



**MODELO UNIDIMENSIONAL DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS SOB A
BACIA TUCANO CENTRAL E BLOCO SERRINHA NO NORDESTE DO BRASIL**

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

Paulo Roberto dos Santos (UNIPAMPA, Bolsista PIBIC/CNPq)

E-mail: probsanto@gmail.com

Antonio Lopes Padilha (DIDGE/INPE, Orientador)

E-mail: antonio.padilha@inpe.br

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

E-mail: andrea.matos@inpe.br

Julho de 2019

RESUMO

O presente trabalho, vinculado ao projeto PIBIC “Estudo de indução eletromagnética na região da bacia do Tucano, NE do Brasil”, teve como objetivo o mapeamento de estruturas geoeletricas sob as regiões da província Borborema (porção SO) e do cráton do São Francisco (E), região nordeste do Brasil. Para isso, foi empregado o método geofísico magnetotelúrico (MT), comumente utilizado para investigar variações da condutividade elétrica no interior da Terra. A campanha magnetotelúrica correspondente ao trabalho foi realizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Foram processadas 14 estações MT dispostas ao longo de um perfil de aproximadamente 160 km, que secciona perpendicularmente a bacia sedimentar Tucano Central e o bloco Serrinha. Esses dados foram processados e modelados em 1D usando as técnicas mais avançadas atualmente disponíveis para uso acadêmico e que permitiram determinar a distribuição de resistividades elétrica para a subsuperfície da região de medidas. O modelo proposto exhibe uma anomalia condutora rasa ao longo do perfil, relacionada ao pacote sedimentar na bacia Tucano Central. Uma seção vertical do modelo proposto mostra também a presença de condutores localizados a 10 km de profundidade na região do bloco Serrinha (cráton do São Francisco). Esses resultados são incomuns, pois espera-se que blocos cratônicos devam ser predominante resistivos até grandes profundidades. A principal estrutura condutora observada situa-se sob a bacia Tucano Central, estendendo-se para sudeste sob o terreno Sergipano. Nessas profundidades, os mecanismos de condução elétrica devem-se primordialmente à existência de condições apropriadas de interconexão entre minúsculos componentes das rochas que contenham minerais condutores, fluídos salinos e material volátil. Variações composicionais relacionadas à forte concentração de materiais condutores é uma hipótese provável e estaria relacionada à ocorrência de eventos tectônicos do passado que podem ter condicionado a formação da bacia.



Lista de Figura

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	8
Figura 2 - Mapa de domínios tectônicos e estruturas da província Borborema, do cráton do São Francisco e bacias sedimentares.....	10
Figura 3 – Mapa de geologia regional.....	12
Figura 4 - Interação do vento solar com a magnetosfera.....	15
Figura 5 – Espectro de amplitude do campo geomagnético, com identificação de algumas das principais fontes de pulsações do campo.....	16
Figura 6 – Representação ilustrativa referente aos fenômenos meteorológicos.....	17
Figura 7 – Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.....	18
Figura 8 - Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais.....	28
Figura 9 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.....	29
Figura 10 - Fluxograma de Processamento.....	34
Figura 11 – Curvas de resistividade aparente e fase (estação 102a) como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.....	37
Figura 12 - Pseudosseção da fase do tensor de impedância para a componente XY.....	40
Figura 13 – Pseudosseção da fase do tensor de impedância para a componente YX.....	40
Figura 14 – Pseudosseção da resistividade do tensor de impedância para a componente XY.	41
Figura 15 – Pseudosseção da resistividade do tensor de impedância para a componente YX.	41
Figura 16 – Gráfico de dimensionalidade elétrica para o perfil analisado.....	43
Figura 17 – Modelo 1D de condutividade elétrica para o perfil analisado.....	44

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

σ – Condutividade elétrica do meio

\vec{E} – Vetor campo elétrico

$\vec{\nabla}$ - Operador Nabla

\vec{D} – Vetor indução elétrica

\vec{B} – Vetor indução magnética

∂_t – Variação no tempo

\vec{H} – Vetor intensidade magnética

μ – Permeabilidade magnética do meio

ε – Permissividade Dielétrica do meio

μ_0 – Permeabilidade magnética no vácuo

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

ω – Frequência angular

δ – Profundidade peculiar (*Skin depth*)

ρ_a – Resistividade aparente

φ – Fase



1 INTRODUÇÃO.....	6
1.1 Objetivo.....	7
2 ÁREA DE ESTUDO.....	7
2.1 Contexto Geológico.....	9
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	13
3.1 Tipos de Fontes dos Campos de Indução.....	14
3.1.1 Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz).....	15
3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz).....	16
3.2 Faixa de Frequência.....	17
3.3 Princípios Físicos.....	19
3.3.1 As Equações de Maxwell.....	19
3.3.2 <i>Skin Depth</i> – Profundidades de Investigação.....	23
3.4 Dimensionalidade das Estruturas da Terra.....	24
3.4.1 Terra Unidimensional (1D).....	25
3.4.2 Terra Bidimensional (2D).....	25
4 MATERIAIS E MÉTODO.....	26
4.1 Resistividade Elétrica das Rochas.....	26
4.2 Aquisição Magnetotelúrica.....	28
4.3 Tensor Impedância.....	31
4.4 Processamento dos Dados.....	33
5 INVERSÃO.....	37
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38
6.1 Análise Qualitativa das Pseudosseções.....	38
6.2 Análise de Dimensionalidade.....	42
6.3 Inversão Unidimensional (1D).....	43
7 CONCLUSÕES.....	45
8 REFERÊNCIAS.....	46

1 INTRODUÇÃO

A investigação da litosfera continental utilizando métodos geofísicos tem revolucionado a visão da crosta e manto superior. Nos últimos anos tem ocorrido intenso debate sobre os modelos geológicos mais adequados que possam explicar a complexidade tectônica que envolve a litosfera sob província Borborema e o cráton do São Francisco localizados no nordeste do Brasil (ALMEIDA et al, 1976; SANTOS, 2012; SANTOS et al, 2014; PADILHA et al, 2016). O método magnetotelúrico (MT), proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953) é um método geofísico comumente utilizado para determinar a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. No Brasil, o uso do MT na prospecção ainda é incipiente, no entanto sua utilização no auxílio a outros métodos geofísicos tradicionais (sísmica e gravimetria) tem se destacado pela boa relação sinal/ruído e pelo baixo custo operacional, uma vez que o MT trabalha com fontes naturais e frequências que variam de entre 0,0001 a 10000 Hz. Por outro lado países como Austrália e Rússia tem o método magnetotelúrico como uma ferramenta importante nos estudos de subsuperfície. Nesses países há interesse acadêmico e socioeconômico em estudar a subsuperfície. Com isso, vários trabalhos nas áreas de prospecção mineral e de hidrocarbonetos foram realizados mostrando sua aplicabilidade (DENTITH et al, 2012; VARENTSOV et al, 2013; BERDICHEVSKY et al, 2015). Diferentes trabalhos tem sido realizados para compreender regiões de crosta e manto superior (STANLEY et al, 1985; OLIVEIRA e FONTES, 1991; FIGUEIREDO, 1997; ABARCA, 2005; HAUTOT et al, 2006; BIANCHI et al, 2010). Trabalhos em áreas de bacias sedimentares, utilizando MT tem sido amplamente realizados buscando compreender o comportamento geométrico nessas regiões (MEJU et al, 1999; LIMA, 2000; BATISTA et al, 2011; SANTOS e FLEXOR, 2013; ROCHA, 2016).

O escopo deste trabalho, vinculado ao projeto PIBIC “Estudo de indução eletromagnética na região da bacia do Tucano, NE do Brasil” teve como objetivo o

mapeamento de estruturas geolétricas sob as regiões da província Borborema (porção SO) e do cráton do São Francisco (porção E), região nordeste do Brasil. Para isso, foram processados, modelados unidimensionalmente e interpretados dados de 14 estações MT na região da bacia do Tucano Central e do bloco Serrinha.

1.1 Objetivo

O objetivo deste trabalho é a obtenção de parâmetros geolétricos em subsuperfície na região central da bacia do Tucano e do bloco Serrinha, por meio do método magnetotelúrico (MT).

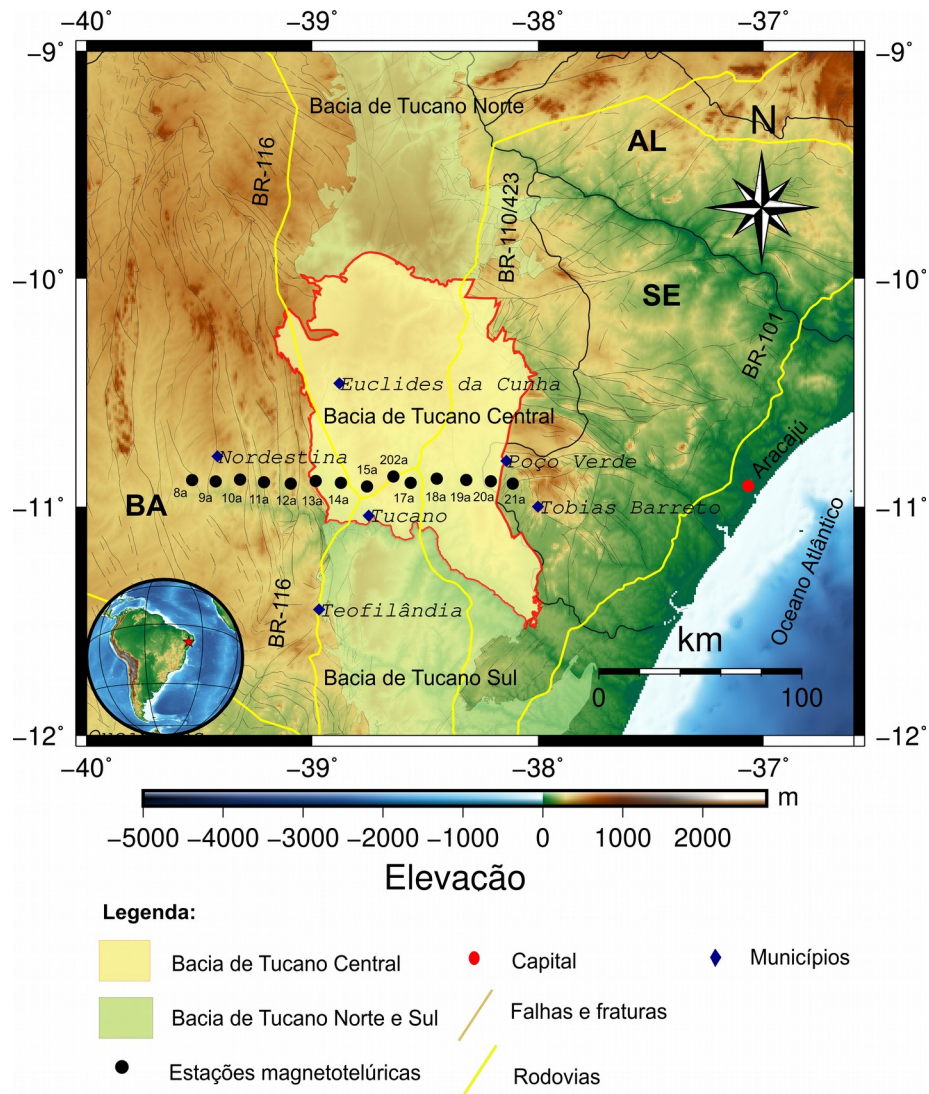
Os objetivos específicos referentes a esse trabalho são:

- a) Processar dados MT por meio de programas livres, disponíveis para comunidade acadêmicas, utilizando técnicas de análise espectral em séries temporais coletadas (processamento robusto);
- b) Mapear estruturas geolétricas em subsuperfície;
- c) Construir um modelo geolétrico 1D para região do perfil analisado.

2 ÁREA DE ESTUDO

A área onde esse estudo foi realizado está localizada entre os estados de Sergipe e Bahia, nordeste do Brasil. A bacia de Tucano Central possui uma área de 14.700 km² limitada a sul pela zona de acomodação do rio Itapicurú e a norte pelo alto Vaza Barris. A área dista cerca de 220 km a norte de Salvador com acesso pelas BR-110 e BR-116. O perfil magnetotelúrico, utilizado neste trabalho, se estende por cerca de 160 km partindo do município de Nordestina e se estendendo até o município de Tobias Barreto. Seccionando a porção central da bacia Tucano e o bloco Serrinha localizado na porção leste do cráton do São Francisco (Figura 1).

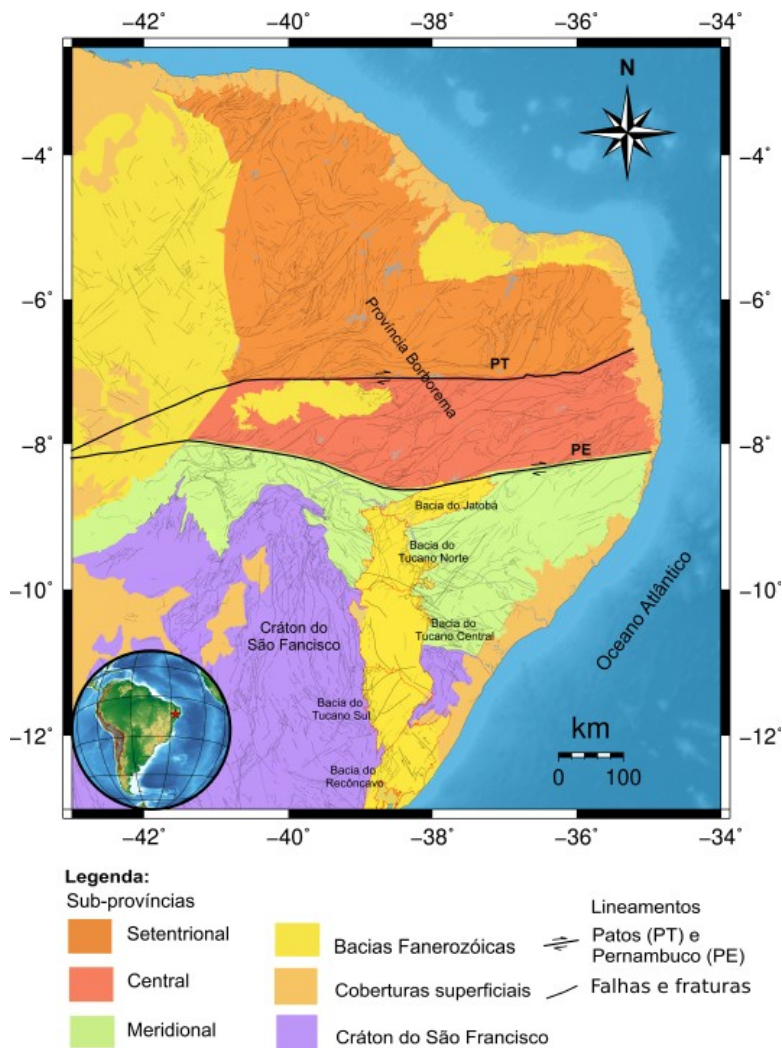
Figura 1 - Mapa de Localização da área de estudo



2.1 Contexto Geológico

A província Borborema está localizada no nordeste oriental do Brasil, limitado ao norte e leste por bacias sedimentares, a oeste com a bacia do Parnaíba e ao sul com o cráton do São Francisco. É constituída pela aglutinação de terrenos ao longo dos ciclos tectônicos meso e neoproterozoico. Segundo Kosin (2009), a província Borborema é composta por microplacas amalgamadas, decorrente de esforços tectônicos durante o neoproterozoico e Brasileiro. Segundo mesmo autor, a província é dividida em três subprovíncias: Setentrional, Zona Transversal e Meridional. Cada divisão destas subprovíncias é subdividida em domínios e subdomínios menores. Já os crátons são grandes porções da litosfera continental antigas e frias de mecanicamente resistentes. Isto lhes confere uma estabilidade de modo a não sofrerem com as orogêneses. O cráton do São Francisco (CSF) é um dos mais importantes e discutidos cráton do Brasil. Está localizado ao sul da província Borborema. É a unidade tectônica mais exposta da plataforma sul-americana abrangendo principalmente os estados de Minas Gerais e Bahia. Seu embasamento é constituído por rochas que tem mais de 1,8 Ga, (ALMEIDA et al, 1977). Coberto por áreas pré-cambrianas e fanerozóicas, dentre elas parte do Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), o cráton do São Francisco teve seus limites traçados e interpretados por faixas: a faixa Brasília limita-se a sul e a oeste, a faixa Rio Preto a noroeste, Riacho do Pombal e faixa Sergipana a norte, faixa Araçuaí a sudeste e a leste limita-se com as bacias de Almada, Camamú e Jacuípe, (ALMEIDA et al, 1977; ALMEIDA, 1981) (Figura 2).

Figura 2 - Mapa de domínios tectônicos e estruturas da província Borborema, do cráton do São Francisco e bacias sedimentares.



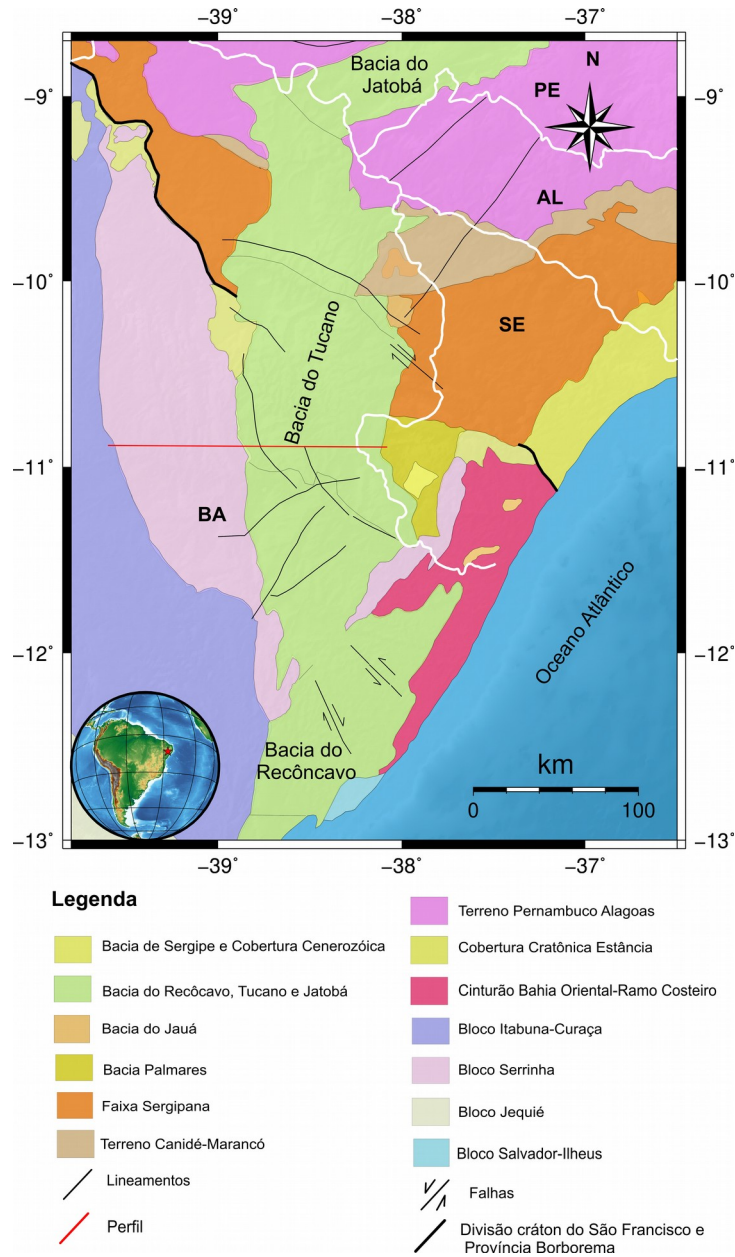
Fonte: Modificado de Oliveira (2008).

Segundo Barbosa e Sabaté (2004), a região norte do cráton do São Francisco compreende os blocos do Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaça. O bloco Serrinha, interesse deste trabalho, é composto por rochas do tipo migmatitos, ortognaisses e tonalitos

metamorfizados em fácies anfibolitos por vezes granulitos com idades entre 3,0 Ga a 2,9 Ga. (Figura 3). Essas rochas representam o embasamento das sequências vulcanossedimentares (greenstone belts do Rio Itapicuru e Capim), (RIOS, 2002). Já a formação do Sistema de Bacias Recôncano-Tucano-Jatobá -(SBRTJ) está relacionado ao processo de ruptura continental que separou a América do Sul e África durante o mesozóico (160-100 Ma) (MAGNAVITA, 1992). O SBRTJ está instalado entre o cráton do São Francisco e a província Borborema. Possui uma extensão de 545 km e 227 km de largura. Estende-se do estado da Bahia até o Pernambuco, com partes nos estados de Sergipe e Alagoas. Tem seus limites a Sul pela bacia do Camamu, a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco, a leste pelo Cinturão-Salvador-Esplanada e a oeste pelo bloco Itabuna-Salvador-Curaça e Serrinha.

A bacia Tucano, também interesse desse trabalho, é uma das bacias pertencentes ao SBRTJ, tem direção preferencial norte-sul, comprimento de cerca de 270 km e largura média de 80 km. Se sub-divide em três bacias: Tucano Norte, Central e Sul (COSTA et al, 2007) (Figura 3). A sub-bacia de Tucano Norte está dividida nos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó, constituídos por complexos ortognáissicos e sequências meta-vulcanossedimentares. Na faixa de dobramentos Sergipana, compreende rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas (COSTA et al, 2007). Na sub-bacia Tucano Sul o seu limite é dado pelo Alto do Aporá entre a Tucano sul e bacia do Recôncavo. As sub-bacias Tucano Sul e Central possuem no seu embasamento o cinturão Bahia Oriental. Este se divide em dois ramos: o costeiro formado por arcos magmáticos paleoproterozóicos e o intracontinental o qual compreende os blocos Serrinha, Itabuna-Salvador-Curaça, Jequié e Salvador Ilhéus, (KOSIN, 2009). A sub-bacia Central, representa um semi- gráben com acentuada simetria. Ela é a maior das sub-bacias, possui uma área de 14.700 km² e direção predominante N-S. Seus limites são marcados ao norte pela zona de acomodação vaza-Barris, ao sul zona de acomodação do rio Itapicuru; a leste, pela falha de Ajustina, que tem o maior rejeito do RTJ e a oeste pelo embasamento cristalino (MAGNAVITA et al, 2003).

Figura 3 - Mapa de Geologia Regional



Fonte: Modificado de Kosin (2009).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Proposto por Tikhonov (1950) e por Cagniard (1953), o método Magnetotelúrico (MT) caracteriza-se por medir simultaneamente o sinal elétrico e o sinal magnético na superfície da Terra, com a finalidade de se obter um modelo geoeletrico do interior do planeta (PÁDUA, 2004). As medidas obtidas através desses sinais, correlacionam-se com as variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade (SANTOS, 2012).

Para o desenvolvimento do método MT, alguns princípios e hipóteses foram assumidas referente a indução eletromagnética na Terra por Cagniard (1953) e outros diversos autores, disposta da seguinte forma por Simpson e Bahr (2005, p. 16, tradução nossa).

- I. As equações gerais de Maxwell para o eletromagnetismo são obedecidas.
- II. A Terra não gera energia eletromagnética, apenas a dissipa ou a absorve.
- III. Todos os campos (elétrico e magnético) devem ser tratados como conservativos e analíticos quando distantes de sua origem.
- IV. As fontes naturais utilizadas pelos campos eletromagnéticos, são gerados por sistemas de correntes ionosféricas de grande escala localizadas distantes da superfície terrestre, devem ser tratadas como ondas eletromagnéticas uniformes, plano polarizadas, que entram na Terra em uma incidência quase vertical. Esta suposição pode ser violada em regiões polares e equatoriais.
- V. Não é esperada uma acumulação sustentada de cargas elétricas livres dentro de uma Terra de multicamadas. Em uma Terra multidimensional, cargas podem se acumular seguindo descontinuidades. Isto gera um fenômeno não indutivo conhecido como *static shift*.
- VI. Cargas elétricas são conservadas, e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, seguindo a equação:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (1)$$

onde, \vec{J} é a densidade total da corrente elétrica ($A m^{-2}$), σ é a condutividade elétrica do meio ($S m^{-1}$) e \vec{E} é o campo elétrico ($V m^{-1}$).

- VII. O deslocamento do campo elétrico é quase estático para períodos de sondagens magnetotelúricas. Portanto, as correntes de deslocamento variáveis no tempo (decorrentes dos efeitos polarizantes) são insignificantes em comparação com as correntes de condução variáveis no tempo, o que promove o tratamento da indução eletromagnética da terra apenas como um processo de difusão.
- VIII. Qualquer variação na permissividade elétrica e na permeabilidade magnética das rochas são consideradas irrelevantes quando comparadas com as variações da condutividade elétrica no maciço rochoso.

3.1 Tipos de Fontes dos Campos de Indução

Os sinais eletromagnéticos (EM) naturais são gerados por diferentes fontes que vão do núcleo da Terra até às galáxias distantes e tem origem através de diferentes processos (VOZOFF, 1991). Na teoria do método MT leva em consideração as variações temporais dos campos elétrico e magnético naturais causadas pela incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da Terra (SANTOS, 2012).

As causas dessas variações temporais, que serão discutidas melhor nas subseções posteriores, classificam as ondas eletromagnéticas em dois tipos: as ondas eletromagnéticas de baixas frequências (menor que 1 Hz) e as ondas eletromagnéticas de frequências maiores (maior que 1 Hz). Quando as ondas EM chegam em superfície, elas sofrem reflexão e refração, a maior parte da energia envolvida nesse processo é refletida e a uma outra pequena parte percorre para o interior da Terra. Essa pequena parcela induz correntes telúricas em subsuperfície.

A resolução espacial da estrutura geoeétrica é limitada pela difusão das ondas eletromagnéticas no interior da Terra, enquanto a profundidade de penetração é limitada pela absorção exponencial da energia do campo incidente (MENEZES, 2013). Em geral, as

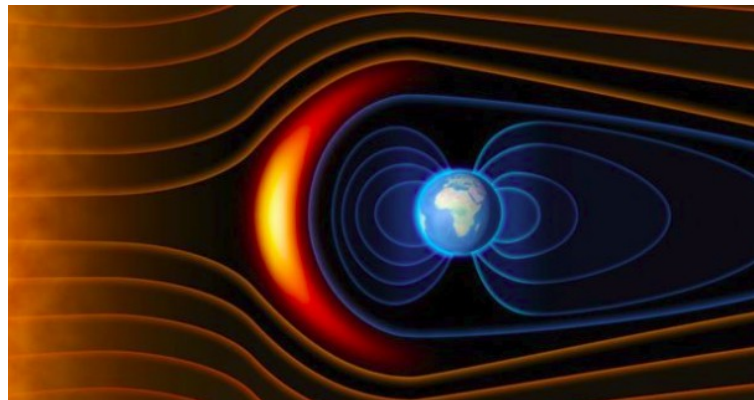
frequências utilizadas no MT estão no intervalo de 10^{-4} a 10^4 Hz, que correspondem aos períodos de 10000 s (segundos) e 0,0001 s, respectivamente.

3.1.1 Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz)

As fontes naturais que possuem frequências menores que 1Hz, são geradas através da interação da magnetosfera (campo magnético terrestre) e o vento solar (Figura 4). Destaca-se que por ser um processo lento, a variação secular do campo magnético não influencia nas campanhas magnetotélúricas.

Segundo Kaufman e Keller (1981) o vento solar consiste praticamente de hidrogênio ionizado, sendo um plasma constituído de prótons e elétrons. A interação das partículas ionizadas do vento solar com principal campo magnético terrestre não é constante e causam significativas variações no campo magnético externo. Essas interações dão origem a sistemas de correntes na ionosfera e magnetosfera, as quais podem ser vistas com uma forma de variações geomagnéticas na superfície terrestre conhecidas como pulsações geomagnéticas (MENEZES, 2013).

Figura 4 - Interação do vento solar com a magnetosfera.

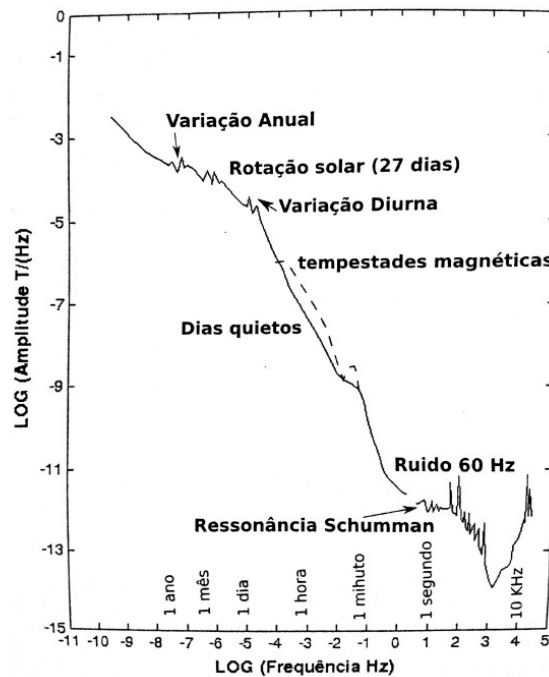


Fonte: Mori, (2019)

A figura a seguir (Figura 5) mostra o espectro de amplitude do campo magnético onde estão algumas das principais fontes do sinal magnetotélúrico. Cada uma possui um

período característico. Nota-se que nos períodos em que ocorrem tempestades magnéticas a energia do campo é maior do que em dias calmos.

Figura 5 - Espectro de amplitude do campo geomagnético, com identificação de algumas das principais fontes de pulsações do campo.



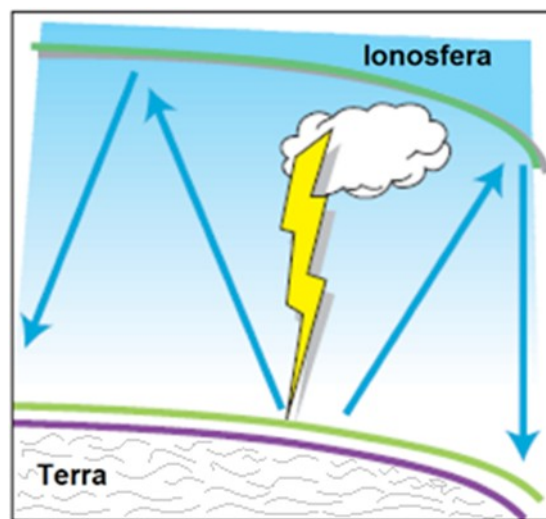
Fonte: Menezes (2013)

3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz)

As fontes Magnetotélúricas com frequências acima de 1Hz relacionam-se com os fenômenos meteorológicos na atmosfera (eletricamente neutras), ou seja, tempestades que ocorrem no planeta geram descargas originadoras de pulsos eletromagnéticos chamados de esféricas, principalmente na área entre os trópicos (MENEZES, 2013). Esses pulsos eletromagnéticos se propagam juntamente com as ondas geradas pela ionosfera e superfície terrestre. A Figura 6 é uma representação ilustrativa referente a esses fenômenos meteorológicos.

Em todo o planeta Terra, tempestades elétricas são formadas dispondo de energia, através das descargas elétricas, suficiente para campanhas magnetotélúricas no Brasil e ao redor do mundo. Entretanto, para essa energia ser utilizada, essas fontes de alta frequência devem estar localizadas longes da área da aquisição. Caso haja tempestades na região da campanha magnetotélúrica, a aquisição deverá ser interrompida para proteger os equipamentos (MENEZES, 2013).

Figura 6 – Representação ilustrativa referente aos fenômenos meteorológicos.



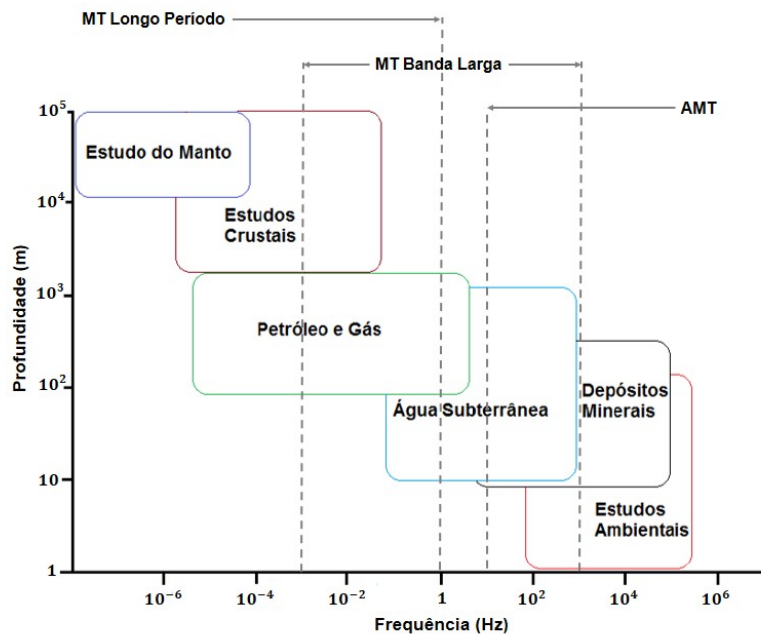
Fonte: Adaptado de Fontes (2010)

3.2 Faixa de Frequência

Os sinais eletromagnéticos naturais abrangem um espectro de frequência que varia entre 10^{-6} até 10^5 Hz. Como esta faixa é considerada muito extensa, o método MT é dividido em três diferentes grupos a partir das seguintes faixas de frequência: MT Longo Período, MT Banda Larga e Audiomagnetotélúrico (AMT). Segundo Ribeiro (2017), a escolha da faixa de frequência de operação depende da profundidade do alvo uma vez que baixas frequências tem um grande poder de penetração, enquanto que altas frequências se limitam a profundidades mais rasas, porém com maior resolução. A Figura 7 mostra as faixas de frequência para cada um desses grupos e os relacionam com suas aplicações.

No gama de frequência de Longo período, entre 1 a valores maiores que 100000 segundos, há a exigência de que a aquisição seja feita durante vários dias com o intuito de obter uma longa série temporal para então, prover estatística para o cálculo do tensor impedância nos períodos de interesse. Como a Figura 6 mostra, as ondas eletromagnéticas de baixa frequência penetram em grandes profundidades, embora haja perda de resolução, esses dados são geralmente empregados em estudos tectônicos regionais e globais.

Figura 7 – Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.



Fonte: Adaptado de Lopes (2010) e Ribeiro (2017)

A faixa de frequência da banda larga, como já dito, varia entre 0,001 Hz a 1000 Hz. Por estar numa região mais centralizada no gama de frequência, dados de Banda larga são aplicados em estudos regionais e de detalhes, meio ambiente, mineração e exploração de hidrocarbonetos. A duração de coleta dos dados de uma estação em campo varia de acordo com o objetivo da aquisição, quanto maior for a profundidade que se deseja alcançar maior será o tempo de aquisição da estação (MENEZES, 2013).

O audiomagnetotélúrico engloba a faixa de alta frequência, ou melhor, frequências acima de 10 Hz. Em geral, esse tipo de levantamento é empregado em escala de detalhe para investigações entre 500 a 1000 metros de profundidade para aplicações em estudos ambientais, geotecnia, água subterrânea e mineração.

3.3 Princípios Físicos

As equações e a fundamentação relacionados à teoria de indução eletromagnética estão detalhadamente descritas em Chave e Weidelt (2012).

3.3.1 As Equações de Maxwell

Como dito anteriormente, o método magnetotélúrico utiliza as variações naturais nos campos eletromagnéticos para sondar a estrutura geológica da Terra. Assim, uma interpretação das relações entre as componentes dos campos pode fornecer uma imagem da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície.

O conjunto de equações organizado por Maxwell, conhecido como equações de Maxwell, descreve a relação entre os campos magnéticos e elétricos, no domínio da frequência, independentemente de qual seja o meio em que esses campos estejam submersos. Assim, as equações de Maxwell apresenta-se no formato diferencial em situação de referência inercial de repouso ou movimento usando o sistema internacional (SI):

Lei de Gauss para o campo elétrico,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho \quad (2)$$

Lei de Gauss para o campo magnético,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

Lei de Faraday,

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\partial_t \vec{B} \quad (4)$$

Lei de Ampère com os termos de Maxwell,

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \partial_t \vec{D} \quad (5)$$

onde, \vec{B} é o vetor de indução magnética (W/m^2 ou T), \vec{H} é o vetor campo magnético (A/m), \vec{D} é o vetor da indução elétrica (C/m^2 ou N/Vm), \vec{E} é o vetor do campo elétrico (V/m ou N/C), \vec{J} é o vetor da densidade da corrente elétrica (A/m^2) e ρ é a densidade da carga elétrica (C/m^3).

A Lei de Faraday, expressa na equação (4), resume que o campo magnético, variando temporalmente, induz “flutuações” em campo elétrico circulando em loop fechado com eixo orientado na direção do campo indutor. Já a Lei de Ampère corrigida por Maxwell, equação (5), infere que uma corrente elétrica em loop fechado terá associado a ela um campo magnético proporcional ao fluxo de corrente total. Assim, em razão das baixas intensidades dos campos eletromagnéticos naturais podem ser usadas as seguintes relações:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \vec{D} = \epsilon \vec{E}, \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (6)$$

onde, ϵ é a permissividade elétrica (F/m), μ_0 é a permeabilidade magnética ($4\pi \times 10^{-7} H/m$ ou N/A^2) e σ é a condutividade elétrica do meio (S/m), esses são parâmetros característicos em que as ondas se propagam.

Assim, para a crosta terrestre utiliza-se os seguintes valores $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ e $\epsilon = \epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} F/m$. Esses valores estão relacionados com um dos pressupostos do método MT, o qual diz que as variações em ϵ e μ são irrelevantes comparadas com as variações da condutividade da rocha. Isso é aplicado em estudos de prospecção, ao supor que os meios são isotrópicos e estáticos deixando de lado qualquer dependência temporal dos parâmetros. Essa suposição é feita porque, em geral, os elementos ϵ , μ e σ são expressos como tensores em meios anisotrópicos e podem variar no tempo.

Supondo campos harmônicos com dependência temporal $e^{i\omega t}$, onde ω é a frequência angular, as derivadas temporais podem ser expressas no domínio da frequência como:

$$\frac{\partial}{\partial t} = i\omega. \quad (7)$$

Rearranjando as equações (4) e (5) a partir das relações indicadas em (6) e admitindo a suposição acima, obtemos as seguintes equações:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H} \quad (8)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = (\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E} \quad (9)$$

O primeiro termo do lado direito, equação (9), representa as correntes de condução e o segundo termo, desse mesmo lado, representa as correntes de deslocamento. A razão entre os dois tipos de corrente é dada por:

$$\frac{i\omega\epsilon\vec{E}}{\sigma\vec{E}} = \frac{\omega\epsilon}{\sigma} \quad (10)$$

Uma vez que o intervalo de frequências das sondagens MT está entre os valores de 1000 a 0,0001 Hz e as condutividades encontradas nos meios estudados estão na faixa de 0,1 a 10000 ohm.m, é possível desconsiderar as correntes de deslocamento, pois,

$$|i\omega\epsilon\vec{E}| \ll |\sigma\vec{E}| \quad (11)$$

Desse modo a equação (9) pode ser reduzida a:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma\vec{E} \quad (12)$$

Assim, a equação (12) demonstra que um campo magnético variando no tempo (\vec{H}) induz um campo elétrico (\vec{E}) que se propaga no interior da terra (correntes telúricas).

Para uma terra bidimensional (2D), os campos eletromagnéticos se decompõem em dois modos distintos de propagação de onda: o modo TE (*transversal electric*), no qual o campo elétrico (\vec{E}) possui componente somente na direção y ($0, E_y, 0$) e o campo magnético (\vec{H}) associado tenha as componentes na direção x e z ($H_x, 0, H_z$) e o modo TM (*transversal magnetic*) onde o campo elétrico possui componentes na direção x e z ($E_x, 0, E_z$), e o campo magnético somente na direção y ($0, H_y, 0$).

Calculando o rotacional em (8) temos:

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = -i\omega\mu\vec{\nabla} \times \vec{H} \quad (13)$$

Substituindo (12) em (13):

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma \vec{E} \quad (14)$$

Utilizando-se a propriedade do cálculo vetorial de identidade vetorial;

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{F}) = -(\vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla})\vec{F} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{F}) \quad (15)$$

temos:

$$-(\vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla})\vec{E} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma \vec{E} \quad (16)$$

que pode ser representa do por:

$$-\vec{\nabla}^2 \vec{E} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma \vec{E} \quad (17)$$

onde, $\vec{\nabla}^2$ é o operador Laplaciano.

Considerando-se a região sem nenhum tipo de sinal ou fonte eletromagnética;

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0 \quad (18)$$

temos:

$$-\vec{\nabla}^2 \vec{E} = -i\omega\mu\sigma \vec{E} \rightarrow \vec{\nabla}^2 \vec{E} = i\omega\mu\sigma \vec{E} \quad (19)$$

Assim, podemos representar a equação (19):

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} - i\omega\mu\sigma \vec{E} = 0. \quad (20)$$

A partir da suposição de que a onda plana está incidindo na superfície da terra, é possível desprezar as derivadas em relação a x e y. Dessa maneira:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0, \quad (21)$$

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0, \quad (22)$$

onde $k^2 = i\omega\mu$. Da equação (22) temos,

$$i\omega\mu H_x = \frac{\partial E_y}{\partial z}, \quad (23)$$

$$i\omega\mu H_y = \frac{\partial E_x}{\partial z}. \quad (24)$$

A solução das equações (21) e (22) é do tipo:

$$E(z) = A e^{-kz} + B e^{kz},$$

em uma terra estratificada em n camadas horizontais, haverá uma solução para cada camada. Assim, a solução para o campo E_x para a n -ésima camada é dada por:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-k_n z} + B_n e^{k_n z}, \quad (25)$$

substituindo (25) em (24) obtém-se:

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} \left(-A_n e^{-k_n z} + B_n e^{k_n z} \right). \quad (26)$$

Conforme a lei de ohm para campos eletromagnéticos, temos:

$$\vec{E} = \vec{Z} \vec{H} \quad (27)$$

logo:

$$\vec{Z} = \frac{\vec{E}}{\vec{H}} \quad (28)$$

Assim, dividindo a equação (25) pela (26) temos:

$$Z_x^n y(z) = \left(\frac{i\omega\sigma}{k_n} \right) \left(\frac{A_n e^{-i k_n z} + B_n e^{i k_n z}}{-A_n e^{-i k_n z} + B_n e^{i k_n z}} \right), \quad (29)$$

onde é $Z_x^n y(z)$ a impedância para o modo TM, para a n -ésima camada.

3.3.2 *Skin Depth* – Profundidades de Investigação

Devido sua grande extensão referente a faixa de frequência utilizado pelo MT, este método apresenta um amplo intervalo de profundidades de investigação. Cada faixa de frequência apresenta uma profundidade máxima de investigação, a qual é conhecida como *Skin Depth* (δ).

Em suma, o *skin depth* é definido como a expressão da profundidade de penetração dos sinais eletromagnéticos (EM) no interior da Terra, onde a amplitude da onda

eletromagnética decai a $\frac{1}{e}$ do seu valor em superfície, e é dependente do período de oscilação da onda e da resistividade elétrica do meio.

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{\frac{1}{2}} = 0,503 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \text{ (km)} \quad (39)$$

Onde σ é a condutividade elétrica do meio (S/m), ω é a frequência angular (rad/s), f é a frequência linear (Hz), μ é a permeabilidade magnética (H/m) e ρ é a resistividade elétrica do meio (Ωm).

Assim, as ondas EM penetram a grandes profundidades, para rochas mais resistivas e para frequências mais baixas. Entretanto, na prática, sabendo que o interior da Terra não é homogêneo, utiliza-se o *skin depth* somente como referência para o cálculo do amortecimento que os sinais EM sofrem ao se propagarem em um meio resistivo. Em consequência, utilizam-se técnicas alternativas para estimar a profundidade de propagação dos sinais empregados por diferentes métodos EM, sendo assim os limites de confiabilidade dos modelos derivados dos dados experimentais sobre a distribuição de condutividade elétrica (MENEZES, 2013).

3.4 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).

3.4.1 Terra Unidimensional (1D)

A variação das resistividades elétricas em profundidade (eixo z) refere-se as medidas unidimensionais (1D) da Terra. Se a resistividade elétrica não varia em qualquer direção horizontal, os campos eletromagnéticos são ortogonais entre si e juntam-se linearmente a partir do tensor impedância eletromagnética. Como condição de contorno para a diminuição do campo com o aumento da profundidade é utilizado os cálculos das equações de impedância (SANTOS, 2012).

Assim, para o modelo final, $B=0$ e as equações (19), (20) e (21) reduzem-se a:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-ikz}, \quad (31)$$

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}), \quad (32)$$

$$Z_{xy}^n(z) = \frac{-i\omega\mu}{k_n}. \quad (33)$$

$$E_y^n(z) = A_n e^{-ikz}, \quad (34)$$

$$H_x^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}), \quad (35)$$

$$Z_{yx}^n(z) = \frac{i\omega\mu}{k_n}. \quad (36)$$

Para o caso em questão, Terra 1D, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} = -Z_{yx}$, substituindo k nas equações 3.26 e 3.27 mostra-se que:

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{\omega\mu}, \quad (37)$$

onde ρ_a é a resistividade aparente. A fase da impedância (Z) é definida por:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\Im(Z)}{\Re(Z)} \right). \quad (38)$$

3.4.2 Terra Bidimensional (2D)



Embora os modelos 1D tenham uma relevante importância nos desenvolvimentos teóricos e práticos para os estudos de indução eletromagnética, esses modelos não conseguem representar adequadamente grande parte das feições geológicas. Assim, os modelos bidimensionais (2D) apresentam uma melhor visibilidade, proporcionando um progresso substancial na representação da distribuição da condutividade elétrica da Terra em subsuperfície. A exemplo, modelos bidimensionais apresentam aproximações adequadas para muitas feições geológicas, como bordas de bacias, gráben, falhas, diques e etc (SANTOS, 2012). Terra Tridimensional (3D)

Em um modelo tridimensional (3D) as resistividades elétricas variam nas três componentes direcionais do tensor impedância (Z), x , y e z , sendo essas diferentes entre si e não nulas. Assim, não será possível encontrar uma direção para qual os elementos em diagonais se anulem em todos os períodos (SANTOS, 2012).

É importante ressaltar que as estruturas geológicas possuem geralmente, alguma variação tridimensional, apresentando algumas situações mais características desses ambientes, por exemplo: intrusões magmáticas. Com o intuito de resolver o problema de indução de estruturas 3D, diferentes autores têm aplicado técnicas como equações integrais, elementos finitos e diferenças finitas (JONES e VOZOFF, 1978; MACKIE e MADDEN, 1993).

4 MATERIAIS E MÉTODO

Para alcançar os objetivos propostos por esse trabalho, a metodologia a ser aplicada consta de processamento e modelagem dos dados de 14 sondagens magnetotelúricas.

4.1 Resistividade Elétrica das Rochas

Para uma boa interpretação dos resultados do processamento de dados Magnetotelúrico, é imprescindível o conhecimento das propriedades elétricas (condutividade e resistividade) dos minerais compositores do ambiente estudado. Assim, podemos definir resistividade elétrica como a capacidade do material de resistir a passagem

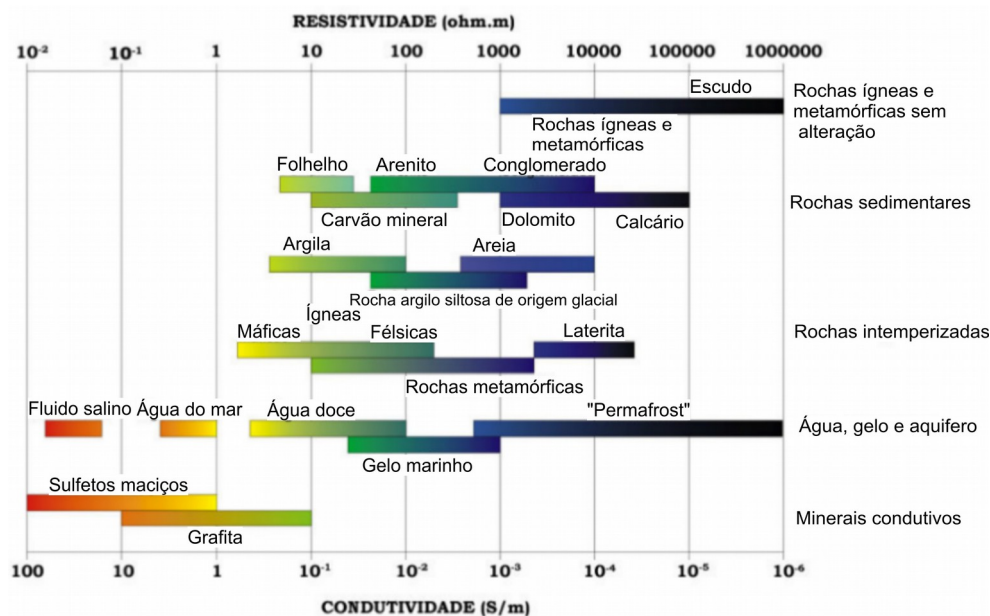
de uma corrente elétrica quando há uma tensão aplicada e condutividade o inverso da resistividade. Ainda, destaca-se que dentro de todos os parâmetros geofísicos, a resistividade elétrica é um dos mais sensíveis a variações de composição química e temperatura de materiais geológicos, sendo principalmente sensível à presença de fluídos (distribuição e quantidade), salinidade, porosidade, temperatura e pressão (JONES, 1992).

Sabendo que as rochas, além de serem um conjunto de minerais, apresentam uma determinada porosidade e que esses poros estão preenchidos por algum tipo de fluído (água, hidrocarbonetos e etc.), não se pode apenas fazer uma média referente a quantidade de minerais constituintes da rocha. Os fluídos presentes nos poros das rochas em conjunto com os sais dos minerais poderão produzir soluções eletrolíticas, que interagirão com as demais propriedades físicas das rochas, alterando a resistividade e dando uma assinatura para cada tipo de rocha (rocha seca ou rocha saturada). Esse processo conhecido como condução eletrolítica se dá na crosta terrestre a pequena profundidade comparada com as profundidades de outros tipos de condução.

Outro ponto relevante referente a resistividade elétrica é que em profundidades típicas do manto a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de interconexão entre componentes, muito pequenas, das rochas constituintes do manto composta por minerais condutores (sulfetos), fluidos salinos, fusões parciais e material volátil (JONES et al, 2009). Nessa situação, a condutividade elétrica de um mineral semicondutor depende da composição e dos efeitos da temperatura. A condução elétrica tende a aumentar gradualmente com a profundidade em função do aumento da temperatura.

A imagem a seguir (Figura 8), disponível em Santos (2012), apresenta um pequeno gráfico dos intervalos de variação, dos valores de resistividade elétrica, mais comuns para algumas rochas e minerais.

Figura 8 – Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais.



Fonte: Adaptado de Santos (2012)

4.2 Aquisição Magnetotelúrica

O sucesso de um levantamento geofísico relaciona-se com a coleta de dados de campo com excelente qualidade, ou seja alta relação sinal/ruído. Assim, o cálculo da função resposta magnetotelúrica apresentaria menores erros percentuais possíveis. Para tal é necessário coletar séries temporais com alta exatidão, uma vez que os sinais magnetotelúricos são algumas ordens de grandeza menores já que são provenientes de fontes naturais (MENEZES, 2013).

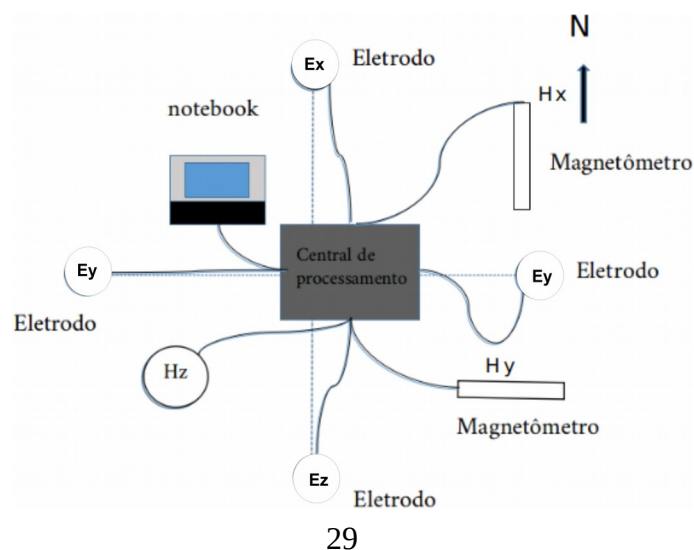
A tarefa de adquirir esses dados vem sendo, cada vez mais, facilitada pelo desenvolvimento de instrumentos mais eficazes. Além disso, o desenvolvimento instrumental permitiu a diminuição em tamanho de grande parte dos equipamentos, o que impacta diretamente nos trabalhos de campo, seja na composição da equipe de aquisição ou na possibilidade de colocar vários equipamentos medindo simultaneamente.

A obtenção dos dados utilizados nesse projeto ocorreu por meio do equipamento magnetotélurico (GMS06), pertencente ao grupo de estudos de Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esses dados são referentes a informações de 14 estações de sondagem magnetotélúricas em banda Larga com espaçamento de 20 km uma da outra. Essas 14 estações magnetotélúricas seccionam a porção central da bacia do Tucano e o bloco Serrinha.

O GMS06 (Metronix GmbH) é um sistema de aquisição magnetotélúrica de banda larga (correspondente aos intervalos de períodos de 0,0001 s a 1000 s). Esse sistema é composto por uma central de pré-processamento para avaliar previamente a qualidade dos dados (ADU-06), eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo que medem as componentes x e y do campo elétrico e sensores magnéticos do tipo de bobina de indução para as medidas das componentes x, y e z do campo magnético, sistema de referência global (GPS), laptop e um conjunto de baterias que fornece energia ao sistema.

A ilustração (Figura 9) a seguir, mostra a disposição do sistema magnetotélurico em campo para aquisição das cinco componentes ortogonais (H_x , H_y , H_z , E_x e E_y) do campo eletromagnético.

Figura 9 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.



Conforme observado na Figura 9, os elétrodos são dispostos em cruz, como dipolos que pode variar o tamanho entre 50 a 200 metros. Essa distância dependerá da quantidade de espaço disponível para a instalação dos eletrodos. Em geral, a direção empregada em levantamentos magnetotélúricos são o norte-sul e leste-oeste magnéticos, representando os dipolos E_x e E_y respectivamente. É importante sempre manter a ortogonalidade entre as direções X e Y.

A central de processamento do equipamento magnetotélúrico é colocado ao centro do dipolo em cruz. É a partir do centro do arranjo que partirá os cabos que conectam os eletrodos e as bobinas de indução magnética.

As bobinas de indução magnética, como observado na Figura 9, são posicionadas paralelas as mesmas direções adotadas para o arranjo elétrico da estação. Observa-se que a bobina que mede a componente z do campo magnético (H_z) é disposta verticalmente no arranjo do equipamento magnetotélúrico. As bobinas devem ser completamente enterradas no solo, como forma de garantir a estabilidade térmica do sistema. Caso haja variações de temperatura, poderá ocorrer a dilatação, ou contração, das bobinas de indução gerando ruídos no campo magnético. Devido ao tempo de aquisição, é um procedimento habitual enterrar não só mente as bobinas de indução magnética, como os eletrodos e cabos que conectam com a central de processamento. Além de “camuflar” a central de processamento com o objetivo de evitar danos ao equipamento ocasionados por animais ou por pessoas.

Em campo, os dados magnetotélúricos, que estão em formato de séries temporais, são coletados em janelas de amostragem. O tamanho em tempo de cada janela depende do comprimento da série temporal e da frequência de amostragem. Como os equipamentos não dão conta de em um único registro, amostrar todo o amplo espectro de frequência, utiliza-se como estratégia de aquisição quebrar as séries temporais em diferentes bandas de amostragem, cada uma com uma frequência de amostragem característica (MENEZES, 2013).

Uma vez dividida a série por bandas, estima-se o tempo total necessário para aquisição de cada banda, que depende da frequência de amostragem, número de pontos em cada janela e números de janelas por banda. Os dados desse trabalho foram adquiridos em diferentes taxas de amostragem chamadas de bandas A (40.960 Hz), B (4.096 Hz), C (64 Hz) e D (2 Hz), essa aquisição é feita de forma independente e geralmente tem duração de 20 horas para cada estação MT. A tabela a seguir (Tabela 1), mostra que para cada banda de frequência existe uma janela específica para aquisição dos dados.

Tabela 1 - Bandas padrão e suas respectivas frequências mais usadas

Bandas padrão	Janelas usuais
A	64500
B	8192
C	256
C e D	128
D	64

Fonte: Adaptado de Santos (2012)

4.3 Tensor Impedância

Uma das premissas na qual a teoria magnetotelúrica é baseada, diz que os campo eletromagnéticos se propagam como ondas planas. Segundo Berdichevsky e Zhdanov (1984 apud MENEZES, 2013), diversos estudos demonstram que essa premissa implica em uma existência de um conjunto de relações lineares entre os campos eletromagnéticos na superfície terrestre.

Assim, quando não há ruído, esta relação linear pode ser descrita no domínio da frequência como,

$$\vec{E} = Z_{2 \times 2} \vec{H} \quad (39)$$

ou

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (40)$$

\vec{E} e \vec{H} são, respectivamente, os dois vetores dos campos elétrico e magnético horizontais. Z é o tensor impedância de ordem 2. Uma solução da equação (40) para um levantamento estação única é:

$$Z = \frac{\begin{bmatrix} E & H^c \end{bmatrix}}{\begin{bmatrix} H & H^c \end{bmatrix}}, \quad (41)$$

onde o índice c denota a matriz transposta conjugada. Os colchetes indicam uma matriz de potência espectral.

A relação (41) quando aplicada aos dados reais, obriga a estimar as funções respostas e seus erros associados a partir de realizações finitas do processo de indução na presença de ruído, tornando o problema estatístico.

Geralmente, a maioria dos métodos de estimação são baseados na análise espectral clássica e na regressão de mínimos quadrados (MQ). Esse último fornece a melhor estimativa não tendenciosa quando, os erros não estão correlacionados, possuem uma variação comum e os resíduos apresentam uma distribuição Gaussiana.

Na realidade, os dados MT exibem desvios dessa situação ideal. Geralmente esses dados contém resíduos espúrios que não são ajustados ao modelo Gaussiano. Dois grupos deste tipo de desvios, chamados de *outliers*, são mais comuns: os efeitos pontuais e a não estacionaridade.

Defeitos pontuais são *outliers* isolados que existem independentemente do processo estudado, como por exemplo o ruído localizado, ou *spikes*, causados por fenômenos, como relâmpagos próximos. A não-estacionaridade são desvios do estado estacionário do campo, como as tempestades magnéticas.

Com o intuito de se obter estimativas mais confiáveis das respostas magnetotélúricas foram criados uma série de métodos robustos, no sentido de serem relativamente insensíveis a presença de quantidade moderada de *outliers*.

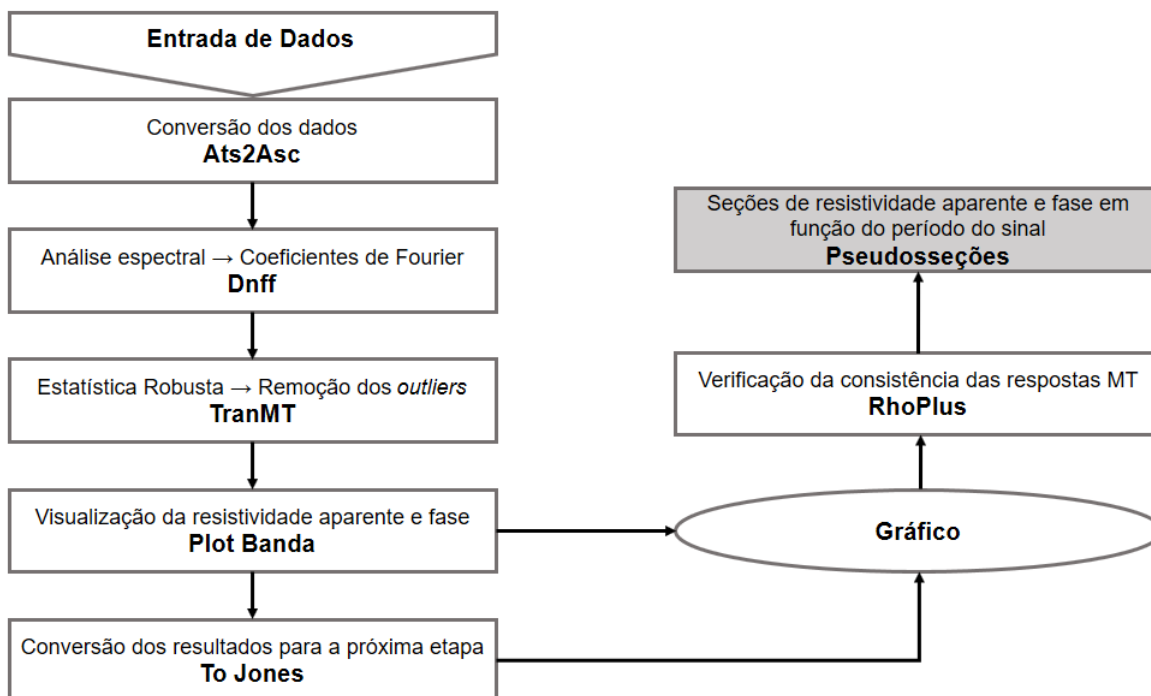
4.4 Processamento dos Dados

Uma análise e interpretação de alta confiabilidade dos dados magnetotelúricos (MT) é dependente da qualidade da estimativa dos elementos da matriz de impedância. Por isso, a necessidade de obtê-la com maior precisão possível.

Em geral, o objetivo do processamento de dados MT é extrair a partir dos sinais eletromagnéticos, que geralmente são ruidosos, um conjunto de repetíveis e suaves funções que representam a resposta da Terra, essas respostas podem ser usadas para interpretar estruturas condutivas em subsuperfície (VOZOFF, 1991). Essas funções são basicamente correspondente à duas funções: impedâncias e funções de transferência do campo magnético (conhecida também como tipper).

O fluxograma (Figura 10), a seguir, indica as etapas do processamento realizado. Esse fluxograma foi sintetizado em Santos (2012) afim de mostrar como obter uma pseudosseção. Como resultado do processamento a ser descrito, espera-se obter funções de transferências magnetotelúricas, que é composta pelo tensor impedância (\mathbf{Z}), decomposto em curvas de resistividade aparente (ρ) e fase (ϕ).

Figura 10 - Fluxograma de Processamento



Fonte: Adaptado de Santos (2012)

As etapas em que o fluxograma se refere, podem ser descritas da seguinte forma:

- a) Primeiramente, quando se entra com os dados MT, converte-os do formato binário (ats), para o formato txt (asc) usando o programa **ats2asc** que foi aplicado pelo código robusto empregado no processamento (EGBERT, 1997). Esse processamento em questão é fundamentado na minimização ponderada da diferença entre os valores medidos e os previstos para o campo elétrico e magnético, de maneira que os valores perturbados não sejam dominantes na estimativa final.
- b) Como os dados MT são no domínio da frequência, é feita uma conversão das séries temporais adquiridas para o domínio da frequência por meio da Transformada Discreta de Fourier (DFT). Assim, com o programa **Dnff**



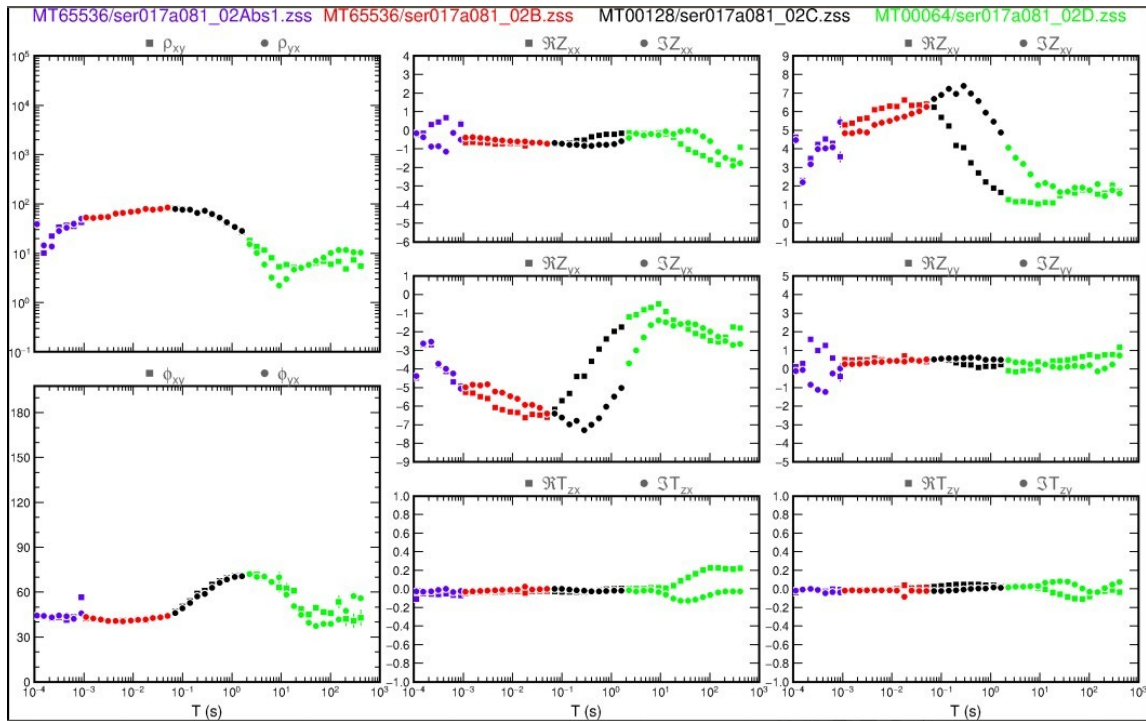
(EGBERT, 1997) realiza-se uma análise espectral para obter os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Nessa análise, a série temporal é separada em diversas janelas, cujo tamanho é uma combinação entre o maior período que se deseja extrair, a resolução e o erro das estimativas. Portanto, quanto maior for a frequência de amostragem, maior será a quantidade de amostras em cada janela para se fazer tal análise. Ressalta-se que, na prática, esse valor não é fixo, o usuário poderá avaliar diferentes janelas (Tabela 1 item anterior). Assim sendo, aplica-se, para cada banda (A, B, C e D), o programa Dnff nas diferentes janelas, de modo a estabelecer qual janela produziria curvas mais suaves de resistividade e fase pretendendo aumentar a razão sinal-ruído. Depois, prepara-se os dados para a próxima etapa.

- c) A partir da sub-rotina **TranMT** (EGBERT, 1997) realiza-se a estatística robusta, com intuito de remover os *outliers* de cada segmento. No fim da realização dessa etapa é possível visualizar a resistividade aparente e a fase. Como resultado final dessa análise apresenta-se a estimativa das componentes do tensor de impedância, onde se derivam os gráficos de resistividade aparente e fase. Posteriormente configura-se os resultados de cada banda de frequência, uma vez que a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratada como um processo de difusão e os espectros forem suavizados em torno da frequência alvo durante o processamento, espera-se que as variações da resistividade aparente e fase sejam suaves com a variação do período do sinal. Assim, os resultados mais coerentes serão armazenados em arquivos para serem usados na composição do espectro de frequência (Figura 11).
- d) A conversão dos resultados disponibilizados com a sub-rotina TranMT será realizada com o programa **To Jones** (EGBERT, 1997) para a próxima etapa.
- e) Em seguida, usando o programa **RhoPlus** (PARKER e BOOKER, 1996), verifica-se a consistência das respostas magnetotelúricas obtidas pelo TranMT. Para tal,

compara-se as curvas de resistividade aparente medidas e as calculadas a partir das fases (VOZOFF, 1991) usando a transformada de Hilbert. O programa RhoPlus 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). A inconsistência entre os dados de campo e aqueles calculados pelo RhoPlus pode indicar a existência de distorções tridimensionais (3D) nos dados. No decorrer do procedimento, é necessário fornecer ao menos um ponto da resistividade aparente, pois a fase apenas recupera o formato e não o nível da curva de resistividade (SANTOS, 2012). A Figura 12 ilustra a comparação 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 RhoPlus.

- f) Depois da realização das etapas anteriores, teremos as **pseudosseções** (apresentação dos perfis MT). As pseudosseções consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as sondagens e fornecem uma visualização aproximada da variação da resistividade aparente lateralmente e em profundidade, isso acontecerá porque as frequências apresentam uma relação próxima com a profundidade medida. Acrescenta-se que nas pseudosseções a posição das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos em que as medidas foram realizadas constituem o eixo vertical (em escala logarítmica) e os valores da resistividade aparente e fase são representados na interseção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados serão então interpolados, fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT.

Figura 11 – Curvas de resistividade aparente e fase (estação SER017A) como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.



5 INVERSÃO

De maneira geral o objetivo da inversão e modelagem de dados é obter um modelo que melhor represente o conjunto de dados observados. Significa a aplicação de ferramentas matemáticas em um certo conjunto dados buscando obter os parâmetros que melhor se ajusta, ou represente os dados observados. Para o método magnetotelúrico a construção do modelo irá depender do parâmetro condutividade/resistividade da litologia presente em subsuperfície.

No processo de inversão deve se ter em mente que não existe um arranjo único que represente o modelo e sim, arranjos similares que possam ajustar ao seu modelo (POUS et

al, 1985). Para a resolver o problema da inversão, existem alguns diferentes algoritmos (ver CONSTABLE et al (1987); SMITH e BOOKER (1991); SIRIPUNVARAPORN e EGBERT(2000)).

Segundo Figueiredo (1997) no MT o processo de inversão não é linear, o que significa que os dados d se relacionam com o modelo m por meio de uma função não linear f da seguinte forma:

$$d = f(m) + \sigma \quad (42)$$

Na qual o objetivo desta equação (42) é obter um modelo que corresponda aos dados observados. O σ representa os ruídos provenientes de efeitos culturais e do instrumento.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Análise Qualitativa das Pseudosseções

As respostas de um perfil magnetotelúrico são normalmente apresentadas na forma de pseudosseções que são uma primeira visualização dos dados processados. 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. Segundo Jones (1988), as pseudosseções da fase são mais uniformes quando comparadas às de resistividade aparente (ρ) isto ocorre por que as pseudosseções de fase não são tão afetadas pelo deslocamento estático (*static shift*), permitindo uma visão qualitativa inicial das principais estruturas geolétricas da área estudada (JONES, 1988). Em comparação, estruturas muito rasas são melhores visualizadas nos dados de resistividade aparente.

As Figuras 12 e 13 apresentam as pseudosseções obtidas a partir da interpolação das

fases nas direções ortogonais (XY e YX), para o perfil analisado. Na pseudosseção da fase na direção XY (Figuras 12) é possível observar que entre as estações 008a a 012a há uma região (oeste) mais resistiva. Com valores que alternam tanto lateralmente quanto em profundidade. Possivelmente estes valores (25ohm.m a 1000ohm.m) estão associados ao bloco Serrinha (ortognaisses e migmatitos) (Figura 3). Analogamente ocorre com a figura 13, na direção YX, com menos alternância lateral.

As Figuras 14 e 15 apresentam as pseudosseções obtidas a partir da interpolação das resistividades nas direções ortogonais (XY e YX), para o mesmo perfil. As pseudosseções geradas a partir dos dados processados indicam, em geral, uma crosta superior resistiva com uma descontinuidade condutora na região da bacia sedimentar do Tucano Central. Analisando as pseudosseções é possível observar a presença de um condutor na crosta média ao longo de todo o perfil. Na crosta inferior nota-se uma estrutura geolétrica distinta na porção W (que coincide com o embasamento do cráton do São Francisco), mais resistiva que a estrutura observada a E (que coincide com o pacote sedimentar da bacia do Tucano).

Figura 12 – Pseudosseção da fase do tensor de impedância para a componente XY.

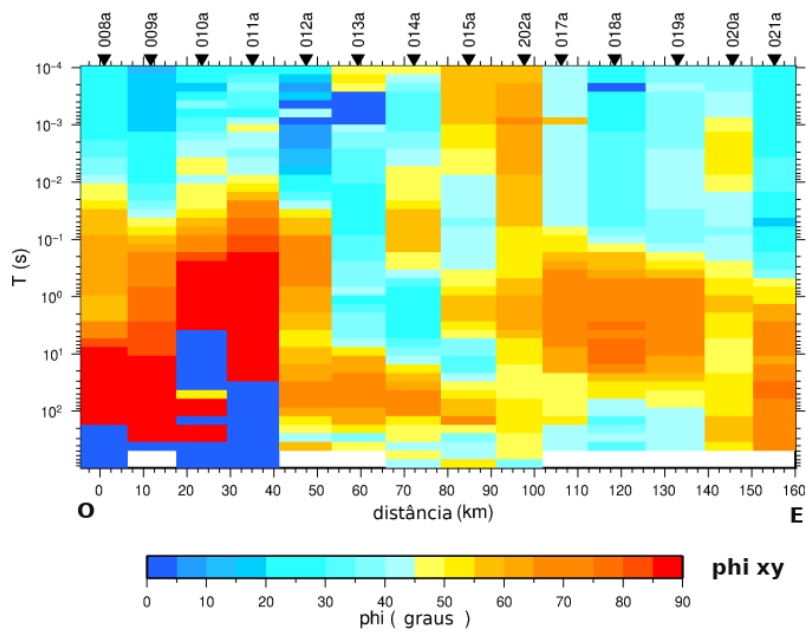


Figura 13 – Pseudosseção da fase do tensor de impedância para a componente YX.

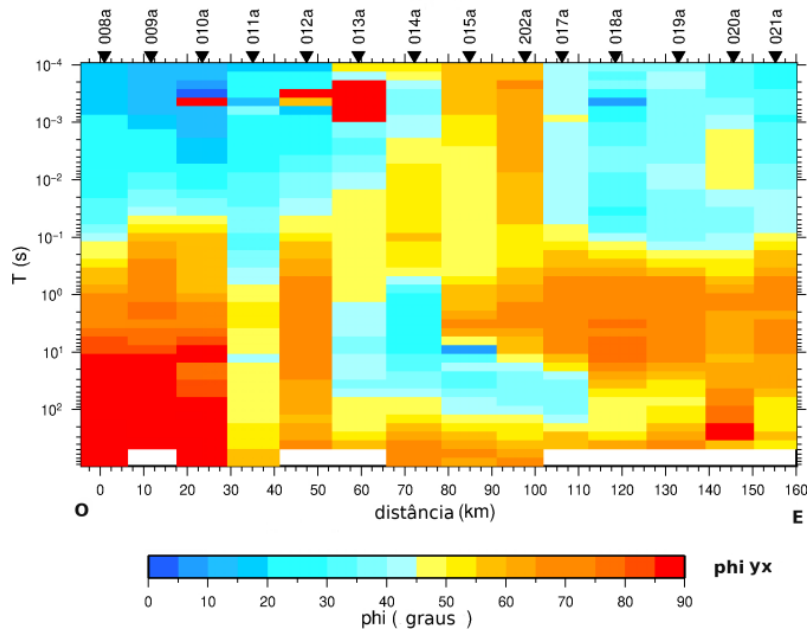


Figura 14 – Pseudosseção da resistividade do tensor de impedância para a componente XY.

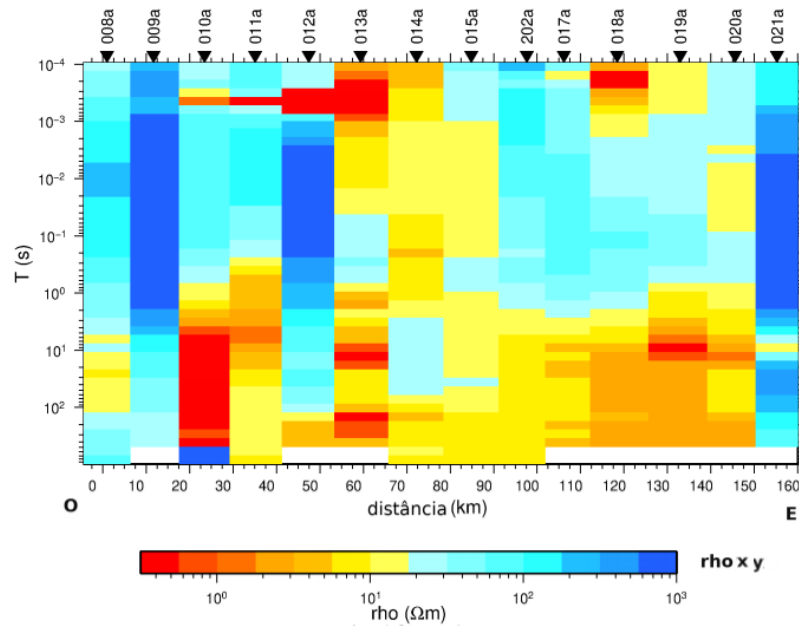
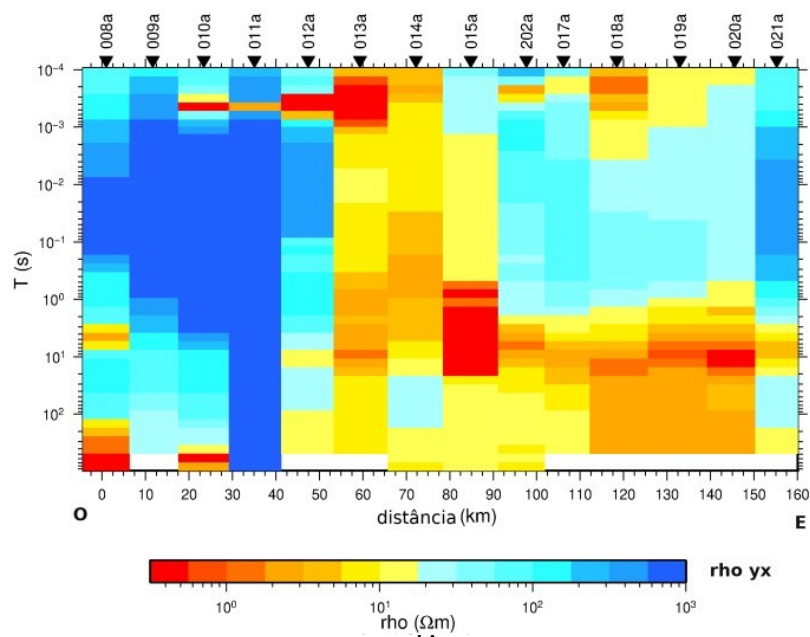


Figura 15 – Pseudosseção da resistividade do tensor de impedância para a componente YX.



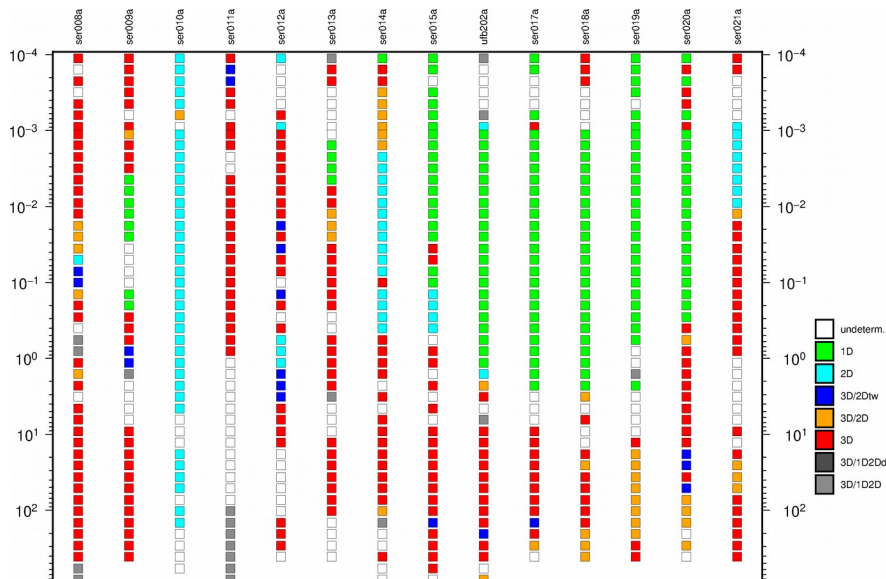
6.2 Análise de Dimensionalidade

Depois de estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado pois isso irá definir a complexidade do programa de inversão. A dimensionalidade geoeétrica das estruturas, exposta com mais detalhes na seção 3.4, podem ser descritas como unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D).

Para verificar a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado foi aplicado o código WALDIM (MARTI *et al*, 2009). A figura 16 apresenta o resultado obtido utilizando o código WALDIM. Cada estação traz o comportamento ou modelo definido por (WEAVER *et al*, 2000). O resultado da análise de dimensionalidade mostra na região W do perfil, predomínio de estruturas 3D. Esta região coincide com o bloco Serrinha (Figura 3), segmento de costra meso-arqueano constituída por migmatitos e ortognaisses estruturados por zonas cisalhamento. Na região E do perfil, observa-se predomínio de estruturas 1D, com períodos que variam de 10^4 s a 1s, aproximadamente. Essa área de predomínio 1D coincide com a região da bacia Tucano Central (pacote sedimentar). Uma região geologicamente homogênea. As demais áreas do perfil, mostram uma característica 3D.

Apesar de o resultado da dimensionalidade das estruturas regionais apresentados por meio do código WALDIM (MARTI *et al*, 2009) ao longo de toda a faixa de frequências analisada obedecer uma condição 3D e, somente dados mais rasos com períodos inferiores a 1 s e localizado na região da bacia Tucano Central terem características 1D; optou-se por fazer inversão 1D devido à limitação computacional para rodar a inversão 3D dos dados MT.

Figura 16 - Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil analisado com base no **WALDIM** em função do período.



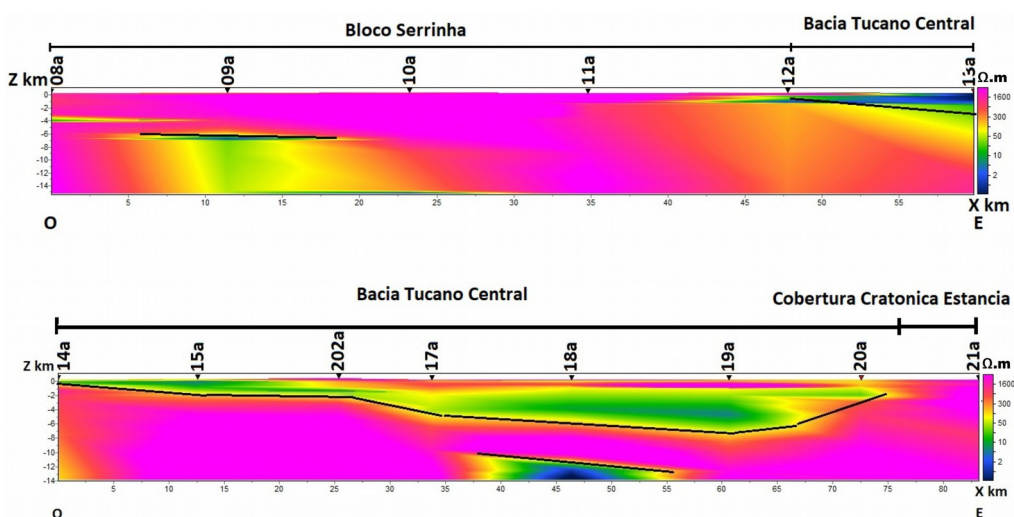
6.3 Inversão Unidimensional (1D)

A inversão dos dados MT foi feita com o programa Zond1DMT (2019). O modelo de entrada utilizado para a inversão foi o semi-espaco com resistividade de 100 ohm.m, tendo sido incluídas na inversão todas as componentes do tensor de impedância. O ajuste da inversão 1D foi considerado bom, tendo sido obtido para o modelo final o valor de rms =18%. Devido o programa ser demo há um limite de 8 sites para rodar. Por isso, a interpretação o perfil foi dividido em duas partes: a primeira entre as estações 08a e 13a e a segunda parte entre 14a e 21a. A Figura 17 e mostra o modelo 1D obtido, com a localização das estações e a identificação dos perfis na superfície.

A primeira parte do perfil inicia-se a oeste sobre o bloco Serrinha do cráton do São

Francisco enquanto a segunda parte do perfil estende-se mais para leste cortando integralmente a bacia Tucano Central e chegando à cobertura cratônica Estância. Conforme esperado, a resistividade elétrica é elevada (acima de 1600 ohm.m) na região do cráton do São Francisco. Em profundidades de aproximadamente 6 km aparece um corpo condutor bem marcado, o que não é esperado para essas regiões. Esta estrutura pode estar relacionada a rochas intrusivas observadas na região. A segunda parte do perfil mostra uma anomalia condutiva de aproximadamente 5 ohm.m que coincide com o pacote sedimentar da bacia Tucano Central. A partir do modelo gerado foi possível mapear borda e fundo de bacia que apresenta aproximadamente 7 km de profundidade na região do depocentro. O modelo apresentado mostra ainda um corpo condutor na crosta superior. Imediatamente abaixo da bacia do Tucano Central. Corpo condutor similar foi observado e analisado por (SANTOS et al, 2014) sob a bacia sedimentar Jatobá e interpretados como fluidos altamente salinos que migraram desde a bacia até uma zona fraturada na crosta superior (nas proximidades do Lineamento Pernambuco) que teria sido reativada em tempos atuais.

Figura 17 – Modelo 1D de condutividade elétrica para o perfil analisado.



7 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos pelo perfil analisado foi possível identificar duas regiões geoeletricamente distintas: uma sob o pacote sedimentar da bacia Tucano Central e outra sob a região do bloco Serrinha. Foi possível mapear a bacia Tucano Central em seu contato lateral e inferior, bem como definir sua maior profundidade, aproximadamente 7 km. Imediatamente abaixo da bacia identificou-se estrutura condutora na crosta superior, interpretada como possível existência de zona fraturada na crosta superior. Esta parece ser uma característica regional desse sistema de rifte e que pode estar relacionada aos mecanismos de sua geração.

Os dados de indução eletromagnéticas na região do bloco Serrinha, sugere características geofísicas de alta resistividade elétrica. No entanto para uma correlação mais adequada com a geologia superficial, sugere que se faça uma inversão 3D uma vez que análise de dimensionalidade apresentada esta condição para região oeste do perfil. Por meio do método magnetotelúrico foi possível investigar características de resistividade em subsuperfície, zonas anômalas foram localizadas 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 estudada.



8 REFERÊNCIAS

ABARCA, M. I. Z. **Modelamento da bacia do Paraná reservatório Capivara através da inversão conjunta de função do receptor e de sondagem magnetotélúrica.** 2005. Revista Brasileira de Geofísica, SciELO Brasil, v. 23, n. 3, p. 315–315.

ALMEIDA, E. M. C. P. **Caracterização electromagnética da zona ossa morena.** 2010. 183 f. Tese (Doutorado) – Faculdade de Ciências, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Universidade de Lisboa, Portugal.

ALMEIDA, F. F. M. d. **O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco.** 1981. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais, v. 1, p. 1–10.

ALMEIDA, F. F. M. d.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. **Províncias estruturais brasileiras.** 1977. Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. v. 8, p. 363–391.

ALMEIDA, F. F. M. d.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. **The upper precambrian of south america.** 1976. Boletim IG, v. 7, p. 45–80.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. **Archean and paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features.** 2004. Precambrian Research, Elsevier, v. 133, n. 1-2, p. 1–27.

BATISTA, J. C.; SAMPAIO, E. E. S.; BARBOSA, J. S. F. **Gravimetria e magnetotélúrico aplicados ao estudo da bacia de Tucano.** 2011. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, p. 672–675.

BERDICHEVSKY, M. N.; BUBNOV, V.; ALEKSANOVA, E.; ALEKSEEV, D.; YAKOVLEV, A.; YAKOVLEV, D. 2015. **Magnetotelluric studies in russia: regional-scale surveys and hydrocarbon exploration.** In: *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior*. [S.l.]: Elsevier, p. 379–401.

BIANCHI, B. A. & BOLOGNA, M. **Processamento de dados de sondagens magnetotélúricas coletados na província Borborema, região nordeste do Brasil.** 2010. SICINPE.

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



CHAVE, A. D.; WEIDELT, P. The theoretical basis for electromagnetic induction. In: CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Ed.). **The Magnetotelluric Method: Theory and practice**. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. Cap. 2. p. 19-47.

CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, G. C. **Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data**. 1987. *Geophysics*, 52(3): 289-300.

COSTA, I. P.; MILHOMEN, P. S.; BUENO, G. V.; LIMA E SILVA, H. S. R.; KOSEN, M. D. **Sub-bacias de Tucano sul e central**. 2007. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, p. 433-443, 2007.

DENTITH, M.; JOLY, A.; EVANS, S.; THIEL, S. **Regional mineral exploration targeting based on crustal electrical conductivity variations from magnetotelluric data**. 2012. 22nd conference ASEG – PESA. Australia n. 1, p. 1-4.

EGBERT, G.D. **Robust multiple station magnetotelluric data processing**. 1997. *Geophys. J. Int.*, 130, 475-496.

FIGUEIREDO, I. **Investigação magnetotelúrica nas serras do sudeste brasileiro (RJ/MG): Uma proposta de modelo crustal**. 1997. Doutorado, Observatório Nacional.

FONTES, S. L. **O Método Magnetotelúrico: Fundamentos, resultados e simulações na bacia do Paraná**. 2010. Rio de Janeiro: Observatório Nacional.

JONES, A. G. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain DM, ARCULUS, R. J.; KAY, R. W.; ed. **Continental lower crust**. 1992. Amsterdam: Elsevier, 23(3): p.81-143

JONES, A. G.; EVANS, R. L.; EATON, D. W. **Velocity-conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds**. 2009. *Lithos* v. 109, p.131-143.

JONES, F. W.; VOZOFF, K. **The calculation of magnetotelluric quantities for three-dimensional in homogeneities**. 1978. *Geophysics*, v. 43, p.1167-1175.

JONES, A. G. **Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment**. 1988. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*, v. 53, n. 7, p. 967-978.



KOSIN, M. **O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá: uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo.** 2009. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 17, p. 89–108.

LIMA, J. **Investigação geolétrica da porção Sudeste da bacia do Parnaíba: Implicações Hidrogeológicas e Tectônicas.** 2000. Tese (Doutorado), Observatório Nacional. 235 p.

LOPES, P. R.; **Modelagem e inversão de dados sintéticos magnetotelúricos na Bacia Potiguar, Brasil.** 2010. 82 f. TCC (Graduação) – Curso de Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

MACKIE, R. L.; MADDEN T. R.; **Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients.** 1993. Geophysical Journal International, v. 115, p.215-229.

MACKIE, R.; RIEVEN, S.; RODI, W. **Users manual and software documentation two dimensional inversion for magnetotelluric data.** Cambridge, Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology, 14 p.

MAGNAVITA LP. **Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, NE Brasil.** 1992. Tese de Doutorado, Universidade de Oxford, 493p

MAGNAVITA, L. P.; DESTRO, N.; CARVALHO, M. S. S.; MILHOMEM, P. S.; SOUZA-LIMA, W. 2003. **Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano.** Aracaju: Fundacao Paleontologica Phoenix. (Serie Bacias Sedimentares, n. 52).

MARTI, A.; QUERALT, P.; LEDO, J. **Waldim: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor.** 2009 Computers & Geosciences, Elsevier, v. 35, n. 12, p. 2295–2303.

MENEZES, P. T. L.; **Fundamentos do Método Magnetotelúrico na exploração de Hidrocarbonetos.** 2013. Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geofísica.

MEJU, M. A.; FONTES, S. L.; OLIVEIRA, M. F. B.; LIMA, J. O. R.; ULUGERGERLI, E. U.; CARRASQUILHA, A. G. **Regional aquifer mapping using combined ves-tem-amt/emap methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba basin, Brazil.** 1999. Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 64, n. 2, p. 337–356.

MORI, L. **O campo magnético da Terra está se comportando de maneira imprevista e intrigando cientistas.** 2019. Ventos. Disponível em: <https://www.bbc.com/portuguese/geral-46825941i>. Acesso em: 2 abril. 2019.



OLIVEIRA, M.; FONTES, S. **Magnetotélúrica na bacia do Parnaíba: primeiros resultados.** 1991. In: 2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

OLIVEIRA, R. G. d. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil).** 2008. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

PADILHA, A. L.; VITARELLO, I.; PADUA, M. B.; FUCK, R. A. 2016. **Deep magnetotelluric signatures of the early neoproterozoic cariris velhos tectonic event within the transversal sub-province of the Borborema province, NE Brazil.** 2016. Precambrian Research, Elsevier, v. 275, p. 70–83.

PÁDUA, M. B. de **Estudo da Indução Eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do Cráton de São Francisco.** 2004. 163 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

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

POUS, J.; LANA, X.; CORREIG, A. M. **Generation of earth stratified models compatible with both ellipticity and phase velocity observations of rayleigh waves.** 1985. Pure and Applied geophysics, Springer, v. 123, n. 6, p. 870–881.

RIBEIRO, P. L.; **Imageamento Bidimensional de Estruturas da Porção Nordeste da Província do São Francisco usando Dados Magnetotélúricos.** 2017. 61 f. TCC (Graduação) – Curso de Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017.

RIOS, D. **Granitogenese no núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica.** 2002. Unpublished PhD. Thesis. Federal University of Bahia, 239 p.

ROCHA, V. F. **Processamento e modelagem de dados magnetotélúricos na região da bacia do tucano: Nordeste do brasil.** 2016. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pampa.

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. 2014.[s.l.], v. 610, p.39-50, jan. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.10.008>.



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.

SANTOS, H. S.; FLEXOR, J. M. **Estudo da bacia do Parecis a partir da integração de dados gravimétricos, magnetométricos e magnetotelúricos.** 2013. Revista Geociências, v. 32, n. 3, p. 411– 428.

SIMPSON, F.; BAHR, K.; **Practical Magnetotellurics.** 2005. Cambridge: Cambridge University Press, 270 p.

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. **An efficient data-subspace inversion method for 2-d magnetotelluric data and 2-d mt data.** 2000. Geophysics, GeoScienceWorld, v. 65, n. 3, p. 791–803.

SMITH, J. T.; BOOKER, J. R. **Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data.** 1991. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Wiley Online Library, v. 96, n. B3, p. 3905 - 3922.

STANLEY, D.; OHOFUGI, W.; SAAD, A. R. **Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration, Parana basin, Brazil.** 1985. Bulletin of the AAPG, v. 69, p. 346-360.

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.

VARENTSOV, I. M.; KULIKOV, V. A.; YAKOVLEV, A. G.; YAKOVLEV, D. V. **Possibilities of magnetotelluric methods in geophysical exploration for ore minerals.** 2013. Izvestiya, Physics of the Solid Earth, Springer, v. 49, n. 3, p. 309–328.

VOZOFF, K. **The magnetotelluric method.** In: **Electromagnetic Methods in Applied.** 1991. Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, p. 641–712.

WEAVER, J. T.; AGARWAL, A. K.; LILLEY, F. **Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants.** 2000. Geophysical Journal International, OUP, v. 141, n. 2, p. 321–336.