



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

KAREN MARIA LEOPOLDINO OLIVEIRA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS (MAGNETOMETRIA, GRAVIMETRIA E
MAGNETOTELÚRICO) NA BORDA NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, NW
DO CEARÁ, BRASIL.**

FORTALEZA

2016

KAREN MARIA LEOPOLDINO OLIVEIRA

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS (MAGNETOMETRIA, GRAVIMETRIA E
MAGNETOTELÚRICO) NA BORDA NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, NW
DO CEARÁ, BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Mariano
Gomes Castelo Branco

FORTALEZA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

-
- O47i Oliveira, Karen Maria Leopoldino.
Integração de dados geofísicos (magnetometria, gravimetria e magnetotélúrico) na borda Nordeste da Bacia do Parnaíba, NW do Ceará, Brasil / Karen Maria Leopoldino Oliveira. – 2016.
110f. : il., color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2016.
Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.
Orientação: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco.

1. Geofísica. 2. Bacias (Geologia). 3. Geodinâmica. I. Título.

KAREN MARIA LEOPOLDINO OLIVEIRA

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS (MAGNETOMETRIA, GRAVIMETRIA E
MAGNETOTELÚRICO) NA BORDA NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, NW
DO CEARÁ, BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em 27/04/2016

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck
Universidade de Brasília - UnB

Dr. Francisco Nepomuceno Filho
Universidade Federal do Ceará - UFC

À Rita Marques Leopoldino.

AGRADECIMENTOS

A Deus.

A toda minha família, por sempre acreditarem em mim, especialmente à minha mãe e ao meu irmão por todo amor, dedicação, carinho e paciência durante toda minha vida. À minha avó, Rita Marques Leopoldino (*in memoriam*), pelo apoio, amor, cuidado e por ter sido tão guerreira. Certamente a maior dor que já senti na vida foi a nossa despedida.

Ao meu orientador, professor Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco, por ter me orientado mais de uma vez, pela confiança, disponibilidade, paciência e participação imprescindível e decisiva para a conclusão deste trabalho.

Ao meu amigo Nilo Junior pela contribuição dada desde a submissão da proposta de mestrado até o desfecho final da dissertação, por me ensinar a arte do processamento e interpretação dos métodos potenciais e pelo carinho prestado a mim e a minha família.

Ao INCT-ET pelo apoio financeiro cedido na etapa de campo essencial para a realização dessa dissertação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal De Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro com a concessão da bolsa de estudo. Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela cessão dos dados geofísicos.

À banca examinadora, Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck (UnB) e Prof. Dr. Francisco Nepomuceno Filho (UFC) por aceitarem o convite de participação, contribuindo assim com críticas e sugestões relevantes no intuito de aprimorar o trabalho.

Ao Prof. Dr. Fernando Santos da Universidade de Lisboa por ter apresentado uma introdução sobre o processamento do método Magnetotelúrico.

Aos amigos e companheiros de campo Nilton, Zé do Gado e Fernando. Obrigada por todo o esforço e por fazerem dar certo.

A todos os professores do Departamento de Geologia da UFC que contribuíram para minha formação profissional e passaram-me grandes ensinamentos de vida, tenho muito a agradecer aos professores Afonso, Clóvis, Christiano, Zé Airton, Wellington, Neivaldo (atualmente na UFSC) e David (atualmente na UFRN).

Aos amigos do LGPSR, Fabiano, Ricardo, Nilton, Fernando, Zé do Gado, Ailton, Sérgio, Jackson, Jonathan, Milenko e Cláudia. Obrigada por tudo! Ao grande amigo Nilton pelas discussões, parceria e aprendizado ao longo dessa nossa nova jornada sobre o método Magnetotelúrico.

Aos amigos do programa de pós-graduação da UFC, especialmente para a Ana Clara e Joni Marques, pelas discussões geológicas e parceria nos eventos e cursos.

Agradeço imensamente ao meu namorado Felipe Nobre Moura pela compreensão ao tempo que me dedico à vida acadêmica e apoio quando bate o desânimo. À família Nobre Moura pelo carinho.

“O maior obstáculo para a descoberta não é a ignorância, é a ilusão do conhecimento”.

Daniel Boorstin

RESUMO

Este trabalho apresenta o resultado de estudo integrado de dados geofísicos (magnetometria, gravimetria e magnetotelúrico) realizado na borda nordeste da Bacia do Parnaíba (BP), NW do Ceará. Esta área sofreu reativações tectônicas de falhas importantes associadas à parte norte do Lineamento Transbrasiliano, localmente conhecida como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) e possui dois baixos gravimétricos que foram interpretados, em trabalho prévio, como grábens. Interpretações qualitativas e quantitativas foram realizadas nos dados geofísicos, visando melhor entendimento das relações tectonoestratigráficas que envolvem a borda nordeste da BP, com base na determinação dos principais lineamentos geofísicos, geometria e profundidade das fontes. Os resultados mostram compartimentação estrutural caracterizada por lineamentos de 1ª ordem dispostos na direção NE-SW e de 2ª ordem dispostos nas direções E-W e NW-SE. Foi realizada estimativa de profundidade de fontes magnéticas e gravimétricas por meio da Deconvolução de Euler 2D em perfil de direção NW-SE, perpendicular às zonas de cisalhamento brasileiras e aos dois baixos gravimétricos. Medidas de densidade de rochas aflorantes e informações geofísicas de trabalhos anteriores próximos à região foram incorporados com intuito de restringir o universo de soluções e tornar o modelo geofísico mais realístico. Os resultados para as estimativas de profundidade no perfil magnético e gravimétrico mostram que a borda nordeste da BP possui fontes com profundidades de até 5 km. A Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras (ZCCI) e a ZCSPII, que não são bem marcadas em superfície, aparecem bem pronunciadas em subsuperfície nos diversos mapas e modelos geofísicos. Outros lineamentos de expressão e profundidades semelhantes aparecem bem marcados pelas soluções de Euler 2D na região de Tianguá, Ubajara e Ibiapina. A partir do mesmo perfil sobre o mapa de anomalias Bouguer residual foi gerado modelo geológico 2D, objetivando melhor caracterizar a geometria e profundidade das fontes e, assim, promover resultados mais confiáveis do ponto de vista geológico. A seção magnetotelúrica mostra que a borda nordeste da BP é marcada por baixos e altos valores de resistividade, esclarecendo a geometria assimétrica do embasamento da bacia, e que a espessura máxima do pacote sedimentar alcança aproximadamente 3 km. Anomalias resistivas de mergulho subvertical apontam para feições que podem representar as zonas de cisalhamento brasileiras que parecem balizar as feições grabeniformes da região. Tais feições podem indicar áreas com maiores probabilidades de sucesso na busca de águas subterrâneas.

Palavras-chave: Métodos Potenciais, Método Magnetotelúrico, Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

An integrated study of geophysical data (magnetic, gravity and magnetotelluric) was undertaken in the northeast edge of Parnaíba Basin, NW Ceará. The development of the basin suffered tectonic reactivation of major faults associated with the north part of Transbrasiliano Lineament, known locally as Sobral-Pedro II Shear Zone (SPIISZ), and has two gravimetric low interpreted as grabens in previous work. Qualitative and quantitative interpretations of geophysical data were performed in order to understanding tectonostratigraphy relationships involving the northeast part of Parnaíba Basin based on main geophysical lineaments, geometry and depth of sources. The results show structural lineaments partitioning characterized by lineaments in the 1st NE-SW order direction and 2nd EW and NW-SE order directions. The depth of the magnetic and gravity sources was estimated using 2D Euler deconvolution from NW-SE geophysical profile, perpendicular to Brasiliano shear zones and two gravimetric lows. Outcropping rock density measurements and geophysical information from previous work in the area were integrated to constrain modeling. The magnetic and gravity profiles of the northeast edge of Parnaíba basin estimated sources up to 5 km depth. The Café-Ipueiras shear zone and SPIISZ that is not marked on the surface appear much pronounced in the various maps and subsurface geophysical models. Another lineament with similar expression appears well marked by the 2-D Euler solutions in the Tianguá, Ubajara and Ibiapina region. 2D gravimetric models were generated over the Residual Bouguer Map in order to obtain more reliable results, compatible with geological knowledge. The 2D magnetotelluric inversion shows that the northeast edge of the Parnaíba Basin is marked by low and high resistivity values, and maximum thickness of the sedimentary package reaches approximately 3 km. Subvertical dipping resistive anomalies point features that can represent Brasiliano shear zones which seem to limit the graben features that occur in the region. Such features may indicate areas with greater chances of success in the exploitation of groundwater.

Keywords: Potential Methods, Magnetotelluric Method, Parnaíba Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da borda oriental da Bacia do Parnaíba (Projeto do LGPSR com a CPRM). O perfil MT está marcado em vermelho dentro do retângulo de mesma cor (Fonte: arquivo interno do LGPSR, 2013).....	4
Figura 1.2: Mapa de localização destacando a área de estudo (MDT).....	6
Figura 2.1: Mapa de localização dos projetos aeromagnéticos utilizados na pesquisa.....	8
Figura 2.2: Mapa da área de estudo com a distribuição das estações gravimétricas.....	10
Figura 2.3: Configuração esquemática para levantamento magnetotelúrico utilizando o Arranjo em Cruz (Fonte: Pedrosa, 2015).....	11
Figura 2.4: A) Detalhe da ADU, conexão e bateria para 20 horas de aquisição de dados; B) Eletrodo não polarizado e bobina para medições do campo elétrico; C) Bobinas de indução do campo magnético; D) Nivelamento e orientação da bobina de indução; E) Estação MT 8 completamente montada; F) Estação MT 5.....	12
Figura 3.1: Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (Fonte: Bizzi <i>et al.</i> , 2003).....	16
Figura 3.2: Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Modificado de Vaz <i>et al.</i> , 2007).....	22
Figura 3.3: Mapa Geológico destacando as principais unidades litoestratigráficas e estruturas na área de estudo. DMC: Domínio Médio Coreaú; DCC: Domínio Ceará Central; ZCSPII: Zona de Cisalhamento Sobra-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras; ZCC: Zona de Cisalhamento Cariré; EDCA: Enxame de diques Coreaú-Aroeiras (Modificado de Cavalcante <i>et al.</i> , 2003).....	27
Figura 3.4: Formação Tianguá. Arenitos com acamamento horizontal capeando calcários epimetamórficos do embasamento, com dolinas. Serra de Ubajara. Parque Nacional de Ubajara, Ceará. (Fonte: Santos e Carvalho, 2009).....	28
Figura 3.5: Formação Tianguá. Bancos horizontais com estratificações cruzadas tipo “espinha-de-peixe”. Parque Nacional de Ubajara, Ceará (Fonte: Santos e Carvalho, 2009).....	28
Figura 3.6: Distribuição dos poços de água subterrânea da área de estudo (os dados foram obtidos do cadastro nacional de água subterrânea da CPRM).....	31
Figura 4.1: Etapas de processamento dos dados aeromagnéticos da área de estudo. CMA – Campo Magnético Anômalo; DER_X – Primeira Derivada Horizontal em X; DER_Y – Primeira Derivada Horizontal em Y; DER_Z – Primeira Derivada Vertical em Z; AGHT: Amplitude do Gradiente Horizontal Total; ASA: Amplitude do Sinal Analítico.....	34

Figura 4.2: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico da área de estudo.....	35
Figura 4.3: Amplitude do Gradiente Horizontal Total da área de estudo.....	36
Figura 4.4: Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área de estudo.....	37
Figura 4.5: Mapa com os principais lineamentos interpretados na área de estudo. Notar diagrama de roseta com forte tendência NE e lineamentos subordinados NW e E-W.....	38
Figura 4.6: Nuvens de soluções para Deconvolução de Euler 3D com índice estrutural 3 na área de estudo. Com destaque as falhas regionais presentes no mapa geológico (linha em preto). FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliano.....	40
Figura 4.7: Mapa de anomalias Bouguer Completo da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.....	41
Figura 4.8: Espectro de potência radial médio do campo gravimétrico anômalo Bouguer da área estudada.....	42
Figura 4.9: Mapa de anomalias gravimétricas regionais da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.....	43
Figura 4.10: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da borda nordeste da Bacia do Parnaíba com destaque para o perfil utilizado na modelagem e deconvolução de Euler 2D.....	44
Figura 4.11: Mapa de anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.....	45
Figura 4.12: Mapa com os principais lineamentos interpretados na área de estudo. Notar diagrama de roseta com forte tendência NE e lineamentos subordinados NW e E-W.....	46
Figura 4.13: Interpretação gravimétrica na borda nordeste da Bacia do Parnaíba com a localização das principais estruturas gravimétricas (G- Grábens; H- Horsts).....	47
Figura 4.14: Nuvens de soluções para Deconvolução de Euler 3-D com índice estrutural 0 na área de estudo. Com destaque as falhas regionais presentes no mapa geológico (linha em preto). FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliano.....	48
Figura 4.15: Modelagem gravimétrica 2D com as densidades adotadas e os dados gravimétricos residuais observados, calculados para o modelo e erro.....	51
Figura 5.1: Resistividade elétrica em materiais da Terra (Fonte: Santos, 2012).....	58
Figura 5.2: Espectro de 4096 Hz mostrando a presença do ruído de 60 Hz e suas harmônicas, estação 7.....	56
Figura 5.3: Espectro de 4096 Hz após o filtro de corte FIR mostrando o efeito no ruído de 60 Hz e suas harmônicas, estação 7.....	60
Figura 5.4: Curvas de resistividade aparente e fase da estação 9.....	61
Figura 5.5: Pseudosseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção XY (Modo TE).....	63
Figura 5.6: Pseudosseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção YX (Modo TM).....	64
Figura 5.7: Estação 9. Painel superior - curvas de resistividade aparente. Painel médio – curvas de fase. Painel inferior – diagrama polar, círculo preto rotação Zxy, círculo vermelho rotação Zxx. Bolinhas vermelhas representam a componente XY e os quadrados azuis apresentam a componente YX.....	66

Figura 5.8: Resultado das inversões 1D dos dados TE da estação 9, linha verde – <i>layered inversion</i> ; curva lilás – inversão OCCAM.....	67
Figura 5.9: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D do modo TE do tensor impedância com profundidade máxima de 10 km. G1: Gráben 1; G2: Gráben 2.....	70
Figura 5.10: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D do modo TM do tensor impedância com profundidade máxima de 15 km. F1: Faixa 1; F2: Faixa 2; F3: Faixa 3; F4: Faixa 4.....	71
Figura 5.11: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D simultânea (TE e TM) do tensor impedância com profundidade máxima de 15 km. FA: Falha Arapá; FU: Falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliano.....	73
Figura 6.1: Perfil magnético e gravimétrico na parte superior e as nuvens de soluções geradas pela deconvolução de Euler 2D na parte inferior. FA: Falha Arapá; FU: falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliano.....	75
Figura 6.2: Modelo geológico do perfil NW-SE da borda NE da Bacia do Parnaíba DMC: Domínio Médio Coreaú, DCC: Domínio Ceará Central; FA: Falha Arapá; FU: Falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: Falha Café-Ipueiras; ZCSPII/LTB: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II/ Lineamento Transbrasiliano.....	77

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Apresentação	1
1.2	Justificativa do Tema	3
1.3	Objetivos	5
1.3.1	Objetivo Geral	5
1.3.2	Objetivos Específicos	5
1.4	Localização	6
2	MÉTODOS	7
2.1	Levantamento bibliográfico e compilação de dados pretéritos	7
2.1.1	Dados aeromagnéticos	7
2.1.2	Dados gravimétricos	9
2.2	Aquisição de dados magnetotelúricos	10
2.3	Processamento dos dados aeromagnéticos, gravimétricos e magnetotelúricos	13
2.4	Modelagens e inversões geofísicas	13
3	GEOLOGIA	15
3.1	Contexto Geotectônico Regional	15
3.2	Bacia do Parnaíba	17
3.2.1	Arcabouço Estrutural da Bacia do Parnaíba	17
3.2.2	Estratigrafia	17
3.3	Geologia da Área de Estudo	23
3.3.1	Embasamento	23
3.3.2	Grupo Serra Grande	24
3.4	Contexto hidrogeológico da região	29
4	MÉTODOS POTENCIAIS	32
4.1	Magnetometria	32
4.1.1	Pré-processamento dos dados	32
4.1.2	Junção dos dados magnéticos	33
4.1.3	Processamento	34
4.1.4	Interpretação dos Dados Magnéticos	37
4.1.5	Deconvolução de Euler 3D	38
4.2	Gravimetria	40
4.2.1	Mapa de Anomalias Gravimétricas Regional	42
4.2.2	Mapa de Anomalias Gravimétricas Residual	43
4.2.3	Interpretação dos Dados Gravimétricos	44
4.2.4	Deconvolução de Euler 3D	47
4.2.5	Modelagem 2D	49
5	MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	52
5.1	Considerações iniciais	52
5.2	Processamento de dados MT	58
5.3	Pseudo-Seção	61
5.4	Dimensionalidade das Estruturas	65

5.5	Inversão 2D	67
5.6	Interpretação dos modos TE, TM e TE+TM.	69
6	INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS	74
6.1	Deconvolução de Euler 2D	74
6.2	Modelo Geológico	76
7	CONCLUSÕES	78
	REFERÊNCIAS	80
	ANEXO A- RESISTIVIDADE APARENTE E FASE PARA AS COMPONENTES XY E YX DAS 15 ESTAÇÕES MT.	

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A Bacia do Parnaíba (BP) se situa na porção nordeste ocidental brasileira, compreendendo grande parte dos estados do Piauí e Maranhão, além de porções mais restritas dos estados do Ceará, Pará, Tocantins e Bahia. Consiste em cobertura sedimentar de aproximadamente 668.858 km², apresentando forma oval e estendendo-se cerca de 1000 km na direção NE-SW e 800 km na direção NW-SE. A bacia apresenta espessura sedimentar máxima em torno de 3400 m próximo à sua porção central (Góes *et al.*, 1990). Está inserida na Plataforma Sul-americana e com base nos critérios de classificação de Klemmer (1980) e Asmus & Porto (1972), é considerada como uma bacia do Tipo I, ou seja, Interior Cratônica.

A implantação da BP ocorreu sobre riftes cambro-ordovicianos (Jaibaras), o que a configura como do tipo IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior)(Góes, 1995; Bizzi *et al.*, 2003). Segundo Vaz *et al.*, 2007, pode ser disposta em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana, Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea.

A importância econômica da BP está relacionada com perspectivas ainda pouco promissoras para óleo e gás preliminarmente estabelecidas. A bacia se encontra em estágio exploratório, com informações disponíveis indicando que ela possui condições básicas para a ocorrência e acumulação de hidrocarbonetos. Além disso, também há expectativas de acumulação de grandes volumes de água subterrânea no sistema aquífero associado ao Grupo Serra Grande, principalmente, onde há espessas camadas de sedimentos aliadas às estruturas grabeniformes. É possível que outros pacotes rochosos, estratigraficamente abaixo, possam existir com potencial hídrico subterrâneo.

A área de estudo está situada no extremo nordeste da Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.*, 1981), na porção norte limítrofe entre as províncias Borborema e Parnaíba no nordeste do Brasil, mais especificamente na borda nordeste da BP. Dentro desse contexto, a área de estudo abrange ainda a transição entre dois domínios crustais distintos: Médio Coreau (DMC) e Ceará Central (DCC), cujo contato ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) que configura a parte norte do Lineamento Transbrasiliano (LTB).

Dentre as bacias paleozoicas brasileiras, a do Parnaíba é a que apresenta a menor densidade de estudos, tendo em vista que o interesse em pesquisas para hidrocarbonetos na bacia é recente. Assim, são poucos os dados de poços profundos e dados geofísicos do interior da bacia, o que dificulta os estudos a respeito de sua origem.

A BP ainda é pobre em imageamento de subsuperfície e possui quase nenhuma imagem geofísica com boa resolução que consiga explicar o que ocorreu na bacia, principalmente, nas suas fases pré-rifte e rifte. A estruturação interna do pacote sedimentar e seu arcabouço tectônico podem ser cartografados com auxílio de métodos alternativos à sísmica de reflexão como, por exemplo, a Gravimetria e o Magnetotelúrico (MT) (Castro *et al.*, 2014; Padilha *et al.*, 2014; Daly *et al.*, 2014.).

Dado que tratam de propriedades físicas distintas, estes métodos de prospecção geofísica são complementares no estudo de bacias sedimentares, mas pouco aplicados no Brasil. No caso da gravimetria, o expressivo contraste de densidade entre as rochas sedimentares da bacia e as rochas cristalinas do seu embasamento permite que a modelagem gravimétrica forneça, dependendo da resolução espacial, boa cartografia da arquitetura interna da bacia. Contudo, as variações de densidade de camadas internas no pacote sedimentar são geralmente pouco pronunciadas para imageamento adequado nos modelos gravimétricos. Por outro lado, as variações da resistividade elétrica (ou condutividade) dos estratos sedimentares são, via de regra, facilmente detectáveis, utilizando o método MT para obter informações regionais da distribuição da condutividade elétrica da crosta na região nordeste da BP, correlacionando-as com as variações geológicas e estruturais mapeadas em superfície.

O objetivo desta pesquisa é a investigação geofísica, ao longo de *transecta* NW-SE, da arquitetura interna da porção nordeste da BP. Sobre tal região será apresentada série de informações inéditas oriundas de trabalhos geofísicos de campo (gravimetria e magnetotelúrico) e do processamento de dados aeromagnéticos. Os dados geofísicos e geológicos regionais foram integrados com objetivo de ampliar o conhecimento acerca do arcabouço estrutural em amplo intervalo de profundidade, incluindo grandes domínios crustais, embasamento e seção paleozoica. Essas informações foram comparadas às presentes na literatura, proporcionando novas colocações e importante contribuição para o conhecimento tectono-estrutural da subsuperfície da área em questão.

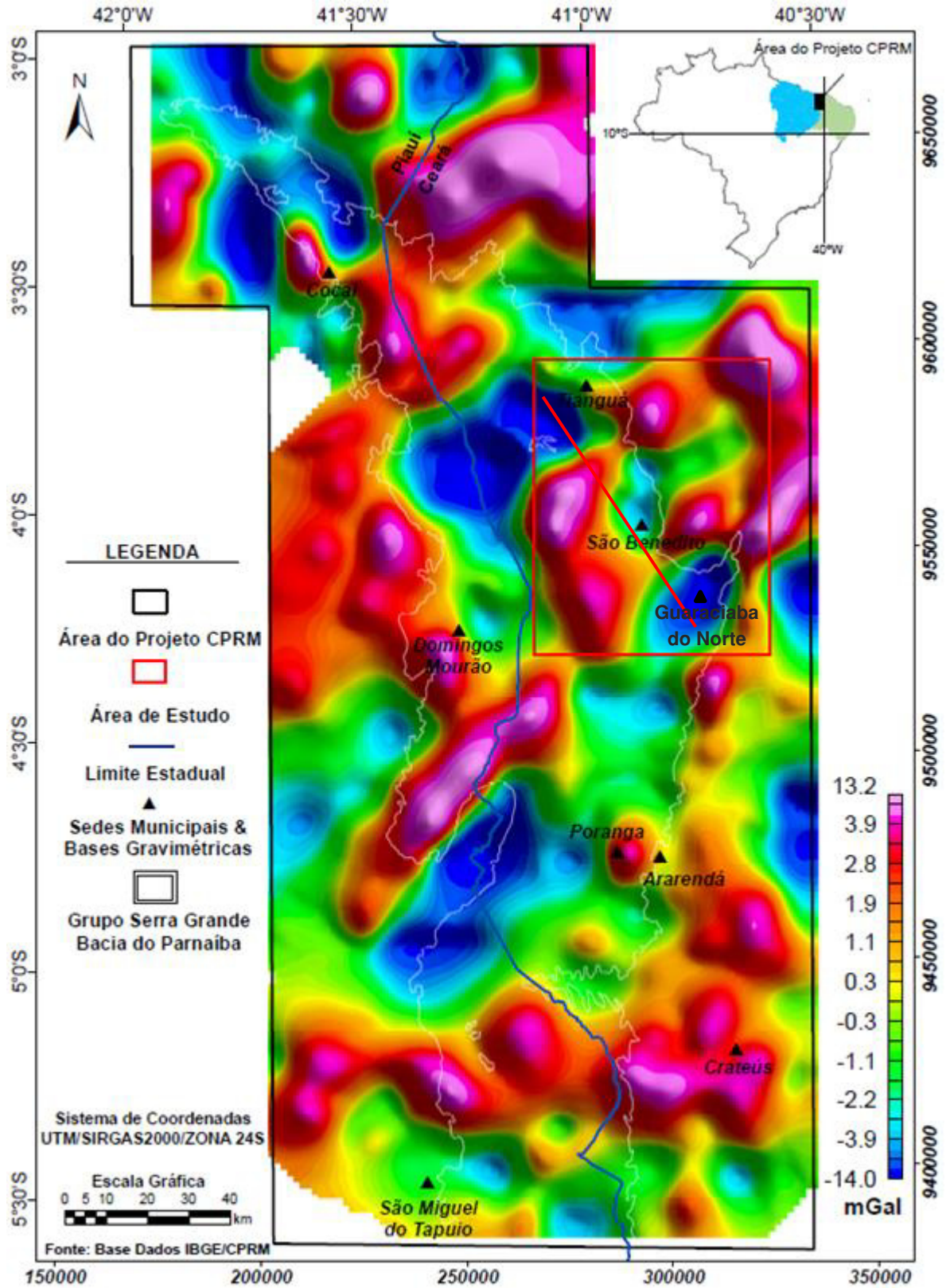
1.2. Justificativa do tema

O perfil MT realizado cruza anomalias geofísicas da parte nordeste da BP (Figura 1.1). Trata-se de três baixos gravimétricos, com orientação NE-SW, que possuem correlação aparente com estruturas conhecidas do embasamento, inferidas a partir de dados geofísicos anteriores (Castro *et al.*, 2014). Com base nos gradientes de gravidade, pode-se sugerir fonte rasa, possivelmente devido à existência de grabens proterozoicos soterrados sob os sedimentos da bacia, de profundidade média de 2 km e de direção geral NE-SW.

Essa feição foi inicialmente interpretada como sendo grabens preenchidos por sedimentos de bacias molássicas próximas à borda NE da BP. Tal interpretação foi feita por integrantes do Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR) da Universidade Federal do Ceará (UFC) em projeto (ainda inédito) de cooperação entre o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e a Fundação Cearense de Pesquisa e Cultura (FCPC). O projeto visou à realização de levantamentos geofísicos na porção oriental da BP, utilizando a gravimetria e a eletrorresistividade para produzir e disponibilizar informações técnicas e científicas que venham a gerar conhecimentos sobre a ocorrência, potencialidades, circulação e utilização das águas subterrâneas na bacia, no caso o Aquífero Serra Grande (Castelo Branco *et al.*, 2013).

Além dessa anomalia geofísica, o perfil MT também cruza importantes lineamentos que aparentemente não estão expostos na região: Falha de Café-Ipueiras e Lineamento Sobral-Pedro II (Transbrasiliano). Esses dois lineamentos limitam a Bacia de Jaibaras, a qual ocorre próxima ao limite nordeste da bacia. Ainda, o Lineamento Transbrasiliano divide dois domínios tectônicos distintos na porção setentrional da Província Borborema, o Domínio Ceará Central e o Domínio Médio Coreaú. A BP está entre as bacias fanerozoicas afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano e guarda, em relação à sua história evolutiva, questões fundamentais que merecem melhores esclarecimentos. Em geral, estruturas do embasamento podem controlar o desenvolvimento da bacia sedimentar pela configuração do substrato inicial e por reativação de estruturas durante fases posteriores.

Figura 1.1: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da borda oriental da Bacia do Parnaíba (Projeto do LGPSR com a CPRM). O perfil MT está marcado em vermelho dentro do retângulo de mesma cor.



Fonte: Dados do LGPSR-CPRM inéditos (2013).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo Geral

O objetivo é caracterizar a estruturação interna das porções rifte e pós-rifte ao longo de seção transversal (*transecta*) na região nordeste da Bacia do Parnaíba-CE. A seção abrange, aproximadamente 70 km de extensão de direção NW-SE, que vai desde Guaraciaba do Norte até Tianguá. O estudo é baseado principalmente na aquisição, processamento e interpretação de dados magnetotelúricos, aliados ao processamento e interpretação das assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço da bacia e sua arquitetura interna.

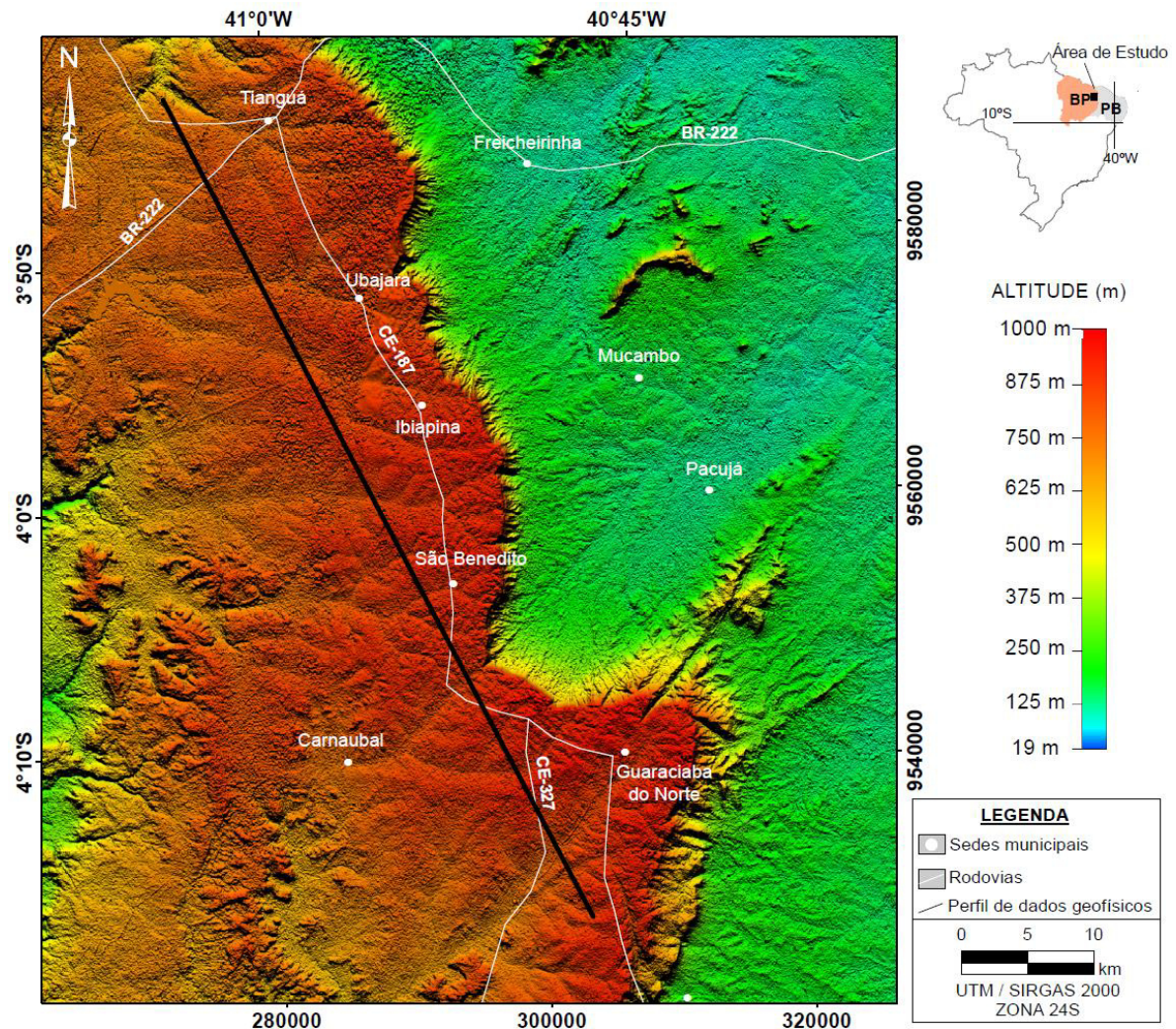
1.3.2. Objetivos Específicos

- ✓ Adquirir dados magnetotelúricos (MT) ao longo de uma seção (*transecta*) de direção NW-SE na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, por meio de 15 estações MT;
- ✓ Efetuar o processamento dos dados geofísicos e integrar dados magnéticos aerotransportados e gravimétricos terrestres com a confecção de mapas de anomalias geofísicas;
- ✓ Estudar a geometria da borda leste da bacia com base em inversão e interpretação dos dados MT em 1D e 2D e modelagem gravimétrica 2D de feições gravimétricas crustais rasas;
- ✓ Determinar camadas de diferentes resistividades/condutividades para contribuição no conhecimento hidrogeológico da região;
- ✓ Determinar relações tectono-estruturais das zonas de cisalhamento e arquitetura interna da porção nordeste da bacia;
- ✓ Determinar, em subsuperfície, estruturas geológicas na Bacia do Parnaíba que possam estar relacionadas à fase rifte e associá-las a regiões potenciais para o acúmulo de água.

1.4. Localização da Área

A área de pesquisa está inserida na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, Estado do Ceará (Figura 1.2). Apresenta-se em forma de *transecta* com cerca de 70 km de extensão, inserida nas folhas: SA-24-Y-C-V, SA- 24- Y-C-VI e SB-24– V– A- III. O acesso à área pode ser feito pela da rodovia federal BR-222, partindo de Fortaleza no sentido sudoeste até Tianguá, adentrando a borda leste da Bacia do Parnaíba. A partir daí, são utilizadas as rodovias estaduais CE 187 e CE 327, que ligam Tianguá a Guaraciaba do Norte. Os demais acessos são feitos por meio de estradas vicinais.

Figura 1.2: Mapa de localização destacando a área de estudo (MDT).



2. MÉTODOS

Os objetivos da presente dissertação de mestrado foram alcançados com a realização de uma etapa inicial, que incluiu amplo levantamento bibliográfico e compilação de dados geológicos e geofísicos na região da Bacia do Parnaíba, principalmente em sua borda nordeste. A etapa seguinte envolveu levantamento de campo com aquisição de dados magnetotelúricos (MT). De posse do conjunto de dados, foram promovidas as etapas de processamento e interpretação, com a integração das informações geofísicas e geológicas. Para isso foram realizados procedimentos de modelagens e inversões dos dados geofísicos, com intuito de caracterizar a arquitetura interna da borda nordeste da bacia.

2.1. Levantamento bibliográfico e compilação de dados pretéritos

Nesta primeira etapa foi realizada compilação de material bibliográfico disponível sobre a Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico, bem como aspectos técnico-científicos envolvidos na cartografia magnetométrica, gravimétrica e magnetotelúrica de eventos tectônicos em bacias sedimentares paleozoicas, como o caso da Bacia do Parnaíba. Mapas geológicos e geofísicos da Bacia do Parnaíba e da porção setentrional da Província Borborema, em diferentes escalas, tanto em meio digital quanto impressos foram compilados para gerar o mapa base, no qual foram inseridos todos os níveis de informações obtidas. O sistema de informações georreferenciadas Arc Gis e o software Oasis Montaj da Geosoft® foram utilizados para concatenação dos dados geológicos e geofísicos, de forma que houvesse plena interação espacial entre os dois tipos de informação. Esses softwares foram usados por meio de parceria com concessão da CPRM.

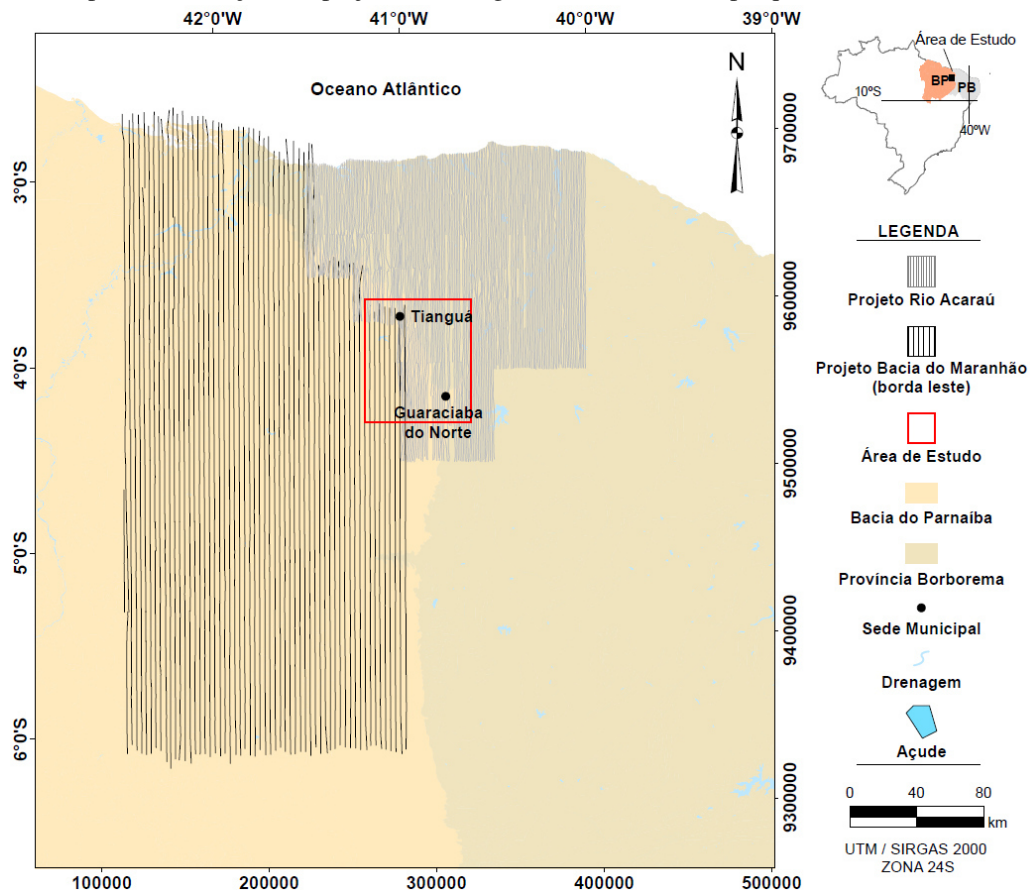
2.1.1 Dados Aeromagnéticos

A base de dados aeromagnéticos foi cedida pela Companhia de Recursos Minerais (CPRM) para o Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR) da Universidade Federal do Ceará (UFC). As informações foram fornecidas em forma de arquivo digital XYZ, onde X e Y correspondem às coordenadas UTM e Z às medidas de magnetometria (nT). Os dados aeromagnéticos processados neste trabalho foram adquiridos nos Projetos Rio Acaraú e Bacia do Maranhão (bloco leste), realizados respectivamente na região NW do Ceará e na borda leste da Bacia do Parnaíba, entre Ceará e Piauí.

O Projeto Rio Acaraú resultou de convênio entre o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e a CPRM. O aerolevanteamento foi efetuado em 1975 pela PROSPEC S.A, contratada para a execução do levantamento, processamento e interpretação. As linhas de voo são de direção N-S, espaçadas de 1 km e com amostragem ao longo das linhas de voo a cada 2 s. O levantamento foi realizado à altura constante de 150 m, com linhas de controle E-W espaçadas de 20 km.

O Projeto Bacia do Maranhão (Bloco Leste) resultou de convênio entre o Conselho Nacional do Petróleo (CNP), Petróleo Brasileiro S. A. (PETROBRAS) e CPRM. O aerolevanteamento foi efetuado em 1988 pelo consórcio ENCAL/ LASA/ PROSPEC, contratado para a execução do levantamento e processamento. As linhas de voo são de direção N-S, espaçadas de 3 km e com amostragem ao longo das linhas de voo de 100 m. Devido ao desnível topográfico da área coberta pelo projeto, o levantamento foi realizado a duas altitudes constantes, 500 e 1000 m, sendo a primeira presente nos dados utilizados na pesquisa. Completam o levantamento linhas de controle com direção E-W e espaçamento de 18 km. A área total dos levantamentos foi de aproximadamente 74.900 km² (Figura 2.1).

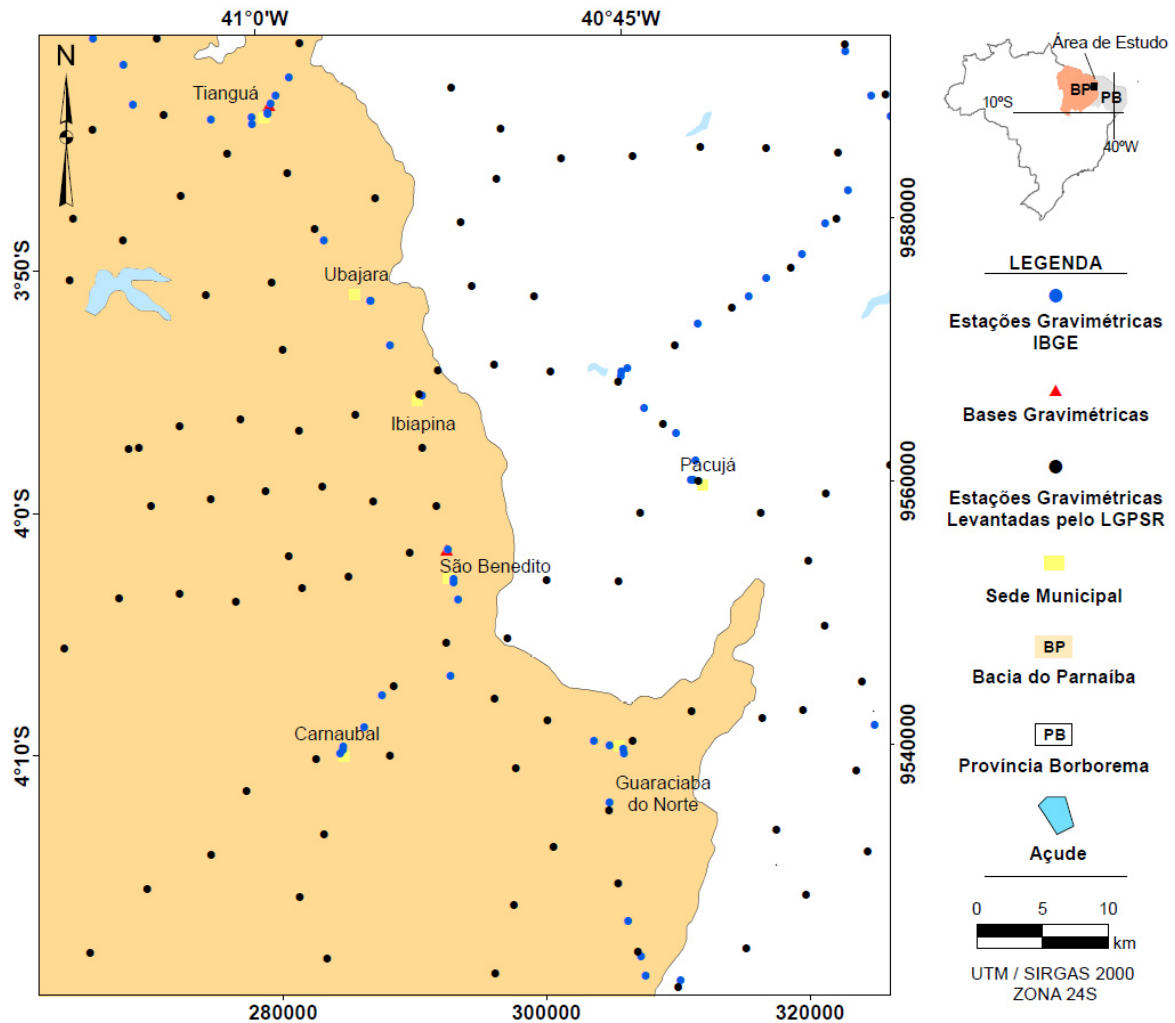
Figura 2.1: Mapa de localização dos projetos aeromagnéticos utilizados na pesquisa.



2.1.2 Dados gravimétricos

A área de estudo apresentava cobertura gravimétrica pouco densa e concentrada ao longo das principais rodovias na porção noroeste do Ceará, adquirida pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. As novas estações adquiridas pelo LGPSR-FCPC em projeto com a CPRM foram incorporadas aos dados prévios do IBGE, buscando dados nas porções onde a área de estudo apresentava baixa cobertura gravimétrica. O levantamento gravimétrico foi realizado com uso de gravímetro relativo CG-5 da SCINTREX. Esse equipamento é baseado em microprocessador que possui faixa de medição de mais de 8.000 mGals e resolução de leitura da ordem de 0,001 mGal, permitindo o uso do Autograv para investigações de campo em escalas regionais ou levantamento geodésico (SCINTREX, 2009).

A aquisição dos dados gravimétricos e plani-altimétricos foi dividida em quatro etapas que ocorreram no período de Abril/2011 a Janeiro/2013. Foram adquiridas 500 estações gravimétricas e 496 estações plani-altimétricas com espaçamento médio entre as estações de 5 km. As estações gravimétricas adquiridas pelo LGPSR foram organizadas em banco de dados, no qual as correções de maré, deriva instrumental, latitude, ar livre, Bouguer e terreno foram efetuadas. Esses dados foram integrados com os dados gravimétricos prévios adquiridos pelo IBGE. Na área de estudo encontram-se 101 estações adquiridas pelo LGPSR e 49 estações prévias adquiridas pelo IBGE (Figura 2.2).

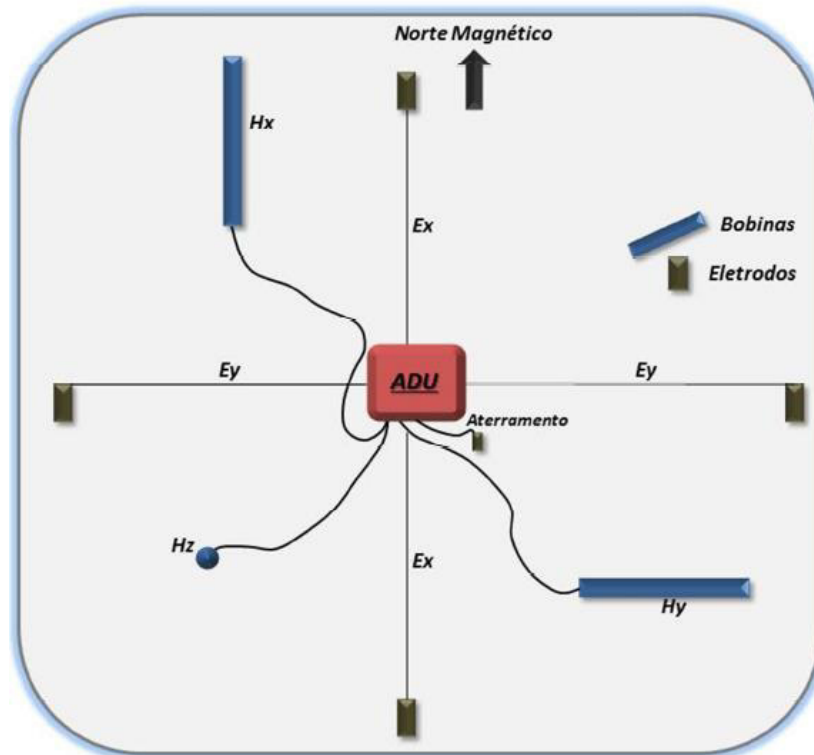
Figura 2.2: Mapa da área de estudo com a distribuição das estações gravimétricas.

2.2. Aquisição de dados magnetotelúricos

Na etapa de campo para aquisição de dados geofísicos foram levantadas 15 estações MT ao longo do perfil com aproximadamente 70 km de extensão e espaçamento médio de 4 km na porção nordeste da bacia. Para a aquisição de dados MT em banda larga utilizaram-se dois equipamentos da Metronix – ADU-07. Foram utilizados bobinas de indução para a determinação do campo magnético, com sensibilidade de 200 mV/nT e faixa de frequência na ordem de 0,00025 a 10 Hz. Esses equipamentos possuem também ampla faixa de temperatura de operação (-25° a $+70^{\circ}$) e manuseio bastante simples. Já para as medidas do campo elétrico induzido (mV/nT) foram utilizados eletrodos não polarizados de cloreto de chumbo (PbCl). A configuração usada para o levantamento foi o arranjo em cruz (Simpson e Bahr, 2005). As direções são tomadas para o norte e leste magnéticos, sendo H_x e E_x para o norte, H_y e E_y , para leste e H_z para o centro da Terra. Os dois dipolos elétricos

tiveram afastamento de 100 m e o afastamento ideal para as bobinas de indução variou de 3 a 5 m (Figura 2.3).

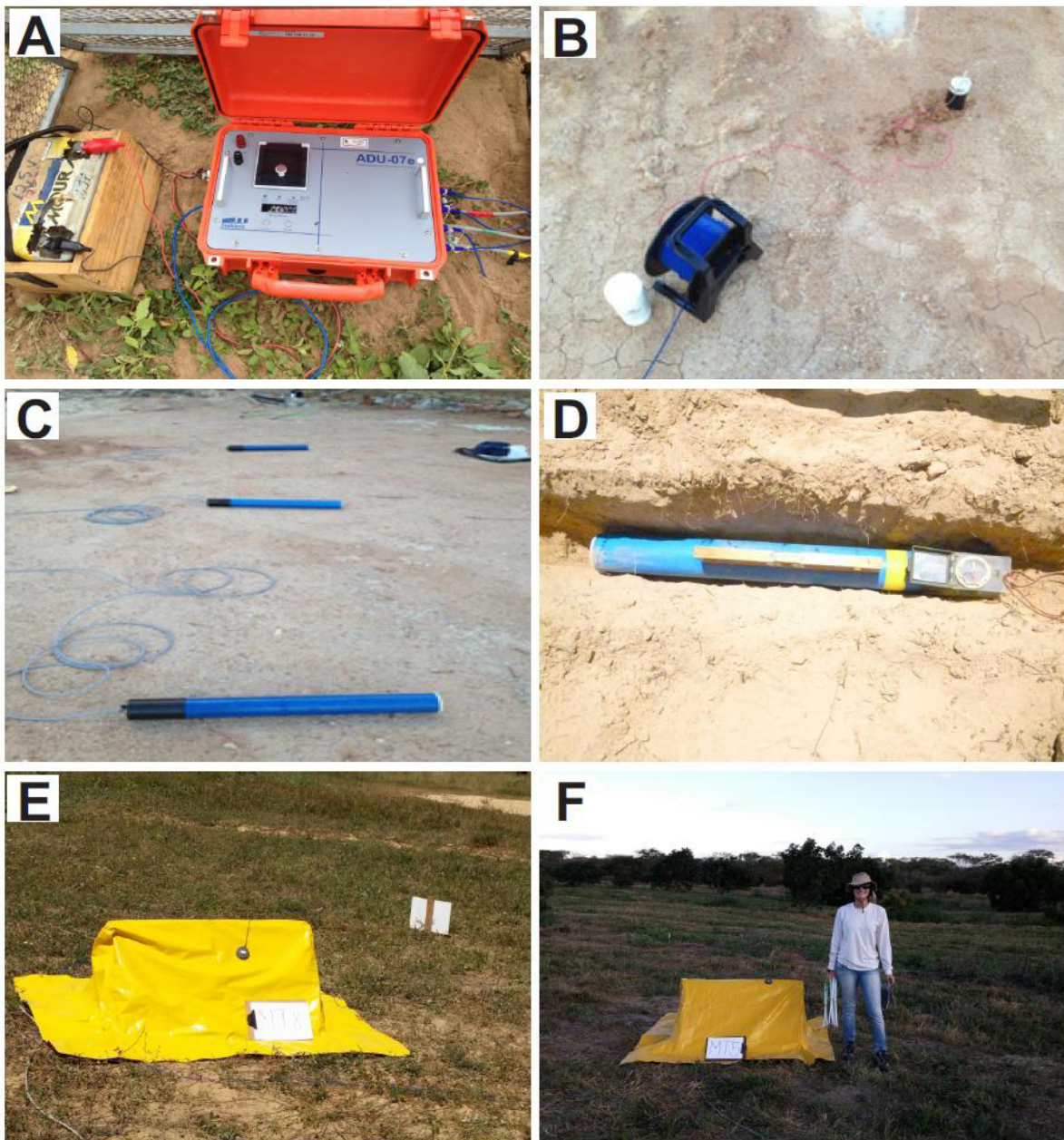
Figura 2.3: Configuração esquemática para levantamento magnetotelúrico utilizando o arranjo em cruz.



Fonte: Pedrosa Jr., 2015.

Alguns procedimentos específicos foram importantes na aquisição dos dados, tendo sido tomados os seguintes cuidados: sempre colocar os cabos dos eletrodos e bobinas rentes ao chão e se possível enterrá-los; desenrolar o fio dos eletrodos de modo a não criar uma bobina; sempre afastar os eletrodos pelo menos 5 m de cercas, árvores ou quaisquer interferências; manter distância de 3-5 km das linhas de alta tensão; evitar locais com animais que possam danificar o equipamento; nivelar todas as bobinas; utilizar eletrodo não polarizado no aterramento; referenciar os cabos dos magnetômetros e eletrodos; verificar resistência de contato dos eletrodos com multímetro analógico (ideal que os valores estejam abaixo de 10 K Ω); verificar valores de potencial espontâneo – SP com multímetro digital (ideal que os valores estejam abaixo de 200 mV); conectar os cabos na ADU, GPS, baterias, *notebook* e realizar as devidas anotações em caderneta de campo. A Figura 2.4 mostra algumas fotos da aquisição de dados MT na porção nordeste da Bacia do Parnaíba.

Figura 2.4: A) Detalhe da ADU, conexão e bateria para 20 horas de aquisição de dados; B) Eletrodo não polarizado e bobina para medições do campo elétrico; C) Bobinas de indução do campo magnético; D) Nivelamento e orientação da bobina de indução; E) Estação MT 8 completamente montada; F) Estação MT 5.



O objetivo da aplicação do método foi aumentar a quantidade e qualidade de informações na região, com base nos contrastes de resistividade das rochas em subsuperfície. Uma das metas específicas foi atingir maiores profundidades de investigação (até 15 km) com intuito de obter informações sobre os lineamentos estruturais e o arcabouço estrutural da borda NE da Bacia do Parnaíba. Foram levadas em conta também na aquisição dos dados magnetotéluricos algumas limitações inerentes aos métodos potenciais, principalmente no que se refere à ambiguidade e não unicidade das soluções geradas pelos modelos. Os dados

magnetotelúricos serviram de informações iniciais para a elaboração dos modelos geofísicos e geológicos na região nordeste da Bacia do Parnaíba.

2.3. Processamento dos dados aeromagnéticos, gravimétricos e magnetotelúricos

Os dados aeromagnéticos dos projetos Rio Acaraú e Bacia do Maranhão (borda leste) foram interpolados pelo método bi-direcional em malha regular de 250 m e 750 m, respectivamente, gerando mapas de anomalias magnéticas. Foram aplicados filtros digitais para eliminar ruídos associados à concentração de dados segundo as linhas de voo do levantamento. Outras técnicas de filtragem foram utilizadas para realçar características específicas das fontes magnéticas, como suas dimensões espaciais e profundidades. Em princípio, foram empregados filtros de sinal analítico (amplitude e fase), amplitude do gradiente horizontal total e Deconvolução de Euler (Thompson, 1982; Nabighian, 1984; Reid *et al.*, 1990; Cordell *et al.*, 1992; Roest *et al.*, 1992; Telford *et al.*, 1998).

No processamento dos dados gravimétricos (LGPSR e IBGE) foram gerados mapas de anomalias Ar-livre, Bouguer simples e Bouguer completa, com interpolação em malha regular de 1,25 km, por meio do método *kriging*. A sequência de processamento desses dados se deu pela utilização do espectro de potência radial do sinal gravimétrico para a separação das componentes regional e residual.

O processamento dos dados magnetotelúricos teve início com análise da qualidade dos dados. Para isso foram visualizadas as séries temporais e o espectro de cada componente dos campos elétrico e magnético (E_x , E_y , H_x , H_y e H_z) e excluídos as harmônicas de 60 Hz para todas as frequências de cada estação adquirida, além do uso de filtros e amplificadores dos sinais elétrico e magnético. As curvas resistividade e fase, coerência e estimativas de profundidade foram avaliadas em etapa subsequente para maior controle da qualidade desses dados.

2.4. Modelagens e inversões geofísicas

Foi efetuada modelagem gravimétrica 2D da anomalia Bouguer Residual na *transecta* que corresponde ao perfil MT com objetivo de entender melhor variações nas discontinuidades laterais e verticais e profundidade do embasamento da bacia. O procedimento de modelagem consiste em separar os efeitos gravitacionais da fonte alvo e do embasamento e, em seguida, modelar de forma iterativa apenas a contribuição gravimétrica da

fonte (Blakely, 1995; Rao *et al.*, 1995; Castro, 2005). Esses dados são mostrados no capítulo 4.

Os modelos magnetotelúricos 1D e 2D foram obtidos pelo ajuste dos dados observados e calculados pela inversão do algoritmo de Ocam (Constable *et al.*, 1987; de Groot-Hedlin and Constable, 1990). O procedimento foi realizado com os modos Transverse electric e Transverse magnetic por meio do vínculo de suavidade. Com isso, foi gerado modelo com a distribuição das resistividades em subsuperfície na porção nordeste da Bacia do Parnaíba. A interpretação dos dados magnetotelúricos é mostrada juntamente com os dados da deconvolução de Euler 2D no capítulo 6.

É apresentado também modelo geológico para a porção nordeste da Bacia do Parnaíba, criado a partir das informações de geologia de superfície, dados das modelagens gravimétricas e magnetotelúricas e ainda dados da deconvolução de Euler 2D dos dados magnéticos e gravimétricos.

3. GEOLOGIA

3.1. Contexto Geotectônico Regional

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre embasamento continental durante o Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004). Por correlação com rochas existentes nas faixas de dobramentos, maciços medianos e outras entidades complexas situadas nas bordas ou proximidades da Bacia do Parnaíba, deduz-se que o substrato da bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem longo intervalo – do Arqueano ao Ordoviciano; porém, possivelmente predominem rochas formadas entre o final do Paleoproterozoico e o início do Paleozoico, que correspondem ao tempo de consolidação dessa plataforma.

A origem ou subsidência inicial da Bacia do Parnaíba provavelmente esteja ligada às deformações e eventos térmicos fini- e pós-orogênicos da Orogênese Brasileira ou ao Estádio de Transição da plataforma (Almeida e Carneiro, 2004). Oliveira e Mohriak (2003) acreditam que estruturas grabeniformes, interpretadas (com base em dados de sísmica, gravimetria e magnetometria) no substrato da bacia, teriam controlado o depocentro inicial da bacia. Ainda, esses sítios deposicionais ou riftes precursores da Bacia do Parnaíba seriam correlacionáveis ao Graben Jaibaras e também a outros grabens, como, por exemplo, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato, situados na Província Borborema, que foram gerados em sistema de riftes do final do Proterozoico e início do Paleozoico (Vaz *et al.*, 2007) (Figura 3.1).

Os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Transbrasiliano são as três feições morfo-estruturais mais notáveis da bacia, sendo essa última a mais proeminente, atravessando toda sua porção nordeste e sul-sudeste (Vaz *et al.*, 2007). As mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram importantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Na maior parte esses lineamentos foram também reativados em tempos posteriores, influenciando significativamente na evolução geológica regional e marcando o que se chama de tectônica ressurgente. Pode-se dizer que essa atividade controlou a formação de várias bacias de molassa e contribuiu para o desenvolvimento da porção oriental da Bacia do Parnaíba (Hasui *et al.*, 2012).

Góes e Feijó (1994) dividiram o pacote sedimentar da BP em cinco sequências depositadas do Siluriano ao Cretáceo: Grupo Serra Grande, Grupo Canindé, Grupo Balsas e

Grupo Mearim, além do conjunto formado pelas formações Grajaú, Codó e Itapecuru. Posteriormente, a bacia foi interpretada por Góes (1995) e Góes e Coimbra (1996) e redefinida como Província Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte. Foi dividida em quatro bacias menores, de gêneses distintas: Bacia do Parnaíba (Siluriano-Triássico), Bacia das Alpercatas (Jurássico – Eocretáceo), Bacia do Grajaú (Cretáceo) e Bacia do Espigão Mestre (Cretáceo) (Figura 3.1).

Figura 3.1: Unidades geotectônicas da Província Parnaíba.



Fonte: Bizzi *et al.*, 2003.

Os limites com o embasamento se dão ao norte pelo Cráton de São Luís; a oeste pelo Cráton Amazônico, a Faixa de Dobramentos Araguaia, e o Maciço de Goiás; ao sul pela Faixa de Dobramentos Brasília, e a leste pelo Cráton do São Francisco e pela Província Borborema. A compartimentação estrutural é feita pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição flexural positiva relacionada com a abertura, no Mesozoico, do Oceano Atlântico

Equatorial, definindo o limite norte da Bacia do Parnaíba e a separando das bacias costeiras de São Luiz e Barreirinhas; pelo Arco de São Francisco, situado a sul e sudeste, separando-a da Bacia Sanfranciscana; pelo Arco de Tocantins, localizado a noroeste, o qual a separa das bacias do Marajó e Amazonas. Acrescentando-se blocos falhados de pequenos rejeitos, assim como também dobras e outras estruturas resultantes da intrusão de corpos ígneos mesozoicos nas camadas sedimentares, delinea-se o panorama estrutural fundamental dessa bacia.

3.2. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba distribui-se por área aproximadamente circular, com cerca de 600.000 km² de extensão, situada no nordeste ocidental do território brasileiro. Devido à grande similaridade estratigráfica com outras bacias (Gabão, Gana), alguns pesquisadores sugerem que o cenário deposicional da bacia poderia ter ocupado, no Paleozoico, uma área duas a três vezes superior à área atual da bacia, tendo sido erodida na porção periférica. A espessura da coluna sedimentar é de cerca de 3.500 m no depocentro, sendo que a espessura média da bacia é de 2.000 m (Hasui *et al.*, 2012).

3.2.1 Arcabouço Estrutural da Bacia do Parnaíba

O arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba exibe aspecto peculiar, que se expressa, em sua porção oriental/meridional, por ampla banda de deformação em superfície e subsuperfície. Tal feição estrutural está associada à interceptação da zona de falhas do Lineamento Transbrasiliano – a mais importante zona de falhas de escala continental no Brasil – com a bacia. As estruturas controlam, no domínio da bacia, tanto os aulacógenos antigos quanto os depocentros paleozoicos (Oliveira e Mohriak, 2003). Fora das áreas de influência do lineamento, a bacia exibe deformação mais tênue; as feições mais frequentes estão representadas por tectônica de blocos, limitados por falhas normais e inversas. Frequentes intrusões de diabásio, em forma de soleiras, estão presentes em amplas áreas, e são também responsáveis por diferentes tipos de deformação (Milani e Zalán, 1999).

3.2.2 Estratigrafia

A Bacia do Parnaíba se desenvolveu diretamente sobre substrato composto principalmente por rochas metamórficas oriundas de processos tectonomagmáticos não mais

antigos que o Mesoproterozoico, sobre os quais se sobrepõem grabens (Góes *et al.*, 1992) preenchidos no Neoproterozóico (Formação Riachão) e no Cambro-Ordoviciano (Formação Mirador). A Formação Riachão (Kegel, 1956) é formada por arenito lítico e arcoseano, siltito e folhelhos vermelhos, e ignimbritos característicos de uma sequência molássica. A Formação Mirador (Rodrigues, 1967) foi amostrada em um único poço, que retratou apenas a parte superior da unidade, constituída de arenito, siltito e folhelho esverdeado. A unidade mais antiga é correlacionada com a Formação Monte do Carmo (Cunha, 1986) e com as coberturas plataformais do Cráton Amazônico, tipo graben do Cachimbo (Góes *et al.*, 1992). A Formação Mirador também é correlacionada com os sedimentos molássicos encontrados nos grabens de Jaibaras, Cococi e São Julião, que afloram na borda leste da sinéclise.

Vaz *et al.* (2007) consideram que o Grupo Jaibaras, com depósitos fluviais, aluviais e lacustres, esteja possivelmente ligado à gênese da Bacia do Parnaíba, já representando-o na carta estratigráfica da bacia (Figura 3.2).

Na Figura 3.2 pode-se visualizar a atual carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, onde está representada a distribuição espacial e temporal das unidades estratigráficas, segundo as concepções atualmente em uso pela maior parte dos pesquisadores que estudam a bacia (Vaz *et al.*, 2007). Na carta estratigráfica observa-se que o preenchimento sedimentar paleozoico organiza-se em três grandes pacotes sedimentares (grupos Serra Grande, Canindé e Balsas), separados entre si por amplas discordâncias geradas por eventos erosionais de magnitude temporal significativa (dezenas de milhões de anos).

Grupo Serra Grande (Siluriano)

O Grupo Serra Grande foi definido por Small (1914) como série, sendo posteriormente descrito como Formação por Campbell *et al.* (1949). Carozzi *et al.* (1975) promoveram-no a Grupo, sendo composto pelas Formações Mirador, Ipu, Tianguá e Itaim. Caputo & Lima (1984) e Góes & Feijó (1994) caracterizam o grupo como composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós. O Grupo Serra Grande assenta-se discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento e em inconformidade sobre rochas sedimentares anteriores ao início da deposição dos sedimentos da bacia do Parnaíba (inconformidade). Seu contato superior é discordante (desconformidade) com o Grupo Canindé. Por ser objeto de estudo deste trabalho, o Grupo Serra Grande será abordado em seção própria.

Grupo Canindé (Mesodevoniana-eocarbonífero)

Rodrigues (1967) propôs o Grupo Canindé para agrupar as formações Pimenteiras, Cabeças e Longa. Caputo & Lima (1984) incluíram a Formação Itaim neste grupo. Góes *et al.* (1992) incluem neste grupo as Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti.

O contato do Grupo Canindé com a unidade inferior, o Grupo Serra Grande, é feito por desconformidade. Com o embasamento seu contato é feito por inconformidade, no extremo leste da bacia. O contato com a unidade superior, o Grupo Balsas, é discordante (Góes & Feijó, 1994).

- A Formação Itaim (Kegel, 1953) é constituída por arenitos finos esbranquiçados e folhelhos cinza, depositados em ambiente deltáico e plataformal, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades (Góes & Feijó, 1994).

- A Formação Pimenteiras (Small, 1914) apresenta espessas camadas de folhelho cinza escuro a preto, retratando ambiente marinho de plataforma (Della Fávera, 1990), em que se depositaram delgadas camadas de arenito muito fino. Caputo (1984) coloca a formação como sendo registro da grande transgressão devoniana, com oscilações do nível do mar.

- A Formação Cabeças (Plummer, 1948) é composta predominantemente de arenito com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos, com estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, ocorrendo tempestitos na base da unidade (Della Fávera, 1990). Segundo Della Fávera (1982) e Freitas (1990), esta unidade teria se depositado em ambiente marinho plataformal, sob ação predominante de correntes induzidas por processos de maré. Segundo Caputo & Lima (1984), a presença de diamictitos e superfícies estriadas na parte superior da formação indica influência glacial.

- A Formação Longá (Albuquerque & Dequech, 1946) é constituída por folhelho e siltito cinza e arenito branco, fino e argiloso, depositados em ambiente marinho plataformal dominado por tempestade (Góes & Feijó, 1994).

- Na Formação Poti (Lisboa, 1914) predominam arenitos cinza-esbranquiçados intercalados e interlaminados com folhelho e siltito, depositados em delta e planícies de maré sob a influência ocasional de tempestade (Góes & Feijó, 1994).

Grupo Balsas (Neocarbonífera-eotriássica)

Refere-se ao complexo clástico-evaporítico sobreposto em discordância ao Grupo Canindé e sotoposto, também em discordância, às formações Mosquito, Grajaú, Codó e Itapecuru, Urucuaia e ao Grupo Mearim na parte central. O Grupo Balsas é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaiba.

- A Formação Piauí (Small, 1914) é composta por arenito cinza-esbranquiçado, fino a médio e bem selecionado, eventualmente conglomerático, folhelho vermelho e calcário esbranquiçado. Estas rochas foram depositadas em ambiente continental e litorâneo, sob severas condições de aridez (Lima Filho, 1991 *apud* Góes e Feijó, 1994)).

- A Formação Pedra de Fogo (Plummer, 1948) é caracterizada pela presença de sílex e calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino-médio amarelado, folhelho cinza e anidrita branca. Possui grandes troncos petrificados. O ambiente deposicional para esta formação é nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob a eventual influência de tempestades.

- A Formação Motuca (Plummer, 1948) compõe-se de siltito avermelhado e marrom, arenito branco fino e médio, anidrita branca e raros calcários, depositados em ambiente continental desértico, controlado por sistemas lacustres.

- A Formação Sambaiba (Plummer, 1948) nomeia arenito róseo e amarelo, médio a fino, bem selecionado, bimodal, com estratificação cruzada de grande porte, depositado por sistemas eólicos em ambiente desértico.

Outras unidades da Bacia do Parnaíba

O Grupo Mearim foi originalmente utilizado por Lisboa (1914) e posteriormente por Aguiar (1969), para englobar as formações Mosquito, Pastos Bons, Corda e Sardinha. Góes *et al.*, (1992) definiu o Grupo Mearim composto pelas formações Pastos Bons e Corda. A Formação Pastos Bons (Lisboa, 1914) apresenta siltito e folhelho/argilito verde e castanho-avermelhado, com grãos de quartzo inclusos, tendo sido depositada em ambiente lacustre e fluvial como resultado de reorganização da drenagem no nordeste do Brasil (Caputo, 1984). A Formação Corda (Lisboa, 1914) apresenta arenito cinza-esbranquiçado e avermelhado, fino a grosso, por vezes bimodal e raros níveis de sílex, depositados em ambiente continental, desértico, controlado por sistemas fluviais lacustres, eventualmente retrabalhados por

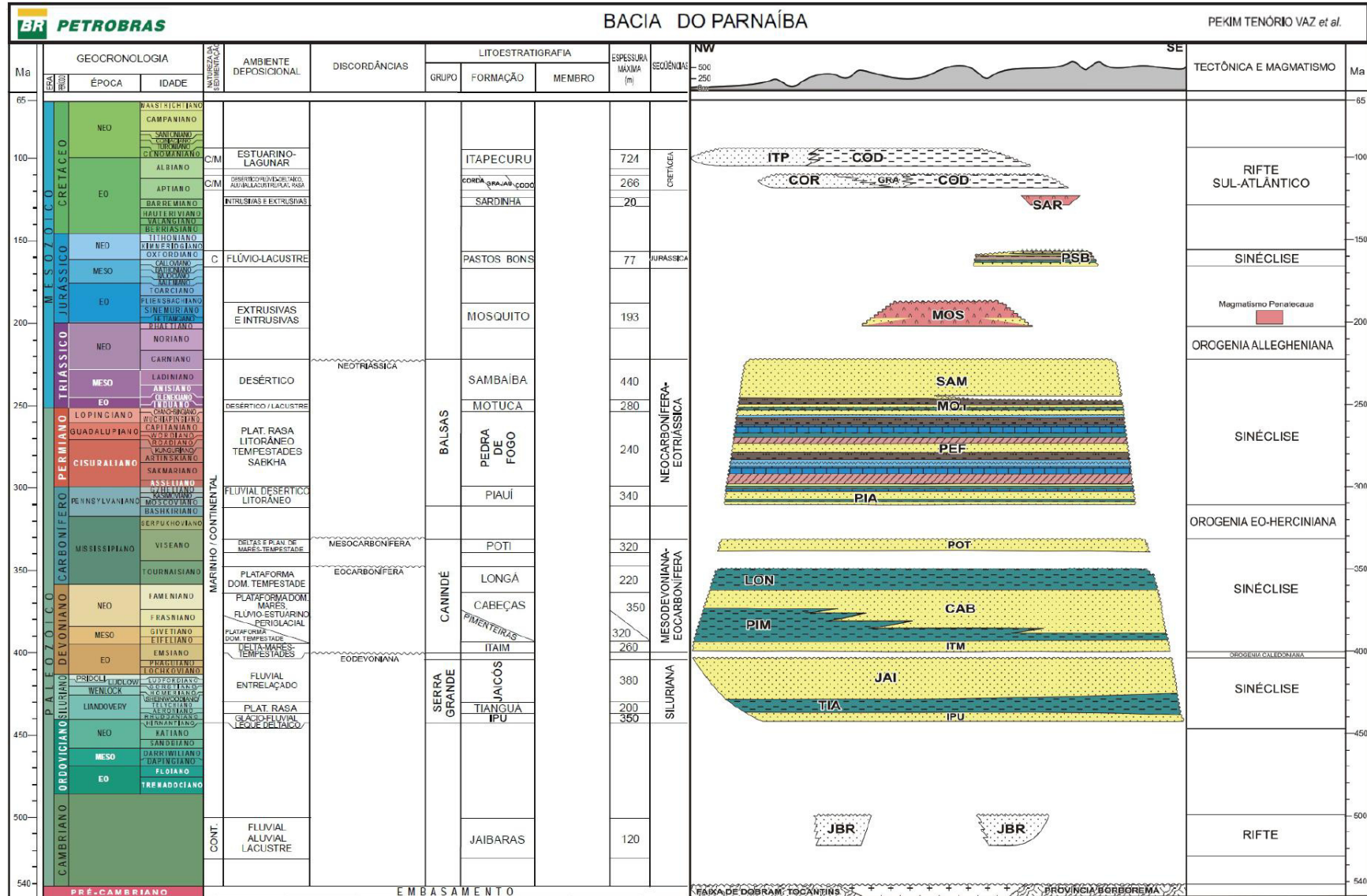
processos eólicos e sujeito à ação esporádica de processos semelhantes a correntes de turbidez (Góes & Feijó, 1994).

A Formação Grajaú (Lisboa, 1914) apresenta arenitos esbranquiçados, finos a conglomeráticos que ocorrem interdigitados aos depósitos de ambiente marinho restrito da Formação Codó (Góes & Feijó, 1914).

A Formação Codó (Lisboa, 1914) apresenta folhelhos betuminosos, calcários e anidritas, de ambiente marinho restrito, interdigitados aos sedimentos litorâneos da Formação Grajaú.

A Formação Itapecuru (Campbell *et al.* 1949) apresenta arenitos avermelhados, representantes de sistema fluvial-lacustre desenvolvido em clima semi-árido (Góes & Feijó, 1994).

Figura 3.2: Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba



Fonte: Modificado de Vaz et al., 2007.

Rochas Magmáticas

Rochas ígneas intrusivas e extrusivas, com idades entre 215 e 110 Ma (Jurássico-Cretáceo) relacionadas a três pulsos magmáticos principais, ocorrem na bacia (Góes *et al.*, 1992). Foram subdivididas em duas unidades litoestratigráficas, ambas extrusivas, denominadas de formações Mosquito e Sardinha.

A Formação Mosquito (Aguiar, 1969), de idade juro-triássica, define basaltos pretos, amigdaloidais, toleíticos, eventualmente intercalados em arenito vermelho com leitos de sílex, posicionado entre os Grupos Balsas e Mearim.

A Formação Sardinha (Aguiar, 1969), de idade eocretácea, designa basaltos pretos, amigdaloidais, sobrepostos ao Grupo Mearim e sotopostos às formações Itapecuru e Urucuia. Espessura e ocorrência dessa formação são modestas.

3.3. Geologia da Área de Estudo

3.3.1 Embasamento

Em toda a borda leste da bacia, entre o lineamento Pernambuco e a costa Atlântica encontra-se a Província Borborema. Sua estruturação principal foi formada na Orogenia Brasiliana. As principais estruturas estão orientadas NE-SW, são transversais à borda da bacia e provavelmente adentram por baixo da bacia. O embasamento da área de estudo (Figura 3.3), localizado na Província Borborema, é composto pelo Grupo Jaibaras, Grupo Ubajara, Grupo Martinópole, Complexo Granja e Unidade Canindé. As principais feições estruturais são os lineamentos Sobral-Pedro II (Transbrasiliano) e Café-Ipueiras, os quais delimitam a Bacia do Jaibaras. O Lineamento Transbrasiliano é a feição regional que limita dois domínios distintos na porção Setentrional da Província Borborema: Domínio Ceará Central (DCC) e Domínio Médio Coreaú (DMC).

Paleoproterozoico

O Complexo Granja, a unidade geológica mais antiga do DMC, é formado por rochas metamórficas de alto grau (fácies granulito e anfíbolito alto). Torquato e Nogueira Neto (1996) o subdividiram em duas unidades: a) Ortognaisses de composição tonalíticatrondhjemítica- granodiorítica (TTG) (Santos, 1999; Santos *et al.*, 2001) e b) Faixa

granulítica, representada por gnaisses, granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e migmatitos (Santos *et al.*, 2008). Estudos geocronológicos realizados por Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2000), pelos métodos U/Pb e Sm/Nd, determinaram idades do Paleoproterozoico (2,36–2,29 Ga). É coberto parcialmente por sequências supracrustais paleo- e neoproterozoicas e intrudido por granitos sin- e pós-tectônicos brasileiros (Santos *et al.*, 2007).

Neoproterozoico

A Unidade Canindé, pertencente ao Grupo Ceará, é composta principalmente por metatexitos, rochas metabásicas e granulitos félsicos e máficos cortados por diques de basalto na direção E-W. Essas rochas encontram-se bastante deformadas e fraturadas e na maioria das vezes com direções preferenciais NE-SW.

O Grupo Ubajara é sequência de rochas supracrustais neoproterozoicas no DMC (Nascimento e Gava, 1979; Hackspacher *et al.*, 1988). Seu contato com as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba se dá a oeste (Figura 3.4). Costa *et al.* (1973) subdividiram a sequência em três unidades, da base para o topo: a) Formação Trapiá, constituída por arenitos, siltitos e arcóseos; b) Formação Caiçaras, composta de ardósias e quartzitos; c) Formação Coreau, composta por arenitos feldspáticos e grauvacas conglomeráticas.

O Grupo Martinópolis é constituído essencialmente de metapelitos, metagrauvacas e quartzitos, com intercalações e lentes de rochas calcissilicáticas, metacarbonáticas e metavulcânicas (Santos *et al.*, 2008b). Segundo Prado *et al.* (1981), o Grupo Martinópolis é dividido em três formações, da base para o topo: a) Formação São Joaquim, composta por quartzitos, calcissilicáticas e metavulcânicas (metarriolitos); b) Formação Covão, composta por xistos e quartzitos; e c) Formação Santa Terezinha, composta por xistos, metacarbonatos, metagrauvacas e metavulcânicas. Posteriormente, Santos *et al.* (2004, 2007 e 2008b) propuseram a inserção de mais uma formação na base da sequência, a Formação Goiabeira, composta por metapelitos e paragnaisses.

O corpo de granito aflorante na área de estudo está relacionado ao padrão de desenvolvimento tectônico da Orogenia Brasileira, o que permite reconhecer dois grandes grupos de intrusões: sin-orogênicas e pós-orogênicas (Santos *et al.*, 2007; Castro *et al.*, 2012). Por exemplo, o Granito Mucambo, que é o aflorante na região, está em contato com as rochas do Rifte de Jaibaras e não se encontra deformado, juntamente com o Granito Meruoca são os mais representativos do plutonismo pós-orogênico que ocorreu no DMC (Santos *et al.*, 2008).

Paleozoico

O Grupo Jaibaras é marcado por duas sequências distintas, uma denominada Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano) representada pelas formações Massapê, Pacujá e Parapuí, e outra denominada 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 do Eosiluriano (440 Ma). O Granito Mucambo (523±9 Ma, Fetter, 1999; Santos, 1999) é intrusivo nas sequências Alfa Inferior e Superior.

3.3.2 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande, a sequência mais antiga da bacia, aflora nas bordas nordeste e leste, formando extensas serras e chapadas. Na porção oeste do Estado do Ceará, a Serra Grande ou Serra da Ibiapaba corresponde à borda leste da bacia (Figura 3.3).

O engenheiro Horácio Small (1913, 1914) foi quem primeiro observou e descreveu essa sequência e atribuiu o termo Série Serra Grande ao conjunto formado por arenitos, conglomerados e calcários. Após quatro décadas, Kegel (1953) redefiniu o termo Série Serra Grande para Formação Serra Grande, retirando os calcários do embasamento, por ocorrerem em discordância com arenitos.

Bigarella *et al.* (1965) desenvolveram trabalhos de características paleogeográficas baseados no estudo de paleocorrentes e no tipo de estratificação das camadas, em decorrência disso sugeriram para a Formação Serra Grande ambiente deposicional marinho costeiro, com influência de correntes relativamente fortes.

Posteriormente, Carozzi *et al.* (1975) elevaram a espessa camada sedimentar à categoria de Grupo Serra Grande. A unidade basal, constituída de arenitos grossos, foi denominada de Formação Mirador, e sua idade estabelecida para o Siluriano Superior.

Rodrigues (1967) definiu a unidade média, a Formação Tianguá, composta por folhelhos, siltitos e arenitos finos. A unidade do topo, composta de arenitos grossos, muito grossos e conglomerados, denominaram de Formação Jaicós. Caputo e Lima (1984) modificaram a denominação da unidade basal da bacia de Formação Mirador para Formação Ipu, permanecendo os termos das demais formações Tianguá e Jaicós, e atribuíram idade ordoviciano-siluriana ao Grupo Serra Grande.

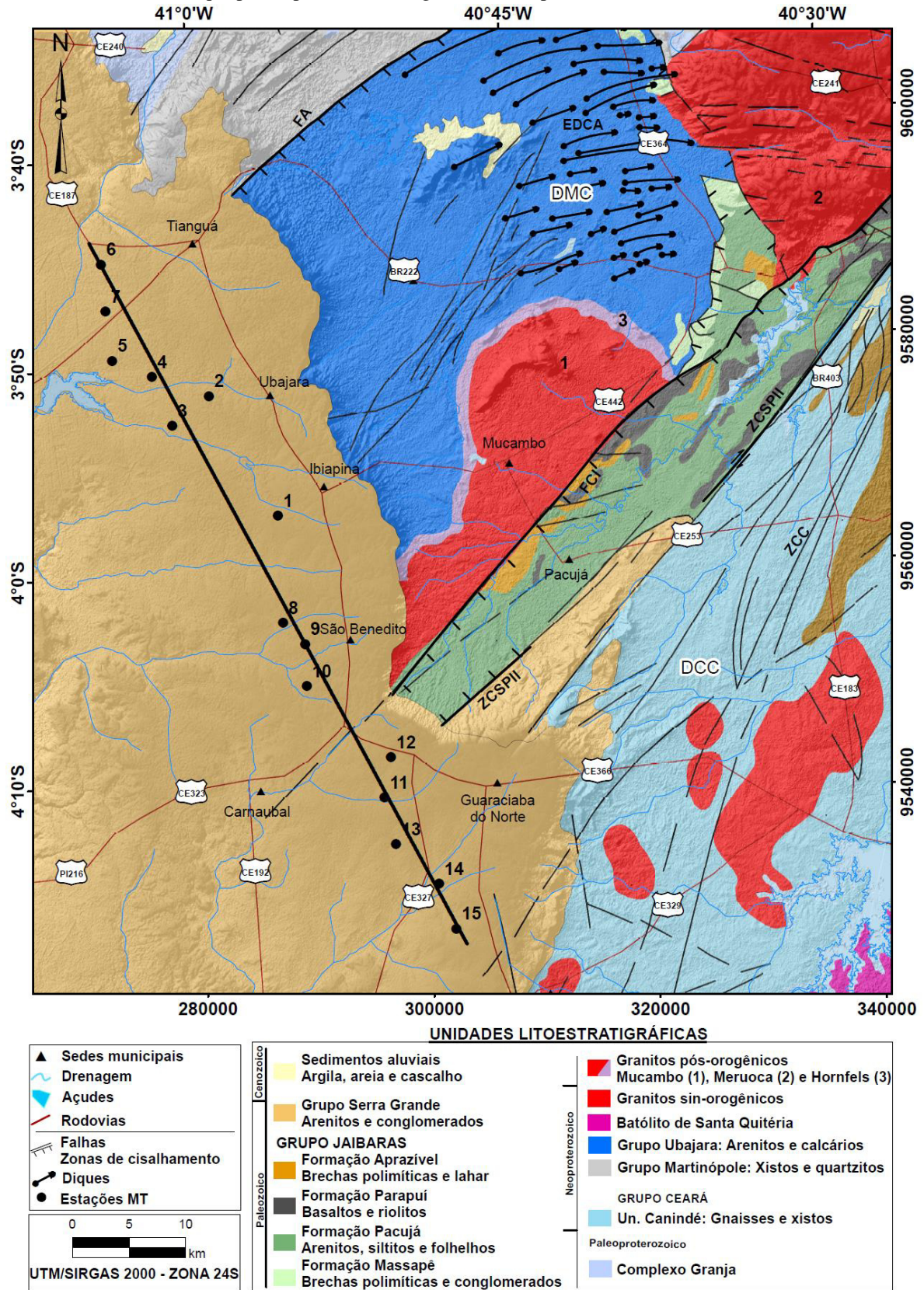
Finalmente, Melo *et al.* (1992 apud Góes e Feijó, 1994) identificaram épocas do Landoveriano, Venlockiano e Ludloviano-Pridoliano, encaixando toda a sequência do Grupo Serra Grande no Siluriano.

Goes & Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como fluvioglacial e glacial, passando a transicional (nerítico) e retornando às condições continentais (fluvial entrelaçado). O início da sedimentação do Grupo Serra Grande se deu no Siluriano, estendendo-se até o começo do Devoniano. As rochas dos grupos Canindé, Balsas e Mearim estão sobrepostas ao Grupo Serra Grande. O conjunto é cortado por rochas vulcânicas das formações Mosquito e Sardinha.

Formação Ipu

A sucessão basal do grupo, a Formação Ipu (Campbell, 1949), tem espessura média estimada em 350 metros. É composta, predominantemente, por arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos. Os corpos arenosos apresentam-se maciços ou com abundante estratificação cruzada; diamictitos ocorrem no topo. A deposição aconteceu em ambiente fluvial entrelaçado com influência periglacial (Caputo e Lima, 1984), de idade landoveriana. Dados de paleocorrentes indicam direção para o norte e oeste, a estratificação típica é a cruzada acanalada ou festonada (Santos e Carvalho, 2009).

Figura 3.3: Mapa Geológico destacando as principais unidades litoestratigráficas e estruturas na área de estudo. DMC: Domínio Médio Coreaú; DCC: Domínio Ceará Central; ZCSPII: Zona de Cisalhamento Sobra-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras; ZCC: Zona de Cisalhamento Cariré; FA: Falha Arapá; EDCA: Enxame de diques Coreaú-Aroeiras. Destaque para o perfil de dados geofísicos em preto.



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

Formação Tianguá

A unidade média, a Formação Tianguá (Rodrigues, 1967), tem espessura estimada em 200 metros. É constituída por folhelhos cinza-escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, arenitos cinza-claros, finos a médios, feldspáticos e intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuros, bioturbados e micáceos. A deposição ocorreu em ambiente de plataforma rasa, sob ação de ondas (Santos e Carvalho, 2009), durante o Venlockiano. As camadas dessa unidade representam a superfície de inundação máxima (Vaz *et al.*, 2007). Os arenitos comumente estão dispostos em bancos horizontais (Figura 3.4) e apresentam estratificação cruzada espinha-de-peixe (Santos e Carvalho, 2009) (Figura 3.5).

Figura 3.4: Formação Tianguá. Arenitos com acamamento horizontal capeando calcários epimetamórficos do embasamento, com dolinas. Serra de Ubajara. Parque Nacional de Ubajara, Ceará.



Fonte: Santos e Carvalho, 2009.

Figura 3.5: Formação Tianguá. Bancos horizontais com estratificações cruzadas tipo “espinha-de-peixe”. Parque Nacional de Ubajara, Ceará.



Fonte: Santos e Carvalho, 2009.

Formação Jaicós

A unidade superior, Formação Jaicós (Plummer, 1948), possui espessura média de 380 metros. É formada por arenito médio, grosso a conglomerático, cinza-esbranquiçado, creme, castanho, com estratificação cruzada, mal selecionado e friável. Em termos texturais a unidade é imatura. As camadas desta unidade representam o intervalo regressivo do grupo, cuja fácies indicam deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambientes continental, transicional e marinho raso, durante o Ludloviano-Pridoliano (Góes e Feijó, 1994). As paleocorrentes indicam direção noroeste e norte-noroeste, A estratificação típica são cruzadas tabulares, acanaladas e festonadas (Santos e Carvalho, 2009).

Atualmente, devido aos trabalhos de prospecção desenvolvidos pela Petrobras, o Grupo Serra Grande tem suas formações bem caracterizadas em subsuperfície, porém ainda não individualizadas em trabalhos de cartografia geológica de superfície (Silva *et al.*, 2003). Esse fato gera certa dificuldade em relação ao reconhecimento e à localização das formações em afloramentos. Dessa forma, comparado com os demais grupos da bacia, é o que menos conhecemos.

3.4. Contexto Hidrogeológico da Região

A Bacia do Parnaíba apresenta grandes volumes de água doce em seu subsolo, armazenados em vários níveis de arenitos de excelente porosidade e permeabilidade, constituindo um bem de grande valor econômico no interior do sertão nordestino.

A evolução da Bacia do Parnaíba propiciou a deposição cíclica de sequências arenosas e siltico-argilosas, resultando na formação de sistemas aquíferos que se desenvolveram do mais antigo para o mais recente, separados por espessas camadas semipermeáveis que se comportam como aquíferos.

Dessa forma, esses processos deposicionais deram origem a três sistemas aquíferos principais, conhecidos regionalmente como Serra Grande, Cabeças e Poti-Piauí, de idade paleozóica, entre os quais se intercalam os aquíferos Pimenteiras e Longá. O primeiro, de interesse para este trabalho, conhecido como aquífero Serra Grande representa a sequência basal da bacia, assentado diretamente sobre as rochas pré-cambrianas, cuja área de exposição e recarga se caracteriza por estreita faixa de direção NE-SW. Trata-se de unidade geológica predominantemente clástica, com espessuras anômalas e muito variáveis, tanto em sua faixa aflorante como em subsuperfície, em função de movimentações tectônicas que ocorreram

durante sua sedimentação, especialmente na borda da bacia. Este aquífero apresenta bom potencial hidrogeológico, segundo Cruz & França (1970). Ele é representado pelos aquíferos Ipu e Jaicós com presença de níveis argilosos que leva a serem confinados.

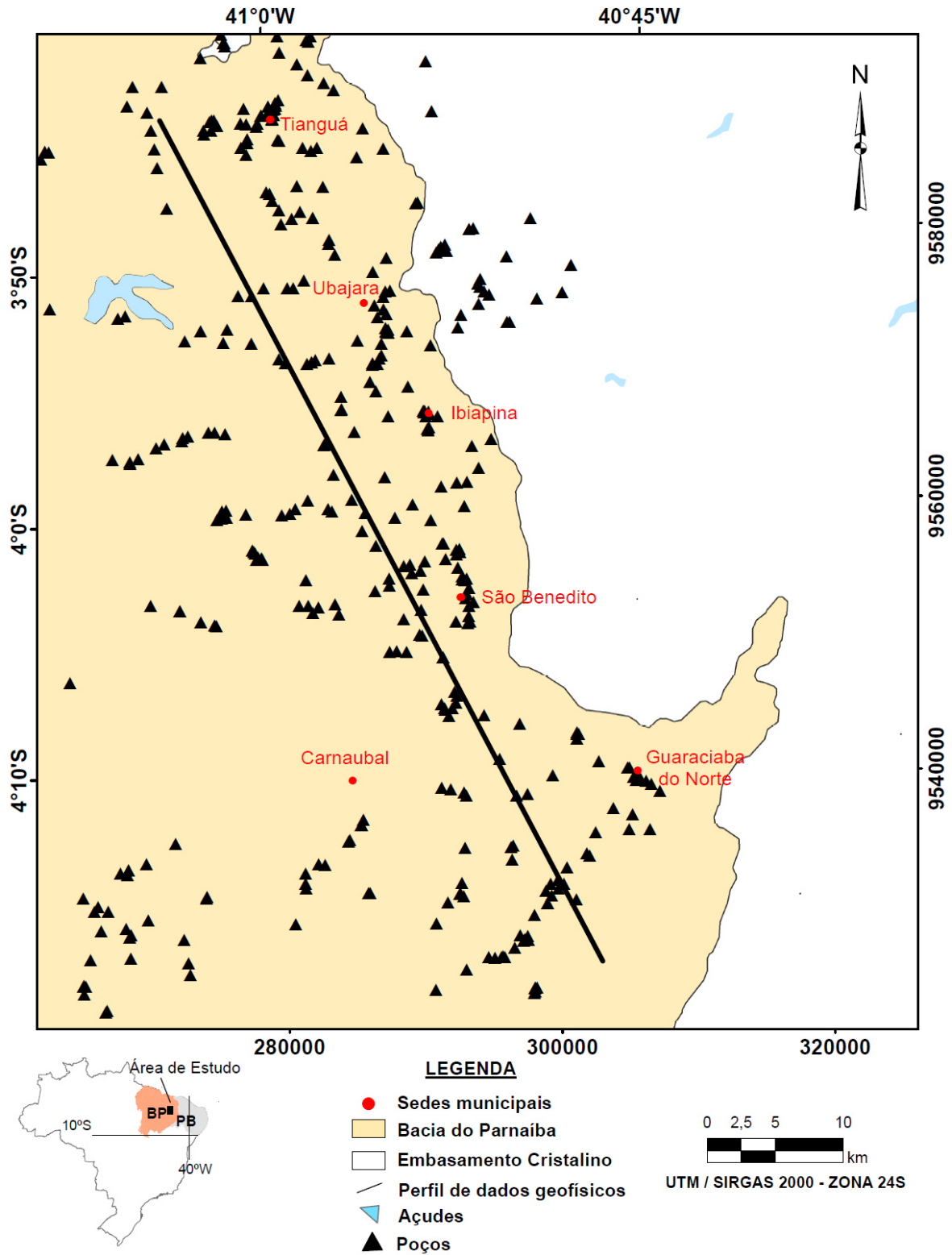
No Estado do Ceará encontra-se apenas a parte livre do aquífero, com área de 7.860 km², que atua como zona de recarga da unidade. Tem espessura média de 100 metros, capacidade específica de 0,95 m³/h/m, vazão média de 5,51 m³/h e níveis estático e dinâmico médios de 33 e 57 metros, respectivamente. Suas águas são normalmente de boa qualidade química, com sólidos totais dissolvidos em torno de 330 mg/L (CPRM, 2014).

Feitosa (2004) informa ainda que a sedimentação do grupo Serra Grande resultou de um grande assoreamento que preencheu depressões profundas do paleorelevo, esculpido no embasamento, originado primariamente de grandes falhamentos. Dessa forma, é de se esperar ambientes de maior energia nas proximidades dessas estruturas, nos blocos rebaixados, resultando em fácies mais grossas do Grupo Serra Grande.

A concepção do evento como vasto assoreamento leva a admitir que suas rochas, especialmente os arenitos e conglomerados, apresentem grandes variações de espessura, relativamente não acompanhadas pelas formações sobrejacentes.

Na área de estudo e adjacências são catalogados 427 poços de água subterrânea, segundo cadastro de poços SIAGAS da CPRM. A Figura 3.6 mostra a distribuição dos poços na área e suas profundidades. A maior parte dos poços possui profundidade inferior a 200 m. Entretanto, apenas 272 poços estão funcionando, enquanto os demais se encontram abandonados, obstruídos, não equipados, fechados ou não utilizáveis. Em relação ao tipo de aquífero, poucos poços possuem descrição e os que têm são caracterizados como livres ou confinados.

Figura 3.6: Distribuição dos poços de água subterrânea da área de estudo.



Fonte: Os dados foram obtidos do cadastro nacional de água subterrânea da CPRM.

4. MÉTODOS POTENCIAIS

4.1. Magnetometria

4.1.1 Pré-processamento dos dados

O pré-processamento de dados aeromagnéticos teve como objetivo avaliar a qualidade dos dados e interpolá-los segundo malhas regulares. Os dois projetos utilizados são provenientes de levantamentos da década de 70 e 80, em função de que, apresentam problemas resultantes da limitação instrumental e tecnológica da época. Os dados foram tratados no presente estudo de forma diferenciada. A execução cuidadosa da etapa pré-processamento foi fundamental para garantir a qualidade dos produtos gerados. O pré-processamento foi iniciado a partir dos dados do campo magnético anômalo. Foram realizadas as seguintes etapas de pré-processamento, aplicadas de acordo com características e peculiaridades de cada projeto geofísico:

1) Padronização do sistema de projeção geográfica: os sistemas foram padronizados neste estudo para coordenadas projetadas com Datum SIRGAS 2000 e Fuso 24 Sul.

2) Análise das informações: os dados foram analisados quanto à presença de inconsistências das linhas de voo. Foram detectados muitos problemas com relação ao cruzamento de linhas de voo e sua regularidade no espaçamento, principalmente nos dados do Projeto Rio Acaraú. Os efeitos “pepita” ou picos, que geram ruídos nos dados, foram identificados pela observação da quarta derivada do campo magnético anômalo em perfil (Blum, 1999). Quando encontrados, esses valores espúrios são removidos tornando os dados mais confiáveis quanto à sua consistência. A qualidade do produtos a serem gerados está relacionado à densidade e à uniformidade dos pontos de amostragem.

3) Interpolação dos dados: a interpolação dos dados magnéticos depende primeiramente da distribuição e do espaçamento da amostragem (Naidu e Mathew, 1998). A dimensão da malha ideal é igual a um quarto do espaçamento das linhas de voo (Geosoft, 2010A). Sendo assim, os dados foram interpolados em malha regular (*grid*), com espaçamento de célula de 250 m e 750 m para os projetos aerogeofísicos Rio Acaraú e Bacia do Maranhão, respectivamente.

4) Micronivelamento dos dados: tem como principal função realçar o sinal geofísico por meio da filtragem dos ruídos de alta frequência concentrados ao longo da linha de voo. Essa técnica foi baseada no algoritmo desenvolvido por Minty (1991). Esse procedimento foi aplicado nos dados do Projeto Rio Acaraú. Para isso, foi utilizada a seguinte sequência de procedimentos:

i) Aplicação do filtro *Butterworth* passa-alta que é equivalente a duas a quatro vezes o espaçamento das linhas de voo. A ordem do filtro pode variar, devendo ser efetuados testes para a verificação dos parâmetros mais adequados.

ii) Aplicação do filtro cosseno direcional devido aos problemas de o nivelamento ser principalmente direcional. As assinaturas que deverão passar para o *grid* de ruído são aquelas na direção das linhas de aquisição com nível de energia determinado pelo usuário. Como no filtro *Butterworth*, testes devem ser efetuados para determinar os parâmetros mais adequados.

5) Aplicação de filtros para a suavização de ruídos de alta frequência: mesmo após o micronivelamento dos dados, ruídos de alta frequência podem ainda dificultar a interpretação de eventuais anomalias. Filtros passa-baixa (Naidu e Mathew, 1998), como o filtro de convolução 3x3 (janela *Hanning*; Oppenheim et al., 1998) são comumente utilizados (Blum, 1999; Silva, 2007). Ele é usualmente aplicado desde que assinaturas de interesse não sejam removidas.

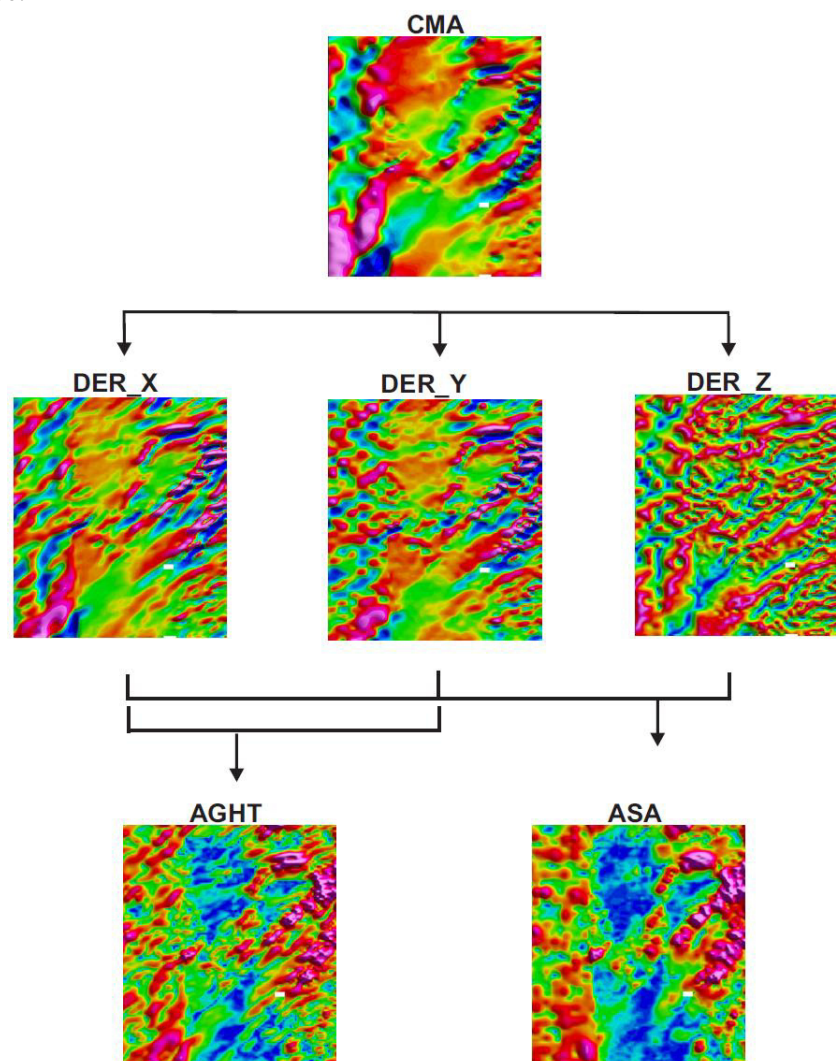
4.2.2 Junção dos dados

Os *grids* dos dois levantamentos usados foram unidos por meio da ferramenta *GridKnitt*, disponível no *software* Oasis Montaj. Os *grids* foram ajustados para um mesmo nível de tamanho de célula, definido com base no maior espaçamento entre as linhas de voo, ou seja, 750 m. Devido à natureza do processamento, os *grids* de cada levantamento possuem níveis de base (*background*) do campo magnético distintos. Essa diferença entre os *grids* deve ser compensada por meio de ajuste estatístico na área de sobreposição. É importante lembrar ainda que ruídos inerentes aos levantamentos antigos também interferem na qualidade da sua junção.

4.2.3. Processamento

Após o procedimento inicial, foram aplicadas outras técnicas de filtragem, com intuito de melhorar a relação sinal/ruído e realçar características específicas das fontes magnéticas. A Figura 4.1 mostra as etapas do processamento com os principais produtos magnéticos gerados na área de estudo.

Figura 4.1: Etapas de processamento dos dados aeromagnéticos da área de estudo. CMA – Campo Magnético Anômalo; DER_X – Primeira Derivada Horizontal em X; DER_Y – Primeira Derivada Horizontal em Y; DER_Z – Primeira Derivada Vertical em Z; AGHT: Amplitude do Gradiente Horizontal Total; ASA: Amplitude do Sinal Analítico.



Amplitude do Sinal Analítico

Corresponde a uma gama de métodos automáticos ou semiautomáticos que são baseados no uso dos gradientes (derivadas) vertical e horizontais das anomalias (Nabighian,

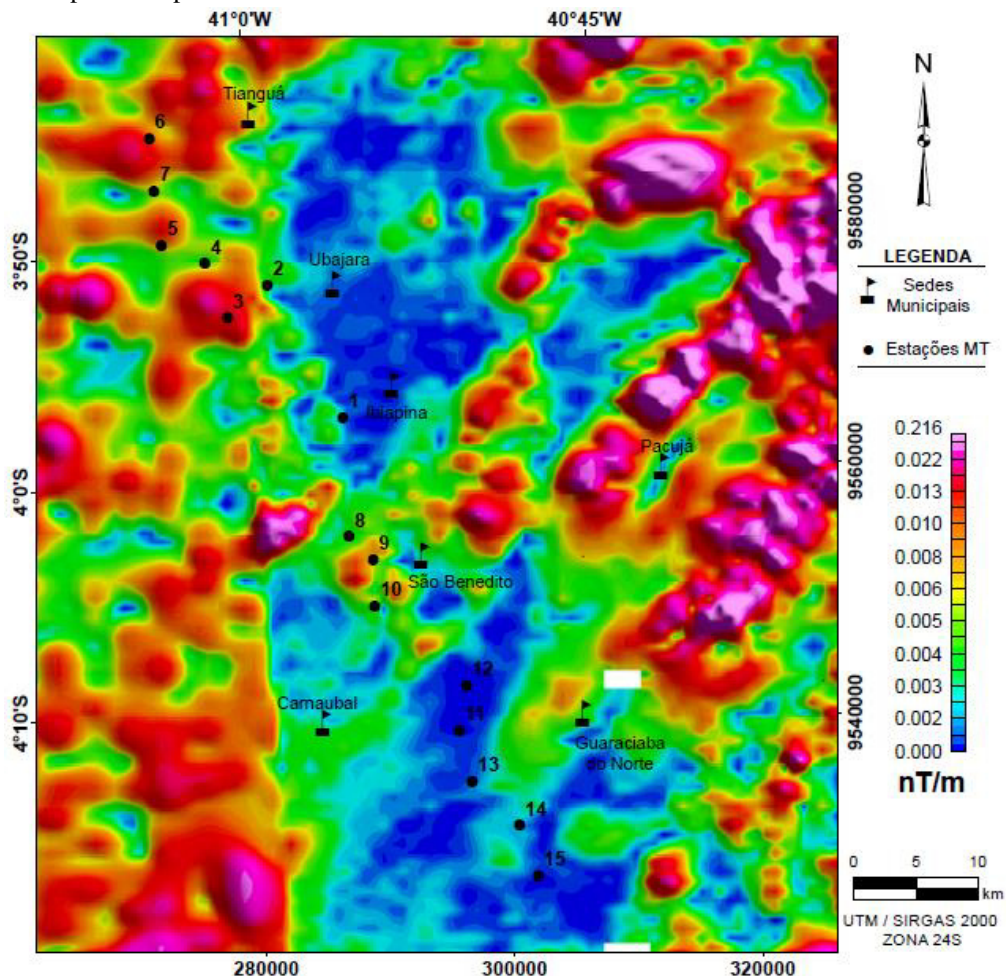
1984; Roest *et al.*, 1992). Tem como característica principal amplificar os curtos e atenuar os longos comprimentos de onda do sinal geofísico nas três direções ortogonais, realçando as bordas e contatos de feições geológicas tais como falhas, por exemplo. Pode ser expresso por vetor de adição das derivadas de segunda ordem das componentes reais nas direções x e y e na componente imaginária na direção z, que realiza processo de varredura para localizar contatos magnéticos e sua profundidade,

$$|ASA| = \sqrt{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}$$

onde ASA é a Amplitude do Sinal Analítico, T o campo geomagnético, e ∂x , ∂y e ∂z são as derivadas verticais de 1ª ordem nas direções x, y e z, respectivamente (Reynolds, 1997).

As anomalias magnéticas tem amplitudes que variam de 0 a 0,216 nT/m, cuja região de localização no perfil MT é marcada por anomalias de média a alta amplitude em sua grande maioria (Figura 4.2). As anomalias magnéticas possuem curto comprimento de onda (< 5 km).

Figura 4.2: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico da área de estudo.



Amplitude do Gradiente Horizontal Total

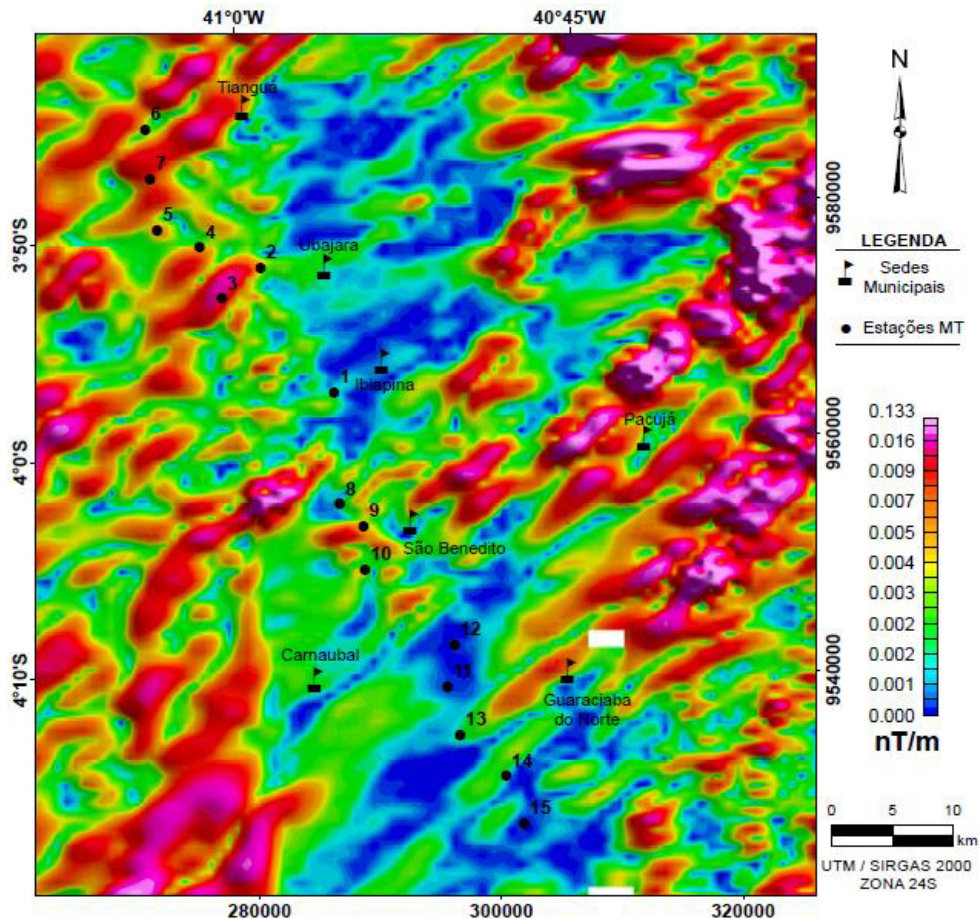
É gerada mediante a utilização das derivadas horizontais e representa a taxa de variação lateral nos dados e realça os principais contatos geológicos (Cordell & Grauch, 1985; Verduzco *et al.*, 2004). O gradiente horizontal de ordem zero, que é o resultante das combinações das 1ª derivadas horizontais x e y, realiza processo de transformação da fase do campo magnético (anomalias) e realce das altas frequências. Pode ser calculada por meio da seguinte formulação matemática:

$$|AGHT| = \sqrt{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}}$$

onde AGHT é a Amplitude do Gradiente Horizontal Total, T o campo geomagnético, e ∂x , ∂y são as derivadas parciais de 1ª ordem nas direções x e y, respectivamente.

A Figura 4.3 mostra o mapa de AGHT com anomalias magnéticas que variam de 0 a 0,133 nT/m. Este produto foi utilizado para realçar os lineamentos magnéticos de 1ª ordem.

Figura 4.3: Amplitude do Gradiente Horizontal Total da área de estudo.



4.2.4. Interpretação dos dados

O espectro de potência (Spector & Grant, 1970) do sinal magnetométrico (Figura 4.4) foi gerado a fim de obter melhor resultado interpretativo no que diz respeito à separação espectral de fontes rasas e profundas, causadoras das anomalias magnéticas. As frequências mais altas, cujo comprimento de onda é duas vezes a distância entre observações sucessivas, chamada frequência de Nyquist, foi desprezada para efeitos de interpretação dos dados (Davis, 1986). Desta forma, foi interpretado que as fontes mais profundas, na área de estudo, chegam a atingir aproximadamente 4 km de profundidade e as fontes rasas e intermediárias variam entre 1 e 2 km. A Figura 4.4 mostra o espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área de estudo.

A assinatura magnética da borda nordeste da Bacia do Parnaíba, com base nos mapas de anomalias magnéticas da primeira derivada vertical, amplitude do gradiente horizontal total e amplitude do sinal analítico, mostra configuração com lineamentos magnéticos de direção principal NE-SW e de 2ª ordem E-W e NW-SE (Figura 4.5).

Figura 4.4: Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área de estudo.

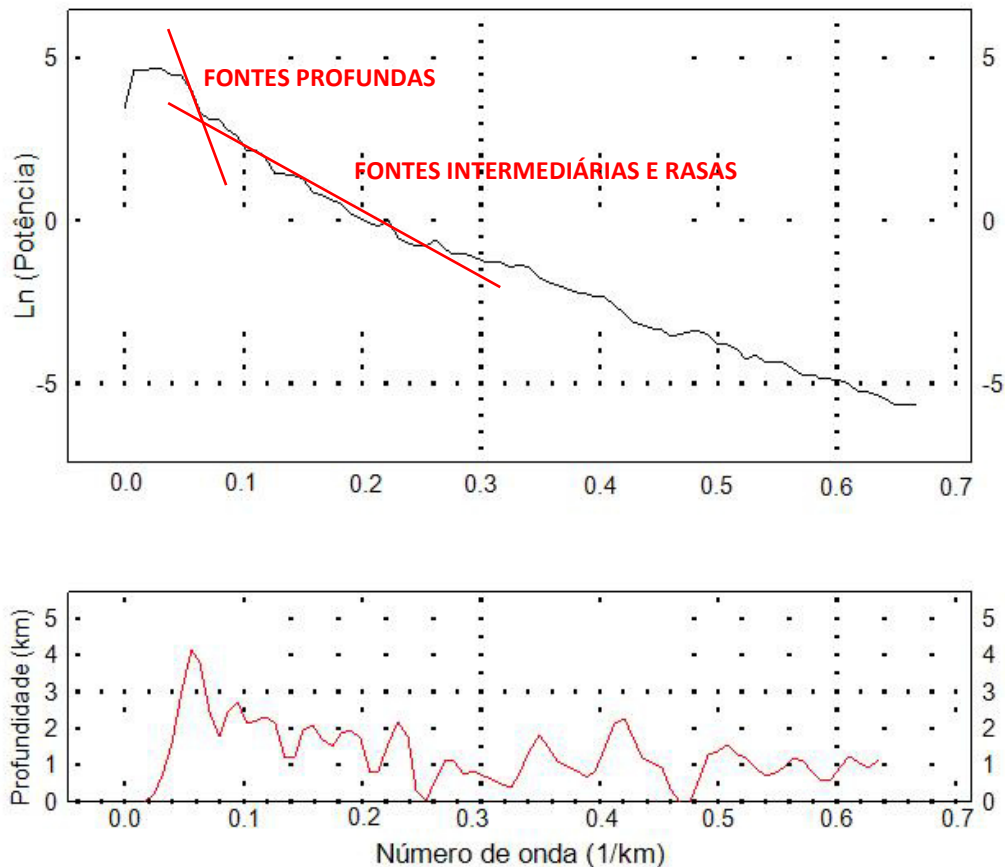
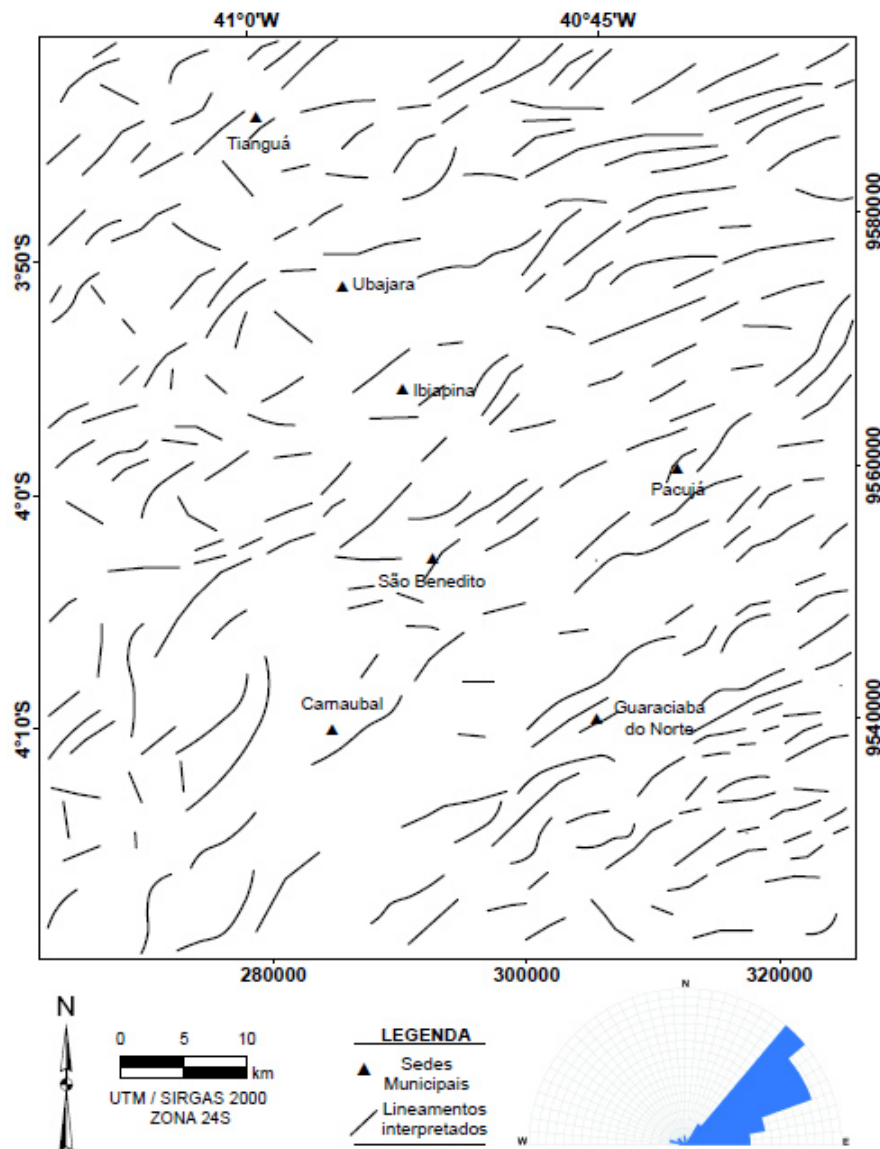


Figura 4.5: Mapa com os principais lineamentos interpretados na área de estudo. Notar diagrama de roseta com forte tendência NE e lineamentos subordinados NW e E-W.



4.2.5 Deconvolução de Euler 3D

Outro procedimento usado para interpretação quantitativa e estimativa das fontes magnetométricas, no qual são adotadas as derivadas horizontal e vertical, foi a Deconvolução de Euler 3D (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990). Essa técnica localiza as fontes magnéticas por meio das relações de homogeneidade de Euler para campos potenciais (magnetometria e gravimetria), que considera a anomalia magnética do campo total $T \equiv T(x,y,z)$, corrigida de um campo regional aditivo constante e produzida por uma fonte pontual 3D, situada nas coordenadas cartesianas x_0 , y_0 e z_0 . A equação abaixo representa a anomalia que satisfaz a equação homogênea de Euler 3D (Reid *et al.*, 1990).

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -nT$$

em que n é o índice estrutural, T o valor da função (campo magnético), x e y as coordenadas do ponto medido, z a profundidade da fonte e $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ e $\frac{\partial T}{\partial z}$ as primeiras derivadas parciais do campo x_0 , y_0 e z_0 .

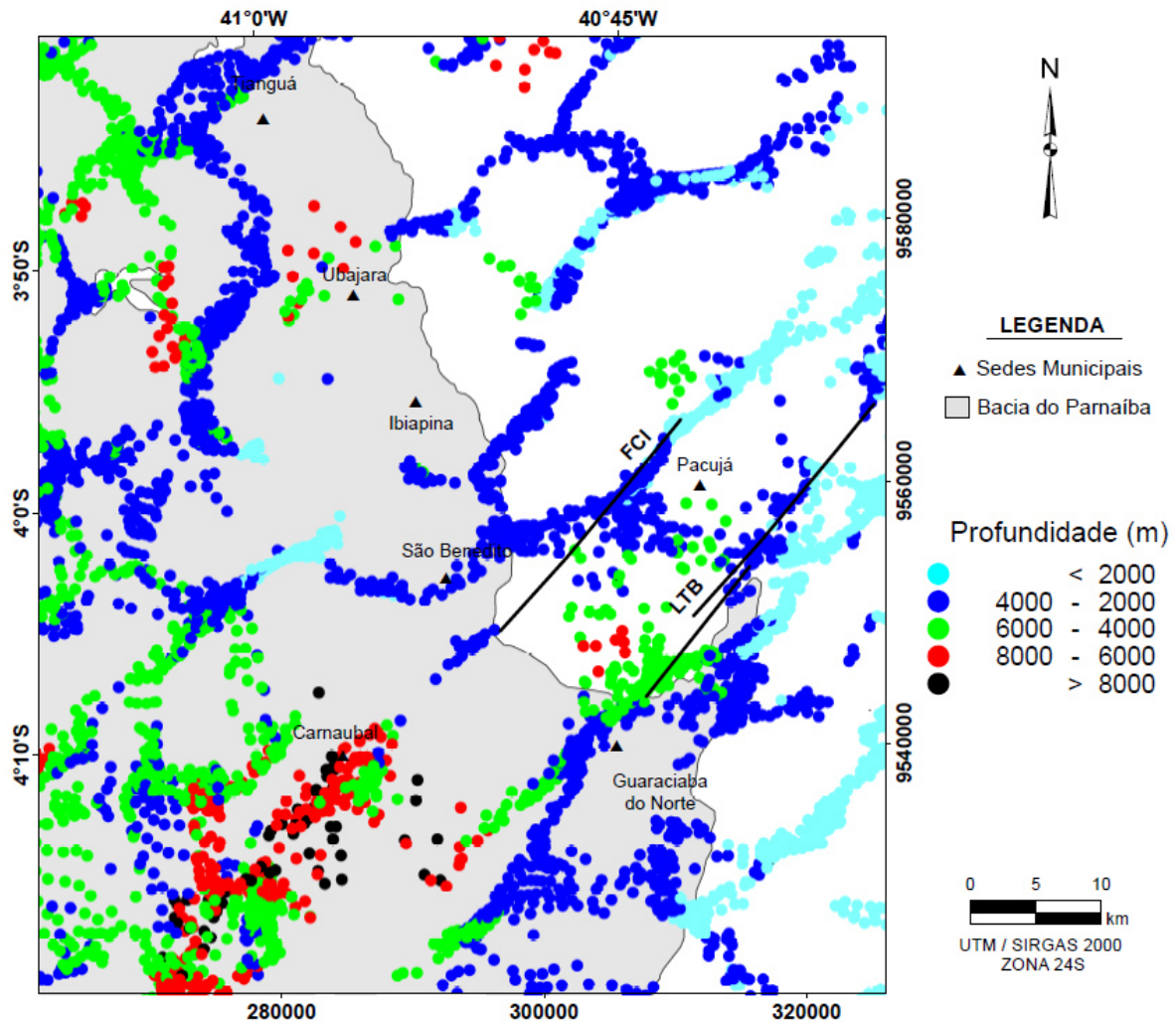
O índice estrutural indica a forma geométrica da fonte. Este é um fator exponencial correspondente à taxa de decaimento do campo potencial com a distância entre a fonte e o ponto de medida (Barbosa & Silva, 2005). O grau de complexidade ou geometria da fonte magnética tem como índices (Geosoft, 2010B):

- 0 - Representa contatos geológicos simples;
- 1 - Representa diques e falhas;
- 2 - Representa cilindros horizontais;
- 3 - Representa qualquer forma tridimensional.

Outro parâmetro inserido no cálculo é o tamanho da janela espacial (Munis, 2009), na qual a solução do sistema de equações leva à localização de determinada fonte. Foram aplicados todos os índices para que cada fonte tenha sua solução melhor definida, porém, o índice 3 foi o que melhor se homogeneizou com a área.

Para o índice 3 foi aplicada uma janela espacial de 10 km e tolerância máxima da profundidade de 10%. Os parâmetros da janela espacial e tolerância máxima foram escolhidos de forma interativa, analisando os resultados obtidos de acordo com a mudança desses parâmetros. A Figura 4.6 apresenta as principais nuvens de solução geradas pela Deconvolução de Euler 3D. Os resultados mostram concentração maior de solução no intervalo entre 2.000 e 4.000 m de profundidade. A área de estudo possui expressivas soluções alinhadas segundo *trend* NE-SW, provavelmente, associadas à Falha Café-Ipueiras e ao Lineamento Transbrasiliano (Figura 4.6). O extremo sudoeste da área, perto da cidade de Carnaubal, possui nuvens de soluções com profundidades maiores que 6.000 m e alinhadas na direção NE-SW. A feição pode estar relacionada à extensão da Falha Café-Ipueiras. Na região de Tianguá aparecem nuvens de soluções com profundidades de até 8 km alinhadas na direção NE-SW e parecem estar associadas à Falha Arapá que não está exposta na região, porém é cartografada no Domínio Médio Coreau, Província Borborema.

Figura 4.6: Nuvens de soluções para Deconvolução de Euler 3D com índice estrutural 3 na área de estudo. Com destaque as falhas regionais presentes no mapa geológico (linha em preto). FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliânico.



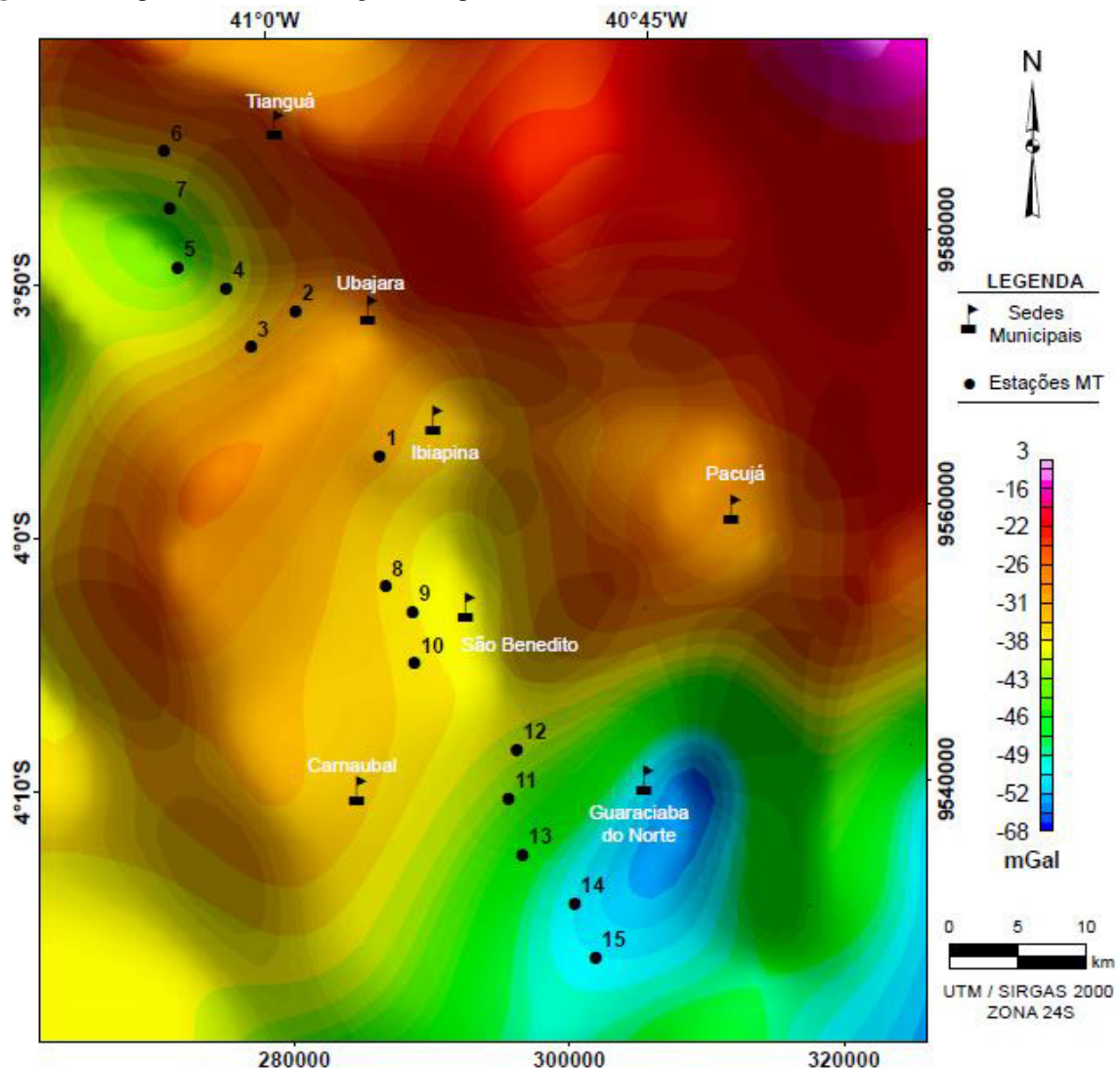
4.2. Gravimetria

Neste estudo foi definido o mapa de anomalias Bouguer como mapa base para o processamento e interpretação dos dados gravimétricos. A anomalia Bouguer é obtida após a remoção de efeitos que não estão diretamente ligados a variações de densidade na crosta terrestre do campo gravimétrico observado. Esse processo é denominado de redução do dado gravimétrico (Blakely, 1996; Reynolds, 2011).

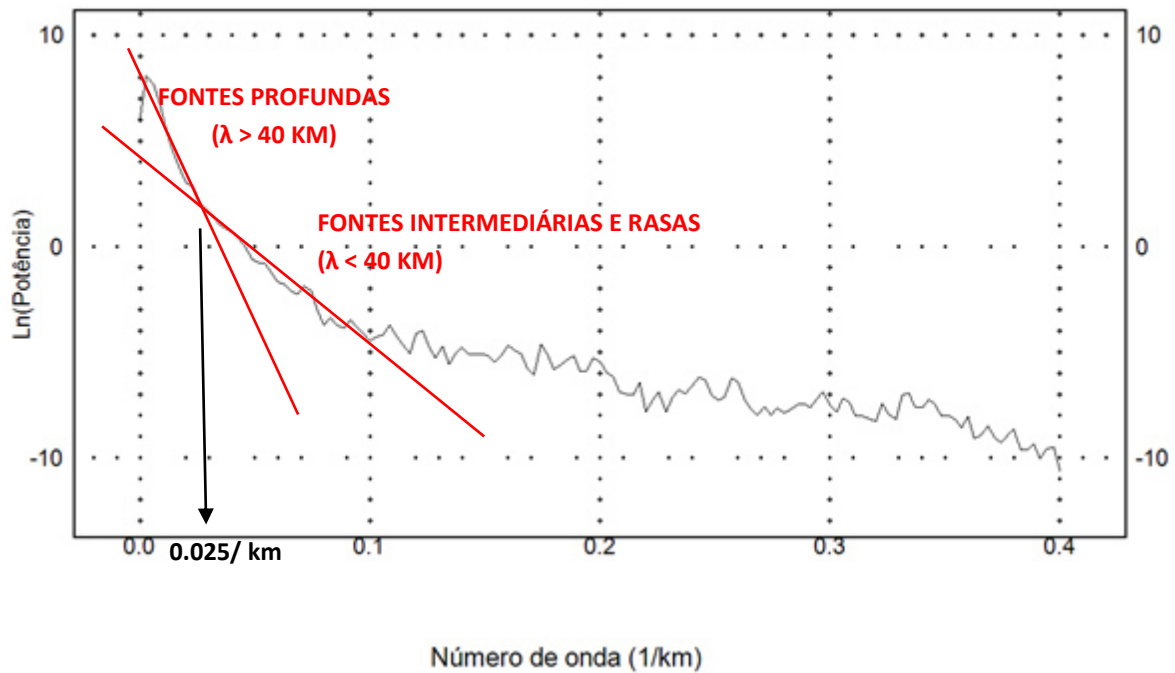
O mapa de anomalias Bouguer foi confeccionado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 1,25 km, utilizando o método *Kriging* (Geosoft, 2010A). O semi-variograma permitiu selecionar o modelo que melhor define a variância do conjunto de dados. A Figura 4.7 mostra o mapa de anomalias Bouguer da área de estudo, cuja porção norte apresenta anomalias de maior comprimento de onda (50 km) e amplitudes máximas de 3,0

mGal, orientadas segundo a direção preferencial NE-SW. Já a porção sul apresenta expressivo mínimo gravimétrico (< -60 mGal) orientado segundo direção preferencial NE-SW.

Figura 4.7: Mapa de anomalias Bouguer Completo da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



O espectro de potência radial médio do sinal gravimétrico – anomalia Bouguer - foi gerado a fim de se obter melhores resultados na análise dos intervalos de número de onda no que diz respeito à separação espectral das fontes rasas e profundas, causativas das anomalias gravimétricas (Spector & Grant, 1970). Foi verificado que o comprimento de onda ideal é de 40 km, ou seja, a componente residual corresponde a anomalias com comprimentos de onda menores que 40 km e ressalta fontes essencialmente crustais, enquanto que a componente regional apresentará anomalias de maior comprimento de onda (> 40 km) e conterá fontes mais profundas e relacionadas à interface crosta/manto (Figura 4.8).

Figura 4.8: Espectro de potência radial médio do campo gravimétrico anômalo Bouguer da área de estudo.

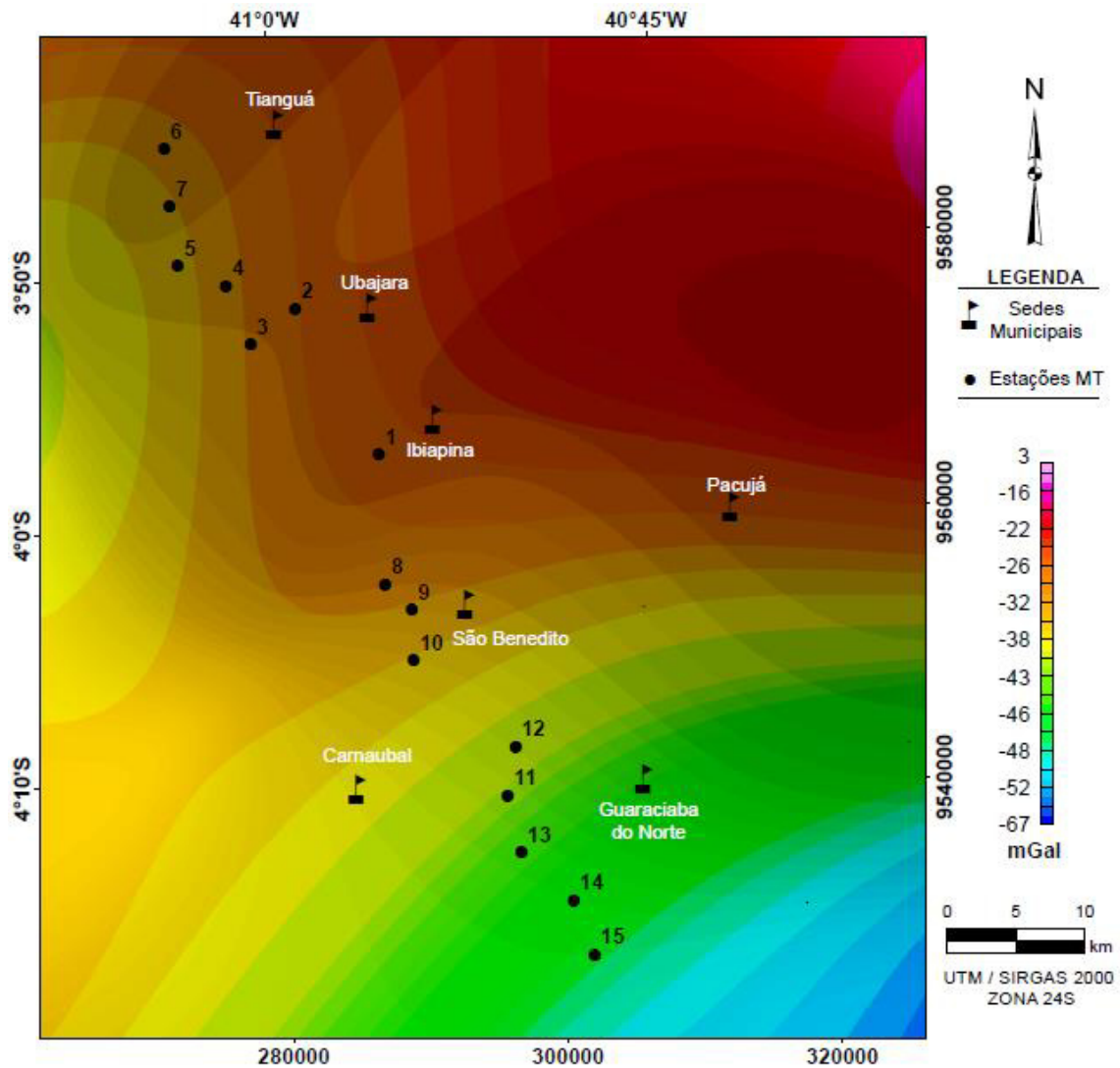
As componentes regional (Figura 4.9) e residual (Figura 4.10) do campo gravimétrico foram separadas por meio de filtro de separação regional-residual que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades. Este filtro consiste de operador matemático que atua como passa-baixa ou passa-alta das frequências do sinal escolhido no domínio do número de ondas. O *trend* gravimétrico regional da área pesquisada pôde ser distinguido satisfatoriamente (Figura 4.9) e realça a resposta gravimétrica das heterogeneidades crustais mais rasas que são evidenciadas no mapa de anomalias residuais (Figura 4.10).

4.2.1 Mapa de Anomalias Gravimétricas Regionais

As anomalias gravimétricas regionais apresentam longo comprimento de onda (> 40 km), com gradiente gravimétrico positivo suave, variando de aproximadamente - 67 mGal a valores próximos de 3 mGal, no sentido de sul para norte (Figura 4.9). Esse aumento contínuo do campo gravimétrico pode, em parte, ser ocasionado pelo afinamento crustal característico da margem continental passiva do Nordeste brasileiro (Castro *et al.*, 1998; Pedrosa Jr. *et al.*, 2010). A região é bem marcada por dois domínios gravimétricos, sendo a porção norte mais densa, enquanto a porção sul apresenta valores de gravidade mais baixos. Tal transição é dada segundo *trend* principal NE-SW e coincidente com a parte norte do Lineamento Transbrasileiro (LTB), que por sua vez divide a região em dois domínios crustais

distintos da Província Borborema (PB): Domínio Médio Coreaú e Domínio Ceará Central, domínios esses bem marcados na tectônica e geologia da província (Figura 3.3).

Figura 4.9: Mapa de anomalias gravimétricas regionais da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

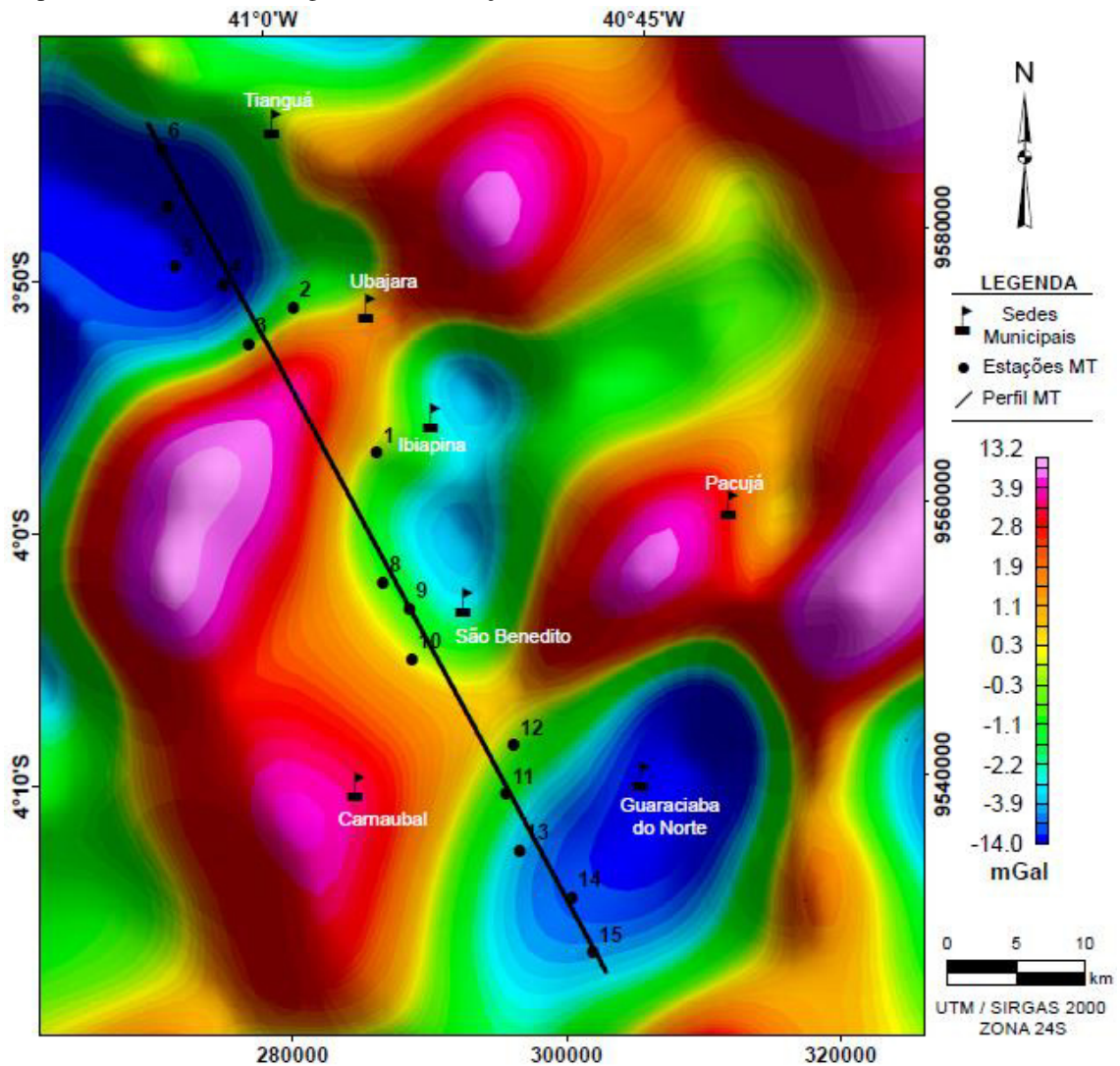


4.2.2 Mapa de Anomalias Gravimétricas Residuais

O mapa de anomalias gravimétricas residuais (Figura 4.10), que corresponde à componente residual do campo sem a influência das anomalias de maior comprimento de onda da componente regional (Figura 4.9) é representado por assinatura gravimétrica de relevo bastante acidentado, com anomalias negativas e positivas de comprimento de onda curto e intermediário (5 a 15 km) dispostas segundo direções preferenciais NE-SW, NW-SE e N-S. A assinatura gravimétrica da área é marcada por três anomalias negativas, das quais duas

são bastante expressivas e parecem estar limitadas por feições de anomalias positivas segundo direção NE-SW.

Figura 4.10: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da borda nordeste da Bacia do Parnaíba com destaque para o perfil utilizado na modelagem e deconvolução de Euler 2D.



4.2.3 Interpretação dos Dados Gravimétricos

A partir dos dados do campo gravimétrico residual foi gerado o mapa de anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical (Figura 4.11). Esse mapa destaca fontes mais rasas e anomalias de menor comprimento de onda, cuja assinatura foi utilizada para interpretar os principais lineamentos gravimétricos da área de estudo (Figura 4.12). Tais lineamentos encontram-se com direções preferenciais NE-SW e lineamentos subordinados nas direções NW e E-W.

Figura 4.11: Mapa de anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

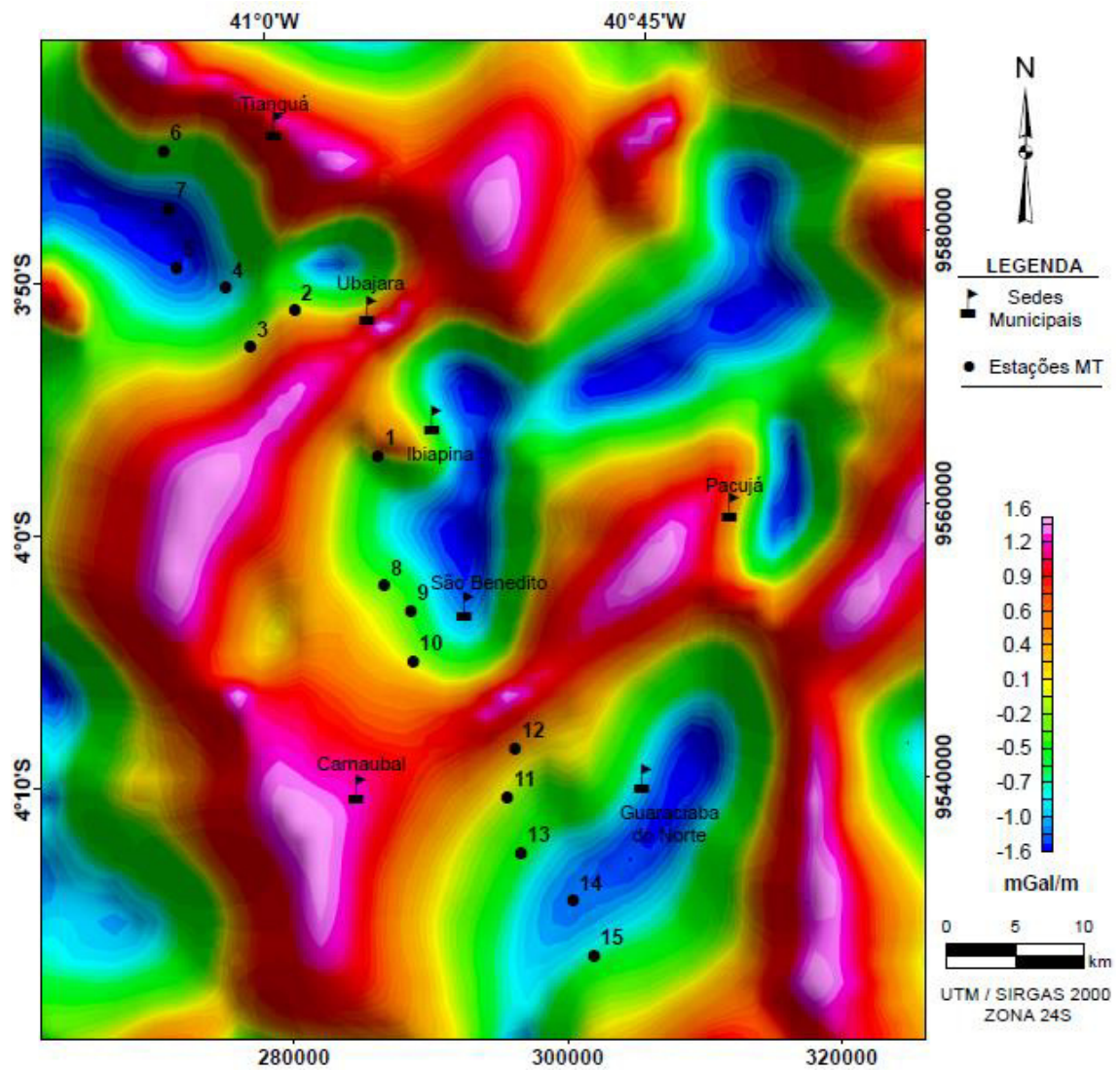
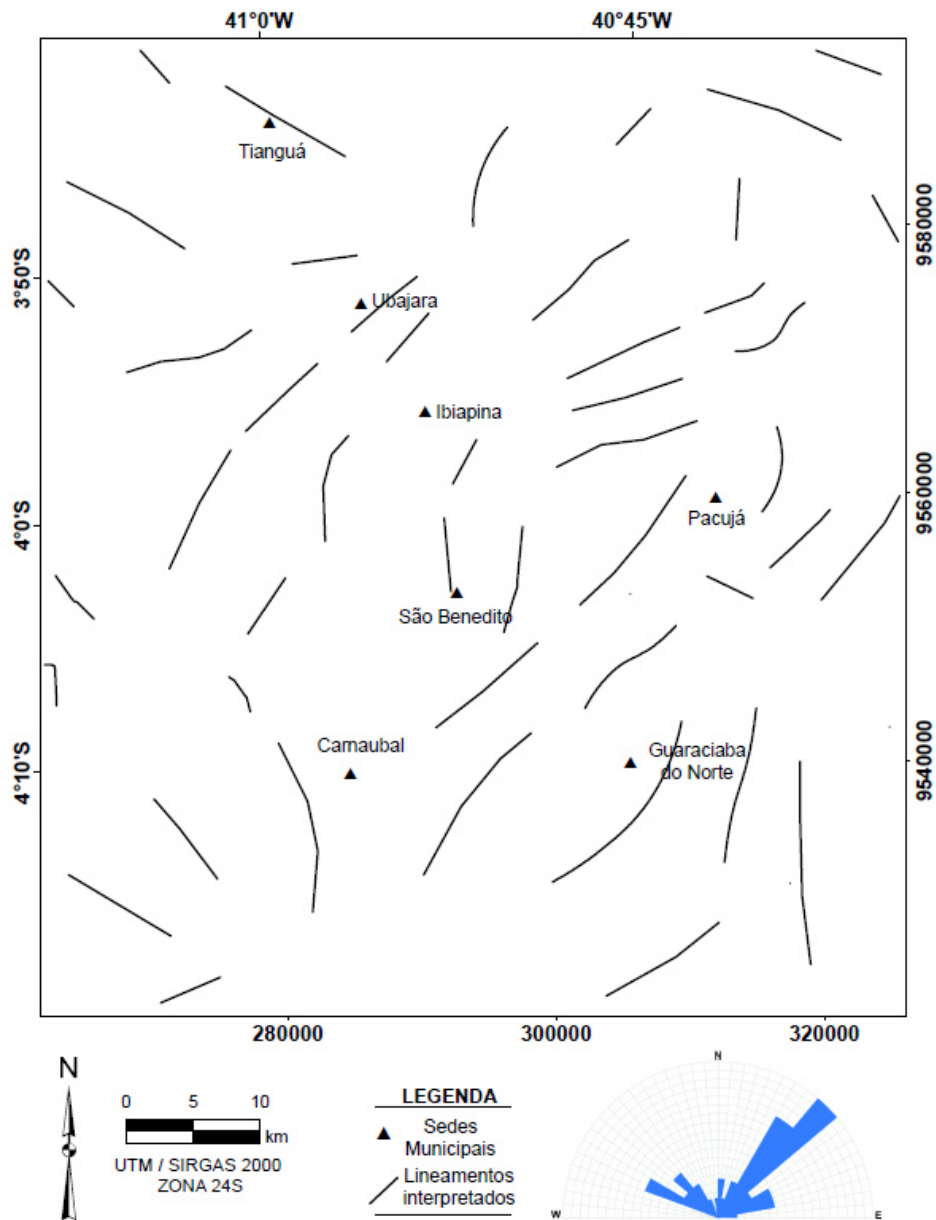
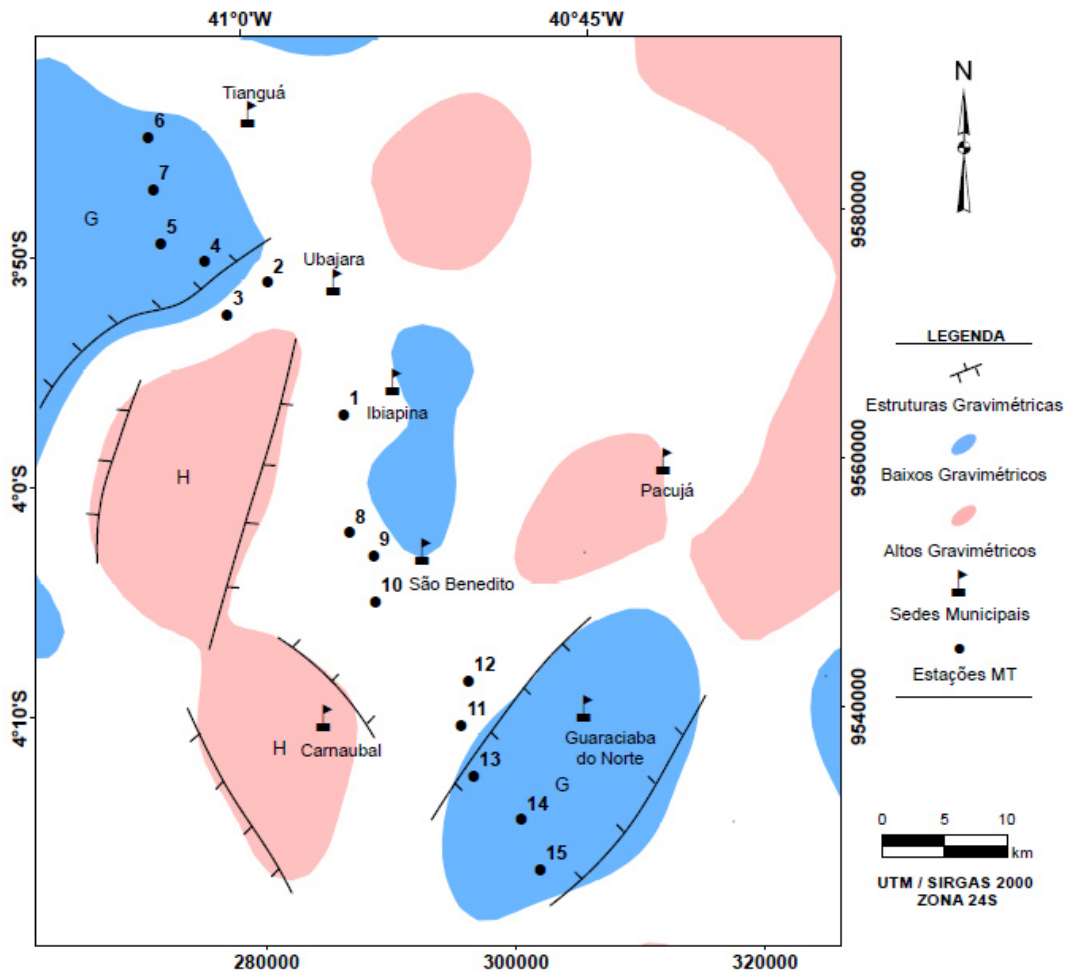


Figura 4.12: Mapa com os principais lineamentos interpretados na área de estudo. Notar diagrama de roseta com forte tendência NE e lineamentos subordinados NW e E-W.



A Figura 4.13 apresenta interpretação obtida a partir do mapa gravimétrico de anomalias Bouguer residual (Figura 4.10). Nela estão destacadas as principais anomalias positivas e negativas, bem como estruturas gravimétricas lineares. É notável a presença de estruturas gravimétricas possivelmente associadas com grabens e *horsts*, estes também marcados na imagem.

Figura 4.13: Interpretação gravimétrica na borda nordeste da Bacia do Parnaíba com a localização das principais estruturas gravimétricas (G- Grabens; H- Horsts).



4.2.4 Deconvolução de Euler 3D

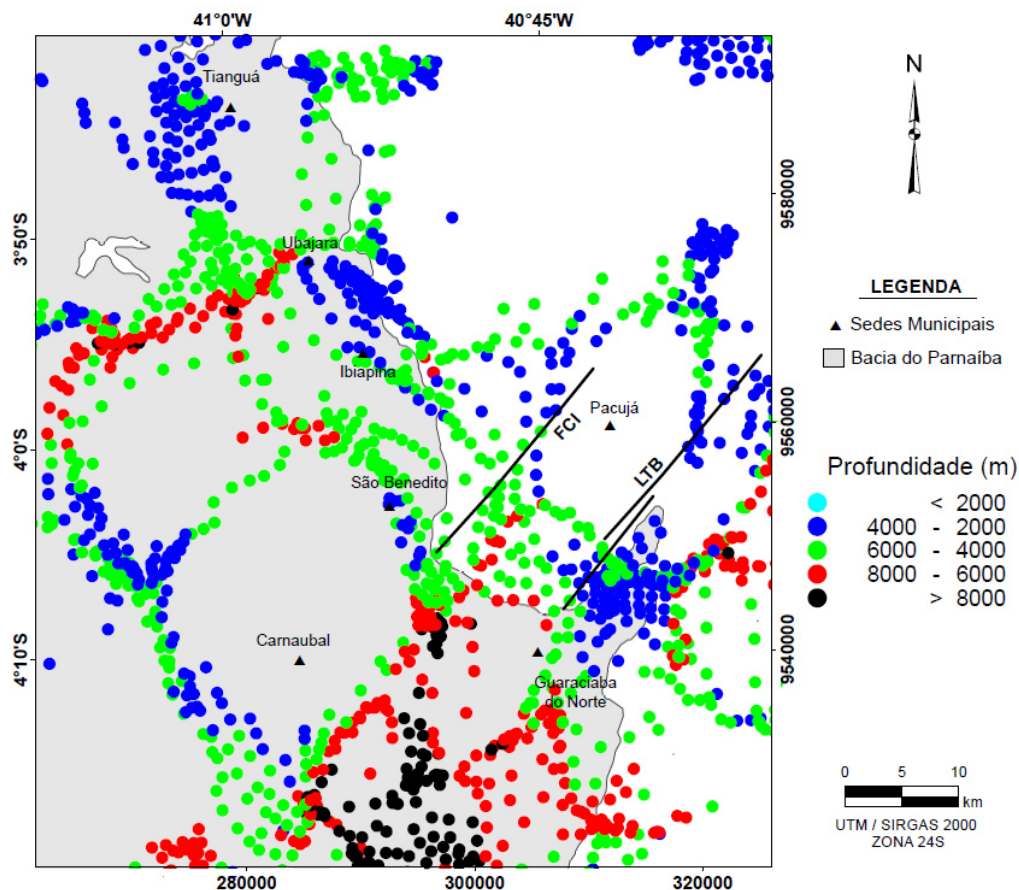
A Deconvolução de Euler (Nabighian, 1984; Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990) foi realizada sobre o mapa de anomalias Bouguer residual (Figura 4.10) com intuito de estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas na porção mais superior da crosta terrestre. O índice estrutural é fator exponencial que corresponde à taxa de decaimento do campo com a distância, para fonte de geometria conhecida. O índice estrutural indica a forma geométrica da fonte (Barbosa & Silva, 2005). O grau de complexidade ou geometria da fonte gravimétrica tem como índices (Geosoft, 2010B):

- 0 - Representa falhas e diques;
- 1 - Representa cilindros horizontais;
- 2 - Representa corpo tridimensional.

Outro parâmetro inserido no cálculo é o tamanho da janela espacial (Munis, 2009), na qual a solução do sistema de equações leva à localização de determinada fonte. O índice estrutural 0 foi o que melhor representou os dados da área de estudo, aplicando uma janela espacial de 12,5 km e tolerância máxima da profundidade em 15%. Estes parâmetros foram escolhidos de forma interativa, analisando os resultados obtidos de acordo com a mudança dos parâmetros.

A Figura 4.14 apresenta as principais nuvens de soluções geradas pela Deconvolução de Euler 3D, que mostram concentração maior de dados no intervalo entre 1 km até aproximadamente 15 km (Figura 4.14). Ao longo do LTB a maioria das fontes gravimétricas concentra-se em profundidades maiores que 6 km, sendo as fontes mais rasas percebidas fora do contexto da bacia. Concentração de soluções profundas (> 8 km) encontra-se principalmente a sul da área de estudo, entre Carnaubal e Guaraciaba do Norte. É possível também notar dois lineamentos bem expressivos e de direção NE-SW próximos a Ibiapina e Ubajara.

Figura 4.14: Nuvens de soluções para Deconvolução de Euler 3D com índice estrutural 0 na área de estudo, destacando as falhas regionais presentes no mapa geológico (linha em preto). FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliano.



4.2.5 Modelagem 2D

A base computacional para a modelagem gravimétrica foi realizada utilizando o *software* GM-SYS que foi desenvolvido por Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), enquanto os algoritmos e rotinas usados para calcular a resposta dos modelos geométricos das fontes gravimétricas em profundidade são descritos por Won & Bevis (1987). O programa permite criar e manipular de forma interativa modelos geológicos 2D levando ao ajuste otimizado entre as curvas gravimétricas calculada e observada. O modelo inicial foi criado baseado em algumas informações bibliográficas (Castro *et al.*, 2014; Pedrosa Jr, 2015), dados de geologia de superfície e na deconvolução de Euler 3D (Figura 4.14). As densidades foram estabelecidas com base em bibliografia existente para as principais unidades litoestratigráficas presentes na área (Telford *et al.*, 1998; Castro *et al.*, 2014; Pedrosa Jr, 2015). Nesta pesquisa foi selecionada uma seção gravimétrica cuja posição sobre o mapa de anomalia Bouguer Residual está na Figura 4.10.

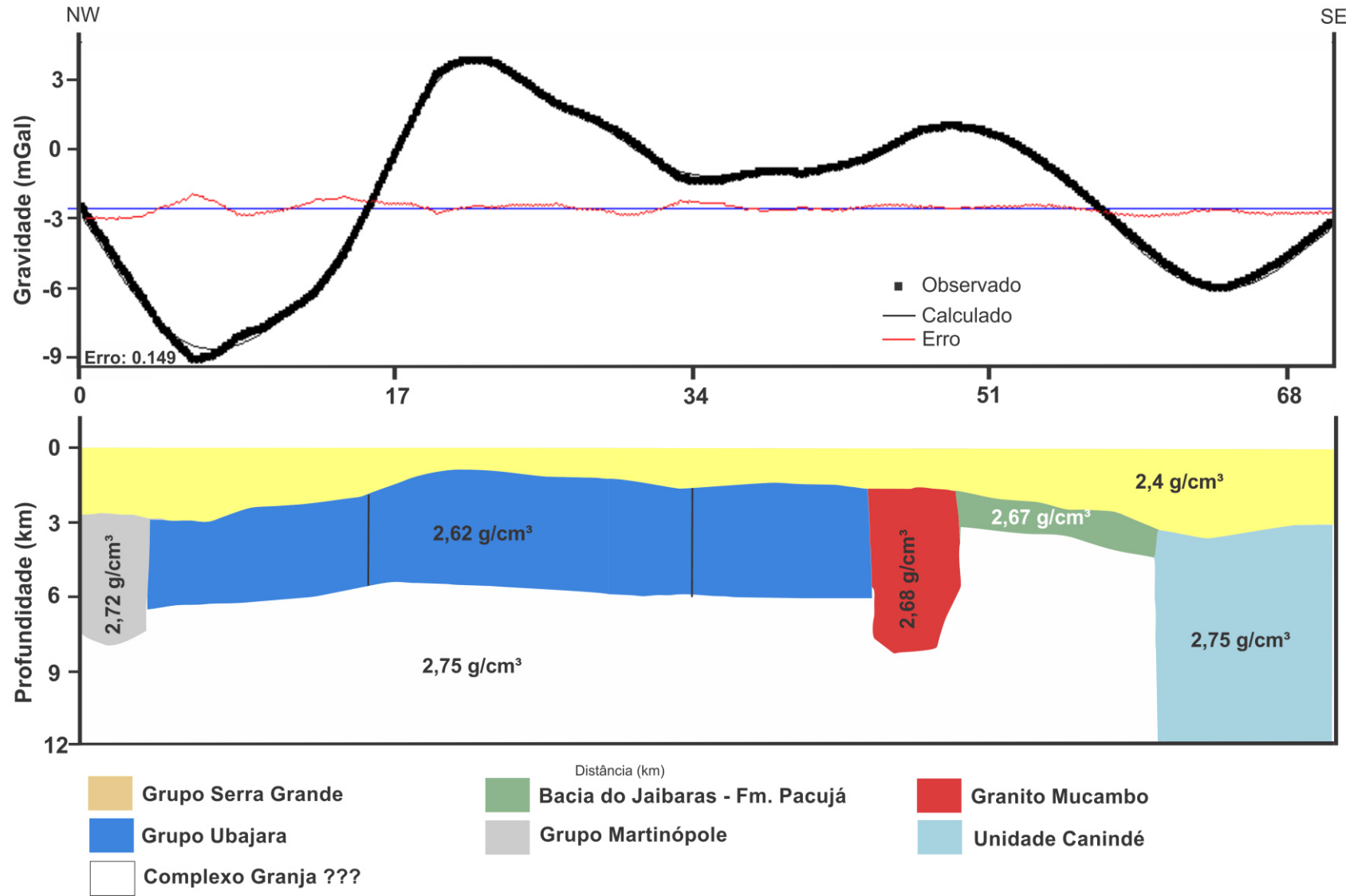
O ajuste entre as curvas observada e calculada para o modelo é de 0,149. Foi inserido um número de blocos compatível com a geologia regional da região (Figura 3.3). No geral, foi adotada densidade média de 2,4 g/cm³ para as rochas do pacote sedimentar do Grupo Serra Grande. Densidade de 2,72 g/cm³ foi adotada para as rochas do Grupo Martinópole – xistos e quartzitos; densidade de 2,62 g/cm³ foi adotada para as rochas do Grupo Ubajara (estas mais densas que os sedimentos, sobretudo por conterem calcários e serem metamorfizadas em baixo grau). Já para o granito Mucambo foi adotada densidade de 2,68 g/cm³. Para as rochas da Formação Pacujá foi adotada densidade de 2,67 g/cm³ (Pedrosa Jr, 2015), enquanto para as rochas da Unidade Canindé foi adotada densidade de 2,75 g/cm³. Foi inserido bloco de embasamento na crosta superior, logo abaixo das rochas supracrustais do domínio Médio Coreaú, com densidade de 2,75 g/cm³.

No perfil NW-SE (Figura 4.15), no tocante às estimativas de profundidades no modelo, não houve contribuição de poços cadastrados no banco de dados SIAGAS, pois não há poços com profundidades maiores que 300 m. Além disso, não há qualquer informação a cerca de possíveis profundidades do embasamento da borda leste da Bacia do Parnaíba

Dessa forma, a informação sobre a profundidade do embasamento obtida na modelagem é oriunda apenas das densidades das rochas da região existentes na literatura e na deconvolução de Euler 3D (Figura 4.14). A espessura das rochas ao longo desta seção pode atingir 3.000 m. No geral, a anomalia gravimétrica presente nesta seção varia entre 3,5 e -9,2 mGal, onde os dois baixos gravimétricos mais acentuados atingem -9,2 mGal e -6 mGal. Os

dois mínimos gravimétricos, posicionados em 10 e 63 km, são designados de baixo gravimétrico Tianguá e baixo gravimétrico Guaraciaba do Norte, respectivamente. Fato digno de nota é que este segundo baixo mencionado possui orientação NE (Figura 4.10), e está posicionado a leste do LTB. Em termos de recursos hídricos subterrâneos, trata-se de boa indicação para o sistema aquífero Serra Grande.

Figura 4.15: Modelagem gravimétrica 2D com as densidades adotadas e os dados gravimétricos residuais observados, calculados para o modelo e erro.



5. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

5.1. Considerações Iniciais

O método magnetotelúrico (MT), fundamentado inicialmente por Tikhonov (1950) e em mais detalhe por Cagniard (1953), é uma técnica eletromagnética (EM) passiva utilizada para a determinação da distribuição de condutividade elétrica do interior da Terra. O sinal eletromagnético (EM) natural é proveniente de uma variedade de processos a partir de fontes presentes desde o núcleo da Terra até fontes de galáxias distantes. Fontes naturais do campo EM utilizados em MT, com frequências acima de aproximadamente 1 Hz, são devidas às tempestades elétricas (relâmpagos) que ocorrem em todo o planeta, mas com concentração principalmente em três centros principais na Malásia, Amazônia e África, todos em baixas latitudes. Nas frequências menores que 1 Hz, o aumento no sinal é devido ao aumento de correntes na ionosfera, estabelecidas por diversas atividades solares. As flutuações do campo geomagnético estendem-se desde a frequência de 10^6 Hz, que são manifestadas pelas micropulsações geradas na ionosfera, até 10^{-11} Hz, observadas em estudos paleomagnéticos (Figueiredo, 1997). O método MT opera tipicamente na faixa de frequência de 10^{-4} a 10^4 Hz.

No intervalo entre aproximadamente 10^{-1} Hz e 1 Hz há diminuição de energia no espectro, relacionada ao limite entre as duas fontes de geração do sinal. Este intervalo é conhecido como banda morta, região onde a intensidade do campo geomagnético diminui sensivelmente sua energia.

O campo EM incide na superfície da Terra quase como onda plana. A maior parte da energia que chega à superfície é refletida, porém uma pequena quantidade propaga-se verticalmente para o interior da Terra. À medida que o campo EM se difunde para o interior da Terra, atravessa regiões que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluidos, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade. A amplitude, fase e a relação direcional entre o campo magnético (**B**) e o campo elétrico (**E**) na superfície depende da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície.

Para medidas magnetotelúricas combinam-se equipamentos para medidas do campo magnético (magnetômetros e bobinas de indução) com medidas da variação do potencial elétrico, utilizando eletrodos. Registram-se simultaneamente as componentes E_x , E_y , B_x , B_y e B_z . O sistema de coordenadas utilizadas em MT é, em geral, o de coordenadas geomagnéticas: z positivo para o interior da Terra, x positivo para o norte geomagnético e y

positivo para o leste magnético. Na interpretação dos dados MT, após a aquisição dos dados de campo, os sinais eletromagnéticos obtidos no domínio do tempo são processados no domínio da frequência com a finalidade de chegar às impedâncias resistivas. Estas, por sua vez, são interpretadas em termos de resistividade elétrica como função da posição e da profundidade por meio de modelos unidimensionais, bidimensionais e tridimensionais.

A principal desvantagem do método MT é a dificuldade de obter dados em áreas de ruído eletromagnético acentuado. A força do método está em sua capacidade singular de exploração em profundidades rasas e a grandes profundidades sem emprego de fonte artificial, com pouco ou nenhum impacto ambiental.

Aplicação usual do método MT está na exploração do petróleo, em áreas onde a reflexão sísmica é muito cara ou ineficiente. Estudos em regiões cratônicas e conhecimento de estruturas profundas da crosta têm se beneficiado bastante com o emprego do método MT, além da prospecção mineral e hidrogeologia (Vitarello e Padilha, 1993; Fischer e Masero, 1994; Menezes, 1996; Posgay *et al.*, 1996; Figueiredo, 1997; Davey *et al.*, 1998; Chen&Chen, 1998, Lugão *et al.*, 2002, etc). Outra aplicação é a exploração geotermal (Kalvey & Jones, 1995; Correia & Jones, 1997; Lagios *et al.*, 1998).

Principais premissas do método MT

As principais simplificações e suposições do método MT para considerar a indução eletromagnética no interior da Terra aplicável ao método MT, seguindo, em linhas gerais, as descrições de Cagniard (1953) e Simpson e Bahr (2005) são:

- 1) Os campos eletromagnéticos obedecem as equações de Maxwell;
- 2) A Terra não gera energia eletromagnética, ela somente a dissipa ou a absorve;
- 3) Todo campo pode ser tratado como conservativo longe de suas fontes;
- 4) Campos gerados na ionosfera, relativamente muito distantes da superfície da Terra, podem ser tratados como ondas uniformes e plano-polarizadas, penetrando quase verticalmente no interior terrestre. Tal premissa é frequentemente violada em regiões polares e equatoriais em torno dos eletrojetos auroral e equatorial, respectivamente;
- 5) A carga é conservada e a Terra se comporta como condutor ôhmico;
- 6) Correntes de deslocamento são quase estáticas para períodos de sondagens MT, podendo daí serem negligenciadas em relação às correntes de condução.

Fundamentos

Os fundamentos e as fórmulas relacionadas à teoria de indução eletromagnética encontram-se bem descritas na literatura (Simpson e Bahr, 2005; Castells, 2006). As equações de Maxwell são o ponto de partida para compreender como os campos eletromagnéticos naturais, observados na superfície da Terra, podem ser utilizados para estudar as propriedades de um meio condutor. A fonte de um campo EM é uma distribuição de carga elétrica e corrente, especificada como função do tempo e do espaço pela densidade de carga ρ e pelo vetor densidade de corrente \mathbf{J} .

Seguindo a premissa 1, o campo elétrico \mathbf{E} e a indução \mathbf{B} satisfazem às equações de Maxwell, que no domínio do tempo são descritos na forma diferencial como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J} + \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.4)$$

sendo ε e μ a permissividade dielétrica e a permeabilidade magnética do meio, respectivamente.

Nas relações 2.1 - 2.4, assumindo-se o princípio da conservação da carga, há apenas duas relações independentes, as equações (2.1) e (2.2). Dessa forma, é necessário impor condições de contorno para que o sistema de equações possa ser resolvido. Estas condições são determinadas pelas relações constitutivas, definidas a seguir.

As equações de Maxwell acima estão descritas em função do vetor de indução magnética \mathbf{B} (T). Entretanto, para o método MT é mais conveniente expressá-las em função do vetor intensidade magnética \mathbf{H} (A.m⁻¹). Assumindo relação linear entre os vetores, temos a primeira relação constitutiva onde:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.5)$$

Admitindo-se a premissa 5, o vetor densidade de corrente elétrica (\mathbf{J}) da lei de Ohm será a segunda relação constitutiva onde:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.6)$$

sendo σ a condutividade elétrica do meio. As relações (2.5) e (2.6) formam as relações constitutivas das equações de Maxwell. Tais relações fornecem um vínculo entre o comportamento do campo EM e as propriedades do meio.

Substituindo essas relações constitutivas nas equações de Maxwell tem-se:

$$\nabla \times \mathbf{B} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = -\frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.10)$$

Um primeiro passo para obter as equações de onda pode ser dado aplicando o operador rotacional nas equações (2.7) e (2.8). Assim, obtém-se

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.11)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma \nabla \times \mathbf{E} + \varepsilon \nabla \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.12)$$

É fácil mostrar que:

$$\nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \mathbf{H} \quad (2.13)$$

sendo assim, substituindo 2.13 em 2.11:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \mathbf{H} \quad (2.14)$$

Agora assumindo a premissa 6, ou seja,

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (2.15)$$

então 2.12 é simplificada a:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma \nabla \times \mathbf{E} \quad (2.16)$$

As quantidades $\nabla \times \mathbf{E}$ e $\nabla \times \mathbf{H}$ são dadas pelas equações (2.7) e (2.8), respectivamente, de modo que (2.14) e (2.16) podem ser escritas como:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \sigma \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.17)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = -\mu \sigma \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.18)$$

O primeiro termo de cada uma destas últimas equações pode ser expandido usando a identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{V} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{V} - \nabla^2 \mathbf{V} \quad (2.19)$$

portanto

$$\nabla \nabla \cdot \mathbf{E} - \nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.20)$$

$$\nabla \nabla \cdot \mathbf{H} - \nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.21)$$

Considerando que a densidade de carga total ρ no interior da Terra é zero, resulta da equação 2.10 que:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.22)$$

Substituindo então 2.22 em 2.12 e 2.9 em 2.13 conclui-se que

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = \frac{1}{\mu\sigma} \nabla^2 \mathbf{E} \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \frac{1}{\mu\sigma} \nabla^2 \mathbf{H} \quad (2.24)$$

são equações de difusão dos campos E e H no interior da Terra com coeficiente de difusão dados por $1/\mu\sigma$.

Considerando uma variação temporal harmônica ($e^{i\omega t}$), então as equações diferenciais 2.23 e 2.24 tem como solução geral

$$\mathbf{E} = E_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.25)$$

$$\mathbf{H} = H_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.26)$$

Onde ω e k , são a frequência angular e o número de onda do sinal eletromagnético, respectivamente.

Como a forma da solução geral das equações de difusão é a mesma para E e H, então a partir daqui se usará a notação L como sendo uma representação genérica os campos elétrico e magnético. Portanto, resolvendo a solução geral das equações para as equações 2.23 e 2.24, tem-se

$$\nabla^2 \mathbf{L} - i\omega\mu\sigma \mathbf{L} = \mathbf{0} \quad (2.27)$$

ou simplesmente

$$\nabla^2 \mathbf{L} + k^2 \mathbf{L} = \mathbf{0} \quad (2.28)$$

sendo o número de onda k uma grandeza complexa dada por

$$k^2 = -i\omega\mu\sigma \quad (2.29)$$

O significado físico da equação 2.28 é que o sinal MT conta com uma fonte de energia que se difunde através da Terra.

Levando-se em conta que a permeabilidade magnética varia pouco no interior terrestre em comparação com as variações de condutividade elétrica, esta pode ser considerada aproximadamente constante e igual ao seu valor no espaço livre (ou seja, $\mu = \mu_0$). Com isto, tem-se que a única propriedade física sensível às medidas MT é a condutividade elétrica σ .

As soluções das equações de Maxwell apresentam-se de forma relativamente simples quando a premissa de onda plana transmitida na direção vertical é utilizada, ou seja,

$$\mathbf{E} = (E_x, 0, 0) \quad (2.30)$$

$$\mathbf{H} = (0, H_y, 0) \quad (2.31)$$

Nestas condições e, considerando a Terra como sendo meio-espaco uniforme de condutividade elétrica (σ), a solução é do tipo:

$$L_X = L_{X0} e^{-z\delta} \cdot e^{-i(z\delta - \omega t)} \quad (2.32)$$

sendo δ a profundidade pelicular (skin depth), que é a profundidade no meio espaço onde a amplitude do campo é reduzida a 1/e do seu valor na superfície e pode ser dado como:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} \quad (2.33)$$

Pela equação 2.32 se conclui que a amplitude do campo no meio espaço é dada por $L_{X0} e^{-z\delta}$, o que indica que o campo decai exponencialmente com a profundidade z de penetração.

Como pode ser visto em 2.33, δ depende do período ($T=2\pi/\omega$) da onda bem como da condutividade do meio. Quanto maior o período e/ou menor a condutividade do meio, maior será a profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

A razão entre as componentes E_x e H_y define a impedância Z de um meio homogêneo, conforme proposto por Cagniard (1953):

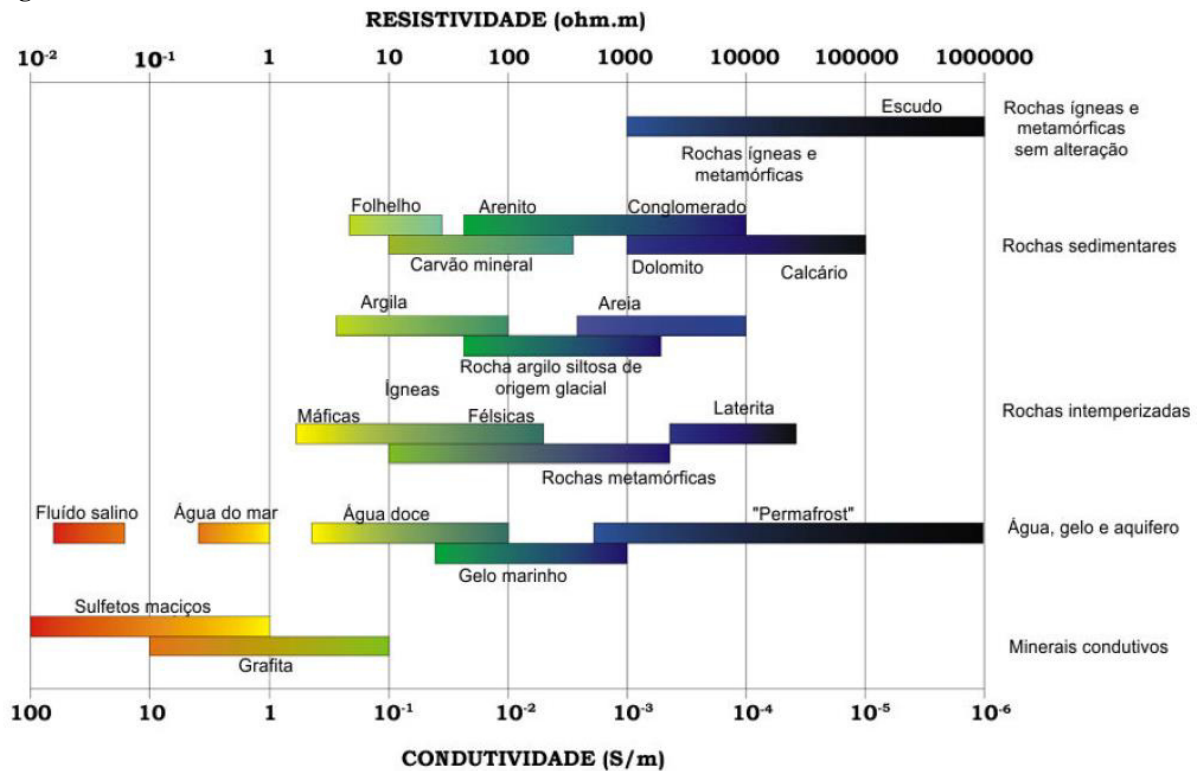
$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu_0}{k} = (1 + i) \frac{\sqrt{2}}{2} (\omega \mu_0 \rho)^{1/2} \quad (2.34)$$

Onde $\rho = (1/\sigma)$ é a resistividade elétrica (em $\Omega \cdot m$). Nota-se que este resultado independe do valor da profundidade z , sendo igualmente válido para campos medidos na superfície ($z=0$). Resolvendo esta expressão para a resistividade (ρ), tem-se que

$$\rho = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z|^2 \quad (2.35)$$

sendo $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ (H/m).

A resistividade elétrica no interior terrestre varia amplamente (mais de sete ordens de grandeza) (Figura 5.1), sendo, depois da viscosidade, o parâmetro físico que mais varia (Jones, 1999). Isto torna as medidas MT bastante sensíveis a anomalias (Hjelt e Korja, 1993). Como os silicatos são maus condutores elétricos, a condução de correntes elétricas nas rochas se dá preferencialmente em componentes minoritários interconectados das rochas, tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis (Jones, 1992).

Figura 5.1: Resistividade elétrica em materiais da Terra.

Fonte: Santos (2012).

5.2. Processamento dos dados MT

O registro simultâneo das séries temporais de campo elétrico e magnético é efetuado por uma unidade central de aquisição, para diferentes bandas, com diferentes taxas de amostragem. Foram adquiridas 5 bandas de frequências para este estudo: a alta frequência 1 (HF1) com uma taxa de amostragem de 131072 Hz, a HF2 a 16384 Hz, a baixa frequência 1 (LF1) a 4096 Hz, a LF2 a 512 Hz e a LF3 a 128 Hz. As séries temporais para os longos períodos, nomeadamente, as bandas LF4 e LF5, com 35 Hz e 4Hz respectivamente, obtêm-se a partir da banda LF3 por dizimação digital. A duração dos registros dos dados de curtos períodos (10^{-3} a 10^{-1}) é da ordem de apenas alguns minutos, uma vez que as taxas de amostragem são muito altas. Já para períodos intermediários a longos do espectro (10^{-1} a 10^3 s), o tempo de coleta aumenta substancialmente, tendo sido cerca de 22 horas na maioria das estações MT deste estudo.

Considerando que os valores medidos dos campos elétricos e magnéticos resultam da combinação de inúmeras fontes, estes estão, naturalmente, contaminados por ruídos tanto de origem natural como artificial, como são exemplo os sistemas de distribuição de corrente, não-estacionaridades transientes, entre outras, os quais, além de serem difíceis de remover

(apresentam-se, por vezes, bastante coerentes) introduzem erros no tensor das impedâncias que conduzem a erros no processamento e interpretação dos dados. Assim, até à obtenção de valores interpretáveis de resistividade e fase, é necessário fazer uma análise do comportamento espectral do sinal.

Análise Espectral

Normalmente, o processamento MT é realizado no domínio da frequência. A conversão do domínio do tempo para o domínio da frequência é realizada pela Transformada de Fourier Discreta (FFT) (Brigham, 1974) ou, alternativamente, pela técnica “*cascade decimation*” (Wight e Bostick, 1980). Os dados apresentaram respostas com boa qualidade em quase todo espectro, exceto em alguns trechos isolados, geralmente em torno de 60 Hz. O sinal gerado por linhas de transmissão de energia na frequência de 60 Hz, e seus harmônicos, constituiu-se em significativa fonte de ruído para as medidas MT, pois podem se somar ao sinal natural MT e provocar falsas e abruptas variações nas respostas (Figura 5.2). Para retirar esses dados espúrios foi utilizado um filtro de corte chamado FIR (*Finite Impulse Response*) para suprimir a frequência de 60 Hz e suas harmônicas (Borah *et al.*, 2015) (Figura 5.3).

Figura 5.2: Espectro de 4096 Hz mostrando a presença do ruído de 60 Hz e suas harmônicas, estação 7.

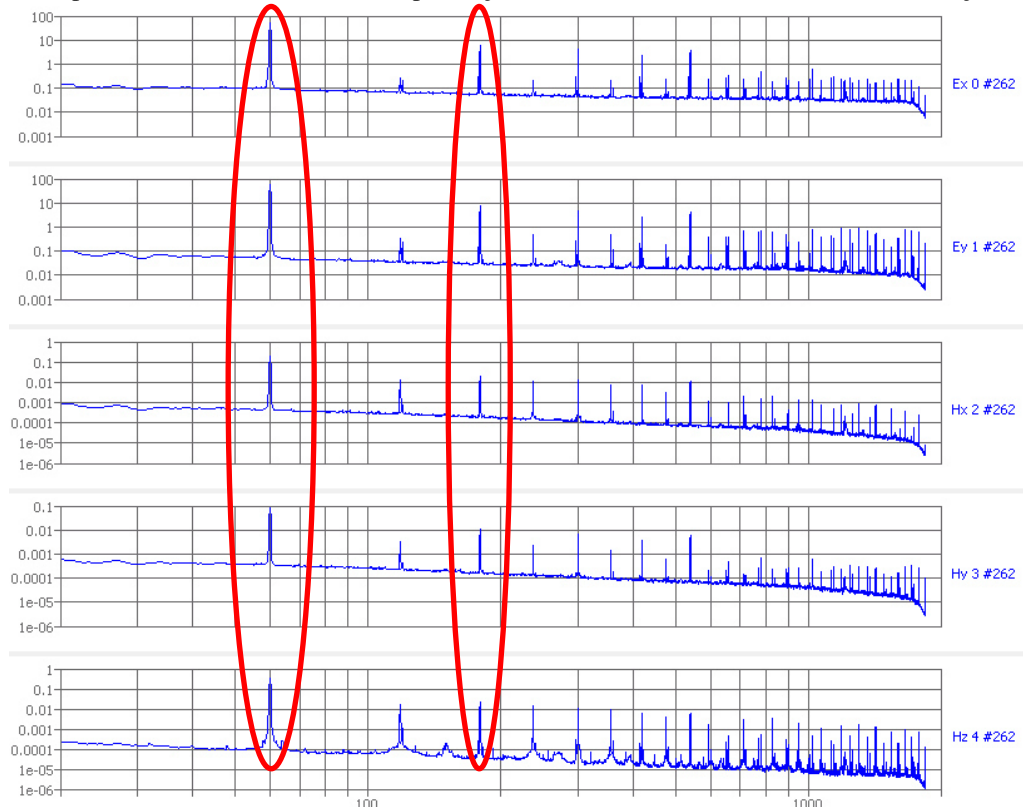
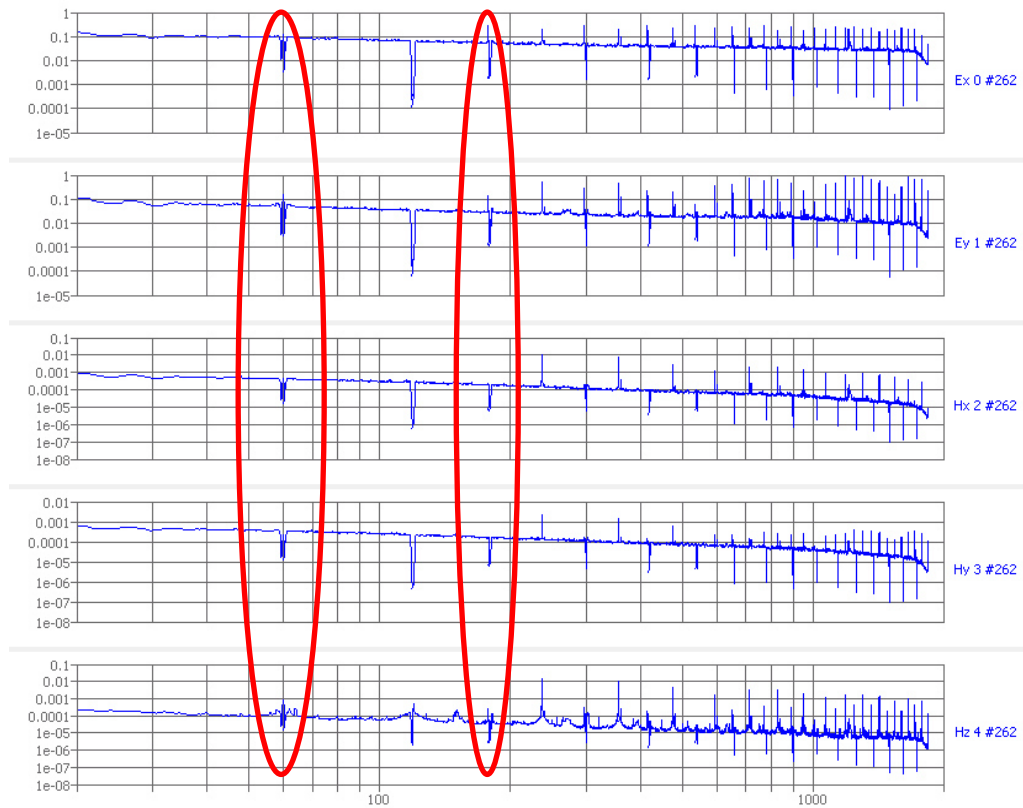
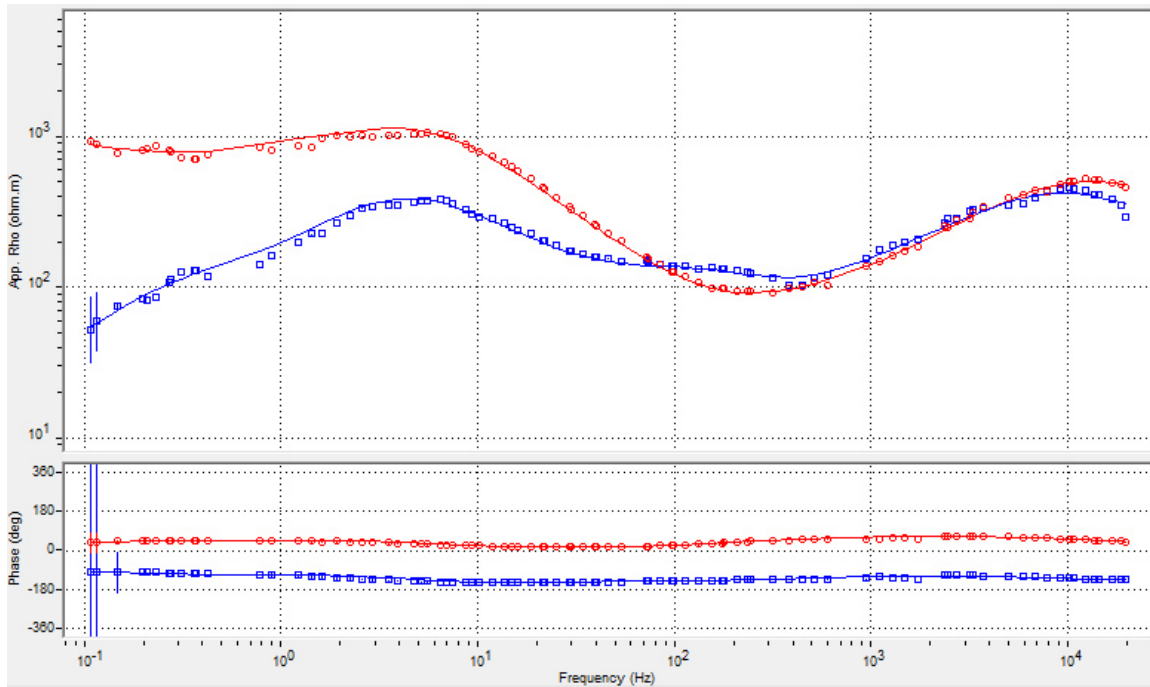


Figura 5.3: Espectro de 4096 Hz após o filtro de corte FIR mostrando o efeito no ruído de 60 Hz e suas harmônicas, estação 7.



Após esse procedimento, a determinação dos parâmetros MT (resistividade aparente e fase em função da frequência) foi feita utilizando o software PROCMT da empresa Alemã Metronix (<http://www.geo-metronix.de/mtxgeo/>), e a série temporal foi convertida em arquivos de extensão EDI. A técnica utilizada para a determinação dos elementos do tensor impedância foi a dos mínimos quadrados descrita por diversos autores (Swift, 1967; Sims *et al.*, 1971; Vozoff, 1991; Hermance, 1973; Gundel, 1977; Kao & Rankin, 1977; Goubau *et al.*, 1978; Kroger *et al.*, 1983) (Figura 5.4). O passo seguinte consistiu da transformação dos dados processados em gráficos de pseudosseções, os quais consistem em uma primeira visualização dos dados, visando à interpretação.

Figura 5.4: Curvas de resistividade aparente e fase da estação 9.

5.3 Pseudosseção

O resultado do processamento descrito nos itens anteriores é a obtenção das funções de transferência MT, o tensor MT (Z), em forma de resistividade aparente e fase (Anexo A). É usual apresentar as respostas de um perfil MT na forma de pseudosseções, que consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as estações MT. Como as frequências têm relação próxima com a profundidade de medida, as pseudosseções fornecem visualização aproximada da variação da resistividade aparente tanto lateralmente como em profundidade.

As figuras 5.5 e 5.6 apresentam o resultado preliminar do perfil MT em questão nessa pesquisa sob a forma de pseudosseções, obtidas a partir da resistividade aparente e fase das direções XY e YX, modo TE (transverso elétrico) e TM (transverso magnético), respectivamente. Por não serem significativamente afetadas pelo deslocamento estático, as pseudosseções da fase são geralmente mais uniformes quando comparadas às de resistividade, permitindo visão qualitativa inicial das principais estruturas geológicas da subsuperfície da área analisada (Jones, 1988).

As pseudosseções da resistividade aparente são bem similares, apresentando estruturas condutivas ao longo de todo o perfil, nos períodos menores, com exceção da região das estações 8,9 e 10 do modo TE, onde ocorre a presença de um corpo resistivo, o qual pode

estar relacionado ao Granito Mucambo cartografado na área (Figura 3.4). No geral, as pseudosseções mostram uma crosta superior condutiva (de 0,0001 s até cerca de 0,01 s), com uma descontinuidade resistiva (de 0,01 s até cerca de 5 s), e uma crosta inferior condutiva (de 5 s até 10 s). As fases trazem essa informação de forma mais clara, apontando para estruturas resistivas (fase abaixo de 45°), que aparecem entre camadas condutoras (fase acima de 45°).

As estações 5, 12 e 15 apresentam, em períodos menores, descontinuidades com valores baixos de resistividade, as quais são concordantes com feições de grabens interpretados, também, a partir das anomalias gravimétricas do capítulo anterior. Em períodos mais longos é possível observar estrutura geológica distinta na porção NE (estação 6), com valores de resistividades mais altos, tanto para o modo TE quanto para o modo TM.

Essa análise preliminar sugere três terrenos geoeletricamente distintos na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, com três descontinuidades bem marcadas no início e fim do perfil. Após essa análise qualitativa preliminar dos dados, realizou-se nova etapa de processamento, visando evoluir para um modelo 2D de subsuperfície e de mais fácil visualização interpretativa. Esses resultados vão permitir a confirmação da análise qualitativa e melhor definição das estruturas geológicas identificadas nas pseudosseções.

Figura 5.5: Pseudosseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção XY (Modo TE).

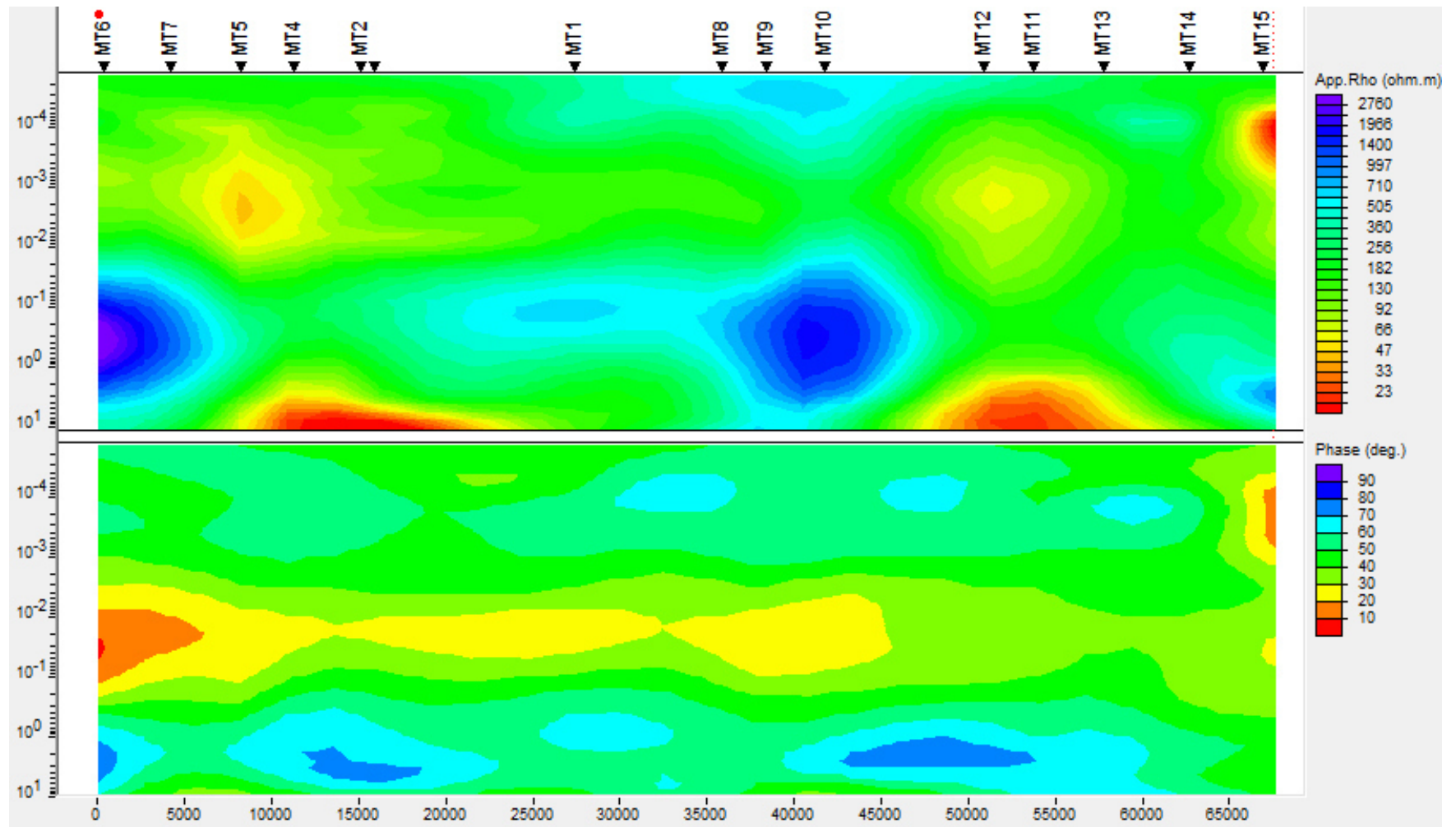
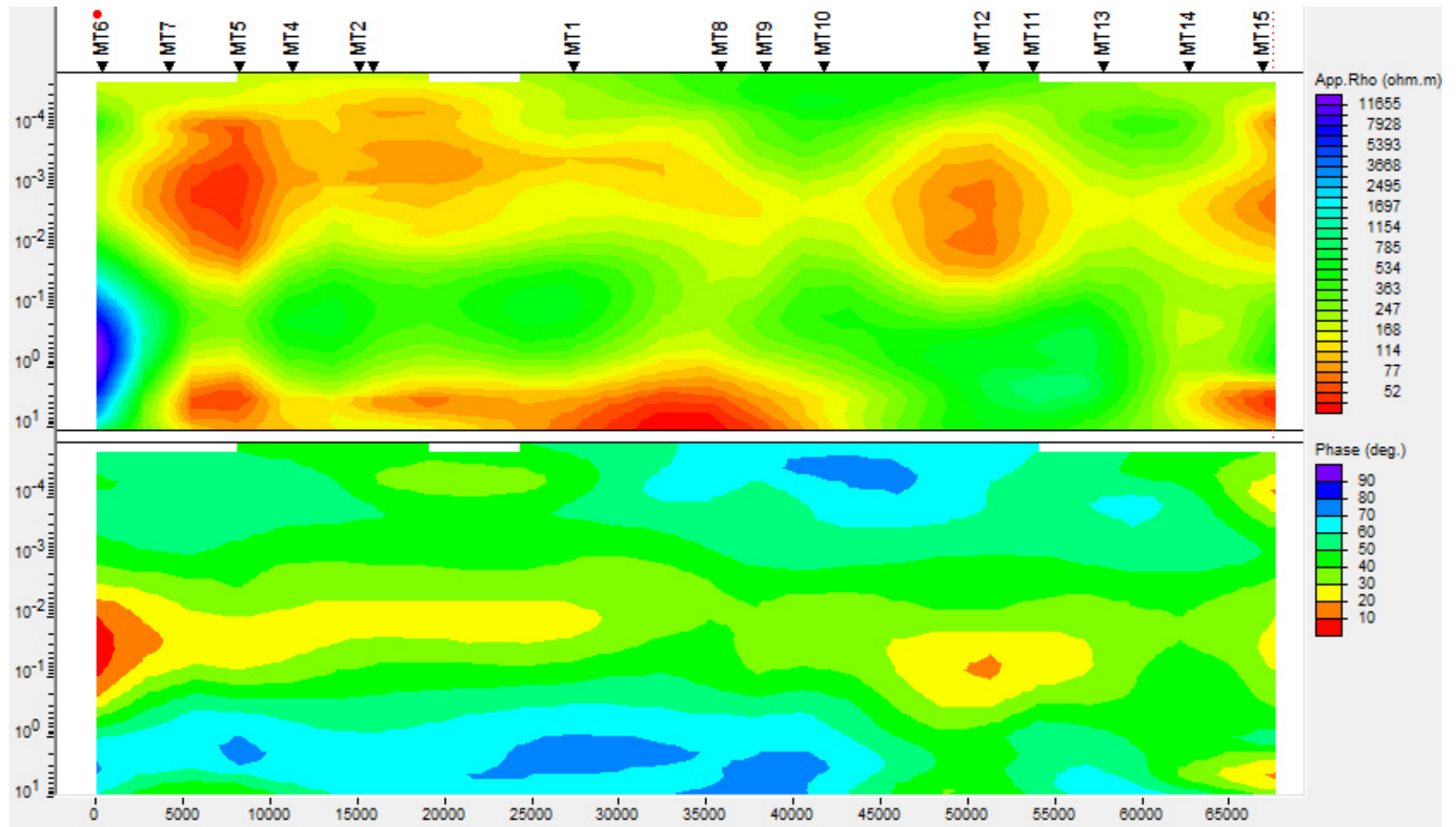


Figura 5.6: Pseudosseção da resistividade aparente e fase do tensor impedância para a direção YX (Modo TM).



5.4 Dimensionalidade das Estruturas

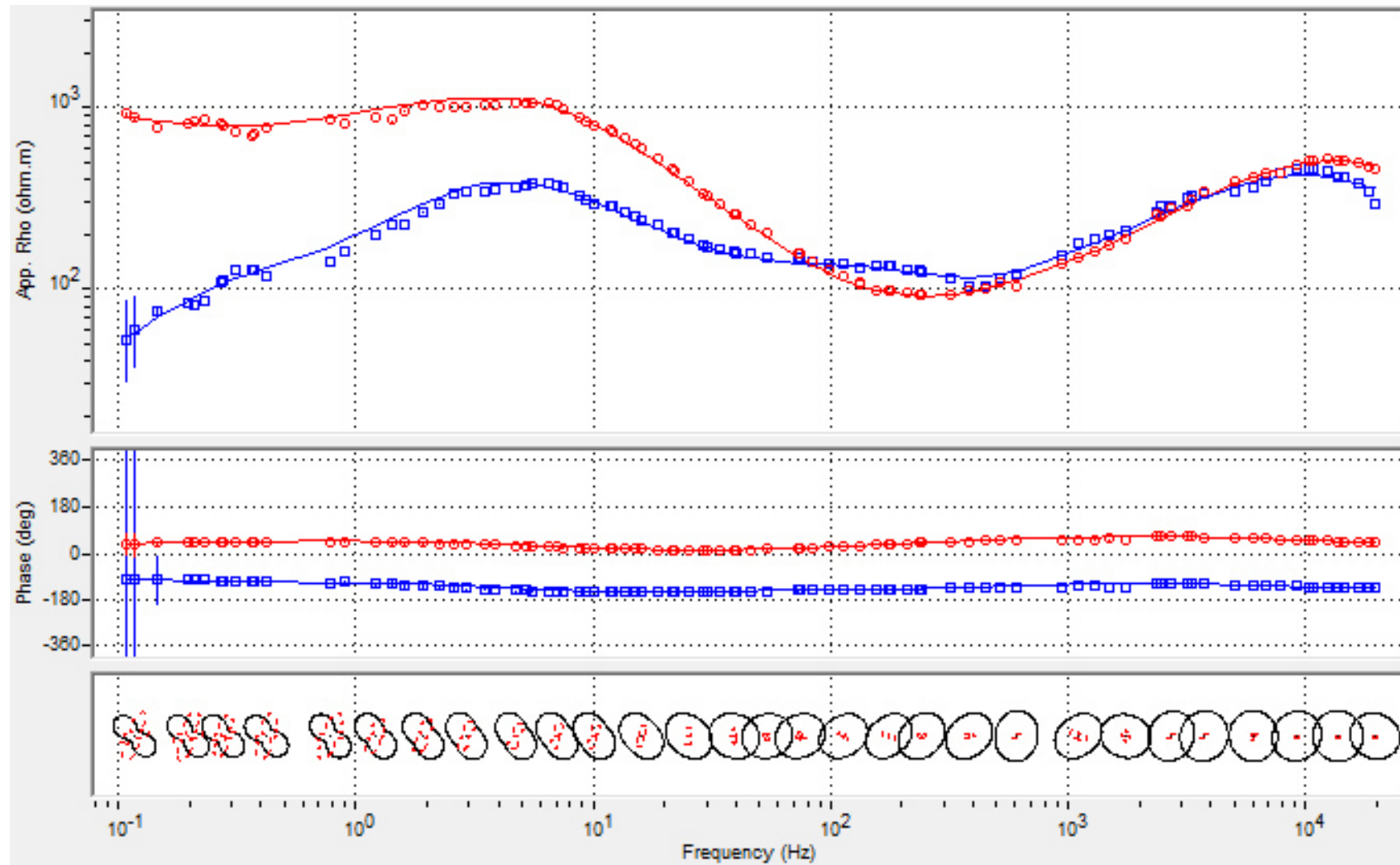
Uma vez estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado. A distribuição espacial da condutividade conhecida como dimensionalidade geométrica pode ser descrita como 1D, 2D e 3D. A Figura 5.7 apresenta, a título de ilustração, as curvas de resistividade aparente, fase e diagrama polar para a estação 9 na qual, 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, em clara indicação 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 5.7 o diagrama polar, construído 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 diagrama polar pontual, como pode ser observado nos diagramas plotados para as altas frequências na Figura 5.7 (pontos vermelhos no interior dos círculos pretos). Ainda para uma Terra 1D os elementos Z_{xy} ou Z_{yx} , quando rotacionados irão formar uma figura circular ou semi-circular, como as observadas nas altas frequências na Figura 5.7.

Para uma Terra 2D/3D a rotação dos elementos da impedância gera uma figura em formato de hélice de avião, em função da variabilidade desses elementos, como ilustrado na Figura 5.7, 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.

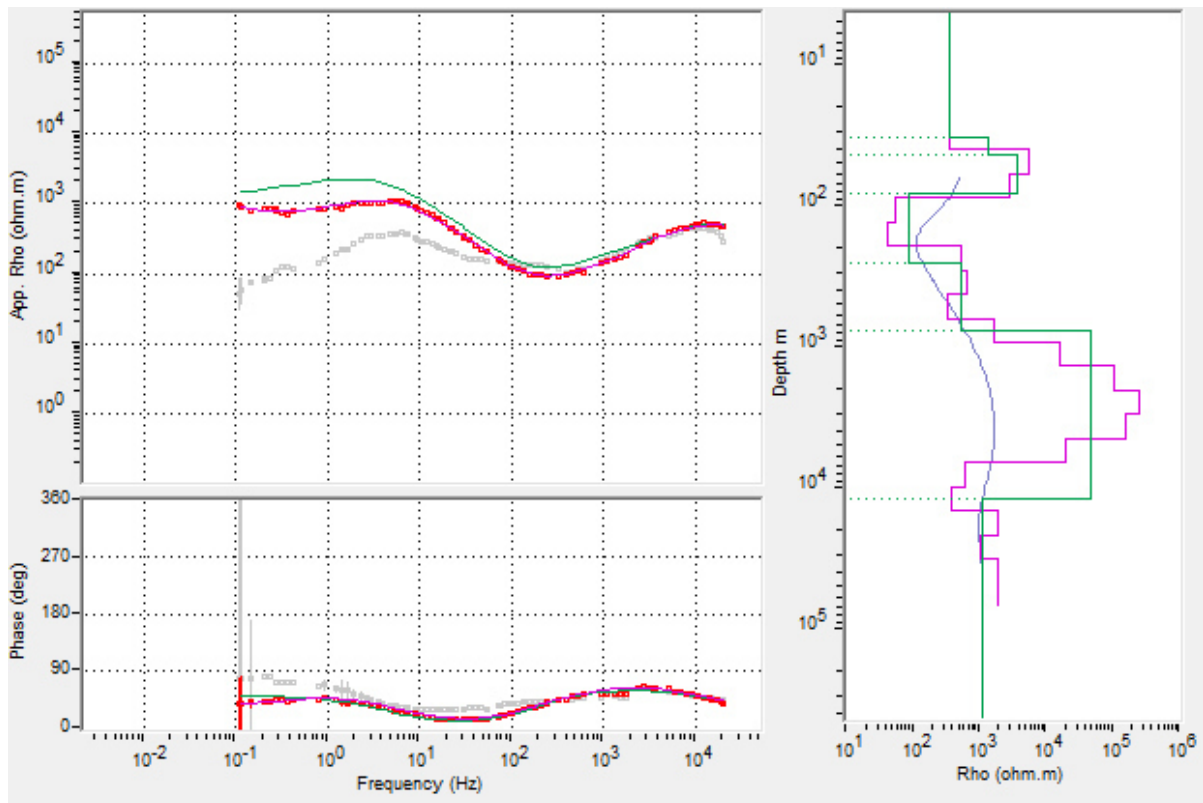
No presente estudo foram utilizadas duas técnicas de inversão com abordagens distintas: *layered-inversion* baseada na técnica de Marquardt (1963) e *smooth inversion* pela metodologia de OCCAM. Os dois métodos foram aplicados aos dados TE e TM de todas as 15 estações estudadas.

Figura 5.7: Estação 9. Painel superior - curvas de resistividade aparente. Painel médio - curvas de fase. Painel inferior - diagrama polar, círculo preto rotação Z_{xy} , círculo vermelho rotação Z_{xx} . Bolinhas vermelhas representam a componente XY e os quadrados azuis apresentam a componente YX.



A Figura 5.8 mostra o resultado da inversão 1D para a estação 9. De modo geral, os modelos inversos 1D obtidos por ambos métodos de inversão são bastante semelhantes entre si, um indicativo da confiabilidade das soluções. Como esperado, o ajuste entre os dados calculados e observados é melhor na faixa de frequência mais alta (comportamento 1D), do que na faixa de frequência mais baixa (comportamento 2D/ 3D) indicado pelos diagramas polares.

Figura 5.8: Resultado das inversões 1D dos dados TE da estação 9, linha verde – *layered inversion*; curva lilás – inversão OCCAM.



5.5 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 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. A exploração de modelos tem a finalidade de evitar armadilhas decorrentes da não unicidade associada com a modelagem (Simpson e Bahr, 2005). A inversão foi feita com os dados 2D decompostos na direção do *strike* (N67E) determinado pelo *strike* geológico regional, com estruturas dispostas na direção N45W com o adicional da declinação magnética que seria aproximadamente N22W (estações alinhadas de acordo com o norte magnético).

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 \mathbf{E} é descrito apenas por uma componente $(0, E_y, 0)$, enquanto o campo magnético \mathbf{H} tem duas componentes $(H_x, 0, H_z)$. 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 5.9). No modo TM enquanto o campo elétrico possui duas componentes $(E_x, 0, E_z)$, o campo magnético \mathbf{H} é descrito por apenas uma componente $(0, H_y, 0)$. 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 descontinuidades (falhas e fraturas) dando origem ao acúmulo de cargas elétricas na interface entre dois meios (Figura 5.10).

Foram gerados diversos modelos invertidos para os dois modos, variando os parâmetros de entrada da inversão até chegar ao modelo final coerente. Cada um dos modelos foi obtido para um limite de 80 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 3,46 e 1,63, respectivamente.

Como os resultados das inversões TE e TM trazem informações complementares, fez-se a inversão simultânea de ambos os modos. Foram realizadas inúmeras inversões simultâneas para que se chegasse a modelo 2D de subsuperfície, consistente (Figura 6.2). O modelo final escolhido foi o que forneceu o melhor ajuste entre os modos TE e TM obtidos (Figuras 5.9 e 5.10), com erro RMS de 3,42.

5.6 Interpretação dos modos TE, TM e TE+TM.

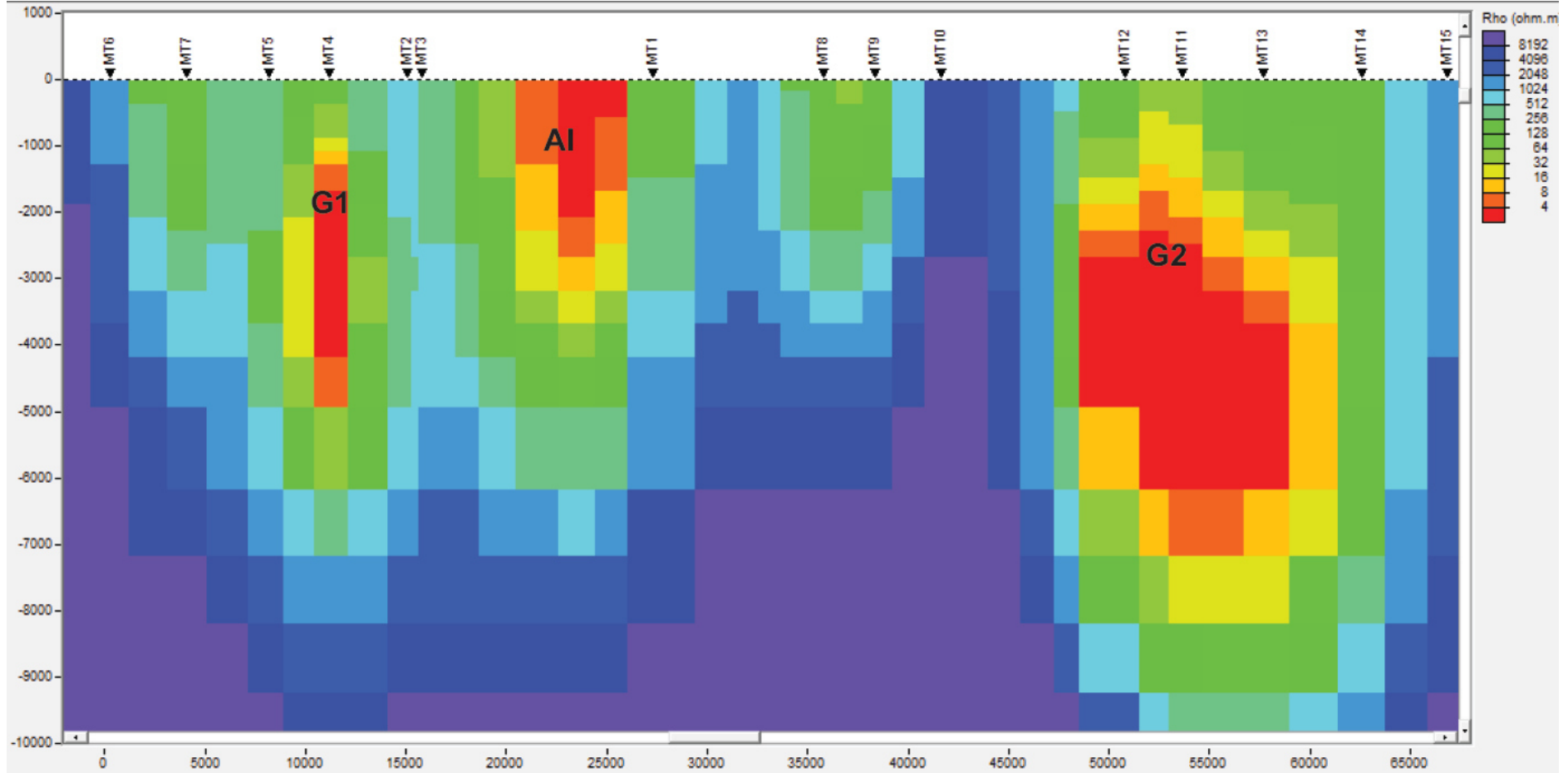
O modelo final do modo TE (Figura 5.9) confirma a existência de grabens evidenciados pelas anomalias gravimétricas negativas apontadas no capítulo anterior (figuras 4.10 e 4.11). Dois grabens (G1 e G2) são identificados na inversão. G1 ocorre entre as estações 6 e 3, atingindo profundidade de aproximadamente 3 km em sua porção mais condutiva. O corpo condutivo que aparece entre as estações 3 e 1 é interpretado como um artefato de inversão (AI) pela inexistência de estações logo acima que comprovem tal feição. Também não há evidência, nos mapas de anomalias gravimétricas, que comprove a existência de um graben ou estrutura com características semelhantes ao graben G1 ou G2.

O graben G2 ocorre entre as estações 12 e 15 com profundidade não estimada devido à influência de pacotes condutivos no Grupo Jaibaras e Unidade Canindé (Figura 3.4). Os dois grabens aparecem encaixados em embasamento extremamente resistivo, com valores de resistividade ultrapassando os 1.500 Ω .m.

O modelo final do modo TM (Figura 5.10) mostra embasamento homogêneo com quatro faixas (F1, F2, F3 e F4) de alto valor de resistividade e um corpo anômalo condutivo com baixos valores de resistividade em profundidade entre 10 e 12 km. As faixas F1 e F2 parecem limitar o graben G1 mostrado na inversão do modo TE (Figura 5.9). A faixa 1, a oeste do perfil, coincide geologicamente com a zona de cisalhamento Arapá que separa o Grupo Ubajara do Grupo Martinópolis no domínio Médio Coreaú (Figura 3.4). Já a faixa 2 coincide com um sistema de falhas de direção NE-NW mapeado no Grupo Ubajara e parece persistir até a borda da bacia, região da estação 1 (Figura 3.4).

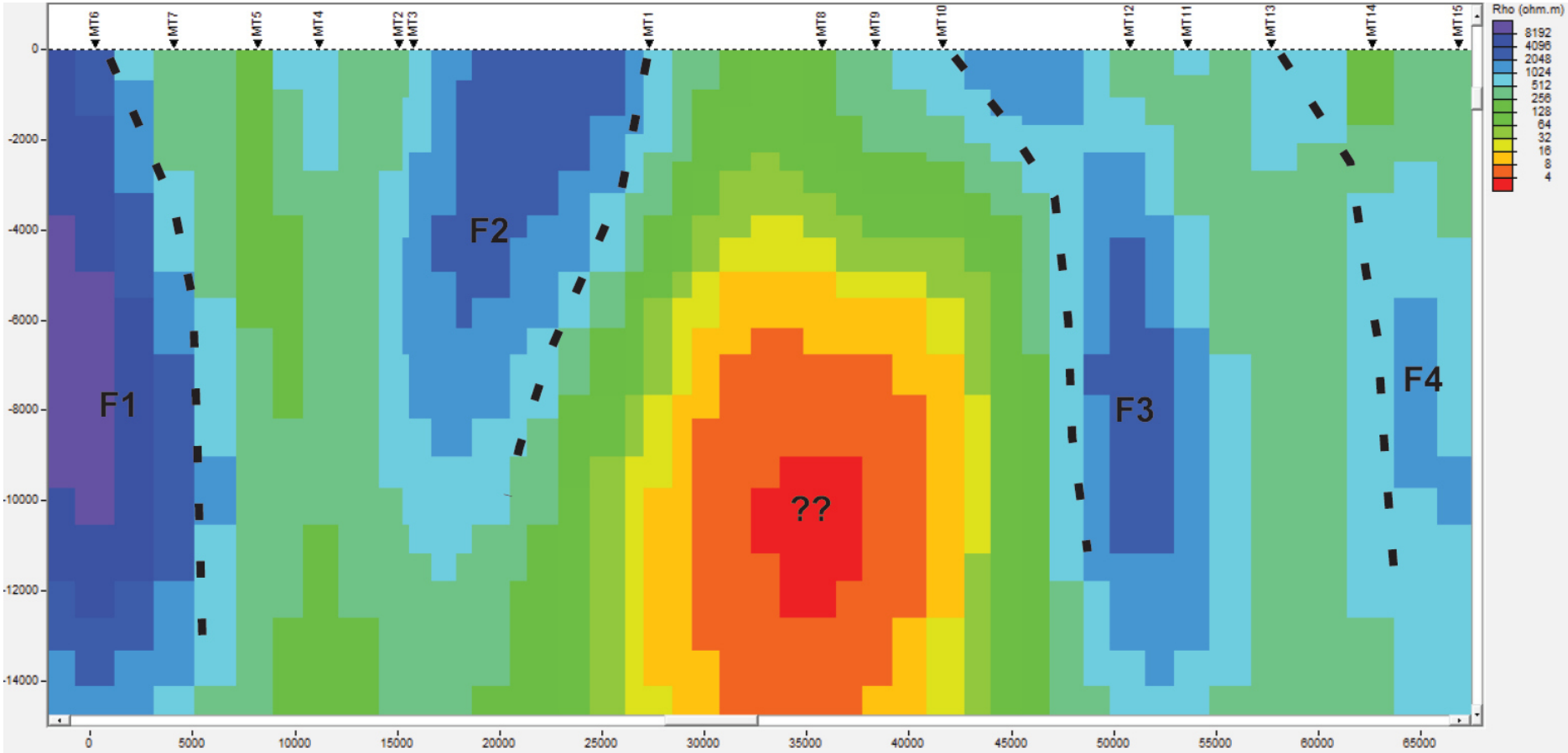
As faixas 3 e 4 parecem condicionar o graben G2 (Figura 5.9). As duas faixas coincidem, geologicamente, com as zonas de cisalhamento Café-Ipueiras e Sobral Pedro II. A disposição dessas zonas de cisalhamento, em profundidade, ocorre de maneira vertical enquanto que nas porções mais rasas há uma sutil inflexão para o leste. A faixa 3, apesar de ser coincidente com a Zona de Cisalhamento Café-Ipueiras, tem influência do lineamento Transbrasiliano na região das estações 12 e 11 (Figura 3.4). Além dessa influência na faixa 3, o Lineamento Transbrasiliano é coincidente com a faixa 4 situada entre as estações 13 e 15.

Figura 5.9: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D do modo TE do tensor impedância com profundidade máxima de 10 km. G1: Graben 1; G2: Graben 2.



Capítulo 5

Figura 5.10: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D do modo TM do tensor impedância com profundidade máxima de 15 km. F1: Faixa 1; F2: Faixa 2; F3: Faixa 3; F4: Faixa 4.



O modelo final resultante da inversão simultânea do modo TE e TM mostra estruturação semelhante ao modo TE (Figura 5.11), porém com a influência das descontinuidades laterais que cortam o perfil. O Graben G1 mostra estruturação compartimentada pela Falhas Arapá e Ubajara (FA e FU), com profundidade de até 3 km. Um condutor forte é evidenciado aproximadamente entre 3 e 6 km de profundidade, possuindo largura da ordem de 5 km. Sua existência, a princípio, suportaria interpretações baseadas em variações laterais de densidade na crosta associadas ao Grupo Ubajara. A porção resistiva que aparece na inversão, parte superior esquerda da figura, é devido a um ajuste pobre para as altas frequências da estação 4. Isto pode ser visto nas figuras comparativas entre as curvas resistividade e fase observadas e calculadas, que são apresentadas no Anexo A.

O artefato de inversão (AI) persistiu no modelo final simultâneo de inversão por ser um ajuste dos dois modos (TE e TM). Entretanto, não há qualquer outra evidência geofísica neste trabalho que comprove tal feição. O fato pode estar relacionado ao posicionamento duvidoso de uma ou mais estações MT naquele local.

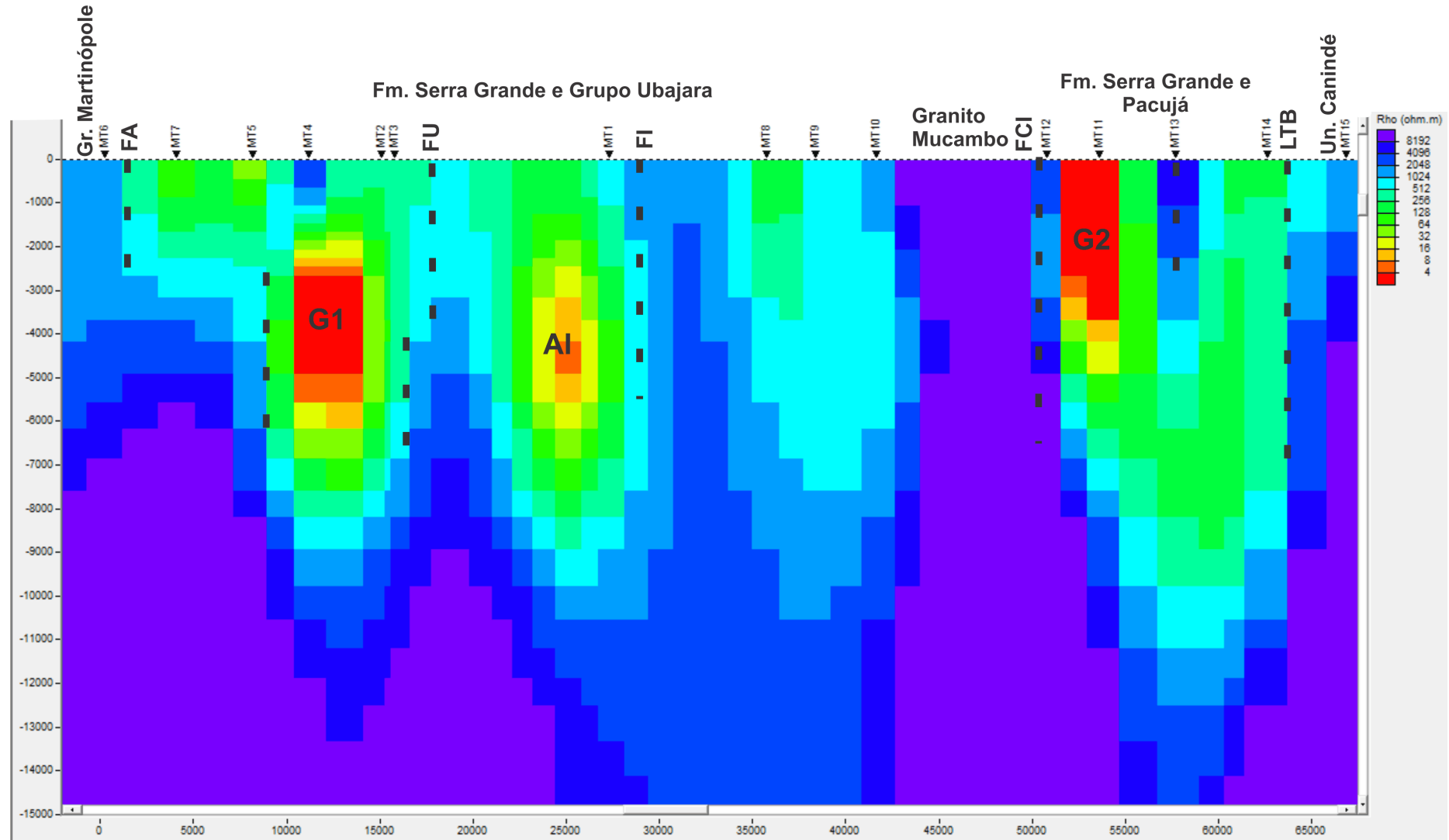
O graben G2 aparece ligeiramente diferente do seu igual no modo TE (Figura 5.9). Isso porque os lineamentos Café-Ipueiras e o Transbrasiliano exercem forte influência na sua compartimentação e, talvez, profundidade. A sua porção mais condutiva chega a profundidade de 3,2 km.

Os dois grabens estão encaixados em embasamento com valores de resistividades maiores que 1.500 Ω .m. As porções mais rasas da bacia encontram-se em profundidade em torno de 2 km e com valores de até 300 Ω .m, com exceção da porção influenciada pelo alto valor de resistividade do Granito Mucambo. Assim, podemos estimar que o embasamento geoeletrico, nas áreas onde não é influenciado pela compartimentação dos grabens, encontra-se a profundidade de 1,5 a 2 km.

As regiões mais condutivas nos grabens podem estar associadas às fácies pelíticas da Formação Jaicós. Uma outra explicação estaria na presença de água com grande quantidade de sais nestas camadas. Vale ressaltar a forte influência das descontinuidades estruturais (falhas) na compartimentação dos grabens e embasamento na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

Capítulo 5

Figura 5.11: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2D simultânea (TE e TM) do tensor impedância com profundidade máxima de 15 km. FA: Falha Arapá; FU: Falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasiliiano.



6. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS

A interpretação e integração dos produtos magnetométrico, gravimétrico, magnetotelúrico e dados geológicos de superfície possibilitou a criação de modelo geológico ao longo de um perfil NW-SE na borda NE da Bacia do Parnaíba. O arranjo litoestrutural em subsuperfície mostra diversos blocos com propriedades físicas distintas (densidade e resistividade), cujas descontinuidades laterais e verticais estão relacionadas aos limites e contatos entre as unidades geológicas em superfície e sua continuidade em subsuperfície.

6.1. Deconvolução de Euler 2D

No perfil gerado para a modelagem gravimétrica da seção mencionada anteriormente (Figura 4.15) foi realizada a deconvolução de Euler 2D, utilizando o *software* Euler V. 1.5 (Cooper, 2002) para estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas e magnéticas. Foram utilizados índices estruturais: 0.0, 0.25, 0.50, 0.75 e 1.0, o que permitiu ressaltar feições mais lineares, como falhas e contatos geológicos (Castro, 2011).

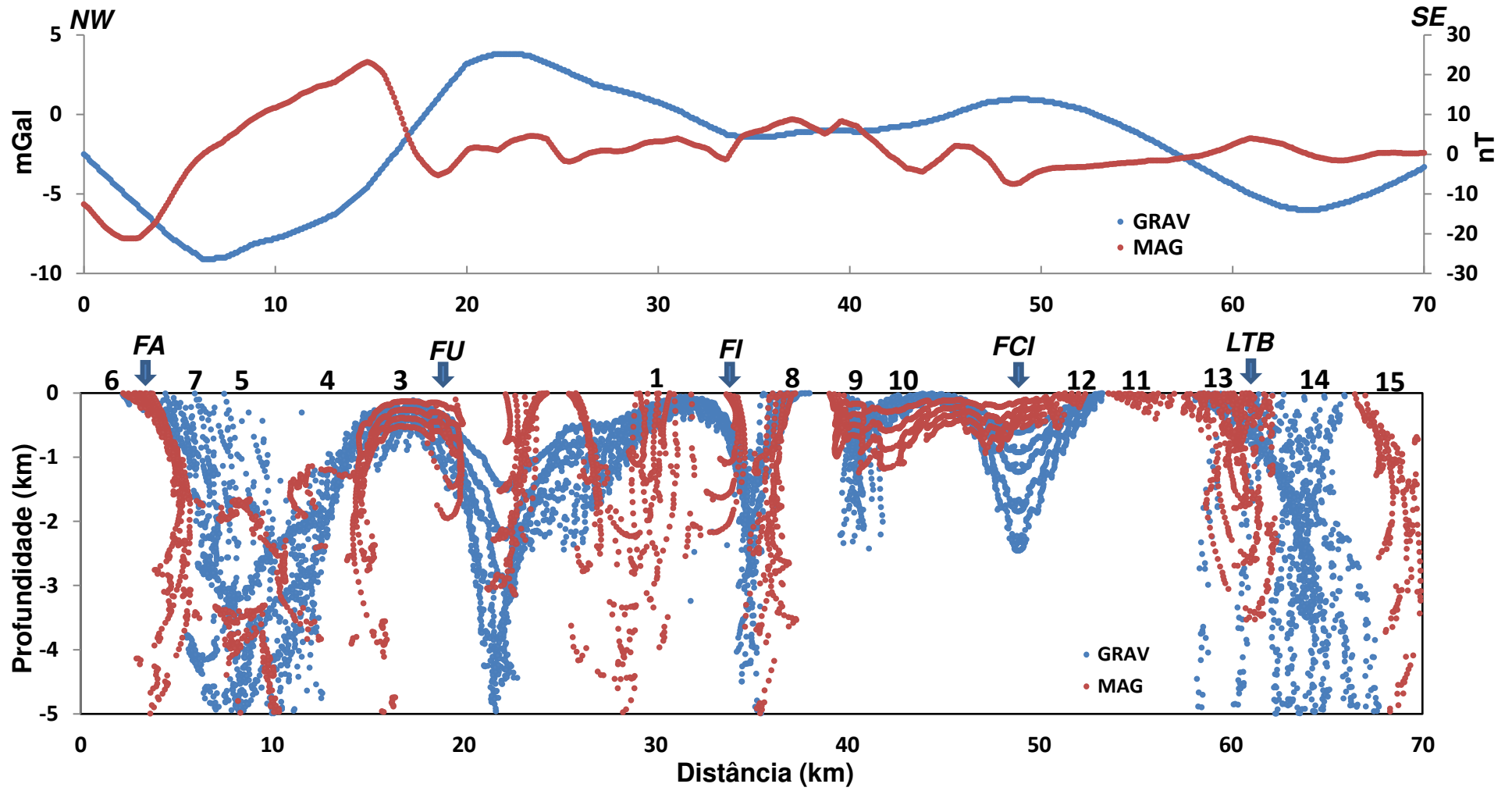
A Figura 6.1 mostra o perfil geofísico com as principais soluções de Euler. A comparação entre as curvas magnética e gravimétrica mostra excelente consistência dos dados, lembrando que a curva magnética em baixa latitude apresenta comportamento invertido com relação às suas fontes, isto é, uma anomalia negativa em baixa latitude pode estar associada a materiais com maior susceptibilidade magnética (Telford *et al.*, 1998). Todo o perfil possui soluções profundas (5 km) o que justifica a forte influência dessas descontinuidades estruturais no desenvolvimento da Bacia do Parnaíba.

O prolongamento da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II (ZSCSPII) ou Lineamento Transbrasiliano (LTB) e da Falha Café-Ipueiras (FCI) (Figura 3.3), que foram caracterizados em superfície, são bem pronunciados pelas nuvens de soluções e atingem profundidade de até 5 km e 3 km, respectivamente.

A aproximadamente 2 km, 22 km e 35 km do início do perfil outros lineamentos são interpretados. Esses exibem características semelhantes ao LTB, com nuvens de soluções de 5 km de profundidade e mergulho subvertical. Tais feições serão aqui denominadas, de forma interpretativa, de Falha Arapá (FA), Falha Ubajara (FU) e Falha Ibiapina (FI), respectivamente.

Capítulo 6

Figura 6.1: Perfil magnético e gravimétrico na parte superior e as nuvens de soluções geradas pela deconvolução de Euler 2D na parte inferior. FA: Falha Arapá; FU: falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: Falha Café-Ipueiras; LTB: Lineamento Transbrasileiro.



6.2. Modelo Geológico

A partir do modelo gravimétrico abordado no capítulo 4, das interpretações dos dados magnetométricos, das estimativas de fontes a partir das deconvoluções de Euler 3D e 2D e da inversão 2D do modo TE e TM, foi gerado o modelo geológico para o perfil (Figura 6.2). Este modelo mostra a geometria da borda nordeste da Bacia do Parnaíba, cujo embasamento cristalino se mostra bastante heterogêneo. Os contatos entre as sequências de rochas supracrustais e do embasamento dão-se por meio de descontinuidades ou lineamentos interpretados nas estimativas de fontes magnéticas e gravimétricas, bem como no modelo gravimétrico realizado e inversões MT.

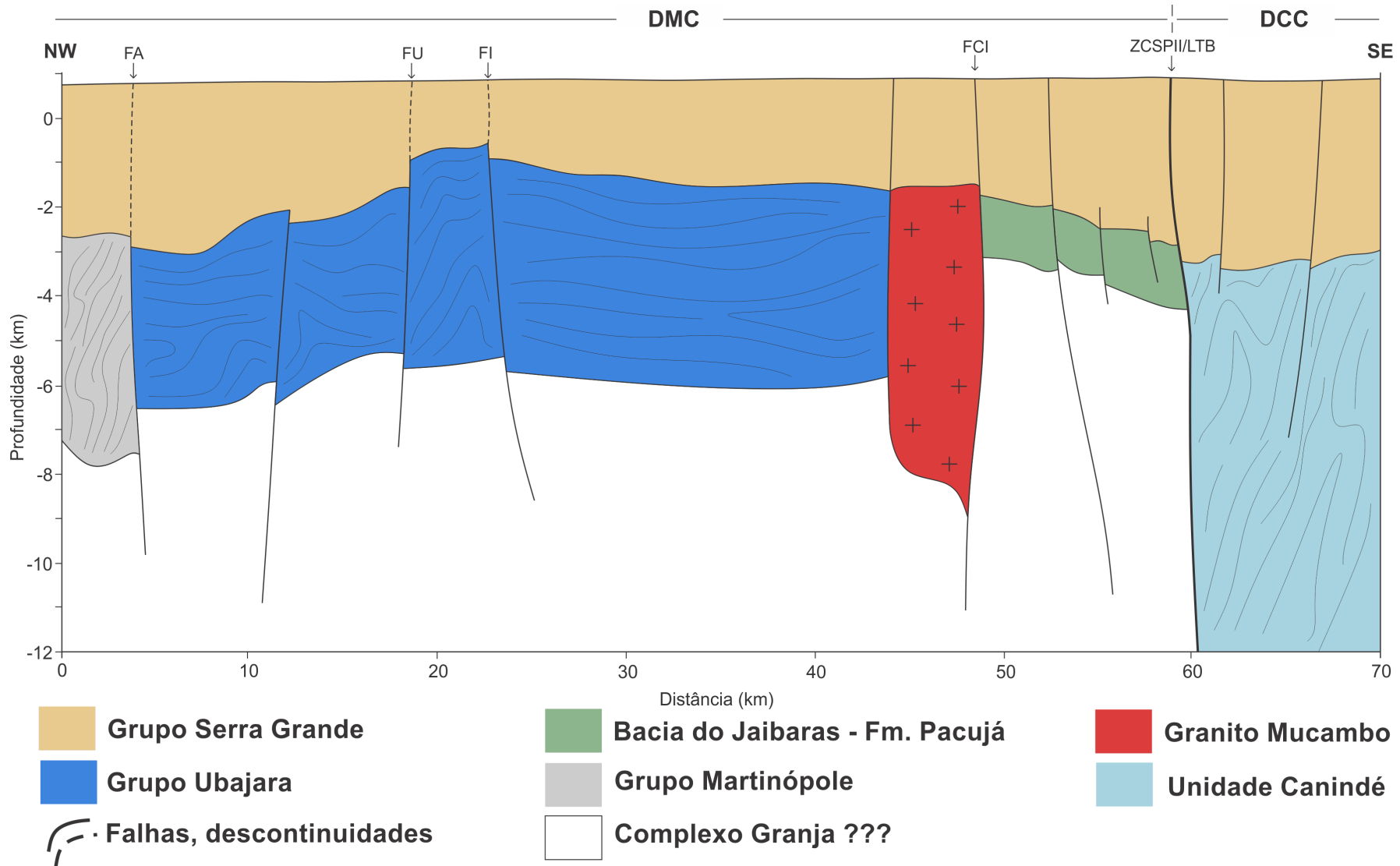
Duas estruturas grabeniformes são identificadas nas porções NW e SE do perfil, sendo limitadas pelas falhas Arapá e Ubajara, e os lineamentos Café-Ipueiras e Transbrasiliano, respectivamente. O modelo também evidencia que o graben a SE do perfil é mais profundo e possui mais descontinuidades laterais, as quais se entendem até os sedimentos do Grupo Serra Grande (Figuras 5.11 e 6.2).

Todo esse segmento crustal é marcado por importantes descontinuidades estruturais, as quais foram responsáveis pela estruturação dos grabens contidos na área de estudo. As falhas Ubajara e Ibiapina cortam desde as rochas metassedimentares do Grupo Ubajara até o embasamento do Domínio Médio Coreau (DMC). O Granito Mucambo aparece encaixado entre as rochas metassedimentares do Grupo Ubajara, Grupo Jaibaras e o embasamento do DMC.

A SE do perfil é possível notar maior influência dos lineamentos Café –Ipueiras e Transbrasiliano no arcabouço estrutural do NE da Bacia do Parnaíba, onde reativações durante o Fanerozoico, principalmente do LTB, são responsáveis pela estruturação atual da borda NE da bacia.

Capítulo 6

Figura 6.2: Modelo Geológico da borda NE da Bacia do Parnaíba. DMC: Domínio Médio Coreaú, DCC: Domínio Ceará Central; FA: Falha Arapá; FU: Falha Ubajara; FI: Falha Ibiapina; FCI: Falha Café-Ípueiras; ZCSPII/LTB: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II/ Lineamento Transbrasiliiano.



7. CONCLUSÕES

Tendo em vista as abordagens apresentadas nos capítulos anteriores é possível apresentar uma síntese das principais conclusões obtidas nessa pesquisa.

- As assinaturas magnética e gravimétrica da borda NE da Bacia do Parnaíba estão marcadas por anomalias que variam de 0 a 0,216 nT/m no mapa de amplitude do sinal analítico e de -68 a 3 mGal no mapa de anomalias Bouguer. A anomalia magnética possui curto comprimento de onda (< 5 km), enquanto a anomalia gravimétrica residual tem comprimentos de onda maiores que 10 km na região dos grabens. Anomalias de grande amplitude do sinal analítico para os dados magnéticos e anomalias positivas nos dados gravimétricos estão associadas, em grande parte, a importante e representativa contribuição de rochas supracrustais em profundidade, pertencentes ao Domínio Médio Coreau.

- A assinatura e as profundidades das fontes magnéticas e gravimétricas foram determinadas por meio da deconvolução de Euler 2D e 3D, do espectro de potência e da modelagem gravimétrica 2D. Foram interpretados e cartografados diversas discontinuidades/falhas em subsuperfície, alguns dos quais expostos na Província Borborema, como as falha Arapá, Café-Ipuerias e o lineamento Transbrasiliano.

- As discontinuidades/falhas de Ibiapina e Ubajara, que não são bem marcadas em superfície, aparecem bem pronunciadas em subsuperfície nos diversos mapas e modelos geofísicos. Apresentam características similares à Falha Café-Ipuerias e ao Lineamento Transbrasiliano, com nuvens de soluções de Euler 2D atingindo profundidades maiores que 5 km e com mergulho subvertical.

- A disposição espacial dos dois grabens indicados pelas anomalias geofísicas está relacionada com os lineamentos que ocorrem na região. O graben na porção NW do perfil está limitado pelas discontinuidades/falhas Arapá e Ibiapina, enquanto que o graben da porção SE do perfil está associado à Falha de Café-Ipuerias e ao Lineamento Transbrasiliano, conforme evidenciado pelo mapa de anomalia Bouguer residual, mostrando tendência NE-SW do graben, a mesma direção das falhas citadas.

- A modelagem gravimétrica 2D foi estabelecida a partir da criação de blocos com densidades distintas, que mostram a configuração do arcabouço estrutural da borda NE da Bacia do Parnaíba como conjunto de grabens assimétricos e *horsts*. Os modelos foram balizados pelos dados de deconvolução de Euler 3D, dados de densidade e trabalhos

anteriores, envolvendo a interpretação e modelagem de dados gravimétricos. O resultado da modelagem 2D dos dados gravimétricos mostrou erro de aproximadamente 0,15%.

- A seção magnetotelúrica permitiu investigação mais profunda, com determinação de descontinuidades associadas a variações de resistividades das unidades geológicas detectadas até 15 km de profundidade (porção superior da crosta). A região nordeste da Bacia do Parnaíba é marcada por estruturação interna complexa, com sequências de grabens e *horsts*, além de expressivo volume de rochas sedimentares e metassedimentares em subsuperfície.

- O pacote sedimentar apresenta espessura variável, entre 1 e 3,2 km. Este resultado é corroborado pelos estudos geofísicos empregando o método MT (Metelo, 1999) na borda sudeste da bacia, onde foram obtidos valores máximos da ordem de 3000 m para a profundidade do embasamento em São Raimundo Nonato e São João do Piauí.

- A seção geométrica (resistividade x profundidade) para o perfil foi obtida com o algoritmo de inversão 2D de Occam (Constable *et al.*, 1987) Os ajustes dos modelos de resistividades no perfil foram de uma forma geral bom a razoável, tendo sido obtido para o erro RMS os valores 3,46 (TE), 1,63 (TM) e 3,42 (TE+TM).

- A presença de camadas condutivas próximo à borda no perfil pode estar indicando camadas mais argilosas como as fácies pelíticas da Formação Jaicós ou mesmo grande quantidade de sais presente nas águas subterrâneas destas camadas. Esta última hipótese é entretanto pouco provável, pois não se tem registro de ocorrências de aquíferos regionais salobros no interior da bacia.

- O trabalho integrado de magnetometria, gravimetria e magnetotelúrico fornecem informações inéditas da natureza da subsuperfície para a borda NE da bacia, indicando áreas com maiores probabilidades de sucesso na exploração de águas subterrâneas, contribuindo de forma relevante para futuros trabalhos hidrogeológicos. Qualquer programa de perfuração de poços na região estudada deve ser precedido de estudo geofísico de detalhe, tendo em vista o caráter regional dos resultados apresentados neste estudo.

- É importante ressaltar que em trabalhos complementares com o método MT sejam ocupadas estações intermediárias no perfil estudado visando melhorar a resolução em processamento e interpretação. Sugere-se, também, algumas Sondagens Elétricas Verticais de grande abertura de AB como forma de parametrização elétrica rasa. Também, juntamente, uma investigação com o método TDEM, visando realizar correções de *static-shift* para o método MT. Evoluir para inversão conjunta de dados é tarefa de investigações futuras.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A., 1969. Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo. Belém, PETROBRAS. Rel. interno.
- ALBUQUERQUE, O. R. & DEQUECH, V., 1946. Contribuição para a geologia do meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. In: Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia, 2. Petrópolis, 1946. Anais Petrópolis, v.3, p. 69-109.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17. 1-19.
- ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- ASMUS, H. E., PORTO, R., 1972. Classificação das Bacias brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26, Belém, 1972. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG, v.2, p. 67-90.
- BARBOSA, V. C. F., SILVA, J. B. C., 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro - um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica* 23(3): p. 243-250.
- BIGARELLA, J.J., MABESOONE, J.M., LINS, C.J.C., MOTA-FILHO, F.O., 1965. Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteira formations (Parnaíba Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier, vol.1. 259-296.
- BIZZI, L. A. SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H., 2003 (Editores.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM-SGB - Brasília, p 674.
- BLAKELY, R. J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, London, 441 p.
- BLUM, M. L. B., 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*. Brasília, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado. 229 p.
- BORAH, U. K., PRASANTA, K. P, VADDEBOINA, S., 2015. Processing of noisy magnetotelluric time series from Koyna-Warna seismic region, India: a systematic approach. *Annals of Geophysics*, 58(2), 1-17.
- BRIGHAM, E. O., 1974; *The Fast Fourier Transform*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p. 252.
- CAGNIARD, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical. *Prospecting Geophysics*, 18(3), p. 605-635.

CAMPBELL, D. F., ALMEIDA, L. A. & SILVA, S. O., 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, p. 160. (Boletim, 1).

CAPUTO, M. V., 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Santa Barbara, University of California, 583 p. (PhD Thesis).

CAPUTO, M. V., LIMA, E. C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG-Núcleo RJ/ES, v.2, p.740-753.

CAROZZI, A. V., FALKENHEIN, F. U. H., CARNEIRO, R. G., ESTEVES, F. R., CONTREIRAS, C. J. A., 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção Siluro-Eocarbonífera da bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CEMPES, DINTEP, 1975, p. 48.

CASTELLS, A. M., 2006. A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central Betic crust. Universidade de Barcelona, Departamento de Geodinâmica e Geofísica, Tese de doutorado, p. 307.

CASTELO BRANCO, R.M.G., CORDEIRO, W., MARINHO, J.M.L., MARTINS, J.A., SILVA, N.C.V., 2013. Hidrogeologia em Bacias Sedimentares do Nordeste Brasileiro – Borda Oriental da Bacia do Parnaíba. Relatório Técnico Convênio LGPSR/UFC/FCPC/CPRM. Inédito.

CASTRO, D. L., 2005. Modelagem gravimétrica 3-d de corpos graníticos e bacias sedimentares com embasamento estrutural de densidade variável. Revista Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro/RJ, 23: n° 3, p. 295-308.

CASTRO, D. L., 2011. Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar Rift Basin (NE Brazil): Basement control during Neocomian extension and deformation. Journal of South American Earth Sciences, 31: 186-198.

CASTRO, D. L., FUCK, R. A., PHILLIPS, J. D., VIDOTTI, R. M., BEZERRA, F. H. R., DANTAS, E. L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. Tectonophysics 614, 128-145.

CASTRO, D. L., MEDEIROS, W. E., SÁ, E. F. J., MOREIRA, J. A. M., 1998. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. Brazilian Journal of Geophysics, 16 (2/3): p. 115-131.

CASTRO, N. A., ARAUJO, C. E., BASEI, M. A. S., OSAKO, L. S., NUTMAN, A., LIU, D., 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 36: 18–31.

CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS A.M., MEDEIROS M.D.F., & PAIVA, I.G., 2003. Mapa geológico do estado do Ceará, escala 1:500.000.

CHIEN-CHIH CHEN, CHOW-SON CHEN., 1998. A preliminary result of magnetotelluric soundings in the fold-thrust belt of Taiwan and possible detection of dehydration. *Tectonophysics*, Vol. 292 (1-2), p. 101-107.

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

COOPER, G. R. J., 2002. An improved algorithm for the Euler deconvolution of potential field data. *The Leading Edge*, 21(12): 1197-1198.

CORDELL, L., GRAUCH, V. J. S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W. J. (Ed.). *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps*. Society of Exploration Geophysicists, p.181-197.

CORDELL, L., PHILLIPS, J. D., GODSON, R. H., 1992. US Geological Survey Potential Field geophysical software Version 2.0, USGS, Open File Report, 92-18.

CORREIA, A., JONES, F. W., 1997. On the existence of a geothermal anomaly in southern Portugal. *Tectonophysics*, 271 (1-2), 123-134.

COSTA, M. J., FRANÇA, J. B., BACCIEGGA, I. F. HABEKOST, C. R., CRUZ, W. B., 1973. *Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras*. Departamento Nacional de Produção Mineral /Serviço Geológico do Brasil. Recife, Brasil. Relatório final. Vol. 5.

CPRM, 2014. *Geodiversidade do Estado do Ceará*. Fortaleza, p. 75-88.

CUNHA, F. M. B., 1986. *Evolução paleozoica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 107. Dissertação de mestrado.

CRUZ, W. B. & FRANÇA, H. P. M., 1970. *Inventário Hidrogeológico do Nordeste Folha nº 14-Serie : Brasil*. Recife. Sudene. *Hidrogeologia*, p. 31.

DALY, M.C., ANDRADE, V., BAROUSSE, C.A., COSTA, R., MCDOWELL, K., PIGGOTT, N., POOLE, A.J., 2014. *Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile*, *Tectonics*, 33

DAVEY, F. J., HENYEY, T., HOLBROOK, W. S., OKAYA, D., STERN, T. A., MELHHUISH, A., HENRYS, S., ANDERSON, H., EBERHART-PHILLIPS, D., MCEVILLY, T., UHRHAMMMER, R., WU, F., JIRACEK, G. R., WANNAMAKER, P, E., CALDWELL AND N, G., CHRISTENSEN, N., 1998. Preliminary results from a geophysical study across a modern, continent-continent collisional plate boundary – the Southern Alps, New Zealand. *Tectonophysics*, 288 (1-4), 221-235.

DAVIS, J. C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. Jonh Wiley & Sons, 2ª Ed., U.S.A., p. 646.

DE GROOT-HEDLIN C. E CONSTABLE S. C., 1990. Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55, 1613-1624.

DELLA FÁVERA, J. C., 1982. Devonian storm and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *AAPG Bull*, 66(5), 562.

DELLA FÁVERA, J.C., 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado.

FEITOSA, E. C., 2004. Contribuição do método geofísico de eletroresistividade aplicado à caracterização tectonoestrutural da borda sudeste da Bacia do Parnaíba, região de Guaribas - Piauí. Recife: CPRM, 2004. Relatório inédito. Estudo destinado à locação de um poço tubular para abastecimento da sede municipal de Guaribas.

FETTER A.H., 1999. 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. Tese de doutorado, University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, p. 164.

FETTER, A. H., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, T. J. S., ARTHAUD, M. H., NOGUEIRA NETO, J. A., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.

FIGUEIREDO, I., 1997. Investigação Magnetotelúrica nas Serras do Sudeste Brasileiro (RJ/MG): Uma Proposta de Modelo Crustal. Tese de Doutorado- Observatório Nacional, Brasil, p. 163.

FISCHER G & MASERO W., 1994. Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensor – the example of the Araguinha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119, p. 548-560.

FREITAS, E. L., 1990. Análise estratigráfica da sequência Devoniana aflorante na Bacia do Parnaíba entre as cidades de Picos e Oeiras – PI. Ouro Preto, UFOP. Dissertação de mestrado.

GEOSOFT INC., 2010A. Oasis montaj versão 7.1 Sistema de Mapeamento e Processamento. A Plataforma para o trabalho com grandes volumes de dados espaciais. TUTORIAIS™. Toronto, ON Canadá, p. 113-124.

GEOSOFT INC., 2010B. Filtragem montaj MAGMAP. Processamento de dados de campos potenciais no domínio da frequência. Extensão para o Oasis Montaj, v. 7.1. Tutorial e guia do usuário. Toronto, ON Canadá, p. 77.

GM-SYS, 2004. Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide V. 4.9. NGA Inc., 101.

GÓES, A.M.O, 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, p. 145.

- GÓES, A. M.O; COIMBRA, A. M., 1996. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, Belém, Pará, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, 186-187
- GÓES. A. M. O. & FEIJÓ, F. J., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências Petrobrás, número 8. p. 57-67.
- GÓES, A. M.O, SOUZA J. M. P. & TEIXEIRA, L. B., 1990. Estagio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba- Boletim de Geociências da Petrobrás, Janeiro-Março, 4(1), p. 55-64.
- GÓES. A. M. O, TRAVASSOS, W. A. & NUNES , K. C., 1992. Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, PETROBRAS. Rel. Interno.
- GOUBAU, W. M., GLAMBLE, T. D. & CLARKE, J., 1978. Magnetotellurics data analysis: removal of bias, *Geophysics*, 43(6), 1157-1166.
- GUNDEL, A., 1977. Estimation of transfer function with reduced bias in geomagnetic induction studies, *Acta geodaet. Geophys., Montanist Academy Sci. hung.*, 12(1-3), 345-352.
- HACKSPACHER, P. C., SOARES, J.W., PETTA, P. A., 1988. A geologia do Grupo Ubajara – Região de Frecheirinha. *In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, Anais do CBG, v. 6, 2661 2677.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F.F.M; BARTORELLI, A., 2012. Geologia do Brasil. São Paulo, p. 900.
- HERMANCE, J. F., 1973. Processing of magnetotelluric data, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 7, 349-364.
- HJELT, S. E.; KORJA, T., 1993;. *Physics of the. Earth and Planetary Interiors*, 79, 137-177.
- JONES, A.G., 1988. Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentar basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967-978.
- JONES, A. G.; 1992, Electrical conductivity of the continental lower crust. *In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. W. (ed.), Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, Série Developments in Geotectonics, 23, Chap. 3, 81-143.
- JONES, A.G.; 1999, Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48, 57-80.
- KALVEY, A. R., JONES, F. W., 1995. Magnetotelluric measurements in an area of west-central Alberta where deep electrical conductivity and basin sediment geothermal anomalies coincide. *Journal of Applied Geophysics*, 34 (1), 35-40.
- KAO, D. W., RANKIN, D., 1977. Enhancement of signal-to-noise ration in magnetotelluric data, *Geophysics*, 42 p. 103-110

- KEGEL, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, p. 48.
- KEGEL, W., 1956. As inconformidades da bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. Boletim DNPM/DGM,160. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956, p. 59.
- KLEMMER, H. D., 1980. Petroleum Basins – classification and characteristic. J. petrol. Geol., 3, 187-207.
- KROGER, P., MICHEL, H. J. & ELSNER, R., 1983. Comparison of errors in local and reference estimates of the magnetotelluric impedance tensor, J. Geophys., 52, 97-105.
- LAGIOS, E., GALANOPOULOS, D., HOBBS, B. A., DAWES, G. J. K., 1998. Two-dimensional magnetotelluric modeling of the Kos Island geothermal region (Greece). Tectonophysics, 287 (1-4), 157-172.
- LISBOA, M. A. R., 1914. The Permian geology of Northern Brazil. American Journal of Science, 37, p. 425-442.
- LUGÃO, P. P., LA TERRA, E. F., KRIEGSHAUSER, B., FONTES S., L., 2002. Magnetotelluric studies of the Caldas Novas geothermal reservoir, Brazil. Journal of Applied Geophysics, 49, 33-46.
- MARQUARDT, D. W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11 (2), 431-441.
- MENEZES, P. T. L., 1996. Estruturas geoeletricas da porção norte do arco de Ponta Grossa, Bacia do Paraná. Observatório Nacional- Rio de Janeiro, Departamento de Geofísica. Tese de Doutorado, p. 123.
- MENEZES, P. T. L., 2013. Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro, SBGF, p. 208.
- METELO, C. M. S., 1999. Caracterização Geológica do Grupo Serra Grande na Região de São Raimundo Nonato (PI), Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba-. Dissertação de Mestrado UFRJ-ON.
- MILANI E.J., ZALÁN P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3):199-205.
- MINTY B.R.S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. Exploration Geophysics, 22, p. 591- 592.
- MUNIS, M. B., 2009. Caracterização Geomagnética do Graben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. Tese de doutorado – FRJ/COPPE/Programa de Engenharia Civil. Rio de Janeiro.
- NABIGHIAN, M., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations, Geophysics, 49, p. 780-786.

- NAGY, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, vol. 31, n. 2.
- NAIDU P.S., MATHEW M.P., 1998. Analysis of geophysical potential fields. Ed. Elsevier, p 298.
- NASCIMENTO, D. A. E GAVA, A., 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras. *In: IX Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, Anais, 9-29.
- NETTLETON, L.L., 1976. Gravity and magnetic in oil prospecting, McGraw-Hill Book Co.
- OLIVEIRA, D. C. E MOHRIAK, W. U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351-383.
- OPPENHEIM A. V., SCHAFFER, A. W., BUCK, J. R., 1998. Discrete-time signal processing. Ed. Prentice Hall, New Jersey, p. 1120.
- PADILHA, A.L., VITORELLO, I., PADUA, M.B., BOLOGNA, M.S., 2014, Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic island arc-continent collision in northeast Brazil: *Geology*, 42, 91-94.
- PARENTE, C. V., FILHO, W. F. S., ALMEIDA, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, D. D. R. e Brito Neves, B. B. (Eds.). Geologia do Continente Sul Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 29, 525-536.
- PEDROSA JR, N.C., CASTRO, D.L., MATOS, J.P.L., 2010. Assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar emersa, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica* 28 (2), p. 265e278.
- PEDROSA JR, N.C., 2015. Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do Rifte Jaibaras – NE do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 187 p.
- PLUMMER, F. D., 1948. Relatório de 1946. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, p. 398.
- POSGAY, K., BODOKY, T., HEGEDUS, E., KOVÁCSVOLGYI, S., LENKEY, L. SZAFIÁN, P., TAKÁCS, E., TÍMÁR, Z., VARGA, G., 1996. Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics*,. 252 (1-4), 467-484.
- PRADO, F. S., MENDONÇA, J. C. G., MORAIS, J. B. A., MEDEIROS, M. F., ASSUNÇÃO, P. R. S., ANDRADE, V. A., MEDEIROS, R. P., 1981. Geologia da região noroeste do Estado do Ceará - Projeto Martinópolis. Brasília. Série Geologia n°. 23. Seção Geologia Básica n°. 17, Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 59.

- RAO, B. N., RAMAKRISHNA, P., MARKANDEYULU, A., 1995. GMINV: A computer program for gravity or magnetic data inversion. *Computers e Geosciences*, 21(2), 301-319.
- REID, A. B., ALLSOP J. M., GRANSER H., MILLETT A. J., SOMERTON I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: p. 80-91.
- REYNOLDS, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, John Wiley & Sons. 796 p.
- REYNOLDS J.M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*, Ed. Wiley-Blackwell, Oxford, 696p.
- RODRIGUES, R., 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Belém, Petrobrás, p. 48. (relatório interno).
- ROEST, W. R., VERHOEF, J., PILKINGTON, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. *Geophysics*, 57 (1): p. 116-125.
- SANTOS, A. C. L., 2012. Imageamento magnetotelúrico de estruturas da litosfera na porção SE da Província Borborema. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, p. 160.
- SANTOS, M.E.C.M.; CARVALHO, M.S.S., 2009. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: Reconstituições Paleobiológicas. CPRM. Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, p. 215.
- SANTOS, T.J.S., 1999. Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, IGCE/UNESP, 186 p.
- SANTOS, T. J. S., DANTAS, E. L., FUCK, R. A., ARAÚJO, C. E. G., ROSA, F. F., AMARAL, W. S., 2007. The geology and U–Pb and Sm–Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil. *In: XI Simpósio nacional de estudos tectônicos – V International symposium on tectonics of Brazil*, Anais, Extended Abstracts. Sociedade Brasileira de Geologia, 142–144.
- SANTOS, T. J. S., FETTER, A., HACKSPACHER, P., VAN SCHMUS, W. R., NOGUEIRA NETO, J. A., 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreáú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R. e Hackspacher, P. (Eds.). The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, vol. 17, Paper 9.*
- SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., HACKSPACHER, P. C., VAN SCHMUS, W. R., NOGUEIRA NETO, J. A., 2008. 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*, 25: 271-284.

SANTOS, T. J. S., NOGUEIRA NETO, J. A., FETTER, A. H., HACKSPACHER, P. C., 2001. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja - CE. *Revista de Geologia (UFC)*, 14: 33-48.

SCINTREX, 2009. Operation Manual. Scintrex Autograv System CG-5 Manual - part # 867700 Revision 5. Ontario, Canadá, 312.

SILVA A.J.P., LOPES R.C., VASCONCELOS A.M., BAHIA R.B.C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. *In: BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.)*, 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, p.55-85.

SILVA M.F., 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da Faixa Paraguai. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 117 p.

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

SIMS, W. E.; BOSTICK JR., F. X.; SMITH, H. W.; 1971, The estimation of the magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 938-942.

SMALL, H.L., 1913. Geologia e supprimento d'água subterranea no Ceará e parte do Piauh. Brasil, Insp. Obr. Contra Seccas, Rio de Janeiro, ser. I, D, 25, p. 80.

SMALL, H.L., 1914. Geologia e supprimento d'água subterranea no Piauh e parte do Ceará. Brasil, Insp. Obr. Contra Seccas, Rio de Janeiro, ser. I, D, 32, p. 146.

SPECTOR, A., GRANT, F. S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2): p. 293-302.

SWIFT, C. M; 1967; A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States. Ph.D. Thesis, M.I.T., Cambridge, Mass.

TALWANI, M., WOREL, J. L., LANDISMAN, M., 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64: p. 49-59.

TALWANI, M. & HEIRTZLER, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. *In: Parks, G.A. (Ed.)*, *Computers in the Mineral Industries*, Part 1, vol. 9. Stanford University Publications, Geological Sciences, p. 464-480.

TELFORD, W.M., GELDART, F.E.M. & SHERIFF, R.E., 1998. *Applied Geophysics* (5 ed.), Cambridge University Press, p. 860.

THOMPSON, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: p. 31-37.

TIKHONOV, A. N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 73 (2), p. 395-297.

TORQUATO, J. R. E NOGUEIRA NETO, J. A., 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 303-314.

VAZ, P.T.; REZENDE, N.G.A.M.; FILHO, J.R.W.; TRAVASSOS, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro,.15 (2), 253-263.

VITORELLO, I., PADILHA, A. L., 1993. Perfis de Resistividade AMT: Contribuição ao Reconhecimento Estrutural da Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba.- *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1), (março de 1993), p. 81-91.

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

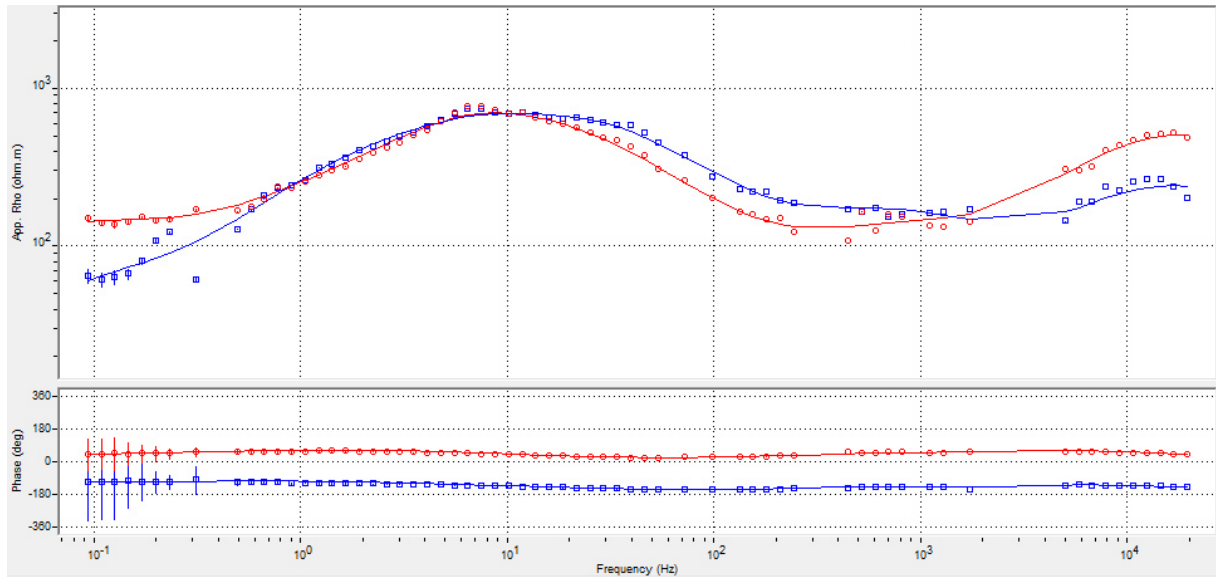
VERDUZCO, B., FAIRHEAD, J. D., GREEN C. M., MACKENZIE, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2): p. 116-119.

WIGHT, D. E.; BOSTICK, F. X., 1980; Cascade decimation – a technique for real time estimation of power spectra. In: *IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing*, Denver, 1980. *Proceedings*. Picataway: IEEE, p.626-629.

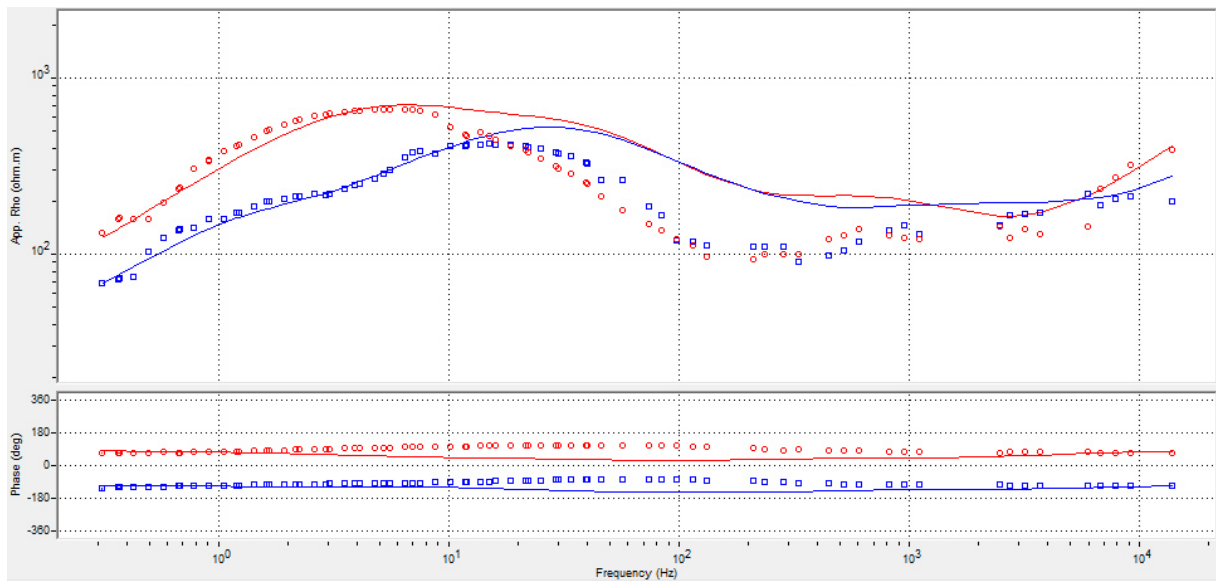
WON, I. J., BEVIS, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.

ANEXO A- RESISTIVIDADE APARENTE E FASE PARA AS COMPONENTES XY E YX DAS 15 ESTAÇÕES MT.

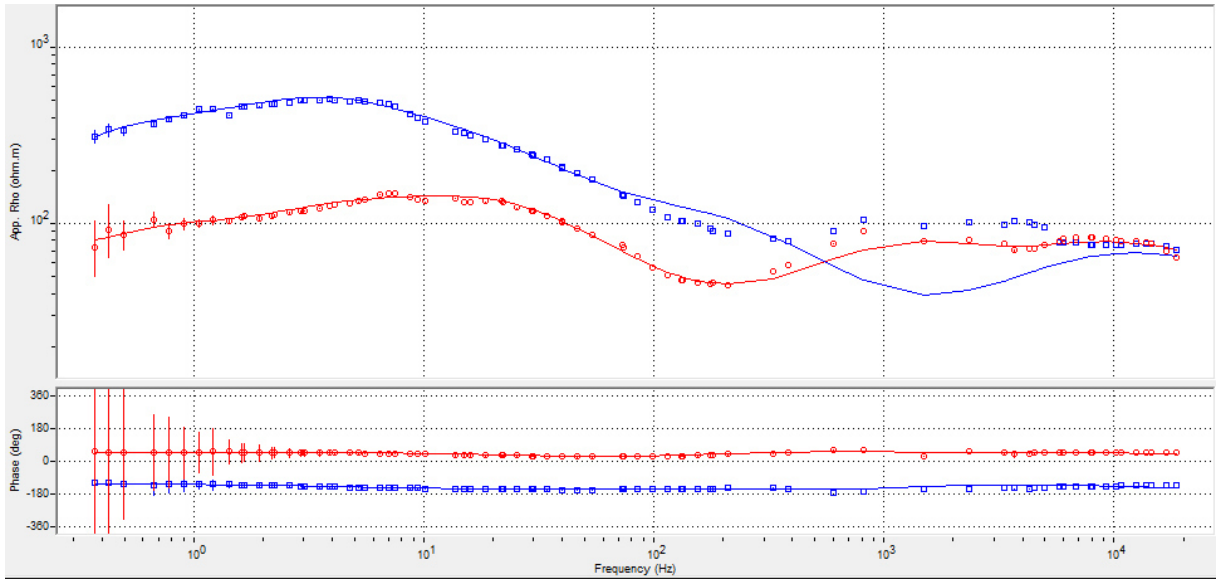
MT 1



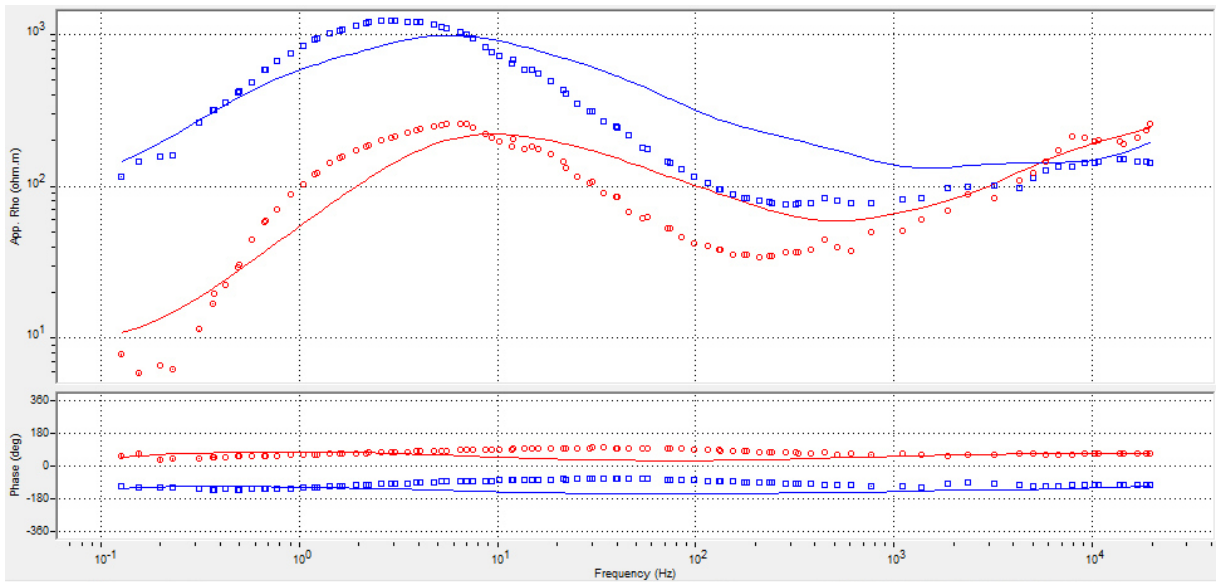
MT 2



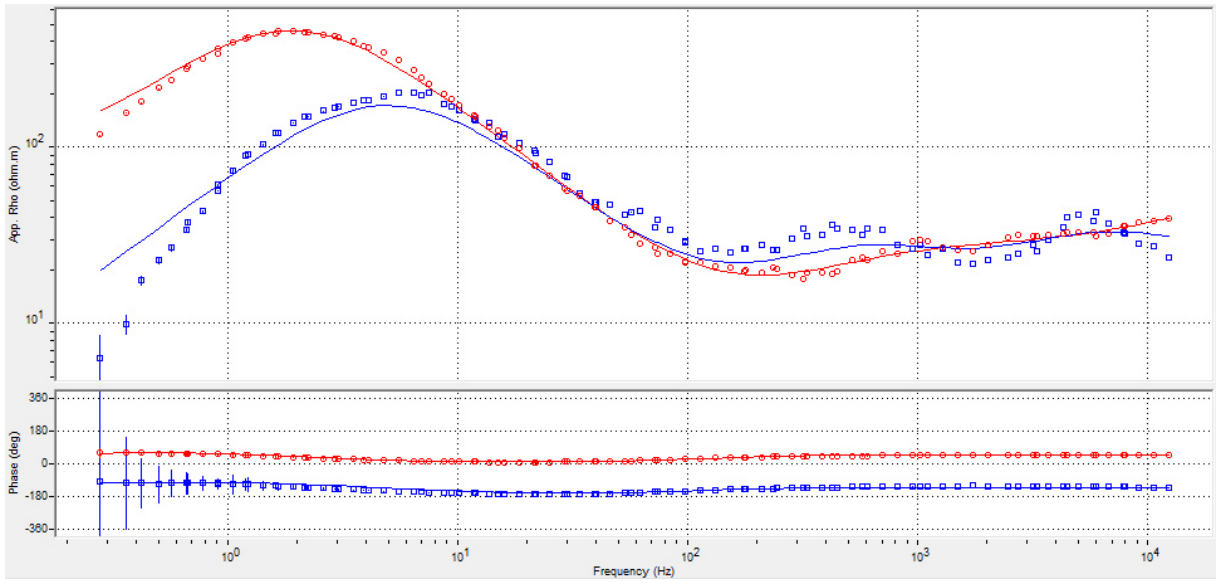
MT 3



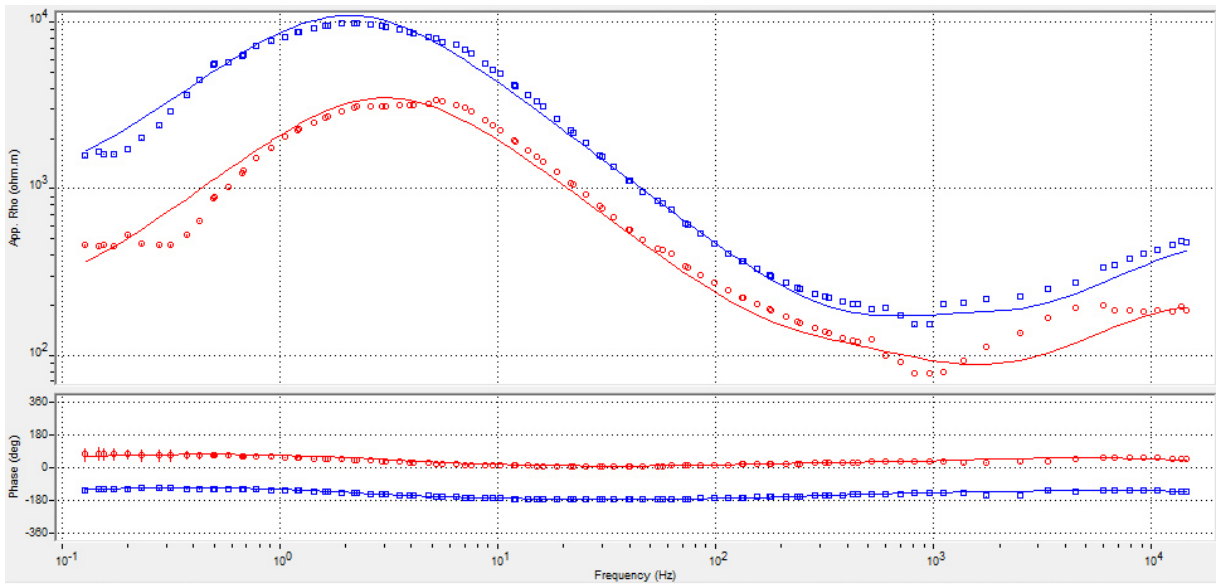
MT 4



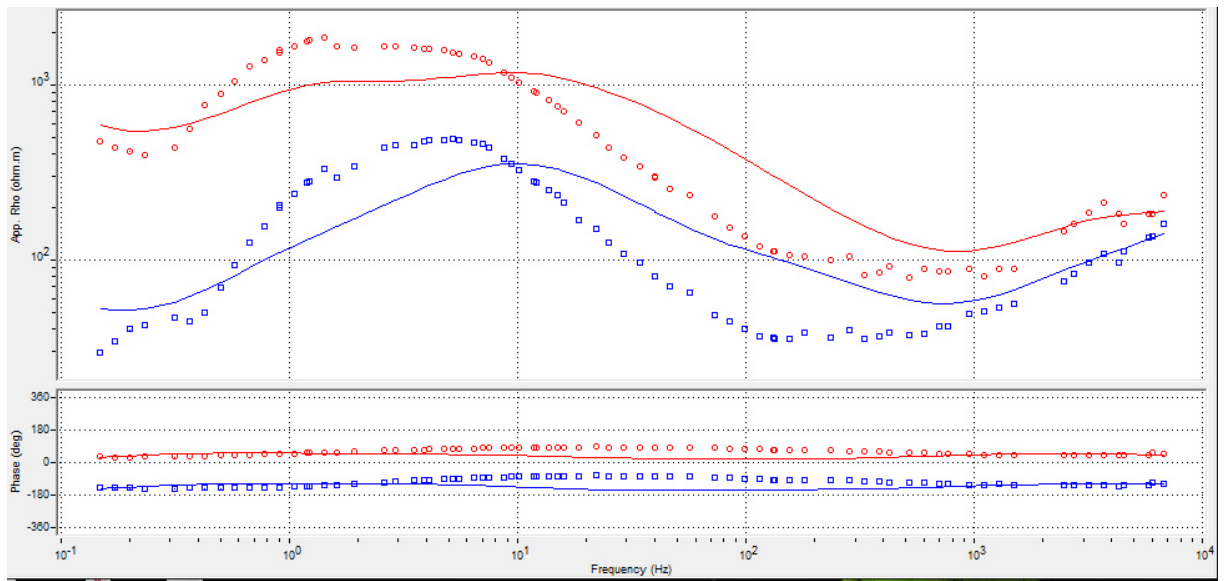
MT 5



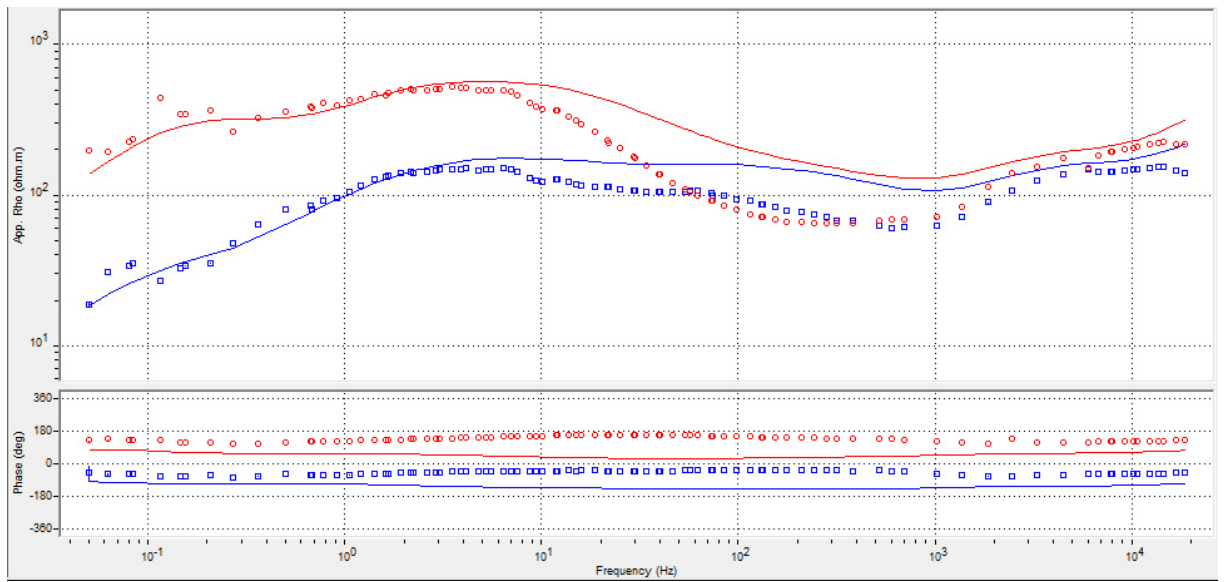
MT 6



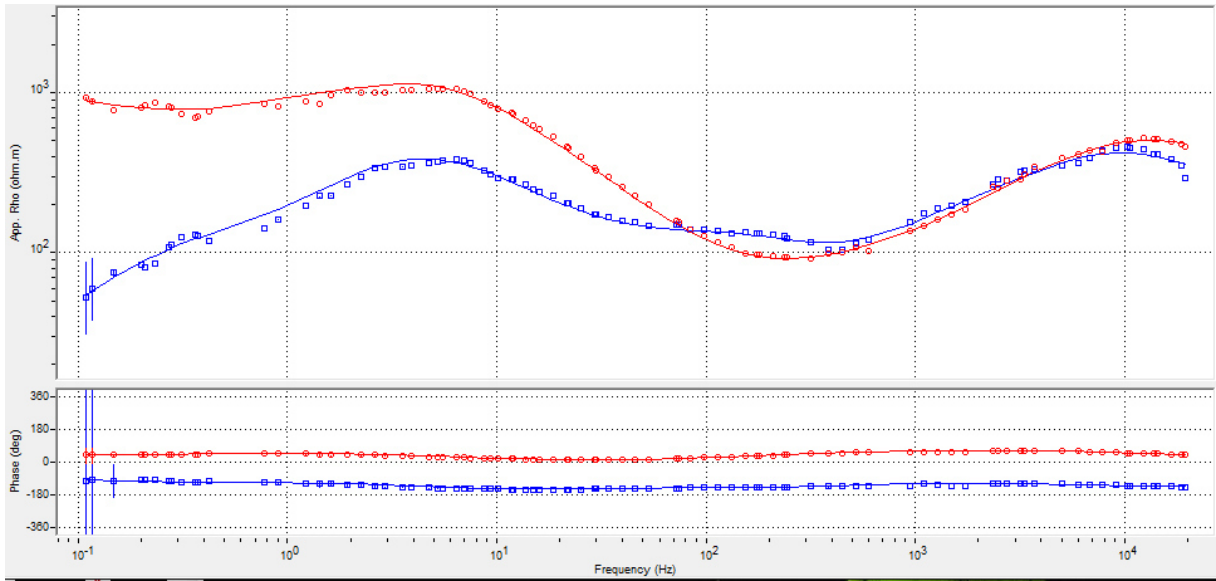
MT 7



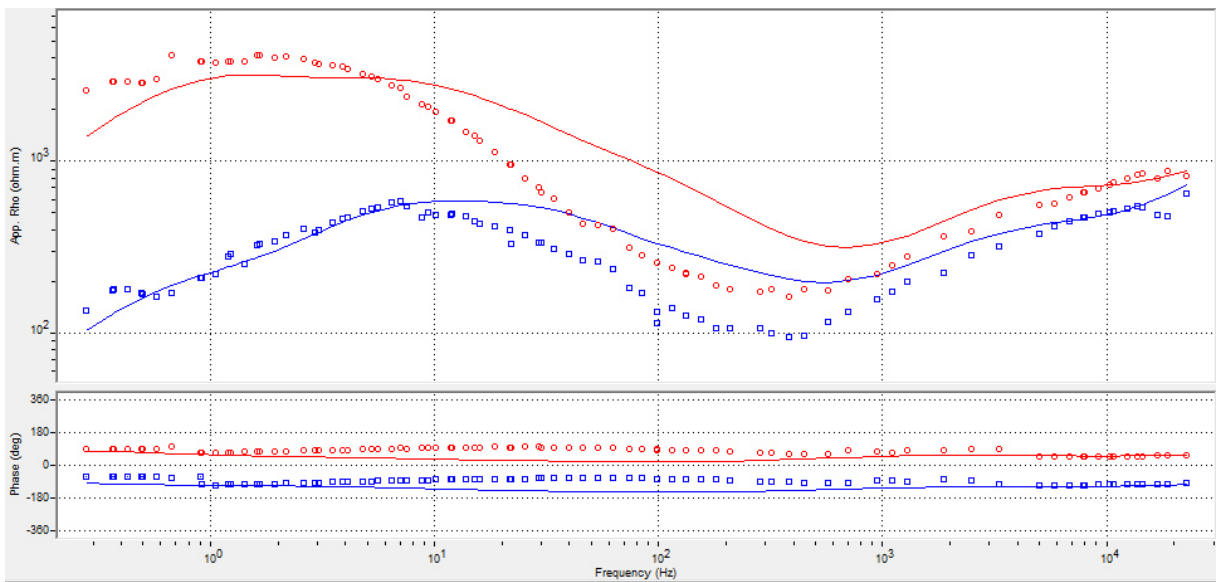
MT 8



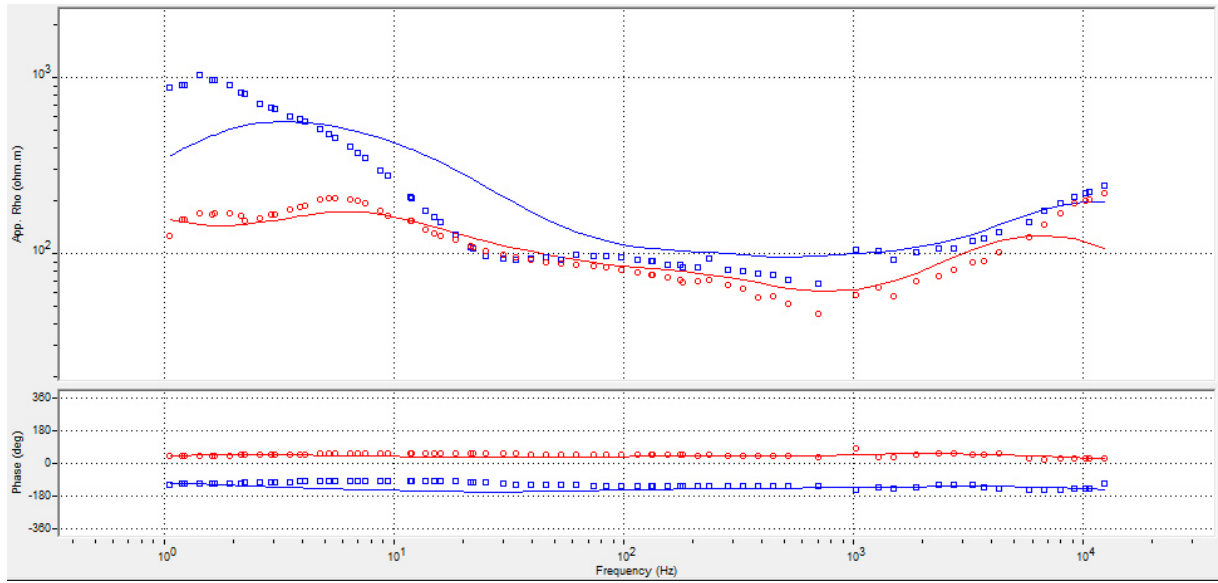
MT 9



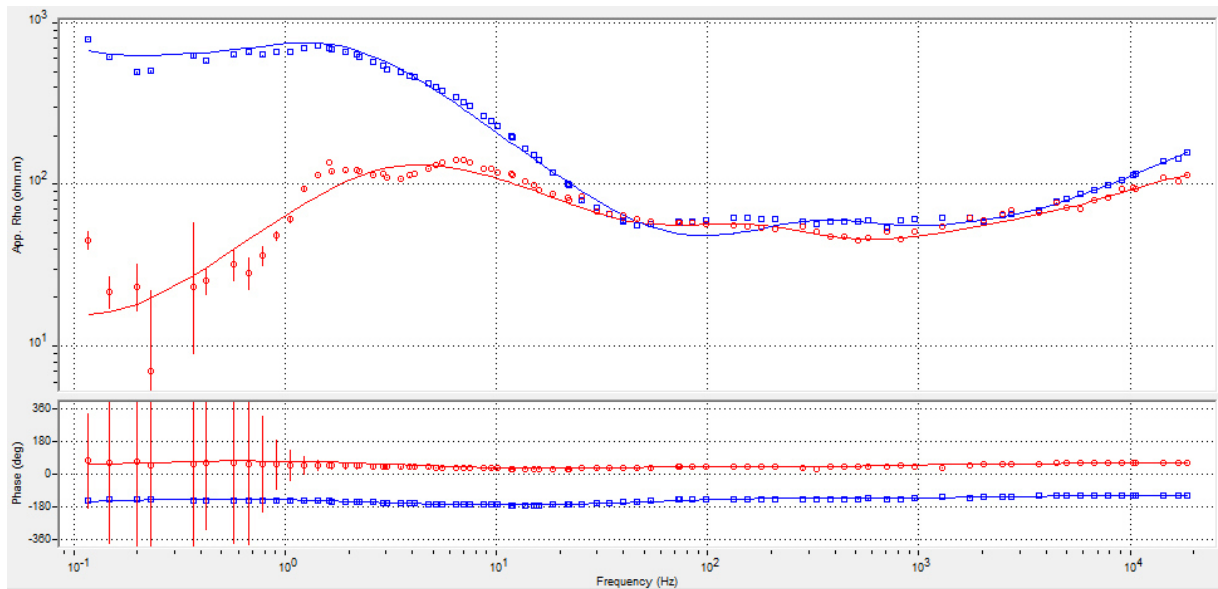
MT 10



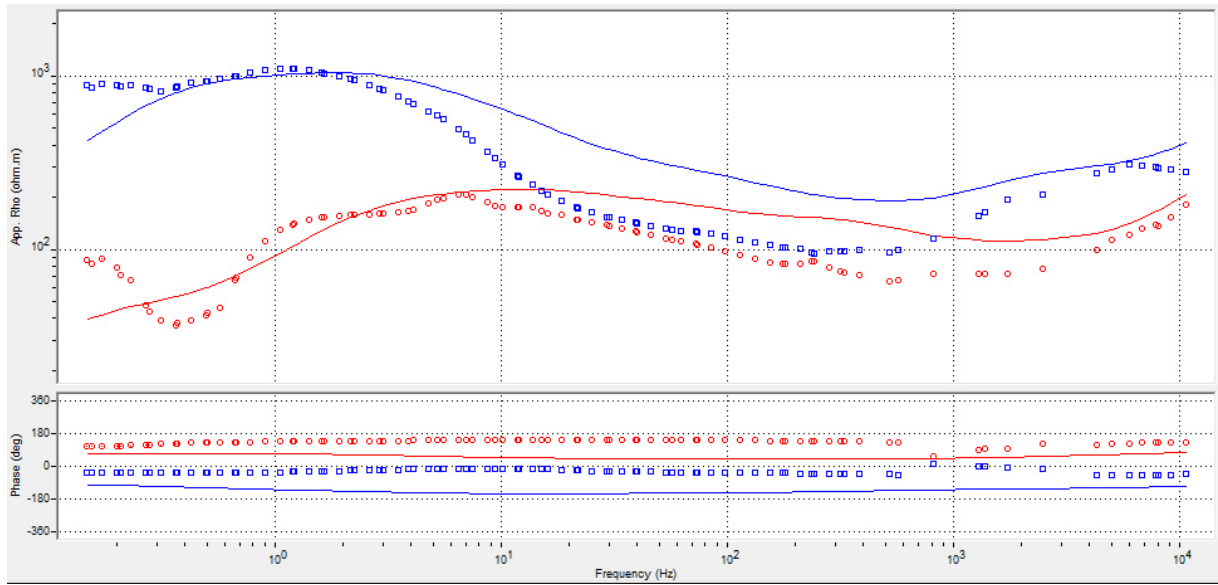
MT 11



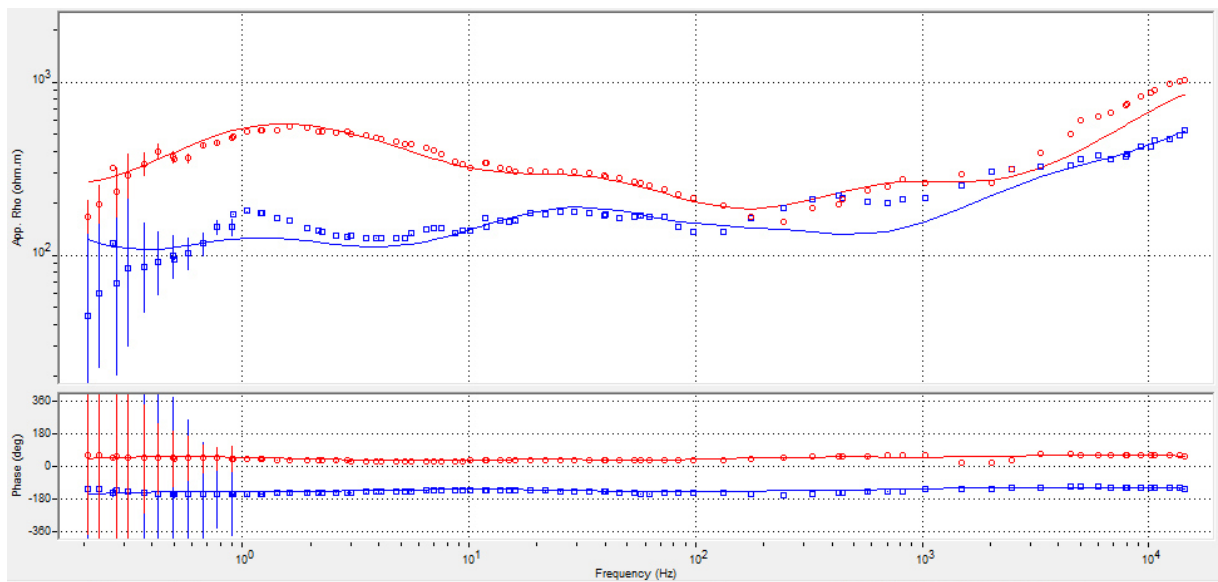
MT 12



MT 13



MT 14



MT 15

