



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

NILTON CESAR VIEIRA SILVA

**ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS
MAGNETOTELÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL**

FORTALEZA

2016

NILTON CESAR VIERA SILVA

ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS
MAGNETOTELÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.
Área de concentração: Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Mariano
Gomes Castelo Branco

FORTALEZA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S581e Silva, Nilton Cesar Vieira.

Estrutura geoeétrica da crosta superior revelada por dados magnetotelúricos 2D na Bacia do Jaibaras, NW do Ceará / Nilton Cesar Vieira Silva. – 2016.
95 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2016.

Orientação: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco.

1. Bacia Jaibaras. 2. Magnetotelúrico. 3. Processamento MT. I. Título.

CDD 551

NILTON CESAR VIEIRA SILVA

ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS
MAGNETOTELÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial à
obtenção do título de mestre em Geologia.
Área de concentração: Geofísica

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Raimundo Mariano G. Castelo Branco (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Milenko Markovic
Membro Externo a Instituição

A Deus.

Aos meus pais, Iraci e Valdemar, a minha amada esposa, Edna, a quem amo muito e tem sido meu porto seguro nos momentos difíceis, e com seu apoio no período de realização desse estudo, e ao meu amado filho, Bruce, demonstrando na sua existência a existência de Deus em nossas vidas.

AGRADECIMENTOS

À Deus por me dar forças nas horas que eu mais precisei.

Ao Prof. Dr. Raimundo G. Castelo Branco, pela excelente orientação.

Aos professores participantes da banca examinadora José de Araújo Nogueira Neto e ao Milenko Markovic pelo tempo, pelas valiosas colaborações e sugestões.

Aos meus amigos Fernando Filho, Karen Leopoldino, e o Nilo Jr., pela aquisição dos dados e contribuições relevantes neste trabalho.

Ao meu grande amigo Jose Albuquerque (Zé do Gado), pelos momentos hilariantes que fazia para esquecer do cansaço e stress do campo.

Aos colaboradores do Laboratório de Geofísica (LGPSR) da Universidade Federal do Ceará (UFC), representado pelo amigo e professor Dr. Mariano Castelo G. Branco Acrescento os integrantes e grandes amigos do LGPSR e da UFC, Fernando Filho, Karen, Nilo Jr., Jackson, Ismael, Ailton, Ricardo, Fabiano, Eduardo, Paulo, Roberta, Alisson, Elissandra, Eduardo, Caio, Jonathan, além de outros.

Ao Prof. Msc. Sérgio e o Msc. Carlos pelo incentivo a ingressão no mestrado.

À FCPC, pelo apoio financeiro, a cessão de: veículo, equipamentos e as diárias, que foram cedidas à equipe de aquisição.

“Amai-vos uns aos outros como eu vos amei.”

(Jesus Cristo)

RESUMO

Este trabalho apresenta resultados de 14 sondagens magnetotelúricas realizadas na bacia eo-paleozoica do Jaibaras localizada no noroeste do Estado do Ceará, envolvendo os municípios de Mucambo e Pacujá. As estruturas geradoras desta bacia sofreram reativações tectônicas, influenciadas pelo o lineamento Transbrasiliano, entre outros, localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), esta mesma região apresenta, em trabalhos prévios, baixos gravimétricos, interpretados como grábens. A configuração dessa bacia em subsuperfície ainda é desconhecida, sobretudo por falta de trabalhos detalhados de geofísica. A integração dos dados geológicos com as informações geofísicas, através de 14 sondagens magnetolúricas (MT) empreendidas com o objetivo de compreender o comportamento geoeletrico subsuperficial da região, que é apresentado através da interpretação de uma seção MT2D. Essa seção teve os dados de campo processados através de vários procedimentos nas séries temporais e inversão 1D dos dados. Finalmente, com o intuito de diminuir a interpretação ambígua realizou-se a inversão conjunta dos modos TE e TM (seção 2D), sendo apresentada a seção invertida MT2D. Esse processamento almejou realçar estruturas da crosta superior, além de informações sobre a estratigrafia elétrica da região, em contexto regional. Ainda, foi possível realçar estruturas de menor profundidade, delimitações de unidade geoeletricas (estruturas horizontalizadas) e contrastes de feições distribuídas verticalmente (estruturas verticalizadas). A seção MT2D mostra que esta porção do rifte Jaibaras é delimitada por altos valores de resistividade que denotam estruturas subverticais e estão relacionadas as zonas de cisalhamentos que balizam o rifte Jaibaras, dentre elas o Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II). Outros importantes lineamentos também puderam ser identificados, a exemplo da Falha Café-Ipueiras, bem como o Granito Mucambo e sedimentos da Bacia do Parnaíba. Por fim, a seção MT2D apresenta uma configuração geoeletrica/geológica preliminar da porção superior da crosta naquela região.

Palavras-chave: Bacia Jaibaras. Magnetotelúrico. Processamento MT.

ABSTRACT

We have presented a magnetotelluric survey at 14 sites at Jaibaras Paleozoic Basin which is located in the northeastern part of Ceará, in municipalities of Mucambo and Pacujá. Basin structures were subjected to reactivation, influenced by Transbraziliano Lineament among others. In previous works, the reactivation of the so-called Sobral Pedro II lineament with gravity anomalies was interpreted as graben. The geological setting of this basin is still unknown, especially due to lack of detailed geophysical work. As well there were no direct geological information's. With an integration of geological and geophysical data, 14 magnetotelluric sites was performed in order to understand the geoelectrical structure of the area, as an interpretation of two-dimensional MT section. Firstly, time series processing was preformed and 1-D inversion. After TE+TM mode inversion was done. The aim was to highlight crustal structure in the regional context with the help of geoelectrical inversion. It was possible to highlight shallow structures and delimitate between the geoelectrical units (horizontal structures) and contrasts between the vertical facies (vertical structures). MT section shows us that part of the Jaibaras rift was delimited with high-resistivity values which denote sub vertical structures, shear zones that are dipping in Jaibaras rift, part of the Transbraziliano Lineament (Sobral-Pedro II shear zone). Other important lineaments have been identified such as Café-Ipueiras fault. Post-tectonic Mucambo granite and sediments of Parnaíba Basin looks clearly mapped. Two dimensional MT section presents a geoelectrical/geological interpretation of the upper part of the crust in that region.

Keywords: Jaibaras Basin. Magnetotelluric. MT Processing.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Mapa de localização com as principais vias de acesso sobrepostas a imagem SRTM.	15
Figura 2	– Geotectônica da Província Borborema. Domínios Crustais da Subprovíncia Setentrional.	18
Figura 3	– Mapa geológico do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras com os Domínios estruturais	19
Figura 4	– Coluna estratigráfica esquemática mostrando as principais relações entre as fases pré-rifte, rifteamento e subsidência termal	21
Figura 5	– Distorção do avanço da frente de plasma solar (Plasma stream) pelo campo magnético da Terra	27
Figura 6	– Modelo de condutividade de um semi-espço, com N camadas, com σ variando na direção-z	33
Figura 7	– Modelo de condutividade de uma Terra 2-D.	37
Figura 8	– Rotação do tensor de impedância Z.	41
Figura 9	– Impedância e tipper com decomposição Torquil Smith e suavização D^+ , para a estação MT 11.	44
Figura 10	– Diagramas polares para modelos sintéticos para Terra.	45
Figura 11	– Mapa de localização da área com as estações de aquisição MT e contexto geológico regional.	54
Figura 12	– Modelo de condutividade de um semi-espço, com N camadas, com σ variando na direção-z.	61
Figura 13	– Série temporal (ST) e o espectro empilhado da estação MT10 contaminado com ruído cultural.	64
Figura 14	– Série temporal (ST) e o espectro empilhado da estação MT10 após a filtragem tipo <i>notch</i>	65
Figura 15	– Curvas de resistividade aparente e fase da estação MT10 sem aplicação do filtro <i>notch</i>	66

Figura 16	– Influência do filtro FIR tipo <i>notch</i> e o processamento nos dados com 4096 Hz de frequência de amostragem na estação MT10.	67
Figura 17	– Curva de resistividade e fase, contendo todas as frequências de processamento.	68
Figura 18	– Consequência do <i>static shift</i> nas curvas de resistividades nas estações MT3, MT6 e MT7.	70
Figura 19	– Curva de resistividade e fase, contendo todas as frequências de processamento e as curvas suavizadas das estações MT.	72
Figura 20	– Modelos 1D das estações MT do modo invariante.	74
Figura 21	– Pseudoseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção XY (Modo TE).	77
Figura 22	– Pseudoseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção YX (Modo TM).	77
Figura 23	– Estação MT3. Com as curvas de resistividade aparente, curvas de fase, e o diagrama polar.	79
Figura 24	– Inversão 2D MODO TE.	82
Figura 25	– Inversão 2D MODO TM.	82
Figura 26	– Inversão 2D MODO TE+TM.	83
Figura 27	– Inversão 2D MODO TE+TM com a interpretação dos ambientes geoeletricos.	83
Figura 28	– Inversão 2D MODO TE+TM com a interpretação dos ambientes geoeletricos, os seus limites e transições, as formações inerentes a BJ e suas estruturas.	84
Figura 29	– Modelo geológicos, baseados nas informações geradas a partir dos produtos dados magnetotelúricos.	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – As coordenadas da área de estudo em UTM WGS84 e Geográfica.	15
Tabela 2 – Listas de frequências de amostragem usadas nas etapas de campo.	56

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivos e justificativa	13
1.2	Localização da área de estudo	14
2	GEOLOGIA	17
2.1	Contexto Geotectônico Regional	17
2.2	Rifte Jaibaras	20
2.2.1	<i>Grupo Jaibaras</i>	20
2.3	Formação Massapê	22
2.4	Formação Pacujá	22
2.5	Formação Parapuí	22
2.6	Formação Aprazível	22
2.7	Granitos Pós-Orogênico	23
2.7.1	<i>Granito Meruoca</i>	23
2.7.2	<i>Granito Mucambo</i>	23
2.8	Coberturas Sedimentares	24
2.8.1	<i>Bacia do Parnaíba – Grupo Serra Grande</i>	24
3	FUNDAMENTOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	25
3.1	Introdução	25
3.2	Fontes de Campos dos Sinais MT	26
3.3	Princípios do MT	27
3.3.1	<i>As equações de Maxwell</i>	28
3.3.2	<i>Conceitos de função de transferência e profundidade de penetração</i>	29
3.4	Indução eletromagnética em um semi-espaço de N camadas - Terra 1-D	32
3.5	Terra 2-D	36
3.6	Terra 3-D	39
3.7	Tensor de impedância	39
3.7.1	<i>Rotação do tensor de impedância</i>	40
3.7.2	<i>Tipper</i>	43
3.7.3	<i>Diagramas polares</i>	45
3.7.4	<i>Distorções causadas por heterogeneidades</i>	46
4	MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAS	49

4.1	Sequência de Atividades	50
4.1.1	<i>Revisão Bibliográfica e Planejamento das Estações</i>	50
4.1.2	<i>Aquisição dos Dados Magnetotelúricos</i>	50
4.1.3	<i>Pré-Processamento</i>	51
4.1.4	<i>Processamento</i>	51
5	ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS MAGNETOTELÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL	52
5.1	Localização e aspectos geológicos	52
5.2	Aquisição das estações magnetotelúricas	55
5.3	O método eletromagnético magnetotelúrico	56
5.3.1	<i>Princípios do MT</i>	58
5.3.1.1	<i>As Equações de Maxwell</i>	58
5.3.1.2	<i>Conceitos de função de transferência e profundidade de penetração</i>	59
5.4	Processamento dos Dados	63
5.5	Tensores de impedância, invariantes rotacionais e modelos 1D	70
5.6	Pseudoseção	76
5.7	Dimensionalidade das Estruturas	78
5.8	Inversão 2D	79
5.9	Modos TE (transverso elétrico) e TM (transverso magnético)	80
5.9.1	<i>Interpretação do Modo TE, TM e TE + TM</i>	80
5.10	Conclusão do capítulo	85
6	CONCLUSÕES	87
	REFERÊNCIAS	88

1 INTRODUÇÃO

O Rifte de Jaibaras, de idade cambro-ordoviciano, é uma feição alongada com direção NE-SW e está localizado no limite entre os domínios Médio Coreá e Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema, nordeste do Brasil. A formação do Rifte de Jaibaras está relacionada ao processo tafrogenético que separou as placas Laurentia e Báltica do Gondwana Oriental no final do evento orogênico Brasileiro/Panafricano (BOND; NICKESON; KOMINZ, 1984; LIEBERMAN, 1997; OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003).

O controle estrutural do rifte está relacionado à parte norte do Lineamento Transbrasileiro (SCHOBENHAUS *et al.*, 1975), localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Outro lineamento importante limita a borda oeste do rifte de Jaibaras, este conhecido como Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras. Tal lineamento também baliza dois grandes corpos ígneos que se encontram próximos à borda do rifte e são conhecidos como granitos Mucambo e Meruoca.

A pesquisa na região do Rifte de Jaibaras é baseada e fundamentada na aplicação do método geofísico eletromagnético magnetotelúrico. Os dados magnetotelúricos foram levantados com equipamentos da Metronix – ADU07e. Tais dados passaram por processamento, com a aplicação de várias técnicas de filtragem e inversão com intuito de realçar fontes e características geoeletricas específicas na região do rifte. O objetivo da aplicação do método foi aumentar a quantidade e qualidade de informações na região do rifte, com base nos contrastes de resistividade das rochas em subsuperfície. Uma das metas específicas foi atingir maiores profundidades de investigação (até 10 km) com intuito de obter informações sobre a possível zona de sutura na região do Domínio Ceará Central (PEDROSA, 2014).

O método geofísico aplicado na presente pesquisa, aliado ao controle geológico-estrutural na área de estudo, traz novas informações a respeito da natureza do Rifte de Jaibaras, sua profundidade, bem como do limite entre os domínios Médio Coreá e Ceará Central e de possível sutura ou descontinuidade continental.

1.1 Objetivos e justificativa

O objetivo geral deste trabalho é determinar a geometria, profundidade e espessura do Rifte de Jaibaras (NW do Ceará), bem como do seu arcabouço estrutural com base na sua estrutura geoeletrica ao longo de uma seção transversal (transecta) na porção sul da Bacia do Jaibaras (BJ). Esta seção possui aproximadamente uma extensão de 21km com direção NW-

SE, abrangendo as cidades de Mucambo, Pacujá e Cariré. O estudo é baseado no processamento e interpretação dos dados magnetotelúricos.

Como objetivos específicos propõe-se:

- a) Aquisição dados magnetotelúricos (MT) ao longo de uma seção (*transecta*) de direção NW-SE na porção sul da BJ, por meio de 14 estações MT;
- b) Redução de ruídos de fontes culturais dos dados MT.
- c) Realização e inversão dos dados MT em 1D.
- d) Utilização de pseudoseções para interpretação preliminar dos dados.
- e) Realização e inversão dos dados MT em 2D, nos modos TE, TM e TE+TM.

A justificativa para realização desse estudo baseia-se no fato que a configuração dessa bacia em subsuperfície ainda é desconhecida, sobretudo por falta de trabalhos detalhados de geofísica. A integração dos dados geológicos com as informações geofísicas, através de 14 sondagens magnetolúricas (MT) empreendidas com o objetivo de compreender o comportamento geolétrico subsuperficial da região, que é apresentado através da interpretação de uma seção MT2D. Essa seção teve os dados de campo processados através de vários procedimentos nas séries temporais e inversão 1D dos dados.

1.2 Localização da área de estudo

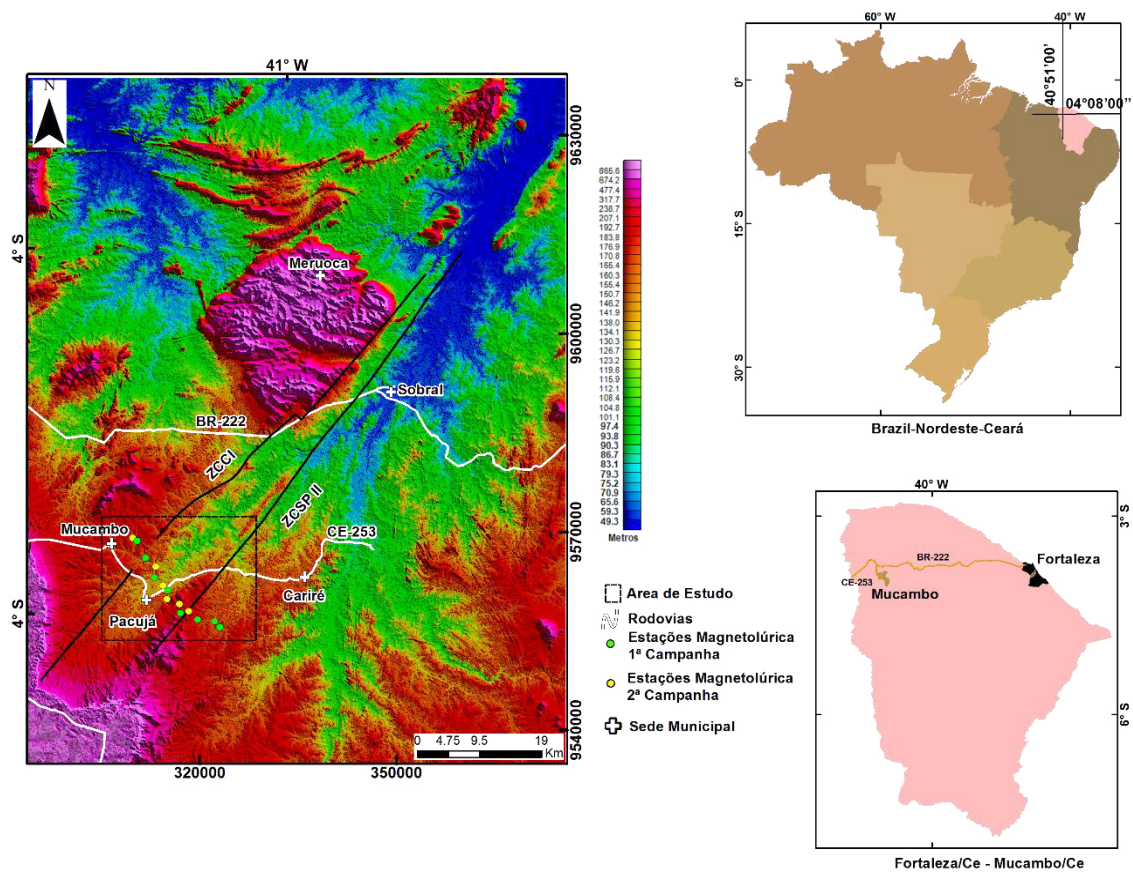
A área de estudo situa-se na região nordeste do Brasil, mais especificamente a noroeste do Estado do Ceará, contemplando a Bacia do Jaibaras e o arcabouço tectônico o qual ela está inserida. Possuindo de área cerca de 2.917 km², tendo as coordenadas longitudinal oeste 40°20' e 40°51', e latitudinal sul 3°47' e 4°08' como limites, (Tabela 1). O acesso à área pode ser realizado através da Rodovia Federal BR-222, considerando o ponto de partida a Fortaleza, capital cearense, percorrendo 240 km até o município de Sobral, adentrando a Bacia do Jaibaras pela borda oeste, Figura 1.

Tabela 1 - Coordenada em UTM WGS84-Zona 24S e geográfica da área de estudo (Figura 1).

Vértice	Longitude	Latitude
1	293474.243/40°51'00" W	9581330.279/03°47'00" S
2	293474.243/40°51'00" W	9541709.957/04°08'00" S
3	350588.102/40°20'00" W	9541709.957/04°08'00" S
4	350588.102/40°20'00" W	9581330.279/03°47'00" S

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 1 - Mapa de localização com as principais vias de acesso sobrepostas a imagem SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission)



Fonte: Shuttle Radar Topographic Mission (2015).

Esta dissertação de mestrado foi disposta em um artigo, sendo submetido a uma revista nacional. Portanto, os capítulos iniciais trazem aspectos introdutórios, objetivos gerais e específicos, localização da área de estudo, fundamentação do método aplicado e a metodologia aplicada neste trabalho.

No capítulo 2 é realizada uma revisão bibliográfica de informações geológicas compreendo a porção sintontrional da Província Borborema, mais restrito, os Domínio Médio Coreau e Ceará Central, enquanto que no capítulo 3 é apresentada a fundamentação e aquisição dos dados magnetotélúricos

O capítulo 3 apresenta a fundamentação teórica do método magnetotélúrico e suas fórmulas relacionadas à teoria da indução eletromagnética, e soluções para ambientes geológicos 1D, 2D e 3D.

O método de trabalho e materiais são apresentados no capítulo 4.

No capítulo 5 é apresentado o artigo resultado deste trabalho e submetido na Revista de Geologia da UFC com o título ***“Estrutura Geométrica da Crosta Superior Revelada por Dados Magnetotélúricos 2D Na Bacia do Jaibaras, NW do Ceará, Brasil”***. Pelo qual são interpretados e caracterizados o comportamento geométrico subsuperficial da região, apresentado através da interpretação de uma seção MT-2D.

O capítulo 6 contempla as considerações finais e as principais conclusões acerca da Bacia do Jaibaras, apresentando a configuração da estruturação interna da Bacia, além de aspectos geodinâmicos.

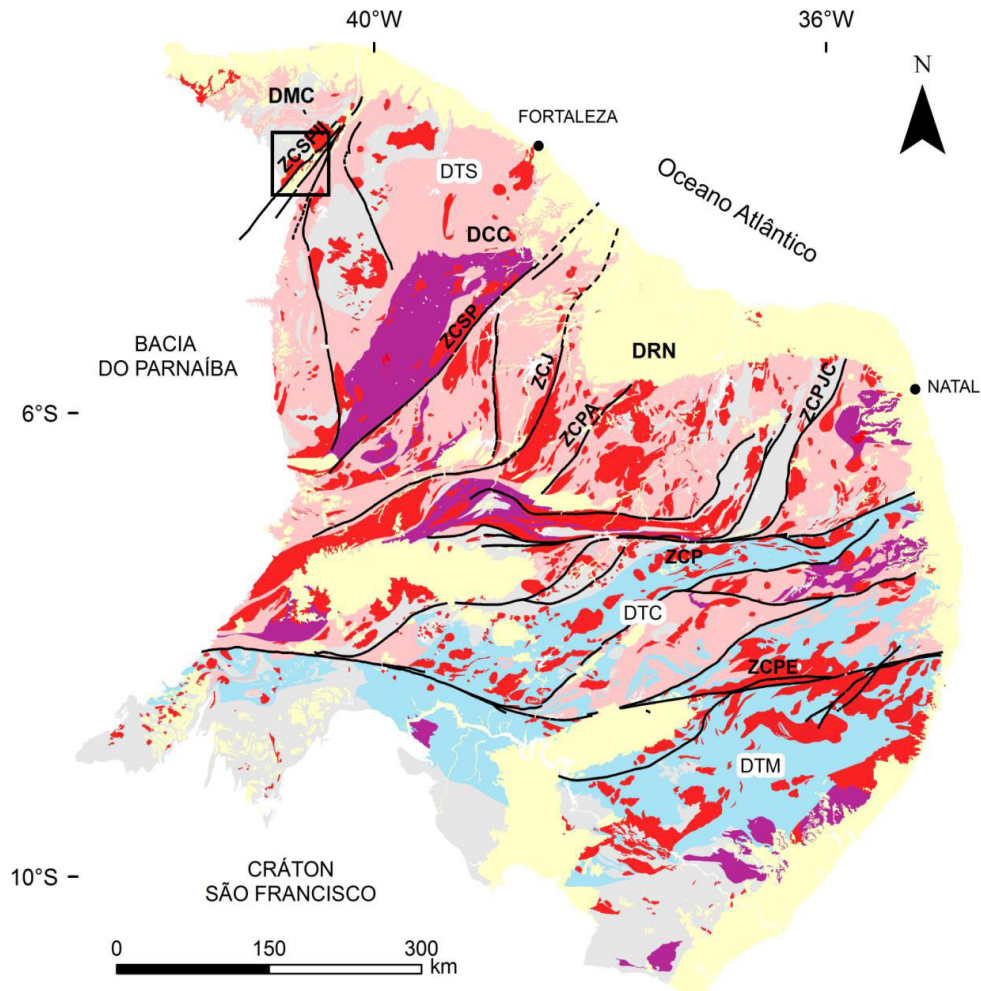
2 GEOLOGIA

2.1 Contexto Geotectônico Regional

A área de estudo é localizada no noroeste da Província Borborema (PB), onde a sua origem está relacionada com a junção de núcleos cratônicos (Amazônico, São Luiz - África Oeste e São Francisco-Congo). Estes foram responsáveis pela sua geometria devido a inúmeras colisões, durante a formação da Gondwana no Neoproterozóico (660 Ma), simultânea a principal fase orogênica do Ciclo Brasileiro/Pan Africano (BRITO NEVES; CORDANI, 1991; BRITO NEVES *et al.*, 1995) que foram responsáveis pelas grandes estruturas presente na PB. A sua evolução é marcada por eventos tectono-termiais nos Arqueano (3,4-3,2 Ga), no Paleoproterozoico (2,4 a 2,3 Ga) e no início do Neoproterozoico (1,0-0,95 Ga) (BRITOS NEVES *et al.*, 1995; VAN SCHMUS *et al.*, 2008).

Conforme Pedrosa *et al.*, (2014), a PB caracteriza-se pelo arranjo complexo de domínios tectono-estratigráficos bastante deformados, limitados por zonas de cisalhamentos regionais e afetados por magmatismo granítico (ALMEIDA *et al.*, 1981). A província é dividida em três subprovíncias: Setentrional, Central (ou Zona Transversal) e Meridional (Figura 3). A área de pesquisa encontra-se na subprovíncia Setentrional, que por sua vez, é dividida em três domínios: Rio Grande do Norte, Ceará Central e Médio Coreau (CABY; ARTHAUD, 1986; FETTER *et al.*, 2003; CASTRO, 2004; ARTHAUD *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2008; SANTOS *et al.*, 2008a, 2009; ARAÚJO *et al.*, 2010, 2012; VAN SCHMUS *et al.*, 2011 – Figura 2).

Figura 2 – Geotectônica da Província Borborema. Domínios Crustais da Subprovíncia Setentrional (DTS) - DMC: Médio Coreauá; DCC: Ceará Central; DRN: Rio Grande do Norte. Principais zonas de cisalhamento regionais – ZCSPII: Sobral-Pedro II; ZCSP: Senador Pompeu; ZCJ: Jaguaribe; ZCPA: Portalegre; ZCPJC: Picuí-João Câmara; ZCP: Patos; ZCPE: Pernambuco



LEGENDA

- Coberturas sedimentares
- Corpos graníticos
- Sequências neoproterozóicas
- Sequências mesoproterozóicas
- Sequências paleoproterozóicas
- Sequências arqueanas
- Zonas de Cisalhamento
- Área de estudo

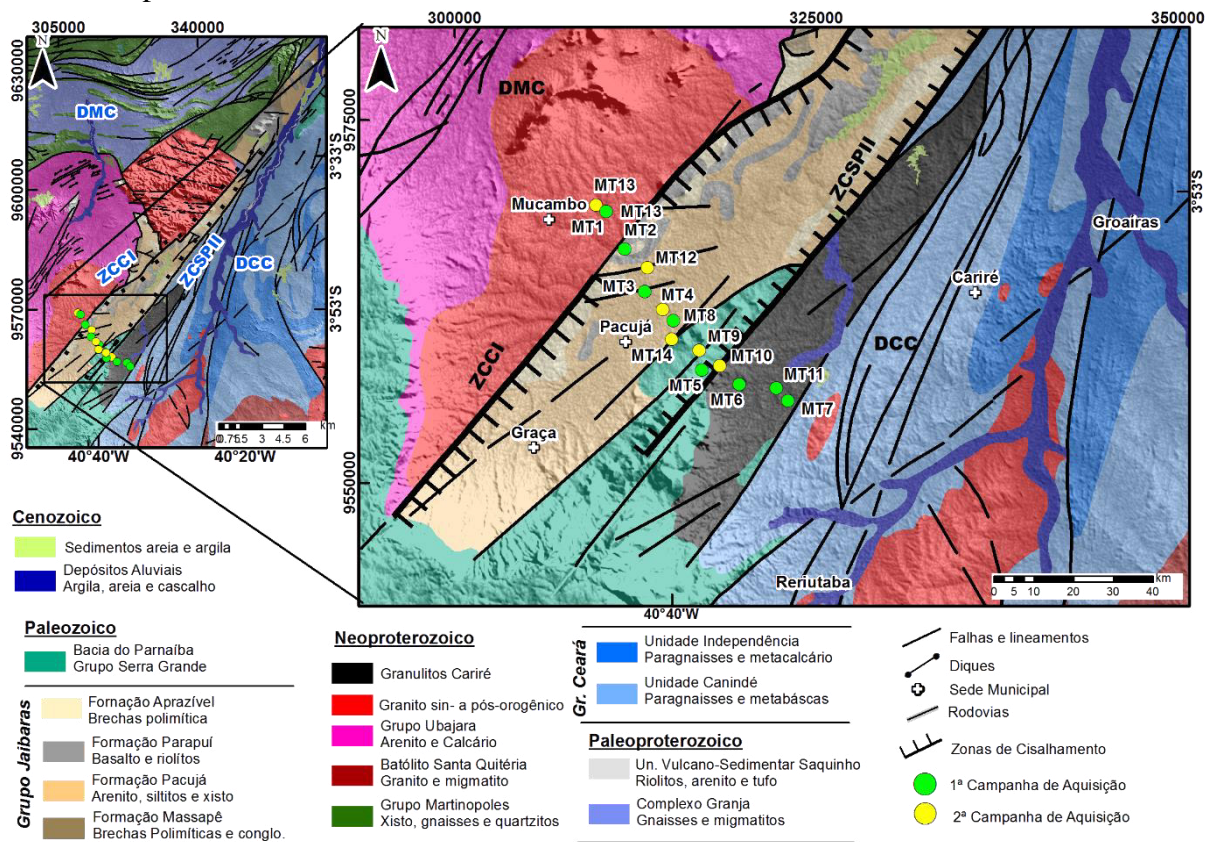
PROVÍNCIA BORBOREMA



Fonte: Delgado *et al.* (2003); Fetter *et al.* (2003) (Modificado).

O rifte Jaibaras (Figura 3) representa o fim do evento Brasileiro/Pan Africano quando o processo contracional foi substituído pela ruptura da crosta continental, associado com o rompimento da Gondwana (BOND; NICKESON; KOMINZ, 1984; LIEBERMAN, 1997), resultando em intenso stress, reativações de grandes falhas, encaminhando para origem de bacias e rifts continentais, incluindo o rifte Jaibaras e Cococi.

Figura 3 – Mapa geológico do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras. Domínios estruturais: DMC – Médio Coreau; DCC – Ceará Central. Zonas de Cisalhamento: ZCCI – Café-Ipueiras; ZCSPII – Sobral-Pedro II;



Fonte: Cavalcante *et al.* (2003); Santos *et al.* (2002, 2008b); Amaral (2010) (Modificado).

A Bacia do Jaibaras (BJ) está inserida no grupo de bacias intracratônicas de transição, formadas no eopaleozóico do tipo molássica e classificadas como sendo do tipo rifte, e cronocorrelatas com o final do ciclo orogênico Brasileiro (PEDROSA *et al.*, 2014), é alongada na direção NE-SW com extensão de 110 km e 20 km de espessura, entretanto nas suas porções sudoeste e nordeste existe um recobrimento pelos os sedimentos silurianos da Bacia do Parnaíba.

Balizada pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II) ao sudeste e ao noroeste pela Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras (ZCCI), a BJ está inserida na interface dos

Domínios Ceará Central (DCC) e Médio Coreau (DMC). O DCC é delimitado ao noroeste pelo lineamento ZCSP II e parte do norte pelo lineamento Transbrasiliano, e ao sudeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, possui seu embasamento representado por um núcleo de idade Arqueana 2,7 Ga (FETTER, 1999) caracterizada por gnaisses tonalito-trondhjemitos-granodioritos (TTG) e na sua periferia apresenta rochas de idade Paleoproterozoica (2,1 – 2,2 Ga) além de ortognaisses e migmatitos. Este embasamento é coberto pelas sequencias supracrustais Neoproterozoicas, representada pelo empilhamento das Unidades do Grupo Ceará (ARTHUARD, 2007; ARTHUARD *et al.*, 2008), a qual fazem parte o arco Santa Quitéria, as suítes intrusivas sin- a pós-tectônicos e as rochas de alta grau de metamorfismo relacionado aos Granulitos Cariré e a Zona de Forquilha.

O Domínio Médio Coreau – DMC, limita-se a oeste na Bacia do Parnaíba, nordeste no Oceano Atlântico e ao sudeste pela ZCSP II, apresenta sua morfologia associado à nappes, deve-se à colagem os crátons São Luís – Oeste África que aglutinou o embasamento e todos os cinturões moveis neoproterozóicos. O embasamento deste domínio é constituído de rochas metamorfizadas em alto grau com a idade de 2,35 Ga, seu litotipo é composto por TTG, migmatitos e granulitos, esse embasamento é associado ao Complexo Granja, (SANTOS *et al.* 2007).

As unidades litoestratigráfica que compõe o DMC são: o Grupo Martinópole associado a um meta-vulcano sedimentar mais arcoseanos; Grupo Ubajara representado pelo meta-vulcano sedimentar mais metapelítico-carbonático (SIQUEIRA *et al.*, 2014); Unidade Saquinho relacionado com a sequência de rochas vulcanoclásticas; Plútons Mucambo e Meruoca de idade neoproterozoica, além das Bacias molássicas do Jaibaras e Jaguarapi (PEDROSA *et al.*, 2014).

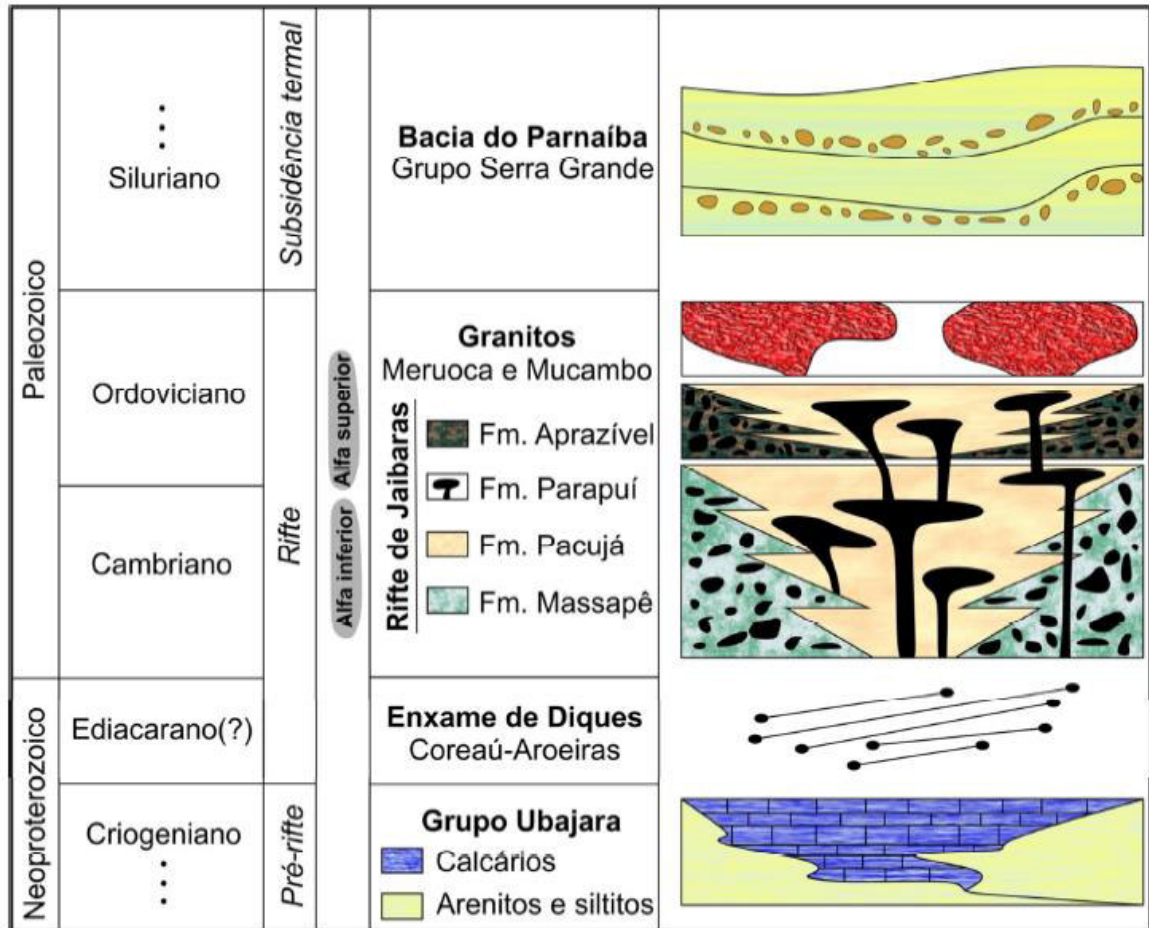
2.2 Rifte Jaibaras

2.2.1 Grupo Jaibaras

O Grupo Jaibaras (Figura 4) divide-se em duas sequências, Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano) representado pela Formação Massape, Pacujá e Parapuí e Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano) representada por parte da Formação Parapuí e pela Formação Aprazível (PARENTE *et al.*, 2004). Segundo Oliveira e Mohriak (2003), o final da deposição seria marcado pelo início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Eosiluriano (440 Ma). O Granito Meruoca, datado em 523±9 Ma (ARCHANJO *et al.*, 2009) e em 541±9 Ma (SANTOS

et al., 2013), idades similares considerado o erro analítico, e o Granito Mucambo 532±9 Ma (FETTER, 1999; SANTOS, 1999), são intrusivos nas sequências Alfa Inferior e Superior.

Figura 4 – Coluna estratigráfica esquemática mostrando as principais relações entre as fases pré-rifte (rochas metassedimentares do Grupo Ubajara), rifteamento (Rifte de Jaibaras) e subsidência termal (Bacia do Parnaíba)



Fonte: Cunha (1986); Góes e Feijó (1994); Oliveira (1999); Oliveira e Mohriak (2003).

A sequência estratigráfica foi dividida por Cavalcante *et al.* (2003) subdividindo-a da base para o topo nas formações:

- a) Formação Massapê;
- b) Formação Pacujá;
- c) Formação Parapuí;
- d) Formação Aprazível.

2.3 Formação Massapê

A Formação Massapê constituída por conglomerados polimíticos de clastos angular e sub-angular pertencentes ao embasamento regional e de uma matriz arcoseana do Grupo Jaibaras (MELLO, 1978; COSTA *et al.*, 1979 e ALMEIDA, 1998);

2.4 Formação Pacujá

A Formação Pacujá ocorre de forma predominante na BJ sendo representada por arenitos arcossianos micáceos, folhelhos micáceos e, subordinadamente, grauvas e leitos conglomeráticos, O modo de ocorrência é marcado por sucessão de bandas mostrando estratificação bem definida entre arenitos finos micáceos e arcósios, às vezes alternados com grauvas (GORAYEB *et al.*, 1988; QUADROS *et al.*, 1994).

2.5 Formação Parapuí

A Formação Parapuí, originalmente usada por Costa *et al.* (1973) para abranger uma sucessão de derrames basálticos, depósito piroclásticos, diques sub-vulcânicos e soleiras. As rochas da Suíte Parapuí são recortadas pelas intrusões graníticas eopaleozoicas representadas pelos granitos Meruoca e Mucambo (Figura 3). A relação é comprovada pela existência de xenólitos de basaltos parcialmente assimilados nas encostas do Granito Meruoca (GORAYEB *et al.*, 1988; ALMEIDA, 1998).

2.6 Formação Aprazível

A Formação Aprazível: representado por conglomerados polimíticos e depósitos de brechas desenvolvidos ao longo das falhas. A formação ocorre ao longo do Rifte de Jaibaras, principalmente associada às bordas de falha. Os conglomerados e brechas polimíticas contêm seixos de rochas do embasamento cristalino, granitos, arenitos e basaltos. Sendo resultados decorrentes de processos gravitacionais, cujo fluxo agrega lama e cinza vulcânica, sedimentos e fragmentos de rochas, caracterizando depósitos do tipo *lahar*. Nessa formação existem fragmentos das Formações anteriores, além dos granitos Meruoca e Mucambo e de rochas dos embasamentos.

2.7 Granitos Pós-Orogênico

2.7.1 Granito Meruoca

O Granito Meruoca tem forma trapezoidal e ocupa aproximadamente 400km² e altitude em torno de 800m de idade 541 ± 9 Ma (SANTOS *et al.*, 2013) é um pluton granítico, alcalio e peralcalino. Entre os tipos petrográficos álcali-feldspatos granitos, na borda leste e sudeste, sienogranitos na porção central e faialita-homblenda-biotita na porção norte (PARENTE *et al.*, 2011).

Seus contatos com as formações do Grupo Jaibaras são do tipo magmático e tectônico, já seus contatos com rochas do Grupo Ubajara e Embasamento Pré-Cambriano formam ampla auréola de metamorfismo térmico, parcialmente mascarada por falhas (SIAL *et al.*, 1981; SIAL, 1989; SIAL; LONG, 1987).

2.7.2 Granito Mucambo

O Granito Mucambo de idade 532 ± 7 Ma (SANTOS, 1999) possui composição monzonítica com hornblenda e biotita que evoluem para um granito sub-alcalino com a presença de hornblenda no extremo sul do corpo, em suas bordas são observadas variações na granulação, onde passam a apresentar uma granulação média a fina.

Em suas bordas são observadas variações na granulação, passando a apresentar granulação média a fina e enclaves das encaixantes, principalmente na zona de contato com o Grupo Ubajara (FETTER *et al.*, 1997). Formou *hornfels* nas rochas sedimentares das formações Trapiá, Frecheirinha e Coreaú do Grupo Ubajara.

A evolução do rifte é parcialmente revelada devido a sua sequência estratigráfica que afloram nas bordas ou em furos de exploração na Bacia do Parnaíba (OLIVEIRA; MOHIRAK, 2003) A fase pré-rifte é proposto para a bacia, devido a reativações no regime frágil ao longo das zonas de fraquezas Pré-cambrianas.

2.8 Coberturas Sedimentares

2.8.1 *Bacia do Parnaíba – Grupo Serra Grande*

As rochas sedimentares do Grupo Serra Grande concentram-se nas porções centro-sul, sudoeste e extremo oeste da área de estudo (Figura 3). Segundo Pedrosa *et al* (2014), representam na maioria dos casos áreas com relevo bastante acentuado e são classificadas como arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados oligomíticos. Em certas áreas exibem mergulho suave para NW. Os arenitos possuem níveis conglomeráticos ao longo de estratificações planoparalela e acanalada, enquanto que os conglomerados oligomíticos mostram matriz arenosa com seixos centimétricos de quartzo arredondados a bem arredondados e bem selecionados.

3 FUNDAMENTOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

3.1 Introdução

O método magnetotelúrico (MT) é uma técnica de exploração geofísica passiva, eletromagnética, no domínio da frequência que envolve medidas simultâneas na superfície da terra das variações temporais naturais dos campos magnéticos (**H**) e elétricos (**E**) em direções ortogonais com o objetivo de estimar a distribuição da condutividade elétrica das estruturas da terra em subsuperfície, em escalas de profundidade variando desde algumas dezenas de metros até centenas de quilômetros.

A teoria do método foi proposta por Tikonov (1950), ao apresentar a correlação entre os campos elétricos e magnéticos naturais, e aprofundado por Cagniard (1953), que introduz o termo “magnetotelúrico” associado ao campo eletromagnético (**EM**) originado por fontes naturais e descreve o seu potencial como método de caracterização da estrutura geoeletrica da subsuperfície. Considera que as variações temporais dos campos elétrico (**E**) e magnético (**H**) são devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da terra. Essas variações são causadas por fluxos de cargas presentes na ionosfera e magnetosfera terrestre, onde são geradas ondas eletromagnéticas de frequência relativamente baixa (abaixo de 1 Hz) que se propagam para a superfície, e também por descargas elétricas atmosféricas (raios) que produzem ondas eletromagnéticas, mas de frequência mais alta (acima de 1 Hz). Ao alcançarem a superfície, essas ondas sofrem tanto refração como reflexão. A maior parte da energia é refletida e somente uma pequena parte é propagada para o interior da Terra. Essa pequena parte induz correntes telúricas em subsuperfície

Os campos EM ao penetrarem no solo induzem correntes no interior da Terra, são as chamadas correntes telúricas que, por sua vez, constituem uma fonte de campos magnéticos secundários. Pelo fato de serem geradas na magnetosfera e ionosfera, admite-se que as ondas eletromagnéticas atinjam a superfície da terra na forma de onda plana.

O campo eletromagnético se propaga para o interior da Terra, atravessando camadas que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com as variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, porosidade e salinidade. Entretanto, o sinal EM ao encontrar as regiões limítrofes dessas camadas com diferentes condutividades, campos secundários são gerados e parte deles se propaga de volta à superfície, fornecendo informações das alterações relativas de condutividade em subsuperfície.

O método MT é baseado na medição simultânea do campo EM total, isto é, as variações dos campos elétricos $\mathbf{E}(\mathbf{t})$ e magnético $\mathbf{B}(\mathbf{t})$. As propriedades elétricas do subsolo podem ser determinadas a partir das relações entre as componentes do campo elétrico (\mathbf{E}) e magnético (\mathbf{B}), ou funções de transferências: campos elétricos horizontais ($\mathbf{E}_x, \mathbf{E}_y$), campos magnéticos horizontais ($\mathbf{B}_x, \mathbf{B}_y$) e vertical (\mathbf{B}_z). De acordo, com a propriedade das ondas eletromagnéticas, em um meio condutor, a periodicidade do campo EM e a distribuição da condutividade da subsuperfície tem influência na profundidade de penetração da onda.

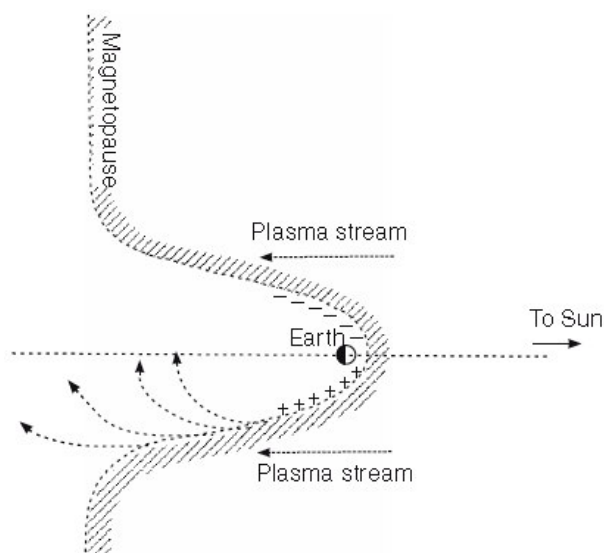
3.2 Fontes de Campos dos Sinais MT

A maior parte do campo magnético terrestre, o campo principal, é gerado por um processo magneto-hidrodinâmico originado pelas movimentações de fluidos metálicos de alta condutividade no núcleo exterior da Terra, provocando correntes elétricas que induzem um campo magnético (MCPHERRON, 2005; KIRCHHOFF, 1991). Entretanto, são as flutuações de menor-amplitude, mais transitórias, superpostas, de origem externa que a pesquisa MT procura explorar (SIMPSON; BAHR, 2005). Esse campo geomagnético não é estável, apresenta constantes variações temporais e espaciais, possuindo ampla gama de períodos, desde frações de segundos até milhões de anos. As variações geradas no próprio núcleo da Terra têm período muito longo, não sendo usadas pelo método MT (SANTOS, 2012).

Os sinais MT são gerados a partir de duas fontes:

a) **Fontes de baixas frequências (<1Hz):** as interações entre o campo magnético terrestre (magnetosfera), o vento solar e a ionosfera geram flutuações com frequências menores do que 1Hz. O vento solar é um fluxo contínuo de plasma, irradiando principalmente prótons e elétrons originados do Sol. Ao encontrar o campo magnético terrestre (na magnetopausa), estes prótons e elétrons são defletidos em direções opostas, criando assim um campo elétrico (Figura 5). O fluxo de vento solar que interage com a terra não é constante, gerando flutuações temporais no campo geomagnético, denominadas pulsações geomagnéticas, que aparecem em determinadas frequências como quasi-senoidais. (SIMPSON; BAHR, 2005);

Figura 5 - Distorção o avanço da frente de plasma solar (Plasma stream) pelo campo magnético da Terra. O vento solar sopra continuamente, mas com intensidade variável. Súbitos aumentos de pressão do vento solar “empurra” a magnetopausa (magnetopause) para mais próximo da Terra.



Fonte: Simpson e Bahr (2005).

b) **Fontes de altas frequências (>1Hz):** campos eletromagnéticos com frequências maiores que 1Hz têm suas origens em fenômenos meteorológicos na atmosfera. Tempestades ocorrendo em todo o planeta, mas concentradas entre os trópicos, geram descargas elétricas que originam pulsos eletromagnéticos (PEM) denominadas de esféricas e abrangem uma ampla gama de frequências EM. Essas ondas esféricas se propagam no guia de ondas delimitada pela superfície terrestre e a ionosfera. A guia de onda possui 60 e 90km de largura durante o dia e a noite respectivamente. Em alguns períodos fixos ocorrem pulsos transientes globais em ressonância com a terra, de frequências extremamente baixas (ELF) originados de descargas elétricas. Esses pulsos são da ordem de 7.8, 14, 20, 26, 33, 39 e 45 Hz, e são denominados de Ressonância de Schumann. (SIMPSON; BAHR, 2005).

3.3 Princípios do MT

A aplicação do método MT tem como principal objetivo determinar as distribuições das condutividades (ou resistividades) no interior da Terra, a partir das medições das variações temporais dos campos elétrico e magnético à superfície e do modo como eles interagem com

as estruturas subsuperficiais. A fundamentação e as fórmulas relacionadas à teoria da indução eletromagnética são descritas em diversas literaturas (Simpson, Bahr, 2005; Castells, 2006).

3.3.1 As equações de Maxwell

Para efeitos de indução eletromagnética da Terra, algumas hipóteses simplificadoras são aplicadas (CAGNIARD, 1953; KELLER; FRISCHKNECHT, 1966):

- (a) A Terra não gera energia eletromagnética. A energia é somente dissipada ou absorvida;
- (b) As equações eletromagnéticas de Maxwell são obedecidas;
- (c) Todos os campos são tratados como conservativos e analíticos distantes de suas fontes;
- (d) Os campos de origem eletromagnéticas naturais utilizados em MT, são gerados pelos sistemas de correntes ionosféricas que são relativamente longe da superfície da Terra, podem ser tratados como ondas planas, uniformes, que colidem com a Terra em uma incidência quase vertical, direção z . Esta hipótese pode ser violada nas regiões polares e equatoriais;
- (e) Não existe acúmulos de cargas livres em uma Terra em camadas. Contudo, em uma Terra multidimensional, cargas elétricas podem acumular-se ao longo das descontinuidades. Isso gera um fenômeno não indutivo conhecido como deslocamento estático – *static shift*;
- (f) As correntes de deslocamentos $\partial D/\partial t$ podem ser estimadas quasi-estacionário para todos os períodos podendo ser considerado insignificante em relação à corrente de condução \mathbf{J} (densidade de corrente elétrica), permitindo o tratamento da indução eletromagnética na terra como um processo de difusão;
- (g) A Terra comporta-se como um condutor ôhmico regido pela equação:

$$\mathbf{J}=\sigma\mathbf{E}$$

- (h) As variações das permissividades elétricas e permeabilidades magnéticas das rochas são assumidas insignificantes comparados com as variações das condutividades das mesmas.

Os campos eletromagnéticos em quaisquer frequências podem ser descritos pelas equações de Maxwell, que unificam os campos elétrico e magnético, os quais considerando um meio magnetizável e polarizado podem ser expressados como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.1a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.1b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.1c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta \quad (3.1d)$$

Onde:

\mathbf{E} = campo elétrico (V/m, Volts/metro);

\mathbf{H} = campo magnético (A/m, Ampére/metro);

\mathbf{D} = corrente de deslocamento elétrico (densidade de fluxo elétrico) (C/m², Coulomb/metro²);

\mathbf{B} = indução magnética (densidade de fluxo magnético) (T, Tesla ou Weber/metro²);

\mathbf{J} = densidade de corrente elétrica devido as cargas livres (A/m² Ampere/metro²);

η = densidade de carga elétrica devido as cargas livres (C/m³, Coulomb/metro³);

As equações de Maxwell podem ser relacionadas através de suas relações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (3.2)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.3)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.4)$$

$$\text{Onde, } \rho = 1/\sigma \quad (3.5)$$

ϵ , μ , σ descrevem as propriedades intrínsecas do meio através dos quais os campos EM se propagam e expressos como tensores em meios anisotrópicos, e em quantidades escalares em meios isotrópicos. Entretanto, em estudos de indução supõe-se que o meio seja isotrópico contínuo e desconsidera-se as dependências temporais dos parâmetros constitutivos, desse modo para a crosta terrestre $\mu = \mu_0$ e $\epsilon = \epsilon_0$. Temos que:

ϵ = permissividade dielétrica (ou permeabilidade dielétrica) do meio (F/m, Farad/metro);

ϵ_0 = permissividade elétrica no vácuo = $8,854 \times 10^{-12}$ F/m;

μ = permeabilidade magnética do meio (H/m, Henry/metro);

μ_0 = permeabilidade magnética do vácuo = $4\pi \times 10^{-7}$ H/m;

ρ = resistividade elétrica do meio ($\Omega \cdot m$, ohm.metro ou ohm.m);

σ = condutividade elétrica do meio (S/m, Siemens/metro).

3.3.2 Conceitos de função de transferência e profundidade de penetração.

As soluções das equações de Maxwell para os campos EM podem ser expressas através da combinação linear da onda harmônica (NAIDU, 2012):

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \cdot e^{i\omega t - kz} \quad (3.6)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 \cdot e^{i\omega t - kz} \quad (3.7)$$

\mathbf{E}_0 e \mathbf{B}_0 são as amplitudes iniciais na superfície da Terra dos campos elétrico e magnético respectivamente, ω (rad/s) frequência angular, \mathbf{k} (m^{-1}) o número de onda e z (m) o vetor posição na coordenada \mathbf{z} . Nas duas expressões acima, o primeiro termo no expoente corresponde a oscilação da onda e o segundo termo a propagação da onda.

Usando as expressões harmônicas dos campos EM (3.6 e 3.7), suas relações constitutivas (3.2 a 3.4) as equações de Maxwell no domínio da frequência para **hipótese (f)** MT (uma aproximação quasi-estacionário) são descritas abaixo:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu\mathbf{H} \quad \text{Lei de Faraday} \quad (3.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} + i\omega\varepsilon\mathbf{E} \quad \text{Lei de Ampère} \quad (3.9)$$

Na equação (3.9) o primeiro termo do lado direito representa as correntes de condução e o segundo termo representa as correntes de deslocamento. A razão entre os dois tipos é dada por:

$$\left| \frac{i\omega\varepsilon\mathbf{E}}{\sigma\mathbf{E}} \right| = \frac{\omega\varepsilon}{\sigma} \quad (3.10)$$

Os intervalos de frequências das sondagens MT estão no intervalo de 10000 a 0,0001 Hz, sendo ε na faixa 10^{-12} e 10^{-11} , e as resistividades encontradas nos meios estudados na faixa de 0,1 a 10000 ohm.m, o que torna os valores das correntes de deslocamento desprezíveis em relação as correntes de condução (MENEZES, 2013), comprovando a hipótese **(h)**, pois,

$$|\omega\varepsilon\mathbf{E}| \ll |\sigma\mathbf{E}| \quad (3.11a)$$

Para a indução eletromagnética (EM) da Terra, as correntes de deslocamento são geralmente ignoradas e assume-se a lei de Ohm em sua forma mais simples com uma condutividade elétrica escalar local e real, i.e. $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$. Com a predominância das correntes de condução, a indução na Terra se reduz a um processo de difusão de campos quase estacionários, com (Solon, 2010)

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} \quad (3.11b)$$

Aplicando as relações constitutivas, as equações de Maxwell podem ser reescritas nas seguintes forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.12a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} \quad (3.12b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.12c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \eta/\varepsilon \quad (3.12d)$$

Assumindo que não existem fontes de correntes no interior da Terra, hipótese (e), isto é: (SIMPSON; BAHR, 2005)

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0 \quad (3.13)$$

Para o caso de um meio homogêneo, isto é $\nabla \sigma = 0$:

$$\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} \quad (3.14a)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (3.14b)$$

As equações de difusão, hipótese **f**, em termos dos campos magnéticos e elétrico podem ser obtidos combinando o Laplaciano das equações (3.12a) e (3.12b) com os rotacionais de (3.12c) e (3.14b) (SIMPSON; BAHR, 2005; SOLON, 2010; ADÃO, 2015) e aplicando a identidade vetorial.

$$\nabla x(\nabla x \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A} \quad (3.15a)$$

Temos,

$$\nabla x(\nabla x \mathbf{E}) = -\nabla x \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\mu \nabla x \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.15b)$$

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \gg \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = \mathbf{i} \omega \mu \sigma \mathbf{E} = k^2 \mathbf{E} \quad (3.15c)$$

Onde,

$$\mathbf{k}^2 = \mathbf{i} \omega \mu \sigma \quad (3.15d)$$

De forma análoga, a indução magnética obedece a equação de difusão:

$$\nabla x(\nabla x \mathbf{B}) = \nabla x(\nabla x \mu \mathbf{H}) = \mu \nabla x(\sigma \mathbf{E}) = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.15e)$$

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{B}) - \nabla^2 \mathbf{B} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \mathbf{i} \omega \mu \sigma \mathbf{B} = k^2 \mathbf{B} \quad (3.15f)$$

Com o número de onda \mathbf{k} , sendo:

$$\mathbf{k} = \sqrt{\mathbf{i} \omega \mu \sigma} = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} + \mathbf{i} \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} = (1 + \mathbf{i}) \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} \quad (3.16)$$

O inverso da parte real de \mathbf{k} :

$$\delta = \frac{1}{\text{Re}(\mathbf{k})} = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} = \sqrt{\frac{2 \rho}{\omega \mu}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (3.17)$$

É denominado de profundidade de penetração (skin-depth), δ (TIKHONOV, 1950; CAGNIARD, 1953), de um campo elétrico com frequência angular ω dentro de um semi-espaço

com condutividade σ , e corresponde a profundidade na qual a amplitude do campo EM é atenuada em e^{-1} da sua intensidade na superfície, uma redução de 63,2% do seu valor original.

De acordo com a equação (3.17) os sinais de baixa frequência conseguem uma maior penetração no interior terrestre do que aqueles de alta frequência, por isso a análise de sinais em diferentes períodos permite a obtenção de informações em diferentes profundidades, a determinação da dimensionalidade das estruturas geológicas, a direção do strike e a sua dependência com a profundidade (VOZOFF, 1991).

O inverso de \mathbf{k} :

$$C = \frac{1}{k} = \frac{\delta}{2} - i \frac{\delta}{2} \quad (3.18)$$

É chamado de função de transferência de Schmucker-Weidelt, (WEIDELT, 1972; SCHMUCKER, 1973; SCHMUCKER, 1987). O valor de C depende da frequência e tem dimensão de comprimento, mas é um número complexo. Para um semi-espaço homogêneo, as partes real e imaginária de C possuem as mesmas magnitudes. A função de transferência C estabelece uma relação linear entre as propriedades físicas que são medidas no campo, como demonstraremos abaixo (SIMPSON; BAHR, 2005).

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{E}_{0x} e^{i\omega t - kz} \gg \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} = -k \mathbf{E}_x \quad (3.19)$$

$$\begin{aligned} \nabla_x \mathbf{E}_x &= -\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t} \gg \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} = -\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t} \\ -k \mathbf{E}_x &= -i\omega \mathbf{B}_y \gg i\omega \mathbf{B}_y = k \mathbf{E}_x \end{aligned} \quad (3.20)$$

Portanto, C pode ser calculado medindo os campos E_x e B_y (ou, equivalentemente E_y e B_x) no domínio da frequência como:

$$C = \frac{1}{k} = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (3.21)$$

Se C é conhecido, então a resistividade do semi-espaço homogêneo pode ser calculada, combinando as equações (3.16) e (3.21):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|k|^2} \omega \mu = |C|^2 \omega \mu \quad (\text{Vm/A}) \quad (3.22)$$

3.4 Indução eletromagnética em um semi-espaço de N camadas - Terra 1-D

Um semi-espaço unidimensional (1-D) apresenta uma distribuição de condutividade elétrica que varia somente com a profundidade, i.e., não ocorrem variações laterais. Considerando um sistema de coordenadas onde z aponta para baixo, x para norte e y para leste. Neste sistema de referência considere-se uma **corrente horizontal** na direção-x

numa fina camada acima da superfície da Terra. Já que não existe uma quantidade apreciável de corrente que flui na interface Terra-ar, somente campos que se propagam verticalmente podem estar no interior de uma Terra condutora. A camada de corrente produz um campo EM indutor uniforme onde $\mathbf{E} = (\mathbf{E}_x, \mathbf{E}_y, 0)$ e $\mathbf{H}_y = (0, \mathbf{H}_y, 0)$. Este campo superficial se comporta como se uma onda plana tivesse incidido na interface Terra-ar (Terra 1-D) (SOLON, 2010).

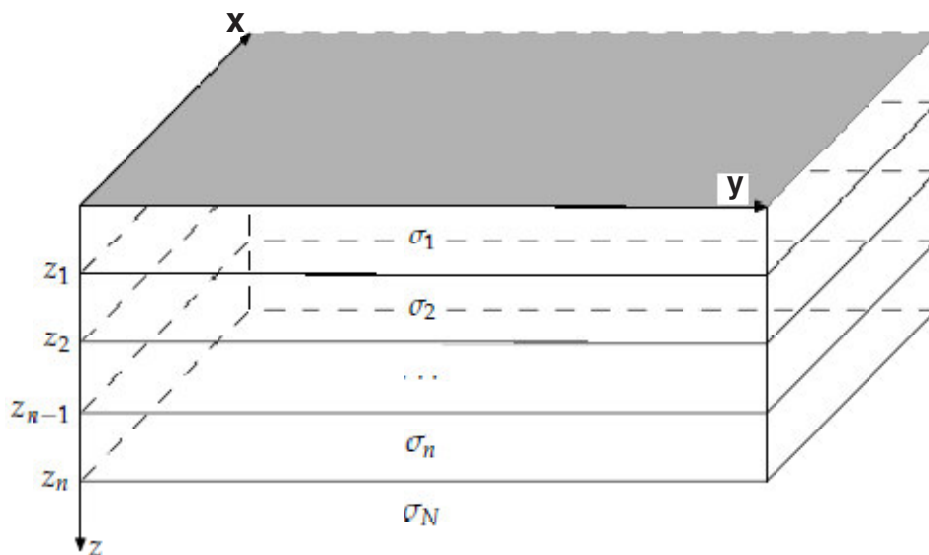
Para um semi-espço de **N-camadas** (Figura 6), interno a cada camada **n** temos a equação de difusão, dado pela equação (3.15c), i.e, $\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega\mu\sigma\mathbf{E}$, contendo condutividade σ_n , e uma solução da forma: (SIMPSON; BAHR, 2005)

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) &= \mathbf{E}_{1n}e^{i\omega-k_n z} + \mathbf{E}_{2n}e^{i\omega+k_n z} \\ \mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) &= a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} + b_n(k_n, \omega)e^{k_n z} \end{aligned} \quad (3.23)$$

Similarmente, o campo magnético na direção-**y**, ortogonal a \mathbf{E}_{xn} , dentro da camada **n**, é dado por:

$$\begin{aligned} i\omega\mathbf{B}_y &= k\mathbf{E}_x \gg \mathbf{B}_y = \frac{k\mathbf{E}_x}{i\omega} \\ \mathbf{B}_{yn}(k_n, \omega) &= \frac{k_n}{i\omega} [a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} - b_n(k_n, \omega)e^{k_n z}] \end{aligned} \quad (3.24)$$

Figura 6 - Modelo de condutividade de um semi-espço, com N camadas, com σ variando na direção-z.



Fonte: Simpson e Bahr, (2005) (adaptado)

A função de transferência **C** para enésima camada é:

$$\mathbf{C}_n(z) = \frac{\mathbf{E}_{xn}(z)}{i\omega\mathbf{B}_{yn}(z)} \text{ e } k = \sqrt{i\omega\mu\sigma_n} \quad (3.25)$$

Através das equações (3.23), (3.24) e (3.25) podemos determinar funções de transferências $C_n(z_{n-1})$ e $C_n(z_n)$ nos topo e base da camada-n respectivamente.

No topo da camada-n temos

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{a_n e^{-k_n z_{n-1}} + b_n e^{k_n z_{n-1}}}{k_n (a_n e^{-k_n z_{n-1}} - b_n (k_n, \omega) e^{k_n z_{n-1}})} \quad (3.26)$$

E na base da camada-n

$$C_n(z_n) = \frac{a_n e^{-k_n z_n} + b_n e^{k_n z_n}}{k_n (a_n e^{-k_n z_n} - b_n (k_n, \omega) e^{k_n z_n})} \quad (3.27)$$

Organizando a equação (3.27) para resultar um termo para razão a_n/b_n e substituindo na equação (3.26) obtemos

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{1}{k_n} \frac{k_n C_n(z_n) + \tanh[k_n(z_n - z_{n-1})]}{1 + k_n C_n(z_n) \tanh[k_n(z_n - z_{n-1})]} \quad (3.28)$$

As componentes do campo são contínuas na transição da camada-n para camada (n-1), desde que a função de transferência de Schmucker-Weidelt-n é também contínua.

$$C_n(z_n) = \lim_{z \rightarrow z_n - 0} C_n(z) = \lim_{z \rightarrow z_n + 0} C_{n+1}(z) = C_{n+1}(z_n)$$

Fazendo $l_n = z_n - z_{n-1}$, resulta

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{1}{k_n} \frac{k_n C_{n+1}(z_n) + \tanh[k_n l_n]}{1 + k_n C_{n+1}(z_n) \tanh[k_n l_n]} \quad (3.29)$$

A equação (3.29) é conhecida como a formula de recursão de Wait (1954). A equação de Wait (3.29) pode ser usada para calcular a função de transferência no topo da camada-n se a função de transferência da camada-(n+1) é conhecida. Iniciando a partir da camada mais inferior (N), que é definida como um semi-espaco homogêneo.

A resistividade aparente ρ_a da camada média pode ser expresso em termos da função de transferência

$$\rho_a = |C(\omega)|^2 \omega \mu \quad (3.30)$$

Em virtude de C ser um número complexo, a fase da impedância Φ_{1-D} , da camada do semi-espaco de nosso modelo 1-D, pode ser calculada a partir de:

$$\Phi_{1-D} = \tan^{-1}(E_x/B_y) \quad (3.31)$$

As resistividades aparentes e fase de impedância geralmente são plotadas como função do período $T = 2\pi/\omega$. As funções $\rho_a(T)$ e $\Phi(T)$ não são independentes uma da outra mas são relacionadas via a relação de Kramers-Kroening (WEIDELT, 1972):

$$\Phi(\omega) = \frac{\pi}{4} - \frac{\omega}{\pi} \int_0^\infty \log \left(\frac{\rho_a(\omega')}{\rho_0} \right) \frac{d\omega'}{(\omega'^2 - \omega^2)} \quad (3.32)$$

A equação (3.32) informa que a fase para uma frequência ω é dependente da resistividade aparente para todas as frequências ω' , com a influência de $\rho_a(\omega')$ sendo maior para $\omega' = \omega$ devido ao termo $1/(\omega'^2 - \omega^2)$. Logo, a fase prever o comportamento da resistividade aparente com o período, exceto para o coeficiente escalar ρ_0 . Em situações multidimensionais,

as relações de dispersões devem ser ajustadas de acordo com a dimensionalidade da subsuperfície. (FISCHER; SCHNEGG, 1993)

Em um modelo de 2 camadas a fase será acima de 45° se o topo da camada é menos condutivo do que a base ($\sigma_1 < \sigma_2$) na Fig. 3.2. Equivalentemente a fase será abaixo de 45° para $\sigma_1 > \sigma_2$. Para uma terra de n camadas, a curva da resistividade aparente, ρ_a , tem um comportamento assintótico em relação as camadas mais profundas e rasas. A resolução das camadas médias possui forte influência de suas espessuras e resistividades, e não pode ser necessariamente determinada. Além disso, camadas condutivas são mais sensíveis do que as resistivas (SPIES; FRISCHKNECHT, 1991). Se ρ_1 e ρ_2 ($\rho_2 > \rho_1$) são as resistividades das camadas, a resolução da camada resistiva é $\sqrt{\rho_2/\rho_1}$ vezes do que a camada condutiva (ORANGE, 1989). Deve também ser mencionado que toda informação sobre a camada da Terra é contido no campo elétrico E.

A razão entre as intensidades do campo elétrico E_{xn} e do campo magnético H_{yn} é a impedância da onda ou simplesmente, a impedância do meio. No caso da difusão de ondas planas, esta razão depende somente da frequência e das propriedades elétricas do meio abaixo do ponto de observação. Esta impedância do meio é dada por: (SOLON, 2010).

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} \frac{a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} + b_n(k_n, \omega)e^{k_n z}}{a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} - b_n(k_n, \omega)e^{k_n z}} \quad (\mathbf{Ohm}, \Omega) \quad (3.33)$$

O semi-espço homogêneo corresponde à estrutura 1D mais simples. Neste caso, a intensidade da componente \mathbf{E}_{xn} , equação (3.23) do campo elétrico se anula para $z \rightarrow \infty$, isto é, usamos como condição de contorno a diminuição do campo com o aumento da profundidade, de modo que $b_n=0$ no final do modelo. Dessa maneira, as equações (3.23), (3.24) e (3.33), das intensidades do campo elétrico e magnético e da impedância do meio se reduzem a: (SOLON, 2010; MENEZES, 2013)

$$\mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) = a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} \quad (3.34)$$

$$\mathbf{H}_{yn}(k_n, \omega) = \frac{k_n}{i\omega\mu} a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} \quad (3.35)$$

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{i\omega\mu}{k} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} \quad (3.36)$$

Em uma Terra homogênea, isotrópica, a resistividade verdadeira está relacionada a sua impedância característica Z através da relação:

$$\rho(\omega) = \frac{|Z|^2}{\omega\mu} \quad (3.37)$$

Observe que:

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad \therefore \quad \mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y \quad (3.38)$$

$$\mathbf{Z}_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad \therefore \mathbf{E}_y = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x \quad (3.39)$$

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)}{\text{Re}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)} \right] \quad (3.40)$$

Segundo Naidu (2012), no caso de uma Terra 1-D, a resistividade verdadeira ρ , torna-se uma resistividade aparente ρ_a , dado por

$$\rho_a(\omega) = \frac{|Z^2|}{\omega\mu} \quad (3.41)$$

por causa da simetria do problema, a impedância do meio não depende da orientação das medidas nos eixos dos planos horizontais, de modo que as componentes do campo elétrico nas direções norte e leste são relacionados as componentes dos campos magnéticos ortogonais através das seguintes equações lineares:

$$\mathbf{Z}_{xx} = \mathbf{0} \quad (3.42a)$$

$$\mathbf{Z}_{yy} = \mathbf{0} \quad (3.42b)$$

$$\mathbf{Z}_{xy} = -\mathbf{Z}_{yx} \quad (3.42c)$$

A fase da impedância é definida por:

$$\Phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{xy})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{xy})} \right] \quad (3.42d)$$

$$\Phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{yx})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{yx})} \right] \quad (3.42e)$$

Onde $\mathbf{Im}(\mathbf{Z})$ corresponde a parte imaginária da impedância e $\mathbf{Re}(\mathbf{Z})$ a parte real.

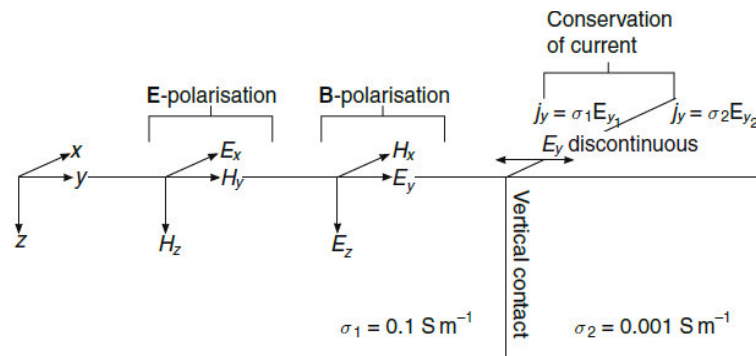
Assim, neste caso, em qualquer frequência particular, uma componente do campo elétrico é linearmente relacionada com a sua componente do campo magnético ortogonal através de único valor de uma função de transferência escalar complexa, (3.38) e (3.39). A equação (3.41) foi formulada pela primeira vez por Cagniard (1953) e é conhecida como a relação Cagniard. As condições sob as quais a equação (3.41) é válida são chamadas as *condições Cagniard*, os campos eletromagnéticos são ondas planas de incidência na superfície da terra que é constituída por camadas paralelas.

3.5 Terra 2-D

No caso de uma Terra bidimensional a condutividade é constante em uma direção horizontal, enquanto varia nas direções vertical e na outra direção horizontal. A direção no qual a condutividade é constante é conhecido como “*strike geolétrico*” ou simplesmente “*strike*”

Considere um sistema de coordenadas cartesianas ($\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}$), a condutividade (ou resistividade) varia ao longo de duas direções – uma horizontal \mathbf{y} e outra vertical (profundidade) \mathbf{z} , como mostra a Figura 7.

Figura 7 - Modelo de condutividade de uma Terra 2-D. Conservação de corrente através do contato onde a condutividade muda de σ_1 para σ_2 , leva a componente- y do campo elétrico, \mathbf{E}_y , ser descontínua. Neste caso 2D proposto, os campos EM podem ser dissociados em dois modos independentes: um que incorpora campo elétrico paralelo ao “*strike*” e com os campos magnéticos induzidos perpendicular ao “*strike*” e na direção do plano vertical (**Modo TE ou Polarização – E**); o outro incorporando os campos magnéticos paralelo ao “*strike*” com campos elétricos induzidos perpendicular ao “*strike*” e na direção do plano vertical (**Modo TM ou Polarização–H**).



Fonte: Simpson, F. e Bahr, K. (2005).

A Figura 7 mostra um cenário 2D muito simples, com um contato vertical entre duas regiões de diferentes condutividades σ_1 e σ_2 , a densidade de corrente \mathbf{J}_y , através da região de fronteira é dado por:

$$\mathbf{J}_y = \sigma \mathbf{E}_y \quad (3.43)$$

Este cenário pode representar um dique ou uma falha com uma condutividade constante ao longo do “*strike*”. Para um corpo com uma extensão infinita ao longo do “*strike*”, ou um corpo com um comprimento de onda significativamente maior do que a profundidade de penetração (*skin depth*), não existe variação de campo ao longo do “*strike*” (direção- \mathbf{x} na Figura 7), $\frac{\partial}{\partial x} = 0$. O problema 2D consiste então em obter uma solução das equações de Maxwell para uma distribuição de condutividade que seja invariante na **direção- \mathbf{x}** , por isso as equações (3.12a) e (3.12b) podem ser expandidas como: (SIMPSON; BAHR, 2005)

$$\nabla_x \mathbf{E} = \left(\frac{\partial \mathbf{E}_z}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{E}_y}{\partial z} \right) \overline{\mathbf{a}}_x + \left(\frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} - \frac{\partial \mathbf{E}_z}{\partial x} \right) \overline{\mathbf{a}}_y + \left(\frac{\partial \mathbf{E}_y}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial y} \right) \overline{\mathbf{a}}_z \quad (3.44)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) \overline{\mathbf{a}}_x + \left(\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} \right) \overline{\mathbf{a}}_y + \left(\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) \overline{\mathbf{a}}_z \quad (3.45)$$

As equações (3.44) e (3.45) podem ser separadas em dois modos independentes: um incorporando campos elétricos paralelos ao “*strike*” – **polarização-E**, o outro incorporando campos magnéticos paralelos ao “*strike*” – **polarização-H**.

A **polarização-E**, denominada também como Modo Transversal Elétrico ou Modo TE, descreve correntes fluindo paralelo ao strike, direção-**x** na Figura 7, em termos das componentes, do campo EM \mathbf{E}_x , \mathbf{H}_y , \mathbf{H}_z .

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} \right) &= -\mu \frac{\partial H_y}{\partial t} \quad \therefore \quad \frac{\partial E_x}{\partial E_z} = -i\omega\mu H_y & (3.46a) \\ \left(\frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y} \right) &= -\mu \frac{\partial H_z}{\partial t} \quad \therefore \quad \frac{\partial E_x}{\partial E_y} = i\omega\mu H_z & (3.46b) \\ \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) &= \sigma E_x & (3.46c) \end{aligned} \right\} \quad \mathbf{Polarização-E}$$

A **polarização-H**, denominada também como Modo Transversal Magnético ou Modo TM, descreve correntes fluindo perpendicular ao strike, direção-**y** na Figura 7, em termos das componentes, do campo EM \mathbf{H}_x , \mathbf{E}_y , \mathbf{E}_z .

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) &= \sigma E_z \quad \therefore \quad \frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma E_z & (3.47a) \\ \left(\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} \right) &= \sigma E_y \quad \therefore \quad \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y & (3.47b) \\ \left(\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right) &= -\mu \frac{\partial H_x}{\partial t} = -i\omega\mu H_x & (3.47c) \end{aligned} \right\} \quad \mathbf{Polarização-H}$$

Para um caso 2D simples como mostrado na Figura 7, as resistividades podem variar tanto ao longo do eixo vertical, quanto no eixo horizontal **y**, que supomos ser a direção perpendicular ao *strike*. Nesta situação as impedâncias calculadas para o Modo TE e TM são:

$$\mathbf{Z}_{TE} = \mathbf{Z}_{XY} = \frac{E_x}{H_y} \quad (3.48)$$

$$\mathbf{Z}_{TM} = \mathbf{Z}_{YX} = \frac{E_y}{H_x} \quad (3.49)$$

Com

$$\mathbf{Z}_{xx} = \mathbf{Z}_{yy} = \mathbf{0} \quad (3.50)$$

$$\mathbf{Z}_{xy} \neq -\mathbf{Z}_{yx} \quad (3.51)$$

Os dados no modo TE são mais sensíveis as estruturas profundas, condutores espessos, dão informações sobre a estratigrafia elétrica da região investigada além de ser mais afetado por estruturas fora do perfil. Enquanto no modo TM é particularmente sensível as estruturas superficiais e situados sob o perfil de medição, ao contato geoeletrico entre as unidades geológicas ou descontinuidades, por exemplos falhas e fraturas, originando acúmulo de cargas elétricas na interface entre os dois meios. (SANTOS, 2012; MENEZES, 2013)

3.6 Terra 3-D

Em algumas situações geológicas as aproximações 1D e 2D são viáveis para uma interpretação geofísica, com a variação da condutividade mais forte em algumas direções e desprezível em outras. Na realidade as estruturas geológicas possuem uma variação tridimensional (3D), onde a resistividade varia nas três direções x, y e z, e nenhum dos elementos do tensor de impedância (Z) se anulam. Algumas situações geológicas, como por exemplo linhas de costa encurvadas, complexas cadeias de montanhas em grande escala e algumas intrusões magmáticas, caracterizam ambientes tridimensionais (ABREU, 2002).

3.7 Tensor de impedância

O método MT envolve medições de variações dos campos elétrico (**E**) e magnético (**H**) em direções ortogonais na superfície da terra. As componentes ortogonais complexas dos campos elétrico (**E_x**, **E_y**) e magnético (**H_x**, **H_y**) são relacionadas pelo tensor de impedância **Z** como função da frequência (ω) e da resistividade (ρ) em subsuperfície. Ambos os campos horizontais **E** e **H** apresentam uma dependência linear. A relação entre cada termo é determinada pela equação: (CANTWELL; MADDEN, 1960)

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \text{ ou } \mathbf{E}(\omega) = \mathbf{Z}(\omega)\mathbf{H}(\omega) \quad (3.52)$$

Onde o tensor de impedância é dado pela fórmula:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \quad (3.53)$$

O tensor de impedância **Z** é complexo, composto de partes imaginária e real. Cada componente Z_{ij} , de **Z** possui uma magnitude e uma fase dados pelas equações (3.37) e (3.40).

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{|Z_{ij}(\omega)|^2}{\omega\mu} \quad (3.37)$$

$$\Phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)}{\text{Re}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)} \right] = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad (3.40)$$

A resistividade aparente fornece uma estimativa aproximada da resistividade real em subsuperfície, conforme a frequência de aquisição dos sinais. A fase de impedância Φ , fornece informações adicionais sobre a condutividade da estrutura. Em um semiespaço isotrópico e homogêneo a fase da impedância é constante, igual a 45° . As transições em profundidade de uma região resistiva para uma condutiva fornecem fases superiores a 45° , enquanto fases inferiores a 45° aparecem nas transições de regiões condutivas para resistivas. (MENEZES, 2013)

Os tensores de impedância para os modelos de Terra -1D,2D e 3D na sua forma matricial são:

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \quad \text{MODELO 1D} \quad (3.54)$$

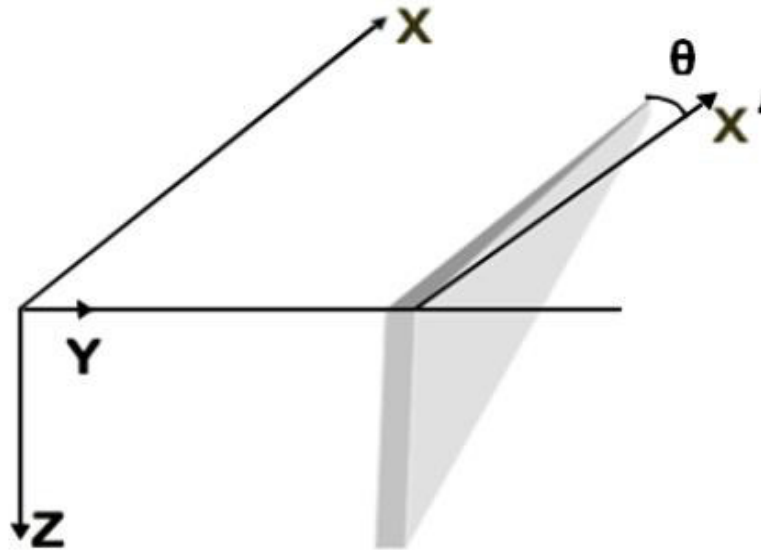
$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad \text{MODELO 2D} \quad (3.55)$$

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad \text{MODELO 3D} \quad (3.56)$$

3.7.1 Rotação do tensor de impedância

O *strike* geológico consiste numa direção no qual a resistividade (ou condutividade) elétrica não varia. Normalmente a aquisição dos dados MT é realizada no sistema de referência geomagnético, i.e., nossa coordenada x na Figura 7 aponta para direção do norte magnético. A utilização do sistema de referência raramente coincide com o *strike* de uma estrutura 2D, não promovendo então uma situação ideal para solução 2D. Dessa forma, existe a necessidade de determinar um ângulo de rotação θ para que as componentes do campo medido se posicionem na direção do *strike* geológico Figura 8.

Figura 8 - Rotação do tensor de impedância Z.



Fonte: Santos (2012).

Se a rotação é realizada no sentido horário, temos:

$$E' = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (3.57)$$

Essa rotação faz com que os elementos Z_{xx} e Z_{yy} tornem-se nulos no tensor de impedância Z. Para isso, realizamos uma rotação matemática, na etapa de processamento, envolvendo uma multiplicação de matrizes, a matriz do tensor de impedância Z e a matriz de rotação R, através da seguinte relação:

$$Z' = RZR^t \quad (3.58)$$

onde

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (3.59)$$

onde Z' é o tensor de impedância rotacionado, Z é o tensor no sistema de referência utilizada na aquisição, R e sua transposta R^t são as matrizes de rotação para o ângulo do strike geológico, e θ o ângulo (medido no sentido horário a partir do eixo x) entre os eixos de medida (x,y) e o strike verdadeiro (x', y'). Em sua forma matricial:

$$Z' = \begin{bmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (3.60)$$

A determinação do ângulo de *strike* é uma das etapas mais importante do processamento para a estimativa adequada do tensor de impedância e as resistividades em subsuperfície. Numa situação ideal 2D, rotacionado para o *strike*, os elementos da diagonal principal do tensor impedância (equação 3.53) são nulos. Entretanto este fato não ocorre na prática devido a ruídos ou erros nas medidas dos campos e raramente a Terra apresenta um comportamento 2D. Desse modo estimamos um valor para o ângulo de rotação θ que minimize os elementos Z'_{xx} e Z'_{yy} , e maximize os elementos Z'_{xy} e Z'_{yx} . (VOZOFF, 1991; ABREU, 2002; MENEZES, 2013)

O ângulo θ do *strike*, pode ser determinado através da fórmula proposta por Swift, (1967) (JUPP; VOZOFF, 1976), que é uma técnica que não maximiza diretamente Z'_{xy} ou Z'_{yx} , ao invés disso, a fórmula soluciona para o ângulo θ em que:

$$|Z'_{xy}|^2 + |Z'_{yx}|^2 = \text{máximo} \quad (3.61)$$

dessa forma,

$$\tan(4\theta) = \left(\frac{(Z_{xx}-Z_{yy})(Z_{xy}+Z_{yx})^* + (Z_{xx}+Z_{yy})^*(Z_{xy}-Z_{yx})}{|Z_{xx}-Z_{yy}|^2 - |Z_{xy}+Z_{yx}|^2} \right) \quad (3.62)$$

esse mesmo valor de θ também satisfaz

$$|Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2 = \text{mínimo} \quad (3.63)$$

Para o ângulo θ , Z'_{xx} e Z'_{yy} são zeros para uma estrutura 2D, a solução acima é única e bem definida. No entanto, devido a existência de ruído sempre presente nos campos medidos, Z'_{xx} e Z'_{yy} não se reduzem a zero na rotação do eixo, mas se tornam muito pequenos em comparação com Z'_{xy} e Z'_{yx} (casos 1D e 2D). No caso 3D, a equação (3.62) é solucionada para um máximo suavemente mais geral, dado por:

$$|Z'_{xy} + Z'_{yx}| = \text{máximo} \quad \text{para estrutura 3D} \quad (3.64)$$

e existem várias soluções.

A equação (3.62) foi escrita no clássico artigo de Vozoff, (1972), (equação 26 do artigo), infelizmente foi impressa com um erro no sinal no último parêntese do numerador, mas corrigido em Jupp e Vozoff, (1976). O ângulo θ é denominado “*Swift strike*” na literatura e faz parte de pacotes de programação modernos, como Geotools e WingGLink (CHAVE; JONES 2012).

Existe uma ambigüidade de 90° para identificar uma das direções principais com a direção do *strike*. O ângulo de rotação pode ser relacionado à componente *x* ou *y*, minimizando ou maximizando os elementos da diagonal principal. Essa ambigüidade pode ser resolvida a partir de informações complementares geológicas e/ou geofísicas (*tipper*). (SANTOS, 2012; MENEZES, 2013)

3.7.2 *Tipper*

Uma outra maneira de remover a ambigüidade no *strike* é determinar o “*Tipper*” ou função de transferência magnética **T**, que é dependente da frequência. Uma vez que gradientes de condutividade lateral geram campos magnéticos verticais que é próxima de zero na teoria do Método MT, no caso 1D, mas não quando as estruturas são 2D e 3D ou se tem uma fonte tipo eletrojato equatorial. O campo magnético vertical H_z é nulo na atmosfera, existindo somente as componentes horizontais H_x e H_y . Para modelos 2D e 3D, $H_z \neq 0$ em regiões próximas ao contraste de resistividade. Nessas situações a relação da componente H_z com as componentes horizontais H_x e H_y é dada por: (Menezes, 2013)

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y = \begin{pmatrix} T_x & T_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.65)$$

Do vetor extraem-se amplitude ou a magnitude,

$$T = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (3.66)$$

amplitude real,

$$T = \sqrt{(T_{xr})^2 + (T_{yr})^2} \quad (3.67)$$

amplitude imaginária,

$$T = \sqrt{(T_{xi})^2 + (T_{yi})^2} \quad (3.68)$$

fase,

$$\phi = \frac{|T_x|^2 \phi_x + |T_y|^2 \phi_y}{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (3.69)$$

e também o *strike*,

$$\theta = \frac{(T_{xr} T_{yr})^2 \arctan(T_{yr}/T_{xr}) + (T_{xy} T_{yi})^2 \arctan(T_{yi}/T_{xi})}{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (3.70)$$

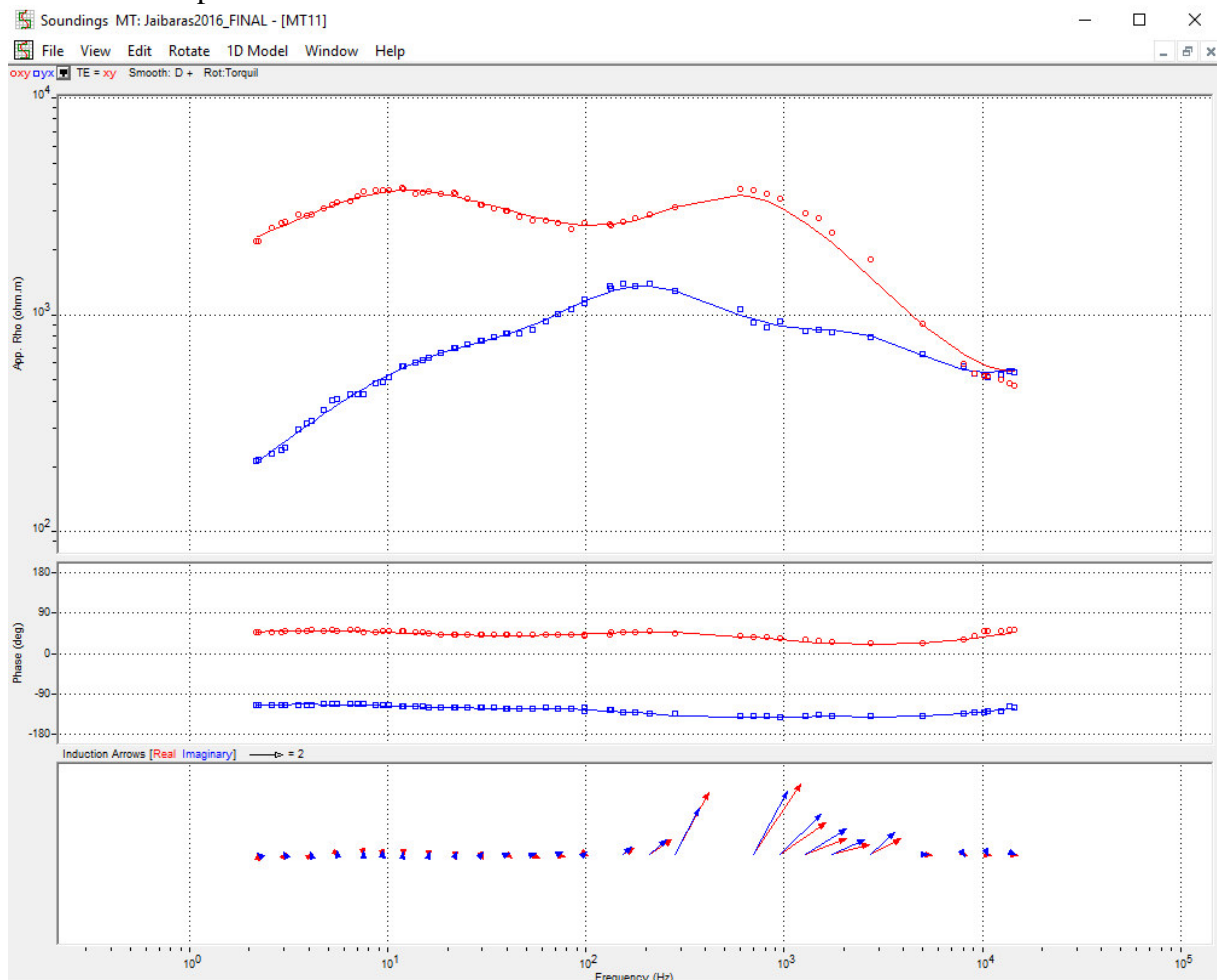
onde o índice *r* indica a parte real e *i* indica a parte imaginária dos vetores

O *Tipper* é geralmente representado na forma de vetores de indução ou “*induction arrows*” e são plotados em relação a frequência em cada estação MT, em suas partes real e imaginária.

Existem duas notações ou convenções para as direções dos vetores de indução. A convenção de *Parkinson* (Parkinson, 1959) onde os vetores de indução apontam para o condutor e a convenção de *Wiese* (Wiese, 1962), os vetores de indução apontam para fora de regiões condutoras, Figura 9. A convenção de Wiese é adotada pelo software *Winglink* utilizado neste trabalho, onde as setas vermelhas representam a parte real do *Tipper* e setas azuis representam a parte imaginária.

O *Tipper* como indicador de adicional de dimensionalidade, também apresenta ambiguidade, uma vez que para a Terra 1D ele é praticamente nulo. Por isso, uma ausência de *induction arrows* em um site não necessariamente confirma a ausência de descontinuidades laterais de condutividade.

Figura 9 - Impedância e tipper com decomposição Torquil Smith e suavização D+, para a estação MT 11. **Painel Superior** – Resistividade aparente, modos XY (TE) - círculo vermelho e YX (TM) – círculo azul; **Painel Intermediário** – Fases modo XY e YX; **Painel Inferior** – *Tipper* na forma de vetor de vetor de indução na convenção de Wiese, setas vermelhas e azuis representam a parte real e imaginária do *Tipper* respectivamente.



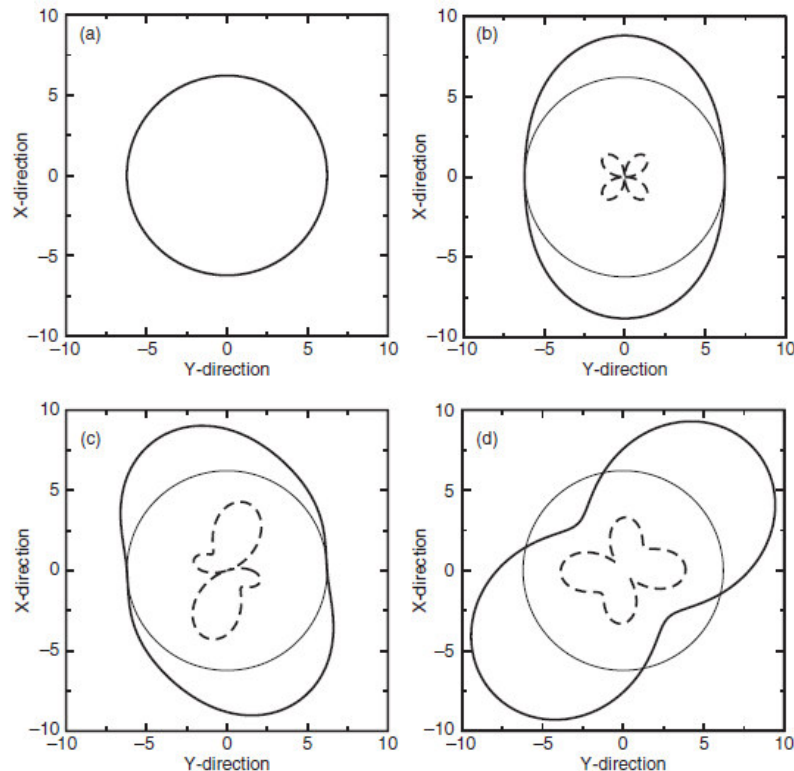
Fonte: Elaborado pelo autor.

3.7.3 Diagramas polares

Um modo de estimar a dimensionalidade da Terra é rotacionando os elementos do tensor de impedância em intervalos pequenos, por exemplo, de 5° em 5° e plotando nas formas de diagramas polares nas várias frequências existentes, leva em consideração as formas de das magnitudes dos elementos tensores das diagonais principal e secundária, através das plotagem de $|Z_{xx}(\theta)|$ e $|Z_{xy}(\theta)|$ enquanto θ é rotacionado até 360° (é suficiente rodar até 90° devido a simetria). (CHAVE; JONES, 2012; MENEZES, 2013)

Na Terra 1D, $|Z_{xx}(\theta)|$ é zero para todos os valores e $|Z_{xy}(\theta)|$ descreve um círculo perfeito, Figura 10a. Entretanto uma Terra 2D descreve uma forma que é elíptica para baixo para uma anisotropia moderada entre Z_{xy} e Z_{yx} , mas adota uma forma de “amendoim” para uma anisotropia maior. O elemento da diagonal $|Z_{xx}(\theta)|$ exibe um padrão de um trevo de 4 folhas, Figura 10b. Para uma terra 3D e 3D/2D esses elementos assumem uma formas mais complexas assemelhando-se a um 8 ou uma borboleta Figura 10c-d. (CHAVE; JONES, 2012; MENEZES, 2013)

Figura 10 - Diagramas polares para modelos sintéticos para Terra: (a) 1D, (b) 2D, (c) 3D e (d) 3D/2D. Em todos os casos, o círculo fino representa o círculo unitário para o caso 1D, a curva de espessura grossa representa a rotação dos elementos da diagonal secundária e a curva tracejada representa a rotação dos elementos da diagonal principal.



Fonte: Chave e Jones (2012).

3.7.4 Distorções causadas por heterogeneidades

A heterogeneidade presente nas camadas da Terra é responsável por um dos problemas mais comuns observados nos dados MT. Acontece quando as medidas apresentam valores distorcidos de resistividade devido a pequenos contrastes de condutividade. Um exemplo de deriva estática aparece quando se obtém uma profundidade de penetração em uma estação MT de 3500 km para um período de apenas uma hora (SIMPSON; BAHR, 2005). Neste tipo de efeito a medida apresenta valores mais altos de resistividade aparente, mas a deriva também pode ocorrer no sentido oposto, mostrando valores mais baixos de resistividade aparente do que o esperado. Esses efeitos são classificados por Berdichevsky e Dmitriev (1976) como:

- a) **Efeito Galvânico:** causadas pelo acúmulo de cargas superficiais nas interfaces dos contrastes de resistividade. Uma componente do campo elétrico na direção desses contrastes de condutividade (resistividade) gera um campo elétrico secundário que pode amplificar ou diminuir o campo elétrico primário, produzindo uma distorção do campo elétrico. Esta distorção é comumente denominada de “deslocamento estático”, “deriva estática” ou *static shift* (JIRACEK, 1990; SIMPSON; BAHR 2005). O *static shift* é causado por estruturas geológicas rasas e heterogêneas, esse fenômeno faz com que as curvas de resistividade aparente sejam deslocadas para cima (valores maiores) ou para baixo (valores menores) por um fator real e constante, independente da frequência, sem afetar a fase (SIMPSON; BAHR, 2005);
- b) **Efeito Indutivo:** ocorre quando a derivada temporal do campo magnético primário induz um excesso de correntes secundárias que fluem em circuitos fechados produzindo campos magnéticos secundários (Lei de Faraday que são adicionados ao campo primário);
- c) **Efeito Indutivo-Galvânico:** gerado quando correntes induzidas pelo campo magnético secundário associado a correntes secundárias do efeito galvânico.

Segundo Costa (2005) e Abreu (2002), tanto o efeito galvânico quanto o indutivo podem ser provocados pela topografia, e várias são as técnicas que propõem a correção dessas distorções.

Na situação especial em que os dados são medidos no mesmo sistema de coordenadas do azimute geoeletrico regional, o efeito das distorções galvânicas afeta as duas

componentes do campo elétrico de forma independente. Como consequência, o campo elétrico associado à indução regional 2D soma-se uma componente eletrostática devido ao acúmulo de cargas nas bordas da estrutura local. O efeito das cargas na interface é uma redução ou aumento do campo elétrico em diferentes locais. As curvas de sondagem MT são deslocadas para cima quando medidas diretamente sob corpos resistivos, e são reduzidas sobre corpos condutivos. (COSTA, 2005)

O efeito é assintoticamente um deslocamento estático entre as resistividades aparentes TE e TM, independente da frequência, ocasionado quando o campo elétrico primário é uniforme em toda a heterogeneidade. Este efeito é denominado como deslocamento estático – “static shift”. Como as fases independem dos valores absolutos da resistividade elétrica, elas retêm as formas corretas das respostas e podem ser utilizadas para obter a estrutura de resistividade, porém apenas com valores relativos. Para se obter os modelos de resistividades absolutas, faz-se necessário a correção do deslocamento estático das curvas de resistividade aparente.

Diversas metodologias têm sido propostas nas últimas décadas para tratar o deslocamento estático (JIRACEK, 1990). Uma técnica que tem sido bastante difundida e, que inclusive foi utilizada neste trabalho consiste na utilização de medidas eletromagnéticas no domínio do tempo (TEM), conforme propõem Pellerin e Hohmann (1990) e Meju e Fontes (1993). Por utilizarem fonte artificial, as medidas TEM trabalham em períodos mais curtos em relação as medidas MT, e quase não são afetadas por distorções galvânicas pois utilizam apenas medidas das componentes magnéticas. Para essa correção é necessário que se tenha sondagem TEM no mesmo ponto de medida da sondagem MT, de forma que suas respostas possam ser comparadas, obtendo-se assim, um fator de deslocamento das curvas MT.

Quando as sondagens MT são realizadas, o *strike* geoeletrico regional não é conhecido. Com isso, o sistema de coordenadas de medida raramente, coincide com o sistema de coordenadas do *strike*. Nestas situações, as cargas acumuladas no limite das heterogeneidades, causam uma mistura nos termos do tensor impedância conhecido como distorção do tensor MT (FERGUSON *et al.*, 1999).

A escolha do *strike* geoeletrico é essencial para a análise e interpretação de dados MT. Entretanto, sua determinação está vinculada à identificação e remoção das distorções galvânicas do tensor MT. Entre vários métodos propostos nas últimas décadas, o de Groom e Bailey (1989), tem sido amplamente adotado, ele separa formalmente os elementos de distorção que são determináveis daqueles indetermináveis. Nele, a distorção galvânica em cada período é parametrizada por um termo relacionado à polarização local do campo elétrico, conhecido

como “shear”, e por outro parâmetro relacionado à rotação do campo causada pela estrutura anômala, conhecido como “twist”. A parte indeterminada da decomposição associa-se ao escalonamento da amplitude das impedâncias, sendo incorporada no tensor regional durante a decomposição. Após a decomposição, restará um termo associado ao deslocamento estático para cada modo, deslocando as curvas de resistividade por um fator desconhecido, embora mantenha o formato correto das curvas de resistividades e fases TE e TM. Os cálculos do “twist” e “shear” não exigem o conhecimento da direção do “strike” geoeletrico regional, pois eles não são parâmetros intrínsecos da estrutura e sim descritores de como a estrutura faz a corrente elétrica fluir em uma direção particular.

4 MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAS

Neste capítulo é apresentada a metodologia adotada e os materiais que foram utilizados para a construção desta dissertação. As informações dos capítulos seguintes são expostas, bem como o resumo do artigo construído.

Ao longo da construção desta dissertação foi elaborado um artigo, a fim de expor todo o conhecimento adquirido, através de forma de simples e didática. O resumo do artigo é apresentado a seguir

- (i) *“ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS MAGNETOTELÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL.”* Submetido a Revista da Geologia UFC em novembro de 2015.

Este trabalho apresenta resultados de 14 sondagens magnetotelúricas realizadas na bacia eo-paleozoica do Jaibaras localizada no noroeste do Estado do Ceará, envolvendo os municípios de Mucambo e Pacujá. As estruturas geradoras desta bacia sofreram reativações tectônicas, influenciadas pelo o lineamento Transbrasiliano, entre outros, localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II), esta mesma região apresenta, em trabalhos prévios, baixos gravimétricos, interpretados como grabens. A configuração dessa bacia em subsuperfície ainda é desconhecida, sobretudo por falta de trabalhos detalhados de geofísica. A integração dos dados geológicos com as informações geofísicas, através de 14 sondagens magnetotelúricas (MT) empreendidas com o objetivo de compreender o comportamento geoeletrico subsuperficial da região, que é apresentado através da interpretação de uma seção MT2D. Essa seção teve os dados de campo processados através de vários procedimentos nas séries temporais e inversão 1D dos dados. Finalmente, com o intuito de diminuir a interpretação ambígua realizou-se a inversão conjunta dos modos TE e TM (seção 2D), sendo apresentada a seção invertida MT2D. Esse processamento almejou realçar estruturas da crosta superior, além de informações sobre a estratigrafia elétrica da região, em contexto regional. Ainda, foi possível realçar estruturas de menor profundidade, delimitações de unidade geoeletricas (estruturas horizontalizadas) e contrastes de feições distribuídas verticalmente (estruturas verticalizadas). A seção MT2D mostra que esta porção do rifte Jaibaras é delimitada por altos valores de resistividade que denotam estruturas subverticais e estão relacionadas as zonas de cisalhamentos que balizam o rifte Jaibaras, dentre elas o Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II). Outros importantes lineamentos também puderam ser identificados, a exemplo da Falha Café-Ipueiras, bem como o Granito Mucambo e sedimentos

da Bacia do Parnaíba. Por fim, a seção MT2D apresenta uma configuração geoeétrica/geológica preliminar da porção superior da crosta naquela região.

4.1 Sequência de Atividades

São descritos a seguir a síntese das principais atividades realizadas que integraram, geralmente de forma sequencial, o método e materiais utilizados.

4.1.1 Revisão Bibliográfica e Planejamento das Estações

Nesta fase foram levantadas as referências bibliográficas referentes a Geologia e aos dados magnetotéluricos, portanto foram divididas em duas partes:

1ª Referências bibliográficas referentes a geologia da área, estudo de alguns produtos de magnetometria e gravimetria da região, com objetivo de obter uma localização das estações MT. Para melhor organizar, armazenar, integrar e analisar a variada gama de informações utilizadas foi utilizado um SIG, especificamente o pacote ARCGIS da ESRI.

2ª Referências bibliográficas referentes a aquisição e ao processamento da séries temporais, filtragem e eliminações ruídos culturais, inversão 1D e 2D e modelagem de dados magnetotéluricos. Essas informações foram obtidas em manuais, artigos, teses e manuais de software.

As estações MT foram postas em forma de perfil, isto foi planejado para que fosse perpendicular ao *trend* geológico. As estações estão espaçadas, em média, 2,5km, porém a fim de obter um maior detalhamento da área de estudo, concentraram-se essas estações dentro da BJ.

4.1.2 Aquisição dos Dados Magnetotéluricos

As aquisições foram divididas em duas campanhas, na primeira campanha foram obtidas 7 estações (MT), porém os resultados dos dados pós-processados mostraram que era necessário um maior detalhe, portanto foi realizada uma segunda campanha, adicionando 6 novas estações ao primeiro perfil e posicionadas no intervalo entre as estações da primeira campanha. As estações (MT) fizeram uso das componentes Ex, Ey, Hx e Hy, entretanto as que possuíram a componente Hz foram às estações: MT4, MT9, MT1, MT13 e a MT14.

4.1.3 Pré-Processamento

Nos dados geofísicos há a necessidade de um pré-processamento para diminuir a influências de ruídos culturais, no caso do MT, a frequência da rede de energia elétrica, 60Hz, e suas harmônicas. Esta interação do ruído na linha de alimentação com o sinal MT pode ser checada através do espectro empilhado, porém existe outra influência que deve ser removida, o efeito galvânico, causado pelo acúmulo de cargas superficiais nas interfaces dos contrastes de resistividade.

4.1.4 Processamento

Após a remoções de ruídos foi realizado o processamento das séries temporais para a construção dos arquivos EDI necessários para as inversões 1D com objetivo de estimar a camadas geolétricas, e em conjunto com as informações do modo TM, TE é realizado a inversão 2D e os diagrama polares possuem o objetivo de se obter a dimensionalidade do modelo.

5 ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA CROSTA SUPERIOR REVELADA POR DADOS MAGNETOLÚRICOS 2D NA BACIA DO JAIBARAS, NW DO CEARÁ, BRASIL

O Rifte de Jaibaras, de idade cambro-ordoviciana, é uma feição alongada com direção NE-SW e está localizado no limite entre os domínios Médio Coreá e Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema, nordeste do Brasil. A formação do Rifte de Jaibaras está relacionada ao processo tafrogenético que separou as placas Laurentia e Báltica do Gondwana Oriental no final do evento orogênico Brasileiro/Pan-africano (BOND; NICKESON; KOMINZ, 1984; LIEBERMAN, 1997; OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003).

O controle estrutural do rifte está relacionado à parte norte do Lineamento Transbrasileiro (SCHOBENHAUS *et al.*, 1975), localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Outro lineamento importante limita a borda oeste do rifte de Jaibaras, este conhecido como Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras. Tal lineamento também baliza dois grandes corpos ígneos que se encontram próximos à borda do rifte e são conhecidos como granitos Mucambo e Meruoca.

A pesquisa na região do rifte de Jaibaras é baseada e fundamentada na aplicação do método geofísico eletromagnético magnetotélúrico. Os dados magnetotélúricos foram levantados com equipamentos da Metronix – ADU's. Tais dados passaram por processamento, com a aplicação de várias técnicas de filtragem e inversão com intuito de realçar fontes e características geoeletricas específicas na região do rifte. O objetivo da aplicação do método foi aumentar a quantidade e qualidade de informações na região do rifte, com base nos contrastes de resistividade das rochas em subsuperfície. Uma das metas específicas foi atingir maiores profundidades de investigação (até 10 km) com intuito de obter informações sobre a possível zona de sutura na região do Domínio Ceará Central.

O método geofísico aplicado na presente pesquisa, aliado ao controle geológico-estrutural na área de estudo, traz novas informações a respeito da natureza do rifte de Jaibaras, sua profundidade, bem como do limite entre os domínios Médio Coreá e Ceará Central e de possível sutura ou descontinuidade continental.

5.1 Localização e aspectos geológicos

A área de estudo é localizada no noroeste da Província Borborema (PB), onde a sua origem está relacionada com a junção de núcleos cratônicos (Amazonico, São Luiz - África Oeste e São Francisco-Congo). Estes foram responsáveis pela sua geometria devido a inúmeras

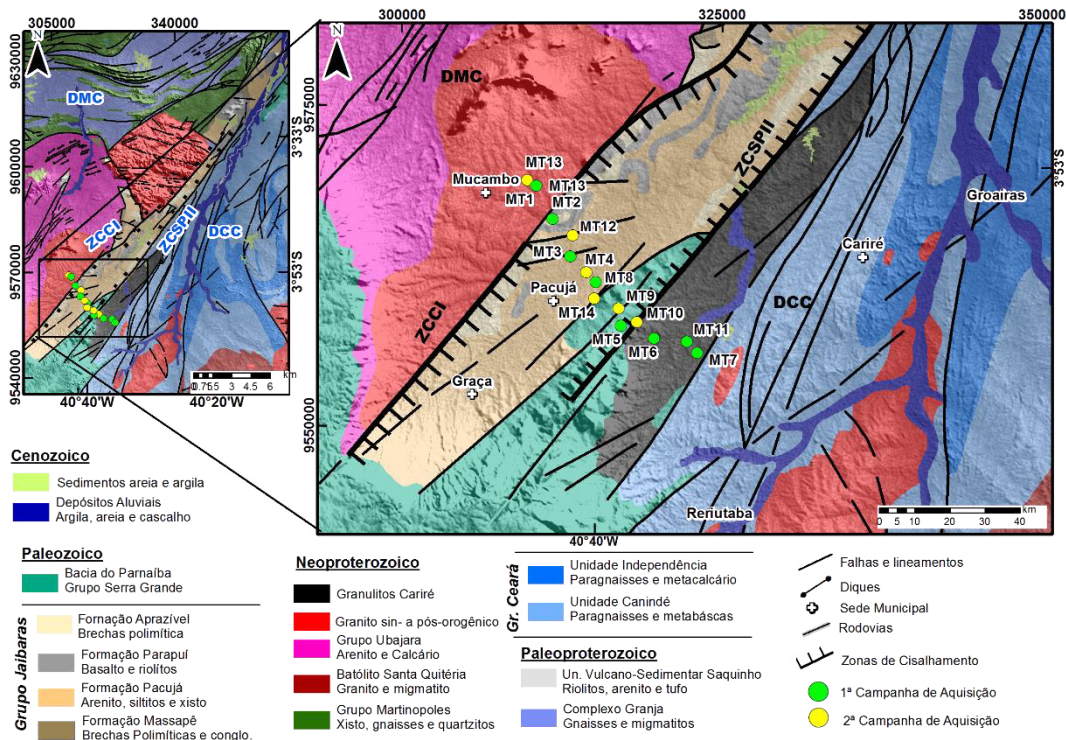
colisões, durante a formação da Gondwana no Neoproterozóico (660 Ma), simultânea a principal fase orogênica do Ciclo Brasileiro/Pan Africano (BRITO NEVES; CORDANI, 1991; BRITO NEVES *et al.*, 1995) que foram responsáveis pelas grandes estruturas presente na PB. A sua evolução é marcada por eventos tectono-termais nos Arqueano (3,4-3,2 Ga), no Paleoproterozoico (2,4 a 2,3 Ga) e no início do Neoproterozoico (1,0-0,95 Ga) (BRITOS NEVES *et al.*, 1995; VAN SCHMUS *et. al.*, 2008).

O Rifte Jaibaras (Figura 11) representa o fim do evento Brasileiro/Pan Africano quando o processo contraccional foi substituído pela ruptura da crosta continental, associado com o rompimento da Gondwana (BOND; NICKESON; KOMINZ, 1984; LIEBERMAN, 1997), resultando em intenso stress, reativações de grandes falhas, encaminhando para origem de bacias e rifts continentais, incluindo o rifte Iara e Cococi.

A Bacia do Jaibaras (BJ) está inserida no grupo de bacias intracratônicas de transição, formadas no eopaleozóico do tipo molássica e classificadas como sendo do tipo rifte, e cronocorrelatas com o final do ciclo orogênico Brasileiro (PEDROSA JR *et al.*, 2014), é alongada na direção NE-SW com extensão de 110 km e 20 km de espessura, entretanto nas suas porções sudoeste e nordeste existe um recobrimento pelos os sedimentos silurianos da Bacia do Parnaíba.

Balizada pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II) ao sudeste e ao noroeste pela Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras (ZCCI), a **BJ** está inserida na interface dos Domínios Ceará Central (DCC) e Médio Coreauá (DMC). O DCC é delimitado ao noroeste pelo lineamento ZCSPII e parte do norte pelo lineamento Transbrasiliano, e ao sudeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, possui seu embasamento representado por um núcleo de idade Arqueana 2,7 Ga (FETTER, 1999) caracterizada por gnaisses tonalito-trondhjemitos-granodioritos (TTG) e na sua periferia apresenta rochas de idade Paleoproterozoica (2,1 – 2,2 Ga) além de ortognaisses e migmatitos. Este embasamento é coberto pelas sequências supracrustais Neoproterozoicas, representada pelo empilhamento das Unidades do Grupo Ceará (ARTHAUD, 2007; ARTHAUD *et al.*, 2008), a qual fazem parte o arco Santa Quitéria, as suítes intrusivas sin- a pós-tectônicas e as rochas de alta grau de metamorfismo relacionado aos Granulitos Cariré e a Zona de Forquilha.

Figura 11 - Mapa de localização da área com as estações de aquisição MT e contexto geológico regional.



Fonte: Cavalcante *et al.* (2003).

O Domínio Médio Coreaú limita-se a oeste na Bacia do Parnaíba, nordeste no Oceano Atlântico e ao sudeste pela ZCPS II, apresenta sua morfologia associada à nappes, deve-se à colagem os crátons São Luís – Oeste África que aglutinou o embasamento e todos os cinturões móveis neoproterozoicos. O embasamento deste domínio é constituído de rochas metamorfizadas em alto grau com a idade de 2,35 Ga, seu litotipo é composto por TTG, migmatitos e granulitos, esse embasamento é associado ao Complexo Granja, (SANTOS *et al.*, 2007).

As unidades litoestratigráfica que compõe a DMC são: o Grupo Martinópole associado a um meta-vulcano sedimentar mais arcoseanos; Grupo Ubajara representado pelo meta-vulcano sedimentar mais metapelítico-carbonático (SIQUEIRA *et al.*, 2014); Unidade Saquinho relacionado com a sequência de rochas vulcanoclásticas; Plútons Mucambo e Meruoca de idade neoproterozoica, além das Bacias molássicas do Jaibaras e Jaguarapi (PEDROSA JR *et al.*, 2014).

O Grupo Jaibaras divide-se em duas sequências, Alfa Inferior (Vendo-Cambriano) representado pela Formação Massapê, Pacujá e Parapuí e Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano) representada pela Formação Aprazível (PARENTE *et al.*, 2004).

A sequência estratigráfica foi dividida por Cavalcante *et al.* (2003) subdividindo-a da base para o topo nas seguintes formações:

a) Formação Massapê: composto por conglomerados polimíticos de clastos angular e sub-angular pertencentes ao embasamento regional e de uma matriz arcoseana do Grupo Jaibaras (MELLO, 1978; COSTA *et al.* 1979 e ALMEIDA, 1998);

b) Formação Pacujá: ocorre de forma predominante na BJ sendo representada por arenitos arcosianos micáceos, folhelhos micáceos e, subordinadamente, grauvacas e leitos conglomeráticos;

c) Formação Parapuí: formada por uma sucessão de derrames basálticos, depósito piroclásticos, diques sub-vulcânicos e soleiras; e

d) Formação Aprazível: representado por conglomerados polimíticos e depósitos de brechas desenvolvidos ao longo das falhas. Nessa formação existem fragmentos das formações anteriores, além dos granitos Meruoca e Mucambo e de rochas do embasamento.

Os plutons Meruoca e Mucambo são intrusões que ocorrem nos Grupos Ubajara, Jaibaras e Martinópolis, e ocorrem ao longo da falha do Café-Ipueiras. O Granito Mucambo de idade 532 ± 7 Ma (SANTOS *et al.*, 2008) possui composição monzonítica com hornblenda e biotita que evoluem para um granito sub-alcalino com a presença de hornblenda no extremo sul do corpo, em suas bordas são observadas variações na granulação, onde passam a apresentar uma granulação média a fina (PEDROSA JR *et al.*, 2014).

Granito Meruoca de idade 541 ± 9 Ma (SANTOS *et al.*, 2013) é um pluton granítico, alcalio e peralcalino. Entre os tipos petrográficos álcali-feldspatos granitos, na borda leste e sudeste, sienogranitos na porção central e faialita-homblenda-biotita na porção norte (PARENTE *et al.*, 2011).

A evolução do rifte é parcialmente revelada devido a sua sequência estratigráfica que afloram nas bordas ou em furos de exploração na Bacia do Parnaíba (OLIVEIRA; MOHIRAK, 2003) A fase pré-rifte é proposto para a bacia, devido a reativações no regime frágil ao longo das zonas de fraquezas Pré-cambrianas.

5.2 Aquisição das estações magnetotélúricas

As sondagens magnetotélúricas (MT) foram realizadas seccionando a Bacia do Jaibaras, localizada a noroeste do Estado do Ceará, no município Mucambo. A investigação consistiu em 14 estações MT em forma de perfil (Figura 11), possuindo o comprimento de 19 km, orientado na direção N22,5W, isto foi planejado para que fosse, aproximadamente,

perpendicular à direção do *trend* geológico. As estações estão espaçadas, em média, 2,5km, porém a fim de obter um maior detalhamento da área de estudo, concentraram-se essas estações dentro da BJ.

As aquisições dos dados foram divididas em duas campanhas, na primeira campanha foram obtidas 7 estações (MT), porém o resultado dos dados pós-processados mostraram que era necessário um maior detalhe, portanto foi realizada uma segunda campanha, adicionando 7 novas estações ao primeiro perfil e posicionadas no intervalo entre as estações da primeira campanha. As estações (MT) fizeram uso das componentes Ex, Ey, Hx e Hy, entretanto as que possuíram a componente Hz foram as estações: MT4, MT9, MT11 e MT13, MT14.

A duração de aquisição MT, neste trabalho, foi em média 20hrs contínuas com variações da taxa de amostragem ao longo do espectro. O tempo de duração da coleta de dados nas altas frequências (128 kHz, 64 kHz, 16 kHz e 4 kHz) variam entre 1min a 30min e nas frequências baixas (512Hz, 128Hz) de 50min a 19hr, como mostra a Tabela 2:

Tabela 2 – Listas de frequências de amostragem usadas nas etapas de campo.

ETAPA 1		ETAPA 2	
Frequência (Hz)	Duração	Frequência (Hz)	Duração
4096	30min	131072	1min e 30s
		65536	2min
512	50min	16384	2min
		4096	15min
128	18hrs	512	50min
		128	19hrs

Fonte: Elaborada pelo autor.

5.3 O método eletromagnético magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT) é uma técnica de exploração geofísica passiva, eletromagnética, no domínio da frequência que envolve medidas simultâneas na superfície da terra, das variações temporais naturais dos campos magnéticos (H) e elétricos (E) em direções ortogonais, com o objetivo de estimar a distribuição da condutividade elétrica das estruturas da terra em subsuperfície, em escalas de profundidade variando desde algumas dezenas de metros até centenas de quilômetros.

A teoria do método foi proposta por Tikonov (1950), ao apresentar a correlação entre os campos elétricos e magnéticos naturais, e aprofundado por Cagniard (1953), que introduz o termo “ magnetotelúrico” associado ao campo eletromagnético (EM) originado por fontes naturais e descreve o seu potencial como método de caracterização da estrutura geológica da subsuperfície. Considera que as variações temporais dos campos elétrico (E) e magnético (H) são devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da terra. Essas variações são causadas por fluxos de cargas presentes na ionosfera e magnetosfera terrestre, onde são geradas ondas eletromagnéticas de frequência relativamente baixa (abaixo de 1 Hz) que se propagam para a superfície, e também por descargas elétricas atmosféricas (raios) que produzem ondas eletromagnéticas, mas de frequência mais alta (acima de 1 Hz). Ao alcançarem a superfície, essas ondas sofrem tanto refração como reflexão. A maior parte da energia é refletida e somente uma pequena parte é propagada para o interior da Terra. Essa pequena parte induz correntes telúricas em subsuperfície

Os campos EM ao penetrarem no solo induzem correntes no interior da Terra, são as chamadas correntes telúricas que, por sua vez, constituem uma fonte de campos magnéticos secundários. Pelo fato de serem geradas na magnetosfera e ionosfera, admite-se que as ondas eletromagnéticas atinjam a superfície da terra na forma de onda plana.

O campo eletromagnético se propaga para o interior da Terra, atravessando camadas que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com as variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, porosidade e salinidade. Entretanto, o sinal EM ao encontrar as regiões limítrofes dessas camadas com diferentes condutividades, campos secundários são gerados e parte deles se propaga de volta à superfície, fornecendo informações das alterações relativas de condutividade em subsuperfície.

O método MT é baseado na medição simultânea do campo EM total, isto é, as variações dos campos elétricos $E(t)$ e magnético $B(t)$. As propriedades elétricas do subsolo podem ser determinadas a partir das relações entre as componentes do campo elétrico (E) e magnético (B), ou funções de transferências: campos elétricos horizontais (E_x , E_y), campos magnéticos horizontais (B_x , B_y) e vertical (B_z). De acordo, com a propriedade das ondas eletromagnéticas, em um meio condutor, a periodicidade do campo EM e a distribuição da condutividade da subsuperfície tem influência na profundidade de penetração da onda.

5.3.1 Princípios do MT

A aplicação do método MT tem como principal objetivo determinar as distribuições das condutividades (ou resistividades) no interior da Terra, a partir das medições das variações temporais dos campos elétrico e magnético à superfície e do modo como eles interagem com as estruturas subsuperficiais. A fundamentação e as fórmulas relacionadas à teoria da indução eletromagnética são descritas em diversas literaturas (SIMPSON; BAHR, 2005; CASTELLS, 2006).

5.3.1.1 As Equações de Maxwell

Os campos eletromagnéticos em quaisquer frequências podem ser descritos pelas equações de Maxwell, que unificam os campos elétrico e magnético, os quais considerando um meio magnetizável e polarizado podem ser expressados como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2)$$

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

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta \quad (4)$$

onde \mathbf{E} e \mathbf{H} são os campos elétrico e magnético observados respectivamente, \mathbf{D} a corrente de deslocamento elétrico, \mathbf{B} a indução magnética (densidade de fluxo magnético), \mathbf{J} a corrente de condução elétrica (densidade de corrente elétrica) devido as cargas e η a densidade de carga elétrica devido as cargas livres.

As equações de Maxwell podem ser relacionadas através de suas relações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (7)$$

$$\rho = 1/\sigma \quad (8)$$

onde ϵ (permissividade elétrica do meio), μ (permeabilidade magnética do meio), σ (condutividade elétrica do meio) e ρ (resistividade elétrica do meio) descrevem as propriedades intrínsecas do meio através dos quais os campos EM se propagam e expressos como tensores em meios anisotrópicos, e em quantidades escalares em meios isotrópicos. Entretanto, em

estudos de indução supõe-se que o meio seja isotrópico contínuo e desconsidera-se as dependências temporais dos parâmetros constitutivos.

5.3.1.2 Conceitos de função de transferência e profundidade de penetração

As soluções das equações de Maxwell para os campos EM podem ser expressas através da combinação linear da onda harmônica (NAIDU, 2012):

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \cdot e^{i\omega t - kz} \quad (9)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 \cdot e^{i\omega t - kz} \quad (10)$$

\mathbf{E}_0 e \mathbf{B}_0 são as amplitudes iniciais na superfície da Terra dos campos elétrico e magnético respectivamente, ω (rad/s) frequência angular, \mathbf{k} (m^{-1}) o número de onda e z (m) o vetor posição na coordenada z . Nas duas expressões acima, o primeiro termo no expoente corresponde a oscilação da onda e o segundo termo a propagação da onda.

Para a indução eletromagnética da Terra, as correntes de deslocamento são geralmente ignoradas e assume-se a lei de Ohm em sua forma mais simples com uma condutividade elétrica escalar local e real, i.e. $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$. Assumindo que não existem fontes de correntes de no interior da Terra (SIMPSON; BAHR, 2005), isto é:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0 \quad (11)$$

Para o caso de um meio homogêneo, isto é $\nabla \sigma = 0$, temos:

$$\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} \quad (12)$$

Com a predominância das correntes de condução, a indução na Terra se reduz a um processo de difusão de campos quase estacionários, com as equações de difusão sendo: (SIMPSON; BAHR, 2005; SOLON, 2010; ADÃO, 2015)

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \rightarrow \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = i\omega \mu \sigma \mathbf{E} = k^2 \mathbf{E} \quad (13)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = i\omega \mu \sigma \mathbf{B} = k^2 \mathbf{B} \quad (14)$$

$$\mathbf{k}^2 = i\omega \mu \sigma \quad (15)$$

Com o número de onda \mathbf{k} , sendo:

$$\mathbf{k} = \sqrt{i\omega \mu \sigma} = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} + i \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} = (1 + i) \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} \quad (16)$$

O inverso da parte real de \mathbf{k} :

$$\delta = \frac{1}{\text{Re}(\mathbf{k})} = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega \mu}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (17)$$

é denominado de profundidade de penetração (skin-depth), δ (TIKHONOV, 1950; CAGNIARD, 1953), de um campo elétrico com frequência angular ω dentro de um semi-espço com condutividade σ . O inverso de \mathbf{k} é:

$$C = \frac{1}{k} = \frac{\delta}{2} - i \frac{\delta}{2} \quad (18)$$

é denominado de *função de transferência de Schmucker-Weidelt*, (WEIDELT, 1972; SCHMUCKER, 1973; SCHMUCKER, 1987). O valor de C depende da frequência e tem dimensão de comprimento, mas é um número complexo. Para um semi-espço homogêneo, as partes real e imaginária de C possuem as mesmas magnitudes. A função de transferência C estabelece uma relação linear entre as propriedades físicas que são medidas no campo (SIMPSON; BAHR, 2005).

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{E}_{0x} e^{i\omega t - kz} \rightarrow \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} = -k \mathbf{E}_x \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \nabla_x \mathbf{E}_x &= -\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t} \rightarrow \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} = -\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t} \\ -k \mathbf{E}_x &= -i\omega \mathbf{B}_y \rightarrow i\omega \mathbf{B}_y = k \mathbf{E}_x \end{aligned} \quad (20)$$

Portanto, C pode ser calculado medindo os campos \mathbf{E}_x e \mathbf{B}_y (ou, equivalentemente \mathbf{E}_y e \mathbf{B}_x):

$$C = \frac{1}{k} = \frac{\mathbf{E}_x}{i\omega \mathbf{B}_y} = -\frac{\mathbf{E}_y}{i\omega \mathbf{B}_x} \quad (21)$$

Se C é conhecido, então a resistividade do semi-espço homogêneo pode ser calculada, combinando as equações (16) e (21):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|k|^2} \omega \mu = |C|^2 \omega \mu \text{ (Vm/A)} \quad (22)$$

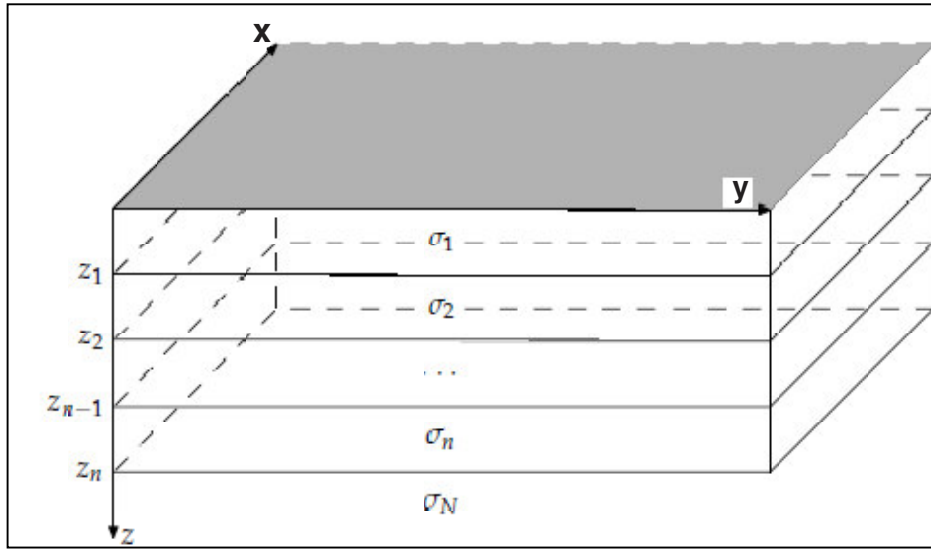
Para um semi-espço de **N-camadas** (Figura 12), interno a cada camada **n** temos a equação de difusão, dado pela equação (13), i.e., $\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega \mu \sigma \mathbf{E}$, contendo condutividade σ_n , e uma solução da forma: (SIMPSON; BAHR, 2005)

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) &= \mathbf{E}_{1n} e^{i\omega - k_n z} + \mathbf{E}_{2n} e^{i\omega + k_n z} \\ \mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) &= a_n(k_n, \omega) e^{-k_n z} + b_n(k_n, \omega) e^{k_n z} \end{aligned} \quad (23)$$

Similarmente, o campo magnético na direção-y, ortogonal a \mathbf{E}_{xn} , dentro da camada **n**, é dado por:

$$\begin{aligned} i\omega \mathbf{B}_y &= k \mathbf{E}_x \gg \mathbf{B}_y = \frac{k \mathbf{E}_x}{i\omega} \\ \mathbf{B}_{yn}(k_n, \omega) &= \frac{k_n}{i\omega} [a_n(k_n, \omega) e^{-k_n z} - b_n(k_n, \omega) e^{k_n z}] \end{aligned} \quad (24)$$

Figura 12 - Modelo de condutividade de um semi-espço, com N camadas, com σ variando na direção-z.



Fonte: Adaptado de Simpson e Bahr (2005).

A razão entre as intensidades do campo elétrico \mathbf{E}_{xn} e do campo magnético \mathbf{H}_{yn} é a impedância da onda ou simplesmente, a impedância do meio. No caso da difusão de ondas planas, esta razão depende somente da frequência e das propriedades elétricas do meio abaixo do ponto de observação. Esta impedância do meio é dada por: (SOLON, 2010)

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} \frac{a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} + b_n(k_n, \omega)e^{k_n z}}{a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} - b_n(k_n, \omega)e^{k_n z}} \quad (\text{Ohm}, \Omega) \quad (25)$$

O semi-espço homogêneo corresponde à estrutura 1D mais simples. Neste caso, a intensidade da componente \mathbf{E}_{xn} , equação (23) do campo elétrico se anula para $z \rightarrow \infty$, isto é, usamos como condição de contorno a diminuição do campo com o aumento da profundidade, de modo que $b_n=0$ no final do modelo. Dessa maneira, as equações (23), (24) e (25), das intensidades do campo elétrico e magnético e da impedância do meio se reduzem a: (SOLON, 2010; MENEZES, 2013)

$$\mathbf{E}_{xn}(k_n, \omega) = a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} \quad (26)$$

$$\mathbf{H}_{yn}(k_n, \omega) = \frac{k_n}{i\omega\mu} a_n(k_n, \omega)e^{-k_n z} \quad (27)$$

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{i\omega\mu}{k} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} \quad (28)$$

Em uma Terra homogênea, isotrópica, a resistividade verdadeira está relacionada a sua impedância característica \mathbf{Z} através da relação:

$$\rho(\omega) = \frac{|Z|^2}{\omega\mu} \quad (29)$$

Observe que:

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad \therefore E_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y \quad (30)$$

$$\mathbf{Z}_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad \therefore E_y = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x \quad (31)$$

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)}{\text{Re}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)} \right] \quad (32)$$

Segundo Naidu (2012), no caso de uma Terra 1-D, a resistividade verdadeira ρ , torna-se uma resistividade aparente ρ_a , dado por:

$$\rho_a(\omega) = \frac{|Z^2|}{\omega\mu} \quad (33)$$

A fase da impedância é definida por:

$$\Phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{xy})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{xy})} \right] \quad (34)$$

$$\Phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{yx})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{yx})} \right] \quad (35)$$

Onde $\text{Im}(\mathbf{Z})$ corresponde a parte imaginária da impedância e $\text{Re}(\mathbf{Z})$ a parte real.

Geralmente em MT o campo elétrico \mathbf{E} é medido em unidades de mV/km e o magnético \mathbf{H} em unidades de A/m . Desde que nT é unidade de \mathbf{B} , pela equação 6 temos

$$\mathbf{H}_y = \frac{B_y}{\mu_0} \quad \text{A/m} \quad (36)$$

$$\text{A/m} = \frac{1 \times 10^{-2}}{4\pi} \quad \text{nT} \quad (37)$$

Em unidades comuns:

$$\rho_a = \frac{T}{2\pi 4\pi (1 \times 10^{-7})} \left| \frac{E_x (1 \times 10^{-6})}{B_y \left(\frac{1 \times 10^{-2}}{4\pi}\right)} \right|^2 = 0.2T \left| \frac{E_x}{B_y} \right|^2 \quad (38)$$

Onde E_x é em mV/km e B_y é em nT .

Assim, neste caso, em qualquer frequência particular, uma componente do campo elétrico é linearmente relacionada com a sua componente do campo magnético ortogonal através de único valor de uma função de transferência escalar complexa, (30) e (31). A equação (33) foi formulada pela primeira vez por Cagniard (1953) e é conhecida como a relação Cagniard. As condições sob as quais a equação (33) é válida são chamadas as *condições Cagniard*, os campos eletromagnéticos são ondas planas de incidência na superfície da terra que é constituída por camadas paralelas.

5.4 Processamento dos Dados

O MT é um método EM natural, os dados são afetados por campos elétricos e magnéticos alheios (cultural, meteorológicos), portanto não se pode ter estrutura apropriada da resistividade do subsolo sem atenuação destes ruídos. Com o crescimento da civilização moderna torna-se difícil obter um site que não esteja contaminada por ruído cultural. Muitos pesquisadores (KAO; RANKIN, 1977; GAMBLE *et al.*, 1979; FONTES *et al.*, 1988; EGBERT, 1997; YAMANE; TAKASUG, 1997; NAGATA *et al.*, 2012) têm abordado este problema através do desenvolvimento de técnicas de processamento inovadoras para suprimir o ruído cultural. Na área de estudo presente, muitas das estações MT eram próximas das linhas elétricas de alta-tensão (69kV, 238kV e 500kV) da CHESF e COELCE e próxima à subestação de alimentação da cidade de Mucambo, Ceará.

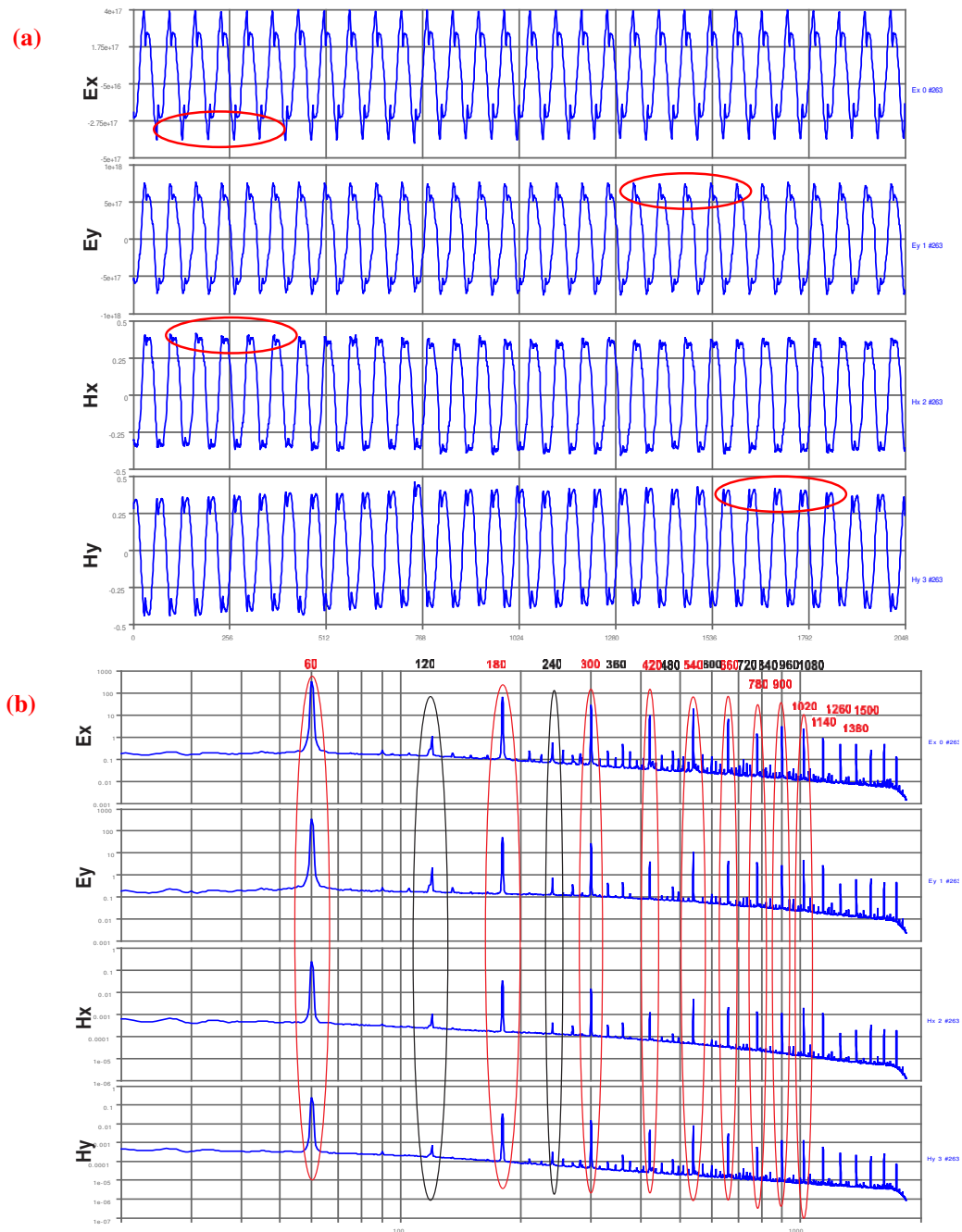
O pré-processamento dos dados consiste em reduzir os ruídos das linhas de alimentação presentes nas **Séries Temporais (ST)**, Figura 13a, que estão relacionados com a frequência da rede de energia elétrica, 60Hz, e suas harmônicas. Esta interação do ruído na linha de alimentação com o sinal MT pode ser checada através do espectro empilhado de um conjunto particular de dados da estação (Figura 13b). Para eliminá-lo foi usado um filtro notch FIR (Finite Impulse Response), que é um filtro do tipo rejeita faixa tendo:

$$\text{Comprimento do Filtro (L)} = N * \text{Frequência de amostragem} + 1, N=2,4,8,\dots$$

com o intuito de suprimir a frequência de 60Hz e suas harmônicas tendo um filtro com largura de banda de $\Delta f = f_h - f_l = 10\text{Hz}$, cuja frequência central $f_c = \sqrt{f_l f_h}$ (60Hz e suas harmônicas 120Hz, 180Hz, 240Hz ...) e f_l, f_h são as frequências de corte inferior e superior respectivamente.

Geralmente as harmônicas ímpares (180Hz, 300Hz, 420Hz, ...) tem mais influência do que as pares, portanto, essas harmônicas precisam ser filtradas uma por uma. As Figuras 13 (a e b) mostram as **ST** e o espectro empilhado respectivamente dos dados da estação **MT10** com 4096 Hz de frequência de amostragem após a passagem do filtro. Este filtro *notch* foi utilizado para cada banda de frequência superior a 60Hz.

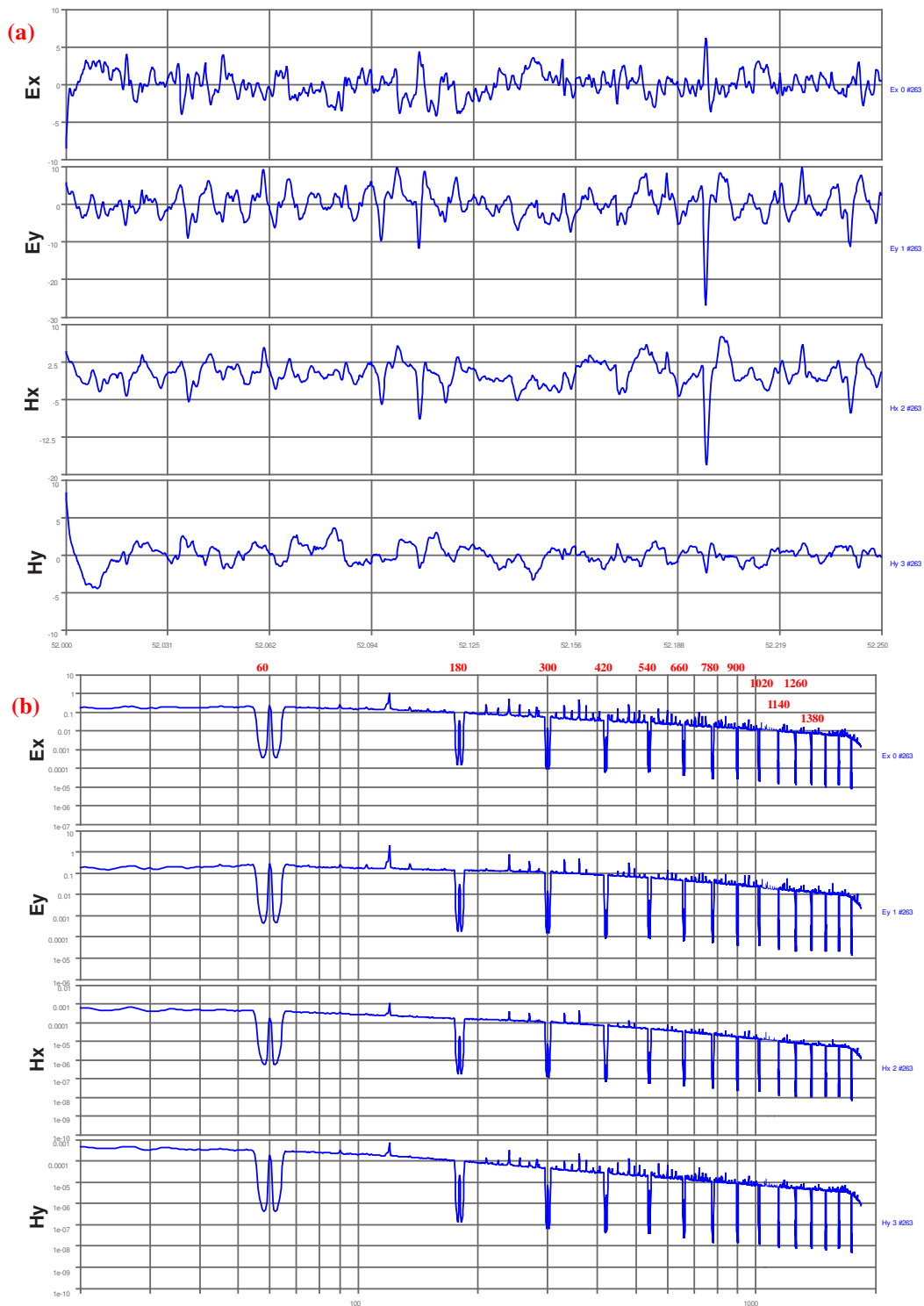
Figura 13 - Série temporal (ST) e o espectro empilhado da estação **MT10** contaminado com ruído cultural.



Fonte: Elaborado pelo autor.

(a) ST obtida a partir da frequência de amostragem de 4096 Hz é afetada por ruído da rede elétrica (60 Hz) de alta-tensão, mostrando picos de distorções (indicado em vermelho). (b) Espectro empilhado dos dados de 4096 Hz (rawdata) antes da utilização do filtro notch, nota-se maiores influências das harmônicas ímpares (indicados em vermelho) do que das harmônicas pares (indicados em preto).

Figura 14 - Série temporal (ST) e o espectro empilhado da estação **MT10** após a filtragem tipo notch.

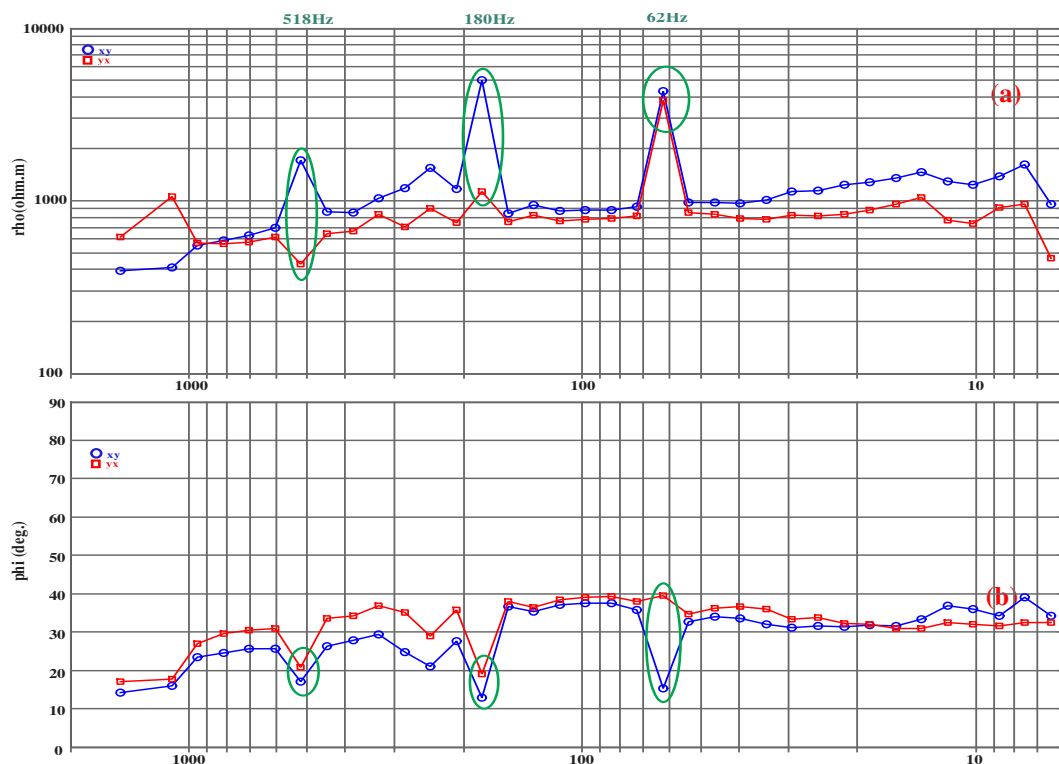


Fonte: Elaborado pelo autor.

(a) ST obtida a partir da frequência de amostragem de 4096 Hz verifica-se uma enorme diferença em relação a Figura 13a, o gráfico mostra um sinal mais coerente com dados MT. (b) Espectro empilhado dos dados de 4096 Hz após utilização do filtro notch, nota-se que as influências das harmônicas ímpares foram reduzidas, utilizou-se um filtro de comprimento de 16385Hz (4s) com largura de banda de 10Hz.

As curvas de resistividades aparente e fases da estação **MT10**, Figuras 15 a-b são as curvas correspondentes ao processamento dos dados de 4096Hz de frequência de amostragem com os efeitos da rede de energia elétrica e as Figuras 16 a-b são as curvas correspondentes aos mesmos dados, mas com a supressão desses ruídos, as elipses informam os pontos das frequências alvos próximas as harmônicas da frequência (60Hz) da linha de alimentação da rede elétrica, nesses casos 60 Hz, 180 Hz e 520 Hz, observa-se que nesse conjunto de dados nas frequências alvos (62 Hz, 180 Hz e 518 Hz) próximas das harmônicas a resistividade e fase sofreram variações bruscas e suas curvas perdem um pouco a linearidade que já era restrita. Os processamentos das estações nessa etapa envolveram diversos parâmetros como: limites de rejeição de coerência, largura de banda, *overlapping* de blocos, escalonamento, transformada de Fourier, remoção de *trend*, janela de *Hanning*, calibração dos magnetômetros, raio parzen, lista de frequências alvos, etc.

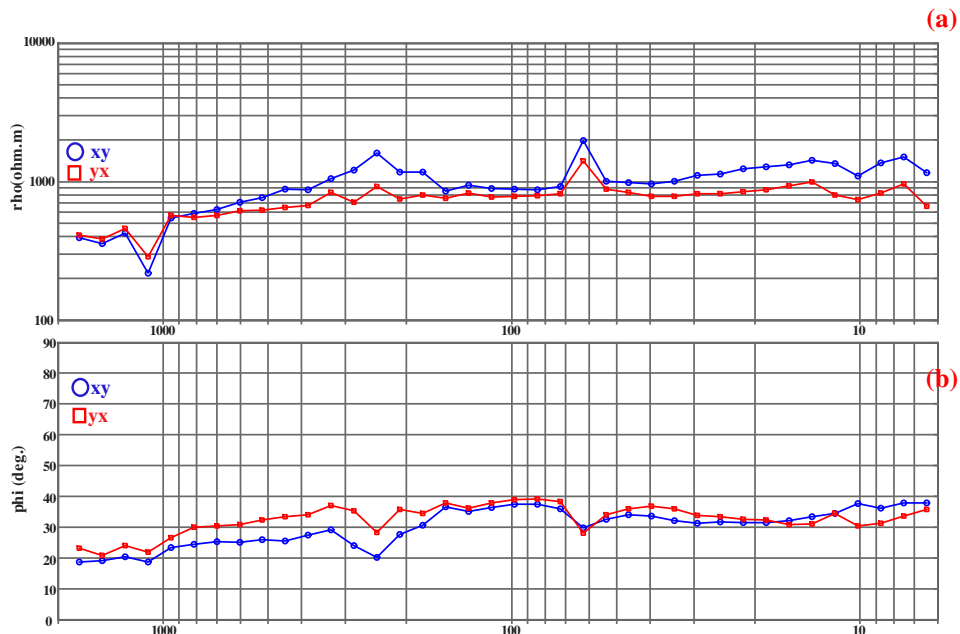
Figura 15 - Curvas de resistividade aparente e fase da estação **MT10** sem aplicação do filtro notch.



Fonte: Elaborado pelo autor.

(a) e (b) Curva de resistividade e fase respectivamente obtida a partir da frequência de amostragem de 4096 Hz, verifica-se a perda da linearidade das curvas e as mudanças abruptas nas frequências alvos de 62 Hz, 180 Hz e 518 Hz, que são as mais próximas das harmônicas de 60 Hz, nesse conjunto de dados. A cor azul representa as componentes XY e a cor vermelha as componentes YX da resistividade aparente e fase.

Figura 16 - Influência do filtro FIR tipo notch e o processamento nos dados com 4096 Hz de frequência de amostragem na estação **MT10**.

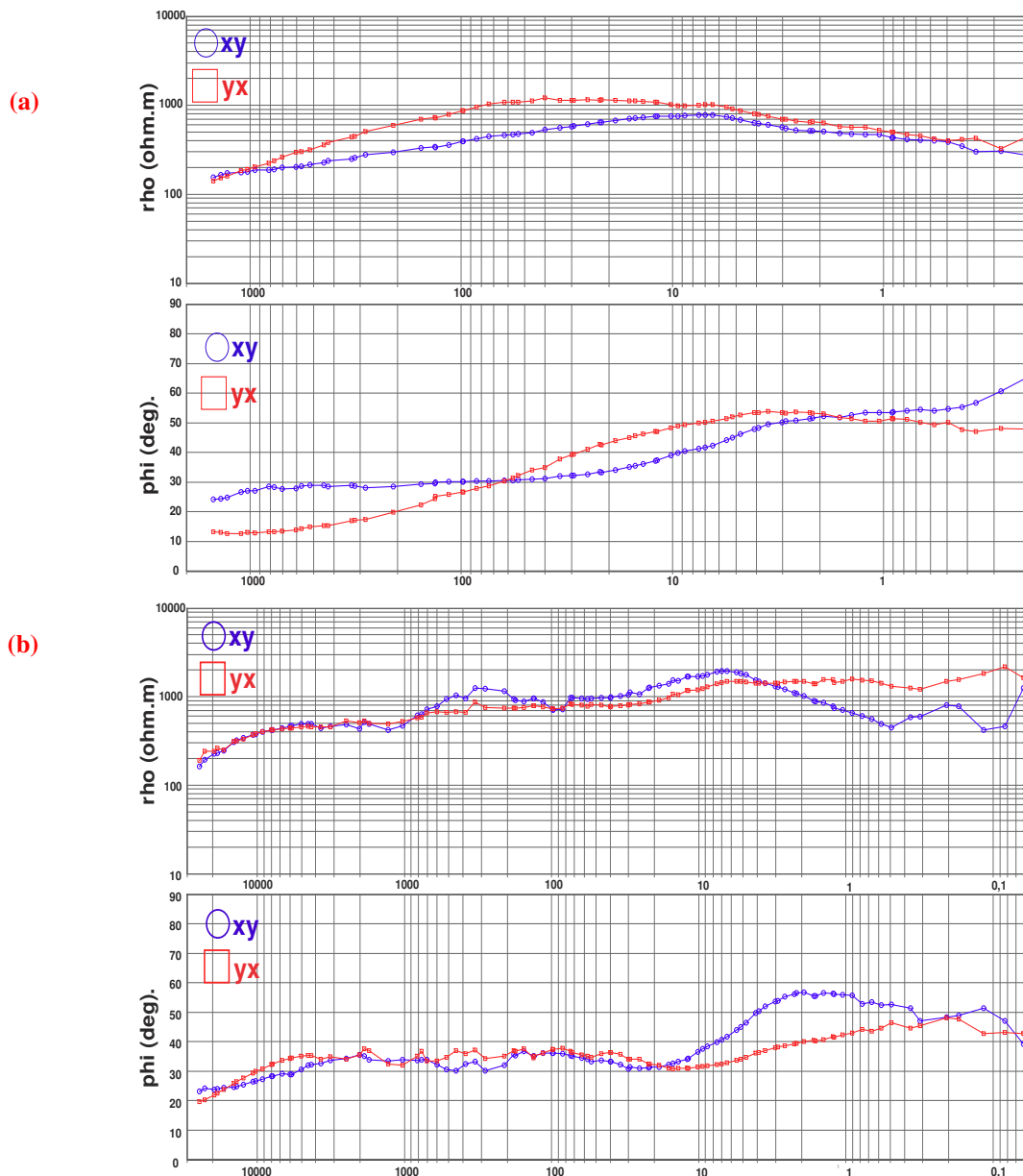


Fonte: Elaborado pelo autor.

O comprimento do filtro aplicado aqui é 16385 ($N=4$, $L=4*4096+1$) e a largura de banda do filtro é de 10Hz, com as harmônicas sendo as frequências centrais de cada filtragem. **(a)** e **(b)** Curva de resistividade e fase respectivamente obtida a partir da frequência de amostragem de 4096 Hz, verifica-se que as curvas são mais suaves, melhoria de linearidade, em relação as da Figura 15, em virtude da melhora do sinal devido as supressões da frequência de 60 Hz e suas harmônicas.

Após a remoção do ruído proveniente da rede elétrica, a etapa a seguir consiste em determinar as funções de transferência (tais como os tensores de impedância, tipper) que são intuitivamente mais significativos e exibe menos dependência dos campos fontes do que as séries temporais (SIMPSON; BAHN, 2005). Para realização desse processamento utilizou-se o software PROCMT de fabricação da METRONIX (<http://www.geometronix.de/mtxgeo/index.php/wiki-software/119-procmt>), onde a série temporal foi convertida em arquivos de extensão EDI. Utilizou-se para estimação dos elementos do tensor de impedância a técnica dos mínimos quadráticos, descrita por diversos autores (SWIFT, 1967; SIMS *et al.*, 1971; VOZOFF, 1972; HERMANCE, 1973; GUNDEL, 1977; KAO; RANKIN, 1977; GOUBAU *et al.*, 1978; KROGER *et al.*, 1983), que é um processo estatístico usualmente empregado para remoção dos ruídos de dados MT. Após a estimação dos elementos do tensor de impedância é necessário a apresentação gráfica dos resultados, isto é feito apresentando-se as curvas de resistividade aparente e fase A Figura. 17 mostra os elementos do tensor de impedância das estações **MT7** e **MT10**.

Figura 17 - Curva de resistividade e fase, contendo todas as frequências de processamento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

(a) Curva de resistividade e fase da estação **MT7**. (b) Curva de resistividade e fase da estação **MT10**. Observa-se uma suavidade maior nas curvas da estação **MT7** em comparação com a estação **MT10** (b).

O efeito galvânico é causado pelo acúmulo de cargas superficiais nas interfaces dos contrastes de resistividade. Uma componente do campo elétrico na direção desses contrastes de condutividade gera um campo elétrico secundário que pode amplificar ou diminuir o campo elétrico primário, produzindo uma distorção do campo elétrico. Esta distorção é comumente denominada de “deslocamento estático”, “deriva estática” ou **static shift** (JIRACEK, 1990; SIMPSON; BAHR 2005). O **static shift** é causado por estruturas geológicas rasas e heterogêneas, esse fenômeno faz com que as curvas de resistividade aparente ρ_{xy} e ρ_{yx} sejam deslocadas para cima (valores maiores) ou para baixo (valores menores) por um fator real e

constante, independente da frequência, sem afetar a fase (SIMPSON; BAHR, 2005). Para efetuar a correção do efeito “static shift” nas estações MT, foi utilizada a técnica de deslocamento da curva referenciada às curvas obtidas pelo método TEM como descrito por Sternberg *et al.* (1988) e Costa (2005).

Para corrigir o efeito estático é necessária uma comparação entre as duas curvas de resistividade aparente nas mesmas profundidades. Sternberg *et al.* (1988) apresentaram uma regra geral, baseado em considerações da profundidade de investigação, para determinar as equivalências entre MT e TEM, i.e., a frequência com a equação recíproca de tempo, equação (39). (PELLERIN; HOHMANN, 1990).

$$F(Hz) \approx \frac{194}{t(ms)} \quad (39)$$

Desse modo, uma sondagem TEM com uma janela temporal de 100 ms se sobrepõe a uma sondagem MT para frequências acima de 2 Hz. A Figura 18 apresenta as estações que sofreram o static shift nesse levantamento, **MT3**, **MT6** e **MT7**

Para determinação do *strike* geométrico, correção das distorções geradas pelos corpos superficiais e obtenção do tensor de impedância projetados em um eixo de coordenadas definido pelo *strike* geométrico regional utilizou-se a decomposição *Torquil Smith*, Smith (1995), é uma parametrização mais simples e compreensível do que a decomposição de Groom-Bailey (GROOM; BAILEY, 1989), conforme Smith (1995), com esta técnica a parametrização do tensor de distorção (**C**) do campo elétrico é representada como (40):

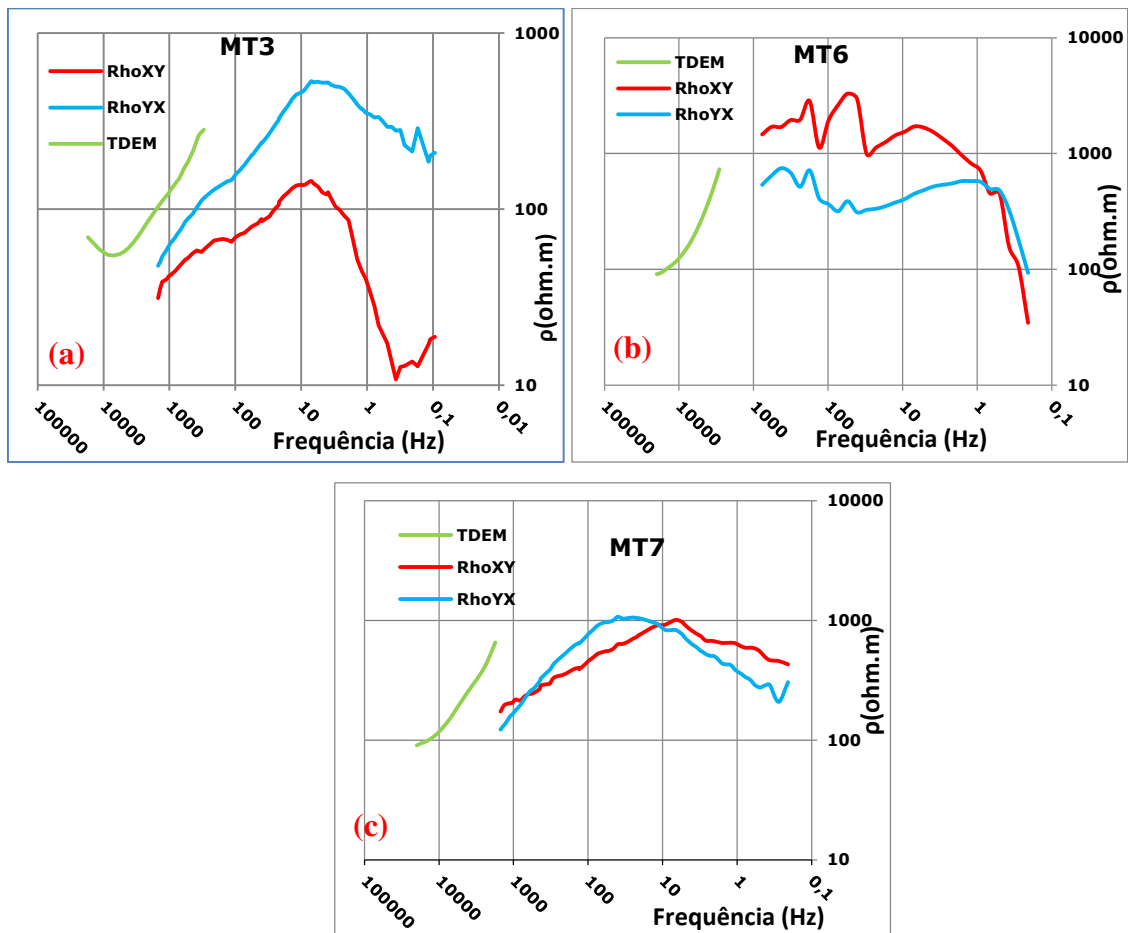
$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} g_x \begin{pmatrix} \cos\beta_x \\ \sin\beta_x \end{pmatrix} & g_y \begin{pmatrix} -\sin\beta_y \\ \cos\beta_y \end{pmatrix} \end{bmatrix} \quad (40)$$

A quantidade g_x é o ganho do campo elétrico na *direção-x* (\mathbf{E}_x), e β_x é a rotação que este campo elétrico sofreu na *direção-y* (sentido horário). Da mesma forma, g_y é o ganho do campo elétrico na *direção-y* (\mathbf{E}_y), e β_y é a rotação que este campo elétrico sofreu no sentido horário. Nessa decomposição, considera-se a geologia regional 2D, portanto, no sistema de coordenadas alinhado com o *strike* geométrico, os elementos do tensor de impedância regional será (41):

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{bmatrix} \cos\beta_x & -\sin\beta_y \\ \sin\beta_x & \cos\beta_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & g_x Z_{12}^r \\ g_y Z_{21}^r & 0 \end{bmatrix} \quad (41)$$

onde, Z_{12}^r e Z_{21}^r estão relacionados as impedâncias regionais no modo TE e TM respectivamente.

Figura 18 - Consequência do *static shift* nas curvas de resistividades nas estações MT3, MT6 e MT7



Fonte: Elaborado pelo autor.

As cores azul e vermelha representa as resistividades do **MT** e a verde do método **TEM** (a) **MT3** - observa-se que as resistividades ρ_{xy} e ρ_{yx} foram deslocadas para baixo. (b) **MT6** - somente a componente ρ_{yx} foi deslocado para baixo. (c) **MT7** - as resistividades ρ_{xy} e ρ_{yx} foram deslocadas para baixo.

5.5 Tensores de impedância, invariantes rotacionais e modelos 1D

Processado as estações individualmente orientando os campos medidos para as coordenadas do strike geoeletrico através da decomposição Torquil Smith, editando as curvas de resistividade e fase para remoção de dados espúrios, do static-shift e calculando a curva de suavização da resistividade aparente e fase através da técnica D+, foram obtidos os tensores de impedância, conforme mostra a Figura 19.

Os modelos de inversão 1D foram criados com 7 camadas com diferentes espessuras e valores de resistividades para todas as 14 estações. Os valores dos erros rms entre os dados calculados e observados pela inversão Occam (CONSTABLE *et al.*, 1987) foram menores que 10%.

Rotacionando o tensor de impedância seus elementos sofrem alterações, entretanto, existem certas combinações entre os seus elementos que são invariantes com a rotação, os chamados invariantes rotacionais, que são: (MENEZES, 2013)

$$C_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (42)$$

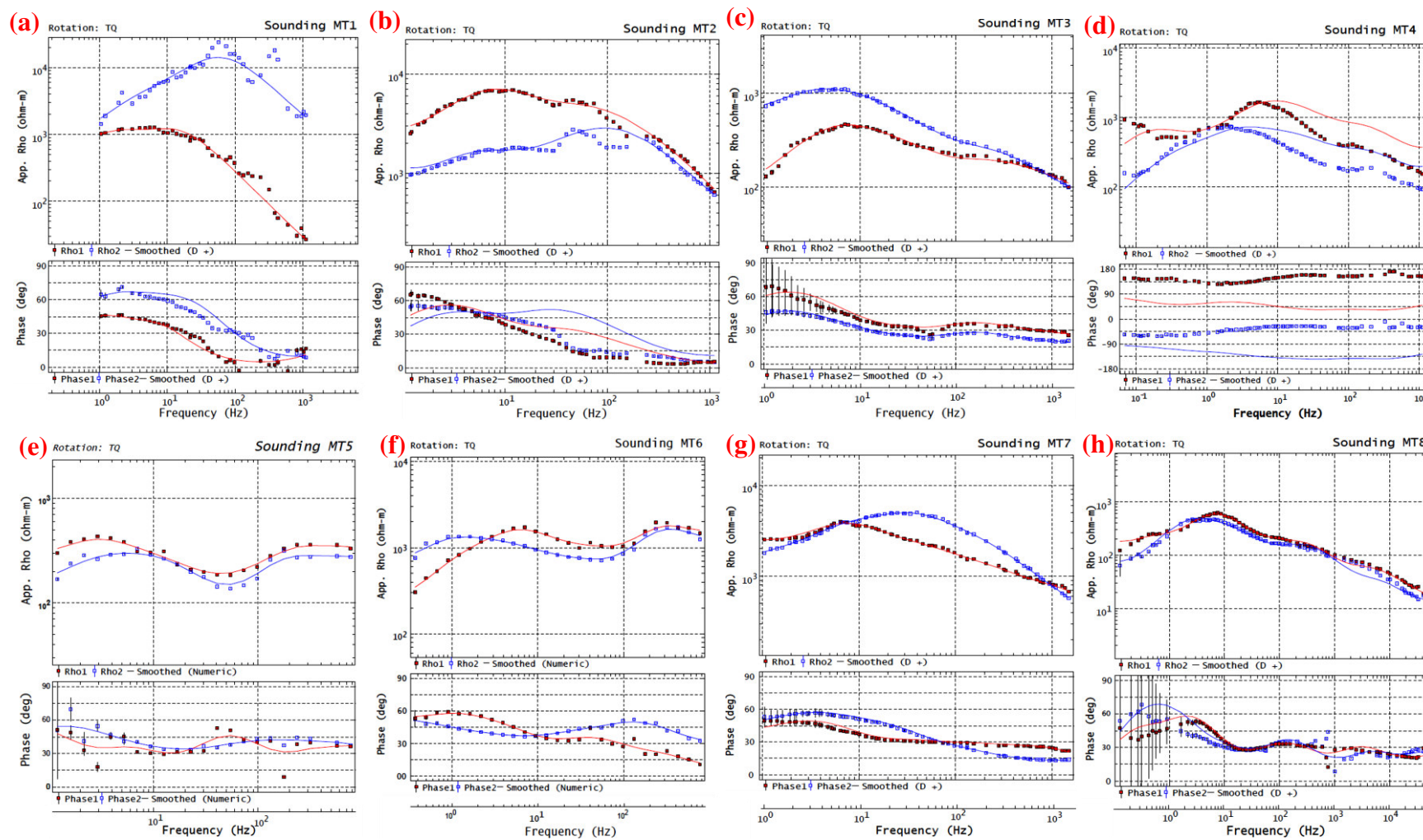
$$C_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (43)$$

$$C_3 = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx} \quad (44)$$

$$\frac{C_1}{C_2} = \alpha \quad (45)$$

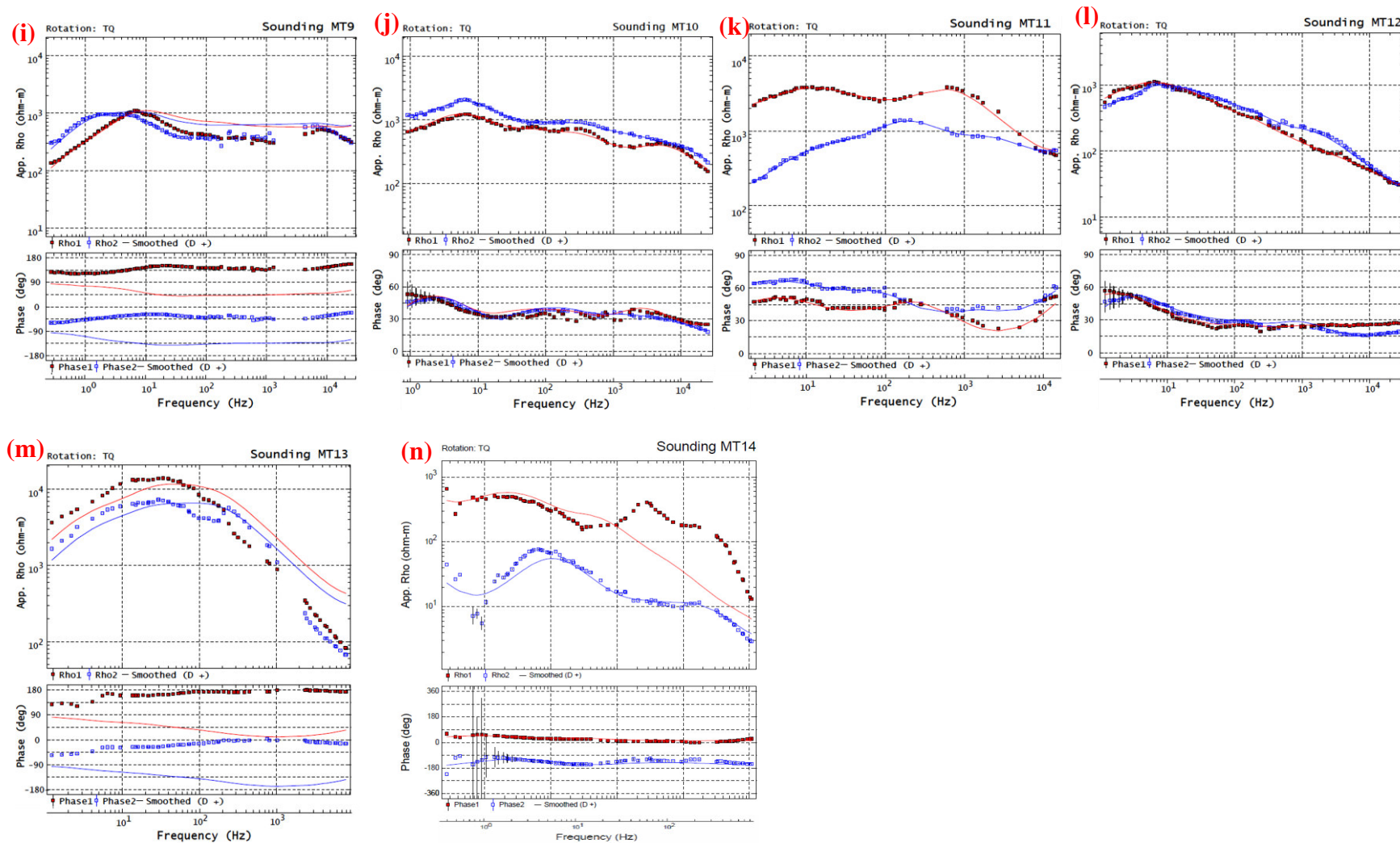
A Figura 20 mostra os modelos 1D das estações associados aos invariantes rotacionais.

Figura 19 - (a) a (h) Curva de resistividade e fase, contendo todas as frequências de processamento e as curvas suavizadas das estações MT01 a MT08.



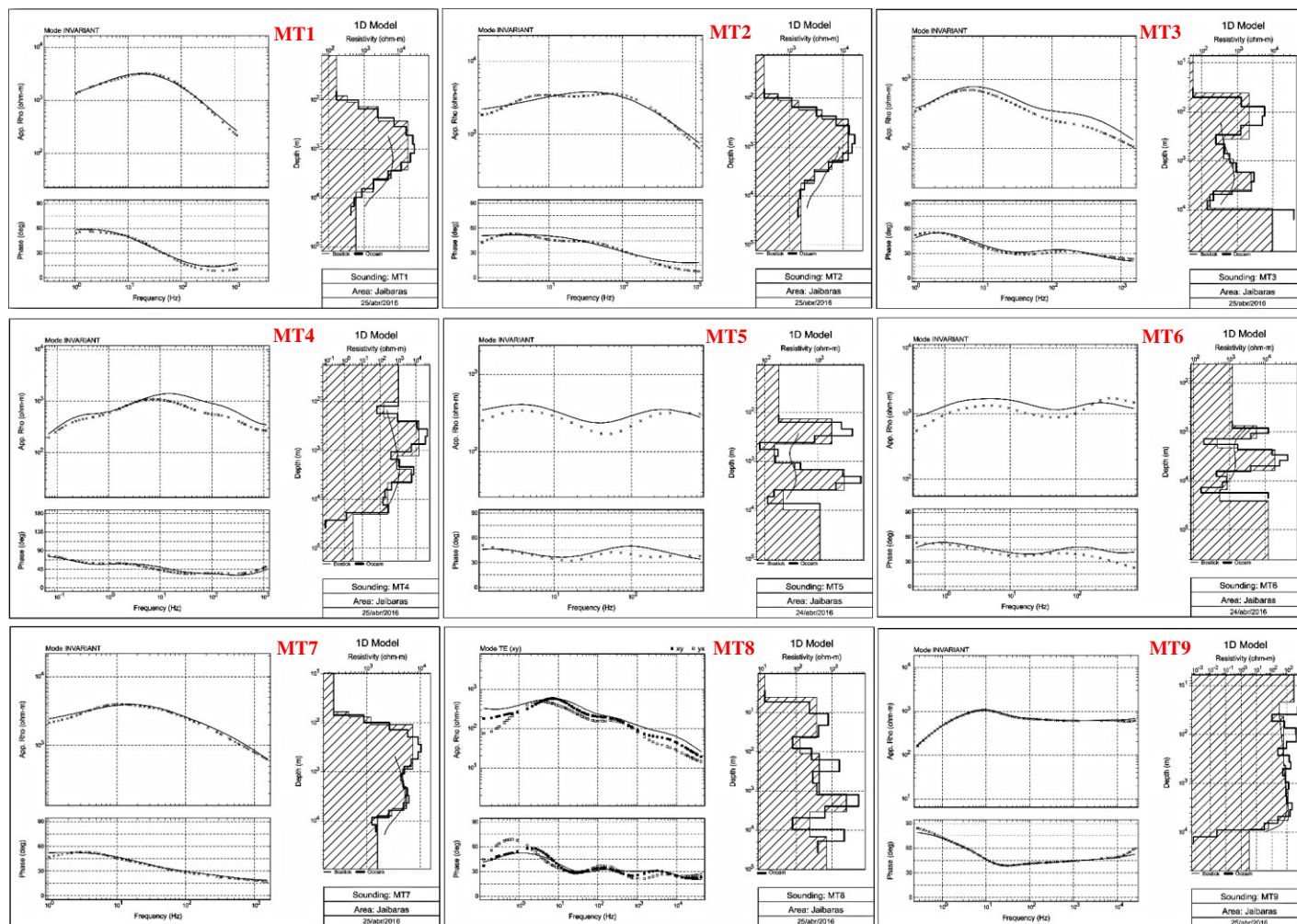
Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 19 - (i) a (n) Curva de resistividade e fase, contendo todas as frequências de processamento e as curvas suavizadas das estações MT09 a MT14.



Fonte: Elaborado pelo autor

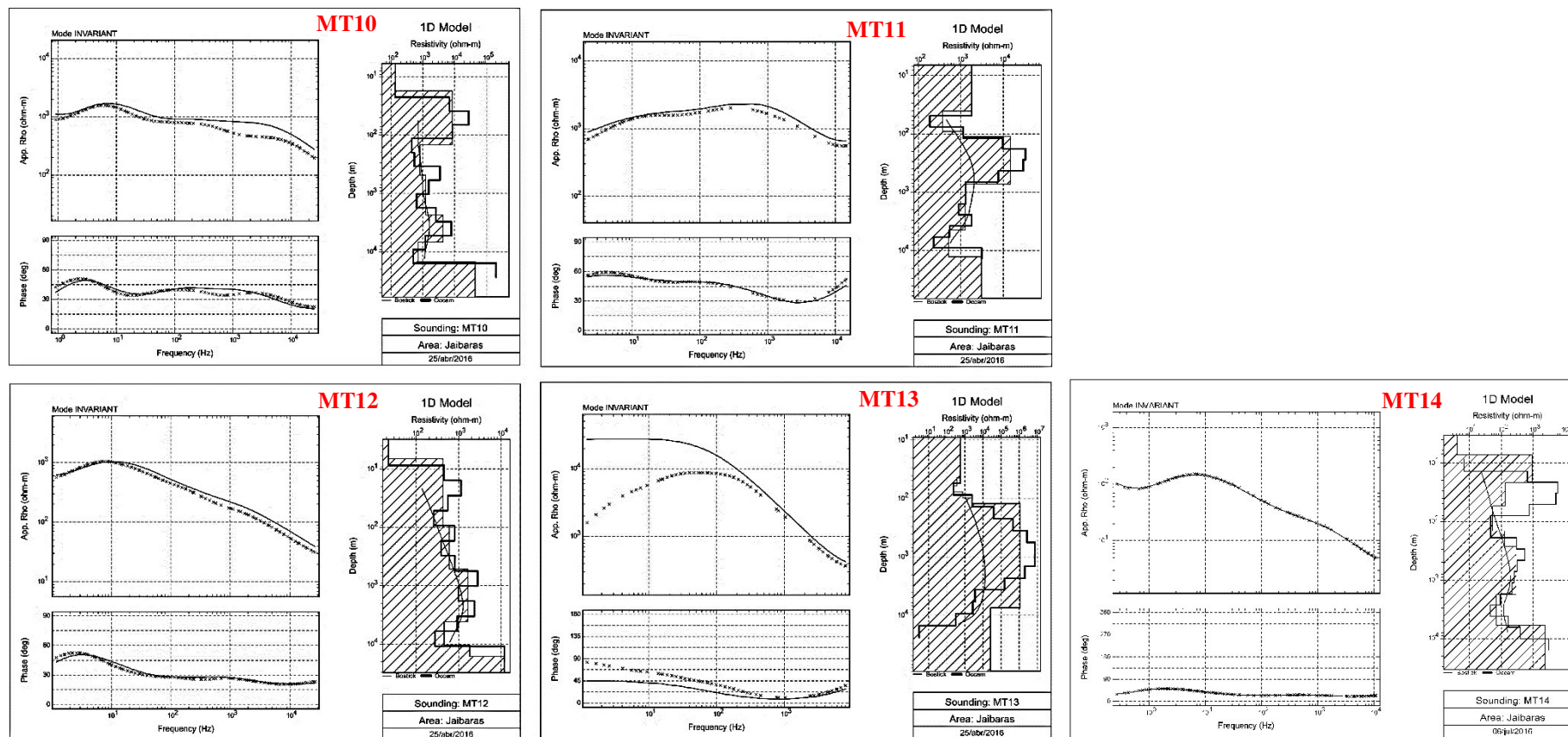
Figura 20 - Modelos 1D das estações MT01 a MT9 do modo invariante.



Fonte: Elaborado pelo autor

Painel esquerdo curvas de suavização, de inversão Bostick e Occam (superior: resistividade; inferior: fase); direito: modelo de inversão Occam, Bostick e proposto 1D (guess). Quanto mais coincidentes forem as curvas de suavização e inversões, melhor ajustado o modelo proposto

Figura 20 - Modelos 1D das estações MT10 a MT14 do modo invariante.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Panel esquerdo curvas de suavização, de inversão Bostick e Occam (superior: resistividade; inferior: fase); direito: modelo de inversão Occam, Bostick e proposto 1D (guess). Quanto mais coincidentes forem as curvas de suavização e inversões, melhor ajustado o modelo proposto

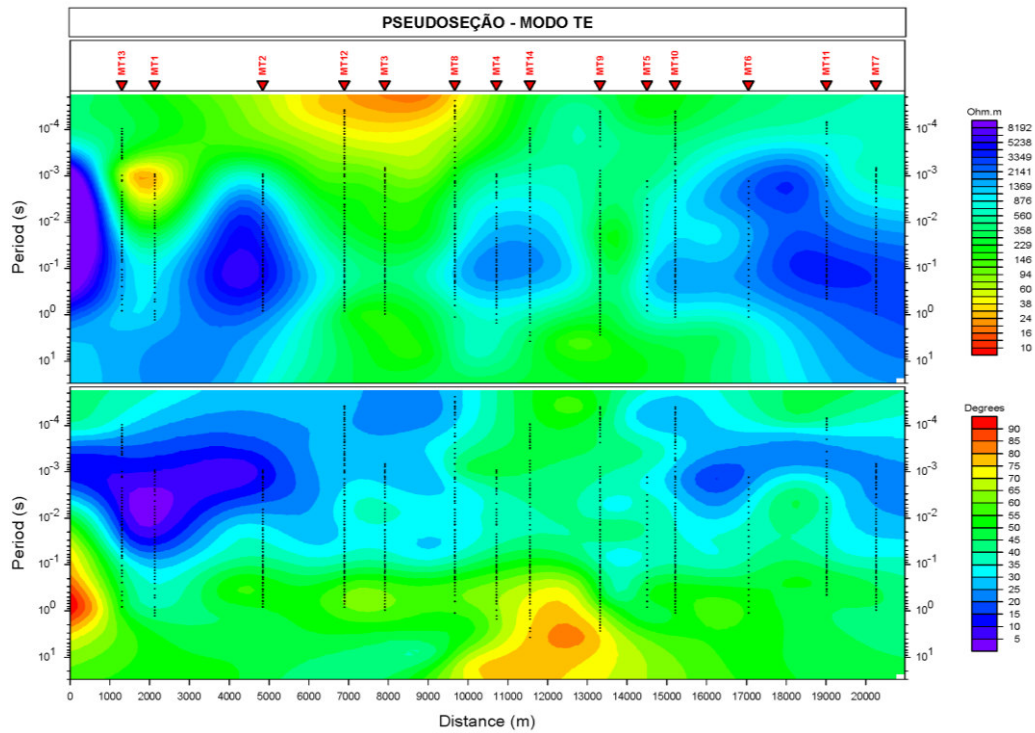
5.6 Pseudoseção

O método de inversão interativa utilizada pelo software (WinGLink) objetiva a obtenção de modelos com mínima estrutura, que originava de um modelo inicial, no qual os campos elétrico e magnético de cada modo de propagação da onda eletromagnética (**TE** e **TM**) são calculados e utilizados para estimar resíduos entre as respostas do modelo e as que forem efetivamente medidas. Com isso é possível obter a perturbação do modelo sob cada estação através de uma pseudo-inversão e, em seguida, após uma interpolação polinomial, adquire-se o modelo 2D completo. As perturbações são incorporadas ao modelo inicial, repetindo-se todo ciclo novamente até que se consiga um ajuste adequado. O software permite fazer ajustes polinomiais finos (misfit) antes de ser efetuada a modelagem 1D. Para esta modelagem podem ser empregadas a inversão de Occam e a transformação Bostick, que geram as pseudo-seções de resistividade e fase 1D nas direções XY e YX, modos **TE** (transversal elétrico) e **TM** (transversal magnético) respectivamente.

As Figuras 21 e 22 apresentam resultados das pseudoseção dos modos TE e TM, respectivamente das estações MT. Em virtude de não serem afetados pelo *static-shift*, as pseudoseções de fase são geralmente mais uniformes quando comparadas às de resistividade, possibilitando uma análise qualitativa das principais estruturas geoeletricas da subsuperfície. (JONES, 1988)

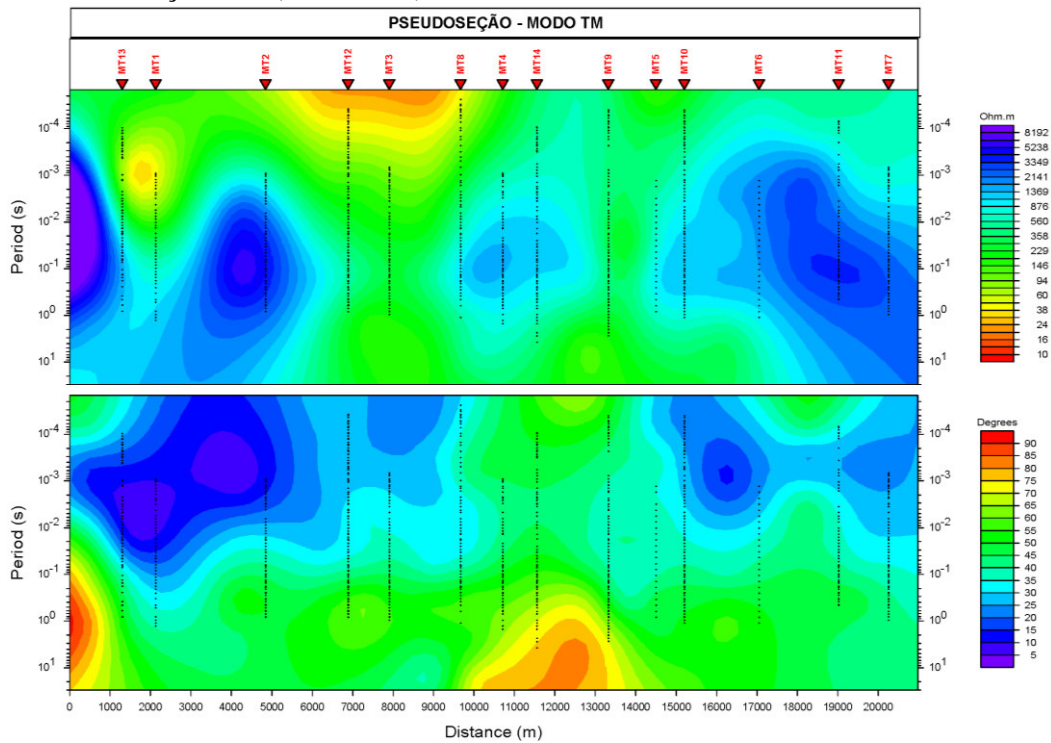
Essas pseudoseções demonstram o ajuste alcançado pelo modelo. O modo **TM** é mais susceptível às variações laterais de resistividade enquanto o modo **TE** possui uma melhor resolução em profundidade. As pseudoseções de resistividade aparente são semelhantes, indicando: (1) valores de resistividade média para alta e extremamente elevadas nos extremos, no período entre 0,001-1 s; (2) uma crosta superior resistiva (0,00001-0,0001s) com exceção de um corpo condutor entre as estações **MT2** e **MT4**, possivelmente relacionado ao Grupo Jaibaras; (3) uma crosta inferior (1-10s) de baixa resistividade no meio da seção e resistividade alta nos seus extremos. As fases apontam estas informações de forma mais clara, indicando uma transição condutor-resistor para uma fase decrescente ($45^\circ \rightarrow 0$), e uma transição resistor-condutor quando a fase é crescente ($45^\circ \rightarrow 90^\circ$). (MENEZES, 2013).

Figura 21 - Pseudoseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção XY (Modo TE).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 22 - Pseudoseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção YX (Modo TM).



Fonte: Elaborado pelo autor.

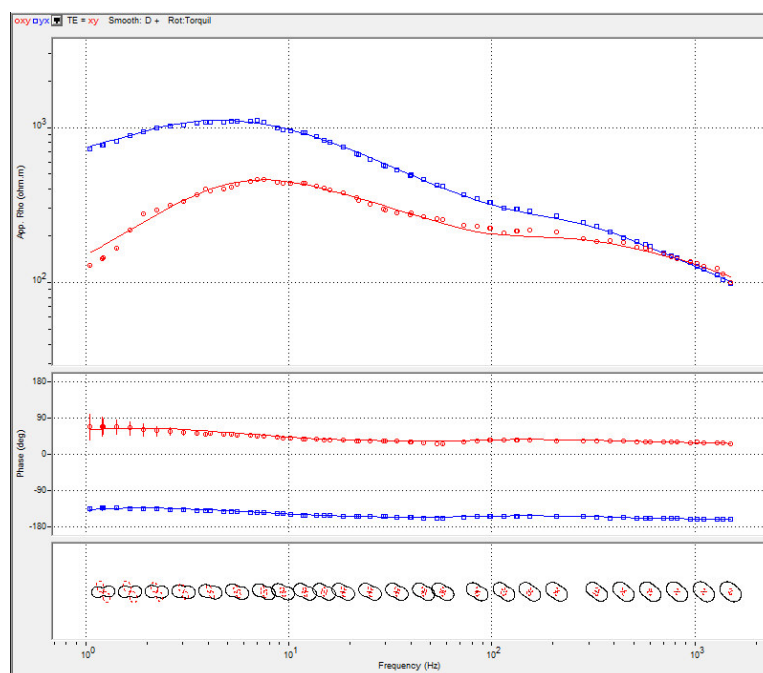
5.7 Dimensionalidade das Estruturas

Uma vez estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado. A distribuição espacial da condutividade conhecida como dimensionalidade geométrica pode ser descrita como 1D, 2D e 3D. A Figura 23 apresenta, a título de ilustração, as curvas de resistividade aparente, fase e diagrama polar para a estação **MT3** que, para a faixa de alta frequência, as curvas de resistividade e fase são coincidentes, claro indicativo que a terra investigada possui característica 1D (camadas sedimentares da Bacia do Parnaíba). Para frequências menores que 100 Hz, as curvas **XY** e **YX** se separam, num claro indicativo de que a Terra investigada adquire características 2D/3D. Nesta faixa de frequência o método MT está investigando feições geológicas ou estruturais ao nível do embasamento e crosta terrestre (MENEZES, 2013).

Como forma de corroborar a estimativa de dimensionalidade dos dados investigados plotou-se no painel inferior da Figura 23 o diagrama polar. Estes são construídos a partir da rotação de 5 em 5° dos elementos **Z_{ij}** do tensor impedância. Para uma terra **1D** os elementos **Z_{xx}** ou **Z_{yy}** são nulos ou quase nulos, gerando um diagrama polar pontual, como pode ser observado nos diagramas plotados para as altas frequências na Figura 15 (pontos vermelhos no interior dos círculos pretos). Ainda para uma terra **1D** os elementos **Z_{xy}** ou **Z_{yx}** quando rodados irão formar uma figura circular ou semi-circular, como as observadas nas altas frequências na Figura 23.

Para uma terra **2D/3D** a rotação dos elementos da impedância gera uma figura em formato de hélice, em função da variabilidade desses elementos, como ilustrado na Figura 23, onde ambas as componentes **XY** e **YX** apresentam tal comportamento. Em virtude da análise dos dados MT ter indicado que, para a faixa de alta frequência (investigação rasa) as características da terra investigada são essencialmente **1D**, utilizaremos métodos de inversão **1D** para obter a definição da estratigrafia geométrica dos sedimentos e topo do embasamento na região estudada.

Figura 23 - Estação MT3.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Painel superior – curvas de resistividade aparente. **Painel médio** – curvas de fase. **Painel inferior** – diagrama polar, círculo preto rotação **Zxy**, círculo vermelho rotação **Zyx**.

5.8 Inversão 2D

Dado um conjunto de medidas geofísicas é desejável determinar todas as informações possíveis sobre as estruturas geológicas que estão contidas nessas medidas. No caso dos métodos eletromagnéticos, estima-se a estrutura geoeétrica (distribuição da resistividade elétrica com a profundidade), a qual relacionamos posteriormente à geologia da área investigada.

A inversão de dados, de uma forma geral, é uma maneira rápida de obter um modelo a partir dos dados observados. A realização das etapas intermediárias, descritas nos itens anteriores, serviu para adequar os dados coletados no campo para a construção desses modelos de variação de resistividade em subsuperfície, os quais devem ser coerentes com outras informações geológicas e geofísicas disponíveis. Essa exploração de modelos tem a finalidade de evitar armadilhas decorrentes da não unicidade associada com a modelagem (SIMPSON; BAHR, 2005).

5.9 Modos TE (transverso elétrico) e TM (transverso magnético)

Para uma terra 2D os campos eletromagnéticos se decompõem em dois modos distintos de propagação de onda, os denominados modos **TE** e **TM**. No modo **TE** o campo elétrico **E** é descrito apenas por uma componente (**E_x, 0, 0**) enquanto o campo magnético **H** tem duas componentes (**0, H_y, H_z**). Neste modo as correntes elétricas fluem paralelamente ao strike geoeletrico. Os dados do modo **TE** são mais sensíveis a condutores espessos e dão informação sobre a estratigrafia elétrica da região investigada (Figura 24). No modo **TM** enquanto o campo elétrico possui duas componentes (**0, E_y, E_z**), o campo magnético **H** é descrito por apenas uma componente (**H_x, 0, 0**). Neste modo as correntes elétricas cortam perpendicularmente o *strike geoeletrico*. Devido a isso, o modo **TM** é particularmente sensível ao contato geoeletrico entre unidades geológicas ou discontinuidades (falhas e fraturas) dando origem ao acúmulo de cargas elétricas na interface entre dois meios (Figura 25).

Foram gerados diversos modelos invertidos para os dois modos, variando, sempre os parâmetros de entrada da inversão até chegar ao modelo final coerente. Cada um dos modelos foi obtido para um limite de 70 iterações, até que as iterações de inversão atingissem o menor erro **RMS**. O ajuste da inversão 2D foi considerado bom, tendo sido obtidos para os modos **TE** e **TM** valores de **RMS** de 3,151 e 1,996, respectivamente.

Como os resultados das inversões **TE** e **TM** trazem informações complementares fez-se a inversão simultânea de ambos os modos. O modelo de resistividade 2D (Figura 26) foi gerado a partir do algoritmo de inversão Occam (De Groot-Hedlin e Constable, 1990). Foram realizadas inúmeras inversões simultâneas para que se chegasse a um modelo **2D** de subsuperfície, consistente (Figura 26). O modelo final escolhido foi aquele que forneceu o melhor ajuste entre os modos **TE** e **TM** obtidos (Figuras 24 e 25) com erro **RMS** de 3,90.

5.9.1 Interpretação do Modo TE, TM e TE + TM

O modelo final do modo **TE** (Figura 24) mostra a profundidade do rifte de Jaibaras (**MT2** a **MT10**) em torno de 1,5 km. Dois corpos com altos valores de resistividade são encontrados nas extremidades do perfil e podem estar associados ao granito Mucambo e a Unidade Canindé.

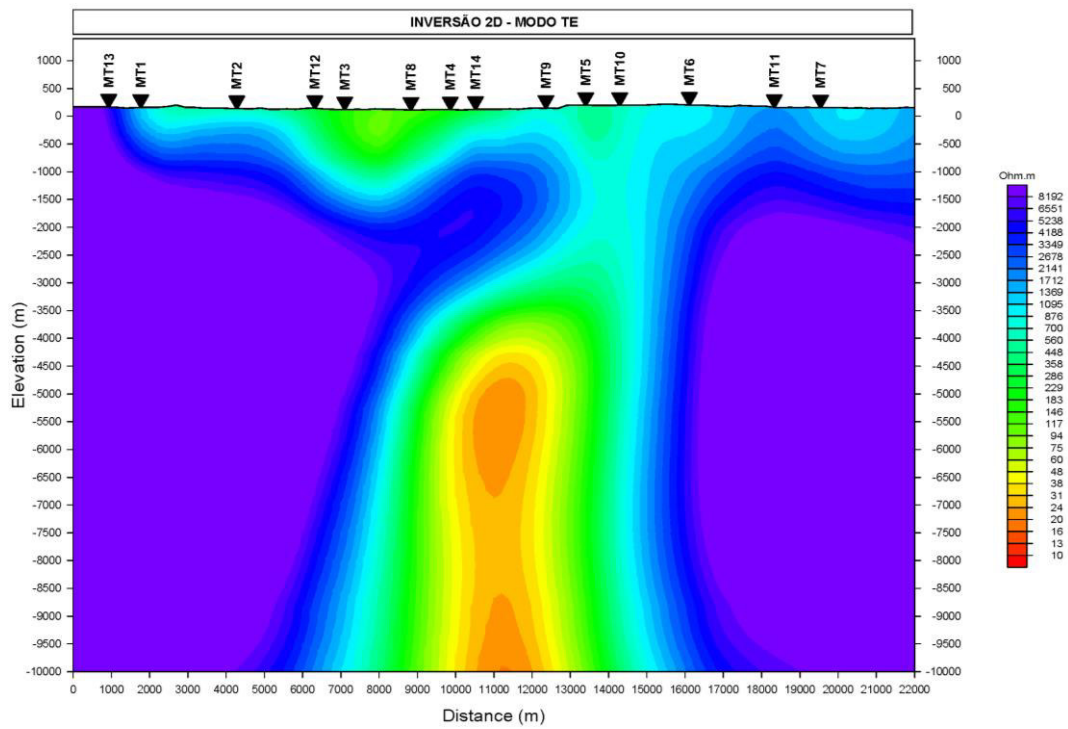
Um corpo condutivo é mostrado entre as estações **MT4** e **MT9** e pode, em parte, estar associado a alterações hidrotermais nas rochas do Complexo Granja, as quais compõem o embasamento do Domínio Ceará Central.

O modelo final do modo **TM** (Figura 25) mostra um embasamento caracterizado por corpos condutivos e resistivos. Os quatro corpos resistivos encontrados ao longo de todo o perfil, coincidem geologicamente com o contato entre o granito Mucambo e a bacia do Jaibaras, a falha Café-Ipueiras, o lineamento Transbrasiliano e a Unidade Canindé. Também é possível observar a profundidade do rifte de Jaibaras em torno de 1,5 km como falado anteriormente para o modo **TE**. O corpo condutivo que aparece entre a estação **MT4** e a estação **MT9** também é caracterizado no modo **TM**.

O modelo final resultante da inversão simultânea do modo **TE** e **TM** mostra estruturação semelhante ao modo **TE** (Figura 26), porém com a influência das descontinuidades laterais que cortam o perfil. Os sedimentos do Grupo Jaibaras e do Grupo Serra Grande são bem discriminados nessa inversão e se comportam como corpos condutores, sendo as rochas do Grupo Jaibaras mais condutivas do que as rochas do Grupo Serra Grande.

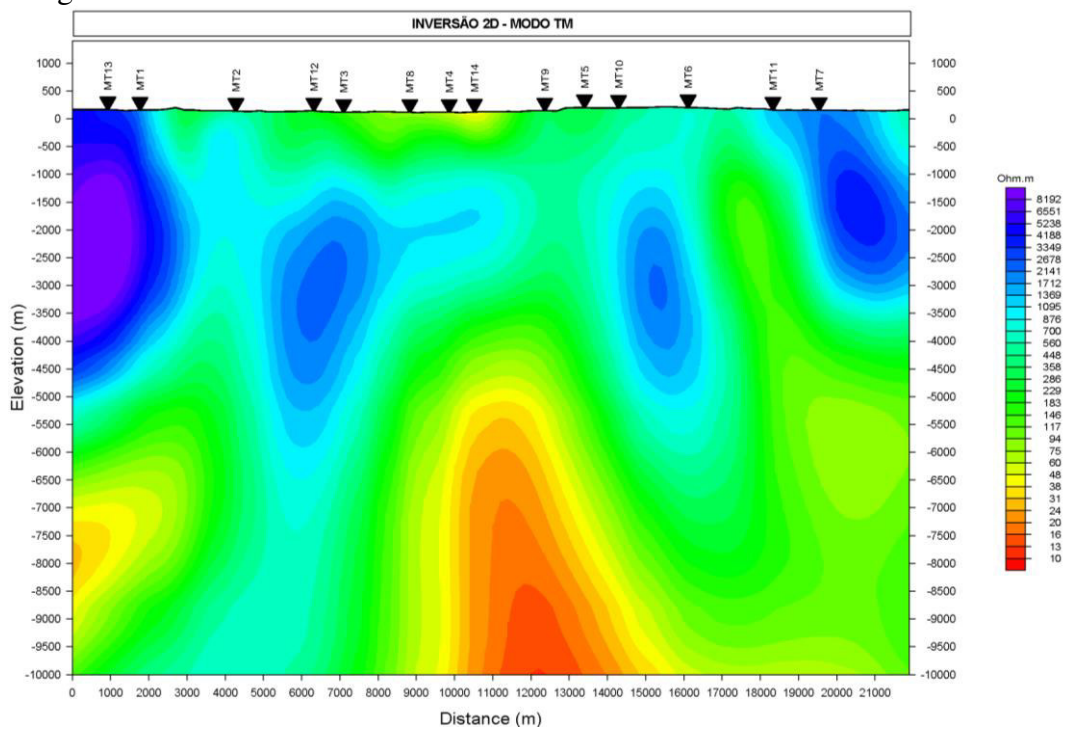
No **SE** do perfil, entre as estações **MT6** e **MT7** aparece um faixa condutivo e inclinado que pode estar associado a uma possível zona de sutura na região (PEDROSA JR. *et al.*, 2014). Outro corpo condutivo de estrutura bastante semelhante aparece no extremo NW do perfil e, talvez, pode estar também associado a uma possível zona de sutura de idade diferente da sugerida por Pedrosa Jr. *et al.* (2014). O corpo altamente condutivo entre as estações **MT4** e **MT9** persistiu no modelo final simultâneo de inversão por ser um ajuste dos dois modos (**TE** e **TM**), e essa feição pode estar associada a alterações hidrotermais das rochas do Complexo Granja. A Figura 27 indica o ambiente geoeletrico da seção caracterizando a geologia como corpos resistivos e condutivos e as interfaces das Zonas de Cisalhamento.

Figura 24 - Inversão 2D MODO TE.



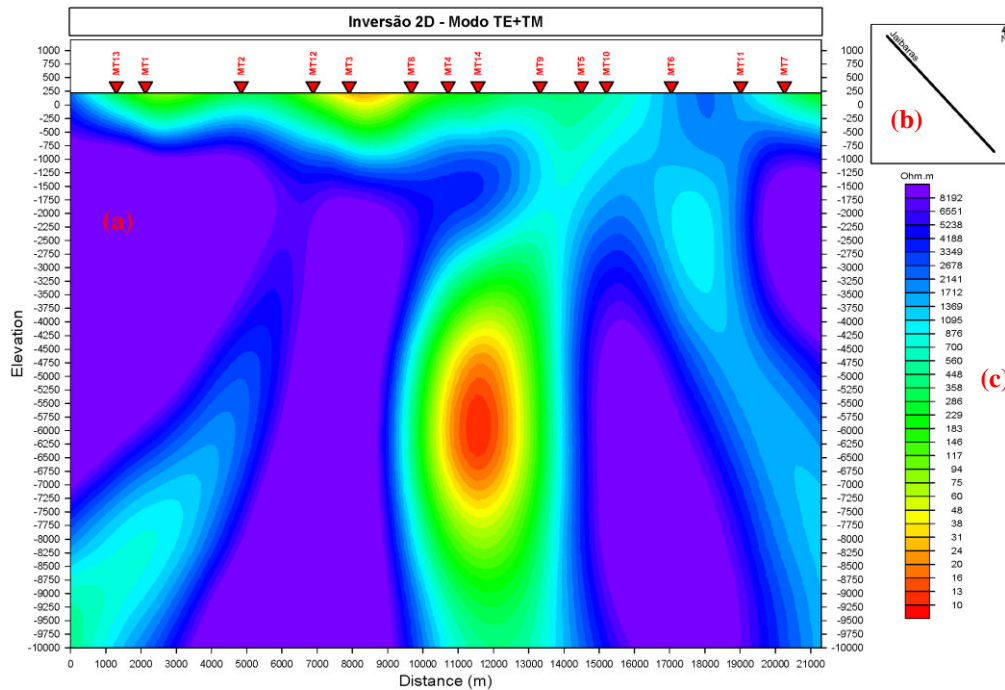
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 25 - Inversão 2D MODO TM.



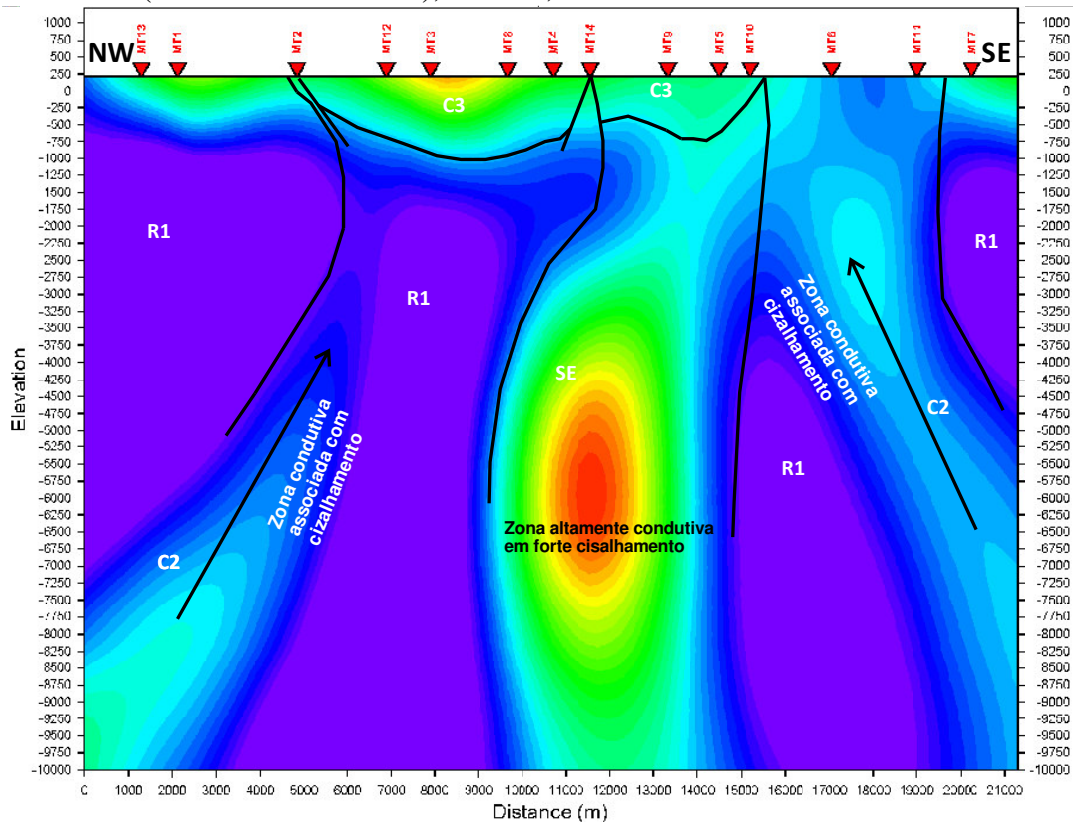
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 26 - Inversão 2D MODO TE+TM. (a) Modelo 2D dos modos TE+TM, (b) Direção do perfil NW-SW, (c) Legenda de cores e valores de resistividades em ohm.m.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 27 - Inversão 2D MODO TE+TM, indicando seus ambientes geoeletricos (resistivos/condutores), no caso, $R1 > C2 > C3$.

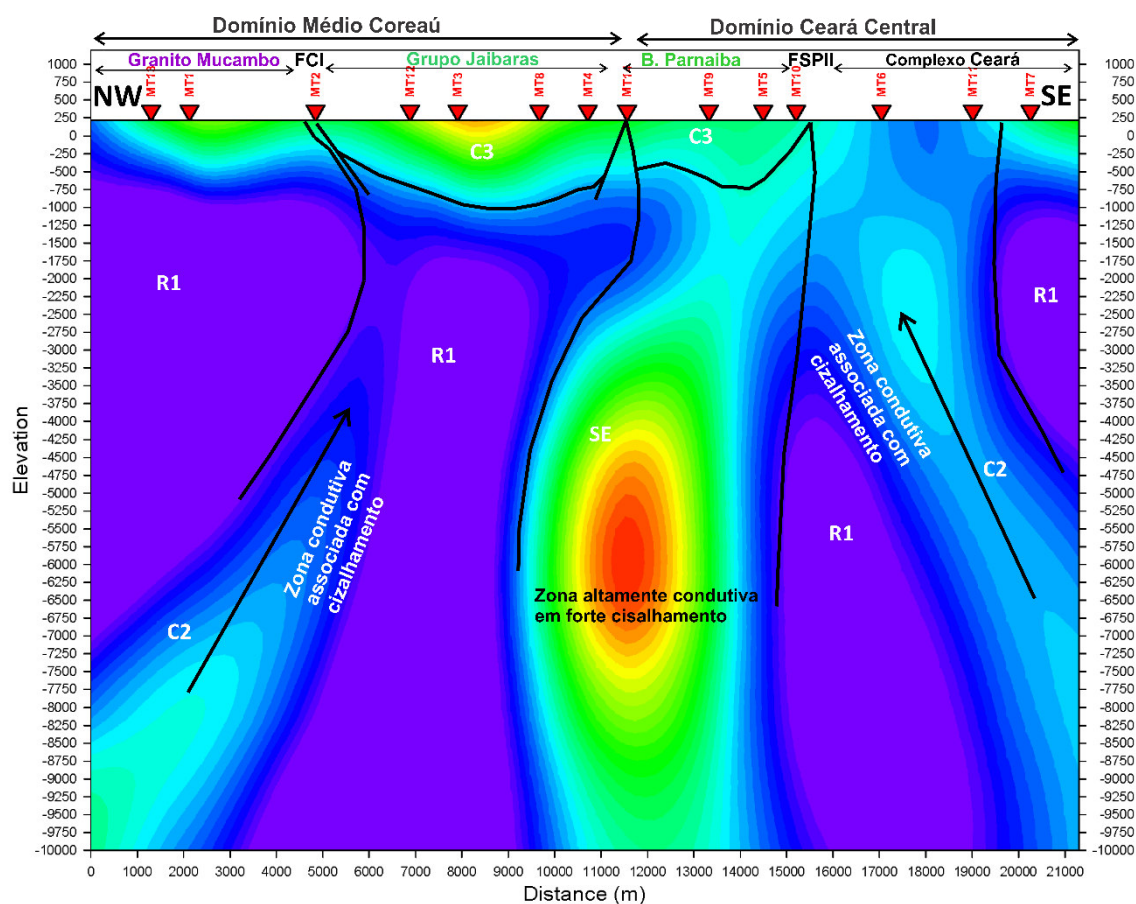


Fonte: Elaborado pelo autor.

Embora, C2 com resistividade de 600-800 Ohm.m e C3 na faixa de 30-400 Ohm.m, considere-os condutivo em face de serem inseridas em rochas com resistividades maiores que 8000 ohm.m.

A Figura 28 caracteriza o ambiente geoeletrico com seu ambiente geológico indicando seus limites e transições, as formações inerentes a Bacia do Jaibaras (Grupo Jaibaras e o Grupo Serra Grande que corresponde a cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba), o granito Mucambo, complexo Ceará. A zona condutora no NW da seção está associada a Falha Café-Ipueiras (FCI) e a zona condutiva no SE corresponde a uma zona de sutura associado ao cisalhamento transbrasiliiano (FSPII). A interpretação leva em consideração o mapa geológico e as posições das estações MT. O corpo altamente condutivo possivelmente é uma alteração hidrotermal das rochas do Complexo Granja.

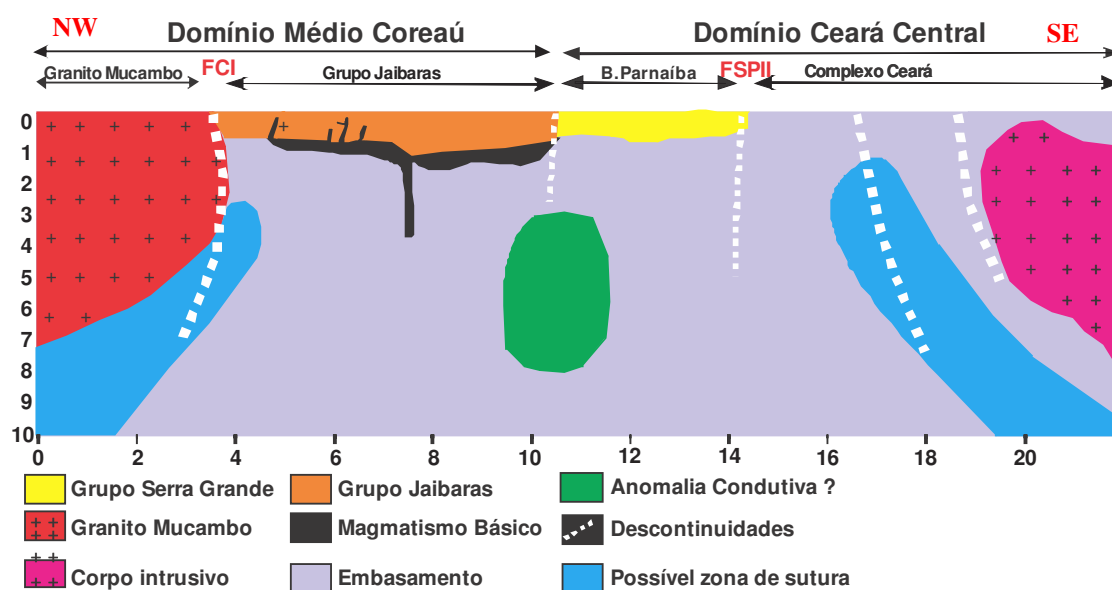
Figura 28 - Inversão 2D **MODO TE+TM**, indicando seus ambientes geoeletricos (resistivos/condutores), no caso, $R1 > C2 > C3$, considerando seus limites e transições, as formações Grupo Jaibaras e Grupo Serra Grande (B. Parnaíba), suas estruturas. Embora, C2 com resistividade de 600-800ohm.m e C3 na faixa de 30-400 ohm.m, considere-os condutivo em face de serem inseridas em rochas com resistividades maiores que 8000 ohm.m.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 29 mostra um modelo geológico simplificado feito a partir do resultado da inversão 2D do modo TE e TM. As rochas dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central estão bem discriminadas, assim como as descontinuidades estruturais que aparecem na região, como a Falha Café-Ipueiras e a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e falhas associadas.

Figura 29 - Modelo geológico proposto.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.10 Conclusão do capítulo

As informações geoeletricas permitiram uma investigação mais profunda da Bacia do Jaibaras, baseados nos contrastes de resistividades, com profundidade máxima de investigação 10km. Esta estimacão foi realizada a partir do algoritmo de inversão Occam, através da inversão conjunta dos modos TE e TM.

O pacote sedimentar do Grupo Jaibaras apresenta espessura máxima 1,3km, de comportamento condutivo, e as rochas sedimentares pertencentes ao Grupo Serra Grande, possuem valores de condutividade menores do que as do Grupo Jaibaras. Entretanto o comportamento estrutural da Bacia é bastante complexa com diversas descontinuidades, associadas as falhas.

Duas possíveis zonas de sutura foram discriminadas no modelo e ocorrem nas extremidades do perfil. A que ocorre na extremidade sudeste coincide geologicamente

com a zona de sutura discutida em trabalhos anteriores. A zona de sutura interpretada na porção noroeste do perfil pode estar relacionada ao desenvolvimento do domínio Médio Coreaú e de idade diferente da zona de sutura a sudeste do perfil.

O corpo condutivo encontrado na porção central do perfil com profundidade de 4 a 8 km pode ser interpretado como uma região de alteração hidrotermal das rochas do embasamento do domínio Médio Coreaú. O granito Mucambo é bem discriminada na imagem da inversão chegando a uma profundidade de 7 km. O rifte de Jaibaras possui profundidade média de 1 km, sendo a porção mais profunda na região que ocorrem as rochas do Grupo Jaibaras.

6 CONCLUSÕES

A Bacia de Jaibaras é uma marcante feição alongada com aproximadamente 22 km na direção NE-SW em sua porção mais larga que engloba o Grupo Jaibaras e o Grupo Serra Grande. Os estudos realizados com essa pesquisa consideram-se como um relevante aumento no conhecimento geológico, morfológico sobre as estruturas e unidades constituintes do Rifte Jaibaras.

As unidades geológicas da Bacia do Jaibaras foram marcadas por valores de baixa resistividade (30-400 Ohm.m), representados pelas cores quentes, e o seu depocentro está localizado a 1300 metros.

O Granito Mucambo é altamente resistivo e a Falha Café-Ipueiras (FCI na Figura 28) é definida como uma zona de cisalhamento mergulhada na direção NW do perfil, essa indefinição pode ser devida a ausência de estações entre MT1-MT2, e entre MT2-MT12. Entretanto a interpretação foi baseada nas informações geológicas já existentes. As resistividades do Complexo Ceará, abrangem valores de 1000-8000 Ohm, mostrando que há influência da zona de sutura no Complexo.

Algumas discontinuidades e falhas são interpretadas no modelo (Figura 28) baseadas em variações laterais de resistividades e em profundidades. Uma zona de baixa resistividade (C2) é destacada com um leve mergulho para a porção SE do perfil. Estas falhas/discontinuidades são interpretadas como sendo associada à zona de sutura inferida mencionada em estudos anteriores.

Duas possíveis zonas de sutura foram discriminadas no modelo e ocorrem nas extremidades do perfil. A que ocorre na extremidade sudeste coincide geologicamente com a zona de sutura discutida em trabalhos recentes. A zona de sutura interpretada na porção noroeste do perfil pode estar relacionada ao desenvolvimento do domínio Médio Coreaú e de idade diferente da zona de sutura a sudeste do perfil.

O corpo condutivo encontrado na porção central do perfil com profundidade de 4 a 8 km pode ser interpretado como uma região de alteração hidrotermal das rochas do embasamento do domínio Médio Coreaú. O granito Mucambo é bem discriminada na imagem da inversão chegando a uma profundidade de 7 km. O rifte de Jaibaras possui profundidade média de 1 km, sendo a porção mais profunda na região que ocorrem as rochas do Grupo Jaibaras.

REFERÊNCIAS

- ABREU, P. M. **Estudos geofísicos (magnetotélúrico e eletromagnético transiente) da porção leste da Bacia do Parnaíba: contribuição ao conhecimento hidrogeológico.** 2002. 129 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica)- Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2002.
- ADÃO, F. J. S. F. **The electrical resistivity of the Posidonia black shale – from magnetotelluric exploration to rock samples.** 2015. 115 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais)- Freie Universität, Berlin, 2015.
- ALMEIDA, A. R. **O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras.** 1998. 279 f. Tese (Doutorado em Geologia)- Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M., *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, [S.l.], v. 17, p. 1-29, 1981.
- ARAÚJO, C. E. G. *et al.* U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a longlived Neoproterozoic active continental margin. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 206-207, p. 36-51, 2012.
- ARAÚJO, C. E. G. *et al.* Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): A dismembered segment of a magmapoor passive margin or a restricted rift-related basin?. **Gondwana Research**, [S.l.], v. 15, p. 454-470, 2010.
- ARCHANJO, C. J. *et al.* Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). **International Journal of Earth Sciences**, [S.l.], v. 98, p. 1793-1807, 2009.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (domínio Ceará central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira.** 2007. 170 f. Tese (Doutorado em Geologia)- Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- ARTHAUD, M. H. *et al.* Geology of the northern Borborema Province, and its correlations with Nigeria, NW Africa. *In*: PANKHURST, R. J. *et al.* **West Gondwana, Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.** London: Geological Society, 2008. p. 49-67.
- BERDICHEVSKY, M. N.; DMITRIEV, V. I. Distortion of magnetic and electric fields by near-surface lateral inhomogeneities. **Acta Geodaet., Geophys. Montanist. Acad. Sci. Hung.**, [S.l.], v. 11. p. 447-483, 1976.
- BOND, G. C.; NICKESON, P. A.; KOMINZ, M. A. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. **Earth Planet. Sci. Lett.**, [S.l.], v. 70, p. 325-345, 1984.
- BRITO NEVES, B. B. *et al.* A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. **Revista Geonomos**, [S.l.], v. 3, p. 1-21, 1995.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 53, p. 23-40, 1991.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. **Geology**, [S.l.], v. 14, p. 871-874, 1986.

CAGNIARD, L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical. **Prospecting. Geophysics**, [S.l.], v. 18, n. 3, p. 605-635, 1953.

CANTWELL, T.; MADDEN T. R. Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements. **J. Geophys. Res.**, [S.l.], v. 65, n. 12, p. 4202:4205, 1960.

CASTELLS, A. M., **A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central betic crustal**. 2006. 307 f. Tese (Doutorado em Geofísica)– Universidade de Barcelona, 2006.

CASTRO, N. A. **Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica)- Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2003. Escala 1:500.000.

CHAVE, A. D.; JONES, A. G.. **The magnetotelluric method: theory and practice**. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.

CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, C. G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. **Geophysics**, [S.l.], v. 52, 289-300, 1987.

COSTA, F. A. **Investigações eletromagnéticas na porção continental da bacia do Espírito Santo e suas adjacências cristalinas**. Rio de Janeiro: Observatório Nacional, 2005.

COSTA, M. J. *et al.* **Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão**. Brasília: Ministério das Minas e Energia, 1973.

COSTA, M. J. *et al.* **Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão**: Projeto Jaibaras. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1979.

CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozoica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986

DE GROOT-HEDLIN, C., CONSTABLE, S. C. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, [S.l.], v. 55, p. 1613-1624, 1990.

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing, **Geophys. J. Int.**, [S.l.], v. 130, p. 475-496, 1997.

FERGUSON, I. J., A. G. *et al.* Geoelectric response and crustal electrical-conductivity structure of the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada. **Can. J. Earth Sci.**, [S.l.], v. 36, p. 1917–1938, 1999.

FETTER, A. H. *et al.* Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, [S.l.], v. 6, p. 265-273, 2003.

FETTER, A. H. *et al.* 1997. Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1., 1997, Campos do Jordão. **Extended Abstracts...** [S.l.:s.n.], 1997. p. 112-114.

FETTER, A. H. **U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana.** 1999. 164 f. Tese (Doutorado em Geologia)- The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 1999.

FISCHER, G.; SCHNEGG, P. A. The magnetotelluric dispersion relations over 2-D structures. **Geophysics J. Inter.**, [S.l.], v. 115, p. 1119–1123, 1993.

FONTES, S. L. *et al.* Processing of noisy magnetotelluric data using digital filters and additional data selection criteria. **Phys. Earth Planet. In.**, [S.l.], v. 52, p. 30-40, 1988.

GAMBLE, T. D.; GOUBAU, W. M.; CLARKE, J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference, **Geophysics**, [S.l.], v. 44, p. 53-68, 1979.

GÓES, A. M. O., FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências Petrobrás**, [S.l.], n. 8, p. 57-67, 1994.

GORAIEB, P. S. S. *et al.* Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequencia Ubajara-Jaibaras. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35., Belém, 1988. **Resumo...** Belém: SBG, 1988. p. 2678.

GOUBAU, W. M.; GLAMBLE, T. D.; CLARKE, J. Magnetotellurics data analysis: removal of bias, **Geophysics**, [S.l.], v. 43, n. 6, p. 1157-1166, 1978.

GROOM, R. W.; BAILEY, R. C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, [S.l.], 94, 1913–1925, 1989.

GUNDEL, A. Estimation of transfer function with reduced bias in geomagnetic induction studies. **Acta geod. Geophys.**, [S.l.], v. 12, n. 1-3, p. 345-352, 1977.

HERMANCE, J. F. Processing of magnetotelluric data. **Phys. Earth Planet. Intern.**, [S.l.], v. 7, p. 349-364, 1973.

JIRACEK, G. R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. **Surveys in Geophysics**, [S.l.], v. 11, p. 163–203, 1990.

JONES, A. G. Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. **Geophysics**, [S.l.], v. 53, n. 7, 967-978, 1988.

JUPP, D. L. B.; VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins – discussion. **Geophysics**, [S.l.], v. 41, n. 2, p. 325–328, 1976.

KAO, D.; RANKIN, D. Enhancement of Signal-to-Noise Ratio in Magnetotelluric Data, **Geophysics**, v. 42, p. 103-110, 1977.

KELLER, G. V.; FRISCHKNECHT, F. C. Electrical methods in geophysical prospecting. *In*: CULLEN, A. L.; FOCK, V. A.; WAIT, J. R. (Ed.). **International Series of Monographs in Electromagnetic Waves**. Oxford: Pergamon Press, 1966.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1991.

KROGER, P.; MICHEL, H. J.; ELSNER, R. Comparison of errors in local and reference estimates of the magnetotelluric impedance tensor, **J. Geophys.**, [S.l.], v. 52, p. 97-105, 1983.

LIEBERMAN, B.S. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: a biogeography approach. **Geology**, [S.l.], v. 25, p. 1039-1042, 1997.

MCPHERRON, R. L. Magnetic pulsations: their sources and relation to solar wind and geomagnetic activity. **Surv. Geophys.**, [S.l.], v. 26, p. 545–592, 2005.

MEJU, M. A.; FONTES, S. L. An investigation of static shifts in MT data from Parnaíba Basin using central-loop TEM data. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRASILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 3., Rio de Janeiro, 1993. **Expanded abstracts...** [S.l.:s.n.], 1993. p. 1474-1479.

MELLO, Z. F.. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife: SBG, 1978. p. 2438-2450.

MENEZES, P. T. L. **Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.

NAGATA, H. *et al.* Data processing of magnetotelluric survey data in time domain using digital filter - An Example at the Nankai trough. EM Induction Workshop, 21., Darwin, Australia, 2012. **Extended Abstract...** [S.l.:s.n.], 2012. p. 1-4.

NAIDU, G. D. **Deep Crustal Structure of the Son–Narmada–Tapti Lineament, Central India**. [S.l.]: Springer, 2012.

PADILHA, A. L. *et al.* Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: evidence for Neoproterozoic island arc-continent collision in northeast Brazil. **Geology**, Boulder, v. 42, n. 1, p. 91-94, 2014.

OLIVEIRA, D. C. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 30, n. 3, p. 423-427, 1999.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Mar. Petrol. Geol.**, [S.l.], v. 20, p. 351-383, 2003.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. 415 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica/Geofísica)- Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

ORANGE, A. S. Magnetotelluric exploration for hydrocarbons. **Proc. IEEE**, [S.l.], v. 77, p. 287–317, 1989.

PARENTE, C. V. *et al.* Contexto geológico, tipológico e geoquímico isotópico das brechas hidrotermalizadas de ferro e cobre tipo IOCG, associadas à Bacia Eo-Paleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil. *In*: FRANTZ, J. C.; MARQUES, J.; JOST, H.. (Ed.). **Contribuições à Metalogenia do Brasil**. Porto Alegre: UFRGS, 2011.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In*: MANTESSO NETO, V. *et al.* (Ed.). **Geologia do Continente Sul Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. [S.l.:s.n.], 2004. p. 525-536.

PARKINSON, W. Directions of rapid geomagnetic variations. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, [S.l.], v. 2, n. 1, p. 1–14, 1959.

PEDROSA JR., N. C. *et al.* Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 58, p. 318-334, 2014.

PELLERIN, L.; HOHMANN, G. Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shifts. **Geophysics**, 55, 1242-1250, 1990.

QUADROS, M. L. E. S.; ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Arazível, Bacia de Jaibaras - NW do Ceará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. **Anais...** Camboriú: [s.n.], 1994. p. 240-242.

SANTOS, A. C. L. **Imageamento magnetotelúrico de estruturas da litosfera na porção SE da Província Borborema**. 2012. 159 f. Tese (Doutorado em Geologia)— Universidade Brasília, Brasília, 2012.

SANTOS, R. V. *et al.* Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano lineament, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 43, p. 33-41, 2013.

SANTOS, T. J. S. **Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema**. 1999. 186 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional)- Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SANTOS, T. J. S. *et al.* The geology and U–Pb and Sm–Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 11., Natal, 2007. **Extended Abstracts...** [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 142–144.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of Western Gondwana. **Journal of south American Earth Sciences**, [S.l.], v. 25, p. 271-284, 2008b.

SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., NOGUEIRA NETO, J. A. Correlation of the west margin of the Transbrasiliano–Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian Belt (NW Africa). *In: PANKHURST, R. J. et al. (Ed.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations A cross the South Atlantic Region*. London: Geological Society, 2008a. p. 101-119.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, [S.l.], v. 15, p. 454-470, 2009.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema: Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 41., João Pessoa, 2002. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 337.

SCHMUCKER, U. Regional induction studies: a review of methods and results. **Phys. Earth Planet. Inter.**, [S.l.], v. 7, p. 365-378, 1973.

SCHMUCKER, U. Substitute conductors for electromagnetic response estimates. **Pure and Appl. Geophys.**, v. 125, p. 341-367, 1987.

SCHOBENHAUS, C. *et al.* Texto Explicativo. Folha Goiás SD.22. *In: SCHOBENHAUS, C. (Ed.). Carta Geológica do Brasil Milionésimo*. Brasília: DNPM, 1975. Não paginado.

SIAL, A. N.; FIGUEIREDO, M. C. H.; LONG, L. E. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. **Chemical Geology**, [S.l.], v. 31, p. 271-283, 1981.

SIAL, A. N., LONG, L. E. Mineral chemistry and stable isotope geochemistry of the Cambrian Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, Salvador, 1987. **Anais...** [S.l.:s.n.], 1987. p. 185-188.

SIAL, A. N. **Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos da Meruoca e Mucambo, Ceará, Nordeste do Brasil**. 1989. 284 f. Tese (Livre Docência)- Universidade Federal do Pernambuco, [S.l.], 1989.

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical magnetotellurics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SIMS, W. E.; BOSTICK, F. X. JR.; SMITH, H. W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. **Geophysics**, [S.l.], v. 36, p. 938–942, 1971.

SIMS, W. E.; BOSTICK JR., F. X. Methods of magnetotelluric analysis. **Tech. Rep.** (Electrical Engineering Research Laboratory), Austin, v. 58, p. 1-86, 1969.

SMITH, J.T. Understanding telluric distortion matrices. **Geophysical Journal Int.**, [S.l.], v. 122, n. 1, p. 219-226, 1995.

SOLON, F. F. **Caracterização eletromagnética de formações da Bacia de São Francisco, Brasil**. 2010. 69 f. Monografia (Graduação em Geofísica)- Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

SPIES, B. R.; FRISCHKNECHT, F.C. **Electromagnetic sounding in electromagnetic methods in applied geophysics**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1991. v. 2, Applications.

STERNBERG, B. K.; WASHBURNE, J. C.; PELLERIN, L. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. **Geophysics**, [S.l.], v. 53, p. 1459-468, 1988.

SWIFT, C. M. **A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States**. 1967. 321 f. Tese (Doutorado em Geofísica)- Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1967.

TIKHONOV, A. N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. **Doklady Akad. Nauk**, URSS, v. 73, n. 2, p. 295–297, 1950.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B. B. Precambrian History of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil; Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 31, p. 227-252, 2011.

VAN SCHMUS, W. R. *et al.* Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society Special Publication**, London, v. 294, p. 69-99, 2008.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. **Geophysics**, [S.l.], v. 37, n. 1, p. 98–141, 1972.

VOZOFF, K. The Magnetotelluric Method. *In*: NABIGHIAN, M. N.(Ed.). **Society of Exploration Geophysicists**. [S.l.:s.n.], p. 641-711, 1991.

WAIT, J. R. On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. **Geophysics**, [S.l.], v. 19, p. 281–289, 1954.

WEIDELT, P. The inverse problem of geomagnetic induction. **Z. Geophys.** [S.l.], v. 38, p. 257-289, 1972.

WIESE, H. Geomagnetische tiefensondierung. Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen. **Geofis. Pura et Appl.**, [S.l.], v. 52, p. 83–103, 1962.

YAMANE, K., TAKASUGI, S. Data Processing Procedures for Minami-Kayabe Magnetotelluric Soundings. **J. Geomag. Geoelectr.**, [S.l.], v. 49, p. 1697-1715, 1997.