



Imageamento geolétrico de uma região do semi-árido utilizando o método audiomagnetotelúrico (AMT)

Leticia L. Chambarelli (chambarelli@on.br) e Jean M. Flexor (flexor@on.br), Observatório Nacional /MCT, Rio de Janeiro, Brasil.

Copyright 2008, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém, 26 a 28 de novembro de 2008. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do III SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Abstract

Magnetotellurics (MT) is an electromagnetic geophysical method used to map the subsurface Earth's resistivity by measuring the variations of naturally occurring electric and magnetic fields at the Earth's surface. These measurements allow for the calculation of the impedance tensor, from which it is possible to gain insight into the subsurface resistivity structure. At higher frequencies (>10Hz), the method is called audiomagnetotellurics (AMT). It is more suitable for shallow structures studies. An AMT survey consisting of 76 soundings was made in the area of Caracol, Piauí, Brazil, seeking structural studies for hydrogeological purposes. It was used a Stratagem – EMI instrument which measures the time variations of the horizontal components of the electric and magnetic fields by using a controlled source at distances where the plane wave approximation is assumed valid. These data are being revisited to revalue the procedures of 2-D inversions. For this purpose we have chosen two profiles approximately perpendicular in the directions SW-NE and NW-SE. The results of the geoelectric imaging are discussed and it is shown the dependence with the choice of the 2-D inversion parameters for the NLCG (nonlinear conjugate gradients) method.

Introdução

O método magnetotelúrico (MT) utiliza as variações do campo eletromagnético (EM) natural na superfície para estimar o imageamento da estrutura resistiva da Terra. Nas frequências mais altas, estas variações estão associadas aos relâmpagos produzidos nas descargas elétricas atmosféricas e variações de período mais longo estão associadas à interação do plasma solar com a magnetosfera terrestre. Estas ondas se propagam na guia de onda Terra-ionosfera e penetram na Terra respondendo, em fase e amplitude, à estrutura condutiva em subsuperfície. A penetração destes campos EM no interior da Terra pode variar de algumas centenas de metros até cerca de 300 km dependendo das frequências envolvidas. Este método geofísico é atualmente uma ferramenta poderosa para o mapeamento geológico. Aplicações recente do método MT marinho (em baixas frequên-

cias) permitiram a delimitação de zonas sub-sal em bacias sedimentares oceânicas (Constable, 1998, Ramos Pinto et. al., 2008) em complementação ao método sísmico. O método MT em altas frequências, chamado audiomagnetotelúrico (AMT), tem sido utilizado no imageamento de estruturas condutivas mais rasas na parte mais acessível da crosta visando à exploração mineral e estudo de águas subterrâneas (Vozoff, 1991). A aplicação do método AMT depende criticamente de séries temporais de alta qualidade. Estas dependem de um nível adequado de sinais naturais durante a aquisição cuja ausência, frequentemente, tem sido uma dificuldade para o método. Entretanto ainda persiste um problema na chamada "banda morta" do método AMT (1 a 5 kHz) onde praticamente não existe sinal natural e que precisamente corresponde a estruturas típicas dos recursos minerais e das águas subterrâneas. Este problema foi contornado com o desenvolvimento do método audiomagnetotelúrico de fonte controlada (CSAMT) (Strangway et.al., 1973) com a produção artificial de um espectro de sinais em altas frequências que permite sondagens a partir de algumas dezenas de metros até 2km de profundidade. Um levantamento AMT de 76 sondagens foi efetuado na região do município de Caracol, Piauí, com a finalidade de detectar estruturas favoráveis ao armazenamento de águas subterrâneas (Nascimento et. al., 2007). Foi utilizado um equipamento Stratagem da EMI Instruments que mede as componentes horizontais do campo elétrico **E** e do campo magnético **H** utilizando uma fonte controlada para geração de sinais EM situada a distâncias tais que a chamada aproximação de ondas planas (aproximação magnetotelúrica) é válida. Para distâncias menores, o processamento dos dados fica complicado por causa da física da propagação de ondas esféricas. Cada sondagem é um registro das séries temporais das componentes de **E** e **H** que, por sua vez, podem ser afetadas por ruído cultural ou geológico. Este conjunto de dados está sendo revisitado a fim de melhor reavaliar os procedimentos de inversão 2-D utilizados, especialmente no que concerne uma melhor resolução para os horizontes mais superficiais e que dependem fortemente da qualidade da aquisição e do processamento para as frequências mais altas. Para este fim foram escolhidos dois perfis aproximadamente perpendiculares nas direções SW-NE e NW-SE, respectivamente, que são representativos da região estudada.

Metodologia

Os fundamentos do método magnetotelúrico (MT) foram desenvolvidos por Tikhonov (1950) e por Cagniard (1953) no contexto de modelos condutivos a uma dimensão (1-D). Vozoff (1972, 1991) e Mackie (2001), entre outros abordaram a utilização desta técnica para situações 2-D e 3-D. O método baseia-se no fenômeno da indução eletromagnética, regida pelas equações de Maxwell do eletromagnetismo. Utiliza medidas das variações naturais do campo eletromagnético (**E**, campo elétrico e **H**, campo magnético) para imagear a resistividade elétrica da sub-superfície. A amplitude, fase e relações direcionais entre o campo elétrico **E** e o campo magnético **H** estão conectadas através do tensor impedância elétrica **Z**, definida por $\mathbf{E} = \mathbf{Z} \cdot \mathbf{H}$ e que representa a resposta da Terra ao fenômeno da indução eletromagnética (EM). A impedância **Z** depende das propriedades elétricas do meio sendo calculada a partir das séries temporais de **E** e **H** no domínio da frequência a partir das estimativas por mínimos quadrados ou por procedimentos mais robustos a fim de reduzir os efeitos do ruído:

$$\langle \mathbf{Z}(\omega) \rangle = \left(\frac{\mathbf{E}'(\omega) \mathbf{H}'(\omega)^T}{\mathbf{H}'(\omega) \mathbf{H}'(\omega)^T} \right)^{-1} \quad (1)$$

onde **T** é a transposta hermitiana e as quantidades entre colchetes são as auto-potências e potências cruzadas de **E** e **H**. A condição de dimensionalidade 2-D para que se possa assumir a existência de um lineamento geoeletrico regional é descrita pelas relações rotacionais do tensor impedância:

$$\mathbf{Z}_{\text{obs}}(\theta_0) = \mathbf{R}(\theta_0) \cdot \mathbf{Z}_{2D} \cdot \mathbf{R}^T(\theta_0) \\ = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \theta_0 & \theta_0 \\ -\sin \theta_0 & \theta_0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

onde \mathbf{Z}_{obs} é a impedância observada na estação de sondagem, **R** é a matriz rotação e \mathbf{Z}_{2D} é a impedância rotacionada na direção do lineamento geoeletrico ("strike") θ_0 medida com respeito ao norte geográfico. As rotações correspondentes dos campos EM correspondem aos modos TE – transverso elétrico e TM – transverso magnético e são dadas por:

$$\begin{cases} E_x(\theta) = Z_{xy} H_y(\theta) & (\text{modo TE}) \\ E_y(\theta) = Z_{yx} H_x(\theta) & (\text{modo TM}) \end{cases} \quad (3)$$

No modo TE, as correntes fluem paralelamente ao lineamento geoeletrico ("strike"). No modo TM as correntes fluem perpendicularmente (Simpson e Bahr, 2005). Admite-se também que as fontes que geram as flutuações eletromagnéticas têm origem em regiões distantes (ionosfera, magnetosfera terrestre e eletricidade atmosférica). Os campos EM se comportam então como ondas planas que incidem sobre a superfície da Terra.

Esta é a chamada "aproximação magnetotelúrica" e as expressões de interesse se reduzem a:

- Impedância

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (4)$$

- Resistividade aparente

$$\rho_{\text{app}}(\omega) = \frac{1}{\omega \mu_0} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 \quad (5)$$

- Fase

$$\phi = \tan^{-1} \frac{E_x}{H_y} \quad (6)$$

e a espessura pelicular ("skin depth"),

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} \text{ (m)} \approx 0,5 \sqrt{\rho T} \text{ (km)} \quad (7)$$

que representa a distância na qual a amplitude da onda EM decai de 1/e (37%) do seu valor na superfície. ω é a frequência angular, μ_0 a permeabilidade magnética no vácuo, σ a condutividade, ρ a resistividade ($1/\sigma$) e T ($2\pi/\omega$), o período.

Levantamento de campo

As sondagens AMT foram realizadas com um equipamento Stratagem EH-4 (Geometrics) que opera numa faixa de frequências de 10 Hz a 100 kHz o que permite estimar a resistividade do subsolo em profundidades de vão de alguns metros a mais de um km. O sistema pode utilizar sinais EM naturais bem como artificiais utilizando fonte controlada que permite uma sondagem elétrica contínua em profundidade. O equipamento é constituído de um receptor e um transmissor. Para que a aproximação de onda plana seja válida, é preciso que a medida seja efetuada a uma distância maior do que três "espessuras peliculares" ($\approx 1500 (\rho T)^{1/2}$ metros) do transmissor. Assim, os procedimentos computacionais adotados tradicionalmente para os dados do método MT são utilizados no processamento dos dados AMT, onde o efeito da fonte, caracterizado por uma geometria de ondas esféricas é simplificado.

As medidas das variações do campo elétrico (E_x e E_y) são efetuadas utilizando eletrodos de aço polarizados. As variações do campo magnético (H_x e H_y) são medidas utilizando bobinas de indução magnéticas de alta sensibilidade. As direções x e y da aquisição apontam para o norte e leste magnético, respectivamente. O arranjo instrumental da sondagem CSAMT é apresentado na Figura 01.

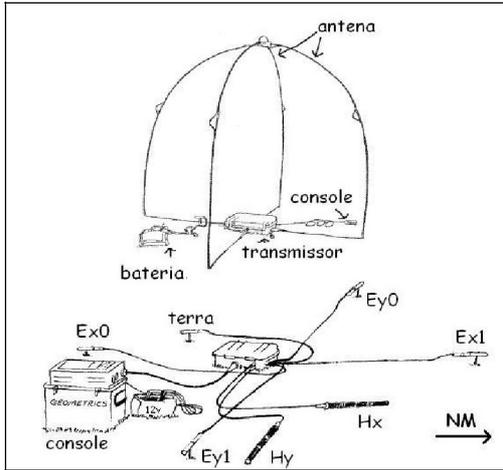


Figura 01 - Arranjo de campo com Stratagem EH-4. (EMI – Geometrics, 2000)

As séries temporais das componentes do campo EM registradas pelo instrumento geram o seu conteúdo espectral (auto-potências e potências cruzadas de **E** e **H**) bem como as impedâncias em função da frequência. Para o processamento subsequente as impedâncias são transformadas no formato EDI (Electrical Data Interchange), formato padrão para dados MT (Wight, 1987).

Resultados

No levantamento AMT da região de Caracol (Nascimento et. al., op. cit.) foram efetuadas 76 sondagens cuja distribuição espacial é mostrada na Figura 02. Para este estudo de imageamento geolétrico do subsolo optou-se pela escolha de dois perfis que cobrissem a região de interesse e que fossem aproximadamente perpendiculares entre si. Foram assim definidos os perfis: “A”, na direção aproximada SW-NE com 26 estações e “B” na direção (NW-SE) com 12 estações.

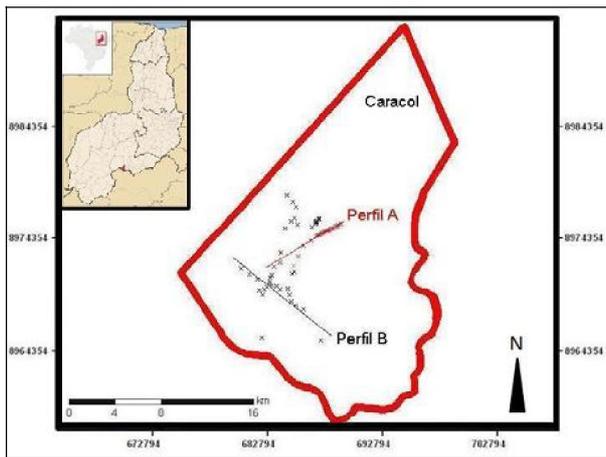


Figura 02 - Região de Caracol com as sondagens AMT e os perfis A e B escolhidos.

O presente imageamento geolétrico é uma visualização da inversão bi-dimensional de um conjunto de sondagens ao longo de um perfil dado. Depende fortemente da qualidade da aquisição das séries temporais e das consequentes estimativas da impedância e da resistividade aparente. O ruído cultural – de origem eletromagnética artificial e o ruído geológico – provocado por estruturas fortemente perturbadas que mascaram ou até mesmo eliminam o lineamento geológico associado à noção de perfil (direcionalidade 2-D) é um complicador que precisa ser reduzido para que o imageamento possa ser considerado representativo. Os resultados da sondagem AMT da estação CA025, considerada de boa qualidade, expressos em termos de resistividade aparente e fase são apresentados na Figura 03:

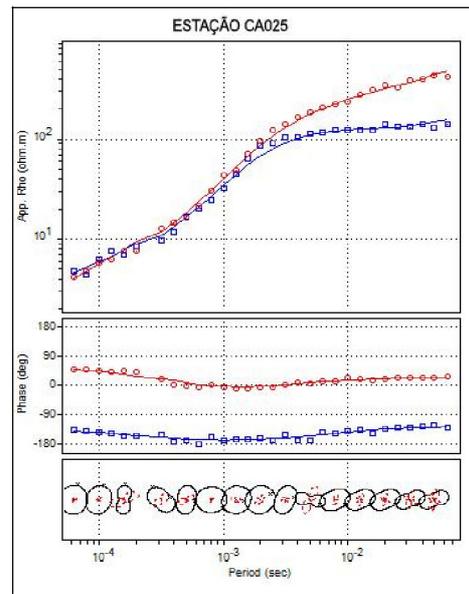


Figura 03 - Sondagem AMT - estação CA025: resistividade aparente, fase e elipses de polarização.

Imageamento geolétrico. Inversão bidimensional dos dados AMT.

A inversão bi-dimensional dos dados MT envolve a noção de perfil e é preciso que os dados apresentem condições que verifiquem a existência de uma direcionalidade adequada. A análise da decomposição do tensor impedância é uma etapa considerada importante na interpretação dos dados (McNeice and Jones, 2001; Groom and Bahr, 1992). O objetivo desta análise é remover efeitos de primeira ordem de distorções galvânicas produzidas por heterogeneidades superficiais na condutividade (sentidas particularmente pelo modo transversal magnético TM) e de reconstituir a impedância regional real e o lineamento geolétrico de uma região dada. Esta é uma condição necessária quando o tensor impedância regional é efetivamente bidimensional. Para este trabalho, devido a dificuldades no formato dos dados produzidos pelo instrumento, não foi possível efetuar a decomposição do

tensor impedância que permitiria a recuperação do lineamento regional. Alternativamente, para validar os procedimentos de inversão, optou-se em rotacionar as impedâncias na direção do lineamento geológico regional de um ângulo de 72 graus aproximadamente com respeito ao norte magnético, direção adotada nas observações de campo.

A inversão de dados de resistividade é um problema mal-posto onde pequenas variações dos parâmetros físicos podem resultar em grandes variações nos modelos resultantes o que torna o algoritmo de inversão instável. Esta dificuldade é resolvida graças à teoria da regularização de Tikhonov (Tikhonov e Arsenin, 1977). Para evitar uma instabilidade numérica do problema inverso, adotou-se o método desenvolvido por Rodi e Mackie (2001) que utiliza a modificação de Marquardt – Levenberg do método de Gauss-Newton que impõe vínculos de suavização aos dados MT - algoritmo dos “Gradientes Conjugados Não Lineares” (NLCG). A inversão suavizada produz um modelo simplificado que é uma representação considerada aceitável do imageamento geoeletrico da subsuperfície. No procedimento de Rodi e Mackie (op. cit.), a função objetivo a ser minimizada em cada iteração é dada por

$$\Phi = \chi^2 + \Phi_m \quad (8)$$

combinação linear de funções χ^2 :

$$\Phi_d = \left\| \frac{d - f(m)}{\sigma} \right\|^2 \quad (9)$$

onde \mathbf{d} é o vetor dos dados, $f(\mathbf{m})$ a solução do problema direto do modelo \mathbf{m} e σ o erro. A regularização de Tikhonov é efetuada calculando a diferença entre elementos de malhas adjacentes nas direções horizontal e vertical, através do operador “rugosidade” \mathbf{D} que atua na diferença entre o modelo atual \mathbf{m} e um modelo opcional a priori \mathbf{m}_{apr} :

$$\Phi_m = \left\| \mathbf{D}(m - m_{apr,0}) \right\|^2 \quad (10)$$

Os modos TE e TM (resistividade aparente e fase) foram então submetidos à inversão regularizada de Rodi e Mackie para a faixa das altas frequências (10^2 a 10^5 Hz) de modo a ressaltar a resolução para os horizontes mais rasos ao longo do perfil “A” (26 estações) e do perfil “B” (12 estações). A exatidão da inversão 2-D é afetada pela qualidade dos dados e pela densidade de células das malhas cujas dimensões devem ser pequenas quando comparadas com a espessura pelicular (“skin depth”).

Para o perfil “A”, a malha de reticularização foi subdividida em células retangulares com 31 colunas e 30 linhas. As figuras 3 e 4 mostram o imageamento para a inversão conjunta dos modos TE+TM e somente do modo TM, respectivamente.

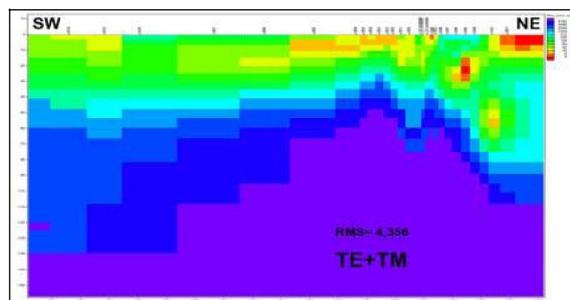


Figura 4 - Inversão 2-D conjunta dos modos TE+TM dos dados AMT do perfil “A” (RMS = 4,356)

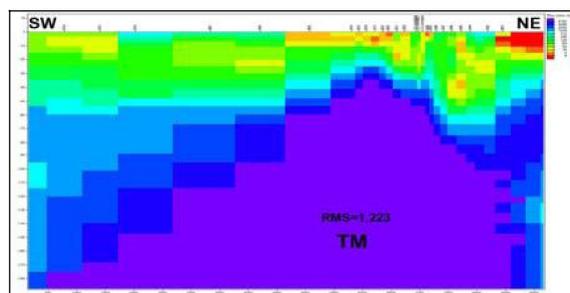


Figura 5 - Inversão 2-D do modo TM dos dados AMT do perfil “A” (RMS = 1,223)

Para o perfil “B”, a malha de reticularização foi subdividida em células retangulares com 27 colunas e 28 linhas. As figuras 6 e 7 mostram o imageamento para a inversão conjunta dos modos TE+TM e somente do modo TM, respectivamente.

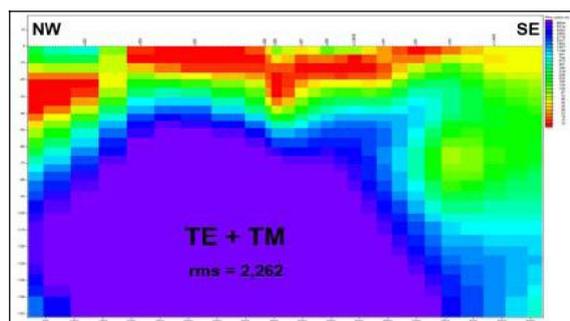


Figura 6 - Inversão 2-D conjunta dos modos TE+TM dos dados AMT do perfil “B” (RMS = 2,262)

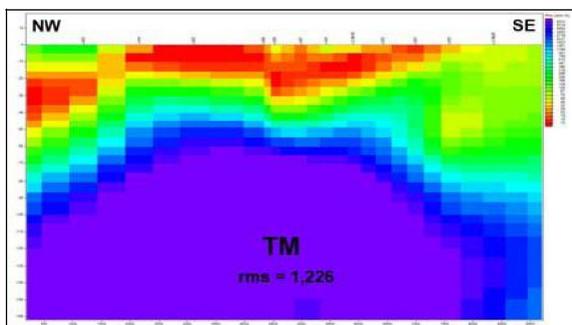


Figura 7 - Inversão 2-D do modo TM dos dados AMT do perfil "B" (RMS = 1,226)

O peso relativo entre o ajuste dos dados e a suavidade do modelo é estabelecido pelo parâmetro de sensibilidade τ que controla o valor do desvio médio quadrático (RMS) entre os dados e o modelo. Um valor ótimo de $\tau = 3$ foi obtido iterativamente a partir de um valor mínimo de 0,2 acrescido de uma ordem de grandeza a cada iteração sucessiva. Este procedimento foi adotado para todas as inversões efetuadas. Valores acima e abaixo de $\tau = 3$, mostraram que o ajuste dos dados tende a se degradar produzindo modelos menos suaves. A inversão conjunta dos modos TE+TM do perfil "A" apresentou um RMS = 4,356. Este valor do desvio médio quadrático da inversão é bastante elevado e deve ser devido ao ruído nas observações das séries temporais de **E** e **H** que tende a degradar as estimativas por mínimos quadrados do tensor impedância e também pela natureza 3-D de algumas estações de sondagem. Para a inversão TE+TM do perfil "B" obteve-se um desvio médio quadrático de RMS = 2,262. Este ajuste é melhor porque o perfil apresenta um número bem menor de estações com uma distribuição espacial mais homogênea do que no perfil "A". As inversões do modo TM apresentaram valores de RMS = 1,223 e 1,226 para os perfis "A" e "B", respectivamente. O ajuste neste caso é considerado adequado do ponto de vista do método dos gradientes conjugados não lineares. Apesar das diferenças nos RMS das inversões, o imageamento conjunto dos modos TE+TM pode ser considerado aceitável quando comparado com o imageamento só do modo TM. É importante ressaltar que o modo transversal magnético TM caracteriza-se pelo fluxo de correntes perpendicular ao lineamento geoeletrico sendo, portanto, representativo das variações laterais de condutividade.

Conclusões

Modelos bi-dimensionais da resistividade em subsuperfície foram obtidos pela inversão de dados audiomagnetotéluricos (AMT) de um levantamento geofísico efetuado na região do município de Caracol, sul do Piauí para fins de estudos hidrogeofísicos (Nascimento et. al., op. cit.). Os dados utilizados foram revisitados a fim de refinar o entendimento da aplicação do método dos gradientes lineares conjugados (NLCCG) para a inversão 2-D (Rodi and Mackie, op. cit.). O imageamento geoeletrico foi obtido para dois perfis representativos do levantamento

através da inversão 2-D conjunta dos modos TE+TM e só do modo TM. Os desvios médios quadráticos (RMS) do ajuste entre o modelo e os dados mostraram-se elevados para as inversões TE+TM – RMS = 4,356 e 2,262 – para os perfis "A" e "B", respectivamente. Para as inversões do modo TM foram obtidos valores mais adequados como preconiza a técnica dos NLCCG com RMS = 1,223 e 1,226 para os perfis "A" e "B", respectivamente. O valor elevado do RMS das inversões TE+TM é provavelmente devido ao ruído na aquisição das séries temporais e possivelmente por desvios da natureza 2-D em algumas estações. O imageamento TM é significativo pelo fato do modo TM ser o modo sensível às variações laterais de condutividade. A qualidade dos resultados pode ser melhorada. É desejável reprocessar os dados para obter estimativas da impedância elétrica por métodos robustos. Estes procedimentos tendem a diminuir os efeitos do ruído eletromagnético de origem cultural e, em seguida, efetuar a decomposição do tensor impedância, que permite recuperar o lineamento geoeletrico regional mascarado por heterogeneidades 3-D de natureza galvânica.

Agradecimentos

Os autores agradecem o CNPq pelo apoio ao projeto e pela bolsa de produtividade de J.M.F. L.L.C. agradece a bolsa de mestrado da CAPES e ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional – ON/MCT.

Referências

- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18: 605-635.
- Constable, S. C., et al., 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 63, no. 3, 816-825.
- EMI - Geometrics, 2000. Stratagem Operation Manual ver. 2.16., Eletromagnetic Instruments, Inc. 41p
- Groom, R. W. and Bahr, K., 1992. Corrections for near-surface effects: decomposition of the magnetotelluric impedance tensor and scaling corrections for regional resistivities: a tutorial. *Surveys in Geophysics*, 13: 341-379.
- McNeice, G., Jones, A. G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66: 158-173.
- Nascimento, F. M. F., La Terra, E. F., Germano, C. R., Figueiredo, I., Fontes, S., Flexor, J. M., Vargas, E. A., 2007. Hidrogeofísica com o uso do método CSAMT em Caracol, Estado do Piauí, Brasil. 10º Congresso Internacional da SBGf.
- Ramos Pinto, V., Flexor, J. M., La Terra, E. F., Fontes, S., 2008. O método MT marinho aplicado às situações pré-sal na Bacia de Santos. III Simpósio Brasileiro da SBGf.

Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, no. 1, 174-187.

Simpson, F., Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 270p.

Strangway, D. W., Swift Jr., C. M., and Holmes, R. C., 1973. The application of audio-frequency magnetotelluric (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, 38: 1159-1175.

Tikhonov, A. N., 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth crust. *Doklady Akademia Nauk*, 73: 295-297.

Tikhonov, A. N., Arsenin, V. Y., 1977. *Solutions of ill-posed problems*. V.H. Winston and Sons, Washington, D.C.

Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37: 98-141.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, In: *Society of Exploration Geophysicists*. v.3, p972, chapter 8: 641-711.

Wight, D. E., 1987. *MT/EMAP Data Interchange Standard*. SEG, 77p.