



ESTUDO GEOELÉTRICO DA PORÇÃO LESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E PORÇÃO EMERSA DA BACIA DO CAMAMU

RELATÓRIO DO PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA (PIBIC/INPE/CNPq)

Isaac Carvalho de Souza (UFBA, Bolsista PIBIC/CNPq)

E-mail: carvalho.s.isaac@gmail.com

Andréa Cristina Lima dos Santos Matos (INPE, Orientadora)

E-mail: alimageo@gmail.com

Joelson da Conceição Batista (UFBA, Orientador)

E-mail: jdbatista@ufba.br

Agosto de 2021

RESUMO

O presente trabalho, iniciado em maio de 2021 tem como objetivo a realização de uma análise uni e bidimensional de dados geofísicos magnetotelúricos (MT) obtidos na região sul da Bahia. Devido ao pouco tempo de desenvolvimento, o trabalho ainda esta em sua fase inicial. O método MT é uma técnica de geofísica aplicada que utiliza sinais naturais de variações geomagnéticas observadas na superfície da Terra para obter a distribuição de condutividade elétrica em subsuperfície. Os dados utilizados neste trabalho foram coletados pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão de Heliofísica, Ciências Planetárias e Aeronomia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (GEOMA/DIHPA/INPE), em um perfil linear de aproximadamente 130 km sob parte leste do cráton do São Francisco e a porção emersa da bacia de Camamú. Foram utilizadas técnicas de análise espectral nas séries temporais dos campos eletromagnéticos (EM) naturais (processamento robusto) em 19 estações MT. Para o tratamento robusto dos dados, seguiu-se o fluxograma de processamento utilizado pelo GEOMA. No presente trabalho são apresentadas as primeiras etapas do processamento dos dados que consiste em duas sub-rotinas: sub-rotina DNFF, utilizada para a análise espectral a qual obtém-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas e sub-rotina TRANMT, a qual estima os elementos do tensor impedância a partir dos coeficientes obtidos. Os próximos passos serão a análise das funções de transferências magnetotelúricas por meio da construção de pseudosseções das resistividades e fases nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX) e, a análise de dimensionalidade das estruturas sob o perfil medidas, pois isso define a complexidade do programa de inversão a ser utilizado para obter a distribuição de condutividade em subsuperfície. Espera-se, com esse estudo contribuir no conhecimento geotectônico sobre o cráton do São Francisco e a bacia de Camamú.

Lista de Figura

Figura 1 - Curvas de resistividade aparente e fase (estação 315a) para as quatro componentes (XX, YY, XY e YX) do tensor impedância e o tipper.....24

Lista de Tabela

Tabela 1 - Bandas padrão e suas respectivas frequências mais usadas.....21

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

1D – Unidimensional

2D – Bidimensional

3D – Tridimensional

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

EM – Eletromagnético

FAPEX – Fundação de Apoio à Pesquisa e à Extensão

GEOMA – Grupo de Estudos de Geomagnetismo

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MT – Magnetotelúrico

RTJ – Recôncavo-Tucano-Jatobá

SI – Sistema Internacional

SIGITEC – Gestão de Investimentos em Tecnologia

UFBA – Universidade Federal da Bahia

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



SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	6
1.1 Objetivo.....	7
1.1.1 Objetivos Específicos.....	7
2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	7
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	8
3.1 Tipos de Fontes dos Campos de Indução.....	9
3.1.1 Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz).....	10
3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz).....	11
3.2 Faixa de Frequência.....	11
3.3 Princípios Físicos.....	12
3.3.1 As Equações de Maxwell.....	12
3.3.2 <i>Skin Depth</i> – Profundidades de Investigação.....	16
3.4 Dimensionalidade das Estruturas da Terra.....	17
3.4.1 Terra Unidimensional (1D).....	18
3.4.2 Terra Bidimensional (2D).....	19
3.4.3 Terra Tridimensional (3D).....	19
4 MATERIAIS E MÉTODO.....	20
4.1 Aquisição Magnetotelúrica.....	20
4.2 Tensor Impedância.....	22
4.3 Processamento dos Dados.....	23
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	25
6 REFERÊNCIAS.....	27

1 INTRODUÇÃO

A bacia do Camamu localizada na região nordeste do Brasil, costa leste brasileira, entre as cidades de Salvador e Ilhéus, no estado da Bahia, possuiu uma área total de 22.429 Km². Considerando suas porções emersas e marinhas até a cota batimétrica de 3.000 metros. Seu limite norte com as bacias do Recôncavo e Jacuípe é determinado pela falha da barra e pelo sistema de falhas de Itapuã, respectivamente. O cráton do São Francisco foi formado por diversos eventos de colisão e fechamento de oceânico mediante diferentes mecanismos de subducção, resultando na aglutinação de massas litosféricas preexistentes, combinados com uma série de intrusões orogênicas e não-orogênicas, metamorfismos, deformações e formação de bacias intracontinentais, sendo o primeiro deles a amalgamação de núcleos arqueanos constituintes do embasamentos e que se encontra amplamente distribuído ao longo da margem norte do cráton (HEILBRON et al., 2017). A área de interesse desse estudo, em termos geológicos, está inserida na parte leste do cráton do São Francisco e cruza importantes blocos crustais e uma porção emersa da bacia de Camamú.

O método magnetotelúrico (MT) tem como objetivo imagear a subsuperfície com uma resolução intermediária entre a da sísmica de reflexão e dos métodos potenciais. Além de se apresentar, nos últimos anos, como alternativa onde o método sísmico encontra dificuldade em obter uma resposta sobre a subsuperfície. Geralmente, isso ocorre em situações de geologia complexa como imageamento de estruturas sub-basáltica, sub-sal e conformidade da estrutura abaixo de espessas camadas de carbonatos. Desta forma, o método MT, vem sendo utilizado com certa frequência dada as suas especificidades. Este método destaca-se por ser não danoso ao meio ambiente e por oferecer informações estruturais e estratigráficas para exploração de grandes áreas.

O MT caracteriza-se por ser um método eletromagnético, no domínio da frequência, que informa sobre a distribuição da resistividade das rochas em subsuperfície. Este método

usa como fonte as variações dos campos de indução magnética, com frequências entre 0,0001 a 10000 Hz.

O presente trabalho tem como objetivo realizar uma análise uni e bidimensional de dados geofísicos magnetotelúricos (MT) obtidos ao longo de um perfil situado na região nordeste do Brasil. Em termos geológicos, o perfil se inicia na parte leste do cráton do São Francisco e cruza importantes blocos crustais e uma porção emersa da bacia de Camamú, situada no sul da Bahia. O trabalho constitui no perfil linear que se inicia na parte leste do cráton do São Francisco e cruza importantes blocos crustais e uma porção emersa da bacia de Camamú, situada no sul da Bahia.

1.1 Objetivo

Iniciado em maio de 2021 esse trabalho teve como objetivo a análise uni e bidimensional de dados geofísicos magnetotelúricos (MT) obtidos sob a parte leste do cráton do São Francisco e a porção emersa da bacia do Camamú.

1.1.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos referentes a esse trabalho são:

- a) Processar medidas magnetotelúricas através de programas livres, utilizando técnicas de análise espectral em séries temporais coletadas (processamento robusto)
- b) Colaborar no entendimento geológica da região estudada.

2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Com a separação dos continentes durante a quebra do Gondwana, formou-se na costa brasileira uma série de bacias extensionais que posteriormente foram soterradas pelos sedimentos de margem passiva. Essas bacias foram caracterizadas pela ocorrência de grandes lagos interiores que ao longo do tempo foram gerando e acumulando hidrocarbonetos. Situada na costa leste brasileira entre as cidades de Salvador e Ilhéus a

bacia de Camamu-Almada é composta por parte emersa e marinha ocupando no total uma área de 22.429 Km². A bacia se desenvolveu nas proximidades do *rift* abortado do *rift* abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá, tendo como embasamento as rochas da região leste do cráton do São Francisco. Além de sua importância para o sistema petrolífero brasileiro esta bacia tem grande valor para o entendimento da tectônica de placas, fornecendo informações acerca dos deslocamentos crustais, dos movimentos extensionais, quebra de continentes e geração e preservação de bacias.

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 10⁴ 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. Destaca-se que por ser um processo lento, a variação secular do campo magnético não influencia nas campanhas magnetotelúricas.

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).

3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz)

As fontes Magnetotelúricas 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. Em todo o planeta Terra, tempestades elétricas são formadas dispondo de energia, através das descargas elétricas, suficiente para campanhas magnetotelúricas 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 magnetotelúrica, a aquisição deverá ser interrompida para proteger os equipamentos (MENEZES, 2013).

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 Audiomagnetotelúrico (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 6 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. 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).

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 magnetotelúrico 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:

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

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:

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

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 magnetotélúricas 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 geolétricas (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 geolétricas, 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 (SANTO-MATOS, 2012).

3.4.3 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 19 sondagens magnetotélúricas.

4.1 Aquisição Magnetotélúrica

A campanha magnetotélúrica (MT), a qual esse trabalho refere-se, encontra-se dentro do projeto Rift-UFBA que foi patrocinado pela PETROBRAS e realizado por cooperação entre Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Universidade Federal da Bahia (UFBA). Esse projeto teve como objetivo investigar a faixa litorânea que vai do estado de Alagoas até o sul do estado da Bahia, através da estrutura geoeétrica, mais especificamente a variação da condutividade elétrica no interior da Terra, a partir de medidas geofísicas, principalmente, magnetotélúricas das bacias costeiras tipo *rift*: Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamú, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Recôncavo-Tucano-Jatobá.

A obtenção dos dados ocorreu através do equipamento magnetotélúrico (GMS06), pertencente ao grupo de estudos de Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esses dados são referentes a informações de 24 estações de sondagem magnetotélúricas em Banda Larga que tem o espaçamento de 20km uma da outra.

O GMS06 (Metronix GmbH) é um sistema de aquisição magnetotélúrica de banda larga (correspondente ao 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. No 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 magnetotelúrico 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 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 magnetotelúrico. 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.

Em campo, os dados magnetotelúricos, 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 (SANTOS, 2012).

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: Modificada de Santos (2012)

4.2 Tensor Impedância

Uma das premissas na qual a teoria magnetotelúrica é baseada, diz que os campos 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:

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

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. 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*.

4.3 Processamento dos Dados

O processamento dos dados seguiu fluxograma utilizado pelo GEOMA (ver Santos, 2012). Como resultado do processamento a ser descrito, espera-se obter funções de transferências magnetotélúricas, que é composta pelo tensor impedância (\mathbf{Z}), decomposto em curvas de resistividade aparente (ρ) e fase (ϕ). Neste trabalho desenvolvemos a parte inicial do fluxograma onde:

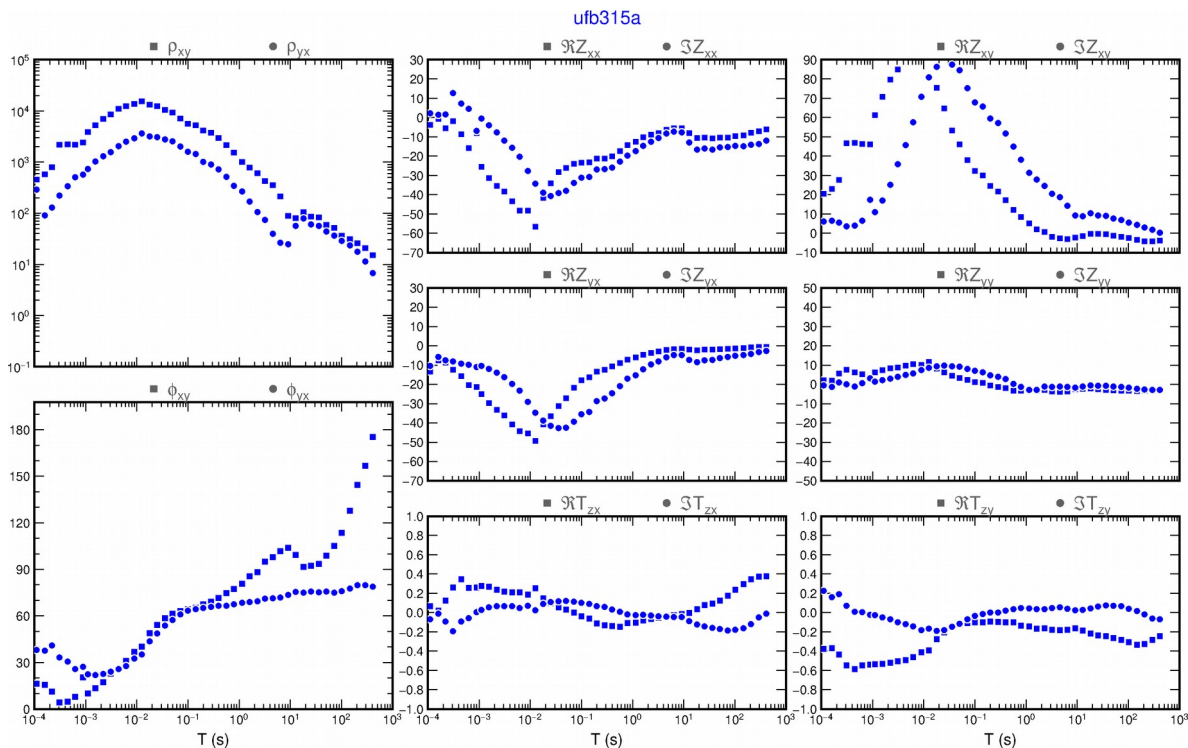
- Primeiro converte-os do formato binário (ats), para o formato txt (asc) usando o programa **ats2asc** que foi aplicado pelo código robusto empregado no processamento (EGBERT, 1997).
- a) Como os dados MT são no domínio da frequência, é feita uma conversão das séries temporais adquiridas para o domínio 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. 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.

- Depois faz a subrotina **TranMT** (EGBERT, 1997) que realiza 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 2).

Figura 2 – Curvas de resistividade aparente e fase (estação 315a) para as quatro componentes (XX, YY, XY e YX) do tensor impedância e o tipper



Fonte: Autor

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

No presente trabalho são apresentadas as primeiras etapas do processamento dos dados que consiste em duas sub-rotinas: sub-rotina DNFF, utilizada para a análise espectral a qual obtém-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas e sub-rotina TRANMT, a qual estima os elementos do tensor impedância a partir dos coeficientes obtidos. Os próximos passos serão a análise das funções de transferências magnetotelúricas por meio da construção de pseudosseções das resistividades e fases nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX) e, a análise de dimensionalidade das estruturas sob o perfil medidas, pois isso define a complexidade do programa de inversão a ser utilizado

para obter a distribuição de condutividade em subsuperfície. Espera-se, com esse estudo contribuir no conhecimento geotectônico sobre o cráton do São Francisco e a bacia de Camamú.

6 REFERÊNCIAS

BERDICHEVSKY, M. N.; ZHDANOV, M. S.; **Advanced theory of deep geomagnetic sounding.** n. 19. Elsevier Science LTD. 1984.

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.

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

JAMES, F. L. (United States). Smithsonian (Ed.); **EARTH: The Definitive Visual Guide.** 2. ed. New York: Dk Publishing, 2013. 525 p.

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

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

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

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, 2005.

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

SANTOS, C.C. & REIS, R. 2011. **Projeto Bacia do Tucano Central: Folha Caimbe – SC. 24-Z-A-I; Folha Jeremoabo – SC.24-Z-A-II.** Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 2011. 99p. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.



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.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P.; FERREIRA V. P.; ARMSTRONG, R.; SIAL, N. A. 2010. **Ediacaran Águas Belas plutons, northeastern Brazil: evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation.** *Gondwana Research* 17: 676-687.

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.

VOZOFF, D.; The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (ed.), **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics.** v. 2, 1991. p. 641-711.