



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



aa/bb/cc/dd-TDI

**INVERSÃO 2-D DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS
NA REGIÃO CUPRÍFERA DO VALE DO CURAÇÁ,
NORTE DA BAHIA**

Leonardo Damasceno Ornellas

Relatório final de iniciação científica do programa PIBIC, orientada pelos Drs. Antônio Lopes Padilha e Andréa Cristina Lima Santos-Matos.

URLdooriginal:
<<http://urlib.net/xx/yy>>

PUBLICADOPOR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor(GB)

Serviço de Informação e Documentação

(SID) caixa Postal515-CEP12.245-970

São José dos Campos-SP -Brasil tel:

(012)3945-6923/6921

Fax:(012)3945-6919

E-mail:pubtc@sid.inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E
PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO
INPE(DE/DIR-544):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro- Serviço de Informação e Documentação(SID)

Membros:

Dr.Gerald Jean Francis Banon-Coordenação Observação da Terra(OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro-Centro de Tecnologias Espaciais(CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos(CPT)

Drª Maria do Carmo de Andrade Nono-Conselho de Pós-

Graduação Dr. Plínio Carlos Alvalá-Centro de Ciência do Sistema

Terrestre(CST) **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr.Gerald Jean Francis Banon-Coordenação de Observação da Terra(OBT)

Clayton Martins Pereira-Serviço de Informação e Documentação(SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza-Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos-Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes-Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



aa/bb/cc/dd-TDI

**INVERSÃO 2-D DE DADOS
MAGNETOTELÚRICOS NA REGIÃO CUPRÍFERA
DO VALE DO CURAÇÁ, NORTE DA BAHIA**

Leonardo Damasceno Ornellas

Relatório final de iniciação científica do programa PIBIC, orientada pelos Drs. Antônio Lopes Padilha e Andrea Cristina Lima Santos-Matos.

URL do documento original:
<<http://urlib.net/xx/yy>>



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-
Não Comercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Informar aqui sobre marca registrada (a modificação de esta linha deve ser feita no arquivo publica-text).

RESUMO

O potencial exploratório na região norte do estado da Bahia, mais especificamente no vale do rio Curaçá, com destaque para as mineralizações de Cobre, tem motivado estudos com o intuito de se entender a evolução tectônica da região. O método geofísico magnetotelúrico (MT) é utilizado para estimar a distribuição da condutividade elétrica no interior da Terra a partir da interpretação de medidas simultâneas das variações temporais naturais dos campos geomagnéticos e geoeletrônicos induzidos. No presente trabalho foi utilizado o método MT com objetivo de identificar possíveis estruturas geoeletricas na região cuprífera do Vale do Curaçá. Os dados utilizados nesse projeto correspondem a um perfil linear de aproximadamente 180km, coletados pelo grupo de pesquisa em geomagnetismo da Divisão de Heliofísica, Ciências Planetárias e Aeronômica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (GEOMA/DIHPA/INPE), localizados entre o norte do estado da Bahia e oeste do estado de Pernambuco, inseridos nos ambientes geológicos conhecidos como cráton do São Francisco e província Borborema. Para este trabalho foram processados dados de 10 estações MT, seguindo fluxograma de processamento do GEOMA. A partir do processamento foram obtidas funções de transferência MT. Para a análise qualitativa preliminar dessas respostas foram construídas pseudoseções de resistividade e fase nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX). A análise de dimensionalidade geoeletrica por invariantes rotacionais e pelo tensor de fase mostraram que a região de estudo é caracterizada por ambiente predominantemente tridimensional (3-D). As pseudoseções de resistividade mostram regiões bem definidas com aumento da resistividade em maiores períodos, a exceção está para uma estação sob o Terreno Piancó-Alto Brígida. A análise das pseudoseções de fase sugerem que a litosfera sob o perfil de medidas é geoeletricamente diferente dentro da crosta média e inferior. Para uma melhor compreensão e correlação dos dados observados com a geologia, a próxima etapa deste trabalho consistirá na inversão tridimensional dos dados observados.

Palavras-chave: Método magnetotelúrico. Tectônica. Resistividade. Fase. Inversão 3-D.

2-D INVERSION OF MAGNETOTELLURIC DATA FROM THE REGION OF CURAÇÁ VALLEY, NORTHERN OF BAHIA

ABSTRACT

The exploratory potential of the northern of the estate of Bahia, more specifically on Curaçá River's valley, especially the copper mineralizations, has stimulated new studies with the objective to understand the tectonic evolution of the zone. The geophysical magnetotelluric method is used to estimate the conductivity distribution in Earth's interior from the interpretation of simultaneous measurements of natural induced electric and magnetic fields. In the present work the MT method was used in order to identify possible geoelectric structures in the region of Curaçá's valley. The data used in this project fits a profile of approximate 180km, collected by the research group of geomagnetism from the division of helio-physics, planetary sciences and aeronomy of the National Institute of Spatial Researches (GEOMA/DIPHA/INPE), localized between northern of Bahia and west of Pernambuco, belonging to the geological environments of São Francisco cráton and Borborema Province. In This work was processed 10 MT stations, following the processing fluxogram of GEOMA. From this processing, we got the transfer MT functions. The preliminary qualitative analyse of this response was made by the construction of pseudosections of apparent resistivity and phase in two orthogonal measured directions (XY and YX). The analysis of geoelectric dimensionality by rotational invariant phase tensor show that the area is characterized by a predominant 3-D environment. The pseudosections of resistivity show well defined areas of greater resistivity for long periods, with the exception of one station over Piancó-Alto Brígida Terrain. The analysis of phase pseudosections show suggests that the lithosphere under the profile is geoelectrically different in the middle and lower crust. For a better understanding and correlation of the observed data with geology, the next procedure in this work is the 3-D inversion of the observed data.

Keywords: Magnetotelluric method. Tectonic. Resistivity. Phase. 3-D inversion.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Mapa de localização do perfil magnetotelúrico.....	3
3.2 Cráton do São Francisco.....	4
3.3 Mapa da província borborema.....	6
4.1 Condutividade elétrica dos materiais geológicos.....	13
4.2 Espectro de frequência em que trabalha o método MT.....	15
5.1 Arranjo típico do método MT.....	16
5.2 Fluxograma de processamento de dados MT.....	17
5.3 Arquivo .dat obtido para a estação bor715a.....	18
5.4 Critério de dimensionalidade.....	19
5.5 Representação gráfica do tensor fase.....	20
6.1 Análise de dimensionalidade obtida pelo método WALDIM.....	21
6.2 Análise de dimensionalidade obtida pelo método do tensor de fase.....	21
6.3 Pseudosseções de resistividade.....	23
6.4 Pseudosseções de fase.....	24

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 Objetivos.....	2
2.1 Objetivos Gerais.....	2
2.2 Objeivos específicos.....	2
3 Área de estudo.....	2
3.1 Localização.....	2
3.2 Contexto Geológico.....	3
3.2.1 Crátondo São Francisco.....	4
3.2.2 Província Borborema.....	5
3.2.2.1 Faixa Riacho do Pontal.....	6

3.2.2.2	Terreno Pernambuco-Alagos.....	7
3.2.2.3	Terreno Piancó-AltoBrígida.....	7
4	Fundamentação teórica.....	7
4.1	O método magnetotelúrico.....	8
4.1.1	Equações de Maxwell.....	8
4.1.2	Profundidade de investigação.....	11
4.1.3	Dimensionalidade.....	11
4.1.3.1	Terra unidimensional.....	12
4.1.3.2	Terra bidimensional.....	12
4.1.3.3	Terra tridimensional.....	13
4.1.4	Condutividade elétrica das rochas.....	13
4.1.5	Fontes do sinal MT.....	14
5	Metodologia.....	16
5.0.1	Aquisição de dados.....	16
5.0.2	Processamento de dados.....	16
5.0.2.1	Processamento robusto.....	16
5.0.3	Dimensionalidade.....	18
5.0.3.1	Waldim.....	18
5.0.3.2	Tensor de fase.....	19
6	Resultados.....	20
6.1	Análise de dimensionalidade.....	20
6.2	Pseudosseções.....	21
7	CONCLUSÕES.....	24
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	25

1 INTRODUÇÃO

A evolução tectônica dos continentes pode ser simplificada entendida por meio do modelo de colisões e colagens de blocos individualizados e com características geológicas próprias, tal como descrito pelo ciclo de Wilson. Uma das implicações desse modelo é a formação de orógenos nas bordas dos blocos envolvidos e a formação de estruturas características da propagação dos esforços para o interior das regiões em colisão. Algumas dessas feições podem ser superficialmente delimitadas a partir de dados obtidos por observação direta. No entanto, dada a natureza dos eventos em questão, uma descrição mais segura e detalhada do contexto tectônico de uma região demanda a obtenção de informações da litosfera em profundidade ao longo de uma grande extensão, inacessíveis à observação direta. Nesse sentido, dados geofísicos indiretos se apresentam como fundamentais para os estudos tectônicos (NEVES, 1995). Um exemplo disso pode ser verificado no nordeste brasileiro na dificuldade encontrada historicamente para a delimitação do cráton do São Francisco, como descrito em Heilbron et al (2017^a).

O amalgamento das massas continentais ocorrida no neoproterozóico, que consolidou o supercontinente Gondwana, uniu o cráton do São Francisco-Congo com as porções litosféricas que constituem o que hoje é conhecido como província Borborema. O fechamento do espaço existente entre esses dois domínios ocorreu mediante a formação de orógenos em suas bordas, cuja expressão atual são conhecidas como faixas móveis. No caso do limite entre as duas estruturas em questão, essas faixas móveis são a Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipano (HEILBRON et al.,2017a). O cráton do São Francisco, pelo próprio conceito de Cráton (ALMEIDA, 1977), não sofreu deformações significativas em seu interior em decorrência desse evento colisional. As porções constituintes da província Borborema serão abordadas nesse trabalho como "terrenos tectonoestratigráficos" tal como descritos em Neves (2019) e (Santos et al.,2014), ou seja, uma porção litoestratigráfica com história geológica própria e delimitada por falhas, que sofreram deformações, metamorfismos e intrusões (SANTOS; CAXITO,2021) (LIMA et al.,2020).

O método magnetotelúrico é utilizado para determinar a distribuição de condutividade elétrica no interior da Terra a partir de medidas simultâneas, feitas em

superfície, das variações temporais naturais dos campos geomagnéticos (H_x, H_y e H_z) e geoeletricos (E_x e E_y) induzidos. Este método trabalha em um amplo espectro de frequências, atingindo diversas profundidades de investigação e possibilitando o mapeamento de estruturas em subsuperfície.

Neste trabalho foram processados dados de 10 estações MT, com um espaçamento de aproximadamente 20Km entre elas, localizadas na parte do norte do cráton do São Francisco e sudoeste da província Borborema, correspondendo à região norte da Bahia e centro-oeste do estado de Pernambuco, com o objetivo de contribuir no entendimento da evolução tectônica desses ambientes.

2 Objetivos

2.1 Objetivos Gerais

-Aplicar o método magnetotelúrico para o imageamento geoeletrico da litosfera sob as regiões geológicas conhecidas como cráton do São Francisco e província Borborema.

- Contribuir com o entendimento da evolução tectônica da região em estudo.

2.2 Objetivos específicos

- Obter uma primeira visualização dos dados na forma de pseudosseções de fase e resistividade aparente a partir dos observados.

- Obter a dimensionalidade geoeletrica das estruturas em subsuperfície

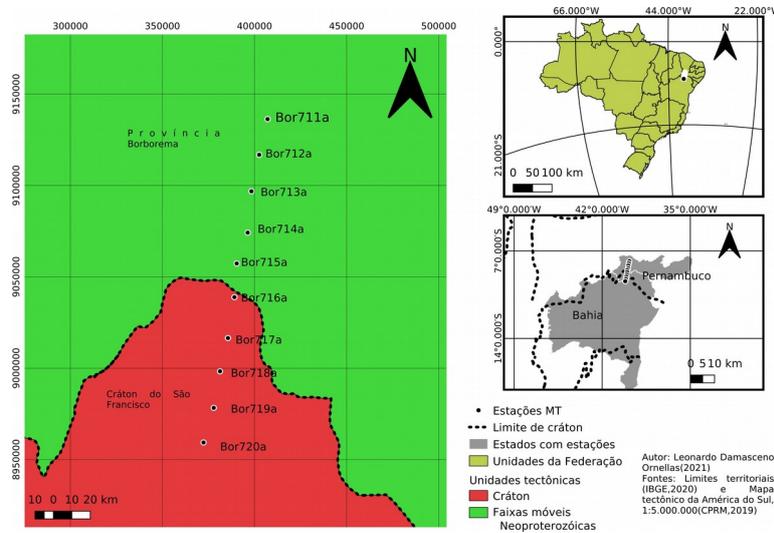
3 Área de estudo

3.1 Localização

A figura 3.1 mostra um mapa com a localização geográfica das estações MT e o tipo de ambientes geológicos em que elas estão inseridas. Os arquivos vetoriais são de domínio público e estão disponíveis para download (CPRM, 2021; IBGE, 2021). O perfil possui duas estações localizadas no estado da Bahia e 8 estações localizadas no estado de Pernambuco. Além disso, cinco estações estão inseridas no contexto do cráton do São

Francisco e 5 estações no contexto da província Borborema. O perfil tem uma extensão aproximada de 180Km, com cada estação separada uma da outra por cerca de 20Km.

Figura 3.1 - Mapa de localização do perfil magnetotelúrico.



Fonte: Autor

3.2 Contexto Geológico

O mapa apresentado na figura 3.1 é uma simplificação do contexto geológico da região, que é produto da aglutinação das porções litosféricas correspondentes a terrenos atualmente localizados à sudoeste da província Borborema e o norte do cráton do São Francisco, consolidada no neoproterozóico e dentro do ciclo brasileiro. A complexidade geológica resultante dessa interação foi um dos principais motivos para as diferentes delimitações sugeridas para o norte do cráton do São Francisco (HEILBRON et al., 2017a), demandando um melhor conhecimento da subsuperfície da área.

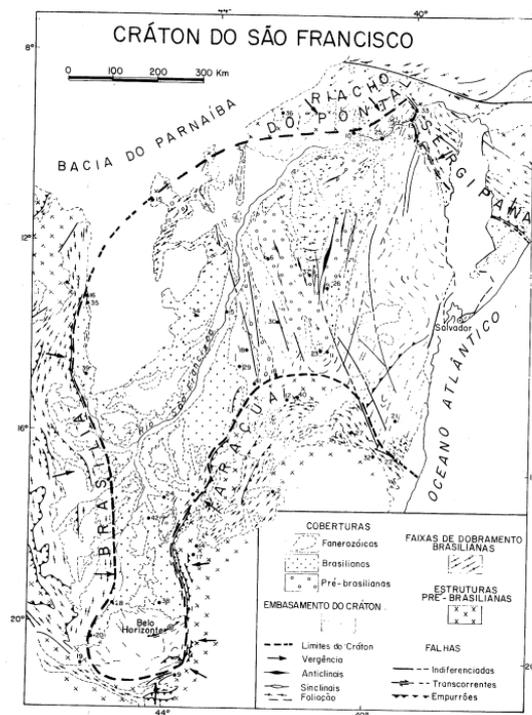
Como os terrenos da província Borborema e cráton do São Francisco possuem histórias geológicas distintas, a contextualização geológica foi subdividida ao longo do texto para o cráton do São Francisco e cada terreno pertencente à província Borborema onde estão localizadas as estações MT: Faixa Riacho do Pontal, Terreno Pernambuco-Alagoas, Terreno Piancó-Alto Brígida.

3.2.1 Cráton do São Francisco

Diversos eventos de colisão e fechamento de oceano mediante difentes mecanismos de subducção, resultando na aglutinação de massas litosféricas pré-existentes, combinados com uma série de intrusões orogênicas e não-orogênicas, metamorfismos, deformações e formação de bacias intracontinentais, foram os responsáveis por moldar a região que hoje é conhecida como cráton do São Francisco, sendo o primeiro deles a amalgamação de núcleos arqueanos constituintes do embasamentos e que estão amplamente distribuido ao longo da margem norte do cráton (HEILBRON et al., 2017b).

Uma tentativa clássica de se delimitar o cráton do São Francisco foi proposta por Almeida (1977) (figura3.2). Posteriormente várias outras tentativas de ajustar os limites do cráton do São Francisco foram propostas especialmente com relação a sua margem norte, cujo potencial exploratório tem motivado diversos trabalhos com o intuito de melhor entender a evolução tectônica da área (DARDENNE; SCHOBENHAUS, 2001;HEILBRON et al., 2017a; TEIXEIRA et al., 2010;UHLEIN et al., 2011).

Figura 3.2-Cráton do São Francisco

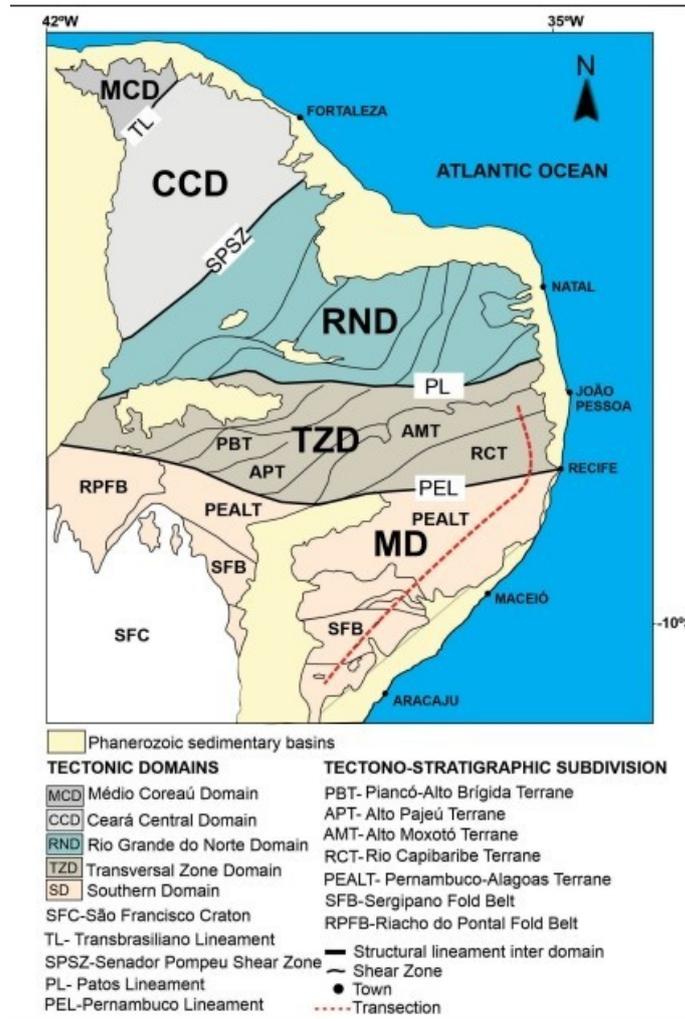


Fonte: Almeida. (1977)

3.2.2 Província Borborema

A província Borborema (figura 3.3), consolidada no neoproterozóico, corresponde a uma série de blocos crustais separados por falhas e zonas de cisalhamento. Foram propostos diferentes mecanismos para explicar a evolução geológica e tectônica da região, dentre os quais podemos citar os modelos de terrenos acrecionários, mecanismos intracontinentais e uma combinação entre eles. O modelo de terrenos acrecionários envolve ciclos completos de abertura e fechamento de oceano entre os blocos crustais alóctones pré-existentes (SANTOS; CAXITO, 2021; SANTOS; MEDEIROS, 1999). A sugestão de mecanismos intracontinentais propõe que o embasamento da província Borborema, o cráton do São Francisco-Congo e o cráton Amazônico faziam parte de um supercontinente (Atlântica) e que as deformações, intrusões e estruturas observadas atualmente na província Borborema são resultantes de retrabalhamento intracontinental, como a formação (e inversão) de bacias intracontinentais e propagação de esforços para o interior do continente originados nas zonas de subducção localizadas nas bordas desse supercontinente (NEVES, 2003). O terceiro mecanismo combina ciclos de Wilson completos amalgamando os blocos crustais com retrabalhamento intracontinental de crosta pré-neoproterozóica (CAXITO et al., 2020). Neste trabalho, preferimos discorrer brevemente sobre os terrenos específicos nos quais o perfil está inserido, destacando suas principais feições.

Figura 3.3 - Mapa da Província Borborema



Fonte: Lima et al. (2020)

3.2.2.1 Faixa Riacho do Pontal

Segundo Uhlein et al. (2011) as faixas móveis neoproterozóicas que delimitam a margem norte do cráton do São Francisco foram bacias de margem passiva, dobradas e metamorfizadas no evento de fechamento oceânico, que consolidou o cráton do São Francisco e a província Borborema. Dentre elas, a faixa de dobramentos Riacho do Pontal (FRP) pode ser tectonicamente entendida por duas fases de deformação: A primeira fase, que gerou estruturas de *nappes* na porção externa da faixa com transportes tectônicos na direção sul-sudeste para o cráton do São Francisco e formação de estruturas do tipo *Klippe* do grupo Barra Bonita (ou seja, uma estrutura alóctone da faixa no cráton do São Francisco), atribuída à

tectônica tangencial e a segunda responsável por transcorrências na porção interna da faixa, atribuída à tectônica transcorrente

As faixas neoproterozóicas podem ser descritas como rochas sedimentares que foram depositadas no contexto de margem passiva (com representates de sedimentos mais distais e plataformais), dobradas e metamorfasadas com o fechamento brasileiro. Maiores detalhes sobre a estratigrafia das faixas neoproterozóicas do sul do província Borborema podem ser encontradas em Uhlein et al (2011).

3.2.2.2 Terreno Pernambuco-Alagoas

O terreno Pernambuco-Alagoas (PE-AL) corresponde a um segmento arqueano a paleoproterozóico cercado por faixas móveis meso a neoproterozóicas, cuja análise estrutural sugere uma evolução tectônica policíclica (NEVES et al.,1982). O Aparecimento de rochas do cráton do São Francisco na margem oeste do terreno sugerem que nem sempre o contato do cráton com os terrenos da província Borborema se dá mediante as faixas móveis, mas podem ocorrer também de forma "abrupta".

Dados magnetotelúricos mais recentes foram obtidos para a porção leste do terreno por Santos (2012). A inversão 2D mostrou uma distribuição heterogênea de condutividade sob o terreno, sendo mais resistiva a norte. Foi observada a presença de uma anomalia condutiva significativa mais ao sul, que se estende até a descontinuidade de Mohorovicic, que foi associado à presença de grafita.

3.2.2.3 Terreno Piancó-Alto Brígida

Segundo Neves et al. (2018) o terreno Piancó-Alto Brígida (TPAB) corresponde a um sistema de dobramentos resultante do fechamento de uma bacia de deposição marinha costeira, com intrusões ígneas sin-deposicionais, limitada a norte pelo lineamento de Patos e a sul pelo lineamento Pernambuco e com, pelo menos, três fases de deformação.

4. Fundamentação teórica

3.3 O método magnetotelúrico

Proposto inicialmente por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953) o método magnetotelúrico determina a distribuição da condutividade em subsuperfície a partir da medida em superfície da variação dos campos elétricos e magnéticos induzidos por fenômenos atmosféricos (frequências maiores que 1Hz) ou pela interação da magnetosfera com os ventos solares (frequências menores do que 1Hz), partindo da premissa que as perturbações no campo geomagnético produzida por esses fenômenos se propagam como ondas planas que viajam para o interior da Terra. A relação entre os campos medidos é estabelecido pelo tensor de impedância magnetotelúrico \mathbf{Z} . O método MT trabalha dentro de um amplo espectro de frequências, permitindo que sejam imageadas regiões em diferentes profundidades. A intenção desse capítulo é abordar os pontos fundamentais da teoria envolvendo o método MT. Para um estudo mais aprofundado desse aspecto, recomenda-se a leitura de CHAVE e JONES (2012)

3.3.1 Equações de Maxwell

As equações de Maxwell (4.1-4.4) são o ponto de partida para a descrição matemática de fenômenos eletromagnéticos.

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (4.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (4.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (4.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (4.4)$$

Onde, \mathbf{D} (C/m²) é o campo deslocamento elétrico, ρ (C/m³) é a densidade de carga, \mathbf{B} (T) é o campo indução magnética, \mathbf{E} (V/m) é o campo elétrico, \mathbf{H} (C/m²) é o campo magnético e \mathbf{J} (A/m²) é a densidade de corrente. As duas primeiras equações são as conhecidas como leis de Gauss e estabelecem que a fonte de campo elétrico é uma distribuição de carga e que não há monopólos magnéticos. A terceira equação é conhecida como lei de Faraday e nos diz que um campo magnético induzido variável no tempo gera um campo elétrico. A última equação é a lei de Ampère, que estabelece que um campo elétrico variável no tempo somado vetorialmente com a densidade de corrente elétrica produz um campo magnético.

As relações constitutivas 4.5 até 4.7 estabelecem o comportamento do campo eletromagnético em meios isotrópicos com propriedades μ (Permeabilidade magnética, dada em H/m), ϵ (permissividade dielétrica, dada em F/m) e σ (condutividade elétrica, dada em S/m).

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (4.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (4.6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (4.7)$$

Aplicando as relações constitutivas nas equações de Maxwell e fazendo $\frac{\partial}{\partial t} = i\omega$ (a derivada temporal corresponde a um produto por $i\omega$ no domínio da frequência), $i\omega = 2\pi f$, obtemos:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\epsilon} \quad (4.8)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (4.9)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega \mu \mathbf{H} \quad (4.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = (\sigma + i\omega \epsilon) \mathbf{E} \quad (4.11)$$

Aplicando o rotacional na equação 4.10

$$\begin{aligned} \nabla \times \nabla \times \mathbf{E} &= i\omega \mu \nabla \times \mathbf{H} \\ \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} &= -i\omega \mu \nabla \times \mathbf{H} \\ \nabla\left(\frac{\rho}{\epsilon}\right) - \nabla^2 \mathbf{E} &= -\mathbf{E}(i\omega \epsilon \mu + \omega \mu \sigma) \end{aligned}$$

Considerando a aproximação *quasi*-estática (correntes de deslocamento desprezíveis):

$$\begin{aligned} -\nabla^2 \mathbf{E} &= -k^2 \mathbf{E} \\ \nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} &= 0 \quad (4.12) \end{aligned}$$

$$\text{Com } k = \sqrt{-i\mu\omega\epsilon}.$$

Considerado uma onda plana (ou seja, os campos variam apenas em uma direção) com $\mathbf{E} = (E_x, 0, 0)$ e $\mathbf{H} = (0, H_y, 0)$ e que se propaga verticalmente para baixo, a equação (4.12) tem solução dada por:

$$E_x(z) = E_{0x} e^{-kz} \quad (4.13)$$

Analogamente para \mathbf{H} :

$$H_y(z) = H_{0y} e^{-kz} \quad (4.14)$$

Onde, H_{0y} e E_{0x} são os campos totais medidos na superfície. Calculando a derivada parcial em relação a z de (4.13) e aplicando a equação (4.10) com as condições estabelecidas, obtemos:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -k E_{0x} e^{-kz} = -i\mu\omega H_y = -i\mu\omega H_{0y} e^{-kz} = \frac{k^2}{\sigma} H_{0y} e^{-kz} \quad (4.15)$$

$$\frac{E_{0x}}{H_{0y}} = \frac{k}{\sigma} = \frac{i\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega(i+1)^2}{2}}}{\sigma} \quad (4.16)$$

$$\frac{E_{0x}}{H_{0y}} = \frac{(i-1)\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}}}{\sigma} \quad (4.17)$$

Calculando a norma ao quadrado da equação (4.17), obtemos:

$$\left| \frac{E_{0x}}{H_{0y}} \right|^2 = \mu\omega\rho_{xy} \quad (4.18)$$

Sendo que agora ρ_{ij} significa resistividade.

A relação (4.18) define o tensor impedância, \mathbf{Z} , que estabelece a relação entre os campos medidos e é dado por:

$$|\mathbf{Z}_{xy}|^2 = \left| \frac{E_{0x}}{H_{0y}} \right|^2 \quad (4.19)$$

e, portanto, pode-se obter a resistividade a partir dos campos medidos mediante o tensor impedância. Ou seja, o tensor impedância é o elo entre os dados medidos (campos elétrico e magnético na superfície) e a informação que se deseja obter (resistividade, ou seu inverso, condutividade).

$$\rho_{xy} = \frac{|\mathbf{Z}_{xy}|^2}{\mu\omega} \quad (4.20)$$

A partir do tensor impedância, que é uma grandeza complexa, também pode ser obtida sua fase:

$$\Phi_{xy} = \arctan\left(\frac{\Im(Z_{xy})}{\Re(Z_{xy})}\right) \quad (4.21)$$

De forma generalizada:

$$\rho_{ij} = \frac{|Z_{ij}|^2}{\mu \omega} \quad (4.22)$$

$$\Phi_{ij} = \arctan\left(\frac{\Im(Z_{ij})}{\Re(Z_{ij})}\right) \quad (4.23)$$

A equação (4.22) fornece, na realidade, a resistividade, aparente, uma estimativa para a resistividade real. A fase, por outro lado, nos fornece uma informação qualitativa sobre como a resistividade está variando em profundidade. Fases maiores que 45° indicam um aumento da condutividade, enquanto que fases menores que 45° indicam um aumento de resistividade.

3.3.2 Profundidade de investigação

A profundidade de investigação do método magnetotelúrico (também conhecida como *Skin depth*) é função da resistividade do meio e da frequência do sinal, como expressa a equação (4.24). Para uma mesma frequência, a profundidade de investigação do método é menor em meios mais condutivos do que em meios mais resistivos. Além disso, para regiões de mesma resistividade menores frequências representam profundidades mais rasas, enquanto que maiores frequências representam maiores profundidades (SANTOS, 2012).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu \omega \sigma}} \quad (4.24)$$

4.1.3 Dimensionalidade

O conceito de dimensionalidade no método magnetotelúrico se refere às direções em que a resistividade varia em subsuperfície, podendo ser 1D, 2D ou 3D. A dimensionalidade da estrutura geoeétrica determina o tipo de inversão mais adequado para ser aplicado sobre os dados. Assim, se uma área é majoritariamente 3D, o mais adequado é uma inversão 3D. Para entender o significado de dimensionalidade geoeétrica, devemos recorrer a definição do tensor impedância em sua forma matricial:

$$\begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (4.25)$$

4.1.3.1 Terra unidimensional

Nesse modelo, a resistividade varia apenas com a profundidade. É o mais simples dos três e pode representar satisfatoriamente a estrutura de uma bacia sedimentar, por exemplo. Nesse modelo, as componentes da diagonal principal da matriz impedância são nulos e os demais membros são iguais e de sinais opostos.

$$\begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (4.26)$$

4.1.3.2 Terra bidimensional

Em meios 2D, a resistividade varia com a profundidade e em uma das direções horizontais. A direção horizontal em que a resistividade não varia é conhecida como *strike* geoeétrico. Se um dos campos está alinhado com essa direção, a expressão do tensor impedância se reduz a:

$$\begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (4.27)$$

Quando o campo elétrico é paralelo ao *strike*, tem-se o modo TE (transversal elétrico, Z_{xy}) e quando o campo magnético é paralelo ao *strike* tem-se o modo TM (transversal magnético, Z_{yx}). Como essas direções não são conhecidas *a priori*, os campos podem não coincidir com essa direção e a matriz impedância terá todas as suas componentes diferentes entre si e não nulas. Para resolver esse problema o tensor é rotacionado de forma que um dos campos coincida com o *strike* e se obtenha a expressão simplificada acima. Um modelo de dique vertical pode ser entendido como uma estrutura geológica 2D.

4.1.3.3 Terra tridimensional

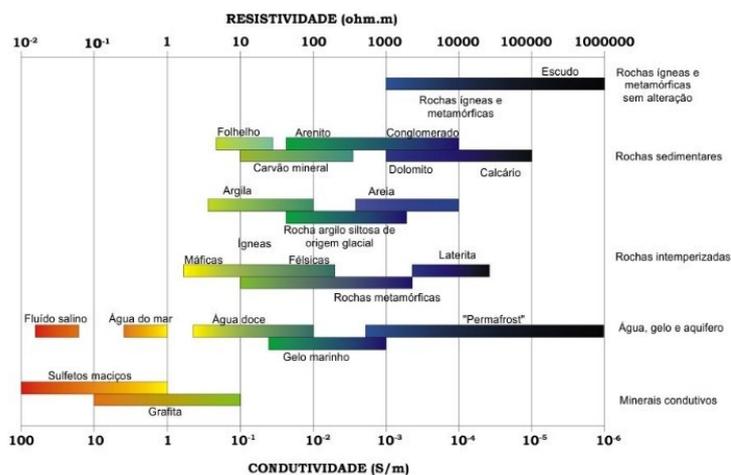
É a situação mais geral, onde nenhuma das componentes do tensor MT se anulam. Em regiões de geologia complexa, esse é o tipo esperado de dimensionalidade.

$$\begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (4.28)$$

4.1.4 Condutividade elétrica das rochas

A grande variabilidade da condutividade elétrica nos materiais terrestre (figura 4.1) faz com que essa propriedade seja reconhecidamente diagnóstica do interior da Terra. Para uma boa interpretação do método magnetotelúrico se faz necessário, portanto, conhecer bem essas possibilidades.

Figura4.1-Condutividade elétrica dos materiais geológicos



Fonte: Santos. (2012)

Apesar de existirem minerais nativos que são bons condutores, como minerais metálicos e grafita, a maioria dos materiais que compõem as rochas são resistentes e a condutividade elétrica em subsuperfície ocorre majoritariamente por processos eletrolíticos, ou seja, através do movimento de íons dissolvidos em fluidos que ocupam os espaços porosos das rochas. Assim, existe uma correlação entre condutividade elétrica das rochas e porosidade (além de salinidade e temperatura), que é melhor expressa pela lei de Archie(4.29) (KEAREY et al.,2002).

$$\rho = a \Phi^{-b} f^{-c} \rho_w \quad (4.28)$$

onde ρ_w é a resistividade do fluido interporoso, f é a fração dos poros preenchidos com fluido, Φ é a porosidade da rocha, a , b e c são constantes empíricas.

A condutividade eletrolítica é dominante na condutividade total da rocha especialmente em menores profundidades onde as rochas possuem porosidade primária e secundária capaz de armazenar fluido contendo íons em solução. Com aumento da profundidade, ocorre também um aumento na pressão agindo sobre as rochas e conseqüentemente os poros das rochas se fecham. Nesses ambientes o principal mecanismo pelo qual as rochas conduzem eletricidade é a semicondução, que ocorre em silicatos e é caracterizada pelo aumento exponencial da condutividade com a temperatura. Esse fenômeno é equacionado pela equação de Arrhenius

$$\sigma(T) = \frac{\sigma_0 e^{\frac{-A}{k}}}{T} \quad (4.29)$$

onde, T é a temperatura, A é uma constante dependente da composição da rocha, k é a constante de Boltzman e σ é a condutividade.

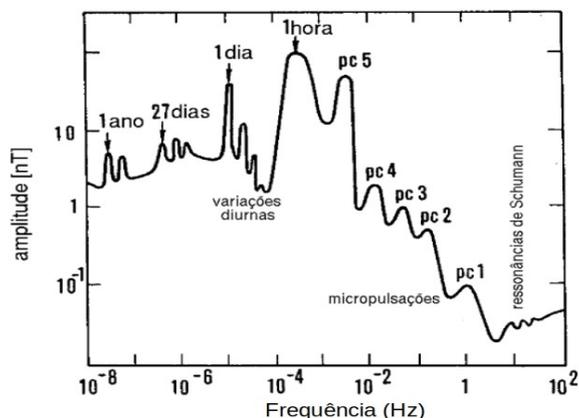
A argilosidade também é um fator importante principalmente para o caso de sedimentos não consolidados.

3.3.3 Fontes do sinal MT

Um aspecto a ser levado em consideração em relação ao método magnetotelúrico é o fato de o método trabalhar com fontes naturais. Como aponta Pádua (2004) uma das vantagens de se trabalhar com esse tipo de fonte está na logística a ser empregada na aquisição dos dados, sem a necessidade de equipamentos que injetem corrente solo. A principal desvantagem é a falta de controle sobre parâmetros relacionados à aquisição. Essas fontes podem ser basicamente subdivididas em duas: as de frequência maiores que 1Hz e que correspondem a descargas elétricas na atmosfera e aquelas menores do que 1Hz que são atribuídas às interações dos ventos solares com a magnetosfera. A figura (4.2)

mostra o amplo espectro de frequências com que trabalha o método MT e que permite o imageamento de estruturas em diversas profundidades.

Figura 4.2-Espectro de frequências em que trabalha o método MT



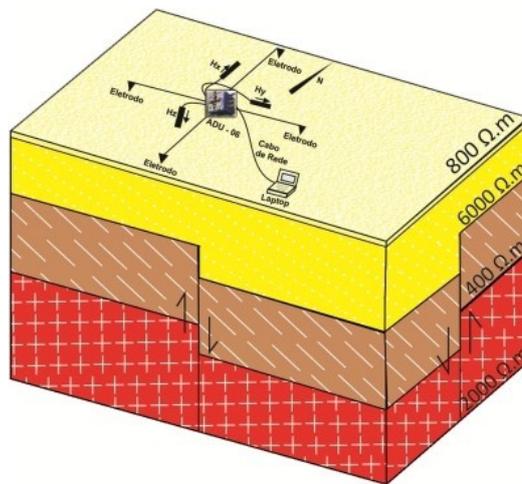
Fonte: Modificado de Pádua. (2004)

5. Metodologia

5.1 Aquisição de dados

Os dados usados neste trabalho correspondem a um perfil linear de 10 estações MT separadas por aproximadamente 20km, totalizando quase 180km adquiridos pelo grupo de pesquisa em geomagnetismo da Divisão de Heliofísica, Ciências Planetárias e Aeronomia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (GEOMA/DIHPA/INPE). Foram medidas três componentes do campo (H_x , H_y e H_z) através de magnetômetros alinhados na superfície do terreno e diferença de potencial elétrico em duas direções (E_x e E_y) utilizando-se eletrodos não polarizáveis. A figura (5.1) ilustra o arranjo para uma aquisição MT.

Figura 5.1-Arranjo típico para aquisição MT



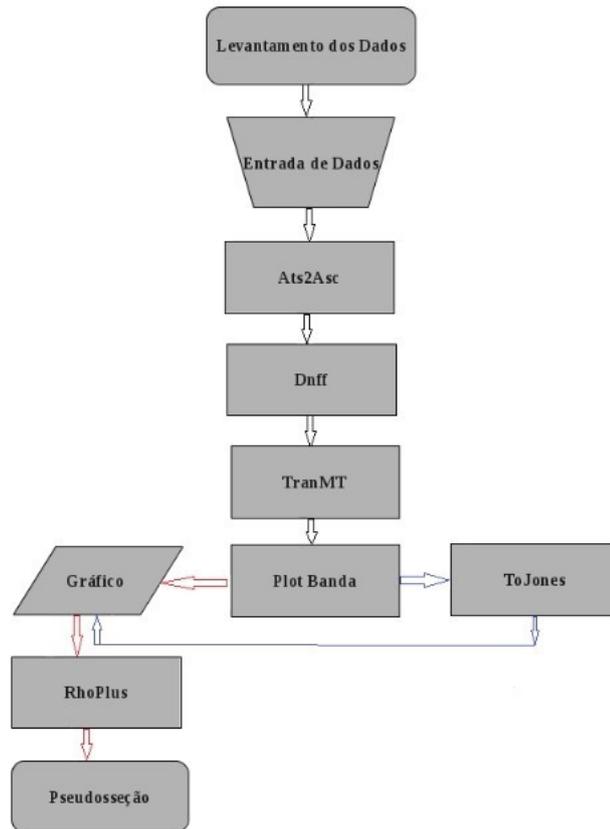
Fonte: Santos. (2012)

5.1 Processamento de dados

5.1.1 Processamento robusto

Foi seguido o fluxograma de processamento desenvolvido pelo grupo GEOMA do INPE, que está sintetizado na figura (5.2). Primeiramente, os dados binários coletados precisam ser transformados para o formato .txt, procedimento que é realizado pelo programa ats2asc.

Figura 5.2-Fluxograma de processamento de dados MT



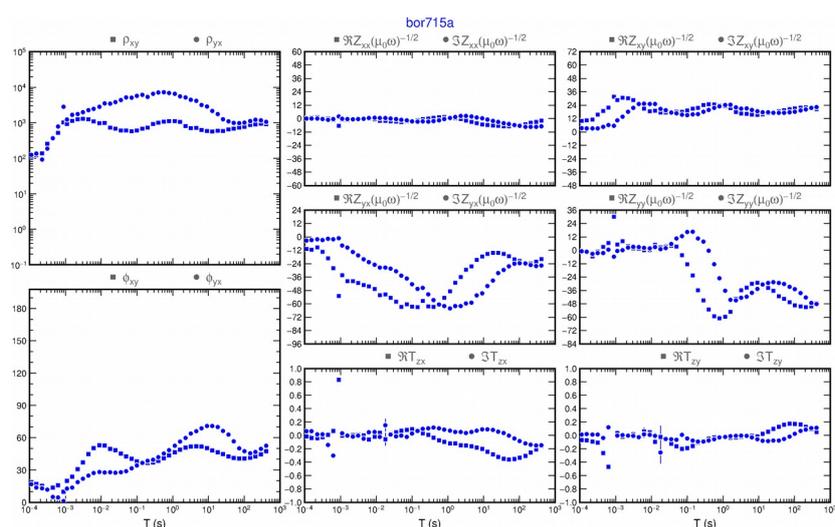
Fonte: Santos. (2012)

O método MT é um método que trabalha no domínio da frequência. Os dados medidos estão, no entanto, em séries temporais. É necessário, portanto, aplicar a transformada rápida de Fourier sobre os dados. Esse procedimento é realizado pelo programa dnff. Esse procedimento é realizado subdividindo-se as séries temporais em janelas cujo tamanho é uma relação entre o maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Os dados magnetotelúricos estão organizados em diferentes bandas com frequências de amostragem específicas. Quanto maior a frequência de amostragem, maior a quantidade de pontos por janela. A subrotina dnff aplica diferentes janelas em cada banda (A,B,C,D e F ou 65536H, 4096H, 128H e 4H) com o objetivo de produzir curvas de resistividade aparente e fase mais suaves.

Em seguida é aplicada a subrotina tranmt, que realiza a estatística robusta, eliminando *outliers* de cada seguimento. Ao final dessa etapa são apresentados as curvas de resistividade aparente e fase, além das estimativas do tensor impedância.

Posteriormente foi aplicado o programa ToJones (EGBERT; BOOKER,1986). Esse programa converte os dados da etapa anterior para o formato utilizado na segunda etapa do processamento (SANTOS, 2012).

Figura 5.3-Arquivo .dat obtido para a estação bor715a



Fonte:Autor

5.2 Dimensionalidade

Como já destacado anteriormente a análise de dimensionalidade nos fornece informações sobre a complexidade geológica em subsuperfície, bem como sobre o procedimento mais adequado de inversão dos dados. Nesse trabalho a dimensionalidade foi avaliada por dois métodos: O WALDIM (MARTÍ et al.,2009) e tensor de fases (CALDWELL et al.,2004).

5.2.1 Waldim

O tensor MT (equação 5.1) pode ser associado a escalares chamadas rotacionais invariantes. O método Waldim se baseia na possibilidade desses invariantes serem iguais a zero.

$$\mathbf{M}(\omega) = \frac{\mathbf{Z}(\omega)}{\mu_0} \quad (5.1)$$

Para uma situação 2D em que a direção de aquisição dos dados coincide com a direção do *strike* geotétrico, os elementos da diagonal principal da matriz $\mathbf{M}(\omega)$ se anulam e os demais elementos diferem entre si. Se a medida for realizada em qualquer outra direção, o tensor MT pode ser escrito de forma generalizada como:

$$\mathbf{M}'(\omega) = \mathbf{R}_\alpha \mathbf{M}_{2D}(\omega) \mathbf{R}'_\alpha \quad (5.2)$$

Onde, $\mathbf{M}'(\omega)$ é o tensor medido, $\mathbf{M}_{2D}(\omega)$ é tensor onde a direção da medida coincide com o *strike* e \mathbf{R}_α e \mathbf{R}'_α são as matrizes de rotação e sua transposta, respectivamente. Para qualquer dimensionalidade, a equação 5.2 pode ser reescrita como

$$\mathbf{M}'(\omega) = \mathbf{R}_\alpha \mathbf{M}_{2D}(\omega) \mathbf{R}'_\alpha \mathbf{C} \quad (5.3)$$

Onde \mathbf{C} é a matriz que representa as distorções galvânicas que afetam os dados medido e α é o ângulo de rotação com respeito a direção na qual o tensor corresponde à estrutura regional. O critério de avaliação da dimensionalidade utilizado pelo Waldim (figura 5.4) se baseia na anulação dos valores de uma série de escalares, representantes de um conjunto total de 8 ($I_1, I_2, I_3, I_4, I_5, I_6, I_7, I_8$ e Q) calculados a partir do tensor MT e que não dependem da orientação do eixo considerado, ou seja, são invariantes (WEAVER et al., 2000).

Figura 5.4 -Critério de dimensionalidade

Case	I_1 to I_7 and Q values	Geoelectric dimensionality
1	$I_1 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D $\rho_{1D} = \mu_0 d (\hat{R} + \hat{E}_z) / \omega$, $\phi_{1D} = \arctan(I_2/I_1)$
2	$I_1 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\zeta_4 \neq 0$ and $\eta_4 \neq 0$)	2D
3a	$I_1 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist 2D affected by galvanic distortion (only twist)
3b	$I_1 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D Galvanic distortion over a 1D or 2D structure (non-recoverable strike direction)
3c	$I_1 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\zeta_4 = 0$ and $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag Galvanic distortion over a 1D or 2D structure resulting in a diagonal MT tensor
4	$I_1 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D General case of galvanic distortion over a 2D structure
5	$I_7 \neq 0$	3D (affected or not by galvanic distortion)

Fonte: Martí et al. (2009)

5.3.2 Tensor de fases

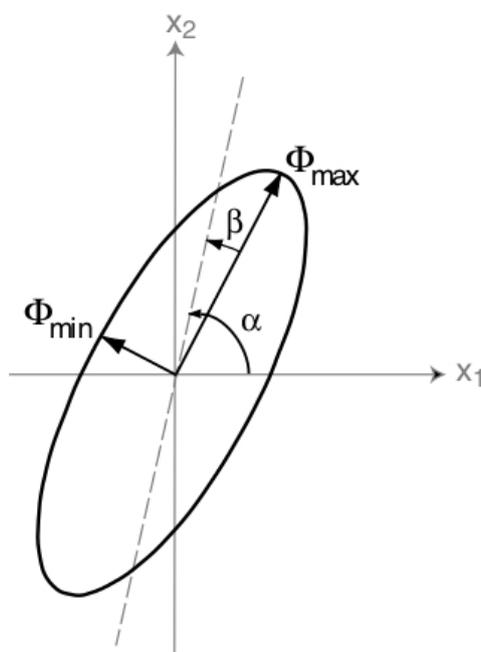
Uma forma de se entender essa metodologia é através da representação gráfica do tensor de fases (figura 5.5), definida pelos parâmetros β (*skew angle*), ângulo que representa o deslocamento do eixo principal da elipse em relação aos eixos de referência, ou seja, representa a inclinação da mesma, Φ_{\min} e Φ_{\max} (eixos da elipse). De acordo com

com Caldwell et al (2004) a situação 1D é representada graficamente para $\beta = 0$ e $\Phi_{\min} = \Phi_{\max}$, definindo um círculo alinhado aos eixos de referência.

Em situações 2D temos que $\beta = 0$ e $\Phi_{\min} \neq \Phi_{\max}$, resultando em uma elipse alinhada com os eixos de referência e com um dos eixos alinhado com o *strike* geoeletrico.

O caso mais geral é o 3D, onde $\beta \neq 0$. Ou seja, a tridimensionalidade é representada pelo tensor de fase através da inclinação da elipse, ou *skew angle* diferente de zero. Neste trabalho o tensor de fase foi gerado através software livre MTPy.

Figura 5.5-Representação gráfica do tensor de fase



Fonte: Caldwell et al. (2004)

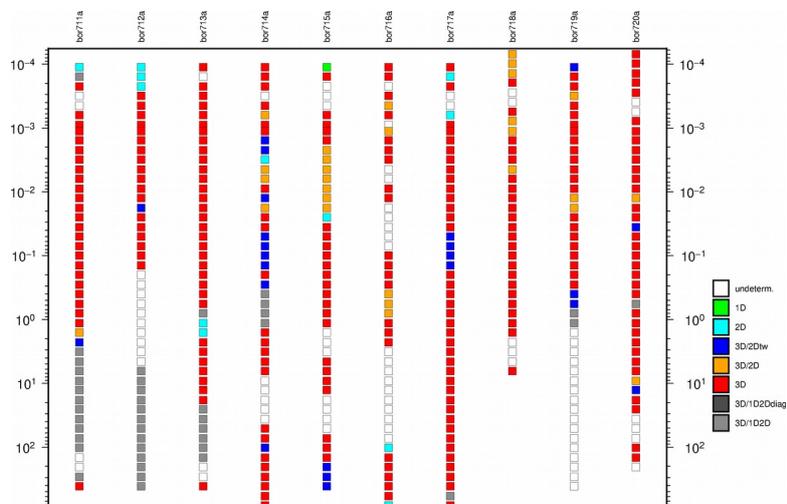
5 Resultados

5.1 Análise de dimensionalidade

As figuras 6.1 e 6.2 são as análises de dimensionalidade para o Waldim e tensor de fase respectivamente. Como pode ser observado pela análise das figuras, os dois métodos concordam quanto à dimensionalidade majoritariamente 3D da subsuperfície, indicando que uma técnica de inversão 3D é a mais adequada e sugerindo que a subsuperfície da

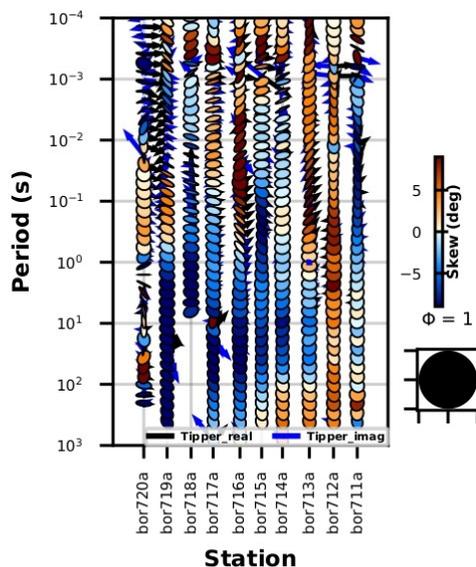
região em estudo apresenta geologia complexa. A análise do WALDIM retornou 82 casos indeterminados, 1 caso 1D, 12 casos 2D, 23 casos 3D/2D twist, 28 casos 3D/2D, 257 casos 3D e 41 casos 3D/1D2D.

Figura 6.1-Análise de dimensionalidade pelo método WALDIM



Fonte: Autor

Figura 6.2 – Análise de dimensionalidade pelo método do tensor de fases



Fonte: Autor

5.2 Pseudosseções

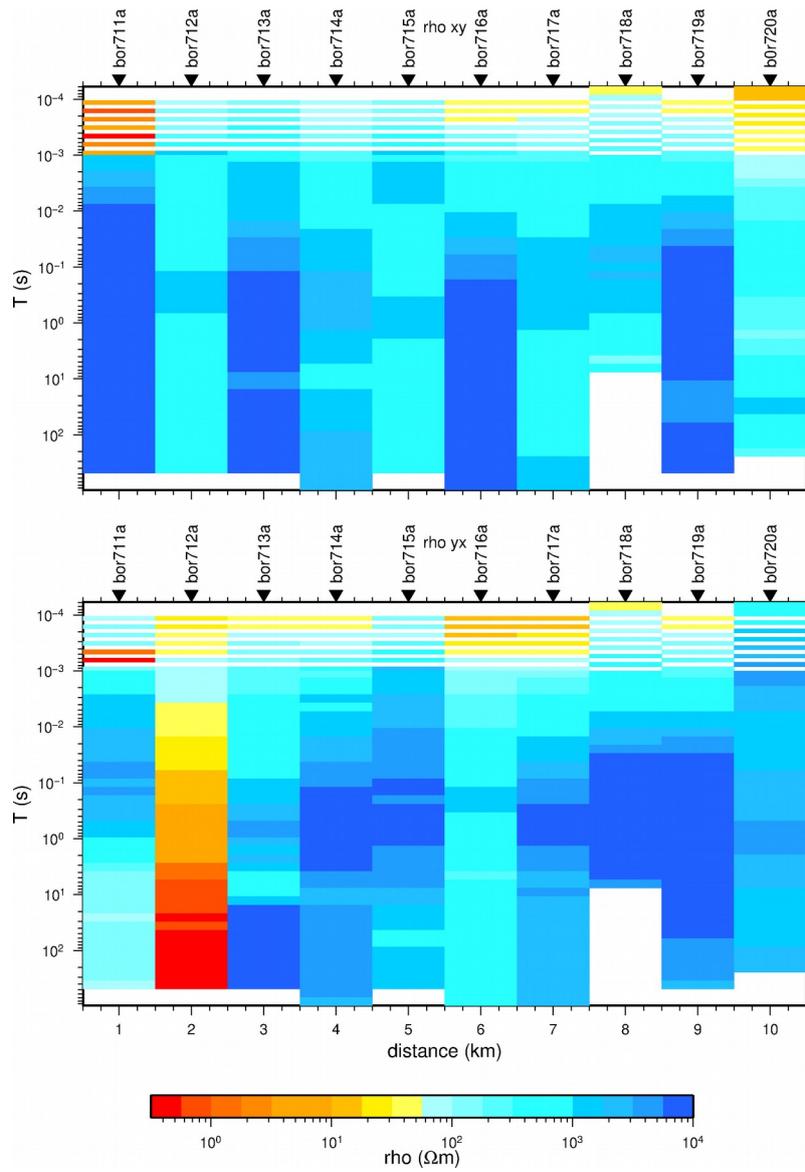
Os resultados obtidos a partir da resistividade aparente e fase para as direções xy e yx são mostrados nas figuras (6.3) e (6.4).

As pseudosseções de resistividade mostraram uma litosfera bastante resisitiva, com valores de resistividades variando de 10^3 a 10^4 ohm.m para a maior parte da área do perfil com algumas heterogeneidades dentro de um mesmo período. Uma litosfera mais resistiva é esperada em maior profundidade para regiões cratônicas e para as faixas móveis da província Borborema, regiões cujo embasamento é composto majoritariamente por rochas metamórficas.

As excessões são para os menores períodos, em ambos os modos, que se apresentam como mais condutivos. Essa maior condutividade em menores períodos e amplamente distribuída lateralmente em regiões com diferentes características geológicas e podem estar associados à presença de água nas camadas mais superficiais, em que as rochas ainda apresentam porosidade primária e secundária ou minerais argilosos resultantes da ação intempérica. Uma visualização mais exata da distribuição de condutividade em profundidade apenas poderá ser obtida após a inversão dos dados.

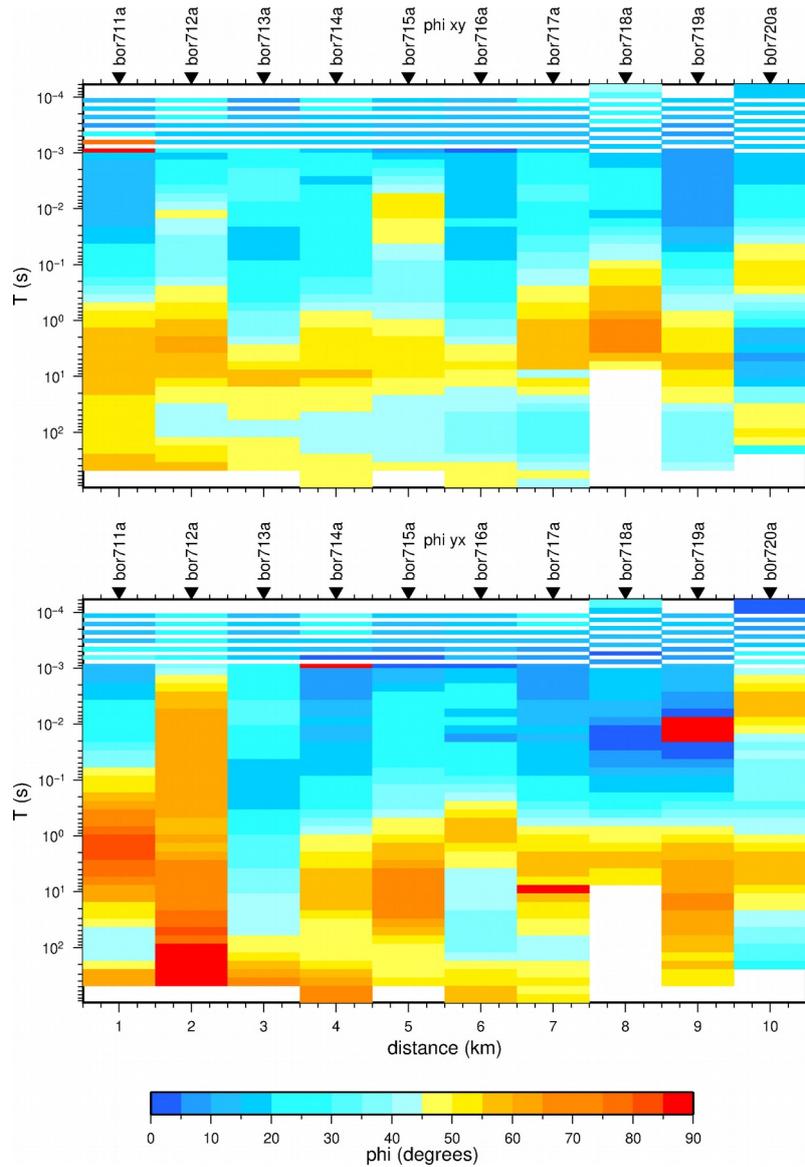
Outra região que destoa do comportamento geral é a litosfera sob a estação 712a para a direção yx, localizada sob o terreno Piancó-Alto Brígida. Essa região apresenta valores de resistividade baixos ao longo de todo o intervalo de períodos amostrados. Nas pseudosseções de fase observa-se duas regiões geoeletricamente distintas, com um aumento da condutividade para períodos abaixo de 1s.

Figura 6.3-Pseudosseções de resistividade



Fonte: Autor

Figura 6.4-Pseudosseções de fase



Fonte:Autor

6 Conclusões

A análise de dimensionalidade geolétrica por invariantes rotacionais e pelo tensor de fase mostraram que a região de estudo é caracterizada por um ambiente, predominantemente, de estruturas tridimensionais (3-D). Com a análise qualitativa, preliminar, das pseudosseções de resistividade e fase nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX), construídas a partir das repostas obtidas com o processamento dos dados MT, foi possível obter uma primeira visualização das estruturas geolétricas na região estudada.

Com as pseudosseções de resistividade foi possível observar regiões bem definidas com aumento da resistividade em maiores períodos, com exceção para uma estação sob o Terreno Piancó-Alto Brígida. Já as pseudosseções de fase sugerem que a litosfera sob o perfil de medidas é geoelectricamente diferente dentro da crosta média e inferior. Após essa análise qualitativa preliminar, para uma melhor compreensão e correlação dos dados observados com a geologia, a próxima etapa deste trabalho consistirá na inversão tridimensional dos dados observados.

8 Referências bibliográficas

ALMEIDA, F. D. O cráton do são francisco. **Revista Brasileira de geociências**, v.7, n.4, p.349–364, 1977.

CAGNIARD, L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v.18, n.3, p.605-635, 1953.

CALDWELL, T. G.; BIBBY, H. M.; BROWN, C. The magnetotelluric phase tensor. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v.158, n.2, p.457–469, 2004.

CAXITO, F. D. A.; SANTOS, L. C. M. D. L.; GANADE, C. E.; BENDAOU, A.; FETTOUS, E. -H.; BOUYO, M. H. Toward an integrated model of geological evolution for ne brazil-nw africa: The borborema province and its connections to the trans-saharan(benino-nigerian and tuareg shields) and central african orogens. **Brazilian Journal of Geology**, SciELO Brasil, v. 50, 2020.

CHAVE, A. D.; JONES, A. G. **The magnetotelluric method: Theory and practice**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012. 603p.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Tectonic map of South América 1:5.000.000**. 2019. Disponível em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em: 19/08/2021

DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. [S.l.]: UNB/CPRM, 2001.

EGBERT, G. D.; BOOKER, J. R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v.87, n.1, p.173–194, 1986.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. The são francisco craton and its margins. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. [S.l.]: Springer, 2017a. p.3–13.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F.; REIS, H. L. Tectonic genealogy of a miniature continent. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. [S.l.]: Springer, 2017b. p.321–331.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Brasil – Unidades da Federação 2020**. 2020. Disponível em: <https://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#mapa223231>. Acesso em: 19/08/2021.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2002.

LIMA, H. M.; SANTOS, L. C. M. de L. ; ARGOLLO, R. M. de; SANTOS, E. Geological and structural markers of the eastern borborema province based on a geotranssect covering the paraíba, pernambuco, alagoas and sergipe states, northeastern brazil. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v.3, n.2, p.85-95, 2020.

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

NEVES, B. B.; SIAL, A.; RAND, H.; MANSO, V. The pernambuco-alagoas massif, northeast brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.12, n.1-3, p.240-250, 1982.

NEVES, B. B. De B. Crátons e faixas móveis. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n.7, p.1–187, 1995.

NEVES, B. B. De B. Terrenos tectonoestratigráficos e/ou “maciços”: evolução do conceito e aplicação na zona transversal da província borborema. **Terrae Didatica**, v. 15, p. e019020–e019020, 2019.

NEVES, B. B. De B.; SCHMUS, W. R. V.; NETO, M. d. C. C. Sistema de dobramentos piarcó-alto brígida (pe-pb-ce), regionalização geotectônica e geocronologia. **Geologia USP. Série Científica**, v.18, n.4, p.149–171, 2018.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the borborema province (nebrazil): Correlations with neighboring cratons and pan-african belts and implications for the evolution of western gondwana. **Tectonics**, Wiley Online Library, v.22, n.4, 2003

PÁDUA, M. B. De. **Estudos de inducao eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de Sao Francisco**. 2004. 162p. Tese(Doutorado em Geofísica espacial)—Instituto Nacional de Pesquisas (INPE), São José dos Campos, 2004.

SANTOS, A. C.; PADILHA, A. L.; FUCK, R. A.; PIRES, A. C.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B. Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern borborema province, nebrazil. **Tectonophysics**, Elsevier, v.610, p.39–50, 2014.

SANTOS, A. C. L. d. **Imageamento magnetotelúrico de estruturas da litosfera na porção se da província borborema**. 2012. 158p. Tese(Doutorado em Geologia)— Instituto de Geociências , Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

SANTOS, Edilton J.; MEDEIROS, Vladimir C. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 29, n. 1, p. 73-84, 1999.

SANTOS, L. C. M. d. L.; CAXITO, F. Accretionary models for the neoproterozoic evolution of the borborema province: advances and open questions. **Brazilian Journal of Geology**, SciELO Brasil, v.51, 2021.

SANTOS, L. C. M. de L.; FUCK, R. A.; SANTOS, E. J. dos; DANTAS, E. L. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das províncias tocantins e borborema, brasil. **Geonomos**, v. 22, n.2, p. 51-63, 2014

TEIXEIRA, J. B. G.; SILVA, M. d. G. da; MISI, A.; CRUZ, S. C. P.; SÁ, J. H. da S. Geotectonic setting and metallogeny of the northern são francisco craton, bahia, brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v.30, n.2, p.71–83, 2010

TIKHONOV, A. 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 73(2): 295-297.

UHLEIN, A.; CAXITO, F. De A.; SANGLARD, J. C. D.; UHLEIN, G. J.; SUCKAU, G. L. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do craton do são francisco. **Geonomos**, v. 19, n.2, p. 8-31. 2011.

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