



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**SONDAGENS MAGNETOTELÚRICAS NA PROVÍNCIA BORBOREMA,
REGIÃO NORDESTE DO BRASIL
(PIBIC/CNPq/INPE)**

Felipe dos Anjos Neves (IAG/USP, Bolsista PIBIC/CNPq)
E-mail: nevesanjos@yahoo.com.br

Dr. Maurício Bologna (IAG/USP, co-Orientador)
E-mail: mauricio@iag.usp.br

Dr. Ícaro Vitorello (DGE/INPE, Orientador)
E-mail: icaro@dge.inpe.br

Julho de 2008

SUMÁRIO

RESUMO.....	3
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	4
CAPÍTULO 2 – O MÉTODO MAGNÉTOTELÚRICO.....	5
CAPÍTULO 3 – ATIVIDADES DESENVOLVIDAS.....	11
CAPÍTULO 4 – ATIVIDADES FUTURAS.....	12
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	13

Resumo

Este relatório expõe as atividades desenvolvidas durante os meses de abril a junho bem como conceitos sobre o método geofísico magnetotelúrico e como são feitas as aquisições e processamento de dados. O objetivo deste trabalho é, de uma forma geral, obter informações das estruturas crustais em um trecho centrado no Estado do Rio Grande do Norte da Província Borborema com o intuito de definir a extensão em profundidade das estruturas geológicas verificadas na superfície bem como determinar as características gerais da crosta neste trecho.

CAPÍTULO 1

Introdução

A Província Borborema (Almeida et al., 1981), localizada na região nordeste do Brasil, tem seus arcabouços geológico e estrutural relativamente conhecido, devido a levantamentos gravimétricos, aerogeofísicos mais recentes (e.g. Nogueira et al., 2003). Porém, a escassez de informações profundas desta província torna difícil o entendimento de sua evolução. Devido a isso, este trabalho utilizará o método geofísico magnetotelúrico (MT) para obter informações profundas da região. Espera-se com o imageamento geolétrico da crosta em um trecho da Província Borborema centrado no Estado do Rio Grande do Norte gerar novos vínculos para auxiliar na elaboração de um modelo geotectônico da região de estudo.

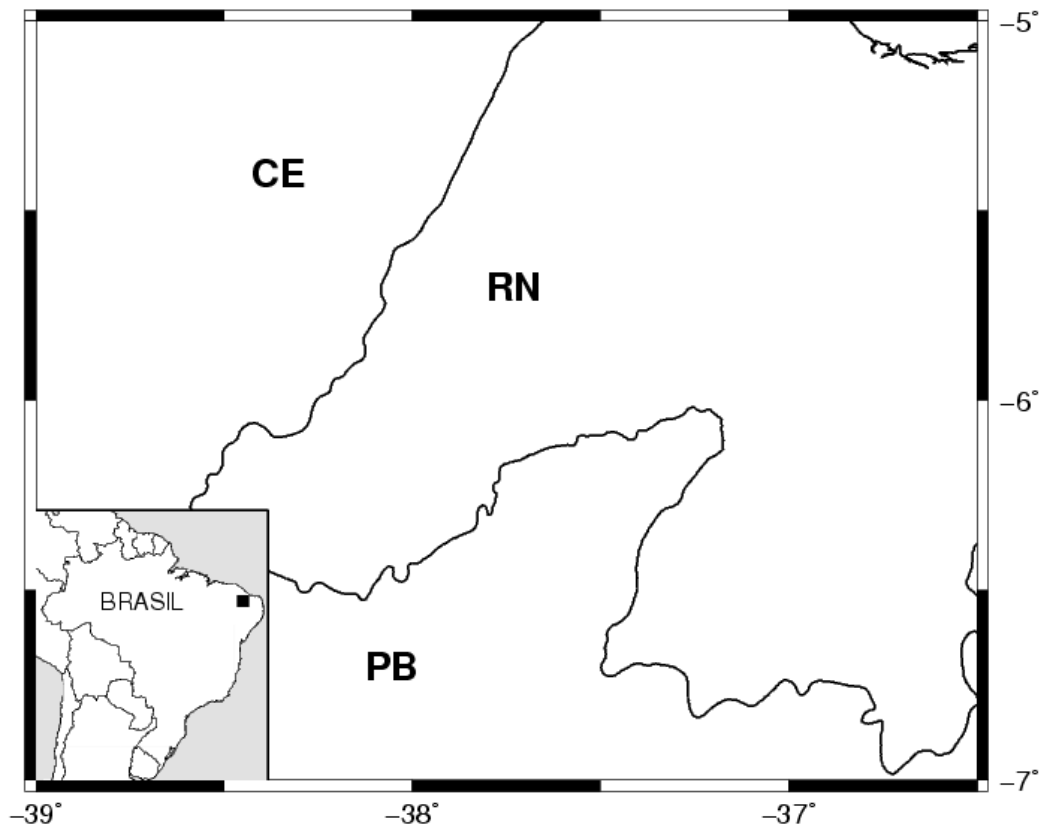


Figura 1.1 – localização da região de estudo

CAPÍTULO 2

O Método MT

O Método geofísico magnetotelúrico (MT) é uma técnica não invasiva para determinar a distribuição de condutividade (ou sua recíproca, a resistividade) elétrica no interior da Terra. A fonte primária de sinais MT é o campo geomagnético externo cujas variações temporais induzem campo elétrico e conseqüentemente correntes elétricas em subsuperfície, conhecidas como correntes telúricas. A partir de medidas simultâneas das componentes das variações dos campos elétrico e magnético na superfície da Terra obtém-se o tensor de impedâncias do qual derivam-se resistividades aparentes e fases bem como a dimensionalidade das estruturas geoeletricas. Os campos induzidos no interior terrestre comportam-se difusivamente, o que significa que sua profundidade depende do período do sinal. Períodos cada vez mais longos penetram cada vez maiores profundidades, porém com decréscimo de resolução. Os dados a serem analisados possuem uma ampla faixa espectral, desde alguns milésimos de segundos até centenas de segundos, permitindo-se investigar desde algumas centenas de metros até dezenas de quilômetros de profundidade.

2.1 Fundamentos

As equações de Maxwell são o ponto de partida para se entender como os campos geomagnéticos e elétrico induzido, observados na superfície da terra, podem ser utilizados para estudar a estrutura interna da Terra. Em um corpo condutor, na presença de um campo magnético variável, é induzido um campo elétrico e, conseqüentemente corrente elétrica, de acordo com a lei de Faraday. Estas correntes geram um campo magnético secundário, que novamente serve como campo indutor. O que está expresso nas seguintes equações:

$$\begin{aligned}\nabla \times E &= -\frac{\partial B}{\partial t} \\ \nabla \times H &= J + \frac{\partial D}{\partial t}\end{aligned}\tag{2.1.1}$$

Para que haja um vínculo entre as equações (2.1.1) e o que é observado são necessárias condições de contorno. Elas são dadas pelas equações constitutivas:

$$\begin{aligned}J &= \sigma E \\ B &= \mu H \\ D &= \epsilon E\end{aligned}\tag{2.1.2}$$

Onde, σ é a condutividade elétrica
 μ é a permeabilidade magnética
 ϵ é a permissividade dielétrica

Com isso as equações (2.1.1) ficam em termos somente dos campos E e H.

Tomando-se uma dependência temporal senoidal ($e^{i\omega t}$) para estes campos, onde ω é a frequência angular, e após algumas manipulações, obtêm-se as equações de onda, que podem ser representadas, genericamente, como:

$$\nabla^2 L = i\omega\mu\sigma L - \omega^2\epsilon\mu L \quad (2.1.3)$$

Onde, L é um campo genérico E ou H.

O primeiro termo do lado direito da equação (2.1.3) representa as correntes de indução, enquanto o segundo termo representa as correntes de deslocamento. Para frequências baixas, típicas de sondagens MT e, levando em conta a ordem de grandeza da condutividade elétrica dos minerais e rocha, podemos dizer que:

$$i\omega\mu\sigma \gg \omega^2\epsilon\mu$$

Levando também em conta que para a maioria dos minerais e rochas $\mu = \mu_0$ (permeabilidade do espaço livre), a equação se reduz a:

$$\nabla^2 L + k^2 L = 0 \quad (2.1.4)$$

$$\text{Onde, } k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \approx -i\mu\sigma\omega$$

Uma equação diferencial, onde k não depende mais de ϵ e, como μ pode ser considerado constante igual a μ_0 , o único parâmetro a ser investigado pelo MT é a condutividade elétrica.

As soluções das equações de Maxwell apresentam-se de forma relativamente simples quando a premissa de onda plana transmitida na direção vertical é utilizada (Cagniard, 1953). Considerando estas condições e que a Terra seja um semi-espaço uniforme de condutividade elétrica, a solução é do tipo:

$$L_x = A e^{-\frac{x}{\delta}} e^{-i(\frac{x}{\delta} - \omega t)} \quad (2.1.5)$$

Onde δ é a profundidade peculiar, tal que a amplitude do campo incidente cai por um fator (1/e) e pode ser dado por:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu_0\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.1.6)$$

Assim, pode ser observado que a profundidade de penetração é inversamente proporcional à condutividade do meio e à frequência do campo incidente.

Agora, suponhamos que a solução (2.1.5) $L_x = E_x$, sendo assim:

$$H_y = \left(\frac{k}{i\omega\mu_0}\right) A e^{-i\left(\frac{z}{\delta} - \omega t\right)} \quad (2.1.7)$$

A razão entre E_x e H_y define a impedância do meio Z:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu_0}{k} = (1 + i) \frac{\sqrt{2}}{2} (\omega\mu_0\rho)^{\frac{1}{2}} \quad (2.1.8)$$

Onde $\rho = \frac{1}{\sigma}$. Nota-se que a impedância independe da profundidade z, sendo igualmente válido para campos medidos na superfície (z=0). Resolvendo a equação para a resistividade ρ :

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} \left(\frac{|E_x|}{|H_y|}\right)^2 \quad (2.1.9)$$

A fase φ e dada por:

$$\varphi = \text{Arg}(Z) \quad (2.1.10)$$

Assim ρ e φ ficam determinados a partir de Z.

2.2 Tensor MT

Para um meio-espaço homogêneo a fase é constante e igual a 45° e os campos eletromagnéticos são ortogonais. Neste caso a relação entre os campos é linear e dada por:

$$E_x = ZH_y \quad (2.2.1)$$

Porém em estruturas mais complexas, a ortogonalidade desaparece e suas relações são mais adequadamente escritas através de um par de equações lineares (Cantwell, 1960):

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.2.2)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

Onde as equações (2.2.2) constituem uma relação tensorial entre as componentes dos campos elétrico e magnético.

Para modelos 1D $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} = -Z_{yx}$, se obtém somente uma resposta MT para ρ e φ .

Para modelos 2D $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, se obtém duas respostas MT para ρ e φ em termos de Z_{xy} e Z_{yx} .

Obviamente um modelo 3D representaria melhor o que ocorre na Terra, porém não serão tratados neste trabalho devido a sua grande complexidade.

2.3 Instrumentação

Na prática são avaliadas cinco componentes dos campos. Cada componente do campo elétrico (E_x e E_y) é calculada indiretamente, através da divisão entre medidas da diferença de potencial entre pares de sensores elétricos e a distância entre eles, sendo que estes sensores são eletrodos não polarizáveis, constituídos de potes com base cerâmica e preenchidos com soluções, normalmente de KCl, $CdCl_2$ ou $PbCl_2$, mantidos em contato direto com o solo. Para a medida das componentes do campo geomagnético (H_x , H_y , H_z) são utilizados magnetômetros, geralmente fluxgate. Estes são constituídos de bobinas paralelas às componentes que se deseja medir.

Os equipamentos geralmente utilizados são os sistemas MT de banda larga GMS06 (Metronix GmbH) e de longo período LIMS (Phoenix) - pertencentes ao Grupo de geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. O primeiro é utilizado para o estudo de estruturas mais rasas, enquanto o segundo para o estudo de estruturas profundas, como a crosta e o manto litosférico.

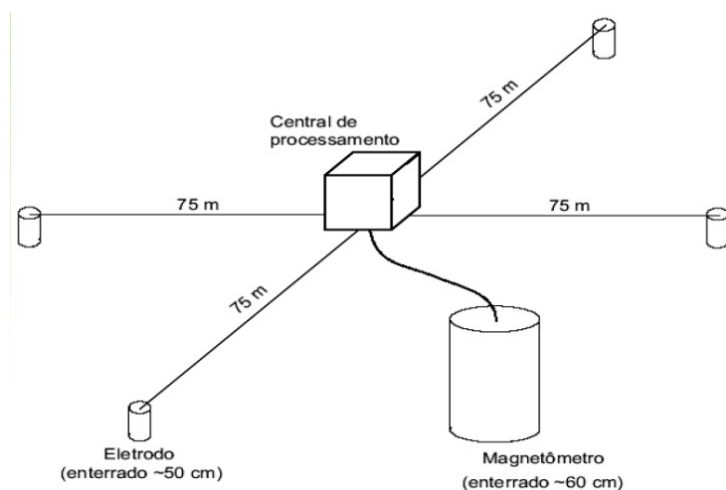


Figura 3.1.1- Esquema de instalação do equipamento de longo período LIMS
Fonte: Pádua, M. Banik, 2000, Dissertação de Mestrado, INPE

2.4 Processamento

O objetivo do processamento de dados é extrair de sinais, geralmente ruidosos, um conjunto de funções repetíveis e suaves representando a resposta da Terra (Vozoff, 1991). Para o MT a resposta da Terra é a impedância, subdividida em resistividade aparente e fase. As etapas de processamento estão descritas em seguida:

a) Pré-processamento

Inicialmente cada componente medida é subdividida em segmentos, cujo tamanho depende do período máximo pretendido e do número de graus de liberdade a ser trabalhado. Em seguida remove-se a média e a tendência linear de cada segmento, e aplica-se uma janela para suavizar seus extremos. Isso é necessário para atenuar as distorções causadas pelo fato de se trabalhar com séries temporais finitas.

b) Análise espectral

O processamento MT é realizado no domínio da frequência. A conversão do domínio do tempo para o domínio da frequência é realizada através da transformada de Fourier discreta (Brigham, 1974) ou, alternativamente, pela técnica “cascade decimation” (Wight e Bostick, 1980). Posteriormente, o espectro final é suavizado através de médias em torno de frequências alvos. Para cada seguimento, obtém-se uma matriz espectral cujos elementos são uma combinação dos espectros cruzados e auto-espectros.

c) Estimativas da impedância

Para estimar os elementos da impedância, resistividade e fase, normalmente é utilizado o método de mínimos quadrados (MMQ). Este método consiste em minimizar uma função erro (Ψ), definido pela diferença entre o que é esperado e o que é observado:

$$\Psi = \sum_{i=1}^N (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi}) \cdot (E_{xi}^* - Z_{xx}^*H_{xi}^* - Z_{xy}^*H_{yi}^*) \quad (3.2.1)$$

Onde N é o número de observações para uma determinada frequência e o asterisco significa complexo conjugado do mesmo vetor.

Igualando-se a zero a derivada da função Ψ em relação à Z_{xx} tem-se:

$$\sum_{i=1}^N E_{xi}H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi}H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi}H_{xi}^* \quad (3.2.2)$$

Analogamente, para Z_{xy} tem-se:

$$(3.2.3)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{yi}^*$$

Os elementos Z_{xx} e Z_{xy} são obtidos resolvendo-se simultaneamente estas equações. Para Z_{xy} , por exemplo, obtém-se:

$$\hat{Z}_{xy} = \frac{(H_x H_x^*)(E_x H_y^*) - (H_x H_x^*)(E_x H_x^*)}{(H_x H_x^*)(H_y H_y^*) - (H_x H_x^*)(H_y H_x^*)} \quad (3.2.4)$$

Onde \hat{Z}_{xy} é um valor estimado para Z_{xy} . Usando o mesmo raciocínio obtêm-se os outros elementos do tensor.

Um problema com este método (MMQ) é que ele considera todos os dados com pesos iguais, podendo errar por muito nas estimativas se houver dados muito incoerentes. Uma alternativa a este problema foi a introdução dos chamados métodos robustos, uma técnica iterativa, que repete o processo de MMQ, ponderando os dados a partir da segunda rotina, até que se obtenha a convergência esperada.

CAPÍTULO 3

Atividades desenvolvidas

Até o presente momento foram realizadas as seguintes etapas:

3.1 Estudos sobre o método MT e sobre técnicas de processamento de sinais geofísicos

Devido ao fato de a disciplina vinculada ao método magnetotelúrico em meu curso de graduação em geofísica ainda não ter sido cursada (o que ocorrerá no próximo semestre), necessitou-se reservar um tempo considerável para o aprendizado dos fundamentos do método. Os estudos foram baseados em um trabalho de graduação do IAG- USP (Nunes, 2007), em livro-texto recente (Simpson e Bahr, 2005) e uma tese do INPE (Bologna, 2001).

3.2 Familiarização com o ambiente computacional

Inicialmente, houve a necessidade de aprendizagem dos comandos básicos de Linux e também a familiarização com a plataforma Suse, versão 10.3 uma vez que todos os códigos necessários para processamento e visualização dos dados, tanto no Departamento de Geofísica do IAG-USP como no INPE, se utilizam desse ambiente operacional.

Para visualização dos resultados tem-se utilizado o pacote gráfico GMT (“The Generic Mapping Tools”), amplamente utilizado por grupos de geofísica em várias parte do mundo. A vantagem de utilizar este sistema operacional e este pacote gráfico é de que eles são disponíveis livremente.

3.3 Curso de capacitação

Em abril deste ano, durante o período de uma semana, fêz-se um curso de capacitação no INPE, São José dos Campos, ministrado pelas técnicas Irani I. C. de Pádua e Dra. Maria José F. Barbosa do Grupo de Geomagnetismo. O curso foi importante para mim pois permitiu-me um primeiro contato com os equipamentos MT utilizados na aquisição do dados de Borborema. Também, foram abordadas técnicas de processamento no campo para análise prévia da qualidade dos dados e/ou nível de ruído do local. Além disso, tive uma noção mais aprimorada dos procedimentos de campo adotados para o posicionamento das estações e instalação dos sistemas MT além das possíveis dificuldades que se possa ter em campo.

CAPÍTULO 4

Atividades Futuras

Estão previstas as seguintes etapas:

- 4.1 Processamento e reprocessamentos de pelo menos dez estações MT adquiridas pelo grupo do INPE na Província Borborema, no Estado do Rio Grande do Norte;
- 4.2 Elaborações de pseudo-seções de resistividade aparente e fase em função da frequência e análise preliminar das principais estruturas geoeletricas do perfil;
- 4.3 Análise de distorção causada por estruturas geológicas 3-D rasas (“static-shift”) e adoção de um critério para sua remoção;
- 4.4 Inversão de dados e correlação com as feições geológicas da superfície. A princípio, utilizar-se-á uma inversão 1-D, mas havendo tempo hábil pode-se efetuar uma análise dimensional dos dados para eventualmente aplicar uma inversão 2-D.

Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de e Fuck, R. A., 1981, Brazilian structural provinces: na introduction, Earth Sci. Rev., 17, 1-19.

Bologna, M. S., 2001, Investigação magnetotelúrica da litosfera na província ígnea do alto Paranaíba, Tese de Doutorado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial, INPE.

Brigham, E. O., 1974, The Fast Fourier Transform. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 252 p.

Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605-635.

Cantwell, T., 1960, Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Massachusetts.Ph.D.thesis, Department of Geology and Geophysics, Massachusetts Institute of Technology, 171p.

Nunes, H. O., 2007, Imageamento das estruturas geelétricas da litosfera na Província Borborema pelo método magnetotelúrico, Trabalho de graduação II, USP – SP.

Simpson, F., Bahr, K., 2005, Practical Magnetotellurics. Cambridge. 254pp.

Vozoff, D., 1991, The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, 2, 641-711

Pádua, M. Banik, 2000, Estudo experimental de distorções geradas por linhas férreas eletrificadas em sondagens magnetotelúricas, Dissertação de Mestrado, INPE, Brasil, 37p