentes resistividades.	39
4.5	(a) Modelo geoeletrico, (b,c) Amplitude do campo, (d,e), fase e (f,g) normalização radial e azimutal respectivamente, para o mar com a resistividade homogênea de $0.3\Omega.m$ e para o mar estratificado.	40
4.6	(a,b) Amplitude do campo, (c,d) a fase e a (e,f) normalização (e,f) radial e azimutal respectivamente, para diferentes espessuras da camada de água com resistividade de $0.3\Omega.m$	41
4.7	(a,b) Modelo geoeletrico, (c,d) campo elétrico com a camada resistiva e o (e,f)semi-espaço com a variação do substrato de $1\Omega.m$ para $0.8\Omega.m$ e de $1\Omega.m$ para $1.2\Omega.m$.(g) Campo elétrico normalizado.	43
4.8	(a,b) Modelo geoeletrico, (c,d) campo elétrico <i>in-line</i> e <i>broadside</i> normalizado para o mar de resistividade homogênea e estratificada.	44
5.1	Posicionamento aleatório dos receptores variando o ângulo em cima da linha de medidas.	45
5.2	Variação da magnitude do campo <i>in-line</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 em cima da linha de medidas.	46
5.3	Campo elétrico normalizado com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 em cima da linha de medidas.	46
5.4	Variação da magnitude do campo <i>broadside</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 em cima da linha de medidas.	47
5.5	Variação da magnitude do campo <i>in-line</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 80^0 em cima da linha de medidas.	47
5.6	Variação da magnitude do campo <i>broadside</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 80^0 em cima da linha de medidas.	48
5.7	Deslocamento dos receptores em relação a seu próprio eixo para linha de medidas ideal.	48
5.8	Variação da magnitude do campo <i>in-line</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 fora da linha de medidas.	49
5.9	Variação da magnitude do campo <i>broadside</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 fora da linha de medidas.	49
5.10	Variação da magnitude do campo <i>in-line</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0 a 500m fora da linha de medidas e com uma variação angular de 0^0 a 45^0	50

5.11	Variação da magnitude do campo <i>broadside</i> com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0 a 500m fora da linha de medidas e com uma variação angular de 0° a 45°	51
------	--	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	VARIAÇÕES DA RESISTIVIDADE DA ÁGUA DO MAR COM A SALINIDADE E A TEMPERATURA	15
2.1	INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DO AR NA TEMPERATURA DO MAR	17
2.2	SALINIDADE E TEMPERATURA	19
2.3	VARIAÇÃO DA RESISTIVIDADE COM A PROFUNDIDADE	20
3	METODOLOGIA	25
3.1	DIPOLO ELÉTRICO HORIZONTAL PRÓXIMO AO ASSOALHO MARINHO	25
3.2	COMPONENTES DO CAMPO ELÉTRICO E_x e E_y	26
3.3	AVALIAÇÃO NUMÉRICA	28
4	RESULTADOS COM A VARIAÇÃO NA RESISTIVIDADE DA ÁGUA DO MAR	34
5	POSICIONAMENTO ALEATÓRIO DOS RECEPTORES	45
5.1	VARIAÇÃO ANGULAR EM CIMA DA LINHA DE MEDIDAS	45
5.2	VARIAÇÃO ANGULAR E DESLOCAMENTO DOS RECEPTORES	48
6	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES	52
	REFERÊNCIAS	54

1 INTRODUÇÃO

O Marine Controlled Source ElectroMagnetic (MCSEM) é um método geofísico que tem sido empregado para a detecção de camadas resistivas no sub-solo oceânico e tem se mostrado uma ferramenta promissora para a indústria do petróleo.

As sondagens com o MCSEM na detecção de camadas resistivas no subsolo oceânico, as quais estão supostamente saturadas com hidrocarbonetos são feitas por um dipolo elétrico horizontal (DEH) que é rebocado por um barco próximo do fundo do oceano, emitindo um campo elétrico de baixa frequência (0.1 a 1.25 Hz) que penetra no subsolo e é parcialmente refletido nas interfaces das camadas sedimentares, trazendo informações que são registradas por dipolos receptores como ilustrado na Figura 1.1.

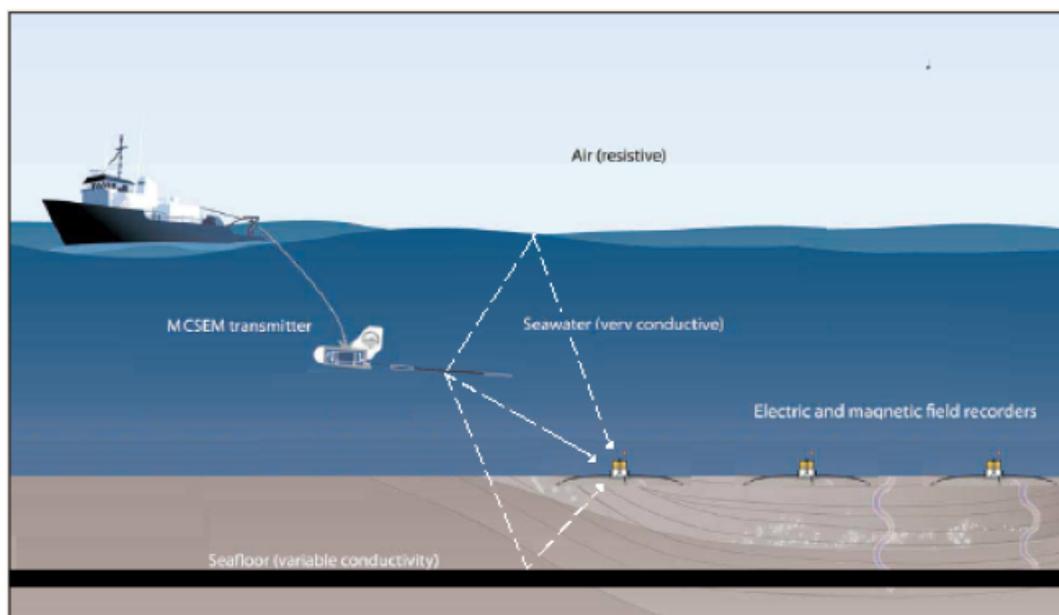


Figura 1.1: Ilustração da sondagem com o método MCSEM.

Fonte: Weitemeyer, Constable e Key (2006).

Os dipolos elétricos receptores são posicionados em uma linha que idealmente seria reta. Em nossa modelagem posicionamos o dipolo fonte com o eixo na mesma direção da linha dos receptores (no que é chamado de arranjo radial, ou in-line) ou com o eixo perpendicular à linha dos receptores (arranjo azimutal, ou broadside), como mostra a Figura 1.2.

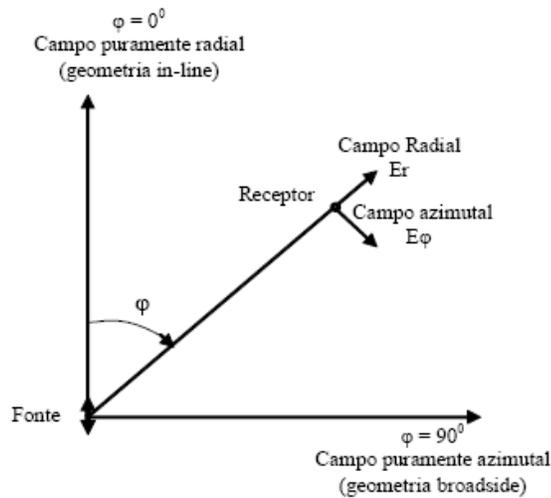


Figura 1.2: Geometria dos arranjos de receptores para uma investigação com o método MCSEM.

Em qualquer posicionamento intermediário entre esses dois extremos o campo total pode ser calculado como a soma vetorial daqueles gerados em cada arranjo.

Levando em consideração a Figura 1.1, com a camada saturada de hidrocarbonetos tendo uma resistividade de 10 a 100 vezes maior do que a dos sedimentos acima e abaixo, segundo Eidesmo et al., 2002, a geometria radial apresenta os efeitos galvânicos muito mais forte do que os efeitos indutivos, enquanto na geometria azimuthal ocorre o contrário. Assim a geometria dos receptores utilizados na investigação MCSEM é de extrema importância.

Nos receptores ocorre a influência não só da difusão do campo eletromagnético que vem do subsolo, mas também daquela que vem refletida da interface água-ar e da onda que vem diretamente da fonte, sendo necessário levar em consideração as três ondas eletromagnéticas que chegam ao receptor. O intérprete busca nos dados a influência de camadas de resistividade alta. Entretanto, quando a distância entre a fonte e receptor ultrapassa em média os 8 km, a onda que chega da interface entre água e ar passa a ter mais influência sobre os dados do que aquela que chega da camada resistiva abaixo do substrato oceanico (EIDESMO et al., 2002).

Na modelagem unidimensional do MCSEM precisamos resolver integrais do tipo

$$\int_0^{\infty} K(k_r) J_0(k_r \bar{r}) dk_r$$

$$\int_0^{\infty} K(k_r) J_1(k_r \bar{r}) dk_r$$

em que $K(kr)$ é o núcleo da integral, que no caso desta modelagem, é formado por funções exponenciais complexas cujos argumentos dependem das resistividades do modelo, da frequência e da distância entre a fonte e o receptor, enquanto que J_0 e J_1 são funções de Bessel de ordens 0 e 1, respectivamente, que são utilizadas na transformada de Hankel. Para estimar os valores dessas integrais, empregamos a técnica dos filtros digitais, como descrita em Rijo (2006) e Anderson (1979).

O tratamento matemático utilizado apresenta os vetores campo elétrico E e magnético H como sendo derivados dos potenciais vetores de Schelkunoff A e F . O campo do dipolo elétrico se propaga existando tanto o modo de polarização transversal elétrico (TE) e o transversal magnético (TM) (HARRINGTON, 1961) .

Em todos os casos, o sinal emitido é atenuado na passagem pelo meio altamente condutivo formado pela água do mar em todo o percurso desde o transmissor até os receptores. Então, os dados de MCSEM são sensíveis a variações na resistividade da água do mar.

Em geral, na literatura, toda a camada de água da superfície até o solo oceânico é considerada uniforme com um valor de resistividade em torno de $0.3\Omega.m$ (CHAVE, et al., 1988; CONSTABLE, S. C., and C. J. WEISS, 2006; EIDSMO et al., 2002).

Neste trabalho, modelamos levantamentos do método MCSEM incluindo variações nos valores de resistividade da água do mar. Tais variações podem resultar da influência de correntes marinhas, gradientes de temperatura ou salinidade da água. Observamos que os dados do método são afetados de maneira significativa por tais variações.

Modelamos ainda os efeitos do posicionamento irregular dos receptores, os quais podem se desviar da linha ideal de medidas ao serem liberados para afundar até o assoalho oceânico.

2 VARIAÇÕES DA RESISTIVIDADE DA ÁGUA DO MAR COM A SALINIDADE E A TEMPERATURA

As diferentes mudanças na resistividade da água do mar se dá basicamente por dois motivos, a variação na temperatura e na salinidade da água. Essas variações podem ser causadas por correntes marinhas e variações na temperatura da atmosfera.

As variações na temperatura do ar influenciam a resistividade na superfície da água do mar, pois com o aumento da temperatura a superfície da água se torna menos resistiva. Já o sistema de circulação de correntes marinhas pode afetar a resistividade de acordo com a profundidade. Os dois fatores afetam tanto a temperatura quanto a salinidade.

A coluna d'água da região litorânea do Brasil é formada por uma sucessão de massas d'água, como mostra a Figura 2.1. Entende-se por massa d'água os corpos de água definidos por valores característicos de temperatura e salinidade (pares T-S), que ocupam uma posição definida na coluna d'água oceânica e que apresentam história comum de formação (MIRANDA, 1991). Normalmente, até os primeiros três quilômetros de profundidade nesta região são encontradas as seguintes massas d'água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que são descritas a seguir, segundo (MIRANDA, 1991).

A salinidade (S) média da água oceânica é de cerca de 35g/kg de água do mar, que em geral se escreve $S = 35\text{‰}$, e lê-se trinta e cinco partes por mil. A Água Tropical (AT) é definida por valores de salinidade maiores que 36‰ e de temperatura maiores que 20°C, ocupando a camada mais superficial do Atlântico sul tropical. A Água Tropical (AT) é formada pela intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, fluindo em toda a região leste/sudeste, em direção ao sul, transportada pela Corrente do Brasil (CB).

Água Costeira (AC) possui águas com salinidade abaixo de 33‰ devido à influência que sofre do aporte de águas provenientes do continente. Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é a massa d'água situada entre a Água Tropical e a Água Intermediária Antártica. Apresenta um mínimo de temperatura de 6°C e um máximo de 20°C e a salinidade oscilando entre 34,5‰ e 36‰. É formada na Convergência Subtropical que é a confluência das águas quentes da corrente do Brasil com as águas frias da corrente das Malvinas.

A Água Intermediária Antártica (AIA) apresenta valores de temperatura entre 2,75°C e 5°C e de salinidade entre 34,1‰ e 34,5‰. É proveniente da Convergência Antártica e apresenta um mínimo de salinidade entre 700 e 1100 metros de profundidade. A Convergência

Antártica é uma região que cerca o continente antártico onde as águas antárticas frias, que fluem para norte, afundam por baixo das águas relativamente mais mornas sub-antárticas.

Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) apresenta valores de temperatura entre 2,0°C e 4°C e de salinidade entre 34,7‰ e 35,0‰. É formada no Hemisfério Norte na junção das Correntes da Groenlândia e Labrador.

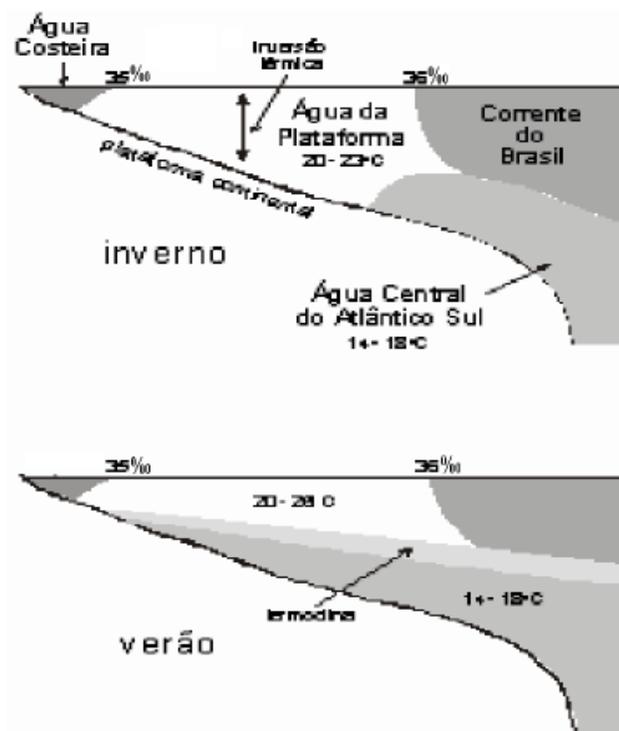


Figura 2.1: Distribuição vertical das massas de água na região sudeste-sul brasileira, na época de verão (acima) e inverno (abaixo).

Fonte: Matsuura, 1986.

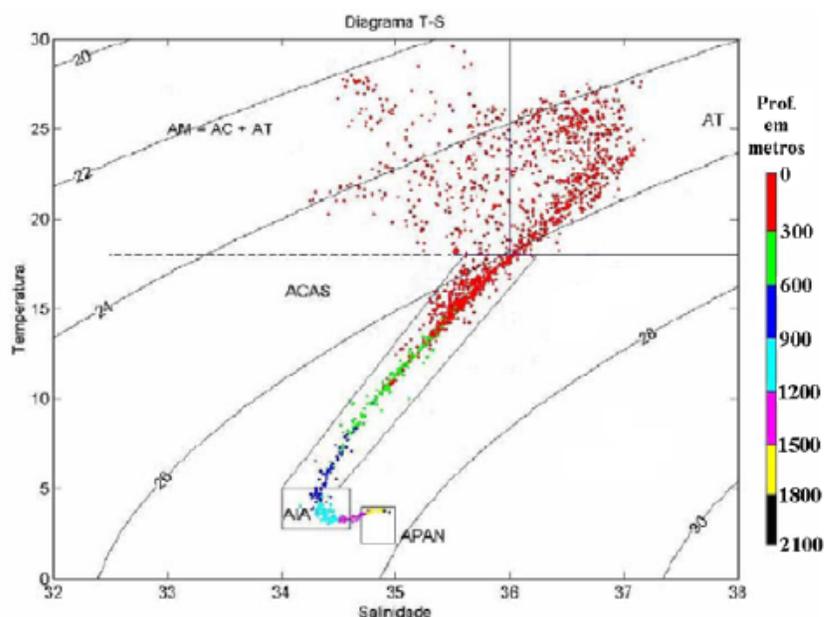


Figura 2.2: Pares de Temperatura-Salinidade característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil.

Fonte: BNDO, (2000).

A distribuição vertical das massas de água na região sudeste-sul brasileira afeta a distribuição vertical da resistividade, pois, cada massa de água tem valores diferentes de temperatura e salinidade variando com a profundidade, como mostra a Figura 2.2, estando representadas também as linhas de mesma densidade, conseqüentemente essa variação da resistividade com a profundidade afeta também os dados do MCSEM.

2.1 INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DO AR NA TEMPERATURA DO MAR

A distribuição da temperatura à superfície no oceano é aproximadamente zonal e as isolinhas de temperatura seguem aproximadamente os paralelos de latitude. Perto da costa, que desvia as correntes, as isortermas podem tender a direção norte-sul. Ao longo da margem oeste dos oceanos baixas temperaturas muitas vezes ocorrem à superfície devido o afloramento ou ressurgência das águas subsuperficiais mais frias (Figura 2.3), isso não impede que o mesmo fato possa acontecer ao longo da costa leste. A temperatura superficial dos oceanos decresce de valores bem elevados, em torno de 28°C um pouco ao norte do equador, a cerca de -2°C junto ao gelo, nas latitudes polares (WEYKAMP, 2006).

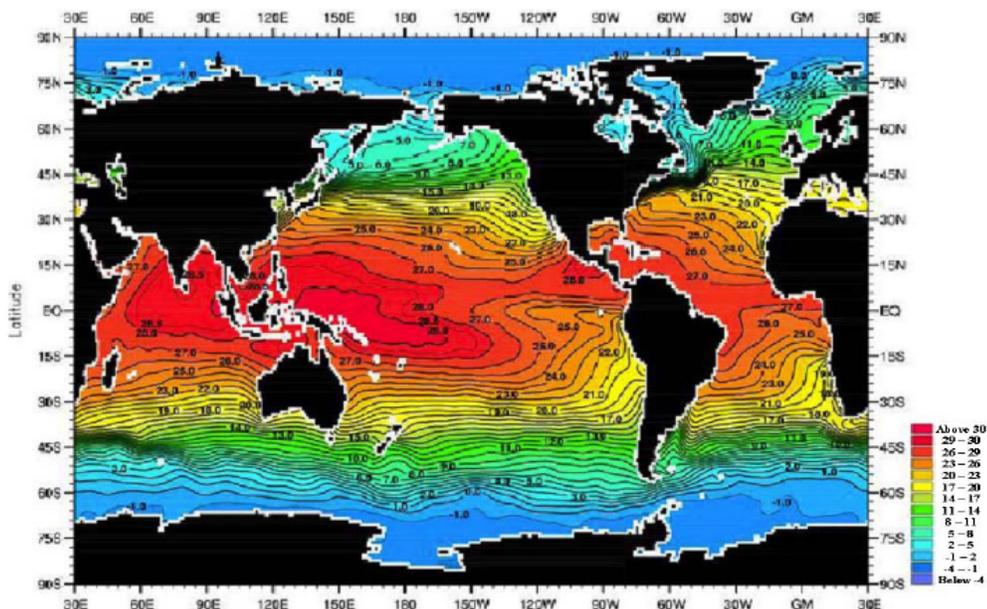


Figura 2.3: Climatologia da temperatura superficial média anual dos Oceanos.
Fonte: Weykamp, (2006)

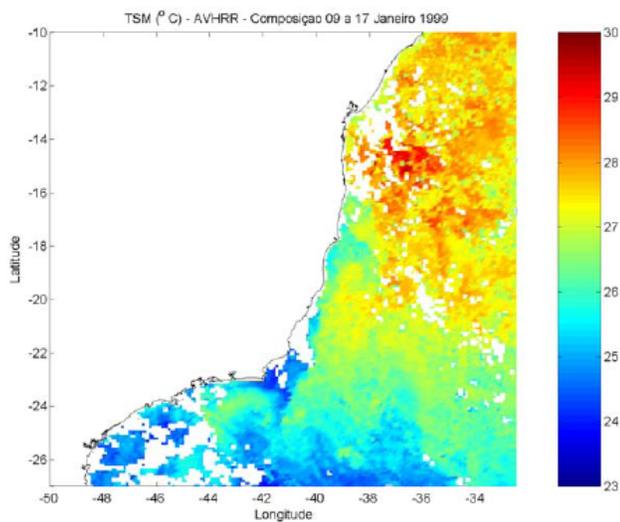


Figura 2.4: Variação da temperatura na superfície do oceano Atlântico.
Fonte: WOCE, (1997)

A variação da temperatura superficial é fundamental na determinação da resistividade nos primeiros 200m de profundidade. Na Figura 2.4 é mostrada a temperatura superficial do litoral brasileiro no mês de janeiro.

2.2 SALINIDADE E TEMPERATURA

A concentração média de sais dissolvidos nos oceanos denomina-se "salinidade" que pode ser definida como a quantidade total, em gramas, de sais contida em um quilograma de água do mar.

Constituintes mais abundantes: Íons de cloro (55%), Íons de sulfato (7,7%), Íons de sódio (30,6%), Íons de magnésio (3,7%) e Íons de potássio (1,1%).

Para medir a salinidade usa-se o método que consiste na determinação da quantidade de íons de cloro (clorinidade); desse modo obtém-se a salinidade através da expressão (WEYKAMP, 2006):

$$S = 0,03 + 1,805 * \text{clorinidade}$$

A fórmula acima exprime a relação encontrada entre a quantidade de íons de cloro e a quantidade total de substâncias dissolvidas.

A salinidade superficial é basicamente zonal (Figura 2.5), embora com uma escala de variação menor que a temperatura. Os mínimos e máximos de salinidade aparecem em todos os oceanos e os valores decrescem para as altas latitudes. Os máximos de salinidade estão nas regiões dos alísios.

A Figura 2.6 mostra os perfis verticais médios de salinidade nos oceanos. Observa-se um mínimo permanente (variação mínima na salinidade) entre 600 e 1.000 m, depois aumentando até 2.000 m. Essas zonas onde a salinidade decresce com a profundidade, são conhecidas como haloclinas (WEYKAMP, 2006). Nos trópicos encontra-se muitas vezes um destacado máximo de salinidade a cerca de 100 m, junto ao teto da termoclina (região de forte queda de temperatura com a profundidade marcando o limite entre a camada de mistura das ondas e o interior do oceano). Nas altas latitudes, onde o valor da temperatura à superfície é baixo, a salinidade em geral cresce com a profundidade até cerca de 2.000 m, sem o mínimo subsuperficial.

Nas águas profundas, abaixo de 4.000 m, a salinidade é relativamente uniforme entre 34,6‰ e 34,9‰ em todos os oceanos. Como a temperatura das águas profundas varia também entre estreitos limites (-0,9 e 2°C) pode-se dizer que o ambiente da água profunda é quase perfeitamente uniforme (WEYKAMP, 2006).

Pode-se estabelecer uma comparação entre a Figura 2.6 e a Figura 2.7 que mostra uma variação da salinidade com a profundidade na latitude de 22° S obtida por medições in situ no verão de 1995.

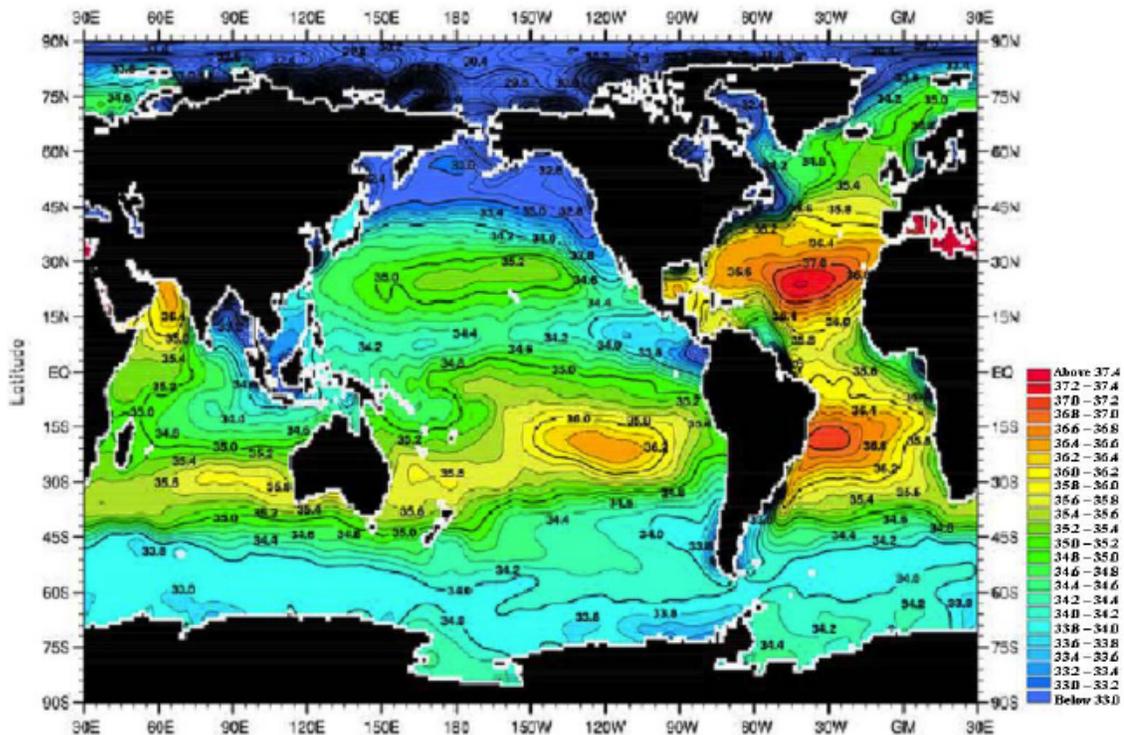


Figura 2.5: Salinidade superficial média anual dos Oceanos.
Fonte: Weykamp, (2006)

Nos mares da Antártica e do Ártico os processos de degelo e de congelamento provocam uma variação nítida da salinidade. No inverno, o congelamento torna a água mais salina. No verão o degelo ocorre na parte mais superficial do oceano e as camadas mais salinas permanecem a profundidades maiores. Fora das zonas polares, a precipitação e a evaporação controlam a variação da salinidade na parte mais superficial do oceano.

2.3 VARIAÇÃO DA RESISTIVIDADE COM A PROFUNDIDADE

Existem evidências que a energia de ativação é mais alta para condução de superfície da água do mar do que para condução em alta profundidade. Mas não existe nenhuma lei bem estabelecida para se determinar a resistividade da água do oceano. Numa faixa de temperatura moderada entre 0° e 40°C, a variação da resistividade da água do oceano com temperatura (°C), pode ser dada pela equação 2.1 como segue em Shipley et al. (1997):

$$\rho = \left(\frac{1}{2.8 + 0.1T} \right) \Omega.m \quad (2.1)$$

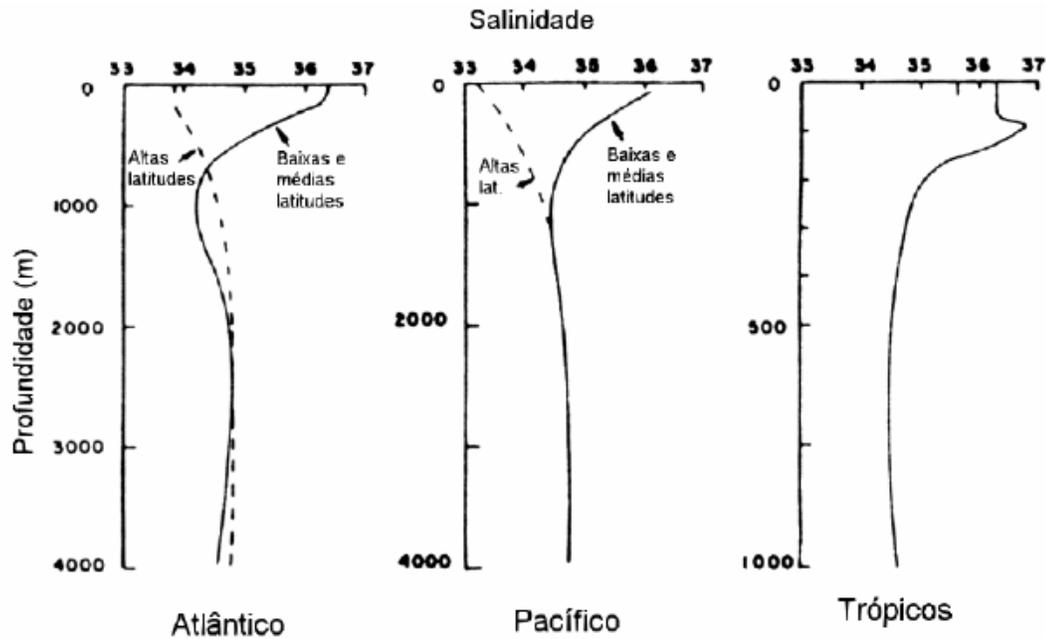


Figura 2.6: Perfis verticais típicos de salinidade média.
 Fonte: Weykamp, 2006

As temperaturas do oceano também variam na direção vertical, formando camadas como aquelas da atmosfera. A principal diferença é a estabilidade do oceano abaixo da camada de mistura.

No oceano, entre aproximadamente 200-300m e 1000m de profundidade, a temperatura decresce rapidamente (Figura 2.8-a). Essa região com acentuado gradiente vertical de temperatura é a "termoclina permanente", abaixo na qual, em torno de 1000m de profundidade não existe variação sazonal e (exceto em regiões polares, Figura 2.8-c) a temperatura decresce suavemente entre 3° e 0°C. Essa faixa limitada é mantida em todo o oceano profundo, geograficamente e sazonalmente, pois é determinada pela temperatura de resfriamento e pela água densa que mergulha das regiões polares para o fundo do oceano em direção ao Equador.

A região entre a superfície e uma profundidade que pode variar de 25 a 200m onde geralmente a temperatura é próxima da temperatura de superfície, devido a mistura produzida pelas ondas, é chamada de "camada de mistura". A temperatura e a profundidade da camada de mistura mostram variações sazonais em médias latitudes (Figura 2.8-a). Durante o inverno, quando as temperaturas de superfície são baixas e as condições na superfície são turbulentas, a camada de mistura superior pode aprofundar-se até atingir a termoclina permanente; isto é, o perfil de temperatura pode ser efetivamente vertical (constante) entre

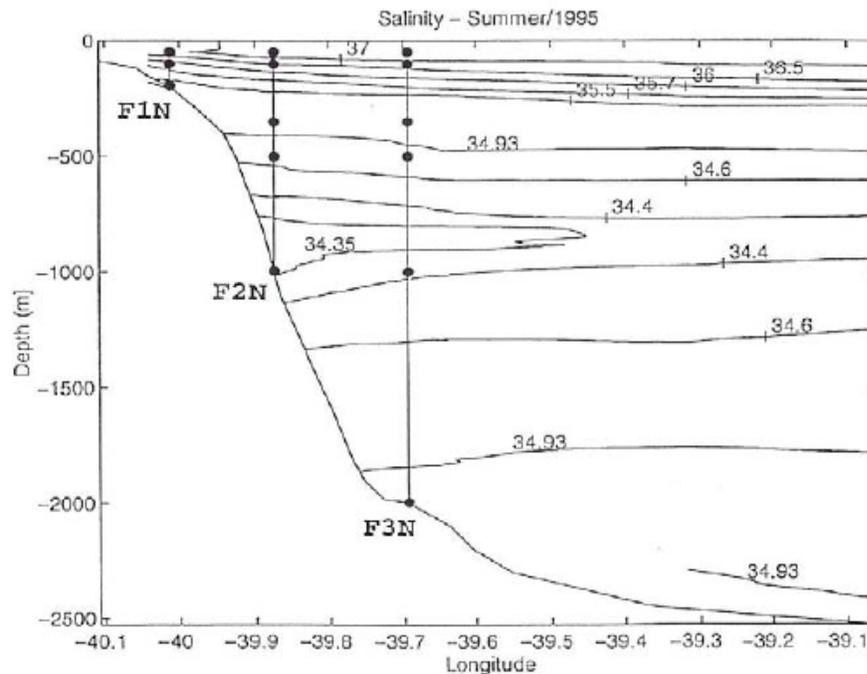


Figura 2.7: Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995.

Fonte:Lima, (1997)

200-300m ou mais. No verão, como as temperaturas superficiais aumentam e as condições da superfície são menos turbulentas, uma termoclina sazonal freqüentemente surge acima da termoclina permanente.

Pode-se estabelecer uma comparação entre a Figura 2.8-b e a Figura 2.9 que mostra uma variação da temperatura com a profundidade na latitude de 22° S obtida por medições in situ no verão de 1995.

Sabendo-se que a variação na salinidade para o oceano Atlântico abaixo da linha do equador nos primeiros 200m é em média de 36‰ e passa a variar com a profundidade (34,2‰ – 34,8‰) e que a temperatura varia entre (20°C – 28°C), pode-se usar a Fórmula 2.1 para se determinar a variação da resistividade da água do mar com a profundidade. Levando-se em conta a salinidade nos primeiros 200m utilizamos um dos valores máximos de temperatura da superfície da água no mar para compesar a média geral dos 34,5‰ da salinidade abaixo dos 200m de profundidade já que na camada de mistura a salinidade é em média de 36‰.

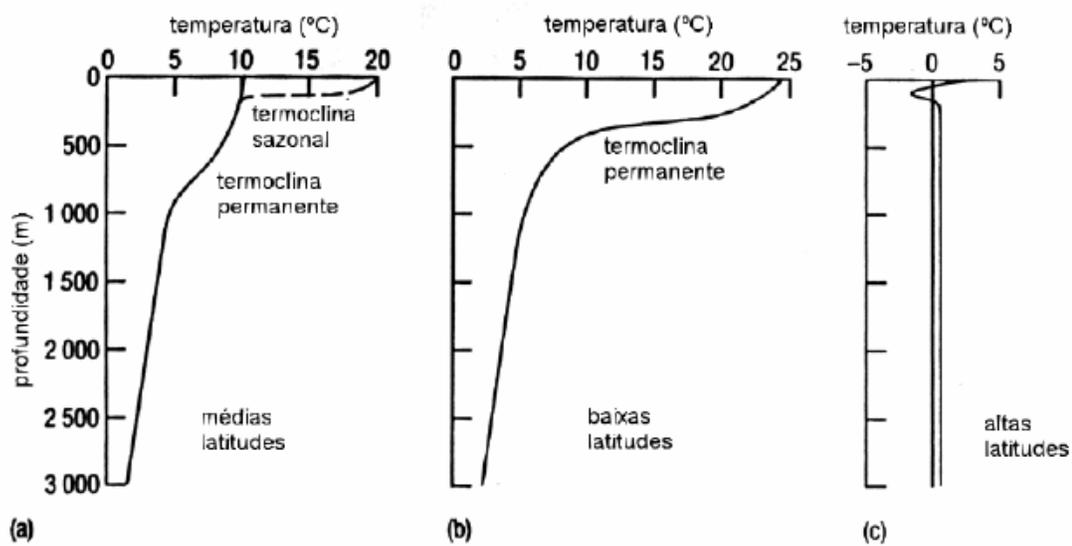


Figura 2.8: Perfis verticais médios típicos de temperatura para diferentes latitudes.
Fonte: Weykamp, (2006)

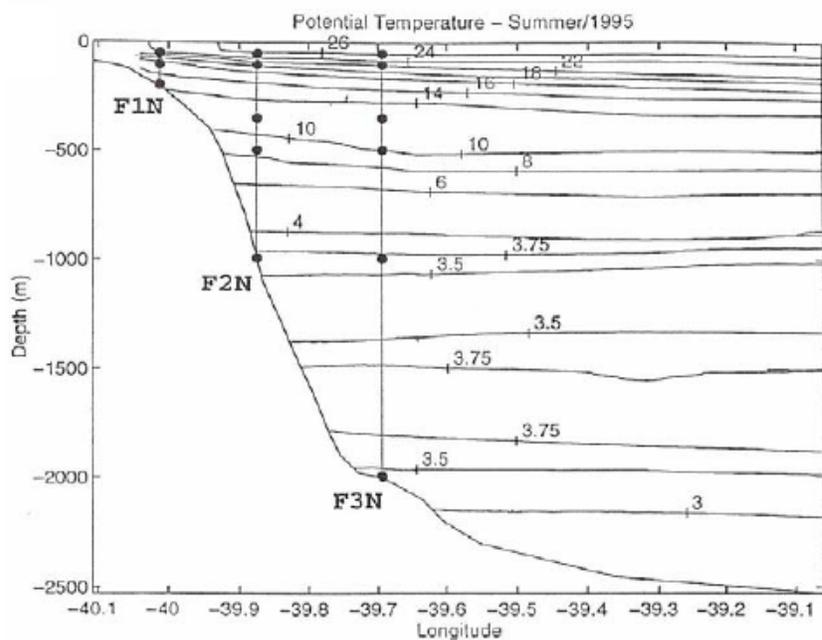


Figura 2.9: Seção vertical da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995.
Fonte: Lima, (1997)

Tabela 2.1: Variação da temperatura e da resistividade para diferentes valores de profundidade.

Profundidade	Temperatura ($^{\circ}C$)	Resistividade($\Omega.m$)
0 – 200m	28	0,178
200 – 400m	17	0,222
400 – 800m	8	0,277
> 800m	4	0,312

Os valores da temperatura da tabela 2.1 foram baseados na Figura 2.8(a-b), visto que o litoral brasileiro abrange as baixas e médias latitudes. Onde de 200m a 400m é feita uma média entre $10^{\circ}C$ e $24^{\circ}C$, de 400m a 800m é feita uma média entre $6^{\circ}C$ e $10^{\circ}C$ e de 800m em diante a média é feita entre $2^{\circ}C$ e $6^{\circ}C$. Com uma base na variação da resistividade da água com a profundidade, podemos modelar o MCSEM com camadas de água com resistividades baseadas na tabela 2.1.

3 METODOLOGIA

Usando a metodologia desenvolvida por Rijo (2003; 2006) vamos aqui apresentar a formulação matemática para o Dipolo Elétrico Horizontal (DEH) emitindo um campo de baixa frequência no fundo do mar. Essa formulação é empregada no desenvolvimento do programa utilizado para gerar os modelos apresentados no capítulo 4.

3.1 DIPOLO ELÉTRICO HORIZONTAL PRÓXIMO AO ASSOALHO MARINHO

Uma maneira de se obter as soluções das equações de Maxwell para o dipolo elétrico horizontal (DEH) em um meio estratificado formado por camadas homogêneas horizontais é expressando os campos elétrico (E) e magnético (H) em termos de potenciais, isto é, funções das quais esses campos possam ser derivados. O dipolo elétrico emite um campo tridimensional com uma distribuição espacial complexa. Para o cálculo deste campo, empregamos os potenciais de Schelkunoff, que nos permitem desacoplar o problema em dois modos de propagação, análogos aos modos TE e TM, quando operamos no domínio da transformada de Fourier em relação às variáveis x e y (k_x, k_y, z). O problema de calcular os potenciais se reduz ao de uma difusão unidimensional em dois modos de propagação na direção z . Calculados os potenciais vetoriais, então, basta calcular a transformada de Fourier inversa para x e y e determinar os campos a partir de sua relação com os potenciais.

A Figura 3.1 ilustra um dipolo elétrico horizontal orientado na direção x emitindo um campo eletromagnético de baixa frequência a uma distância h_0 do assoalho oceânico, e a uma distância h_1 da interface entre os meios (0) e (1⁻). O meio (0) é a camada do mar aonde está o dipolo limitado por dois meios, sendo que as camadas homogêneas e plano-paralelas com o sinal negativo representam as camadas de água do mar, enquanto que as camadas homogêneas e plano-paralelas com o sinal positivo representam o substrato.

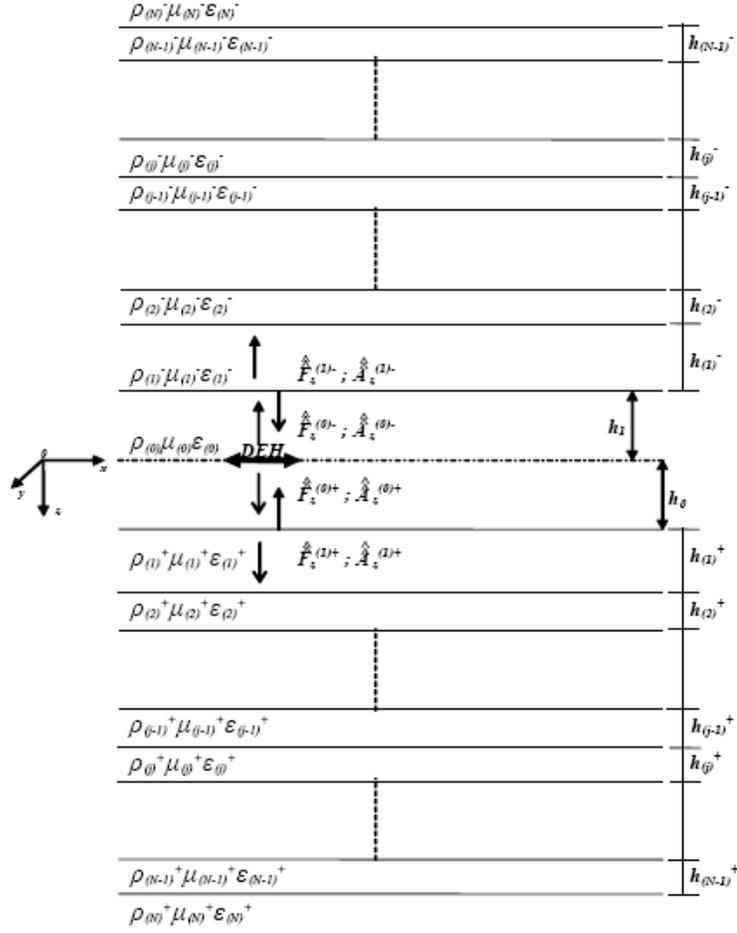


Figura 3.1: Representação do DEH no meio das camadas.

3.2 COMPONENTES DO CAMPO ELÉTRICO E_x e E_y

As componente E_x e E_y do campo elétrico são dadas por Rijo, (2006) como:

$$\begin{aligned}
 E_x = & -\frac{Ids_x}{4\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3} \right) \int_0^\infty K'_{TM}(k_r) Z_0 J_1(k_r r) dk_r \\
 & -\frac{Ids_x}{4\pi} \frac{x^2}{r^2} \int_0^\infty K'_{TM}(k_r) Z_0 k_r J_0(k_r r) dk_r \\
 & +\frac{Ids_x}{4\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3} \right) \int_0^\infty K_{TE}(k_r) \frac{1}{\mathcal{Y}_0} J_1(k_r r) dk_r \\
 & -\frac{Ids_x}{4\pi} \left(1 - \frac{x^2}{r^2} \right) \int_0^\infty K_{TE}(k_r) \frac{k_r}{\mathcal{Y}_0} J_0(k_r r) dk_r
 \end{aligned} \tag{3.1}$$

$$\begin{aligned}
E_y = & \frac{Ids_x}{4\pi} \frac{2xy}{r^3} \int_0^\infty K'_{TM}(k_r) Z_0 J_1(k_r r) dk_r \\
& - \frac{Ids_x}{4\pi} \frac{xy}{r^2} \int_0^\infty K'_{TM}(k_r) Z_0 k_r J_0(k_r r) dk_r \\
& - \frac{Ids_x}{4\pi} \frac{2xy}{r^3} \int_0^\infty K_{TE}(k_r) \frac{1}{\mathcal{Y}_0} J_1(k_r r) dk_r \\
& + \frac{Ids_x}{4\pi} \frac{xy}{r^2} \int_0^\infty K_{TE}(k_r) \frac{k_r}{\mathcal{Y}_0} J_0(k_r r) dk_r
\end{aligned} \tag{3.2}$$

onde:

$Z_0 = \frac{u_0}{n_0}$ é a impedância do meio $n(0)$;

$\mathcal{Y}_0 = \frac{u_0}{\mathfrak{z}_0}$ é a admitância do meio $n(0)$;

$k_r = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ e $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, é a distância horizontal entre transmissor e receptor;

$u_0 = \sqrt{k_r^2 - k_0^2}$ é a constante de propagação da camada onde está o dipolo;

$k_0 = \sqrt{-n_0 \mathfrak{z}_0} = \sqrt{-(\sigma_0 + i\omega\epsilon_0)i\omega\mu_0}$, que é o número de ondas na camada do dipolo;

$\mathfrak{z} = i\omega\mu$ é a impedatividade do meio;

$n = (\sigma + i\omega\epsilon)$ é a admitividade do meio;

Ids_x é o momento de dipolo elétrico orientado na direção x ;

K'_{TM} e K_{TE} são dados por:

$$K'_{TM}(k_x, k_y) = \left[e^{-u_0 z} + R_{TM}^{(+)} e^{u_0(z-2h_0)} + R_{TM}^{(-)} e^{-u_0(z-2h_1)} \right], \quad h_0 > z > 0$$

$$K_{TE}(k_x, k_y) = \left[e^{-u_0 z} + R_{TM}^{(+)} e^{u_0(z-2h_0)} + R_{TM}^{(-)} e^{-u_0(z-2h_1)} \right], \quad h_0 > z > 0$$

3.3 AVALIAÇÃO NUMÉRICA

Neste trabalho vamos utilizar a técnica numérica de filtros lineares. Para aplicá-lo é conveniente reescrever a transformada de Hankel para a primeira integral de \mathbf{E}_x (equação 3.1) da seguinte forma,

$$E_x = -\frac{I ds_x}{4\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3} \right) F(r),$$

em que

$$F(r) = \int_0^\infty K(k_r) J_1(k_r r) dk_r, \quad (3.3)$$

sendo a função,

$$K(k_r) = K'_{TM}(k_r) \frac{Z_0}{k_r}$$

Fazendo a mudança de variável $k_r r = y$ na integral (3.3)

$$rF(r) = \int_0^\infty K\left(\frac{y}{r}\right) J_1(y) dy, \quad (3.4)$$

substituindo a variável r por e^p e a variável y por e^s , essa integral se transforma na integral de convolução,

$$e^p F(e^p) = \int_{-\infty}^\infty K(e^{-(p-s)}) e^s J_1(e^s) ds, \quad (3.5)$$

em que $K(e^{-(p-s)})$ e $e^p F(e^p)$ são, respectivamente, a função de entrada (input) e a função de saída (output) e $e^s J_1(e^s)$ a função filtro.

Para efeito de calculo numérico usaremos a versão discreta desta convolução (3.5). Assim temos que

$$rF(r) = \sum_{n=0}^N K [e^{-\ln r + (s_1 + n\Delta s)}] w_n \quad (3.6)$$

em que s_1 é a primeira abscissa, Δs o incremento das abscissas e w_n são os coeficientes dos filtros. No trabalho é utilizado o filtro de Anderson (1979, 1989) para J_0 e J_1 .

É utilizado o skin-depth (profundidade pelicular) para normalizar as componentes do campo elétrico,

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho_0}{\omega\mu_0}}$$

aonde δ é o skin-depth referente a camada onde se encontra o dipolo elétrico, sendo $\omega = 2\pi f$ a frequência angular, ρ_0 é a resistividade da camada onde se encontra o dipolo elétrico e $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ é a permeabilidade magnética do vácuo.

Normalizando as componentes do campo elétrico por δ (skin-depth) e fazendo $g = k_r\delta$, sendo g a variável de integração da transformada de Hankel, podemos reescrever as componentes do campo elétrico da seguinte forma:

$$\begin{aligned} E_x = & -\frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{1}{\bar{r}} \left(1 - \frac{2\bar{x}^2}{\bar{r}^2}\right) \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 J_1(g\bar{r}) dg \\ & - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{\bar{x}^2}{\bar{r}^2} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 g J_0(g\bar{r}) dg \\ & + \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{1}{\bar{r}} \left(1 - \frac{2\bar{x}^2}{\bar{r}^2}\right) \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} J_1(g\bar{r}) dg \\ & - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \left(1 - \frac{\bar{x}^2}{\bar{r}^2}\right) \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} g J_0(g\bar{r}) dg \end{aligned} \quad (3.7)$$

onde,

$$K'_{TM}(k_x, k_y) = \left[e^{-u_0 z} + R_{TM}^{(+)} e^{u_0(z-2h_0)} + R_{TM}^{(-)} e^{-u_0(z-2h_1)} \right], \quad h_0 > z > 0$$

$$K_{TE}(k_x, k_y) = \left[e^{-u_0 z} + R_{TM}^{(+)} e^{u_0(z-2h_0)} + R_{TM}^{(-)} e^{-u_0(z-2h_1)} \right], \quad h_0 > z > 0$$

Onde $\bar{r} = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2}$, é distância horizontal entre transmissor e receptor normalizado pelo skin-depth e $\bar{u}_0 = \sqrt{g^2 + 2i}$ a constante de propagação da camada onde está o dipolo também normalizado pelo skin-depth.

Para o campo puramente radial (in-line) a equação (3.7) torna-se:

$$\begin{aligned}
E_x^{rad} &= \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3 \bar{x}} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 J_1(g\bar{r}) dg \\
&\quad - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 g J_0(g\bar{r}) dg \\
&\quad - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3 \bar{x}} \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} J_1(g\bar{r}) dg
\end{aligned}$$

Isso para $\mathbf{y} = 0$, quando o dipolo está sendo rebocado na mesma linha dos receptores. Quando a linha de receptores é perpendicular à direção do dipolo o campo torna-se puramente azimutal. Neste caso podemos escrever a equação (3.7) como:

$$\begin{aligned}
E_x^{az} &= -\frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3 \bar{y}} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 J_1(g\bar{r}) dg \\
&\quad + \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3 \bar{y}} \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} J_1(g\bar{r}) dg \\
&\quad - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} g J_0(g\bar{r}) dg
\end{aligned}$$

e

$$\begin{aligned}
E_y &= \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{2\bar{x}\bar{y}}{\bar{r}^3} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 J_1(g\bar{r}) dg \\
&\quad - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{\bar{x}\bar{y}}{\bar{r}^2} \int_0^\infty K'_{TM}(g) u_0 g J_0(g\bar{r}) dg \\
&\quad - \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{2\bar{x}\bar{y}}{\bar{r}^3} \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} J_1(g\bar{r}) dg \\
&\quad + \frac{I ds_x \rho_0}{4\pi\delta^3} \frac{\bar{x}\bar{y}}{\bar{r}^2} \int_0^\infty K_{TE}(g) \frac{2i}{u_0} g J_0(g\bar{r}) dg
\end{aligned} \tag{3.8}$$

Os coeficientes de reflexão $R_{TM}^{(+)}$, $R_{TM}^{(-)}$, $R_{TE}^{(+)}$ e $R_{TE}^{(-)}$ dos modos TE e TM, são dados por:

$$R_{TM}^{(+)} = \frac{\left[-1 + \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}} \right) e^{2u_0 h_1} \right] \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}} \right)}{1 - \left[\left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}} \right) \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}} \right) e^{-2u_0 (h_0 - h_1)} \right]} \quad (3.9)$$

$$R_{TM}^{(-)} = \frac{\left[-1 + \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}} \right) e^{-2u_0 h_0} \right] \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}} \right)}{1 - \left[\left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(+)} \bar{u}_{1(+)} F_{TM}^{(+)}} \right) \left(\frac{\rho_0 \bar{u}_0 - \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}}{\rho_0 \bar{u}_0 + \rho_{1(-)} \bar{u}_{1(-)} F_{TM}^{(-)}} \right) e^{-2u_0 (h_0 - h_1)} \right]} \quad (3.10)$$

$$R_{TE}^{(+)} = \frac{\left[1 + \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}} \right) e^{2u_0 h_1} \right] \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}} \right)}{1 - \left[\left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}} \right) \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}} \right) e^{-2u_0 (h_0 - h_1)} \right]} \quad (3.11)$$

$$R_{TE}^{(-)} = \frac{\left[1 + \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}} \right) e^{-2u_0 h_0} \right] \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}} \right)}{1 - \left[\left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(+)} F_{TE}^{(+)}} \right) \left(\frac{\bar{u}_0 - \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}}{\bar{u}_0 + \bar{u}_{1(-)} F_{TE}^{(-)}} \right) e^{-2u_0 (h_0 - h_1)} \right]} \quad (3.12)$$

Os fatores de estratificação $F_{TM}^{(+)}$ e $F_{TM}^{(-)}$ são calculados pelo seguinte algoritmo recursivo:

$$F_{TM}^{j(+)} = \frac{\rho_{(j+1)(+)} \bar{u}_{(j+1)(+)} F_{TM}^{(j+1)(+)} + \rho_{j(+)} \bar{u}_{j(+)} \tanh(\bar{u}_{j(+)} \bar{h}_{j(+)})}{\bar{u}_{j(+)} + \rho_{(j+1)} \bar{u}_{(j+1)} F_{TM}^{(j+1)(+)}} \tanh(\bar{u}_{j(+)} \bar{h}_{j(+)}), \quad (3.13)$$

$$j = (N - 1)^+, (N - 2)^+, \dots, 3^+, 2^+, 1^+.$$

$$F_{TM}^{N(+)} = 1.$$

$$F_{TM}^{j(-)} = \frac{\rho_{(j+1)(-)} \bar{u}_{(j+1)(-)} F_{TM}^{(j+1)(-)} + \rho_{j(-)} \bar{u}_{j(-)} \tanh(\bar{u}_{j(-)} \bar{h}_{j(-)})}{\rho_{j(-)} \bar{u}_{j(-)} + \rho_{(j+1)(-)} \bar{u}_{(j+1)(-)} F_{TM}^{(j+1)(-)}} \tanh(\bar{u}_{j(-)} \bar{h}_{j(-)}), \quad (3.14)$$

$$j = (N - 2)^-, (N - 3)^-, \dots, 3^-, 2^-, 1^-.$$

Em um modelo de camadas, no qual a última camada é um semi-espaço infinito de condutividade finita, o fator de estratificação para a última interface é simplesmente igual a 1, já que a impedância de superfície é igual a impedância intrínseca do semi-espaço. Entretanto, no caso das camadas na água do mar, a última interface acima do dipolo é a fronteira com o ar, que consideramos como tendo resistividade infinita. Isto nos impede de usar um valor para a resistividade da última camada. Assim fazemos a recorrência começando da penúltima camada que é na verdade a primeira camada de água a partir da superfície. Tomando o limite da expressão 3.14 para a interface $(N-1)$ quando $\rho_{(N)}$ tende ao infinito, o fator $F_{TM}^{(N-1)^-}$ se reduz a:

$$F_{TM}^{(N-1)^-} = \frac{1}{\tanh(\bar{u}_{j(N-1)^-} \bar{h}_{j(N-1)^-})}. \quad (3.15)$$

Dessa forma não é necessário entrar com o valor de resistividade da última camada, que seria o ar.

Os fatores de estratificação $F_{TE}^{(+)}$ e $F_{TE}^{(-)}$ são calculados pelo seguinte algoritmo recursivo:

$$F_{TE}^{j(+)} = \frac{\bar{u}_{(j+1)(+)} F_{TE}^{(j+1)(+)} + \bar{u}_{j(+)} \tanh(\bar{u}_{j(+)} \bar{h}_{j(+)})}{\bar{u}_{j(+)} + \bar{u}_{(j+1)(+)} F_{TE}^{(j+1)(+)} \tanh(\bar{u}_{j(+)} \bar{h}_{j(+)}), \quad (3.16)$$

$$j = (N-1)^+, (N-2)^+, \dots, 3^+, 2^+, 1^+.$$

$$F_{TE}^{N(+)} = 1.$$

$$F_{TE}^{j(-)} = \frac{\bar{u}_{(j+1)(-)} F_{TE}^{(j+1)(-)} + \bar{u}_{j(-)} \tanh(\bar{u}_{j(-)} \bar{h}_{j(-)})}{\bar{u}_{j(-)} + \bar{u}_{(j+1)(-)} F_{TE}^{(j+1)(-)} \tanh(\bar{u}_{j(-)} \bar{h}_{j(-)}), \quad (3.17)$$

$$j = (N-2)^-, (N-3)^-, \dots, 3^-, 2^-, 1^-.$$

Para se determinar o $F_{TE}^{N(-)}$ do fator de estratificação $F_{TE}^{j(-)}$ que começa na última camada (ar), que tem uma resistividade infinita quando comparada com a resistividade da água do mar, é feito de maneira análoga ao $F_{TM}^{N(-)}$, tendo que se levar em consideração que:

$$\bar{u}_{j+/-} = \sqrt{g^2 + 2i \frac{\rho_0}{\rho_{j+/-}}},$$

é a constante de propagação na n-ésima camada, onde

$$\bar{u}_{(ar)} = \sqrt{g^2 + 2i \frac{\rho_0}{\rho_{(ar)}}},$$

logo,

$$\bar{u}_{(ar)} = g$$

Dessa forma podemos começar a recorrência a partir da penultima camada, sendo o fator de estratificação dado por:

$$F_{TE}^{(N-1)-} = \frac{g + \bar{u}_{j^{(N-1)-}} \tanh(\bar{u}_{j^{(N-1)-}} \bar{h}_{j^{(N-1)-}})}{\bar{u}_{j^{(N-1)-}} + g \tanh(\bar{u}_{j^{(N-1)-}} \bar{h}_{j^{(N-1)-}})}. \quad (3.18)$$

Em resumo, o algoritmo para o cálculo dos campos elétrico e magnético para o dipolo horizontal no meio estratificado consiste nos passos:

- 1 - Cálculo da constante de propagação em cada camada $\bar{u}_{j+/-}$, tanto para o mar quanto para o subsolo marinho, pois ela será usada no fator de estratificação;
- 2 - Cálculo dos fatores de estratificação a partir das fórmulas de recorrência 3.13 e 3.14;
- 3 - De posse dos fatores de estratificação, é calculado os coeficientes de reflexão para as interfaces da camada de água em que está o dipolo fonte;
- 4 - Os coeficientes de reflexão são utilizados em K'_{TM} e K_{TE} , estando estes inseridos na equação 3.7, que é a equação para a componente Ex do campo elétrico;
- 5 - Por fim é calculado o campo Ex utilizando o filtro de Anderson (1979; 1989) para J_0 e J_1 , tendo como saída de dados a amplitude e a fase.

4 RESULTADOS COM A VARIAÇÃO NA RESISTIVIDADE DA ÁGUA DO MAR

Uma das dificuldades na modelagem do método MCSEM são os valores extremamente pequenos da amplitude dos campos medidos, como podemos perceber nas curvas da figura 4.1. Uma maneira de realçar a anomalia devido a camada resistiva é normalizar os valores de magnitude do campo pelos valores gerados com o substrato homogêneo de resistividade igual ao *background* do modelo (EIDESMO et al., 2002), em nosso caso, $1.0\Omega.m$. O campo normalizado é mostrado na figura 4.2-b.

O primeiro modelo que estudamos, mostrado na figura 4.1-a é composto por uma única camada de água de 1000m de espessura e com a resistividade de $0.3\Omega.m$, seguida de uma camada de rochas de espessura de 1000m e com resistividade de $1.0\Omega.m$, uma camada representando sedimentos com hidrocarbonetos, com 100m de espessura e $100.0\Omega.m$ de resistividade e um substrato com resistividade de $1.0\Omega.m$. Trata-se de uma verificação do nosso programa em relação aos dados apresentados em Constable e Weiss (2006), onde é utilizada uma frequência de 1Hz, os resultados são mostrados nas figuras 4.1 e 4.2.

Para verificar a influência da resistividade da água sobre os dados do método MCSEM, calculamos os campos para o modelo da figura 4.3-a, com três valores diferentes para a resistividade da água do mar: $0.2\Omega.m$, $0.3\Omega.m$ ou $0.4\Omega.m$. Diminuimos a frequência de 1Hz para 0,5Hz, pois na realidade as frequências variam entre 0.25Hz a 1.25Hz, assim escolhemos uma frequência mediana. A distância entre fonte e receptor varia de 500m até 20.000m, obtemos o resultado mostrado na figura 4.3, na qual também incluímos as curvas referentes à modelagem com o subsolo sendo um meio homogêneo e isotropico de resistividade $1.0\Omega.m$. A fonte é rebocada a uma altura de 50m do assoalho oceânico.

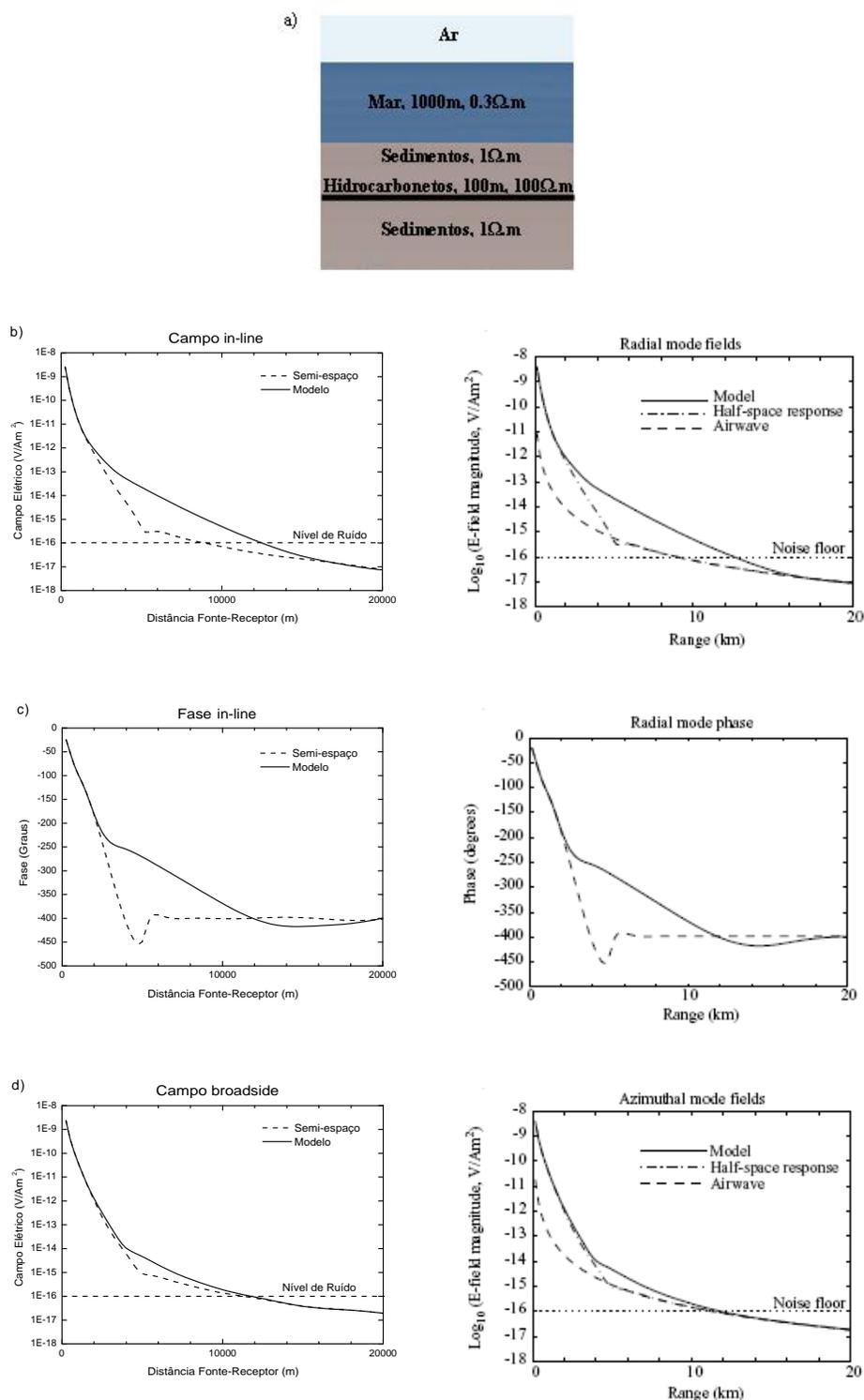


Figura 4.1: Verificação do nosso programa em relação aos dados apresentados em Constable e Weiss (2006). (a) Modelo geológico, (b,c) modo radial e azimutal para a amplitude e a fase e (d) magnitude do campo elétrico azimutal para o MCSEM em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 1 Hz.

Fonte: Constable e Weiss (2006)

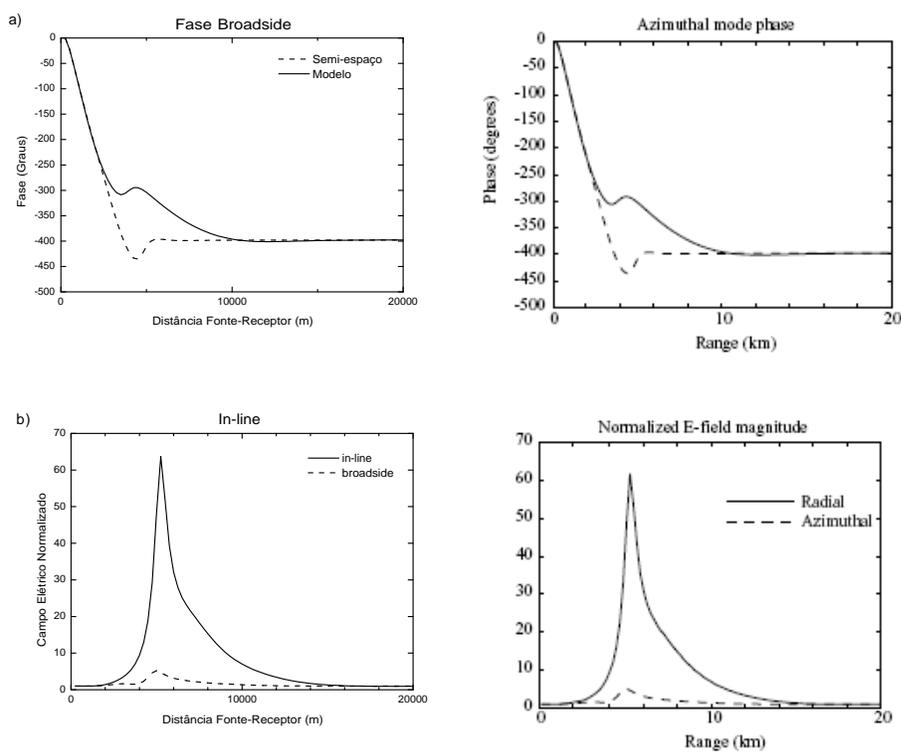


Figura 4.2: Verificação do nosso programa em relação aos dados apresentados em Constable e Weiss (2006). (a) Fase azimuthal e em (b) é mostrado o modelo radial e azimuthal para o campo normalizado pelo semi-espaço.

Fonte: Constable e Weiss (2006)

Observa-se na figura 4.3 que existem grandes diferenças nas curvas quando se variam os valores de resistividade da água.

Nosso primeiro modelo com variação na resistividade da água é formado por uma camada de 500m de espessura, a partir da superfície, com resistividade de $0,2\Omega.m$, sobre outra de $0,3\Omega.m$ também de 500m de espessura, como representado na figura 4.4-a.

Observa-se na figura (4.4-b) uma modificação na curva com relação a figura (4.3-f), pois, devido inserirmos uma camada com resistividade de $0,2\Omega.m$ a anomalia diminui com relação a uma única camada de $0,2\Omega.m$ e aumenta em relação a $0,3\Omega.m$. O mesmo acontece na figura (4.4-b) em relação a figura (4.3-g).

Pode-se comparar e analisar a magnitude do campo gerado com os valores de resistividade da água mostrados na tabela 2.1 com aqueles gerados com o mar como uma única camada com $0,3\Omega.m$ e verificar a vantagem de introduzir as camadas d'água com diferentes resistividades.

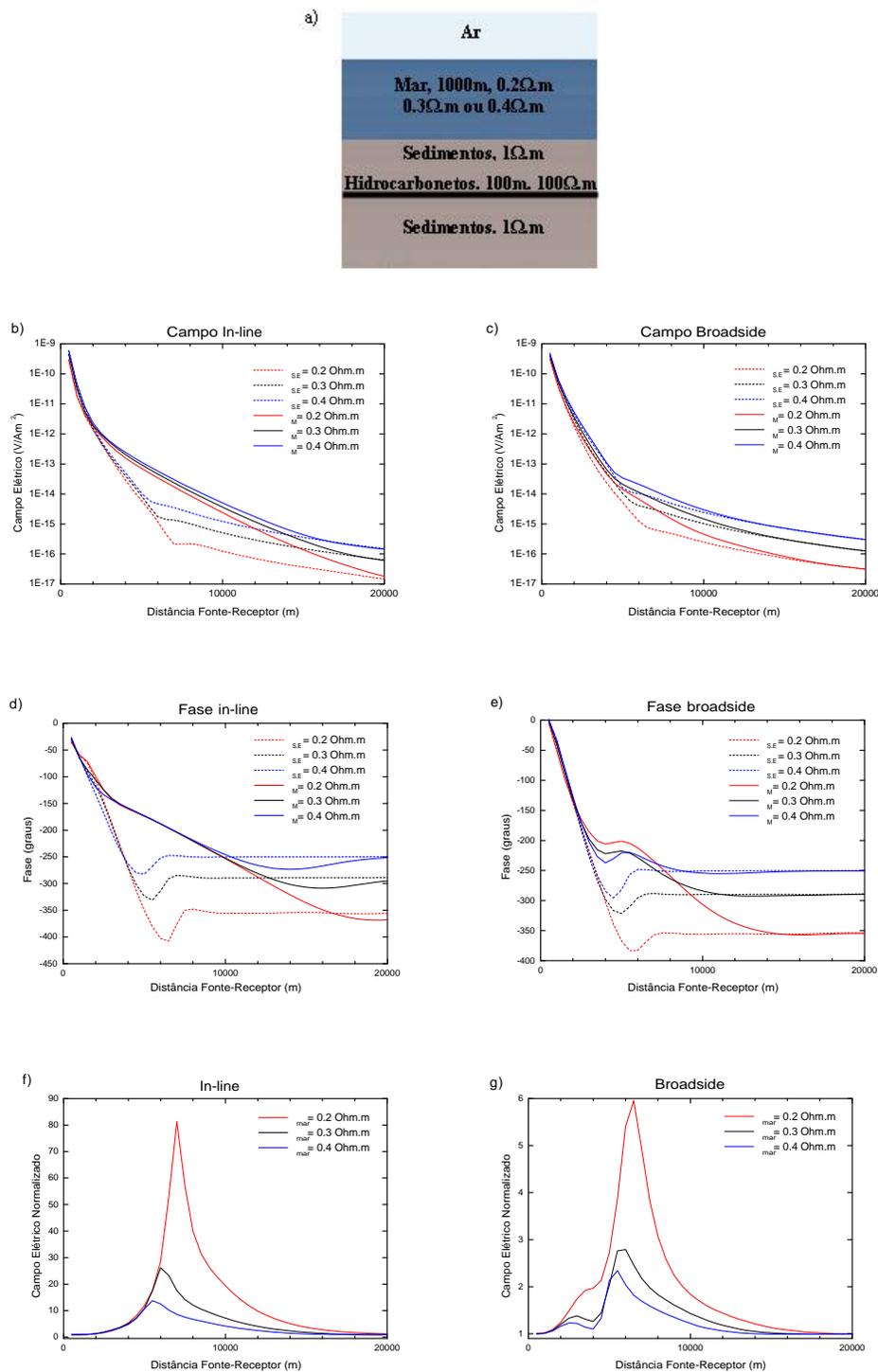


Figura 4.3: (a) Modelo geoeletrico, (b,c) amplitude radial e azimutal e (d,e) fase radial e azimutal em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 0.5 Hz. Em (f,g) é mostrado o modelo radial e azimutal para o campo n(a) Modelo geologico, (b,c) amplitude radial e azimutal e (d,e) fase radial e azimutal em função da distância fonte-receptor em uma frequência de 0.5 Hz. Em (f,g) é mostrado o modelo radial e azimutal para o campo normalizado pelo semi-espaço.

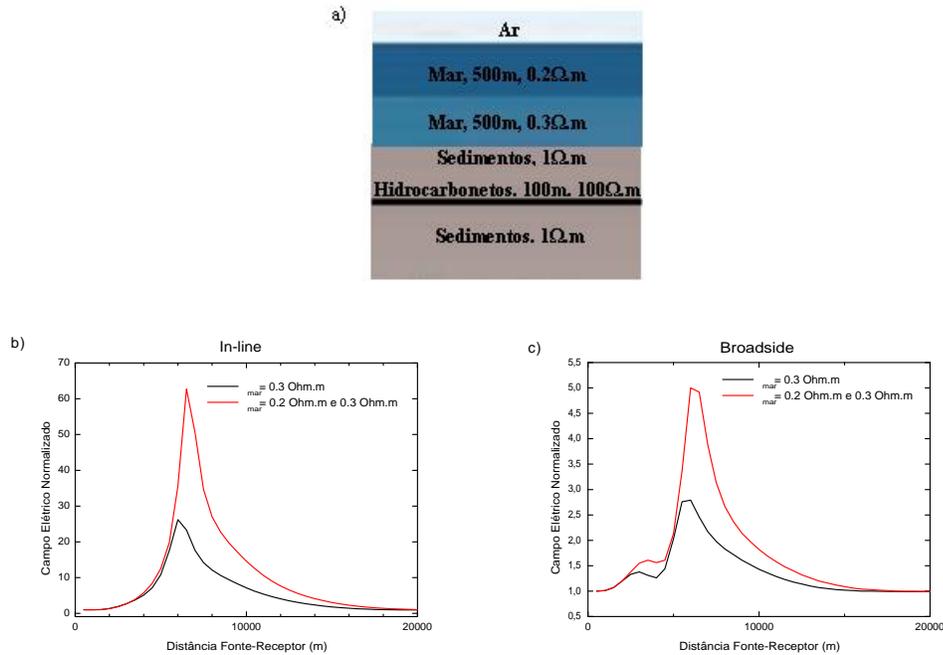


Figura 4.4: a) Modelo geolétrico, (b,c) campo elétrico radial e azimutal normalizado para duas camadas de água com diferentes resistividades.

Ocorre um decaimento na magnitude do campo e na fase dos modelos do MCSEM usando as camadas de água com resistividades menores do que $0.3\Omega.m$, pois a profundidade pelicular é proporcional a resistividade do meio no qual a onda se propaga, assim a onda que vem da interface água-ar passa a ter uma menor influência nas curvas quando a água do mar é menos resistiva, como mostra a figura (4.5-f,g)

Outro fator que pode influenciar na detecção de hidrocarbonetos é a variação na espessura das camadas de água. Se for analisado apenas o campo elétrico normalizado, o efeito da presença da camada de rochas resistivas pode ser reduzido na anomalia observada, quando a espessura da camada de água for grande.

Essa diferença pode ser observada quando pegamos o primeiro modelo onde a resistividade da água é de $0.3\Omega.m$ e variamos a espessura da camada de água de 1000m para 800m e depois para 1200m, como mostra a figura 4.6.

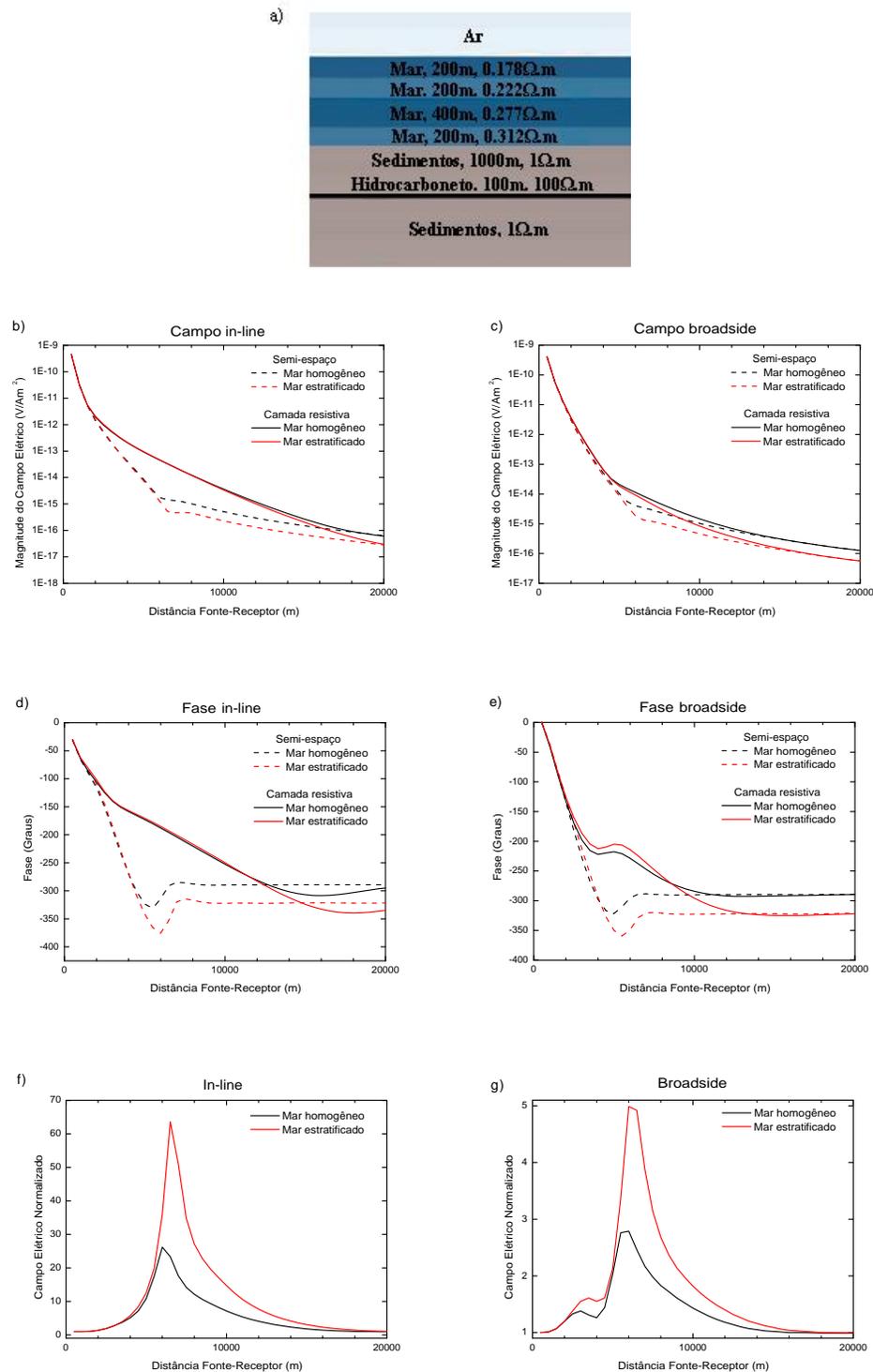


Figura 4.5: (a) Modelo geolétrico, (b,c) Amplitude do campo, (d,e), fase e (f,g) normalização radial e azimutal respectivamente, para o mar com a resistividade homogênea de 0.3 Ω .m e para o mar estratificado.

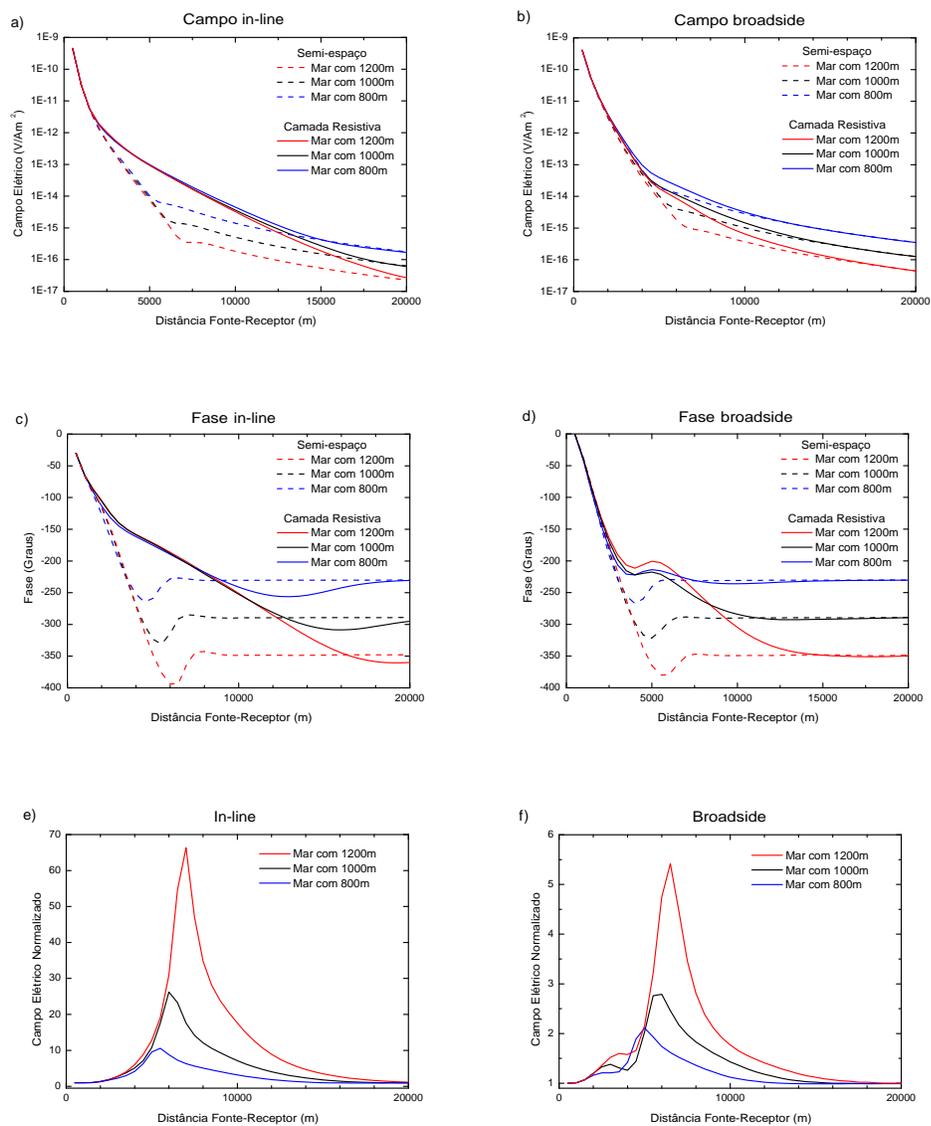


Figura 4.6: (a,b) Amplitude do campo , (c,d) a fase e a (e,f) normalização (e,f) radial e azimutal respectivamente, para diferentes espessuras da camada de água com resistividade de $0.3\Omega.m$.

Observa-se que com o aumento da camada de água de 1000m para 1200m, a onda que vem da interface água-ar passa a ter uma menor influência realçando assim a camada com hidrocarbonetos. Quando diminuimos de 1000m para 800m, a onda que vem da interface água-ar passa a ter uma maior influência diminuindo assim o efeito da anomalia. Dessa forma, quanto maior for a espessura da camada de água menor será a influência da onda que vem da interface água-ar e a presença do reservatório terá maior influência sobre os dados. Isso ocorre devido à atenuação do campo pelo meio condutivo, pois, quanto maior for a camada d'água, maior vai ser o caminho percorrido pela onda que vem da interface água-ar.

Observamos que os dados sofrem uma influência muito maior da resistividade da água do mar do que da resistividade do substrato. Esse fato é mostrado nas figuras 4.7 aonde são mostradas as curvas para o modelo com a presença da camada resistiva e para semi-espaço, modificando a resistividade do substrato entre $0.8\Omega.m$, $1\Omega.m$ e $1.2\Omega.m$.

Observe que variando a resistividade do substrato de $1\Omega.m$ para $0.8\Omega.m$ ou de $1\Omega.m$ para $1.2\Omega.m$, a influência na magnitude do campo não é tão visível quanto a variação na resistividade da água do mar. Enquanto que a variação da resistividade do substrato desloca as curvas apenas na horizontal o deslocamento provocado pela variação na resistividade da água do mar desloca na horizontal e na vertical, mostrando uma variação na magnitude do campo e uma influência menor da onda que vem do ar.

Chamamos a atenção para o fato da normalização, a qual é feita pelo *background*. O interprete deve ter cautela ao pegar um *background* com uma camada de água homogênea para normalizar os dados do MCSEM, pois, como mostra a Figura 4.8, mesmo os dados incluindo vários valores de resistividade na água do mar não apresentam uma boa anomalia quando é normalizado por um *background* com uma camada de água com uma única resistividade.

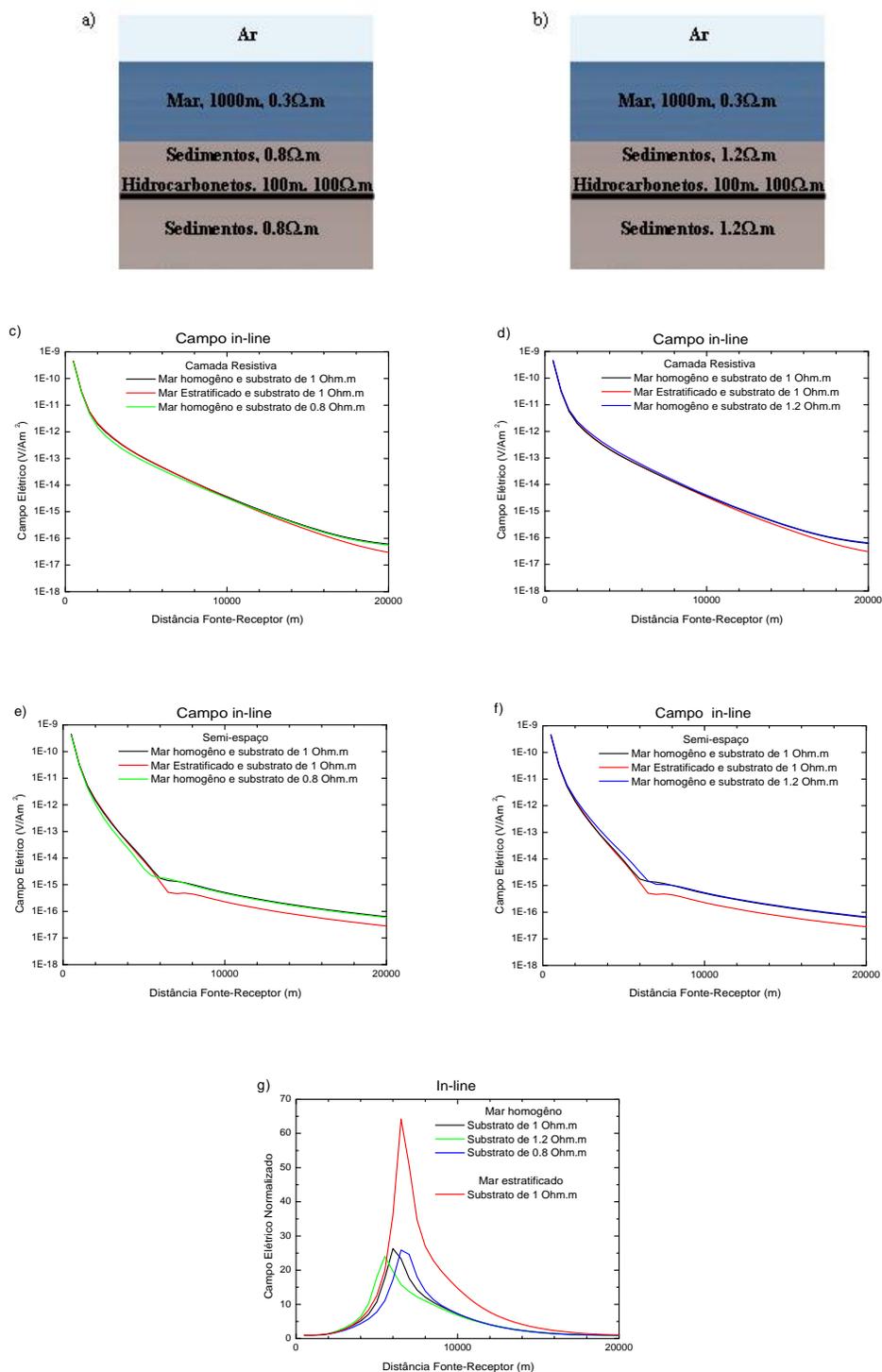


Figura 4.7: (a,b) Modelo geológico, (c,d) campo elétrico com a camada resistiva e (e,f) semi-espaço com a variação do substrato de $1\Omega.m$ para $0.8\Omega.m$ e de $1\Omega.m$ para $1.2\Omega.m$. (g) Campo elétrico normalizado.

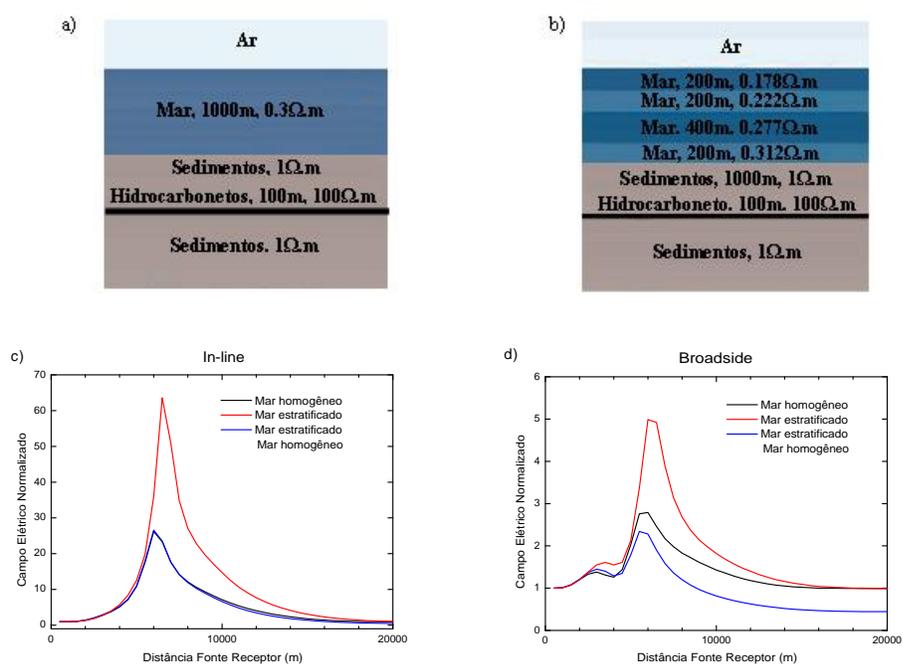


Figura 4.8: (a,b) Modelo geológico, (c,d) campo elétrico *in-line* e *broadside* normalizado para o mar de resistividade homogênea e estratificada.

5 POSICIONAMENTO ALEATÓRIO DOS RECEPTORES

5.1 VARIAÇÃO ANGULAR EM CIMA DA LINHA DE MEDIDAS

Quando os receptores são lançados à água espera-se que eles se posicionem o mais próximo possível da linha idealizada para as medidas. Como o posicionamento perfeito de todos os receptores não é possível em situação real, decidimos analisar o posicionamento aleatório para os receptores. Esse posicionamento pode ser feito rotacionando o receptor em cima da linha de medidas ou deslocando o receptor a uma certa distância da linha de medidas.

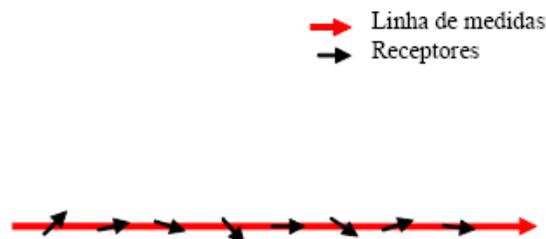


Figura 5.1: Posicionamento aleatório dos receptores variando o ângulo em cima da linha de medidas.

Primeiramente variamos a posição dos receptores em cima da linha como mostra a Figura 5.1. Até agora só foi utilizado a componente E_x do campo, pois, só foi determinado o arranjo in-line e broadside (puramente radial e puramente azimutal), ou seja perfeitamente em cima das linhas de medidas.

Utilizamos o modelo da figura 4.5-a, ou seja, já para as camadas de água com diferentes resistividades primeiramente para um ângulo variando aleatoriamente de 0° a 45° e posteriormente para uma variação angular aleatória de 0° a 80° .

Observe que para os mesmos pontos aleatórios a variação do campo para o *background* é a mesma variação para o campo com a camada resistiva. Tanto que a Figura 5.3 mostra o campo elétrico normalizado, sendo que a curva com o campo puramente in-line não se difere da curva com os receptores variando com um ângulo 0° a 45° .

Devido a variação na magnitude do campo, apresentada na presença da camada resistiva se repetir no *background*, tornando as duas curvas iguais quando o campo é normalizado, vamos apresentar apenas a variação na magnitude do campo devido a presença da camada resistiva, a qual representa os dados recolhidos em campo.

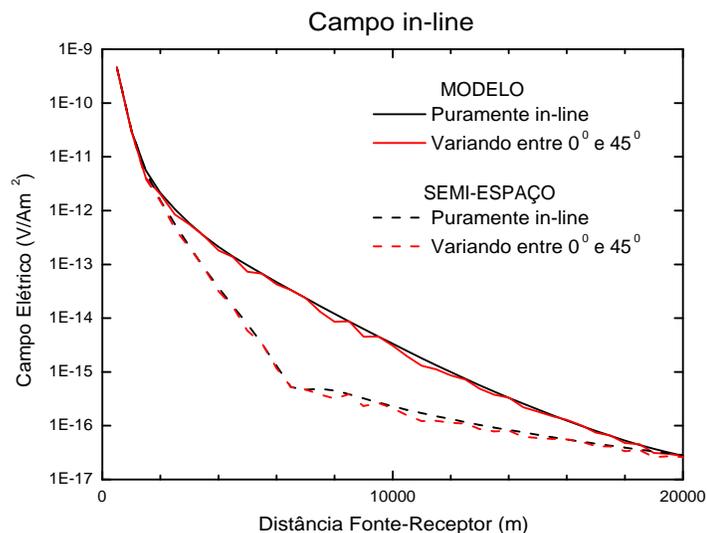


Figura 5.2: Variação da magnitude do campo *in-line* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 em cima da linha de medidas.

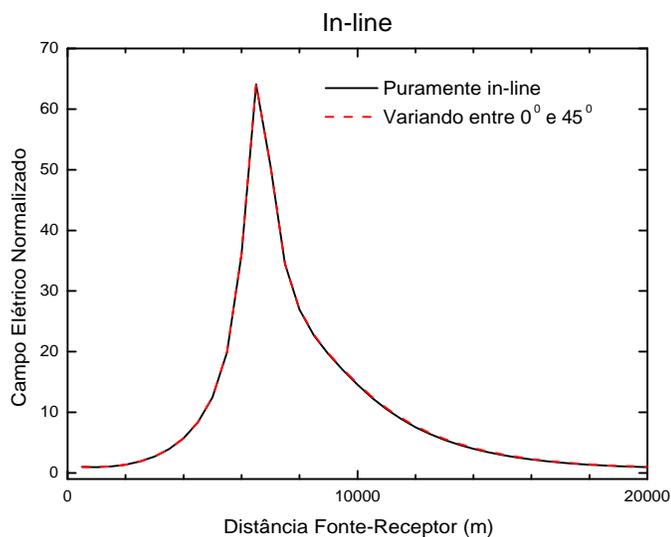


Figura 5.3: Campo elétrico normalizado com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0^0 a 45^0 em cima da linha de medidas.

Quando aumentamos a variação do ângulo de 0^0 a 80^0 observa-se que a magnitude do campo medido diminui ainda mais como mostra as Figuras 5.5 e 5.6.

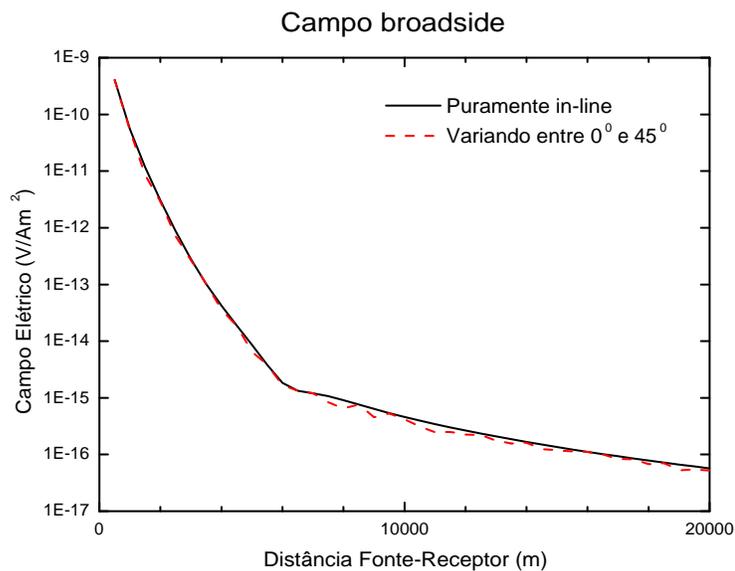


Figura 5.4: Variação da magnitude do campo *broadside* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0° a 45° em cima da linha de medidas.

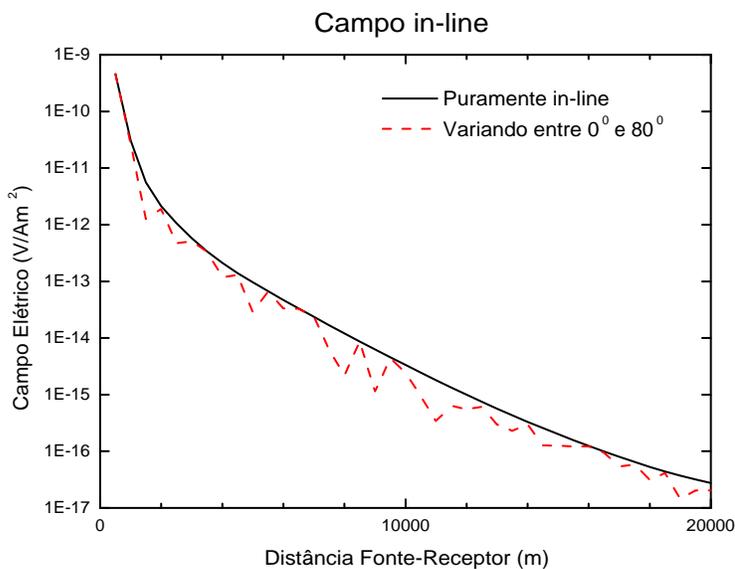


Figura 5.5: Variação da magnitude do campo *in-line* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0° a 80° em cima da linha de medidas.

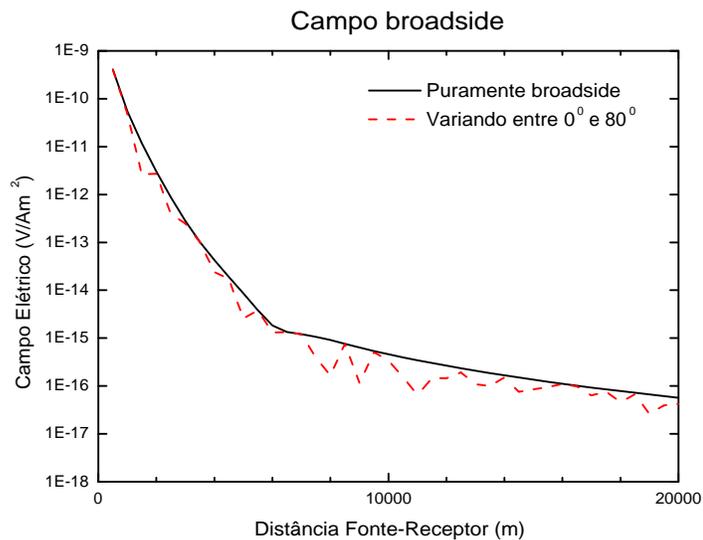


Figura 5.6: Variação da magnitude do campo *broadside* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0° a 80° em cima da linha de medidas.

5.2 VARIAÇÃO ANGULAR E DESLOCAMENTO DOS RECEPTORES

A partir do momento que deslocamos os receptores da linha de medidas a magnitude do campo medido decai ainda mais.

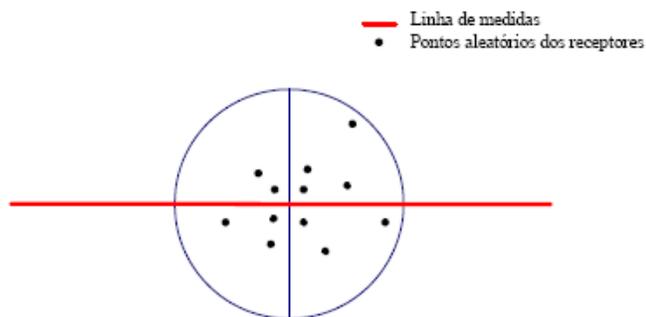


Figura 5.7: Deslocamento dos receptores em relação a seu próprio eixo para linha de medidas ideal.

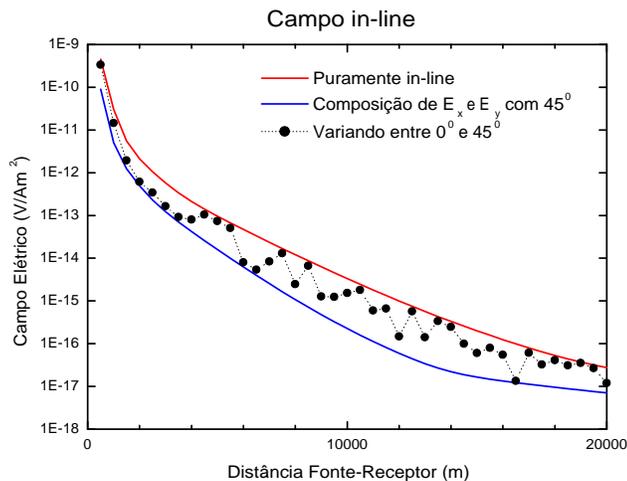


Figura 5.8: Variação da magnitude do campo *in-line* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0° a 45° fora da linha de medidas.

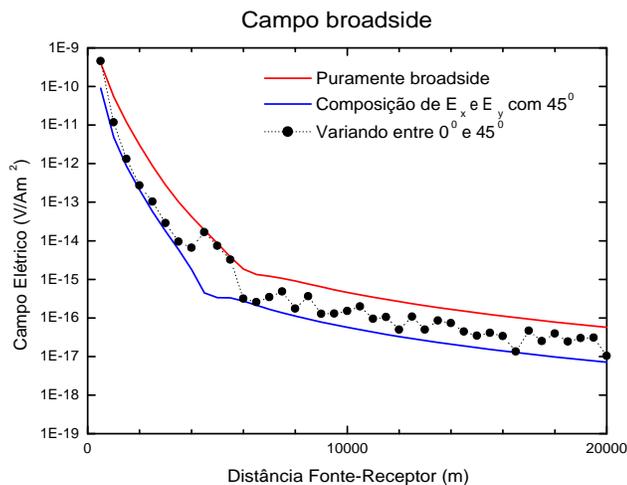


Figura 5.9: Variação da magnitude do campo *broadside* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0° a 45° fora da linha de medidas.

Para determinar o campo fora da linha de medidas é necessário a utilização das componentes E_x e E_y . A linha vermelha contínua nas Figura 5.8 e 5.9 é do campo puramente radial e azimuthal respectivamente, com os receptores posicionados em cima da linha e na direção x e y . A linha azul contínua é o campo composto pelas componentes E_x e E_y com os receptores posicionados em uma linha com um ângulo contínuo de 45° em relação aos eixos x e y , já a linha preta tracejada com bolinhas é exatamente a variação do posicionamento dos receptores

entre 0° e 45° .

É feita a modelagem com o posicionamento dos receptores deslocados a uma distância máxima de 500m, tanto para o modelo *in-line* quanto para o *broadside*.

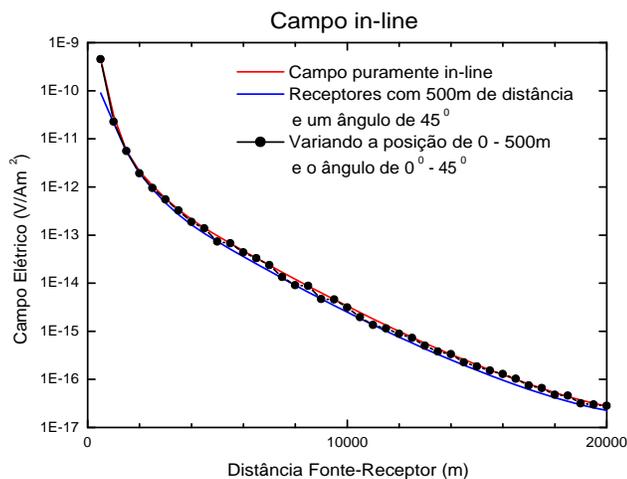


Figura 5.10: Variação da magnitude do campo *in-line* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0 a 500m fora da linha de medidas e com uma variação angular de 0° a 45° .

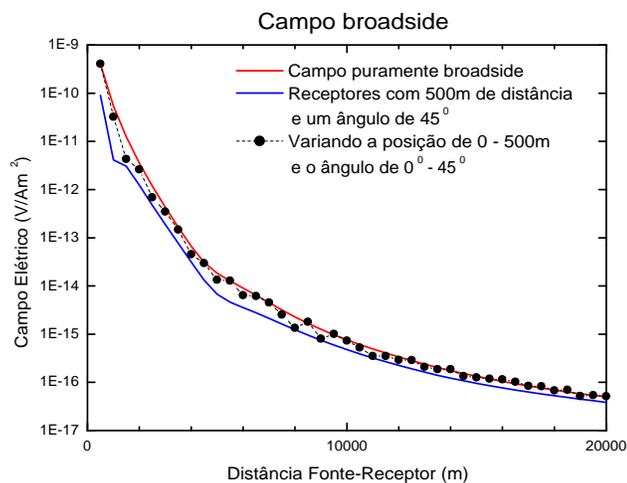


Figura 5.11: Variação da magnitude do campo *broadside* com o posicionamento aleatório dos receptores variando de 0 a 500m fora da linha de medidas e com uma variação angular de 0° a 45° .

6 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

A resistividade elétrica da água do mar é determinada fundamentalmente pela salinidade e temperatura. As condições ambientais, que dependem da localização geográfica e da profundidade, afetam a temperatura e a salinidade da água e conseqüentemente determinam sua resistividade. A temperatura da atmosfera, e das águas mais próximas à superfície, é mais alta do que aquelas no fundo do mar; correntes marítimas transportam massas de água entre regiões diferentes, o que influencia nas propriedades do oceano naquelas regiões. Na situação comum, a água dos oceanos é mais condutiva próximo da superfície.

Os resultados da modelagem mostrada neste trabalho indica que a resistividade da água do mar é um fator muito importante que afeta os valores medidos do método MCSEM. Construímos modelos nos quais o mar é formado por camadas planas, horizontais e homogêneas, com diferentes valores de resistividade elétrica. Na literatura, em geral o mar é considerado como sendo uma camada homogênea de resistividade em torno de $0.3\Omega.m$. Em nossos modelos este valor de resistividade é atribuído apenas à camada de água mais profunda, abaixo de 800m da superfície. Em posições mais elevadas, as resistividades têm valores menores.

O método é usado para detectar a presença de alvos resistivos no meio condutivo formado pelas rochas sob o mar. No entanto, a chamada “*air wave*”, que é o campo refletido pela interface entre a água e a atmosfera, que é um grande resistor, tem grande influência sobre os dados, o que dificulta a identificação de alvos resistivos no sub-solo marinho. Nossos resultados mostram que a resistividade da água do mar é um fator muito importante que afeta o campo refletido pela interface na superfície. Observamos que as anomalias nos dados normalizados provocadas pela presença de camadas resistivas na rocha são maiores quando o mar é mais condutivo, devido à menor interferência da *air wave*. Este resultado indica que a interpretação deve ser feita levando em conta os valores verdadeiros de resistividade da água, pois uma interpretação com base em um mar homogêneo pode levar a um posicionamento enganoso da camada resistiva e a distribuição de resistividades nas rochas incorreta.

Observamos que as amplitudes das anomalias são também influenciadas pela profundidade do mar, pois quanto mais profundo estiver o transmissor e os receptores, maior será a atenuação do sinal refletido na superfície.

Os receptores do método MCSEM são lançados ao mar e idealmente deveriam se posicionar em uma linha reta alinhada com a direção da fonte, entretanto em seu trajeto até o fundo, os receptores sofrem desvios e seu posicionamento acaba não sendo o ideal. Em nossos

modelos, estudamos também o efeito do posicionamento dos receptores fora da linha ideal de medidas. Nossos resultados mostram que este fator pode ser uma fonte de ruído para o método, pois as medidas de cada receptor são afetadas por esse posicionamento irregular. O controle do posicionamento dos receptores deve ser levado em conta para o processamento dos dados.

Nesta pesquisa, observamos que a modelagem unidimensional do método MCSEM, apesar de ser relativamente simples matematicamente, ainda é uma ferramenta útil para a interpretação, pois ainda pode revelar efeitos sutis do ambiente marinho sobre os dados. Com a indicação da influência das variações de resistividade da água do mar sobre os dados, revelada pela modelagem 1D, os próximos passos são incluir estas variações na modelagem bi e tri-dimensional e estudar seus efeitos no processo de inversão dos dados. Certamente um processo de inversão automático irá ser mais eficaz e significativo ao ajustar um modelo da terra aos dados medidos se a modelagem direta incluir o ambiente marinho o mais próximo possível da realidade.

REFERÊNCIAS

- ANDERSON, W. L. O. A hybrid fast Hankel transform algorithm for electromagnetic modeling. **Geophysics**, v. 54, p. 263-266. 1989.
- _____. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptative digital filtering. **Geophysics**, v. 44, n. 7, p. 1287-1305. 1979.
- CHAVE, A. D. Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion. **Geophysics**, v. 48, p. 1671-1686. 1983.
- CHAVE, A. D.; CONSTABLE, S. C.; EDWARDS, N. Electrical exploration methods for the seafloor. In: NABIGHIAN, M. N. **Electromagnetic methods in applied geophysics-theory**, Tulsa, Society of Exploration Geophysics, v. 1, p. 931-966. 1988.
- CONSTABLE, S. C.; WEISS, C. J. Mapping thin resistors and hydrocarbons with marine EM methods: Insights from 1D modeling. **Geophysics**, v. 71, n. 2, p. 43-51. 2006.
- EIDESMO, T. et al. Sea Bed Logging (SBL), a new method for remote and direct identification of hydrocarbon filled layers in deepwater areas. **First Break**, v. 20, n. 3, p. 144-152, 2002.
- FRAGOSO, M. R. **Um modelo numérico da circulação oceânica para as bacias leste e sudeste do Brasil**. 2004. 173 f, Tese de doutorado - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil, COPPE, Rio de Janeiro, 2004.
- HARRINGTON, R. F. **Time-harmonic electromagnetic fields**. New York: McGraw-Hill, 1961. 496p.
- KONG, F. N. Hankel transform filters for dipole antenna radiation in a conductive medium. **Geophysics Prosp.**, v. 55, n. 806, p 83-89. 2007.
- LIMA, J. A. M. Oceanic circlulation on the Brazilian Shelf Break and Continental Slope at 22° S. 1997. 164 f. Tese (Doutorado). **University of New South Wales**. Austrália, 1997

- MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da Região Sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). **Ciência e Cultura.**, Rio de Janeiro, v. 38, n. 8, p. 1439-1450. 1986.
- MACGREGOR, L.; M. SINHA, S.; CONSTABLE, S. Electrical resistivity structure of the Valu Fa Ridge, Lau Basin, from marine controlled-source electromagnetic sounding. **Geophysical J. Int.**, v. 146, p 217-236, 2001.
- MIRANDA, L.B. **Análise de massas d'água dos oceanos.** Univ. de São Paulo, São Paulo. 1991. (Notas de aula do curso).
- RIJO, L. Modelagem de dados MCSEM 1D. Relatório de atividades do convênio UFPA/-Petrobras/Fadesp, 2003. 50p.
- _____. **Notas de aula do Curso de Pós-Graduação em Geofísica.** Disponível em: <http://www.rijo.pro.br>. Acesso em 31 jul. 2006.
- RIJO, L.; ALMEIDA, F. L. Constrained 1D inversion of MCSEM data on resistive oil reservoir. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 9th., 2005, Salvador, **Extend abstract**, Salvador, 2005. 1 CD-ROM.
- SHIPLEY, T.H. et al (Eds.) Relationship between porosity, electrical conductivity, and cation exchange capacity in barbados wedge sediments. Proceedings of the Ocean Drilling Program. **Scientific Results**, 1997. v. 156.
- UM, E. S.; ALUMBAUGH, D. L. On the physics of marine controlled-source electromagnetic method. **Geophysics**, v. 72, p. WA13-WA26. 2007.
- WEITEMEYER, K.; CONSTABLE, S.; KEY, K. Marine EM techniques for gas-hydrate detection and hazard mitigation. **The Leading Edge**, v. 25, p. 629-632, 2006.
- WEYKAMP, F.V. Relações básicas entre a meteorologia e a oceanografia. 2006. (Notas de aula do curso de Meteorologia Sinótica e Aplicações à Meteorologia).
- World Ocean Circulation Experiment (WOCE). International WOCE Newsletter, 27. International Project Office. **Southampton Oceanography Centre.** Inglaterra, 1997.
- YOUNG P. D.; COX, C. S. Electromagnetic active source sounding near the east Pacific rise. **Geophysical Research Letters**, v. 8, p. 1043-1046, 1981.