



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

ESTUDO DAS ESTRUTURAS GEOELÉTRICAS NA PROVÍNCIA BORBOREMA PELO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

**RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA
(PIBIC/CNPq/INPE)**

Marco Antônio Poli da Conceição (IAG/USP, Bolsista PIBIC/CNPq)
E-mail: polimarco1@gmail.com

Antonio Lopes Padilha (DGE/INPE, Orientador)
E-mail: padilha@dge.inpe.br
Mauricio de Souza Bologna (IAG/USP, Co-Orientador)
E-mail: mbologna@usp.br

Julho de 2008

Sumário

Resumo.....	2
Capítulo 1 - Introdução.....	3
1.1 Região Estudada	4
Capítulo 2 - O Método Magnetotelúrico MT.....	7
2.1 Fonte do Sinal	7
2.2 Princípios do Método MT	7
2.3 Solução da Equação de Difusão e o Tensor de Impedância	9
2.4 Aquisição de Dados MT	12
2.5 Processamento	14
Capítulo 3 - Atividades desenvolvidas	15
3.1 Levantamento Topográfico de Alta Resolução	15
3.2 Anomalia Bouguer	17
3.3 Curvas de Resistividade Aparente e Fase	19
Referências Bibliográficas	22

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar as estruturas geelétricas profundas da Província Borborema, localizada a nordeste do Brasil, através do método geofísico magnetotelúrico (MT). O método magnetotelúrico é uma sondagem eletromagnética que se baseia na indução eletromagnética e na difusão do campo em meios rochosos. As variações do campo geomagnético externo são a fonte do sinal MT.

Os dados a serem analisados consistem de pelo menos 8 sondagens MT distribuídas ao longo de um perfil de aproximadamente 100 km de extensão e de direção SE-NW cruzando ortogonalmente as feições geológicas da Província Borborema. As atividades desenvolvidas até o momento incluem a construção de mapas gravimétrico, usando dados regionais disponíveis, e topográfico de alta resolução além do processamento completo de 01 estação MT, plotagem de suas curvas de resistividade aparente e fase. A análise visual mostra uma primeira camada resistiva e a influencia de uma segunda camada mais profunda e condutora.

Capítulo 1

Introdução

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981) teve seus principais eventos tectônicos durante o neoproterozóico e a deposição de sua cobertura sedimentar ao longo do farenozóico. Porém, a ausência de dados geocronológicos precisos tem resultado contínuo debates sobre sua evolução tectônica, atribuindo diferentes modelos orogênicos à província (Santos *et al.*, 2008). Em geral, os modelos prevêm que ela teria sido gerada ou devido ao amalgamento do continente Sul Americano com o continente Africano na Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.*, 2000) ou por uma origem intracontinental, devido a fusão do manto litosférico (Neves *et al.*, 2000).

Não há muitas informações geofísicas a respeito da Província Borborema, sendo elas levantamentos gravimétricos (*e.g.* Nogueira *et al.*, 2004) e para algumas regiões mais específicas também há levantamentos radiométrico e magnético (*e.g.* Castro, *et al.*, 2002).

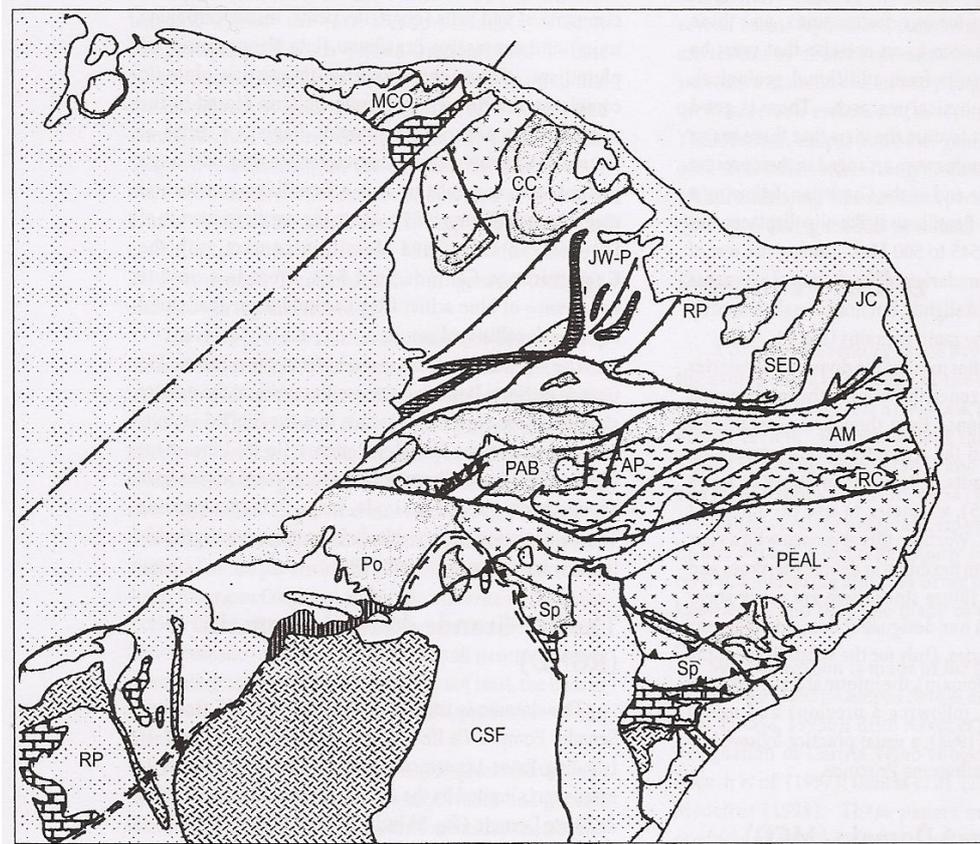
O estudo MT deste trabalho tem o intuito de aumentar a quantidade de informações geofísicas sobre a Província Borborema, sobretudo quanto à estrutura profunda da crosta e do manto superior, obtendo assim informações regionais das estruturas geológicas da região e se possível correlacionar os resultados obtidos com a evolução tectônica da província.

Como o trabalho encontra-se em um estágio inicial, não foi possível estipular uma correlação dos dados geofísicos com a geologia da Província Borborema. Porém, como resultado, tem-se curvas de resistividade e fase de uma estação que mostra a presença de um resistor, provavelmente associado a crosta superior e um meio bem mais condutor subjacente. O mapa de Anomalia Bouguer construído mostrou os altos e baixos gravimétricos da região estudada, mas não existe a capacidade de correlacioná-los com os atuais resultados da sondagem MT. Finalmente, os dados coletados pelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram altamente capazes de representar a topografia da área de estudo, trazendo informações de alta resolução para a região.

1.1 Região Estudada

Localizada a nordeste do território brasileiro, a Província Borborema cobre uma área superior a 450.000 Km² (Brito Neves *et al.*, 2000). Ela pode ser informalmente dividida em vários domínios, tendo como base as principais características lito-estruturais e geocronológicas (Figura 1.1).

As 43 estações foram instaladas ao longo de um perfil com aproximadamente 500 km de extensão, cruzando a Província Borborema na direção SE-NW (Figura 1.2).



COM		Médio Coreau
CC		Central Ceará
RGND	JW-P = Jaguaribe-W Potiguar RP = Rio Piranhas SED = Cinturão Seridó JC = São José Campestre	Rio Grande do Norte
TZ	PBA = Alto-Piancó Brigida AP = Alto Pajeu AM = Alto Moxotó RC = Rio Capibaribe	Zona Transversal
SD	Rp = Rio Preto Po = Riacho do Pontal Sp = Sergipano	Domínio do Sul
PEAL	= Maciço Pernambuco-Alagoas	
CSF		São Francisco

Figura 1.1: Os principais domínios geológicos da Província Borborema.

FONTE: Modificada de Brito Neves *et al.*, (2000).

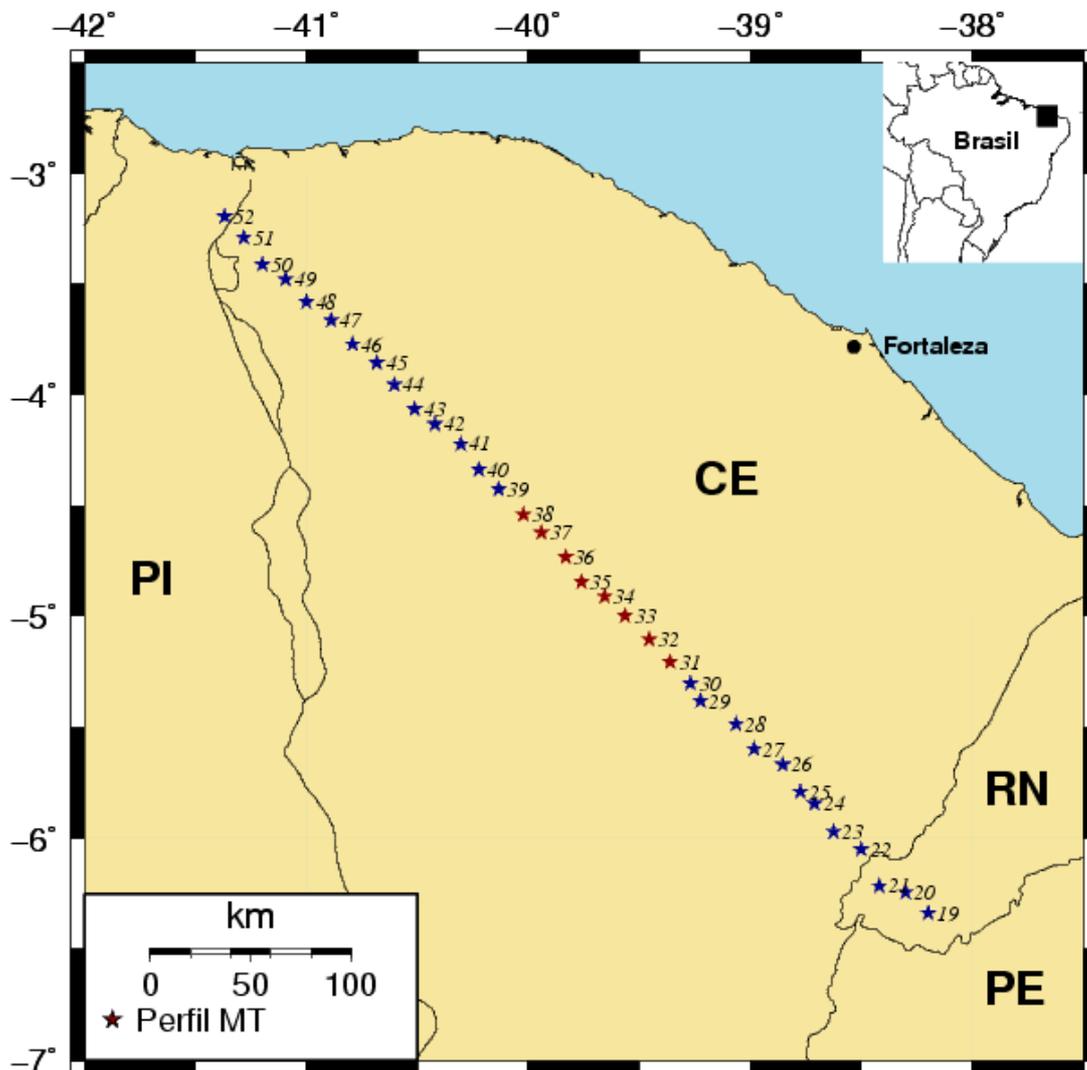


Figura 1.2: Localização das sondagens MT, com destaque no perfil estudado nesse trabalho.

Capítulo 2

O Método Magnetotelúrico (MT)

No método magnetotelúrico, proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), campos eletromagnéticos naturais são usados para investigar estruturas geoeletricas da Terra. Esses campos são gerados tanto de tempestades elétricas que ocorrem ao redor da superfície terrestre como por respostas as atividades solares geradas na magnetosfera e ionosfera. Em ambos os casos as ondas se propagam quase que planas para o interior da Terra, sendo que suas amplitudes, fases e direção de propagação entre os campos elétricos e magnéticos na superfície dependem da distribuição de condutividade elétrica em subsuperfície e do período de oscilações dos campos eletromagnéticos.

2.1 Fonte do Sinal

Sondagens MT conseguem abranger uma faixa de frequência que varia entre 10^{-4} a 10^4 Hz variando a profundidade de investigação de alguns metros a dezenas de quilômetros. Campos eletromagnéticos maiores que 1 Hz tem suas origens em atividades meteorológicas como tempestades tropicais. Descargas elétricas provenientes de relâmpagos geram uma onda eletromagnética conhecida como esféricas, as quais se propagam ao redor da Terra, contribuindo assim para o sinal MT.

A interação entre ventos solares e a magnetosfera e ionosfera são responsáveis pelas flutuações eletromagnéticas menores que 1 Hz (longos períodos). Finalmente o espectro de energia é baixo para frequência próximas a 1 Hz (banda morta), gerando uma baixa amplitude do sinal que reduz a qualidade dos dados nesse ponto.

2.2 Princípios do Método MT

A compreensão da base e da interpretação de métodos eletromagnéticos requer o conhecimento da teoria do eletromagnetismo clássico que é regido pelas equações de Maxwell. No domínio do tempo são escritas como:

$$\nabla \times \mathbf{e} + \frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} - \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} = \mathbf{j} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = \rho \quad (2.4)$$

onde:

\mathbf{e} o campo elétrico (V/m);

\mathbf{h} é o campo magnético (A/m);

\mathbf{b} é a indução magnética (Wb/m² ou Tesla);

\mathbf{d} é a corrente de deslocamento (C/m²);

\mathbf{j} é a densidade de corrente (A/m²);

ρ é a densidade de carga (C/m³).

Supondo um meio linear, isotrópico, homogêneo e que possui propriedades elétricas independentes do tempo, temperatura e pressão, é possível obter as seguintes relações:

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e} \quad (2.7)$$

onde ϵ é a permissividade dielétrica, μ é a permeabilidade magnética e σ é a condutividade elétrica, todas essas propriedades dependem do material no qual os campos eletromagnéticos se propagam. Para o caso MT, assume-se μ como sendo a mesma que a do vácuo, logo $\mu = \mu_0$.

Para obter a equação de propagação da onda, primeiramente substitui as relações (2.5), (2.6) e (2.7) nas equações (2.1) e (2.2) e em seguida aplica-se o operador rotacional. Assim, pode-se escrever:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) + \nabla \times \left(\frac{\partial \mu \mathbf{h}}{\partial t} \right) = 0 \quad (2.8)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{h}) - \nabla \times \left(\frac{\partial \epsilon \mathbf{e}}{\partial t} \right) - \nabla \times \mathbf{j} = 0 \quad (2.9)$$

As equações (2.1) e (2.2) são substituídas em (2.8) e (2.9), respectivamente e através da identidade vetorial $\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} \equiv \nabla(\nabla \cdot \mathbf{a}) - \nabla^2 \mathbf{a}$, obtém-se a equação da onda no domínio do tempo:

$$\nabla^2 \mathbf{e} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = 0 \quad (2.10)$$

$$\nabla^2 \mathbf{h} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0 \quad (2.11)$$

Aplicando a Transformada de Fourier nas equações (2.10) e (2.11), chega-se na equação de propagação da onda no domínio da freqüência, conhecidas como as equações de Helmholtz, escritas como:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\mathbf{E} = 0 \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\mathbf{H} = 0 \quad (2.13)$$

Em meio geológico e para freqüências menores que 10^5 Hz, têm-se $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$, isto é, as correntes de deslocamento são desprezadas em relação às correntes de condução, assim as equações (2.12) e (2.13) transformam-se nas equações de difusão, dadas por:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\mu\sigma\omega\mathbf{E} = 0 \quad (2.14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\mu\sigma\omega\mathbf{H} = 0 \quad (2.15)$$

Nessas circunstâncias, o número de onda é dado por:

$$k = (-i\mu\sigma\omega)^{1/2} \quad (2.16)$$

As equações de difusão são importantes para representar o comportamento dos campos eletromagnéticos difundindo-se na Terra real. No caso 1-D e no domínio do tempo, as equações (2.14) e (2.15) são escritas na forma:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = 0 \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0 \quad (2.18)$$

2.3 Solução da Equação de Difusão e o Tensor de Impedância

Como solução geral das equações (2.17) e (2.18), pode-se escrever:

$$\mathbf{e} = \mathbf{e}_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{e}_0^- e^{i(kz + \omega t)} \quad (2.19)$$

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{h}_0^- e^{i(kz + \omega t)} \quad (2.20)$$

Visto que k é complexo, pode ser escrito como:

$$k = \alpha - i\beta \quad (2.21)$$

na qual α e β são reais.

Assim, igualando (2.21) a (2.16), encontramos os valores de α e β e posteriormente substituímos em (2.19) e (2.20). Tendo em visto a direção de propagação da onda (interior da Terra) e que a mesma esta se difundindo no meio, encontra-se como solução:

$$\mathbf{e} = \mathbf{e}_0^+ e^{-z/\delta} e^{-i(z/\delta - \alpha t)} \quad (2.22)$$

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-z/\delta} e^{-i(z/\delta - \alpha t)} \quad (2.23)$$

onde δ é o *skin depth* ou profundidade peculiar, definido por:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma} \right)^{1/2} = \left(\frac{2\rho}{\omega\mu} \right)^{1/2} \quad (2.24)$$

onde ρ é a resistividade e pode ser escrito como o inverso da condutividade.

Uma onda eletromagnética terá sua amplitude reduzida em $1/e$, isto é, o campo no meio material decai exponencialmente conforme a profundidade (z) aumenta, sendo apenas uma função do período de oscilação do campo e da condutividade do meio.

Para extrair informações sobre a resistividade através do campo elétrico e magnético é necessário levar em consideração as relações na superfície entre os vetores \mathbf{E} e \mathbf{H} e a resistividade. Isto requer assumir que os campos são ondas planas, as quais estão sempre muito próximas em acordo com as observações. Para um semi-espaco infinito e homogêneo a impedância (Z) do meio é definida pela razão E_x e H_y na superfície por:

$$\frac{E_x}{E_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i) \left(\frac{\omega\mu\rho}{2} \right)^{1/2} = Z_{xy} \quad (2.25)$$

Com a resistividade dada por:

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\mu\omega} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.26)$$

onde Z_{xy}^* é o complexo conjugado de Z_{xy} .

A fase ϕ de Z é a diferença entre as fases de \mathbf{E} e \mathbf{H} , sendo escrita como:

$$\phi = \arctan \left(\frac{\Im(Z)}{\Re(Z)} \right) \quad (2.27)$$

As relações entre as componentes do campo estão sistematicamente contidas na impedância sendo ela a quantidade das quais as estruturas condutivas são

interpretadas. Das relações dos campos elétricos e magnéticos e para cada frequência é possível esperar um sistema linear descrito por:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xy} H_y + Z_{xx} H_x \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (2.28)$$

Na forma de matriz:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.29)$$

De uma forma mais simplificada:

$$\mathbf{E} = \mathbf{ZH} \quad (2.30)$$

2.4 Aquisição de Dados MT

Uma sondagem MT tem como principal objetivo coletar medidas das variações do campo elétrico (E_x e E_y) e do campo magnético (H_x , H_y e H_z) na superfície da Terra. O campo elétrico é medido a partir de eletrodos porosos não polarizáveis, sendo eles potes com base cerâmica comumente preenchidos com solução de cloreto de potássio (KCl), cloreto de Cádmio ($CdCl_2$) ou cloreto de chumbo ($PbCl_2$). Por sua vez, o campo magnético é medido através de bobinas de indução magnética ou magnetômetros (Figura 3.1).

Na aquisição de dados desse trabalho, foram utilizados eletrodos com solução de cloreto de chumbo, separados por uma distância de 150 m, alinhados na direção norte-sul, leste-oeste do sistema de coordenadas geomagnéticas e bobinas de indução alinhadas na direção norte-sul, leste-oeste e vertical.

O arranjo todo estava ligado ao equipamento MT de banda larga GMS06 (Metronix GmbH) de propriedade do Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O equipamento adquire dados numa faixa espectral entre 0,0008s – 1024s. A duração típica de cada sondagem foi de 24h.

Para a instalação dos equipamentos é necessário tomar alguns cuidados, como escolher lugares planos e afastados de redes elétricas e torres de alta tensão, enterrar e cobrir o equipamento protegendo-o da variação de temperatura e do contato com animais, além de garantir que estejam bem alinhados e nivelados, como é o caso da bobina de indução.

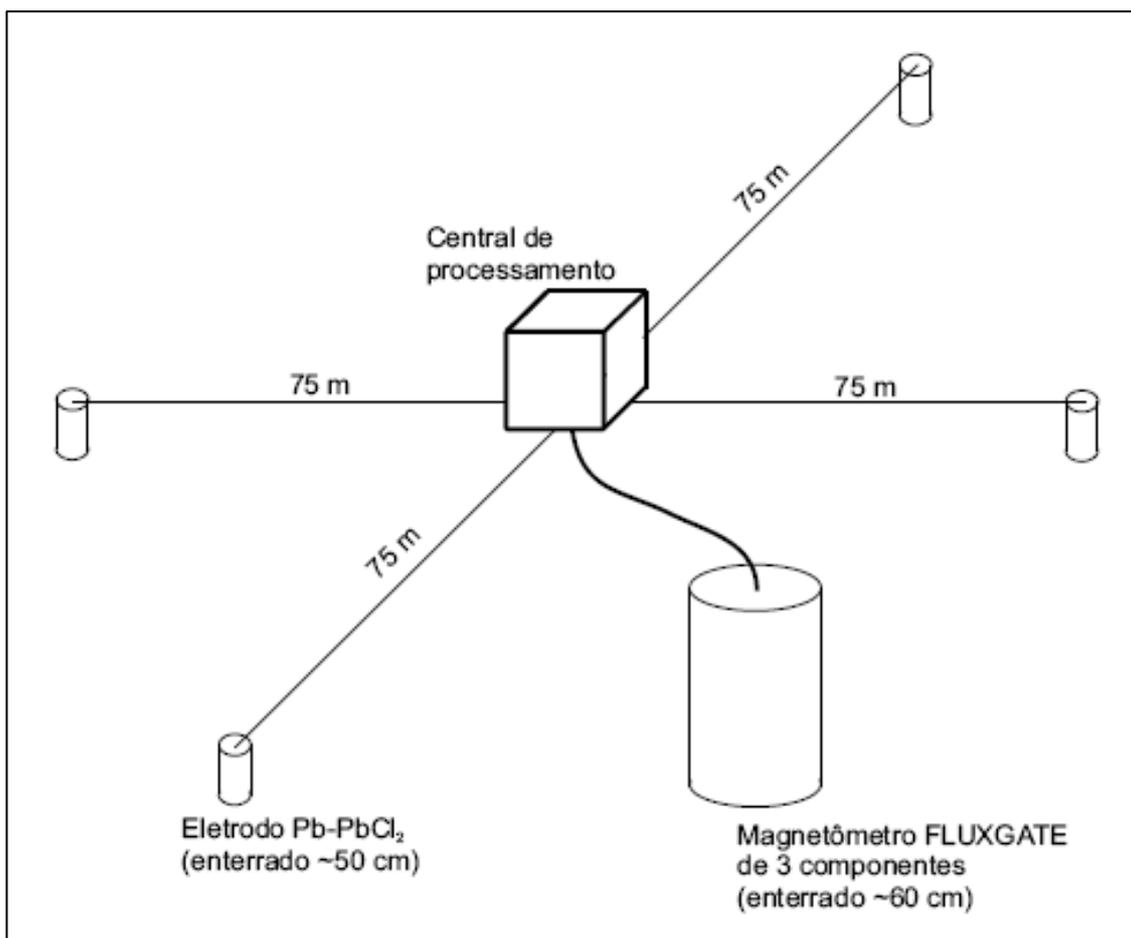


Figura 2.1: Ilustração de sondagem MT.

Fonte: Pádua (2000).

2.5 Processamento

O processamento dos dados MT consiste principalmente em extrair o tensor de impedância das componentes dos campos elétricos e magnéticos obtidos no campo.

Inicialmente dividem-se as séries temporais em subgrupos, cujo tamanho depende do intervalo de amostragem e do número de graus de liberdade que se deseja trabalhar. Depois tira a média e a tendência linear de cada segmento e aplica-se uma janela nos dados para suavizar seus extremos, atenuando as distorções geradas por manipular séries temporais finitas.

Para passar a série do domínio do tempo para o domínio da frequência é aplicada nas séries temporais a Transformada de Fourier, através da técnica FFT (*Fast Fourier Transform*) e finalmente a impedância é estimada pela técnica dos mínimos quadrados.

O Método dos Mínimos Quadrados é uma técnica de otimização matemática que procura encontrar o melhor ajustamento para uma função a partir de um conjunto de dados. Logo, para um ξ definido por:

$$\xi = \sum_{i=1}^n (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi})(E_{xi}^* - Z_{xx}^*H_{xi}^* - Z_{xy}^*H_{yi}^*) \quad (3.1)$$

onde o asterísco(*) indica o complexo conjugado do número complexo.

Note que as somatórias representam os auto espectros e espectros cruzados do campo eletromagnético.

O valor da impedância Z_{xy} é obtido minimizando a função ξ , isto é, para a impedância Z_{xy} , faz a derivada de ξ em relação a Z_{xy} e depois iguala a função a zero, escrevendo assim impedância Z_{xy} :

$$Z_{xy} = \frac{(H_x H_x^*)(E_x H_y^*) - (H_x H_x^*)(E_x H_x^*)}{(H_x H_x^*)(H_y H_y^*) - (H_x H_y^*)(H_y H_x^*)} \quad (3.2)$$

Pelo mesmo procedimento estima-se o valor da impedância Z_{xx} .

Porém um requisito implícito para o método dos mínimos quadrados trabalhar é que os erros em cada medida sejam distribuídos aleatoriamente com função Gaussiana, o que nem sempre é respeitado no caso MT. Assim foi desenvolvida uma técnica robusta que é insensível à presença moderada de dados muito ruidosos ou à inadequação a distribuição Gaussiana. Esse método introduz um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados, os quais atribuem pesos a partir da análise dos resíduos e faz repetidas iterações até a convergência da função.

Capítulo 3

Atividades Desenvolvidas

Primeiramente, tive que aprender a operar a plataforma Linux/Unix de distribuição SUSE. Depois fiz um curso de GMT (*Generic Mapping Tools*) no IAG-USP, durante a X escola de verão oferecida pelo instituto. O GMT é uma poderosa ferramenta para a construção de gráficos, mapas e interpolações numéricas. O GMT foi utilizado com a linguagem de programação AWK, anteriormente desconhecida para o presente bolsista. O AWK é uma linguagem que facilitou a manipulação de alguns dados e foi combinado com o GMT para gerar alguns mapas.

Em meados de Abril, realizei um curso de capacitação de campo MT no INPE. Nesse curso foram apresentados os equipamentos utilizados para as sondagens MT e discutido um pouco da logística de campo. Também foram apresentados alguns programas utilizados para operar os equipamentos MT e para realizar um pré-processamento para visualizar a compatibilidade dos dados coletados no próprio campo.

Para o processamento dos dados MT, foi necessário aprender a utilizar o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1998) desenvolvido para as diversas etapas do processamento até a geração da curva de resistividade e fase. Visando automatizar algumas etapas do processamento foram feitos alguns scripts (bash e c shell) e alguns programas na linguagem C.

3.1 Levantamento Topográfico de Alta Resolução

Os dados da topografia aqui utilizados pertencem à Missão Topográfica Radar Shuttle (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*). O projeto SRTM tem como objetivo obter um modelo digital da Terra, de modo a gerar uma base completa de cartas topográfica digital de alta resolução. O SRTM é um projeto internacional liderado pela *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) e pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

Através dos dados originados do projeto SRTM foi possível construir o mapa topográfico de alta resolução da região de estudo, compreendida entre a longitude -42° e $-37,5^{\circ}$ e latitude $-7,5^{\circ}$ e $-2,5^{\circ}$ conforme mostra a Figura 3.1.

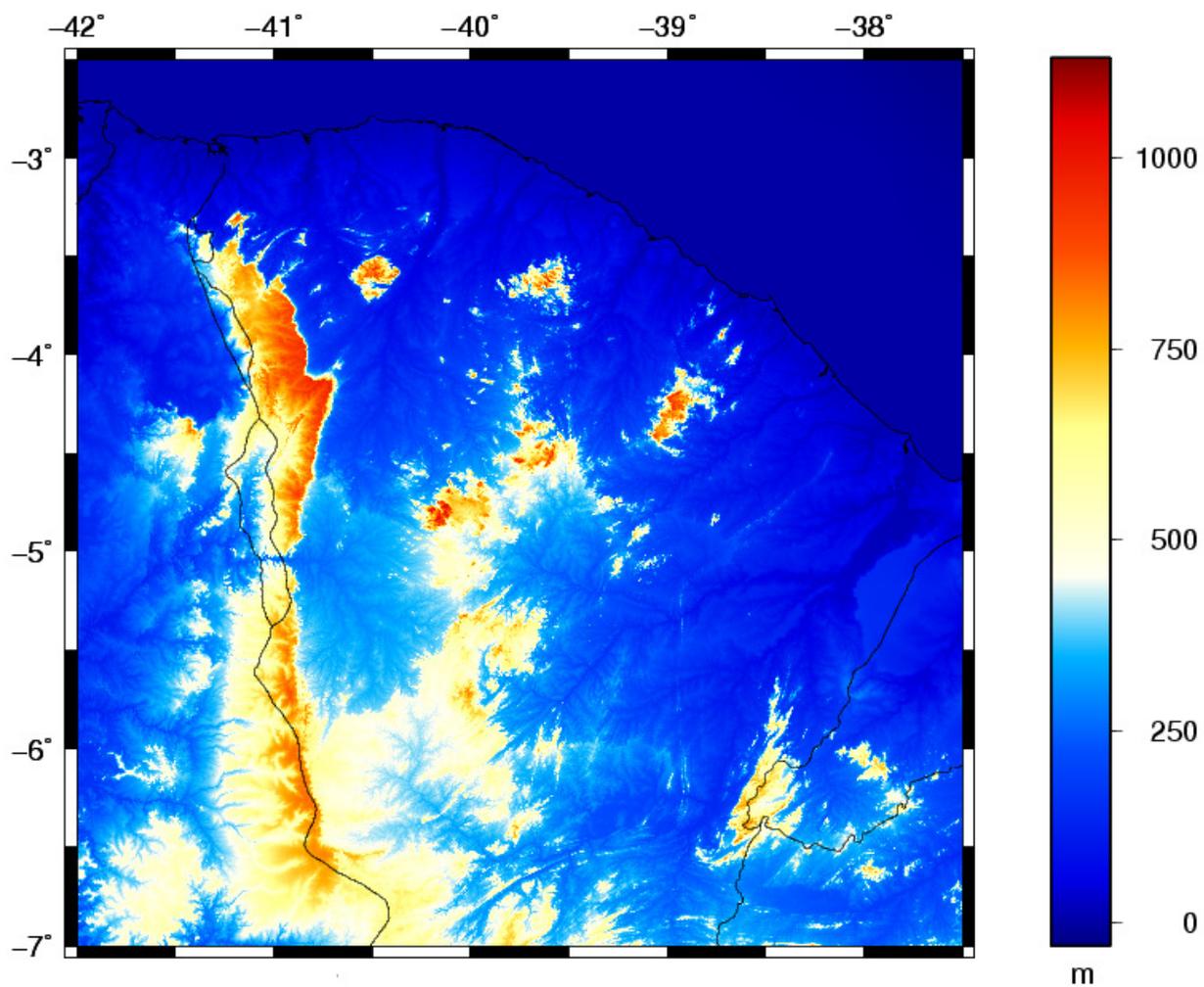


Figura 3.1: Topografia em alta resolução da região estudada.

3.2 Anomalia Bouguer

A correção aplicada à variação de aceleração associada à distância entre a superfície física e o geóide, em relação à vertical, é chamada de correção ar-livre. A correção que remove o efeito gravitacional das massas topográficas, entre o ponto onde foi realizada a medição gravimétrica e o geóide recebe o nome de correção Bouguer. A aplicação das correções acima na gravidade medida em superfície recebe o nome de Anomalia Bouguer.

O mapa de Anomalia Bouguer abaixo (Figura 4.2) foi gerado a partir do banco de dados gravimétricos do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP).

Junto do mapa de Anomalia Bouguer também foi colocado os pontos das sondagens MT. Nota-se que o perfil MT cruza uma região com pequeno baixo gravimétrico e que a região, como um todo, possui um baixo gravimétrico na parte SW da figura e um alto gravimétrico acompanhando a costa cearense.

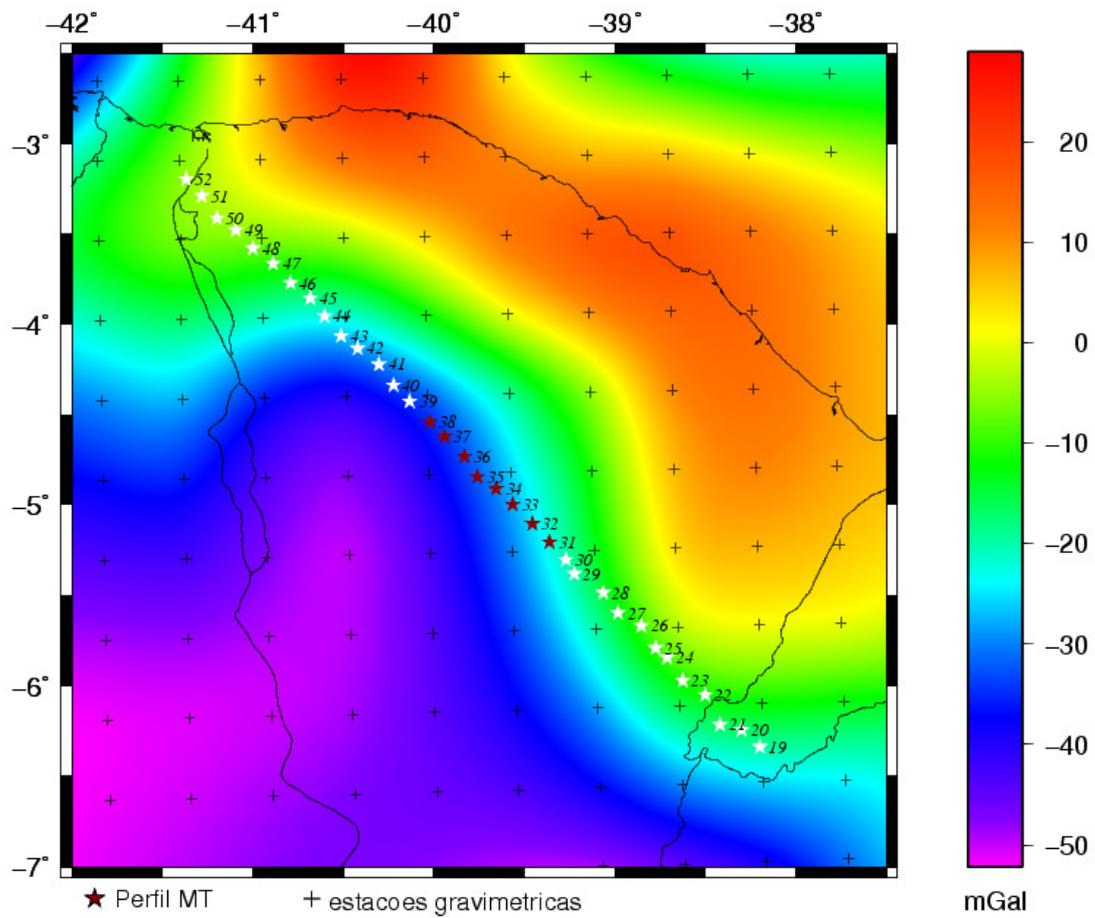


Figura 3.2: Mapa da Anomalia Bouguer da área de estudo.

3.3 Curva de Resistividade e Fase

As curvas de resistividade aparente e fase foram processadas usando o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1998), utilizando duas subrotinas do código, que são a DNFF e o TRANMT. A DNFF é utilizada para a análise espectral, obtendo-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. A DNFF é aplicada para as diferentes bandas e de acordo com o tamanho da janela, conforme mostra a tabela 3.1. A subrotina TRANMT é utilizada para estimar os elementos do tensor de impedância a partir dos coeficientes de Fourier gerados anteriormente. Posteriormente são geradas as curvas de resistividade aparente e fase para cada banda, provenientes das diversas janelas e a escolha das curvas são feitas tendo como base a sua suavidade e continuidade.

Foi feito um processamento alternativo utilizando novamente a subrotina TRANMT, porém dessa vez o código usou informações de coerência das séries temporais. A coerência é utilizada para fazer uma pré-seleção dos dados. Para isso estipula-se um limite e somente os dados que possuem coerência superior ao valor estipulado são incluídas no processamento. Nos dados da estação 31 foram aplicadas a coerência, porém as curvas de resistividade aparente e fase geradas sem a coerência mostraram-se mais suaves e contínuas.

Tamanho da Janela	Bandas: padrão	Bandas: eventual
0064	D	C
0128	C, D	-
0256	C	B, D
1024	B, C	A
4096	A, B	C
8192	A, B	-

Tabela 1: Tamanho das janelas para cada uma das bandas de frequência. As taxas de amostragem para as bandas são de 40.960 Hz para a A, 4.096 Hz para a B, 64 Hz para a C e 2 Hz para a D.

Gráficos da variação da resistividade aparente e fase em função do período são os principais resultados de uma sondagem MT. Para a estação 31, as curvas de resistividade e fase ficaram bem representadas (Figura 3.3). Essa afirmação é possível analisando a suavidade na representação das curvas de resistividade aparente e fase, conforme variam com o período. Mesmo com a curva de resistividade aparente YX tendo uma queda no sinal por estar na região de banda morta, isto é, perto de 1 HZ.

A curva de resistividade mostra uma primeira camada resistiva e indica a influência de uma camada mais condutiva.

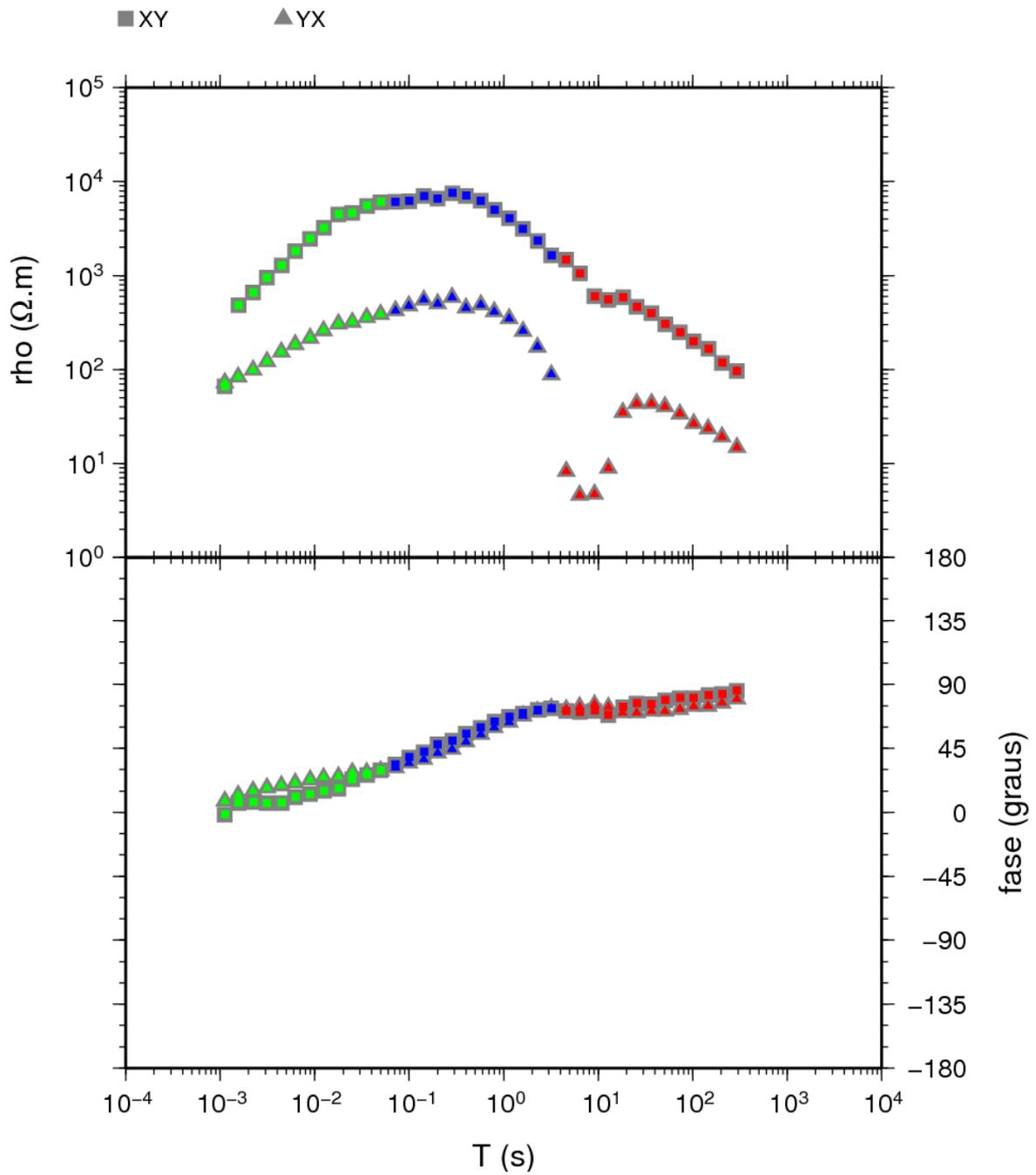


Figura 3.3: Curvas de resistividade aparente e fase (modos XY e YX) em função do período. (estação 31).

Referências Bibliográficas

Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de e Fuck, R. A., 1981, Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.

Banco de dados IAG-USP. Disponível em <<ftp://ftp.iag.usp.br/>>. Acesso em Abril 2008.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000, Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U. G, Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A. (Ed.), *Tectonic Evolution of South America*, p.151-182.

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

Castro, D. L. de, Branco, R. M. G. C., Martins, G., 2002, Radiometric, magnetic, and gravity study of the Quixada batholith, central Ceara domain (NE Brazil): evidence for Pan-African/Brasiliano extension-controlled emplacement. *Journal of South American Earth Science*, 15, 543-551.

Egbert, G. Gary Ebert's codes. programa de computador on line. Disponível em: <<ftp://ftp.oce.orst.edu/dist/egbert/EMTF/EMTF.tar.Z>>. Acesso em: Nov. 1998.

Nogueira, F. C. C., Oliveira, M. S. de e Castro, D. L. de, 2004, Estudo magnético e gravimétrico do arcabouço estrutural da Bacia do Rio do Peixe. *Revista de Geologia*, 17, 74-87.

Santos, Ticiano J. Saraiva, Fetter, Allen H., Hackspacher, P. C., Schmus, W. R. Van, Neto, J. A. Nogueira, 2008, Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South Earth Sciences*, 25, 271-284.

Neves, Sérgio P., Mariano, Gorki, Guimarães, Ignez P., Filho, Adjardo F. da Silva, Melo, Silvana C., 2000, Intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology*, 28, 519-522.

Pádua, M. B., 2000, Estudo experimental de distorções geradas por linhas férreas eletrificadas em sondagens magnetotélúricas, Dissertação de mestrado, INPE, Brasil, 37p.

Shuttle Radar Topography Mission. Disponível em: ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/South_America/. Acesso em Abril 2008.

Tikhonov, A. N., 1950, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 73, 295-297.