

## Inversão de dados sintéticos mCSEM 3-D

Frayzer L. Almeida, UFPA, Brazil, [frayzerlima@hotmail.com](mailto:frayzerlima@hotmail.com)  
 L. Rijo, UFPA, Brazil, [rijo@amazon.com.br](mailto:rijo@amazon.com.br)

Copyright 2009, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 11<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 11<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Abstract

Marine Controlled - Source Electromagnetic - mCSEM is a new geophysical technology which has been applied to hydrocarbon exploration with good success in the last ten years. This method consists of a horizontal electric dipole (DEH) moving just above the sea floor, operating at low frequencies (0.1 - 1.0 Hz). The fixed receivers distributed regularly on the sea floor capture the electromagnetic fields related with the diffusion of energy generated by the dipole transmitter, the sea water and the sediments, including the petroleum reservoir. In this work we propose an algorithm for inversion of three-dimensional mCSEM synthetic data. Results that illustrate the effectiveness of the proposed algorithm is also discussed.

### Introdução

A prospecção de hidrocarboneto em águas profundas apresenta risco exploratório muito elevado. Em decorrência disto, faz-se necessário o desenvolvimento e aprimoramento de novos métodos não-sísmicos para auxiliar a sísmica, este reconhecidamente o principal método geofísico na exploração de petróleo. Neste sentido, o método eletromagnético, denominado marine Controlled - Source Electromagnetic - mCSEM é bastante promissor (Constable and Snrka, 2007).

Inicialmente, este trabalho propõe uma ligeira modificação no algoritmo numérico, do problema direto, por elementos finitos tridimensionais proposto por Souza (Souza, 2007), baseado nos potenciais eletromagnéticos ( $A, \Phi$ ).

O modelo mCSEM bidimensional, Figura 1, é formado por camadas estratificadas onde o ar possui resistividade  $\rho_0$  infinita, o mar com uma resistividade  $\rho_1$  em torno de  $0.3 \Omega m$  e espessura  $h_1$  que varia entre 1 a 3.5 km, as rochas sedimentares encaixantes com resistividade  $\rho_2$  em torno de  $1.0 \Omega m$ , uma camada plano paralela representando um reservatório de hidrocarboneto com resistividade  $\rho_3$  entre 10 e  $100 \Omega m$ , com uma espessura entre 50 e 100 metros e limitada na direção do eixo  $ox$ , e finalmente, um dipolo elétrico horizontal (DEH) em uma profundidade  $h_0$ . Os receptores são representados por asteriscos. Estes campos são solucionados numericamente a partir das equações de

Maxwell no domínio da frequência, por exemplo, segundo o método dos elementos finitos bidimensionais (Rijo, 2004).

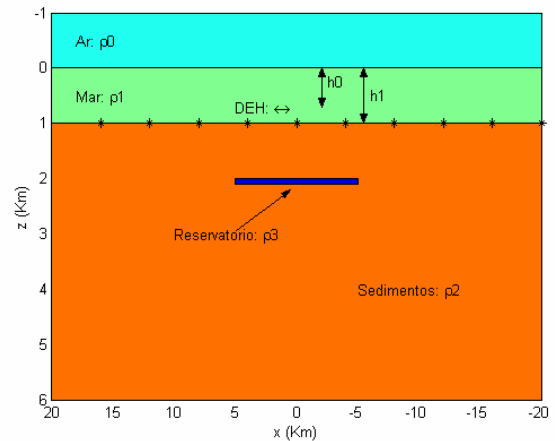
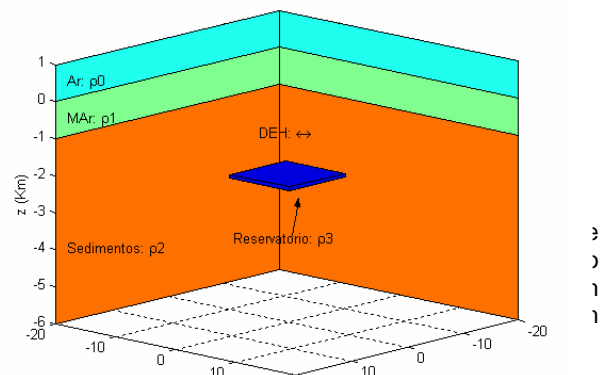


Figura 1: Modelo geoeletrico 2D.

### Características da modelagem do mCSEM 3D

O modelo tridimensional, Figura 2, é formado por camadas estratificadas onde o ar possui resistividade elétrica infinita, o mar com uma resistividade em torno de  $0.3 \Omega m$ , rochas sedimentares encaixantes com resistividade em torno de  $1.0 \Omega m$ , um volume tabular, paralelo às camadas estratificadas, representando um reservatório de hidrocarboneto com resistividade entre 10 e  $100 \Omega m$  com uma espessura entre 50 e 100 metros e limitado nas direções dos eixos  $ox$ ,  $oy$  e  $oz$ , um dipolo elétrico horizontal (DEH) e finalmente os receptores localizados no fundo marinho que registram os campos eletromagnéticos. Estes campos eletromagnéticos são solucionados numericamente a partir das equações de Maxwell no domínio da frequência, por exemplo, segundo o método dos elementos finitos tridimensionais (Souza, 2007), como também pelo método de equação integral tridimensional (Ueda e Zhdanov, 2005).



desempenho do algoritmo do problema direto. Para isso, vamos avaliar os sinais eletromagnéticos mCSEM 1-D, 2-D e 3-D de modelos geoeletricos em ambientes de prospecção de hidrocarbonetos em águas profundas. Desta forma consideramos, de modo comum a todos os modelos geoeletricos, um dipolo elétrico horizontal (DEH) 30 metros acima do assoalho marinho, nas coordenadas  $x = 0$  e  $y = 0$ , operando a uma freqüência de 0.125 Hz. Inicialmente propomos um modelo geoeletrico de referência onde o ar com uma resistividade elétrica infinita  $\rho_0 = \infty$ , o mar com uma resistividade

$\rho_1 = 0,3 \Omega m$  e espessura de  $h_1 = 1000$  metros e os sedimentares abaixo do mar com resistividade  $\rho_2 = 1 \Omega m$ . Em seguida, consideramos um modelo geoeletrico com reservatório unidimensional, isto é, infinitamente longo nas direções  $x$  e  $y$ , em conformidade com o modelo de referencia acima descrito, a menos de uma camada plano paralela representando um reservatório de hidrocarboneto com resistividade  $\rho_3 = 100 \Omega m$ , espessura de 100 metros a uma profundidade em relação à superfície marinha  $h_2 = 1000$  metros. Já para o modelo geoeletrico com reservatório bidimensional, propomos uma camada plano paralela de reservatório de hidrocarboneto com resistividade  $\rho_3 = 100 \Omega m$ , espessura de 100 metros a uma profundidade em relação à superfície marinha  $h_2 = 1000$  metros e largura limitada na direção  $x$  (Figura 1). Finalmente, para o modelo geoeletrico tridimensional, usamos um volume tabular representando um reservatório de hidrocarboneto com resistividade  $\rho_3 = 100 \Omega m$ , espessura de 100 metros a uma profundidade em relação ao assoalho marinho  $h_2 = 1000$  metros, largura limitada na direção  $x$  e comprimento também limitado na direção  $y$  (Figura 2).

O MODELO 1 – 2D, Figura 1, corresponde ao modelo 2D acima caracterizado, com uma largura na direção  $x$  de 5 km; já o MODELO 2 – 2D, Figura 1, também corresponde ao modelo 2D acima caracterizado, porém com uma largura na direção  $x$  de 10 Km. Os resultados 1D e 2D desses dois modelos (Figura 3) foram obtidos por Rijo (2003) e (2004). O MODELO 1 – 3D, Figura 2, corresponde ao modelo 3D acima caracterizado, com uma largura na direção  $x$  de 5 km e comprimento na direção  $y$  de 10 km; já o MODELO 2 – 3D, Figura 2, também corresponde ao modelo 3D acima caracterizado, com uma largura na direção  $x$  de 10 km e comprimento na direção  $y$  de 10 km.

Inicialmente observa-se na Figura 3 a coerência física dos gráficos referentes ao MODELO 1 – 2D e MODELO 2 – 2D, uma vez que o primeiro advém de um resistor de apenas 5 Km de largura e o segundo de um resistor de 10 km de largura, onde tais resistores propiciaram sinais de menor amplitude para o primeiro gráfico (MODELO 1 – 2D) e de maior amplitude para o segundo gráfico (MODELO 2 – 2D). O gráfico em verde (Figura 3) possui pelo menos duas funções: a primeira consiste em

analisar a anomalia proveniente de um reservatório unidimensional, e a segunda, é de servir como gráfico padrão e/ou de referência para avaliar propostas de soluções numéricas de modelagens mCSEM 2D e 3D.

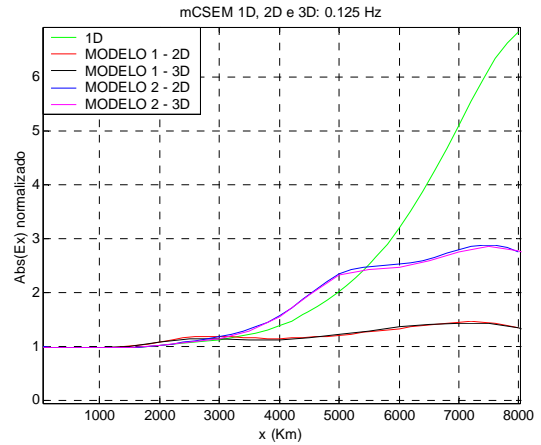


Figura 3: Respostas normalizadas da componente  $E_x$  (in-line) provenientes de modelos com reservatório do mCSEM 1D, 2D e 3D acima propostos.

Observa-se na Figura 3 as aproximações dos campos normalizados da componente  $E_x$  (in-line) devido aos MODELOS 1 e 2 (curvas preta e lilás) do mCSEM 3D, em relação aos campos normalizados da componente  $E_x$  (in-line) devido aos MODELOS 1 e 2 (curvas vermelha e azul) do mCSEM 2D, respectivamente, atestam que, pelo menos, para corpos tridimensionais alongados na direção  $y$ , os resultados dos modelos 2-D e 3-D são bastante próximos, como era de se esperar.

### O problema inverso do mCSEM 3-D

A detecção e/ou delimitação de corpos resistivos tridimensionais usando como dados observados apenas a componente  $E_x$  do campo elétrico localizado no assoalho marinho, para apenas uma estação de fonte primária, não é simples, visto que a literatura acerca do método mCSEM mostra coerentes resultados apenas quando são utilizadas, no processo de inversão 3D, as componentes  $x$ ,  $y$  e  $z$  do campo elétrico total para várias estações de fonte primária (Zhdanov e Yoshioka, 2005). Desta forma, este trabalho também apresenta um algoritmo para inversão de dados eletromagnéticos 3D oriundos de fontes primárias galvânicas (DEH), usando apenas a componente  $E_x$  do campo elétrico no assoalho marinho, juntamente com a metodologia de modelagem direta do mCSEM 3D segundo os potenciais EM descrita anteriormente.

O problema de inversão geofísico aqui considerado consiste na minimização da função objetivo normalizada:

$$U(P^s) = \sum_{k=1}^{2n} (\omega_k - \phi_k(P^s))^2 + \ell \sum_{j=1}^q (t_{i(j)}^s - \gamma_{i(j)})^2 \quad (6)$$

onde  $\omega_k = y_k^{obs} / y_k^{obs} = 1$  e

$\phi_k(P^s) = f_k(P^s) / y_k^{obs}$  desde que  $y_k^{obs} > 0$  ou  $y_k^{obs} < 0$   $k = 1, \dots, 2n$ . Em que  $P^s = (p_1^s, p_2^s, \dots, p_m^s)$  é o vetor dos parâmetros geoeletricos parametrizados (Rijo e Almeida, 2005), segundo  $p_i^s = 10^{\ln(|t_i^s|)}$  com  $i = 1, 2, 3, \dots, m$  (desde que  $p_i^s > 0$ ,  $i = 1, 2, 3, \dots, m$ ), na  $s$ -ésima iteração, onde o vetor das variáveis paramétricas na  $s$ -ésima iteração é dado por  $T^s = (t_1^s, t_2^s, \dots, t_m^s)$ ,  $m$  é o número de parâmetros geoeletricos,  $n$  é o número de observações com  $n > m$ ,  $y_k^{obs}$  são as componentes dos dados observados, tanto a amplitude quanto a fase, provenientes da componente radial  $E_x^r$  (in-line) do campo elétrico medido no receptor localizado no assoalho marinho,  $f_k(P^s)$  são as componentes, na  $s$ -ésima iteração, com  $k = 1, \dots, 2n$ , tanto da fase quanto da amplitude do campo elétrico (in-line) proveniente da modelagem direta do mCSEM 3D, também na  $s$ -ésima iteração; cada ponto de medida do campo elétrico fornece sua amplitude e fase, logo para  $n$  pontos de medidas do referido campo tem-se  $n$  amplitudes e  $n$  fases, daí o porque de se ter  $2n$  no primeiro somatório da Eq.(6),  $\ell$  é o multiplicador de lagrange,  $q$  é o número de parâmetros vinculados,  $\Gamma = (\gamma_{i(j)})$  com  $i \in \{1, 2, 3, \dots, m\}$  e  $j = 1, 2, \dots, q$  é o vetor que contém os vínculos absolutos paramétricos, por exemplo, digamos que sabemos os valores dos parâmetros  $p_2$ ,  $p_8$  e  $p_m$  os quais desejamos vinculá-los, logo  $q = 3$ , assim através da parametrização acima sabemos que as variáveis paramétricas são  $t_2$ ,  $t_8$  e  $t_m$  respectivamente com  $\gamma_{2(1)} := t_2$ ,  $\gamma_{8(2)} := t_8$  e  $\gamma_{m(3)} := t_m$ , por tanto o vetor dos vínculos absolutos paramétricos é dado por  $\Gamma = (0, \gamma_{2(1)}, 0, 0, 0, 0, 0, \gamma_{8(2)}, 0, \dots, 0, \gamma_{m(3)})$ , finalmente  $V^s = (t_{i(j)}^s)$  com  $i \in \{1, 2, 3, \dots, m\}$  e  $j = 1, 2, \dots, q$  é o vetor que contém as variáveis paramétricas vinculadas, na  $s$ -ésima iteração; para o exemplo acima o vetor das variáveis paramétricas vinculadas tem a forma  $V^s = (0, t_{2(1)}^s, 0, 0, 0, 0, 0, t_{8(2)}^s, 0, \dots, 0, t_{m(3)}^s)$ . Sabendo

que o vetor  $P^s$  está em função do vetor  $T^s$  e pelo exposto acima, para cada conjunto específico de componentes discriminadas foi associado um vetor

também específico e explicitado acima e também considerando os vetores  $\Omega = (\omega_k)$  e  $\Phi(T^s) = (\phi_k(P^s))$ , pode-se então expressar a Eq.(6) de forma vetorial

$$U(T^s) = (\Omega - \Phi(T^s))(\Omega - \Phi(T^s))^T + \ell(V^s - \Gamma)(V^s - \Gamma)^T \quad (7)$$

No lado direito da igualdade da Eq.(7) se tem a segunda parcela que representa a introdução de informação *a priori*, no nosso caso esta informação é de caráter absoluto (Medeiros; Silva, 1996; Luiz, 1999).

O algoritmo de inversão que propomos é baseado no método de Marquardt (Press et al., 1992), juntamente com a estratégia proposta por Medeiros & Silva (1996) e Luiz (1999) que é exatamente a estratégia de introdução de informação *a priori* e que para o nosso problema de inversão é especificamente chamada de introdução de vínculos absolutos. Desta forma, para a minimização da função objetivo Eq.(6) ou Eq.(7), segundo o método de Marquardt (Press et al., 1992), tem-se a equação matricial iterativa

$$\Delta T^s = [A_s^T A_s + \lambda I + \ell M^T M]^{-1} [A_s^T (\Omega - \Phi(T^s))^T - \ell M^T (V^s - \Gamma)^T] \quad (8)$$

onde  $A_s$  é a matriz sensibilidade, cujos elementos são as derivadas parciais da função vetorial  $\Phi(T^s)$  em relação as variáveis paramétricas na aproximação  $T^s$  e que esta matriz possui a forma, ver Eq.(9), e tem a ordem  $2n \times m$ ,  $A_s^T$  é a transposta da matriz  $A_s$ ,  $\lambda$  é o parâmetro de Marquardt,  $I$  é a matriz identidade de ordem  $m \times m$ .  $M$ , de ordem  $m \times m$ , é a matriz cujas as componentes de suas linhas são formadas por zeros exceto na sua componente localizada na diagonal principal cujo seu índice é igual ao índice da variável paramétrica que se deseja vincular, de forma que esta componente possuirá o valor unitário; de acordo com o exemplo anterior sobre os vínculos absolutos, a matriz  $M$  apresentará a seguinte forma, ver Eq.(10) abaixo.

$$A_s = \begin{bmatrix} \frac{\partial \phi_1(T^s)}{\partial t_1} & \frac{\partial \phi_1(T^s)}{\partial t_2} & \frac{\partial \phi_1(T^s)}{\partial t_3} & \frac{\partial \phi_1(T^s)}{\partial t_m} \\ \frac{\partial \phi_2(T^s)}{\partial t_1} & \frac{\partial \phi_2(T^s)}{\partial t_2} & \frac{\partial \phi_2(T^s)}{\partial t_3} & \frac{\partial \phi_2(T^s)}{\partial t_m} \\ \frac{\partial \phi_3(T^s)}{\partial t_1} & \frac{\partial \phi_3(T^s)}{\partial t_2} & \frac{\partial \phi_3(T^s)}{\partial t_3} & \frac{\partial \phi_3(T^s)}{\partial t_m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial \phi_{2n}(T^s)}{\partial t_1} & \frac{\partial \phi_{2n}(T^s)}{\partial t_2} & \frac{\partial \phi_{2n}(T^s)}{\partial t_3} & \frac{\partial \phi_{2n}(T^s)}{\partial t_m} \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$M = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (10)$$

Assim, para a  $(s + 1)$ -ésima iteração tem-se a aproximação do vetor das variáveis paramétricas dada por

$$T^{s+1} = T^s + \Delta T^s \quad (16)$$

Finalmente faremos a inversão de dados do mCSEM 3D referente a um modelo específico, onde para cada uma gama de dados do mCSEM 3D (os dados observados da componente  $E_x$  do campo elétrico total registrados nos receptores localizados no assoalho marinho) está relacionada a uma dada frequência. Desta forma, para realizarmos a inversão dos dados do mCSEM 3D, implementamos ao nosso código computacional, de inversão geofísica, as equações do problema direto do mCSEM 3D que foi modelado segundo os potenciais EM  $(A, \Phi)$  e solucionado segundo o método dos elementos finitos tridimensionais vistas no tópico anterior, e também como parte complementar do nosso código, de inversão geofísica, implementamos a função objetivo normalizada proposta neste tópico, a ser minimizada segundo o método de Marquardt (Press et al., 1992).

O modelo geológico tridimensional que iremos trabalhar e que é mostrado na Figura 4, consiste em um corpo de hidrocarboneto de resistividade elétrica  $\rho_3$  igual a  $50 \Omega m$ , uma largura na direção  $x$  de  $3 km$ , um comprimento da direção  $y$  também de  $3 km$ , com  $50 m$  de espessura e localizada a  $1000 m$  de profundidade a partir do assoalho marinho e em meio a rochas sedimentares com resistividade elétrica  $\rho_2$  igual a  $1 \Omega m$ , com uma lâmina água igual a  $1000 m$  de espessura com resistividade elétrica  $\rho_1$  igual a  $0.25 \Omega m$ , onde o DEH está localizado a  $970 m$  da superfície do mar, nas coordenadas  $x = 0$  e  $y = 0$ .

As secções do modelo geológico acima, tanto através do plano  $z \times x$ , quanto através do plano  $z \times y$  são mostradas nas Figuras 5 e 6 respectivamente, a seguir.

As interposições de secções, em profundidade, do modelo geológico, Figura 4, através do plano  $x \times y$  são mostradas na Figura 7 a seguir, onde inicialmente, tem-se a partir do fundo do mar: o dipolo elétrico horizontal (DEH) com seu eixo na direção  $x$  a uma

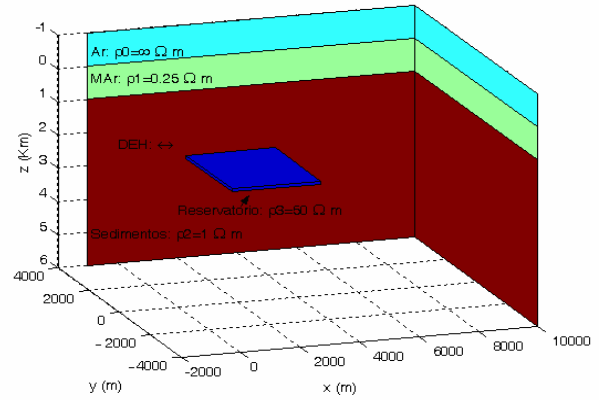


Figura 4: Modelo geológico do mCSEM 3D.

altura do assoalho marinho de  $30 m$ , em seguida, para baixo, tem-se os receptores localizados e afixados no assoalho marinho e que estão representados pelo símbolo  $*$ , finalmente tem-se mais uma secção horizontal que figura o corpo de hidrocarboneto em azul, com uma profundidade de soterramento em relação ao assoalho marinho de  $1000 m$  e em sua adjacência as rochas sedimentares encaixantes em vermelho.

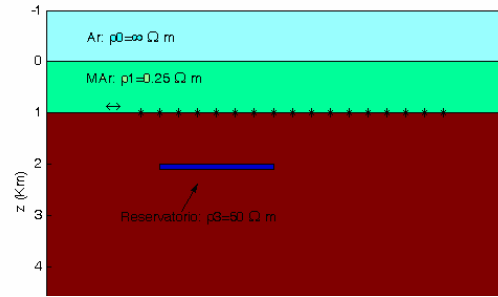


Figura 5: Secção do modelo geológico, Figura 4, através da perspectiva do plano  $z \times x$ .

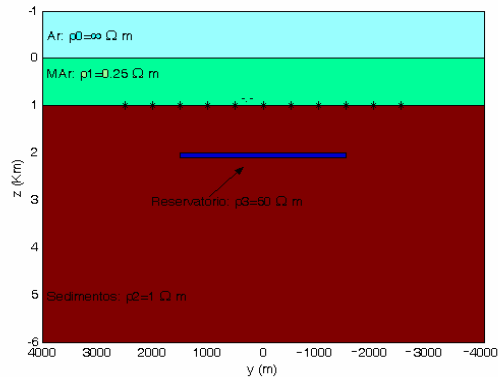


Figura 6: Secção do modelo geológico, Figura 4, através da perspectiva do plano  $z \times y$ .

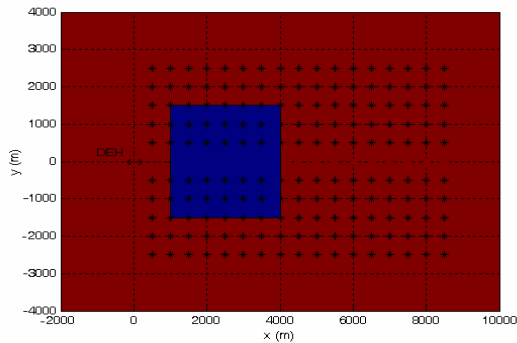


Figura 7: Representa as interseções de secções do modelo geoeétrico, Figura 4, segundo o plano  $x \times y$ .

Uma vez, o leitor ciente do modelo geoeétrico a ser reconstituído através da metodologia de inversão de dados do mCSEM 3D proposta e descrita no início deste tópic, focalizaremos em uma vizinhança do corpo de hidrocarboneto, Figura 8, pois se trata da região de interesse, onde tanto sua profundidade, quanto sua espessura são vinculadas, assim como células adjacentes de rochas sedimentares; todos esses vínculos podem ser eventualmente implementados ao processo de inversão graças às interpretações de secções sísmicas em profundidade.

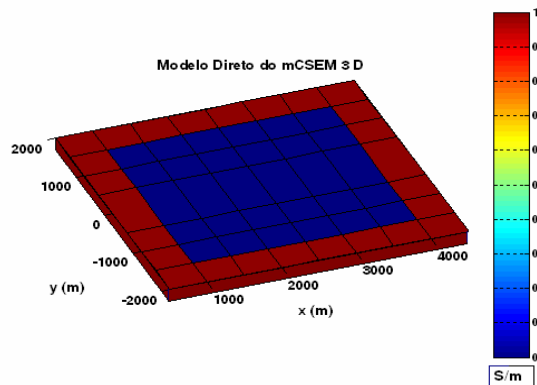


Figura 8: Modelo geoeétrico do mCSEM 3D, Figura 4, focalizado em uma vizinha do corpo de hidrocarboneto.

Agora, para realizarmos a primeira reconstituição (inversão geofísica) referente ao modelo da Figura 8, foi feita a simulação do modelo proposto, Figura 4, com o DEH operando na frequência de 0.075 Hz, a fim de se possuir tanto as amplitudes, quanto as fases, da componente  $E_x$  do campo elétrico total capturado pelos receptores localizados no assoalho marinho, onde às tais amplitudes foram acrescidos 7% de ruído e às tais fases foram acrescidos 3.3% de ruído (os dados observados). Portanto, de posse dos dados observados e aplicando a metodologia descrita no início deste tópic, tem-se a primeira reconstituição (inversão geofísica), Figura 9, referente ao modelo geoeétrico caracterizado pela Figura 8. componente  $E_x$  do campo elétrico estão sob o domínio de uma frequência de 0.075 Hz.

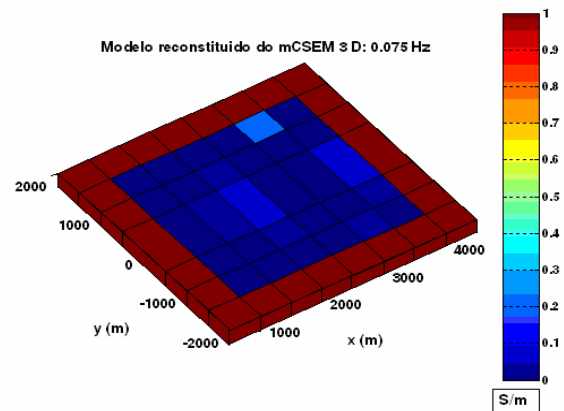


Figura 9: Mostra a primeira reconstituição do modelo geoeétrico, Figura 8, onde os dados observados: amplitudes e fases da

Para este primeiro processo de reconstituição do referido modelo geoeétrico sob uma frequência de 0.075 Hz, Figura 4, usou o parâmetro de Marquardt igual a 10, o multiplicador de Lagrange igual a 1000, sendo que o tempo de duração do processo foi de 23 horas, com 107 iterações com uso de um procedimento de parada. Finalmente, para realizarmos a segunda reconstituição (inversão geofísica) referente ao modelo da Figura 8, foi feita a simulação do modelo proposto, Figura 4, com o DEH operando na frequência de 0.175 Hz, a fim de se possuir tanto as amplitudes, quanto as fases, da componente  $E_x$  do campo elétrico total capturado pelos receptores localizados no assoalho marinho, onde às tais amplitudes foram acrescidos 7% de ruído e às tais fases foram acrescidos 3.3% de ruído (os dados observados). Portanto, de posse dos dados observados e aplicando a metodologia descrita no início deste tópic, tem-se a segunda reconstituição (inversão geofísica), Figura 10, referente ao modelo geoeétrico caracterizado pela Figura 8. Para esta segunda reconstituição do referido modelo geoeétrico sob uma frequência de 0.175 Hz, Figura 4, usou o parâmetro de Marquardt igual a 10, o multiplicador de Lagrange igual a 1000, sendo que o tempo de duração do processo foi de 49 horas para realizar 250 iterações sem uso de procedimento de parada.

Como condição inicial para se dá início ao processo de reconstituição (inversão geofísica), onde os resultados finais são mostrados acima, Figura 13 e Figura 17, usou sobre cada célula do modelo inicial o valor da resistividade das rochas encaixantes que é igual a  $1 \Omega m$ , ou seja, nossa condição inicial parte do pré-suposto que não existe um corpo de hidrocarboneto. Porém, os resultados finais acima referenciados mostram a existência de um corpo de baixa condutividade elétrica, i.e., inferiores a  $0.1 S/m$ . Para maiores frequências, a condição inicial acima descrita, é inadequada, pois as curvas, tanto das amplitudes, quanto das fases dos dados observados apresentam maiores distâncias entre as curvas das amplitudes e das fases respectivamente, sendo estas últimas amplitudes e fases oriundas da condição inicial acima descrita, ou seja, de um modelo na ausência de hidrocarboneto. Explicando de outra forma, o código de inversão geofísica que usa a derivada



numérica, deve partir de uma condição inicial onde o seu modelo inicial calcula uma curva inicial ligeiramente próxima à curva dos dados observados, para assim viabilizar a minimização da função objetivo. Todas as duas reconstituições acima observadas foram calculadas no Laboratório PROEM/IG/UFPA em uma máquina com CPU 2.00 GHz, 3.00 GB de RAM e administrada por um sistema operacional Linux. O primeiro processo de reconstituição representado pela Figuras 11, possui um critério de parada, diferentemente do segundo processo, pois este realizou um total de iterações pré-estabelecidas de 250.

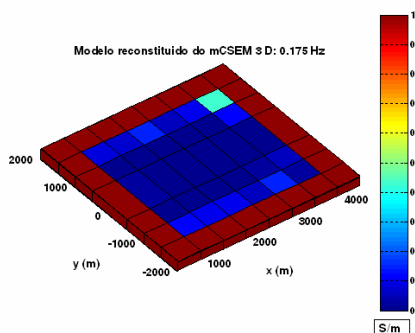


Figura 10: Mostra a segunda reconstituição do modelo geológico, Figura 8, onde os dados observados: amplitudes e fases da componente  $E_x$  do campo elétrico na frequência de 0.175 Hz.

## Conclusões

Entre os métodos geofísicos eletromagnéticos usados na exploração de hidrocarbonetos, vem se destacando nos últimos dez anos o método mCSEM – marine Controlled – Source Electromagnetic. Devido sua importância atual, faz-se necessária a sua pesquisa, tanto na prática quanto na simulação em laboratório de modelos geológicos de ambientes de hidrocarbonetos em águas profundas. Sendo assim, este trabalho contribuiu primeiramente tanto para a modelagem, quanto para solução numérica do problema direto do mCSEM 3D, pois em relação à modelagem, admitiu-se a continuidade da divergência do campo elétrico primário, conseqüentemente, para a solução numérica devido os elementos finitos tridimensionais ao serem aplicados sobre as equações de Maxwell no domínio da frequência e expressas segundo os potenciais EM  $(A, \Phi)$ ; onde os experimentos desenvolvidos mostraram aproximações coerentes, no sentido qualitativo e quantitativo, quando avaliadas com as aproximações de soluções devido aos experimentos propostos pela literatura do mCSEM 1D e 2D. Este trabalho contribuiu também para inversão de dados do mCSEM 3D, realizando a união de partes constituintes da primeira contribuição deste, juntamente com a segunda contribuição deste trabalho, a saber, a função objetivo normalizada, Eq.(6), a ser minimizada segundo o método de Marquardt; criando assim, um código computacional que se propõe a realizar a inversão geofísica de dados do mCSEM 3D, onde os resultados de inversão devido a este código computacional mostraram-se, pelo menos, coerentes quando

comparados ao modelo geológico proposto, Figura 4, de ambiente de hidrocarboneto em águas profundas.

## Agradecimentos

Os autores agradecem à ANP/PRH06 pela infra-estrutura do Laboratório PROEM do IG/UFPA. O autor (F.L.A.) agradece ao CNPq pela bolsa de doutorado e, em particular, também agrade ao Victor C. T. Souza, da Petrobrás, pelas discussões esclarecedoras sobre o método dos elementos finitos tridimensionais.

## Referências

- Anderson, W. L., O 1989. A hybrid fast Hankel transform algorithm for electromagnetic modeling. *Geophysics*, 54: p. 263-266.
- Constable, S. and Snrka, L. J., 2007, An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 72, WA3 –WA11.
- Luiz, J. G. 1999. Informação a priori na inversão de dados Magnetotélúricos. Tese de Doutorado, UFPA. 92 p.
- Medeiros, W. E & Silva, J. B. C., 1996. Geophysical inversion using approximate equality constrains. *Geophysics*, 61, 1678 – 1688 p.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. and Flannery, B. P., 1992. *Numerical Recipes in Fortran 77*. Cambridge University Press. 2nd ed. 678-680.
- Rijo, L. 2001. " *Teoria dos Métodos Eletromagnético I, II e III* ". UFPA, Departamento de Geofísica. ( [www.rijo.pro.br](http://www.rijo.pro.br), acesso: novembro 2006 )
- Rijo, L. 2003. Modelagem de dados MCSEM 1D. Relatório de Atividade do Convênio UFPA/PETROBRAS/FADESP.
- Rijo, L. 2004. Modelagem de dados MCSEM 2.5D. Relatório de Atividade do Convênio UFPA/PETROBRAS/FADESP.
- Rijo, L. e Almeida, F. L. 2005. Constrained 1-D inversion of MCSEM data on resistive oil reservoir. 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil.
- Souza, V. C. T., Rijo, L. e Silva, M. W. C. 2005. The preconditioned biconjugate gradient algorithm applied to geophysical electromagnetic modeling. 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil.
- Souza, V. C. T., 2007. Modelagem numérica de dados MCSEM 3D usando computação paralela. Tese de Doutorado, UFPA.
- Zhdanov M. S.; Yoshioka K. 2005. Tree-dimensional iterative inversion of the marine controlled-source electromagnetic data. SEG/Houston 2005 Annual Meeting, 526-529 p.