



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

## **MODELAGEM 1D DE DADOS MAGNETOTELÚTICOS NA REGIÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO JATOBÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA**

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

Patrick Rogger Garcia Santos (UNIPAMPA, Bolsista PIBIC/CNPq)

E-mail: patrick\_rogger@hotmail.com

Antônio Lopes Padilha (COCEA/DIDGE/INPE, Orientador)

E-mail: antonio.padilha@inpe.br

Andréa Cristina Lima dos Santos Matos (COCEA/DIDGE, Coorientadora)

E-mail: andrea.matos@inpe.br

Julho de 2018

## RESUMO

A bacia sedimentar do Jatobá é uma das bacias sedimentares constituintes do sistema *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá. Estudos sugerem que esse sistema de *rift* teria sido desenvolvido durante o rompimento da América do Sul e África, no Mesozóico. Para entender os processos tectônicos que envolveram a formação da bacia do Jatobá foi aplicado o método geofísico magnetotelúrico (MT). O MT é um método geofísico passivo de sondagem eletromagnética e vem sendo cada vez mais utilizado como alternativa para estudo do arcabouço geológico e tectônico. A escolha da região deu-se pela complexidade geotectônica a qual a Província Borborema foi formada. O presente trabalho teve como objetivo o aprendizado do processamento dos dados e análise das respostas do método MT sob a bacia sedimentar do Jatobá. Para a realização desse estudo foram utilizados dados magnetotelúricos, disponibilizados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), de 12 estações dispostas em perfil linear de aproximadamente 120 km. Para o processamento foram utilizadas técnicas disponíveis para a comunidade de estudos de indução eletromagnética no interior da Terra. Para atingir o objetivo proposto, a metodologia aplicada consistiu em um estudo bibliográfico do método, da geologia da área e no processamento dos dados já citados. Na etapa do processamento utilizou-se rotinas computacionais de domínio público para uso acadêmico. Essas rotinas são elaboradas através do código robusto de Gary Egbert (EGBERT, 1997). Duas das sub-rotinas constituintes do código robusto de Egbert são a DNFF, utilizada para a análise espectral (a qual obtém-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas), e a sub-rotina TRANMT, a qual estima os elementos do tensor impedância a partir dos coeficientes de Fourier obtidos. A análise dos dados sugere uma subsuperfície geoeletricamente

heterogênea. Os resultados geofísicos obtidos foram correlacionados à geologia da região estudada a fim de acrescentar informações referentes à Bacia do Jatobá.



## Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa da área de estudo e estações MT .....	4
Figura 2 - Arranjo para medir a resistividade elétrica ( $\rho$ ) de um material. ....	7
Figura 3 - Resistividade Elétrica dos Materiais Geológicos.....	8
Figura 4- Modelo de Terra 2D para a resistividade elétrica variando na direção y.....	10
Figura 5 - Distribuição de aquisições para equipamentos ADU06 e ADU07.....	18
Figura 6 - Series Temporais das cinco componentes contidas no arquivo TS.....	19
Figura 7 - Fluxograma de Pré-processamento.....	20
Figura 8 - Correção $Rho^+$ para a estação 608c.....	23
Figura 9 - Distribuição de dimensionalidade das 12 estações MT.....	24
Figura 10 - Pseudosseção das estações: bor607b, bor608a, bor608b e bor608c.....	25
Figura 11-Modelo de camadas para estações: bor607b, bor608a, bor608b e bor608c.....	27



## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

1D – Unidimensional

2D – Bidimensional

3D – Tridimensional

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

EM – Eletromagnético

GEOMA – Grupo de Estudos de Geomagnetismo

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MT – Magnetotelúrico

RTJ – Recôncavo-Tucano-Jatobá

SI – Sistema Internacional



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\vec{J}$  – Vetor densidade total da corrente elétrica

$\sigma$  – Condutividade elétrica do meio

$\vec{E}$  – Vetor campo elétrico

$\vec{\nabla}$  - Operador Nabla

$\vec{D}$  – Vetor indução elétrica

$\vec{B}$  – Vetor indução magnética

$\partial_t$  – Variação no tempo

$\vec{H}$  – Vetor intensidade magnética

$\mu$  – Permeabilidade magnética do meio

$\varepsilon$  – Permissividade Dielétrica do meio

$\mu_0$  – Permeabilidade magnética no vácuo

$\vec{\nabla}^2$  – Operador Laplaciano

$\omega$  – Frequência angular

$\delta$  – Profundidade peculiar (*Skin depth*)

$\rho_a$  – Resistividade aparente

$\varphi$  – Fase



## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	1
1.1	Objetivo.....	2
1.1.1	Objetivos Específicos.....	2
2	ÁREA DE ESTUDO.....	2
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	4
3.1	Origem das Correntes Telúricas.....	5
3.2	Resistividade Elétrica das Rochas.....	5
3.3	Fundamentos Teóricos dos Métodos Eletromagnéticos.....	8
3.4	Resposta do Método Magnetotelúrico .....	12
3.4	Dimensionalidade das Estruturas da Terra.....	13
3.4	Terra Unidimensional (1D).....	13
3.4	Terra Bidimensional (2D).....	15
3.4	Terra Tridimensional (3D) .....	17
4	MATERIAIS E MÉTODO .....	18
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	22
6	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	27
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	29

## 1 INTRODUÇÃO

O *rift* intracontinental RTJ evoluiu como um braço abortado da ruptura continental que provavelmente se desenvolveu durante o rompimento no Mesozoico entre América do Sul e África. Conhecida por ser uma das bacias integrantes do *rift* do RTJ, a Bacia do Jatobá representa a parte mais ao norte e se estende por mais de 5000 km<sup>2</sup>. Está localizada acima do subdomínio Cabrobó, antigo Terreno Pernambuco-Alagoas e é preenchida por um pacote de mais de 3000 m de rochas siliciclásticas, composta principalmente de arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados. Sua origem está relacionada a uma série de eventos termomecânicos que ocorreram no Cretáceo Antigo e é estruturalmente caracterizada como um *hemigraben* (SANTOS, 2012). Ussami et al. (1986) sugeriram que essa bacia foi formada pela extensão e rifteamento litosférico que levou à abertura do Atlântico Sul.

O método magnetotelúrico (MT) fornece imagens do subsolo com uma resolução intermediária entre a da sísmica de reflexão e dos métodos potenciais. Caracteriza-se por ser um método eletromagnético, no domínio da frequência, que informa sobre a distribuição da resistividade das rochas em subsuperfície. Utiliza como fonte as variações dos campos de indução magnética, com frequências entre 0,0001 a 10000 Hz.

O escopo do presente trabalho consistiu no processamento e interpretação de dados geofísicos magnetotelúricos em um perfil linear que corta transversalmente a bacia sedimentar do Jatobá na Província Borborema.



## 1.1 Objetivo

O objetivo deste trabalho foi à obtenção de parâmetros geoeletricos em subsuperfície na região da Bacia do Jatobá, de modo a contribuir no conhecimento acerca geologia.

### 1.1.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos referentes a esse trabalho foram:

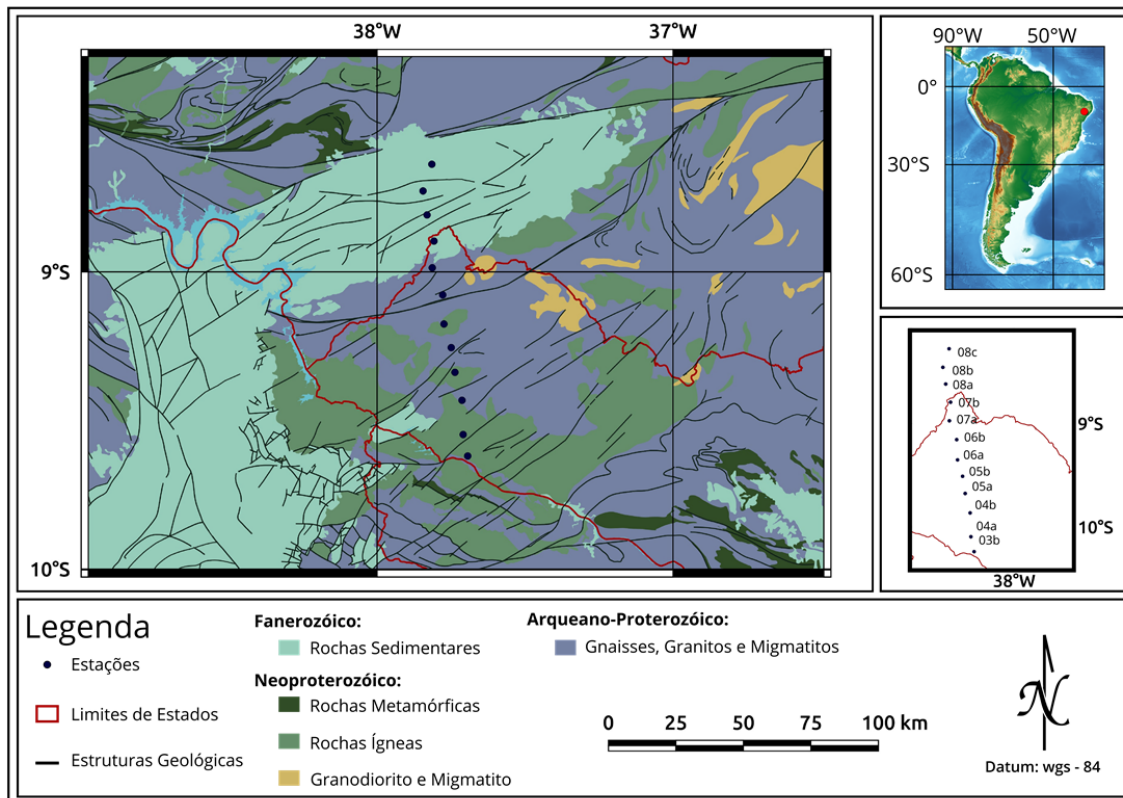
- a) Reprocessar um sub-conjunto de 12 estações MT por meio de programas livres, utilizando técnicas de análise espectral em séries temporais coletadas (processamento robusto);
- b) Apresentar uma análise qualitativa entre as componentes do tensor impedância e a geologia de superfície, para isso foi construída pseudosseção de resistividade;
- c) Inversão 1D das respostas MT para inferir a distribuição da condutividade elétrica sob cada uma das estações;
- d) Interpretar as estruturas geoeletricas observadas no modelo.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A área onde esse estudo foi realizado está localizada no Nordeste do Brasil, na região da Província Borborema. Segundo Almeida *et al.* (1981), essa Província caracteriza-se como um complexo conjunto de blocos crustais reunidos por causa de processos geológicos que finalizaram na Orogenia Brasileira/Pan-africana (700 a 450 Ma). Devido à complexidade tectônica, diferentes estudos vêm sendo apresentados por distintos pesquisadores para explicar as características dessa estrutura (VAN SCHMUS, 2008; SANTOS, 2012; SANTOS *et al.* 2014; PADILHA *et al.* 2016; BARBOSA, 2017). A

Província Borborema limita-se a sul com o Cráton São Francisco; a oeste com a Bacia do Paraíba (sedimentos Fanerozóicos); a norte e a leste com as bacias sedimentares costeiras e interiores do Nordeste do Brasil (bacias Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas, além da bacia Tucano-Jatobá que transpassa o limite da província com o Cráton São Francisco) (MEDEIROS, 2004). As 12 (doze) estações de sondagem magnetotelúrica, foram dispostas em um perfil de aproximadamente 120 km de extensão, sob importantes estruturas geológicas da região (Figura 1).

Figura 1 – Mapa da área de estudo e estações MT.



Fonte: Modificado de CPRM (2003) e SANTOS (2012)

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O método magnetotelúrico proposto por TIKHONOV, (1950) e CAGNIARD, (1953), usa as propriedades eletromagnéticas para estudar a distribuição de resistividade elétrica na crosta, podendo variar a sua investigação de dezenas de metros a dezenas de quilômetros. As medidas obtidas através desses sinais correlacionam-se com as variações

litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade (SANTOS, 2012).

### **3.1 Origem das Correntes Telúricas**

As flutuações no campo magnético terrestre geram campos elétricos na alta atmosfera que induzem correntes magnéticas. As ondas eletromagnéticas penetram no interior da Terra na forma de ondas planas ortogonais que induzem novas correntes chamadas de corrente telúricas que trazem informações das características físicas das litologias (TIKHONOV, 1950) e (CAGNIARD, 1953).

Uma das características é a modulação da frequência, causada por diferentes tipos de rochas e estruturas. Esse fenômeno é diretamente relacionado a resistividade elétrica do meio. As frequências das ondas são baixas variando de 1 mHz à 10 kHz. Ondas com frequências menores que 1 Hz tem origem nos ventos solares que interagem com o campo magnético terrestre, já ondas com frequências maiores de 1 Hz são provocadas por tempestades equatoriais. Para o estudo do magnetotelúrico são feitas as seguintes suposições:

1. Ondas geradas na ionosfera, distantes o suficientes, penetram ortogonais à superfície da Terra;
2. A Terra se comporta como um condutor ôhmico;
3. A Terra é considerada um semi-espaco isotrópico.

### **3.2 Resistividade Elétrica das Rochas**

Para o magnetotelúrico a propriedade de investigação e contraste é a condutividade elétrica ( $\sigma$ ) ou resistividade elétrica ( $\rho$ ) sendo essa o inverso da primeira. A resistividade

elétrica é uma propriedade particular de um determinado material, ou seja, a partir de uma resistividade elétrica podemos estimar a qual material ela pertence.

Em 1827, Georg Ohm verificou de forma empírica que aplicando uma diferença de potencial em um material, esse gera uma resistência à passagem de corrente, essa relação é chamada de lei de Ohm (equação 1) (HAYT e BUCK, 2013).

$$V = \frac{Ri}{L} \quad (1)$$

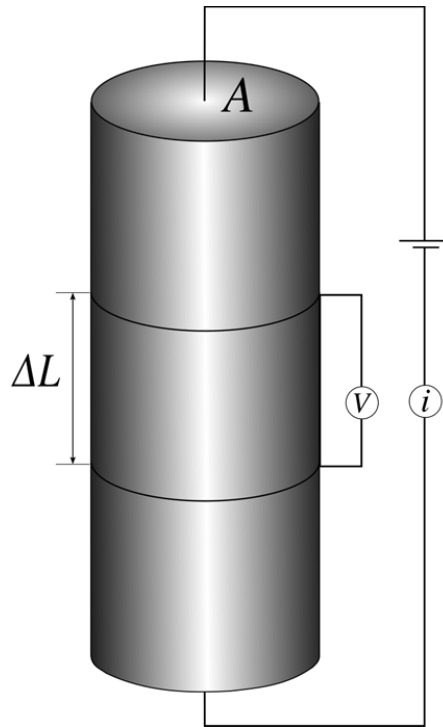
Onde V é a diferença de potencial (Volts - V), i é a corrente (Ampère - A) e R é a resistência (Ohms -  $\Omega$ ), materiais que obedecem essa lei são chamados de materiais ôhmicos.

A Terra pode ser considerada como um material ôhmico. No entanto para a investigação geofísica a resistência não é uma propriedade viável, visto que depende muito da geometria do problema. Assim foi proposta a resistividade elétrica, onde um mesmo material terá a sua resistividade elétrica igual, independente da geometria.

A Figura 2 mostra um circuito para se obter a resistividade elétrica de um material, sendo A área [ $m^2$ ], R a resistência [ $\Omega$ ], L o comprimento [m] e  $\rho$  a resistividade elétrica dada em  $\Omega m$ .

$$\rho = \frac{RA}{L} ; \quad R = \frac{V}{i} \quad (2)$$

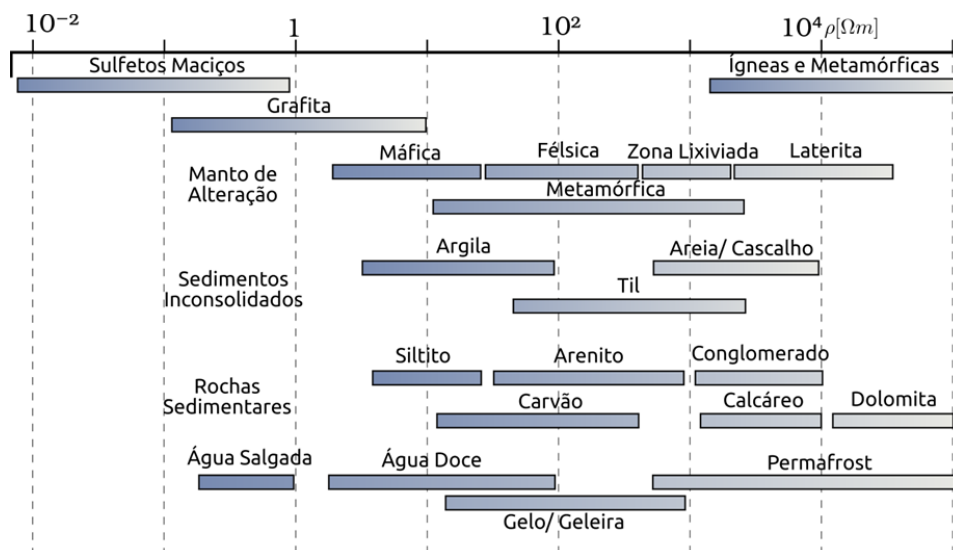
Figura 2 – Arranjo para medir a resistividade elétrica ( $\rho$ ) de um material.



Fonte: Adaptado TELFORD, (1990).

A Figura 3 mostra a distribuição de resistividade elétrica para diversos materiais geológicos. Portanto podemos identificar a partir de um contexto geológico quais litologias pertence cada resistividade elétrica encontrada. Por exemplo, uma litologia que tenha resistividade elétrica em torno de  $100 \Omega\text{m}$  e outra com  $3000 \Omega\text{m}$  podem ser caracterizadas como um arenito e uma rocha ígnea, respectivamente.

Figura 3 – Resistividade Elétrica dos Materiais Geológicos.



Fonte: Adaptado PALACKY, (1987)

### 3.3 Fundamentos Teóricos dos Métodos Eletromagnéticos

Usando as leis de Maxwell (HAYT e BUCK, 2013) podemos medir os campos elétricos e magnéticos e a partir deles estimar a resistividade elétrica dos meios litológicos em subsuperfície.

Os campos podem ser descritos pelas seguintes equações:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3)$$



$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (4)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad (6)$$

Onde,

$\vec{E}$  → Campo Eltrico [V/m]

$\vec{B}$  → Campo Magntico [T]

$\vec{H}$  → Campo Magnetizante [A/m]

$\vec{J}$  → Densidade de Corrente [A/m<sup>2</sup>]

$\vec{D}$  → Campo de Deslocamento Eltrico [C/m<sup>2</sup>]

$\rho_f$  → Densidade de Carga [C/m<sup>3</sup>]

$t$  → Tempo [s]

Obedecendo as relações de contorno para um meio isotrópico temos as seguintes relações (equações constitutivas):

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (7)$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (8)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (9)$$

$\mu$  → Permeabilidade Magntica [H/m]

$\varepsilon$  → Permissividade Eltrica [F/m]

$\sigma$  → Condutividade Eltrica [S/m]

Cada escalar das equações anteriores são características que dependem do meio em que a onda se propaga. Para a crosta  $\mu = 1, 2566 \times 10^{-6}$  H/m e  $\varepsilon = 8, 85 \times 10^{-12}$  F/m; esses parâmetros funcionam como tensores em um meio anisotrópico que variam em função do





tempo. Considerando para os trabalhos de investigação o meio supõe-se ser isotrópico, assim, tornando estáticos os tensores.

Através das propriedades dos meios isotrópicos podemos reescrever as equações 3 e 4 usando as equações constitutivas 7, 8 e 9.

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (11)$$

Derivando a equação 11 no tempo, multiplicando por  $\mu$  e usando a equação 10 temos:

$$\frac{\partial(\nabla \times \vec{H})}{\partial t} = \frac{\partial(\sigma \vec{E})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left( \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)$$

$$\frac{\nabla \times \partial \vec{H}}{\partial t} = \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$$

$$\mu \frac{\nabla \times \partial \vec{H}}{\partial t} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$$

$$-\frac{\mu}{\mu} \nabla \times \nabla \times \vec{E} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$$



$$-\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (12)$$

Usando a identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{A} = -\nabla^2 \vec{A} + \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) \quad (13)$$

Podemos reescrever a equação 6 considerando, que para meios homogêneos e isotrópicos não há troca de carga entre ele e a densidade de carga,  $\rho_f$ , é zero assim:

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad (14)$$

Portanto:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\nabla^2 \vec{E} + \nabla(\nabla \cdot \vec{E}); \quad \text{onde} \quad \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) = 0 \quad (15)$$

Substituindo [15] em [12] temos:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (16)$$

De forma análoga podemos verificar que:

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} = 0 \quad (17)$$

Seguindo a dedução das equações como demonstrado no trabalho de DIDANA (2010), podemos verificar que:

$$E_x = Ae^{-\nu kz} + Be^{\nu kz} \quad (18)$$



$$H_y = \frac{k}{\omega\mu_0} (Ae^{-ikz} + Be^{ikz}) \quad (19)$$

Onde  $k^2 = i\omega\mu_0\sigma$ .

Os coeficientes A e B são parâmetros de ajuste e dependem da condição de contorno dos dados.

### 3.4 Resposta do Método Magnetotelúrico

Outro conceito importante é o tensor impedância. Ele é descrito como uma relação entre os campos elétricos e magnéticos, análogo a Lei de Ohm (HAYT e BUCK, 2013) que apresenta resistência à passagem de corrente. O tensor impedância é descrito em função da frequência angular, através da transformada de Fourier (BRACEWELL e BRACEWELL, 1986). A transformada de Fourier gera um número complexo, portando o tensor recebe um valor real e outro imaginário.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (20)$$

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \quad (21)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \quad (22)$$

### 3.5 Dimensionalidade das Estruturas da Terra

As respostas magnetotelúricas são intimamente dependentes da distribuição parcial da resistividade elétrica no meio estudado, em especial entre as relações de seus componentes que são reduzidas a expressões específicas. As distribuições espaciais citadas, são conhecidas como estruturas geoeletricas (dimensionalidades), podendo ser distribuídos em unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D). Ressalta-se que uma importante interpretação das informações dos dados MT dá acesso à dimensão dessas estruturas geoeletricas, a partir do conhecimento dessa dimensão, a escolha da interpretação quantitativa será realizada (SANTOS, 2012).

#### 3.5.1 Terra Unidimensional (1D)

Para o modelo de Terra 1D considera-se que a resistividade elétrica varia apenas em uma direção, ou seja, a resistividade elétrica varia com a profundidade. A matriz impedância para esse modelo tem a sua diagonal principal igual a zero.

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (23)$$

Isso significa que a resistividade elétrica nas duas direções são iguais porem a fase entre elas são opostas.

Substituindo [18] e [19] na equação 21, obtemos:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = \frac{\omega\mu_0}{k} \quad (24)$$



Elevando o módulo ao quadrado da equação 24, temos:

$$\left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \left| \frac{\omega\mu_0}{k} \right|^2 = \frac{\omega\mu_0}{\sigma} \quad (25)$$

Portanto:

$$\frac{1}{\sigma} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \rho \quad (26)$$

A onda sofre influência de todas as camadas que percorre, sendo assim, a resistividade elétrica é classificada como aparente nos pontos em que ela representa o valor de todo o pacote. Assim:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z|^2 \quad (27)$$

A fase do tensor impedância é definido como sendo o arco tangente da parte imaginária sobre a parte real na matriz complexa do tensor.

$$\phi = \arctg \left( \frac{\text{Im } Z}{\text{Re } Z} \right) \quad (28)$$

A equação 29 mostra a relação entre a profundidade ( $\delta_f$  [m]), frequência ( $f$  [Hz]) e a resistividade aparente ( $\rho_a$  [ $\Omega \cdot m$ ]), essa profundidade é chamada de *skin-depth* (HAYT e BUCK, 2013).

$$\delta_\omega = \frac{1}{\text{Re}(k)} \quad \delta_\omega = \frac{1}{\text{Re}(\sqrt{i\omega\mu_0\sigma})} \quad \delta_\omega = \sqrt{\left(\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}\right)} \quad (29)$$

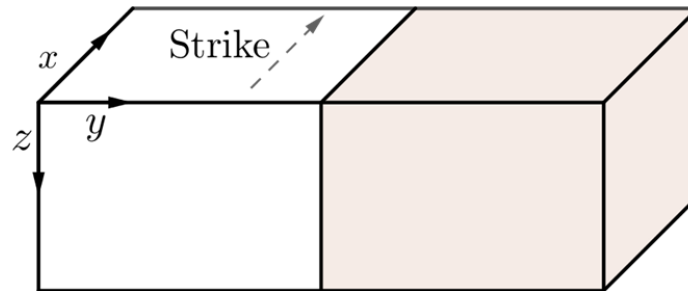
$$\delta_\omega = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \rightarrow \delta_f \approx 500 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (30)$$

Essa relação mostra que para uma mesma profundidade, variando a resistividade aparente a frequência é alterada.

### 3.5.2 Terra Bidimensional (2D)

O modelo de Terra 2D é caracterizado pelo contato vertical entre dois meios de diferentes resistividades elétricas. Se o contato é paralelo ao eixo  $x$  então é definido a direção do *strike* no eixo  $x$ . A direção deve ser paralela ao plano de contato, ou seja, onde a condutividade elétrica é constante (Figura 4).

Figura 4 – Modelo de Terra 2D para a resistividade elétrica variando na direção y.



$$\sigma_1 < \sigma_2$$

$$E_{y_1} > E_{y_2}$$

Fonte: Adaptado (DIDANA, 2010)

Devido a essa diferença entre as resistividades elétricas polarizamos os campos em TE (Transversal Elétrico) e TM (Transversal Magnético). Para esse modelo temos o tensor impedância como:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (31)$$

Assim cada polarização pode ser escrita como:



$$\text{TE} = \begin{cases} \frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = -i\omega B_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = i\omega B_y \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu\sigma E_x \end{cases} \quad (32)$$

$$\text{TM} = \begin{cases} \frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu\sigma E_z \\ -\frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu\sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega B_x \end{cases} \quad (33)$$

### 3.5.3 Terra Tridimensional (3D)

Na maioria das condições geológicas o modelo se comporta como 3D, isso implica que a condutividade elétrica varia ao longo das três direções ( $\sigma = \sigma_{x,y,z}$ ). Assim, não será possível encontrar uma direção para quais os elementos em diagonais se anulem em todos os períodos (SANTOS, 2012).

A matriz do tensor impedância é então calculada com todos os termos.

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (34)$$



## 4 MATERIAIS E MÉTODO

Para alcançar os objetivos propostos por esse trabalho, a metodologia a ser aplicada consta de reprocessamento e modelagem dos dados de 12 sondagens magnetotelúricas. Os programas utilizados são disponibilizados pelo site MTnet, (2018). O site MTnet é uma comunidade que reúne diversos programas para processamento de dados MT, para fins acadêmicos.

Para que sejam contornados problemas na aquisição dos dados são realizadas várias medições chamadas de bandas, e cada uma é configurada com uma taxa de aquisição diferente, a Figura 5 mostra as taxas de aquisições frequentemente usadas.

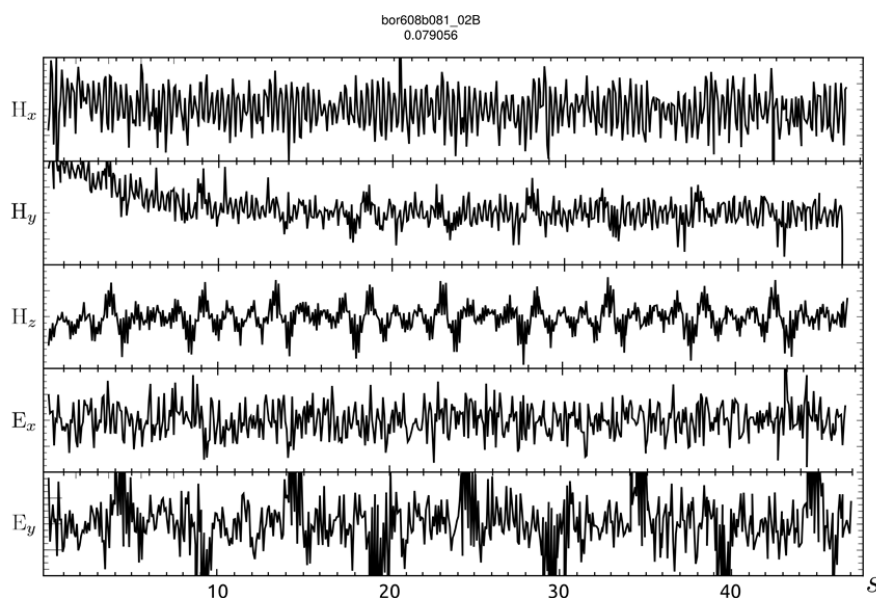
Figura 5 – Distribuição de aquisições para equipamentos ADU06 e ADU07.

Equipamento	Banda	Taxa de Aquisição [ $H_z$ ]
ADU06	A	65536
	B	4096
	F	Livre
	C	64
	D	2
ADU07	65536H	65536
	4096H	4096
	128H	128
	4H	4

Para se obter a matriz impedância é necessário efetuar a aquisição das componentes dos campos elétricos e magnéticos separadamente. Essas componentes são

registradas em [mV /Km] e em [nT ] para os campos elétricos e magnéticos respectivamente e são chamadas de séries temporais. As cinco séries temporais ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ ) são armazenadas em um arquivo binário com extensão padrão TS (Figura 6).

Figura 6 – Series Temporais das cinco componentes contidas no arquivo TS.



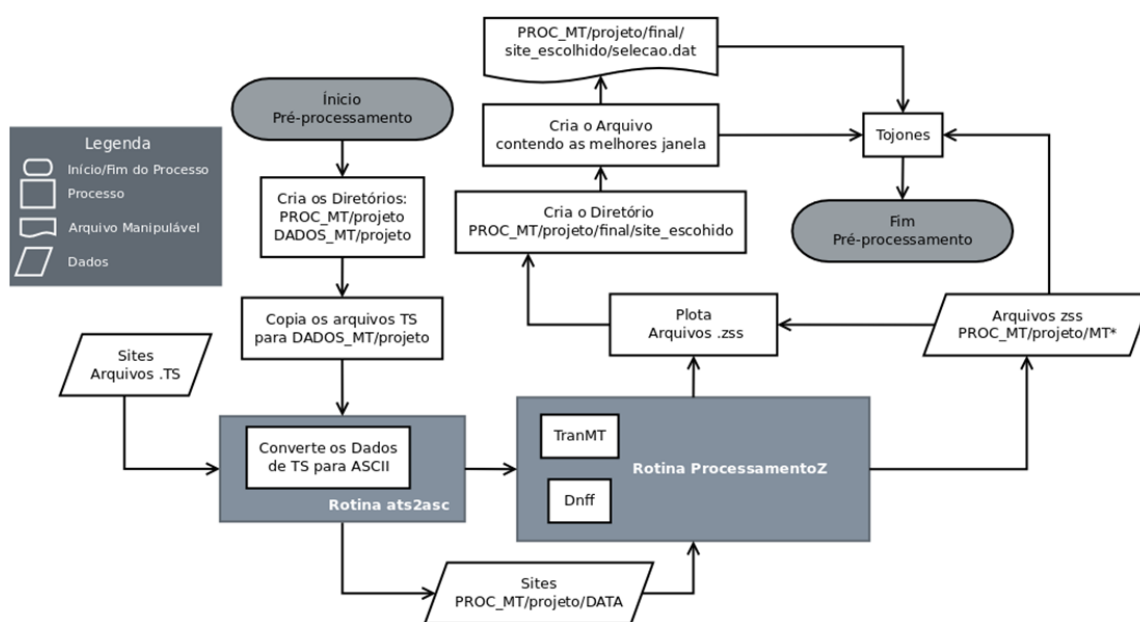
A matriz impedância é obtida através das componentes  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $E_x$  e  $E_y$ . Porém as mesmas devem estar no domínio da frequência angular. As séries temporais são obtidas com taxas de aquisições diferentes, isso implica que o tempo de leitura também será diferente. Esse fato propicia que sejam feitas várias leituras com a mesma taxa no mesmo ponto. As leituras são chamadas de rodadas.

O pré-processamento compreende as seguintes etapas:

- ✓ conversão os dados de binários para ASCII, para que possam ser manipulados facilmente;
- ✓ utilização da transformada de Fourier para mudar o domínio dos dados de tempo para frequência angular;
- ✓ filtrar e escolher as melhores rodadas, ou seja, as séries que tiverem a maior coerência e menor ruído.

A Figura 7 ilustra todas as etapas de pré-processamento e as subseções a seguir mostra quais os programas utilizados atualmente e como eles atuam sobre os dados.

Figura 7 – Fluxograma de Pré-processamento.



Os arquivos TS são binários não formatados, sendo que cada linha do arquivo é composta por 80 caracteres. O comando `ats2asc` (EGBERT, 1997) é usado para a conversão dos dados. Ele efetua a leitura do arquivo, a conversão para ASCII e a separação do arquivo em diferentes diretórios.

O programa `Dnff` faz parte do pacote EMTF (EGBERT, 1997). O pacote EMTF compõem rotinas de mudança de domínio dos dados e processamentos estatísticos para remoção de ruídos. O `Dnff` é responsável por fazer a transformada discreta de Fourier sobre os dados e aplicar os coeficientes de Fourier que ajustam os problemas de reverberação.

O programa `TranMT` também faz parte do pacote EMTF e é responsável por fazer os tratamentos estáticos sobre o dado, removendo *outliers* (pontos muito distantes da curva de tendência) e aumentando a relação sinal/ruído. A saída do programa `TranMT` são arquivos ZSS (formato padrão adotado por Egbert, 1997) contendo os valores de impedância e fase para cada janela. As janelas são como taxas de aquisições dentro dos arquivos obtidos em campo. Essas podem ser configuradas pelo usuário ajustando a melhor representação dos dados em função da taxa de amostragem de aquisição em campo.

Outro programa utilizado é o `Tojones` (JONES, 1994). Ele extrai as informações dos arquivos ZSS de diferentes janelas e mescla os mesmo em um único arquivo *J-format*, onde, esses arquivos são usados para plotar as pseudossecções e outras rotinas como o `Rho+` (PARKER e BOOKER, 1997) e programas de inversão.

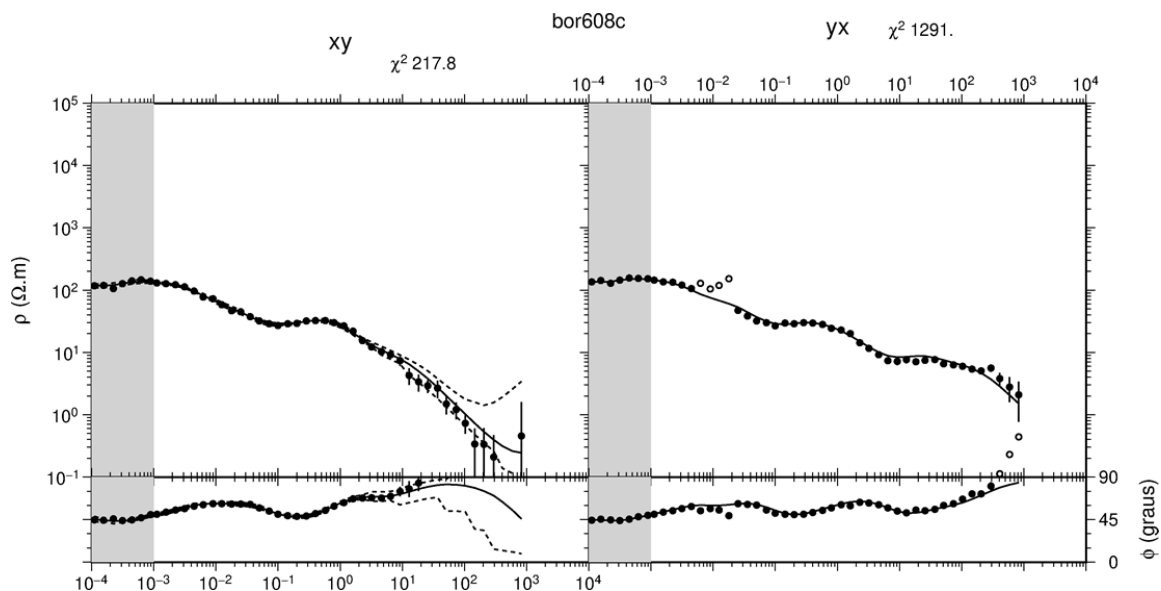
O grupo GEOMA do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) oferece um treinamento para processamento do magnetotelúrico para alunos e colaboradores. Os *scripts* oferecidos para o processamento MT foram desenvolvidos pelo GEOMA. A

natureza dos pacotes são *scripts* escritos em Shell, Python, C++ que utilizam o programa GMT (NATIONAL SCIENCE FOUNDATION, 2018) para plotagem dos gráficos. Os *scripts* auxiliam na utilização dos programas já citados, visto que a saída de um programa é a entrada do próximo. Um exemplo é o programa utilizado para processamento do tensor impedância ( $Z$ ), que prepara os dados para as rotinas Dnff e TranMT. Ele ajusta os parâmetros necessários para esses programas e trabalha com os dados de forma padrão auxiliando o usuário na utilização dos pacotes.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

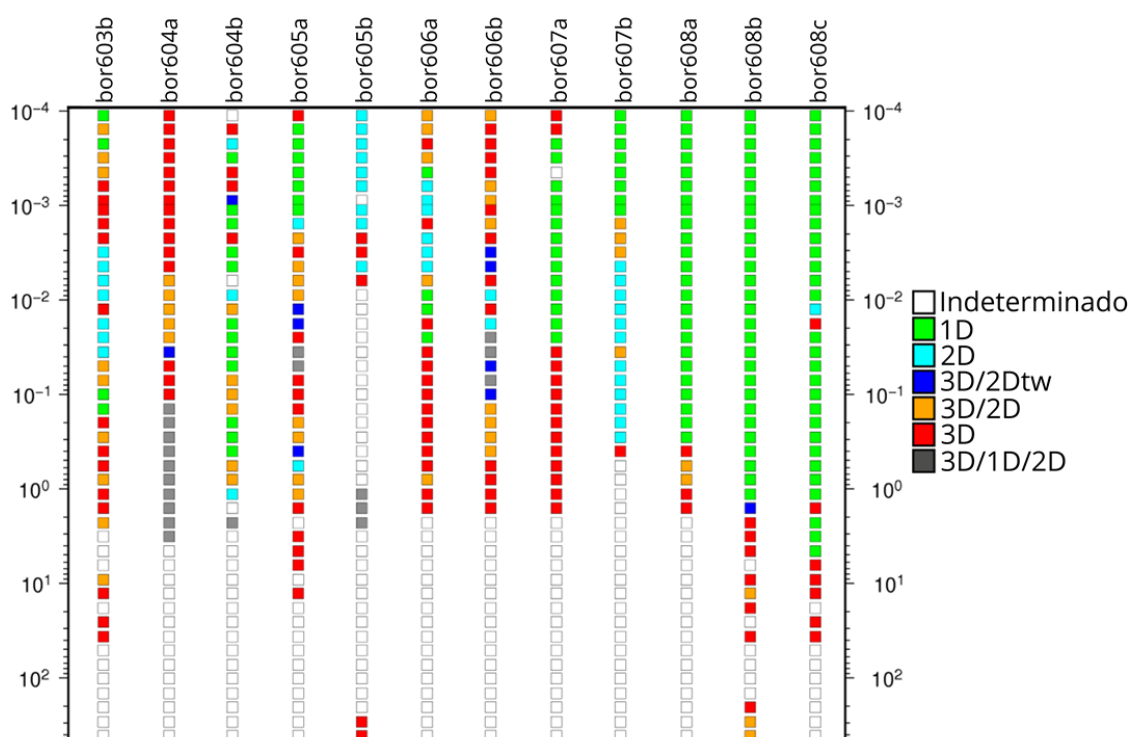
A consistência das respostas magnetotelúricas obtidas com o processamento robusto, foi obtida por meio do programa Rho+ (PARKER e BOOKER, 1996). O programa Rho+ expande a possibilidade de comparação entre as curvas de resistividade aparente medida e as curvas calculadas a partir das fases, ao permitir obter curvas interpoladas de resistividade aparente e fase que se ajustam a modelos unidimensionais (1D) ou bidimensionais (2D) (SANTOS, 2012). A Figura 8 apresenta a correção entre as curvas de resistividade e fase experimentais, calculadas a partir das componentes XY e YX do tensor de impedância, e aquelas geradas pelo programa Rho+.

Figura 8 – Correção Rho+ para a estação bor608c.



Uma vez estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado. Para verificar a dimensionalidade das estruturas regionais foi aplicado o código **WALDIM** (MARTÍ *et al.* 2009) . Esse código utiliza algoritmos e testes estatísticos para classificar a estrutura geolétrica como 1D, 2D, 3D e quatro modelos de superposições (3D/2D com uma torção do tensor de impedâncias, estruturas 3D/1D-2D, estruturas 3D/1D-2D mas resultando em um tensor Z diagonal e um 3D/2D geral) (SANTOS, 2012). Após realizar o pré-processamento das 12 estações propostas, foram obtidas as seguintes distribuições de dimensionalidade (Figura 9).

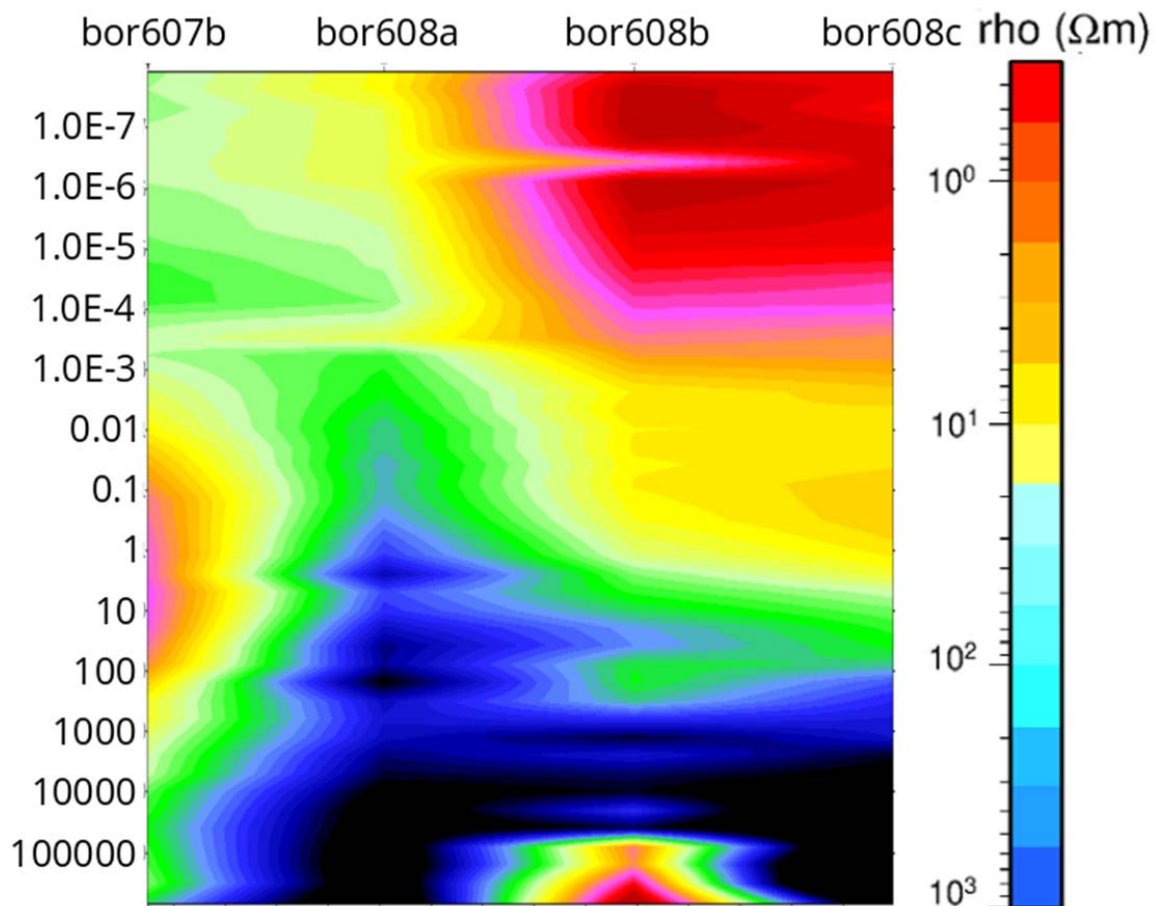
Figura 9 – Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil bor6 com base no **WALDIM** em função do período.



De acordo com a Figura 9 observar-se que parte significativa dos dados obedece uma condição 3D. Apenas dados das estações que estão localizadas na região da Bacia do Jatobá (bor607b, bor608a, bor608b e bor608c) apresentam características 1D. A partir desses resultados, foram selecionadas as estações 07b, 08a, 08b e 08c para gerar uma pseudosseção e rodar o modelo de inversão 1D.

A resposta de um perfil magnetotelúrico é normalmente apresentada em forma de pseudosseções. As mesmas consistem de seções das componentes do tensor impedância (resistividade aparente e/ou fase) em função do período do sinal, e não da profundidade. A Figura 10 apresenta uma pseudosseção de resistividade aparente para as estações 07b, 08a, 08b e 08c. A anomalia condutiva observada na região pode ser explicada pela presença da Bacia do Jatobá e estar relacionada ao pacote sedimentar que compõe a mesma.

Figura 10 – Pseudosseção das estações: bor607b, bor608a, bor608b e bor608c.

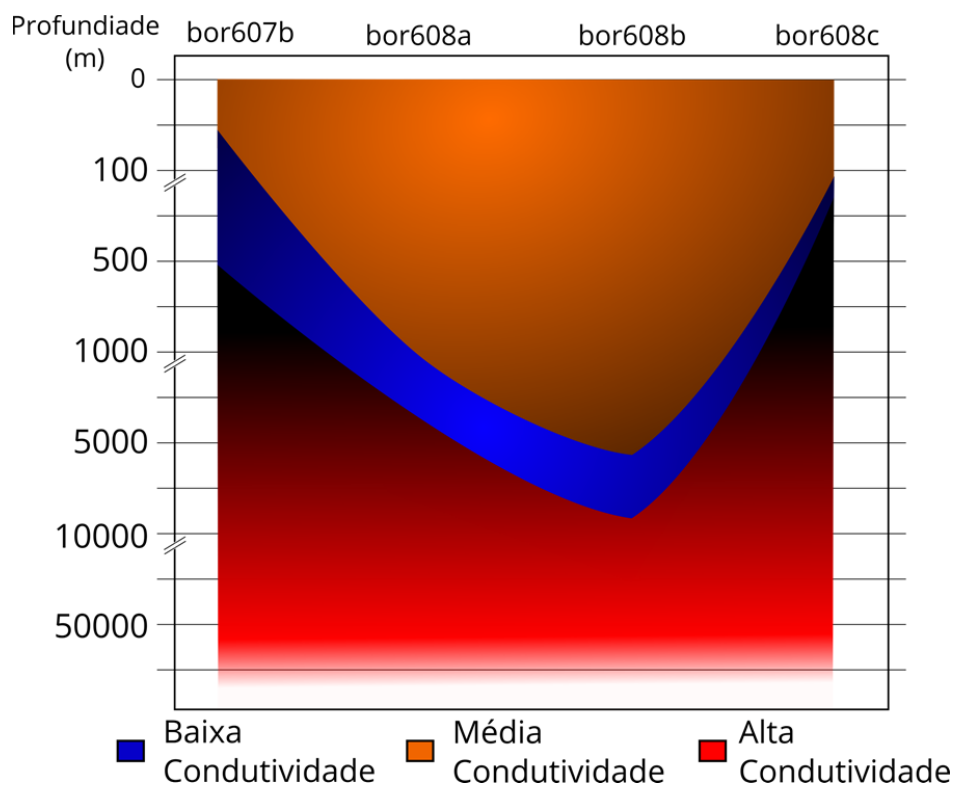




Embora seja considerada uma análise qualitativa, analisar pseudosseções dão uma impressão inicial da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície (SANTOS, 2012). Essa análise inicial é importante para as próximas etapas de um processamento completo dos dados magnetotelúricos, além de indicar qual melhor opção de inversão para o dado analisado.

Na figura 11 apresentamos o resultado obtido com a inversão das estações bor607b, bor608a, bor608b e bor608c. Observando o modelo apresentado, podemos dividir a distribuição de condutividade em três partes distintas: iniciando com media condutividade, seguido de baixa condutividade e alta condutividade. Por meio das análises dos dados de inversão 1D na direção XY, podemos observar que a Bacia do Jatobá apresenta profundidade aproximada de 5 km. Esse resultado corrobora o estudo realizado por Santos (2012), onde foi inferido para Bacia do Jatobá, profundidade de 4 km na região do seu depocentro. Após essa profundidade, o perfil apresentou um comportamento 2D. Esse fenômeno proporciona diferentes resultados. Assim foi possível mapear a região da Bacia do Jatobá devido ao seu comportamento 1D. A partir do modelo gerado foi possível, ainda, observar uma anomalia de alta condutividade abaixo da Bacia do Jatobá. Essa estrutura geolétrica, foi evidenciada por Santos (2012) e caracterizada como uma crosta fraturada preenchida por fluidos salinos provenientes da bacia sobrejacente.

Figura 11 – Modelo de camadas para estações bor607b, bor608a, bor608b e bor608c.



## 6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio do método magnetotelúrico foi possível investigar características de condutividade/resistividade em subsuperfície. Zonas anômalas foram localizadas, no perfil estudado e seus valores obtidos. Este resultado comprova a viabilidade da utilização do método MT como uma alternativa capaz de fornecer informações geofísicas relevantes na região de bacias sedimentares. Os dados de indução eletromagnética analisados, sugerem

uma regiões geoeletricamente heterogêneas com estrutura condutiviva na região da Bacia do Jatobá. Essa estrutura superficial, condutiviva, foi correlacionada com pacote sedimentar mapeado nessa área. Como as demais estações fora da Bacia apresentam características 2D/3D, recomenda-se a continuidade dos estudos MT (modelagem 2D/3D), com objetivo de medir a espessura da crosta e confirmar as estruturas geoeletricas sugeridas pelo estudo.



## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R.; **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. 1981. *Earth Sciences Reviews*, v. 17, p.1-29.

BARBOSA, A. N. **Estudo Magnetotelúrico na Região Centro-Sul da Província Borborema**. 2017. Trabalho de Conclusão de Curso, Unipampa, 73p.

BRACEWELL, R. N.; BRACEWELL, R. N. **The Fourier transform and its applications**. [S.l.]: McGraw-Hill New York, 1986.

CAGNIARD, L.; **Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting**. 1953. *Geophysics*, v. 18, p.605-635.

CPRM. 2003, **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**. Folha n.º 26, Aracaju - SC24.

DIDANA, Y. L. **Multidimensional Inversion of MT data from Krýsuvík High Temperature Geothermal Field, SW Iceland, and study of how 1D and 2D Inversion can Reproduce a given 2D/3D Resistivity Structures Using Synthetic MT Data**. 2010, Dissertação (Mestrado) — Faculty of Earth Sciences University of Iceland, Reykjavik, Iceland, 133 p.

EGBERT, G. D.; **Robust multiple-station magnetotelluric data processing**. 1997. *Geophysical Journal International*, v.130, p.475-496.

GMT NATIONAL SCIENCE FOUNDATION. **GMT The Generic Mapping Tools**. 2018. [Online; acessado em Maio, 2018]. Disponível na Internet: <<http://gmt.soest.hawaii.edu/>>.

HAYT, W. H.; BUCK, J. A. **Eletromagnetismo**. 8. ed. Porto Alegre, Brazil: AMGH Editora Ltda., 2013.

JONES, A. G. **Magnetotelluric Data File J-format**. 1994. [Online; acessado em Junho, 2018]. Disponível na Internet: <<http://mtnet.info/docs/jformat.txt>>.

MARTÍ, A.; QUERALTI, P.; LEDO, J.; **WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor.** 2009. *Computers and Geosciences*, v. 35, p.2295-2303.

MEDEIROS, V. C. de; **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil.** 2004. 199 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geodinâmica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MTnet. **MTnet.** 2018. [Online; acessado em Maio, 2018]. Disponível na Internet: <<http://mtnet.info/main/source.html>>.

PADILHA, A. L.; VITARELLO, I.; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A.; **Deep magnetotelluric signatures of the early Neoproterozoic Cariris Velhos tectonic event within the Transversal sub-province of the Borborema Province, NE Brazil.** *Precambrian Research*, v. 275, p. 70-83, 2016.

PALACKY, G. J. **Electromagnetic Methods in applied Geophysics.** 1. ed. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1987. 53-130 p.

PARKER, R. L.; BOOKER, J. R.; **Optimal One-Dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurement.** *Physics of earth and planetary interior*, 1996. p.269-282

SANTOS, A. C. L.; **Imageamento Magnetotelúrico de Estruturas da Litosfera na Porção SE da Província Borborema.** 2012. 159 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

SANTOS, A. C. L.; PADILHA, A. L.; FUCK, R. A.; PIRES, A. C. B.; VITARELLO, I.; PÁDUA, M. B.; **Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil.** *Tectonophysics*, [s.l.], v. 610, p.39-50, jan. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.10.008>.



TELFORD, W. M. **Applied Geophysics**. New York, USA: British Library Cataloguing, 1990.

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

USSAMI, N.; KARNER, G. D.; BOOT, M. H. P.; **Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of TUCANO-Gabon basin system**. 1986. Letters to Nature, v. 322. p.629-632.

VAN SCHMUS, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J & Guimaraes, I.P., 2008. **Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt**. In Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Witt, M.J.