

INVERSÃO 2-D DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA BACIA DO PARANÁ

RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO
CIENTÍFICA

(PIBIC/INPE/CNPq)

Jonas Oliveira Santos (Universidade Federal do Pampa – UNIPAMPA,
Bolsista PIBIC/CNPq)
E-mail: jonassantos.aluno@unipampa.edu.br

Orientador: Dr. Antonio Lopes Padilha (CGCEA/DIDGE)
Orientadora: Dra. Andrea Cristina Lima Santos Matos (CGCEA/DIDGE)

Julho de 2020

SUMÁRIO

Conteúdo

1	INTRODUÇÃO	6
1.1	Contexto geológico da Bacia do Paraná	9
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
2.1	Fonte do sinal Magnetotelúrico	14
2.2	Teoria básica dos Métodos Eletromagnéticos	16
2.3	Equações de Maxwell e Relações Constitutivas	18
2.4	Profundidade de investigação	21
2.5	Dimensionalidade Geométrica	22
2.5.1	Modelo de resistividade 1-D	22
2.5.2	Modelo de resistividade 2-D	24
2.5.3	Modelo de resistividade 3-D	25
2.6	Resistividade elétrica das rochas	26
3	METODOLOGIA	28
3.1	Aquisição Magnetotelúrica	28
3.2	Processamento dos dados	28
3.2.1	Processamento robusto	29
3.2.2	Análise de dimensionalidade	33
3.3	Rotação do tensor impedância	38
3.4	Inversão e Modelagem	39
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
4.1	Análise de dimensionalidade	40
4.2	Pseudo-seções	42
4.3	Resultado da Inversão	44
5	CONCLUSÃO	45
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Lista de Figuras

1	Localização do perfil de pesquisa no estado do Mato Grosso do Sul.	8
2	Mapa Geológico do estado do Mato Grosso do Sul.	11
3	(A) Localização das bacias sedimentares brasileiras com destaque para a Bacia do Paraná; (B) Estados de abrangência da Bacia do Paraná.	12
4	Diagrama Estratigráfico da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007).	13
5	Descargas elétricas na superfície da terra. Região de origem para campos EM naturais de alta frequência (>1 Hz). (Fotografia de Matt Tomkins, via Storyful).	15
6	Interação do vento solar com a magnetosfera. Região de origem para campos EM naturais de baixa frequência (<1 Hz). (NASA, 2005., http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg)	15
7	Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método (RIBEIRO, 2017).	16
8	Exemplo de dimensionalidade geoeletrica unidimensional (1-D) (CHAVES. A.D. & JONES A.G, 2012).	24
9	Exemplo de dimensionalidade geoeletrica bidimensional (2-D) para o (a) Modo TM e (b) Modo TE (CHAVES. A.D. & JONES A.G, 2012).	25
10	Faixa de valores de resistividade para minerais e rochas comuns da crosta terrestre.(SANTOS, 2012).	27
11	Configuração de aquisição MT.	28
12	Fluxograma mostrando os passos do processamento de dados MT.	29



13	Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas 65536H, 4096H, 128H, 4H. Dados da estação suc22a.	32
14	Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação suc023a.	33
15	Critérios de dimensionalidade em concordância com os critérios de WAL para valores de invariantes rotacionais do tensor Magnetotelúrico. (BENEVIDES, 2019). Original de (MARTI et al, 2009).	36
16	Representação do tensor de fase com seus devidos parâmetros. (CALDWELL et al., 2004).	38
17	Análise de dimensionalidade pelos invariantes rotacionais do tensor de impedância para o perfil de estudo.	41
18	Resultado da análise de dimensionalidade por tensor de fase.	42
19	Resultado da pseudo-seção de resistividade modo TE do perfil de estudo.	43
20	Resultado da pseudo-seção de resistividade modo TM do perfil de estudo.	43
21	Resultado da pseudo-seção de fase modo TE do perfil de estudo. Enfatiza-se o afinamento da estrutura cristal da Bacia do Paraná.	44
22	Resultado da pseudo-seção de fase modo TM do perfil de estudo.	44
23	Modelo 2-D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 6 km.	45

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

\vec{J} - Vetor densidade total da corrente elétrica

σ - Condutividade elétrica do meio

\vec{E} - Vetor campo elétrico

∇ - Operador Nabla

\vec{D} - Vetor indução elétrica

\vec{B} - Vetor indução magnética

∂_t - Variação no tempo

\vec{H} - Vetor intensidade magnética

μ - Permeabilidade magnética do meio

ϵ - Permissividade Dielétrica do meio

μ_0 - Permeabilidade magnética no vácuo

∇^2 - Operador Laplaciano

ω - Frequência angular

δ - Profundidade peculiar (Skin depth)

ρ_a - Resistividade aparente

ϕ - Fase

RESUMO

Neste trabalho a região setentrional da Bacia do Paraná foi imageada por meio de 27 sondagens magnetotelúricas de banda larga em um perfil MT de aproximadamente 230 km. Os dados dessa campanha MT foram coletados nas direção E - N do estado do Mato Grosso do Sul, pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Para o tratamento robusto dos dados, seguiu-se o fluxograma de processamento utilizado pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão de Geofísica Espacial - GEOMA/DIDGE/INPE. Por meio da análise de dimensionalidade geométrica por invariantes rotacionais e pelo tensor de fase na região de estudo, foi possível perceber que, de modo geral, a estrutura em subsuperfície é complexa, caracterizada por ambientes predominantemente tridimensional (3-D). O modelo final possui profundidade máxima de 6.5 km, nele foi possível caracterizar estruturas geométricas que associadas a geologia da bacia, se relacionam ao basalto da formação Serra Geral ($200\Omega.m$), sedimentos condutivos pré vulcânicos ($30\Omega.m - 50\Omega.m$) e ao embasamento cristalino sob a Bacia do Paraná ($500\Omega.m - 3000\Omega.m$).

1 INTRODUÇÃO

O estado do Mato Grosso do Sul está situado na região centro-oeste brasileira. Seu território pode ser dividido em três grandes províncias geológicas: o cráton Amazônico, a província Tocantins e as bacias Sedimentares Fanerozóicas (SCHEFFLER et., al 2010). Grande parte do estado é ocupada pelas bacias sedimentares Fanerozóicas: Bacia do Paraná, na porção central, em faixa distribuída de norte a sul; pequeno setor da Bacia do Gran Chaco, na fronteira sudoeste; Bacia do Pantanal, na porção oeste e noroeste; e Bacia Bauru, ocupando grande área na porção leste. A Bacia do Paraná aflora em uma faixa de largura variada, situada a leste da Serra de Maracaju, que representa a borda noroeste da bacia, sendo formada no estado por rochas Fanerozóicas do Grupo Rio Ivaí, Grupo Paraná, Formação Aquidauana, Formação Palermo e Grupo São Bento. A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano desenvolvida completamente sobre a crosta continental, de aproximadamente 1,7 milhões de quilômetros quadrados, com inclusão de porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, possuindo formato alongado na direção NNE-SSW (aproximadamente 1750 km de comprimento), com uma largura média de 900 km (ZALÁN et al., 1987).

Na Argentina e no Uruguai é conhecida por Chaco-Paraná. No que se refere a porção brasileira (734,000 km²), a Bacia do Paraná é a bacia intracratônica, que apresenta maior quantidade de estudos geológicos, geoquímicos e geofísicos, em grande parte motivados pela busca de possíveis concentrações de hidrocarbonetos (MOLINA et al., 1989). Embora a época de sua subsidência e sedimentação inicial seja bem estabelecida, sua origem e desenvolvimento ainda é de pouco conhecimento, em grande parte devido à ausência de conhecimentos sobre a natureza, estrutura profunda da sua subsuperfície. Sendo assim, o método magnetotelúrico (MT) pode contribuir significativamente, pois permite determinar a distribuição de resistividade elétrica em diferentes profundidades, a partir de medidas das variações temporais naturais do campo eletromagnético observadas na superfície da Terra. VOZOFF (1972) justifica que o método MT, por sua eficiência e economia,

deve ser considerado para a avaliação de áreas extensas e inexploradas e onde a sísmica apresenta "no record", como é o caso de algumas regiões da Bacia do Paraná que possuem como maior empecilho exploratório a presença do basalto Serra Geral, cuja cobertura pode apresentar espessuras maiores que 2 km, dificultando o imageamento em profundidade.

O método Magnetotelúrico (MT) é uma técnica geofísica que tem sido largamente empregada em diversos tipos de estudos: crustais, águas subterâneas, ambientais, geotermiais, hidrocarbonetos, mineração, dentre outros. O método é utilizado para determinar modelo geoeletrico da subsuperfície terrestre dentro de intervalo de frequências que variam de 0,0001 a 1000 Hz, por meio de medidas simultâneas na superfície da Terra das variações naturais dos campos elétrico (E) e magnético (H), tornando possível inferir a distribuição da condutividade elétrica desde os primeiros metros da crosta até centenas de quilômetros no manto superior. Desde a formulação do método (TIKHONOV, 1950; CAGNIARD, 1953) muito se tem avançado na forma com que os dados são processados e analisados. Esta pesquisa consistiu de processamento, interpretação de dados magnetotelúricos e integração com mapas geológicos em um perfil de 27 estações MT adquiridas no estado do Mato Grosso do Sul - Brasil (Figura 1).

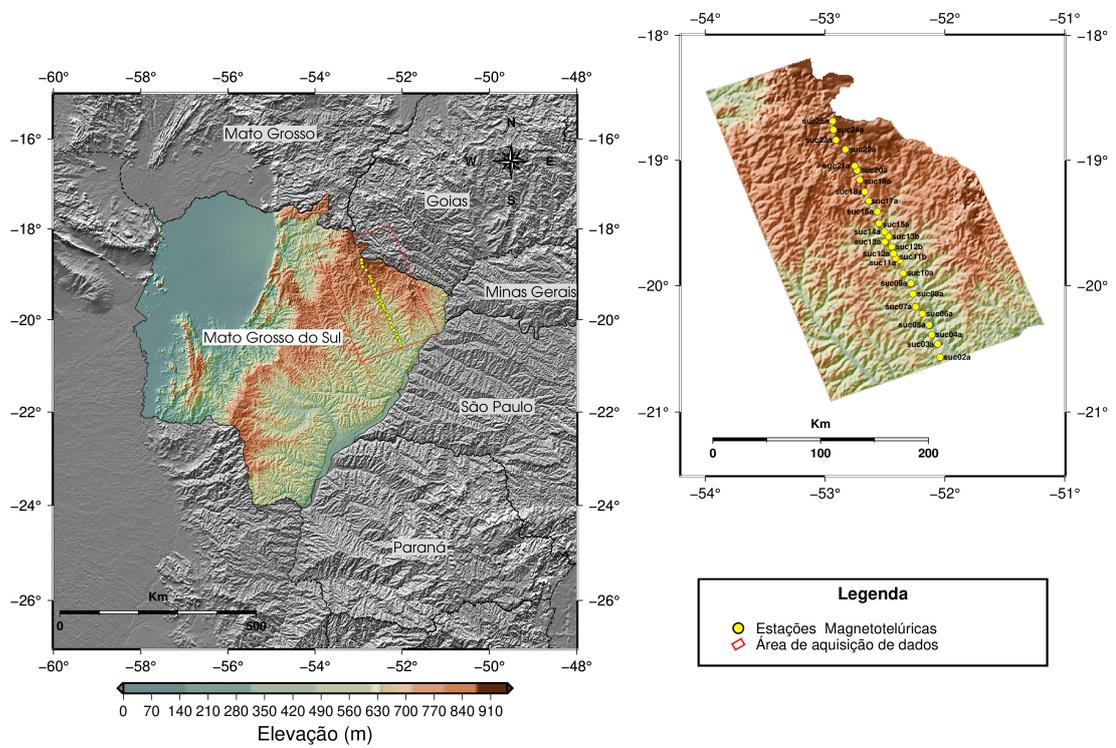


Figura 1: Localização do perfil de pesquisa no estado do Mato Grosso do Sul.

1.1 Contexto geológico da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma grande bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental (Figura 3). Foi preenchida por rochas sedimentares associadas a vulcanismo e intrusões básicas, que podem alcançar até 7.000 m de espessura. Apresenta em seu contexto litoestratigráfico a maior manifestação de vulcanismo fissural ocorrida em região continental, que resultou no empilhamento de até 2.000 m de lavas sobre seus sedimentos além de intrudir-se por entre os mesmos, sob a forma de diques e soleiras (MILANI, et al., 2007). O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná originou-se e evoluiu a partir de um rifte Neo-Ordoviciano, para uma típica bacia intracratônica. A bacia é alongada na direção geral N-S, com depocentro na porção centro-oeste, onde o preenchimento excede a 7.000 m de espessura, dos quais 5.500 m são sedimentos.

Segundo MILANI (1997), o registro sedimentar-magmático da Bacia do Paraná é representado por seis Supersequências deposicionais: Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero - Eocretáceo), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). A origem da Bacia do Paraná ocorreu em forma de depressões alongadas na direção NE-SW. O espaço de acomodação para a Supersequência Rio Ivaí foi criado pela reativação de zonas de fraqueza do embasamento. Esta sequência inclui os arenitos basais da Formação Alto Garças, camadas de diamictitos da Formação Iapó que registram a glaciação Ordovício-Siluriana do Gondwana, compreende também folhelhos fossilíferos e siltitos da Formação Vila Maria. O topo da sequência é definido por uma superfície de inundação máxima. A exposição subárea desse pacote resultou em remoção erosiva, marcando uma discordância neossiluriana. Retomada a subsidência, depositou-se a Supersequência do Paraná, que compreende um ciclo transgressivo – regressivo completo de oscilação do nível do Panthalassa, iniciando com sedimentos arenosos continentais a transitonais eodevonianos da Formação Furnas, passando gradualmente para sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa, que é composta por folhelhos, folhelhos sílticos, siltitos e arenitos. Diversas dessas fácies sedimentares foram



severamente erodidas, resultando na discordância neodevoniana. Sobre essa discordância, depositou-se a Supersequência Gondwana I, que alcança espessuras de até 2.500 m. MILANI (2007) descreve que esta supersequência comporta uma porção basal transgressiva, correspondente ao grupo Itararé, constituído por depósitos sedimentares glacio-marinhos, e ao Grupo Guatá, formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinho da Formação Palermo. Acima, uma seção regressiva acomoda-se por um ciclo de subsidência correspondendo ao Grupo Passa Dois, constituído pelas Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. A supersequência Gondwana I finaliza com a progressiva continentalização dos sistemas deposicionais registrada na Formação Rio do Rasto. Implementada uma distensão generalizada no Triássico, a Supersequência Gondwana II, restrita ao estado do Rio Grande do Sul, insere-se numa bacia do tipo gráben. Compõem-se pelas rochas da Fm. Santa Maria, e se caracteriza por arenitos e pelitos avermelhados, provenientes de depósitos fluviais e lacustres. Esse substrato sofreu abrasão eólica pelas persistentes condições erosivas, refletindo-se na lacuna estratigráfica mais pronunciada na bacia. Sobre a superfície assim estabelecida, acumulou-se a Supersequência Gondwana III, composta pela Fm. Botucatu, que são arenitos quartzosos de finos a médios provenientes de dunas eólicas, e a Fm. Serra Geral, associada à ruptura do paleocontinente Gondwana. Essa formação corresponde ao maior vulcanismo fissural em região continental, que resultou no empilhamento de basaltos de espessuras maiores que 2000 m sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudir-se por entre os mesmos, sob a forma de diques e soleiras (Figura 2).

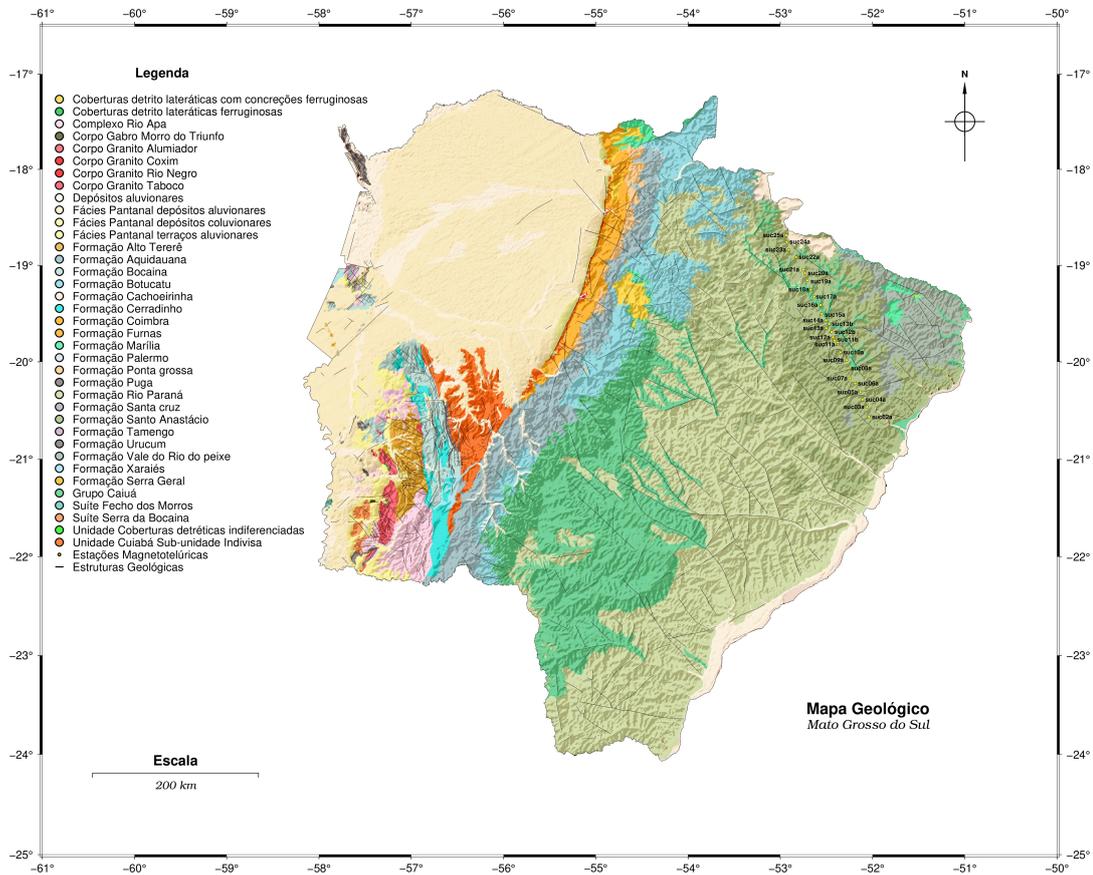


Figura 2: Mapa Geológico do estado do Mato Grosso do Sul.

De acordo com MILANI (1997), cessadas as atividades vulcânicas e promovidos os ajustes isostáticos, definiu-se uma depressão sobre o pacote basáltico, onde a Supersequência Bauru depositou-se no Cretáceo Superior. A Supersequência Bauru é composta por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais, finalizando a história deposicional da Bacia do Paraná. A figura 4 descreve por meio de um diagrama estratigráfico, o registro deposicional da Bacia do Paraná.

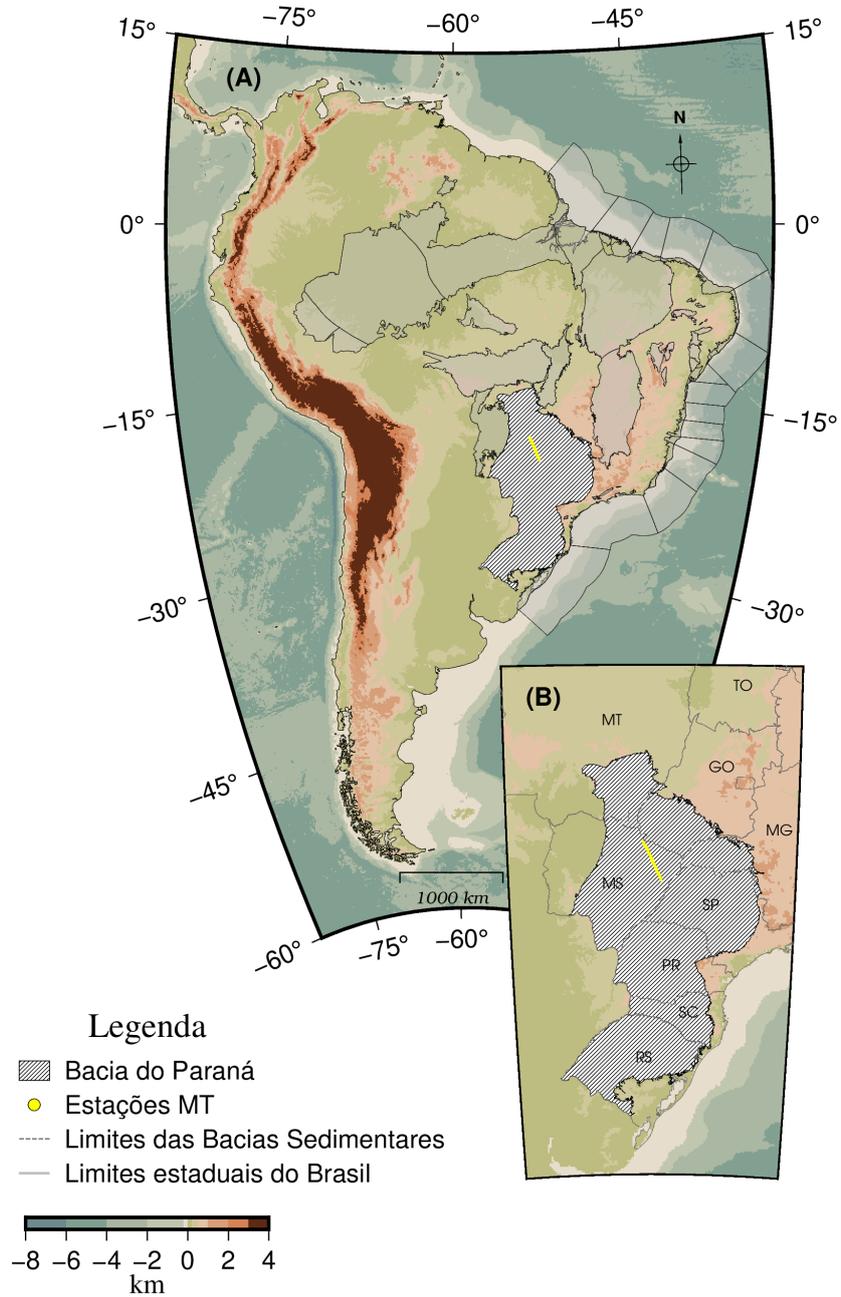


Figura 3: (A) Localização das bacias sedimentares brasileiras com destaque para a Bacia do Paraná; (B) Estados de abrangência da Bacia do Paraná.

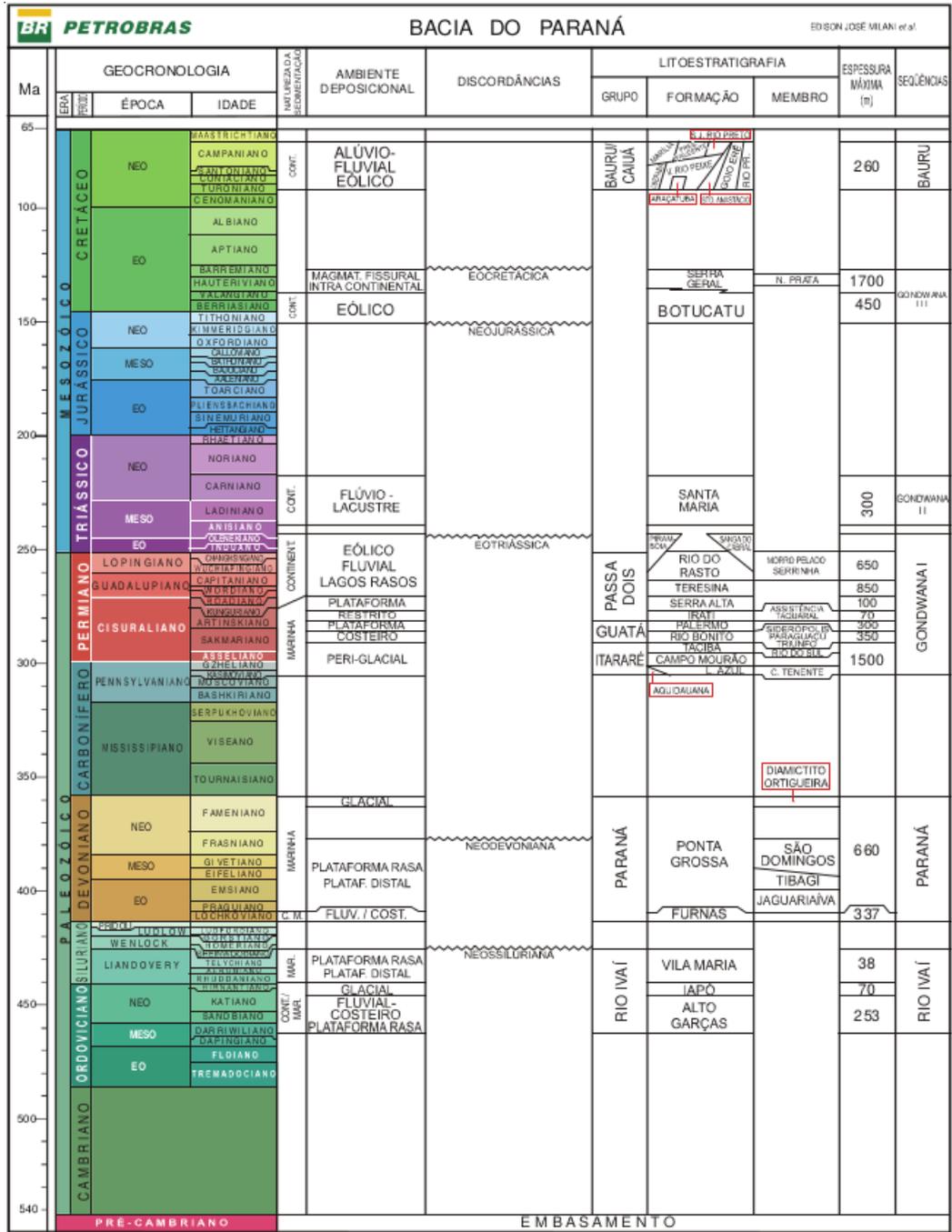


Figura 4: Diagrama Estratigráfico da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O método magnetotelúrico utiliza variações naturais dos campos eletromagnéticos, H e E para sondar a estrutura geoeétrica da Terra. Sob essa premissa, a interpretação das relações entre as componentes dos campos podem fornecer uma imagem da distribuição da condutividade elétrica com a profundidade (MENEZES, 2013). Segundo o mesmo autor, a resolução espacial da estrutura geoeétrica é limitada pela difusão das ondas eletromagnéticas no interior da terra, enquanto a profundidade de penetração é limitada pela absorção exponencial da energia do campo incidente. O método possui um range de frequência de 0,0001 a 1000 Hz e por realizar medidas simultâneas na superfície da Terra das variações naturais dos campos elétrico (E) e magnético (H) é possível inferir a distribuição da condutividade elétrica desde os primeiros metros da crosta até centenas de quilômetros no manto superior. A teoria fundamental do MT foi inicialmente proposto por TIKHONOV (1950) e complementado por CAGNIARD(1953).

2.1 Fonte do sinal Magnetotelúrico

Os sinais dos campos eletromagnéticos induzidos na Terra são oriundos de fenômenos naturais que ocorrem em um largo espectro de frequência (f), as fontes podem ser divididas em duas classes em termos de seus espectros de frequência:

I. Sinais de alta frequência $f > 1\text{Hz}$: são fenômenos elétricos que ocorrem entre a superfície da Terra e a ionosfera, principalmente devido a descargas elétricas conhecidas como sferics, Figura 5. Os sferics mais significantes para as sondagens MT são produzidos na região equatorial e se propagam pelo mundo dentro de um guia de onda limitado pela ionosfera e a superfície da Terra.

II. Sinais de baixa frequência $f < 1\text{Hz}$: são gerados pela interação das partículas presentes no vento solar com a magnetosfera e ionosfera terrestre, Figura 6.



Figura 5: Descargas elétricas na superfície da terra. Região de origem para campos EM naturais de alta frequência (>1 Hz). (Fotografia de Matt Tomkins, via Storyful).

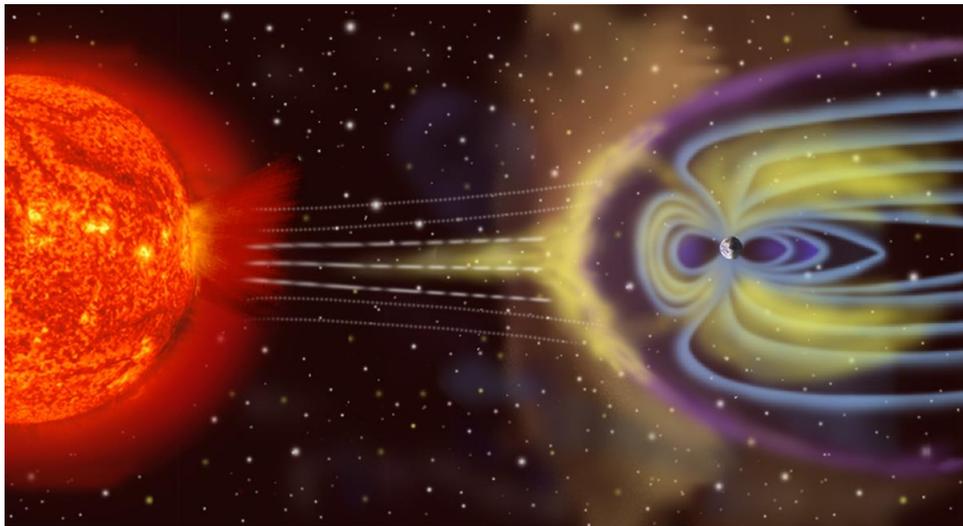


Figura 6: Interação do vento solar com a magnetosfera. Região de origem para campos EM naturais de baixa frequência (<1 Hz). (NASA, 2005., <http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg>)

A frequência da fonte é um dos fatores que controlam o alcance da onda eletromagnética, e por consequência, a profundidade que o método consegue investigar. Devido o método possuir o range de frequência amplo é comumente dividido em grupos, na qual relaciona as aplicações do método em

função da frequência da fonte e profundidade de investigação (Figura 7).

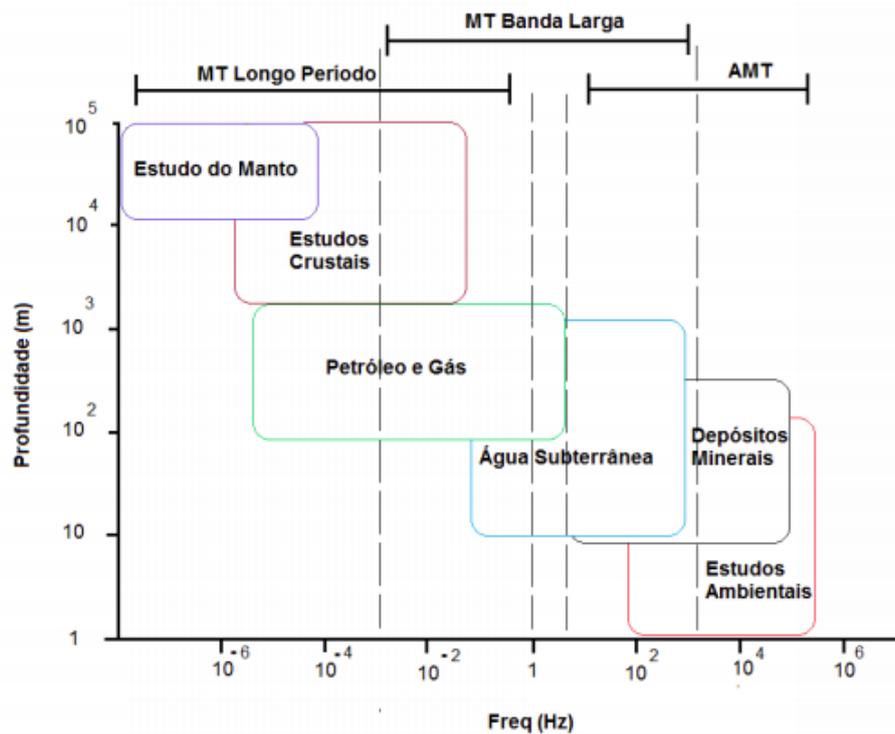


Figura 7: Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método (RIBEIRO, 2017).

2.2 Teoria básica dos Métodos Eletromagnéticos

O princípio teórico é fundamentado na teoria eletromagnética e nas equações de Maxwell. A fim de se considerar o fenômeno de indução eletromagnética na Terra, são necessárias algumas considerações:

- I. As equações de Maxwell são obedecidas;
- II. Terra não gera energia eletromagnética, mas apenas a dissipa ou absorve;

III. Todos os campos podem ser tratados como conservadores e analíticos, longe de fontes;

IV. Os campos de fontes eletromagnéticas naturais utilizados, gerados por sistemas de corrente ionosférica em larga escala que estão relativamente distantes a superfície da Terra, pode ser tratada como ondas eletromagnéticas uniformes, polarizadas por avião, colidindo com a Terra em incidência quase vertical. Esta suposição pode ser violada nas regiões polares e equatoriais;

V. Não há acúmulos de cargas livres em camadas dentro da Terra. Em uma Terra multidimensional as cargas podem ser acumuladas ao longo das continuidades, isto é a causa de um fenômeno não indutivo conhecido como static shift;

VI. A carga é conservada, e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, obedecendo a equação:

$\vec{J} = \sigma \vec{E}$, onde \vec{J} , σ e \vec{E} tem unidade de Am^2 , Sm^{-1} e Vm^{-1} , respectivamente;

VII. Quaisquer variações nas permissividades elétricas e nas permeabilidades magnéticas existentes nas rochas são consideradas desprezíveis comparadas a variações de condutividade na rocha como um todo;

VIII. O deslocamento do campo elétrico é considerado praticamente estático para levantamentos MT. Portanto, o deslocamento de correntes variantes no tempo (originárias nos efeitos de polarização) são desprezíveis comparadas com as variações das correntes de condução variantes no tempo. Isto permite o tratamento da indução eletromagnética na Terra, duramente como um processos de difusão.

2.3 Equações de Maxwell e Relações Constitutivas

O método magnetotelúrico baseia-se em fenômenos eletromagnéticos, os quais obedecem às equações de Maxwell que, no domínio do tempo e na forma diferencial, são dadas por:

- Lei de Faraday

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

- Lei de Ampere

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

- Lei de Gauss

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

- Lei de Gauss

$$\nabla \cdot \vec{D} = \vec{\rho}, \quad (4)$$

onde \vec{E} é o campo elétrico (Vm^{-1}), \vec{B} é o vetor indução magnética (T), \vec{H} é o campo magnético (Am^{-1}), \vec{D} é o deslocamento do campo elétrico (Cm^{-2}), \vec{J} é a densidade de corrente elétrica (Am^{-2}) e $\vec{\rho}$ é a densidade volumétrica de cargas elétricas (Cm^{-3}).

As equações de Maxwell possibilitam o entendimento do comportamento do campo eletromagnético, contudo não existe uma relação óbvia entre este comportamento e as propriedades elétricas e magnéticas da estrutura interna da Terra. Para fazer esta correlação, as equações de Maxwell são complementadas pelas seguintes relações constitutivas:

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

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

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

onde ϵ é a permissividade (F/m), μ é permeabilidade magnética (H/m) e σ a condutividade elétrica ($S m^{-1}$) do meio.

As equações (5), (6) e (7) evidenciam as relações entre os campos elétricos e deslocamento elétrico, os campos magnéticos e indução magnética e o surgimento de corrente como resposta à presença de campo elétrico externo, respectivamente.

Considerando as relações constitutivas, as equações de Maxwell podem ser expressas em termos de campo elétrico e campo magnético:

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

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

sendo $\frac{\partial}{\partial t} = i\omega$ e $\omega = 2\pi f$.

Aplicando o rotacional e usando a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \vec{A}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla \cdot \nabla \vec{A} = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$ (onde \vec{A} é um vetor arbitrário) nas equações (8) e (9), e satisfazendo a consideração teórica VI, obtém-se as equações da difusão dos campos eletromagnéticos:

$$\nabla^2 \vec{H} = k^2 \vec{H}, \quad (10)$$

$$\nabla^2 \vec{E} = k^2 \vec{E}, \quad (11)$$

em que $k^2 \cong i\mu\sigma\omega$.

Como dito na consideração teórica II, supomos uma Terra uniforme, com fontes de sinal homogêneo e localizadas no infinito, de forma que a incidência das ondas eletromagnéticas sobre a superfície da Terra seja vertical, coincidente com o eixo z.

Assim, as soluções das equações de difusão para os campos elétricos e

magnéticos são da forma:

$$\vec{H}(\omega) = \vec{H}_0 e^{-i(kz - \omega t)}, \quad (12)$$

$$\vec{E}(\omega) = \vec{E}_0 e^{-i(kz - \omega t)}, \quad (13)$$

onde $k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma}$ é o vetor de onda em módulo, que contém informações sobre a direção e o sentido de propagação de onda. \vec{H}_0 e \vec{E}_0 são os valores dos campos magnéticos e elétricos na superfície.

A seguinte convenção geomagnética para as coordenadas foi adotada: x, y e z são positivos em direção ao norte geográfico, ao leste geográfico e ao interior da Terra, respectivamente. Considerando uma onda eletromagnética plana, caracterizada por $\vec{E} = (E_x, 0, 0)$ e $\vec{H} = (0, H_y, 0)$, que incide na interface Ar-Terra, utilizando a equação (8) e aplicando as condições de polarização acima, têm-se:

$$\frac{\partial E}{\partial z} = -ikE_x = -i\mu_0\omega H_y, \quad (14)$$

substituindo k na equação acima e reagrupando os termos:

$$\frac{E_x}{H_y} = (1 + i) \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{2\sigma_{xy}}}, \quad (15)$$

sendo $\rho = \frac{1}{\sigma}$:

$$\frac{E_x}{H_y} = (1 + i) \sqrt{\frac{\omega\mu_0\rho_{xy}}{2}}, \quad (16)$$

tomando a norma ao quadrado da equação (16), têm-se:

$$\left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \omega\mu_0\rho_{xy}, \quad (17)$$

A equação (17) mostra a dependência entre os campos elétrico e magnético e a resistividade elétrica do meio, em que $|Z_{xy}|^2 = \omega\mu_0\rho_{xy}$ é uma das

componentes do tensor de impedância Z , que relaciona E e H em uma direção adotada:

$$E_x = Z_{xy}H_y. \quad (18)$$

A resistividade ρ_{xy} do meio é então:

$$\rho_{xy} = \frac{|Z_{xy}|^2}{\omega\mu_0}. \quad (19)$$

O tensor de impedância é uma grandeza complexa, e podemos portanto determinar a sua fase, ϕ (*graus*):

$$\phi_{xy} = \tan^{-1} \frac{\text{Imag}(Z_{xy})}{\text{Real}(Z_{xy})}. \quad (20)$$

De modo geral, o tensor de impedância pode ser definido como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}, \quad (21)$$

generalizando a resistividade e fase para todas as componentes, tem-se:

$$\rho_{ij} = \frac{[Z_{ij}]^2}{\omega\mu_0} \quad (22)$$

e

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \frac{\text{Imag}(Z_{ij})}{\text{Real}(Z_{ij})}. \quad (23)$$

2.4 Profundidade de investigação

A partir das soluções para equações de difusão dos campos elétricos e magnéticos é possível deduzir uma expressão para a profundidade de investigação denominado *skin depth*. O skin depth relaciona a frequência do sinal e a resistividade do meio com a profundidade de penetração da onda eletromagnética, no qual a amplitude da onda decai por um fator de $\frac{1}{e}$. O skin depth pode ser determinado através da equação:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0\sigma\omega}}, \quad (24)$$

substituindo $\mu = m\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ e $\omega = 2\pi f$, temos:

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}, \quad (25)$$

onde δ é dado em metros, $\rho(\Omega.m)$ é a resistividade do meio em que a onda está difundindo e $f(Hz)$ é a frequência.

2.5 Dimensionalidade Geométrica

As respostas MT, e em particular as relações entre seus componentes, estão reduzidas a expressões específicas, dependendo da distribuição espacial da resistividade elétrica no meio estudado. Essas distribuições espaciais são conhecidas como estruturas geométricas (dimensionalidades), e podem ser classificadas como unidimensional (1-D), bidimensional (2-D) e tridimensional (3-D). Um aspecto importante da interpretação das informações contidas nos dados MT é o acesso à dimensão dessas estruturas, pois seu conhecimento condiciona a escolha da interpretação quantitativa a ser realizada.

2.5.1 Modelo de resistividade 1-D

Os modelos de resistividade 1-D são modelos em que a resistividade varia apenas com a profundidade, ou seja, $\rho = \rho(z)$. Um modelo em camadas é um exemplo de modelo 1-D. Para uma terra 1-D, os elementos diagonais do tensor de impedância, Z_{xx} e Z_{yy} são zero, enquanto os componentes fora da diagonal são iguais em magnitude, mas têm sinais opostos, independentes da rotação, ou seja,

$$Z_{1-D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{bmatrix} \quad (26)$$

Seguindo as equações de campo para a propagação em um espaço uniforme, nas equações $E_x = Ae^{-ikz} + Be^{ikz}$ e $H_y = \frac{k}{\omega\mu_0}(Ae^{-ikz} - Be^{ikz})$, podemos ver que, para um meio espaço uniforme, a impedância (de valor

complexo) no meio é dada por:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_z(\omega)}{H_y(\omega)} = \frac{\omega\mu_0}{k} \quad (27)$$

Tomando a norma e elevando ao quadrado temos,

$$\left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \left| \frac{\omega\mu_0}{k} \right|^2 = \frac{\omega\mu_0}{\sigma} \quad (28)$$

$$\frac{1}{\sigma} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \rho \quad (29)$$

que é a resistividade verdadeira em função da frequência. Na aproximação quase estacionária $= \sqrt{\omega\mu_0\sigma} \frac{1}{\sqrt{2}}(1+i)$, temos:

$$Z = \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{\sigma}} \frac{\sqrt{2}}{1+i} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{\sigma}} \frac{1-i}{\sqrt{2}} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{\sigma}} e^{i\pi/4} \quad (30)$$

Para o modelo de terra não homogênea, a resistividade aparente, $\rho_a(\Omega\text{m})$ é definida por:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z|^2 \quad (31)$$

Da mesma forma, a fase do tensor de impedância (complexo) é definida por:

$$\phi = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Imag}Z}{\text{Real}Z} \right] \quad (32)$$

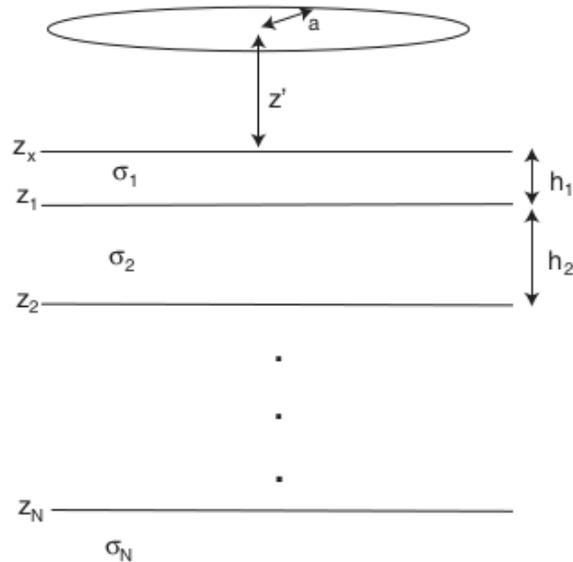


Figura 8: Exemplo de dimensionalidade geolétrica unidimensional (1-D) (CHAVES. A.D. & JONES A.G, 2012).

2.5.2 Modelo de resistividade 2-D

Considerando a indução eletromagnética para um modelo da Terra com variação da resistividade em duas dimensões. O strike geolétrico é paralelo ao eixo x , a resistividade varia apenas nas direções y e z , na direção x a resistividade não varia e todas as estruturas se estendem ao infinito.

Utilizando as equações (8) e (9), levando em consideração que $\partial E/\partial x=0$ e $\partial H/\partial x=0$, podemos separar o conjunto de equações resultantes em modo Transverso Elétrico (**TE**) com o conjunto E_x, H_y e H_z e modo Transverso Magnético (**TM**) com o conjunto H_x, E_y e E_z . O modo (TE) (polarização E) ocorre quando o campo elétrico está paralelo ao strike. O modo (TM) (polarização B) ocorre quando o campo magnético é paralelo ao strike. Os elementos diagonais do tensor de impedância para uma a dimensionalidade 2-D são iguais a zero:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (33)$$

onde,

$$Z_{xy}(\omega) = Z_{TE} = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (34)$$

$$Z_{yx}(\omega) = Z_{TM} = \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (35)$$

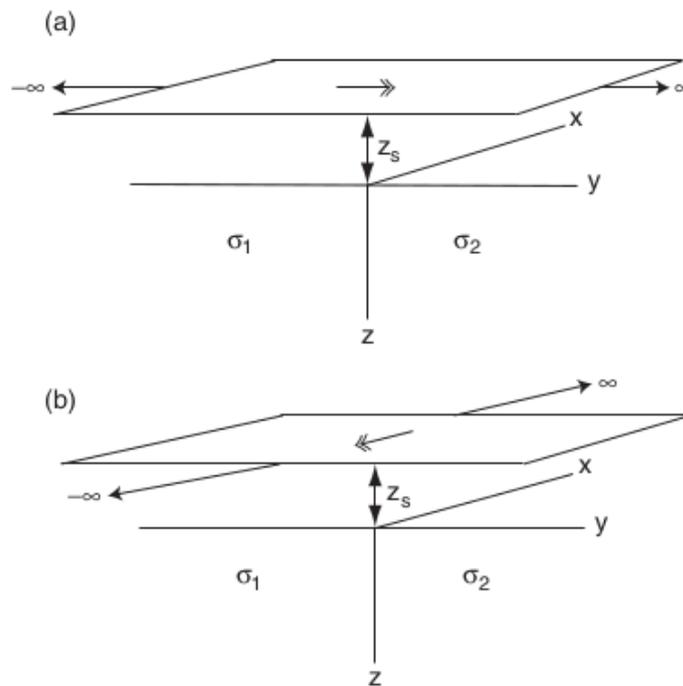


Figura 9: Exemplo de dimensionalidade geolétrica bidimensional (2-D) para o (a) Modo TM e (b) Modo TE (CHAVES. A.D. & JONES A.G, 2012).

2.5.3 Modelo de resistividade 3-D

Considerando a indução em um modelo tridimensional, a resistividade pode variar tanto nas direções x e y, quanto na direção z. No modelo Terra 3-D, o sistema torna-se mais complexo de ser trabalhado, entretanto é o que

melhor representa as situações geológicas reais. Para esse caso o tensor de impedância torna se completo:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}. \quad (36)$$

2.6 Resistividade elétrica das rochas

A resistência elétrica de um material se refere a capacidade de um material em se opor a passagem de corrente elétrica. A resistência elétrica é definida por:

$$R = \frac{V}{I}, \quad (37)$$

onde V é a voltagem e I é a corrente elétrica. Entretanto, essa propriedade física é uma característica intrínseca de cada material que depende da geometria do mesmo. Sendo assim é necessário o emprego de de uma outra propriedade física que possa descrever a capacidade do material em transmitir correntes elétricas e que seja independente dos fatores geométricos do corpo estudado. A propriedade física em questão é denominada resistividade (ρ). Esta definida pela equação:

$$\rho = \frac{R.A}{L}, \quad (38)$$

onde A é a área da seção do corpo, e L o seu comprimento. A unidade de resistividade é dada em ohm.m ($\Omega.m$)

A resistividade é uma das propriedades físicas mais variáveis. Certos minerais, como metais nativos e grafite, conduzem eletricidade via a passagem de elétrons. A maior parte dos minerais formadores de rochas é, entretanto, isolante, e a corrente elétrica é conduzida através de uma rocha principalmente pela passagem de íons nas águas dos poros. Assim, a maior parte das rochas conduz a eletricidade por processos eletrolíticos mais que por processos eletrônicos. (KEAREY et al, 2002). A porosidade é o principal controle

da resistividade de rochas, e que a resistividade geralmente aumenta com a diminuição da porosidade.

Entretanto, mesmo as rochas cristalinas com porosidade intergranular insignificante são condutoras ao longo de fraturas e fissuras. Sendo assim, sabendo que as rochas, além de serem um conjunto de minerais, apresentam uma determinada porosidade e que esses poros estão preenchidos por algum tipo de fluido (água, hidrocarbonetos, entre outros), não se pode apenas fazer uma média referente a quantidade de minerais constituintes da rocha. Os fluidos presentes nos poros das rochas em conjunto com os sais dos minerais poderão produzir soluções eletrolíticas, que interagirão com as demais propriedades físicas das rochas, alterando a resistividade e dando uma assinatura para cada tipo de rocha (rocha seca ou rocha saturada). A Figura 10 mostra o intervalo de resistividade esperado para alguns tipos de rochas.

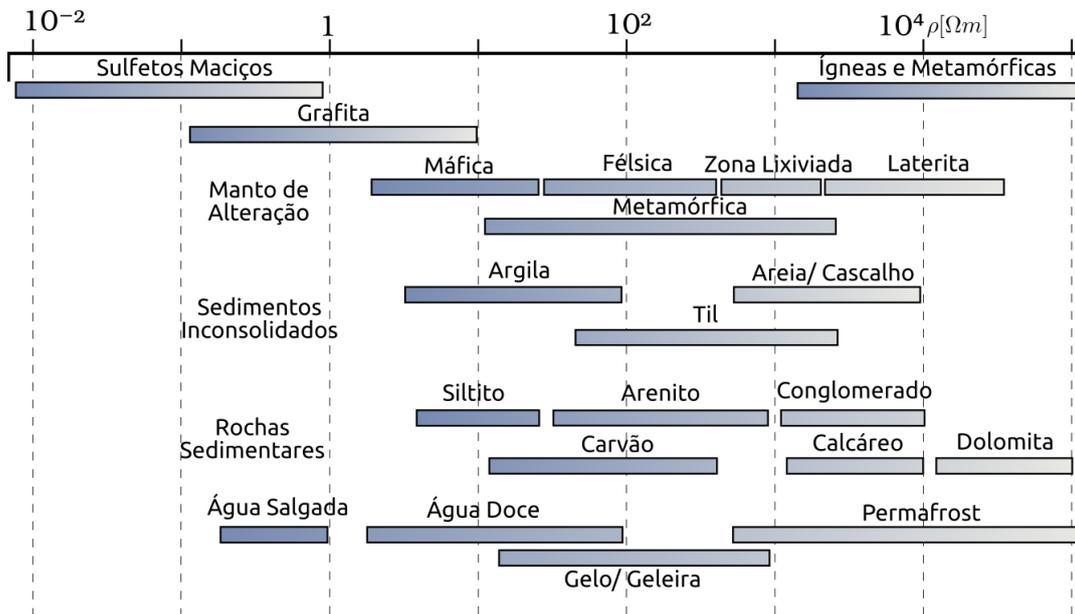


Figura 10: Faixa de valores de resistividade para minerais e rochas comuns da crosta terrestre.(SANTOS, 2012).

3 METODOLOGIA

3.1 Aquisição Magnetotelúrica

A aquisição de dados da campanha magnetotelúrica denominada como "SUC", correspondente a essa pesquisa, foi realizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Um total de 27 sondagens magnetotelúricas foram adquiridas em um perfil de aproximadamente 230 km. As estações de sondagens foram distribuídas ao longo das direções de E - N do estado de Mato Grosso do Sul, que se refere a região setentrional da Bacia do Paraná (Figura 1 e 2). A Figura 11 ilustra a disposição do sistema magnetotelúrico em campo para aquisição das cinco componentes ortogonais (H_x , H_y , H_z , E_x e E_y) do campo eletromagnético.

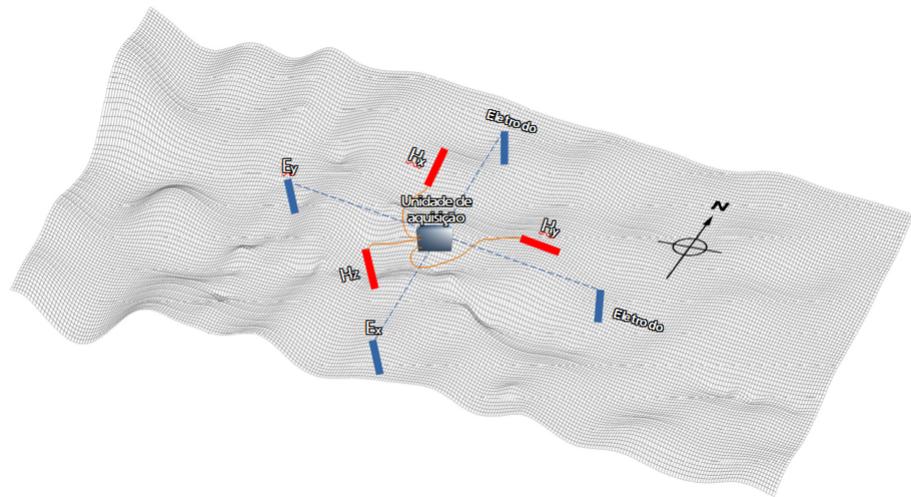


Figura 11: Configuração de aquisição MT.

3.2 Processamento dos dados

Segundo VOZOFF (1991) o objetivo do processamento de dados MT é extrair de sinais ruidosos um conjunto de funções repetíveis e suaves representando a resposta da Terra. A figura 12 representa, em fluxograma, o procedimento adotado para o processamento de dados MT nesta pesquisa.

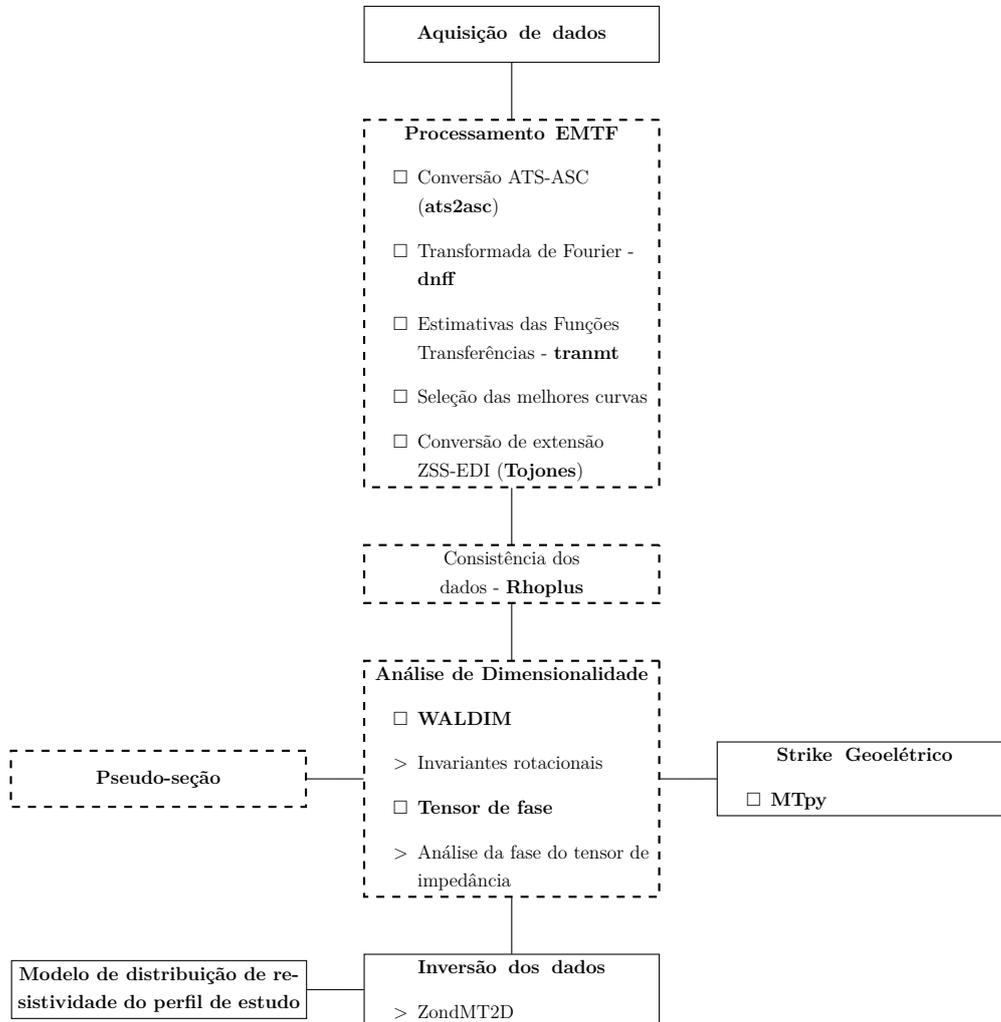


Figura 12: Fluxograma mostrando os passos do processamento de dados MT.

3.2.1 Processamento robusto

Nesta etapa do tratamento dos dados Magnetotelúricos consideraremos processamento robusto, toda etapa de pré processamento presente no fluxograma proposto pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão de Geofísica Espacial – GEOMA/DIDGE/INPE, identificados no fluxograma da figura acima pelos limites tracejados (SANTOS, 2012). Os dados registrados pelo equipamento possuem extensão binária (.ats), para fazer a estimativa do tensor de impedância utilizando o pacote de processamento robusto EMTF

(EGBERT, 1997) é necessário converter os arquivos (.ats) para a extensão (.asc). Portanto, a sub-rotina responsável pela conversão é a *ats2asc*.

Os dados Magnetotelúricos são registrados pelo equipamento em formato de séries temporais no domínio do tempo, entretanto devem ser convertidos para o domínio da frequência, para isso utilizamos a Transformada Rápida de Fourier (FFT).

No EMTF, a sub-rotina responsável por executar a Transformada Rápida de Fourier é a *dnff*. Além disso, através da *dnff* obtém-se os coeficientes de Fourier (em arquivo.f5) das séries temporais registradas. Nela, a série temporal é dividida janelas variadas, cujo tamanho é a relação entre o maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Portanto, quanto maior for a frequência de amostragem, maior será a quantidade de amostras em cada janela para realizar a análise espectral. Para cada banda (65536H, 4096H, 128H e 4H), aplicou-se o programa *dnff* nas diferentes janelas, de modo a estabelecer qual janela produziria curvas mais suaves de resistividade e fase visando aumentar a relação sinal/ruído. Assim, foram preparados os dados para o próximo passo, que consistiu no processo de estatística robusta através da sub-rotina *tranmt*.

Tabela 1: Bandas de frequências utilizadas pelo Dnff. Equipamento ADU-07

Banda	Código de Frequência	Frequência de amostragem
65536H	High frequency (HF)	65536 32768
4096H	Low frequency 1 (LF1)	65536 8192
128H	Low frequency 2 (LF2)	256 128
4H	Low frequency 3 (LF3)	128 64

A sub-rotina *tranmt* é utilizada para realizar a remoção dos chamados *Outliers* de cada segmento. Em estatística, os *Outliers* são tratados como medidas que se encontram relativamente afastadas da curva de medidas. Posterior a análise, obtêm-se a estimativa das componentes do tensor de impedância de onde se resultam os gráficos de resistividade aparente e fase (Figura 13).

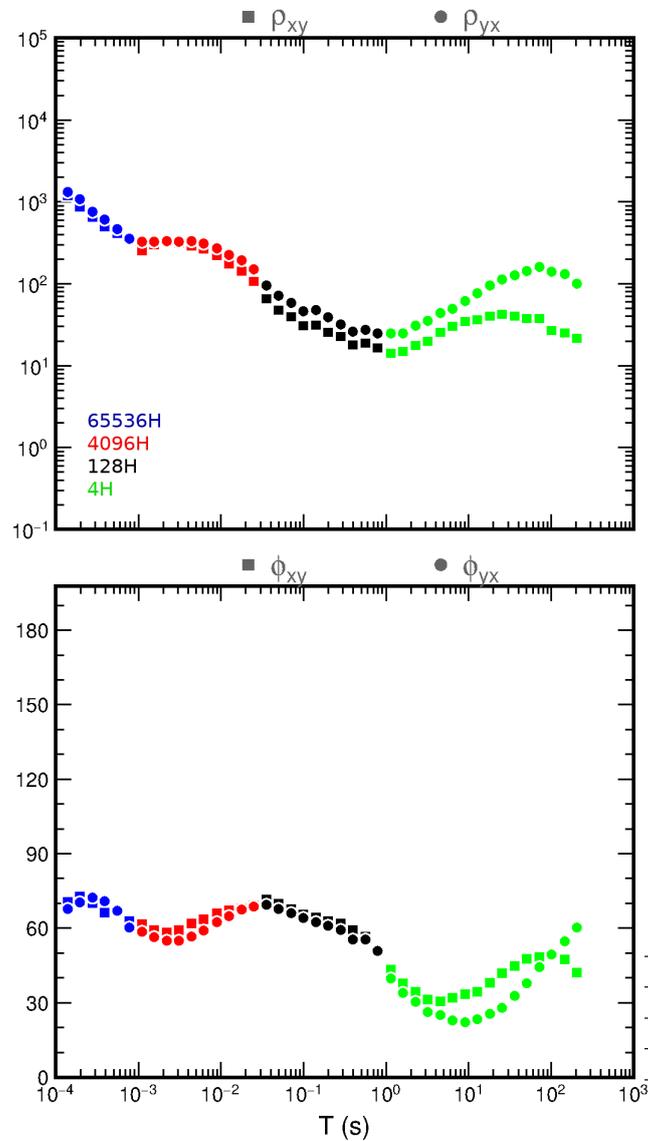


Figura 13: Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas 65536H, 4096H, 128H, 4H. Dados da estação suc22a.

Podemos verificar a consistência das respostas MT, comparando as curvas de resistividade aparente de cada estação com as resistividades calculadas através da fase medida, ambas são usualmente dependentes e se inter-

relacionam, de acordo com a relação da dispersão (VOZOFF, 1991):

$$\Phi(\omega) \approx \frac{\pi}{4} \left[1 + \frac{d \log \rho_a(\omega)}{d \log \omega} \right] \quad (39)$$

Para esta etapa utilizamos a sub-rotina *Rhoplus* (Parker & Booker, 1996.) A sub-rotina *Rhoplus* permite obter curvas interpoladas de resistividade aparente e fase que se ajustam a modelos unidimensionais (1-D) ou bidimensionais (2-D). A inconsistência da relação de dispersão entre as curvas de resistividade aparente e fase pode indicar a existência de distorções tridimensionais (3-D) nos dados ou problemas instrumentais (Figura 14).

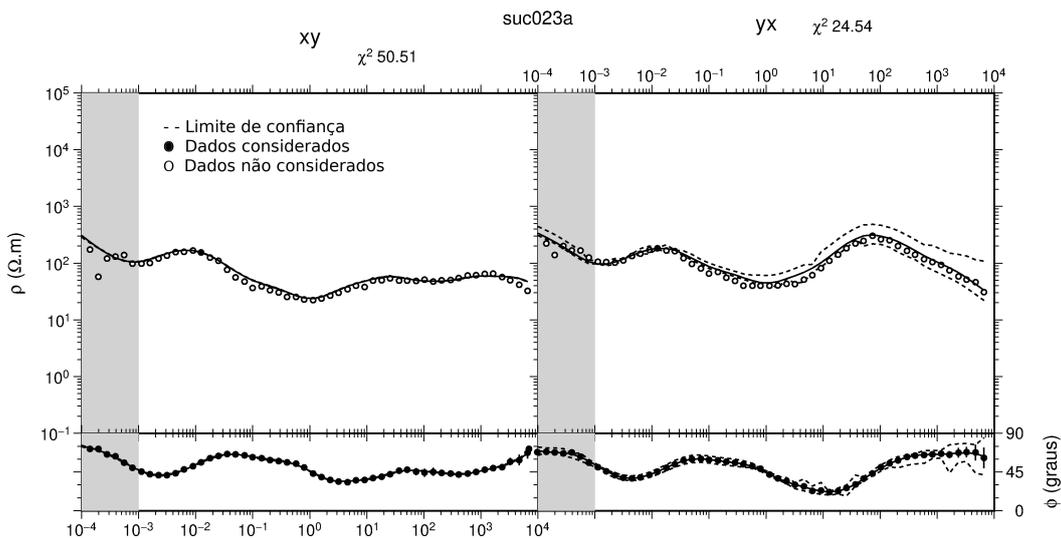


Figura 14: Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação suc023a.

3.2.2 Análise de dimensionalidade

A análise da dimensionalidade geoeletrica auxilia na caracterização e complexidade das estruturas regionais. Sua análise permite decidir qual é a melhor abordagem para a etapa de inversão e modelagem dos dados, além de ser um grande contribuinte na etapa de interpretação dos resultados. O código utilizado para realizar a análise de dimensionalidade geoeletrica foi o *WALDIM*

(MARTI et al, 2009). O código *WALDIM*, calcula os invariantes rotacionais para o tensor MT e determina a dimensionalidade em cada frequência para uma dada estação. O tensor MT ($M(\omega)$) é definido em função da impedância $Z(\omega)$ como:

$$M(\omega) = \frac{1}{\mu_0} Z(\omega) \quad (40)$$

A equação que relaciona o tensor MT com os campos elétricos e magnéticos é dado por:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} \\ M_{yx} & M_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (41)$$

Há um conjunto de escalares intitulados como invariantes rotacionais, que são grandezas obtidas a partir do tensor MT e que permanecem constantes mesmo aplicando uma rotação em relação a um dos eixos coordenados. A matriz de rotação tensorial $R(\Theta)$ em sua forma geral, pode ser representada por:

$$R = \begin{bmatrix} \cos(\Theta) & \sin(\Theta) \\ -\sin(\Theta) & \cos(\Theta) \end{bmatrix} \quad (42)$$

Aplicando uma rotação nos eixos x e y, ao redor do eixo z, sobre o tensor MT, obtém-se

$$M(\omega) = \begin{bmatrix} \xi_1 + \xi_3 & \xi_2 + \xi_4 \\ \xi_2 - \xi_4 & \xi_1 - \xi_3 \end{bmatrix} + i \begin{bmatrix} \eta_1 + \eta_3 & \eta_2 + \eta_4 \\ \eta_2 - \eta_4 & \eta_1 - \eta_3 \end{bmatrix} \quad (43)$$

onde :

$$\xi_1 + i\eta_1 = \frac{1}{2}(M_{xx} + M_{yy}) \quad (44)$$

$$\xi_2 + i\eta_2 = \frac{1}{2}(M_{xy} + M_{yx}) \quad (45)$$

$$\xi_3 + i\eta_3 = \frac{1}{2}(M_{xx} - M_{yy}) \quad (46)$$

$$\xi_4 + i\eta_4 = \frac{1}{2}(M_{xy} - M_{yx}) \quad (47)$$



sendo $i = 1, 2, 3$ e 4 . ξ e η são as componentes reais e imaginárias do tensor de impedância, respectivamente. Para simplificações futuras adotamos duas variáveis adimensionais, definidas por:

$$d_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j - \xi_j \eta_i}{(\xi_4^2 + \xi_1^2)^{0.5} (\eta_4^2 + \eta_1^2)^{0.5}} \quad (48)$$

$$s_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j - \xi_j \eta_i}{(\xi_4^2 + \xi_1^2)^{0.5} (\eta_4^2 + \eta_1^2)^{0.5}} \quad (49)$$

A partir das equações (41), (46) e (47) podem ser definidos os oito invariantes rotacionais de WAL (WEAVER et al., 2000) que estão associados à dimensionalidade do dado MT:

$$\begin{aligned} I_1 &= (\xi_4^2 + \xi_1^2)^{1/2}; \\ I_2 &= (\eta_4^2 + \eta_1^2)^{1/2}; \\ I_3 &= \frac{(\xi_2^2 + \xi_3^2)^{1/2}}{I_1}; \\ I_4 &= \frac{(\eta_2^2 + \eta_3^2)^{1/2}}{I_2}; \\ I_5 &= s_{41} = \xi_4 \eta_1 + \frac{\xi_1 \eta_4}{I_1 I_2}; \\ I_6 &= d_{41} = \xi_4 \eta_1 + \frac{\xi_1 \eta_4}{I_1 I_2}; \\ I_7 &= \frac{d_{41} - d_{23}}{Q}; \\ Q &= [(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2]^{1/2}. \end{aligned} \quad (50)$$

A equação 50, traz sete variáveis independentes entre si (I_1, I_2, \dots, I_7) e uma variável (Q) que depende dos valores de todas variáveis independentes. Os invariantes I_1 e I_2 estão diretamente relacionados a dimensionalidade geométrica e normalizam os outros invariantes. A figura 15 mostra como podemos dimensionar as estruturas em subsuperfície utilizando os invariantes de WAL. A resposta obtida pelo *WALDIM*, referente a esta pesquisa é

apresentada e discutida na seção 4.

Invariantes	Dimensionalidade Geométrica
$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6$; $I_7 = 0$ ou $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ e $\eta_4 \neq 0$)	$\rho_{1D} = \mu_0((I_1^2 + I_2^2)/\omega)$ e $\phi_{1D} = \tan^{-1}(I_2/I_1)$ 2D
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist 2D afetado por distorção Galvânica (Somente twist)
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D Distorção Galvânica sobre estrutura 1D ou 2D
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$; $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ e $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag Distorção Galvânica sobre estrutura 1D ou 2D gerando um tensor MT diagonal
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D Caso geral de uma distorção Galvânica sobre uma estrutura 2D
$I_7 \neq 0$	3D com ou sem distorção Galvânica

Figura 15: Critérios de dimensionalidade em concordância com os critérios de WAL para valores de invariantes rotacionais do tensor Magnetotelúrico. (BENEVIDES, 2019). Original de (MARTI et al, 2009).

Outra maneira de se analisar a dimensionalidade geométrica das estruturas em subsuperfície é por meio da análise da fase do tensor de impedância, descrito por (BIBBY et al., 2005; CALDWELL et al., 2004). Nesta metodologia o tensor de fase pode ser representado por um elipsoide e é geralmente caracterizado pelos parâmetros fundamentais: ϕ_{min} , ϕ_{max} e o ângulo skew (β) do tensor. Em termos de quantidade, esses parâmetros podem ser expressos pelas expressões abaixo, respectivamente:

$$\phi_{min} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} - (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2}, \quad (51)$$

$$\phi_{max} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} + (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2}, \quad (52)$$

e

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_3}{\phi_1} \right). \quad (53)$$

O tensor de fase pode ser representado graficamente como uma elipse

(Figura 16) cujo eixos maior e menor são representados pelos valores de ϕ_{max} e ϕ_{min} , respectivamente, o ângulo que o eixo de referência da elipse faz com o ϕ_{max} é representado por β , enfim, entre o eixo de referência e o sistema de coordenadas existe um ângulo (α) que exprime a dependência do tensor no sistema de coordenadas cartesianos, expresso matematicamente como:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_{12} + \phi_{21}}{\phi_{21} + \phi_{22}} \right). \quad (54)$$

Na análise da dimensionalidade por essa metodologia é considerando o aspecto geométrico da elipse:

Estrutura 1-D: nesse caso a representação da elipse reduz-se a um círculo, ou seja $\phi_{max} = \phi_{min}$ e $\beta=0$;

Estrutura 2-D: a condição necessária para estruturas 2-D é $\beta= 0$ ou β igual ou menor que um threshold escolhido;

Estrutura 3-D: nesse caso β mede à assimetria causada por estruturas 3-D presentes em subsuperfície. Quanto maior o valor de β mais as estruturas estão distantes de um comportamento 2-D;

Valores de fase máxima e mínima $\tan^{-1}(\phi_{max})$ e $\tan^{-1}(\phi_{min})$, respectivamente, são utilizados para avaliar a presença de condutores. A medida que esses ângulos aumentam a partir de 45° a influência das correntes indutivas no condutor se tornam dominantes na região (CALDWELL et al., 2004).

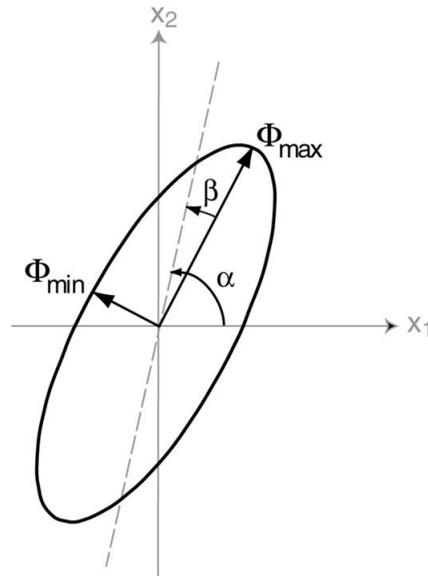


Figura 16: Representação do tensor de fase com seus devidos parâmetros. (CALDWELL et al., 2004).

3.3 Rotação do tensor impedância

Uma das vantagens do método MT é a possibilidade de fazer a aquisição dos dados em qualquer direção das componentes ortogonais X e Y, pois os campos medidos podem, durante o processamento, serem rotacionados para as direções paralela e ortogonal ao *strike geoeletrico* (MENEZES, 2013). Para isso utilizamos a relação:

$$Z^r = RZR^T, \quad (55)$$

onde Z^r é a impedância rotacionada e Z é a impedância no sistema de coordenada utilizado na aquisição. R e sua transposta R^T são as matrizes de rotação para o ângulo de *strike geoeletrico*. A determinação do *strike geoeletrico* é de fundamental importância na interpretação de dados MT. Em uma situação 2-D ideal, o ângulo θ torna nulas as componentes Z_{xx} e Z_{yy} da diagonal principal do tensor impedância. Na prática, raramente a terra apresenta um comportamento francamente 2-D. Desse modo estimamos um

valor de θ que minimize os elementos da diagonal principal ou maximize os elementos da diagonal secundária (MENEZES, 2013). Segundo SWIFT (1967) o *strike* pode ser estimado analiticamente através da relação:

$$4\theta = \alpha \tan \left(\frac{[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^c + (Z_{xx} - Z_{yy})^c(Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|} \right) \quad (56)$$

Para obter o strike geoeétrico da região de estudo utilizou-se o pacote python **MTpy** desenvolvido por KRIEGER&PEACOCK, (2014). A resposta obtida remeteu a um strike de direção N43E.

3.4 Inversão e Modelagem

Para realizar a inversão e modelagem das respostas MT, optou-se por utilizar o software comercial *Zond2DMT* versão demo. O software suporta a entrada de dados em formatos, REBOCC (*.shc), EDI, Mackie (*.inp), ZondMT1D (*.mdf), J format, StrataGem, IPI2WinMT, Zonge AVG. O software *Zond2DMT* utiliza o algoritmo **Occam** (CONSTABLE et al., 1987) para realizar a inversão dos dados magnetotelúricos.

A inversão do 1-D Occam usa o fator de rugosidade. O problema eletromagnético na inversão de Occam é um caso não linear. Em geral, o problema de encaminhamento do problema 1-D MT que relaciona os dados observados e os parâmetros do modelo procurado é expresso como:

$$d = F[m] \quad (57)$$

onde d é a matriz de dados e F é funcional para frente, enquanto m é a matriz dos parâmetros do modelo. Na k -ésima iteração, os parâmetros estimados do modelo são obtidos resolvendo a seguinte equação:

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^t \partial + (W J_k)^t W J_k]^{-1} (W J_k)^t W d_k \quad (58)$$

onde μ é um multiplicador de Lagrange, W é a matriz diagonal ponderada ($M \times M$) e J é matriz Jacobiana.

A inversão 2-D Occam é uma expansão da inversão 1-D Occam. Na k -ésima iteração, os parâmetros estimados do modelo são obtidos resolvendo a seguinte equação:

$$m_{k+1} = \left[\mu(\partial_y^t \partial_y + \partial_z^t \partial_z) + (W J_k)^t \right]^{-1} (W J_k)^t W \quad (59)$$

onde ∂_y é a matriz de rugosidade para descrever lateralmente diferentes parâmetros do modelo e ∂_z é a matriz de rugosidade para descrever verticalmente o parâmetro do modelo.

Por se tratar de uma licença demo, o software possui algumas limitações nos números de estações a serem processadas, 10 estações por processo. Para contornar essa limitação, o resultado de inversão e o modelo final foram salvos em arquivos.dat para posteriormente serem processados utilizando o pacote *Generic Mapping Tools - GMT* (WESSEL et al, 2019). O *GMT* é uma coleção de código aberto de cerca de 80 ferramentas de linha de comando para manipular conjuntos de dados geográficos e cartesianos (incluindo filtragem, ajuste de tendências, grade, projeção, entre outros) e produzir ilustrações PostScript que variam de simples gráficos xy através de mapas de contorno a artificialmente superfícies iluminadas e vistas em perspectiva 3-D.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Análise de dimensionalidade

Na resposta obtida por meio do código WALDIM, a disposição das estações é integrada ao eixo horizontal, consistindo no eixo vertical os períodos em que as medidas foram realizadas (Figura 17). A avaliação da resposta se deu por meio da divisão do período em 6 bandas limitadas de $10^{-4}s$ a 10^4s , obtivemos um total de 1940 casos, sendo 504 casos considerados 1-D, 355 casos 2-D, 26 casos 3-D/2-Dtw, 104 casos 3-D/2-D, 683 casos reconhecidos como 3-D, 123 casos 3-D/1-D2-D e 145 casos como indeterminados.

Na análise da dimensionalidade geolétrica por meio do tensor de fase (Figura 18) observa-se uma similariedade com a resposta obtida pelo código

WALDIM. As duas metodologias demonstraram que a área de estudo possui uma carácter complexo e de predominância tridimensional (3-D). Entretanto, por motivos computacionais optou-se por realizar o procedimento de inversão bidimensional(2-D) dos dados.

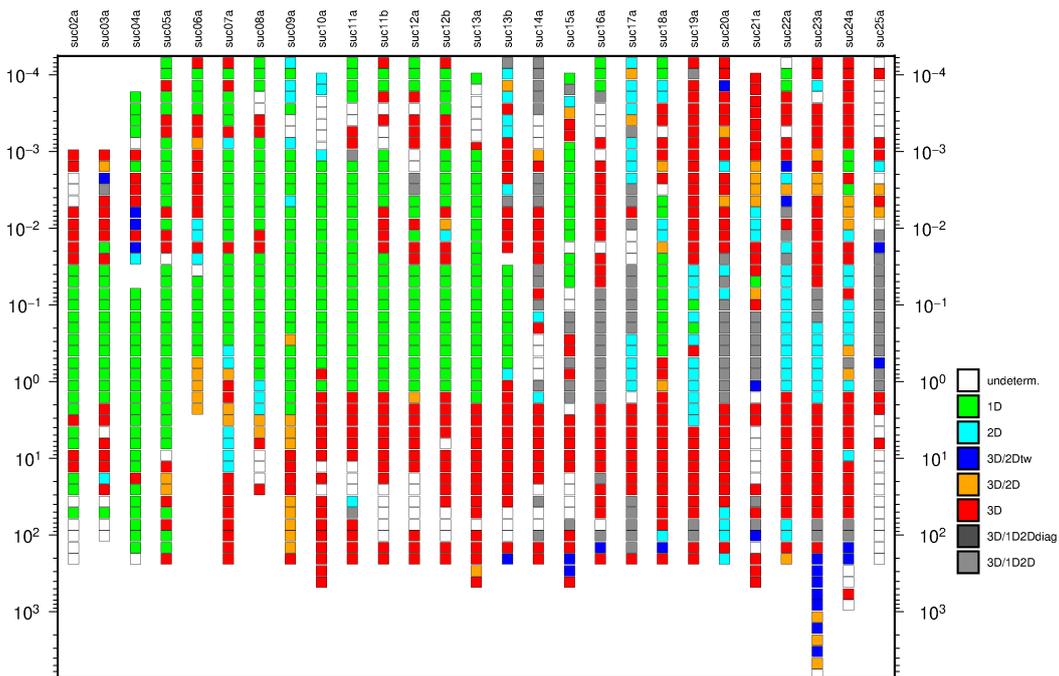


Figura 17: Análise de dimensionalidade pelos invariantes rotacionais do tensor de impedância para o perfil de estudo.

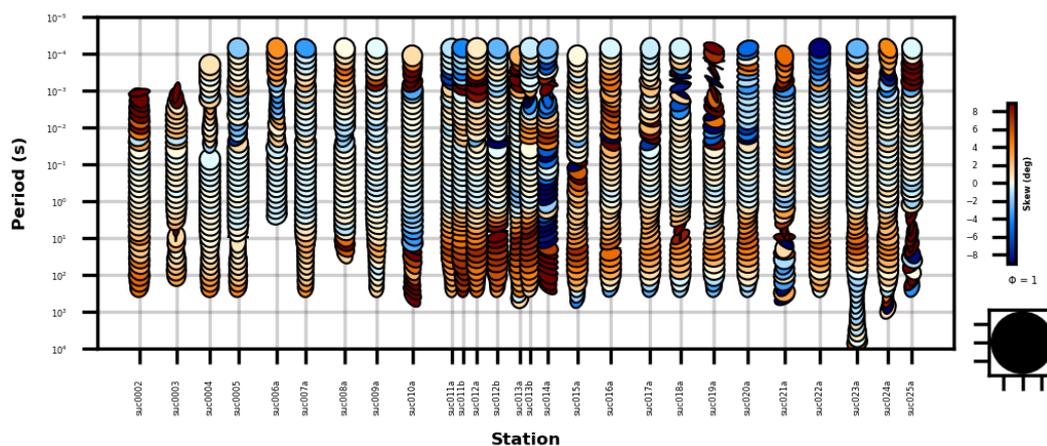


Figura 18: Resultado da análise de dimensionalidade por tensor de fase.

4.2 Pseudo-seções

Usualmente as respostas de um perfil MT são apresentados na forma de pseudo-seções, que consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as sondagens. Como as frequências têm relação próxima com a profundidade de medida, as pseudo-seções fornecem visualização aproximada da variação da resistividade aparente tanto lateralmente como em profundidade.

Nas pseudo-seções a posição das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos em que as medidas foram realizadas constituem o eixo vertical e os valores da resistividade aparente e fase são representados na interseção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. A inspeção dessas pseudo-seções é uma forma conveniente de se ter uma visão preliminar das principais estruturas geológicas do perfil.

Para estruturas 2-D, os dados podem ser separados em dois modos independentes, com corrente elétrica fluindo paralela (TE) e perpendicular (TM) à direção do strike geológico, aproximadamente na direção nordeste (NE). As figuras 19, 20, 21 e 22 mostram as pseudo-seções das resistividade aparente

e fase dos modos TM e TE ao longo do perfil para o período de $10^{-4}s - 10^4s$.

Nas pseudo-seções de resistividade aparente do modo TE e modo TM, caracteriza-se o embasamento cristalino sob a Bacia do Paraná entre o período de $1s - 10^{-4}s$. Entre o período de $10^{-4}s - 10^{-3}s$ foi possível imagear uma camada condutiva ($10\Omega.m - 30\Omega.m$) que abrange todo o perfil de estudo, e pode estar relacionada com os sedimentos condutivos pré vulcânicos da Bacia do Paraná. Acima desse período, em ambos os modos, foi possível imagear uma camada superficial pouco mais resistiva ($300\Omega.m$). Essa camada fica melhor evidenciada nas pseudo-seções de fase, onde se observa que a camada possui extensão por todo o perfil, podendo estar relacionada ao basalto da Formação Serra Geral (Figura 21 e 22).

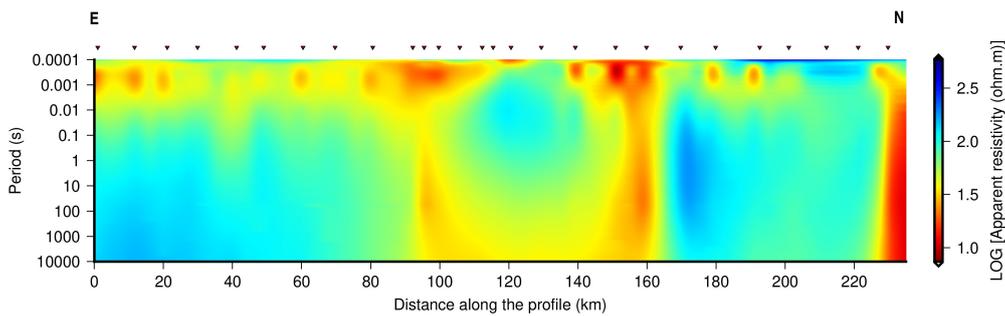


Figura 19: Resultado da pseudo-seção de resistividade modo TE do perfil de estudo.

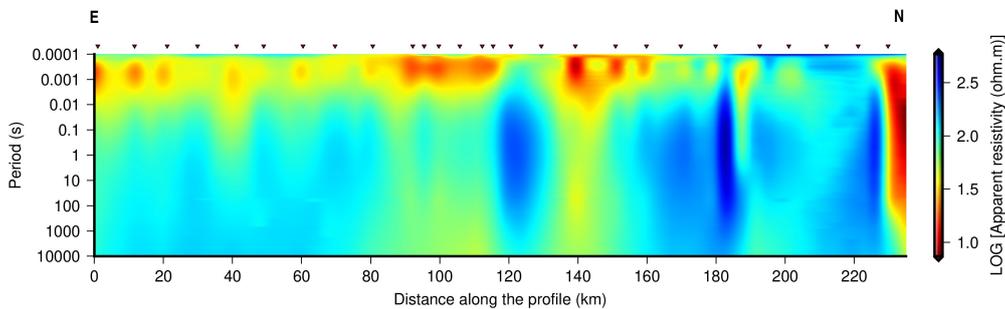


Figura 20: Resultado da pseudo-seção de resistividade modo TM do perfil de estudo.

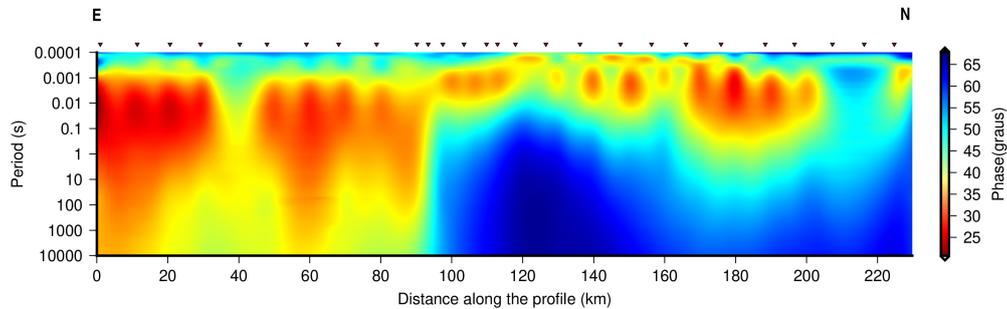


Figura 21: Resultado da pseudo-seção de fase modo TE do perfil de estudo. Enfatiza-se o afinamento da estrutura crustal da Bacia do Paraná.

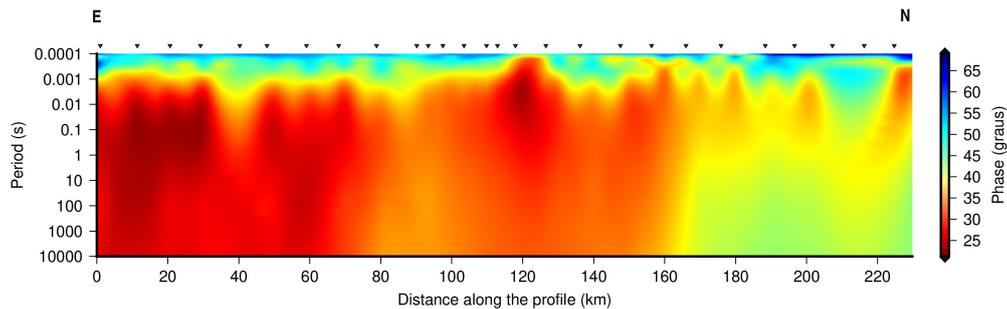


Figura 22: Resultado da pseudo-seção de fase modo TM do perfil de estudo.

4.3 Resultado da Inversão

Para a inversão dos dados realizou-se a inversão simultânea dos modos TE e TM. O ajuste final do modelo foi a iteração com menor RMS. O modelo gerado possui um RMS de 3,68% (Figura 23). No modelo proposto, admitindo a resistividade inicial como sendo de $100\Omega.m$, observa-se uma camada pouco resistiva ($200\Omega.m$) de aproximadamente 500 metros de profundidade e 25 km de extensão, que pode estar relacionado ao basalto da Formação Serra Geral (Jurássica-Eocretácica). Em maior profundidade, aproximadamente entre 1 km e 3 km, observa-se uma estrutura condutiva ($30\Omega.m - 50\Omega.m$) e extensa, que abrange todo o perfil de pesquisa, associando a resposta do modelo com a geologia disponível, sugere-se que essa camada condutiva corresponde aos

sedimentos condutivos pré vulcânicos da Bacia do Paraná. A terceira camada (aproximadamente 4.5 km - 6.5 km, de profundidade), possui alta resistividade ($500\Omega.m - 3000\Omega.m$), e pode estar relacionado com o embasamento cristalino da Bacia do Paraná. Entre as estações suc10 - suc12a é possível identificar um possível ponto de espalhamento vulcânico (dique) que intrude o embasamento cristalino da bacia, o mesmo ocorre entre as estações suc19 - suc20.

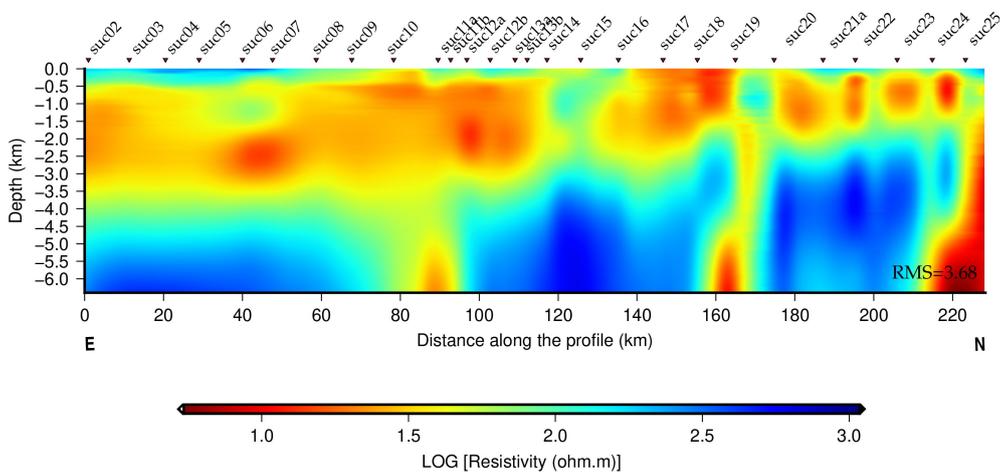


Figura 23: Modelo 2-D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 6 km.

5 CONCLUSÃO

A inversão bidimensional obteve resultados satisfatórios, condizendo com o que se esperava do meio geológico descrito por MILANI (1997). Para a faixa de frequência utilizada, foi possível imagear estruturas de profundidade superficiais a estruturas pouco mais profundas e, possíveis presença de diques intrudindo o embasamento cristalino da bacia.

As pseudo-seções de fase modo TE e TM, demonstraram informações relevantes acerca da estrutura crustal da bacia, evidenciando o seu afinamento para a direção NW do estado do Mato Grosso do Sul.

A análise da dimensionalidade geométrica do meio foi de grande importância para o desenvolvimento da inversão. As respostas obtidas tanto pelo código de *Waldim* como pelo *Tensor de Fase* demonstraram que a região de estudo é caracterizada por estruturas complexas com pré-domínio 3-D. Recomenda-se que em continuidade a esta pesquisa seja feita a inversão tridimensional dos dados magnetotélúrico deste perfil, para uma melhor compreensão da mesma.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bibby H, Caldwell T & Brown C. 2005. Determinable and non determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, v. 163, n. 3, pp. 915–930.

Cagniard L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, v. 18, p.605-635. Caldwell TG, Bibby HM & Brown C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, v. 158, n. 2, pp. 457– 469.

Constable C.S., & Parker R & Constable G.C. 1987. Occams ' inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data.

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

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2002) An introduction to geophysical exploration. 3 ed. Oxford: Blackwell, 262 p.

Krieger, L., Peacock, J. R., 2014, MTyp: A Python toolbox for magnetotellurics, *Computers & Geosciences*, v. 72, pp. 167–175.

Marti A, Queralt P & Ledo J. 2009. WALDIM: A Code for the Dimen-

sionality Analysis of Magnetotelluric Data Using the Rotational Invariants of the Magnetotelluric Tensor. *Computers Geosciences*, v. 35, n. 12, pp. 2295–2303.

Menezes PTL. 2013. *Fundamentos do Método Magnetotelúrico na exploração de Hidrocarbonetos*. Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 183 p.

Milani EJ. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Milani E. J., França A. B., Medeiros R., Rochas geradoras e rochas reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 2007, vol. 15, p. 135.

Molina EC & Ussami N. 1989. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v. 19, p. 187-196.

Parker RL & Booker JR. 1996. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98(3-4):269-282.

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

Santos ACL. 2012. *Imageamento Magnetotelúrico de Estruturas da Litosfera na Porção SE da Província Borborema*. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 159 p.

Scheffler MS. & Martins RG. 2010. *Revisão sobre a paleontologia no es-*

tado do Mato Grosso do Sul: fósseis e afloramentos descritos. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium* 1 (2010) 65-99.

Swift CM. 1967. Magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern. United States:PhD thesis, MIT, Cambridge, MA.

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

Vozoff K. 1991. The magnetotelluric method. In: *Society of Exploration Geophysicists*. ed. Nabighian, M.N 3,972, Chapter 8: 641-711.

Zalan PV, Wolff S, Conceição JCJ, Vieira IS, As-Tolfi MAM, Appi VT & Zanotto OA. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 242-252