



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MODELAGEM BIDIMENSIONAL  
INTEGRADA DA PORÇÃO NORTE DA  
BACIA DE CAMAMU UTILIZANDO  
DADOS GRAVIMÉTRICOS E  
MAGNETOTELÚRICOS

RAFAEL RIGAUD DO AMARAL

SALVADOR – BAHIA  
SETEMBRO – 2017



Modelagem Bidimensional Integrada da Porção Norte da Bacia de Camamu  
Utilizando Dados Gravimétricos e Magnetotelúricos

por

RAFAEL RIGAUD DO AMARAL

Orientador: Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

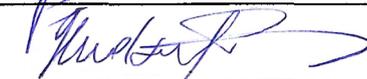
GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA  
DO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

COMISSÃO EXAMINADORA



---



---



---

Dr. Joelson da Conceição Batista

Dr. Hédison Kiuity Sato

Dr. Amin Bassrei

DATA DA APROVAÇÃO: 01/09/2017

Aos meus pais, Álvaro e Edna.

# Resumo

Por meio da integração da modelagem bidimensional de dados potenciais de gravimetria e de dados sintéticos magnetotelúricos, visou-se contribuir para a caracterização do arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Camamu. A área selecionada para este estudo corresponde à região sul da Ilha de Itaparica, situada na porção norte da Bacia de Camamu e no limite entre a mesma e a Bacia do Recôncavo. Nesta região se localiza o Campo de Morro do Barro, importante reservatório de gás para a Bacia. A interpretação integrada dos mapas e modelos gravimétricos construídos e das simulações produzidas por dados sintéticos magnetotelúricos a partir dos modelos gravimétricos criados permitiu verificar uma complexa estruturação e heterogeneidades do embasamento além da identificação das sequências estratigráficas interpretadas na região do estudo. A interpretação também permitiu o detalhamento espacial da Falha da Barra e dos demais lineamentos na região, constituídos por uma série de falhas normais e transcorrentes associadas ao processo de separação continental do supercontinente Gondwana. Verificou-se também que esse sistema de falhas está associado à formação e ao controle do preenchimento sedimentar da bacia. Os modelos e simulações magnetotelúricos permitiram estabelecer parâmetros, como frequência, espaçamento e número de estações, para futuras aquisições a serem executadas na região. Os resultados obtidos pela modelagem integrada forneceram importantes informações a respeito do sistema petrolífero da Bacia de Camamu e justificam o uso desta metodologia no estudo de outras bacias do tipo rifte.

Palavras Chaves: Gravimetria, Magnetotelúrico, Modelagem de Dados Geofísicos, Bacia de Camamu.

# Abstract

Through the association of bidimensional modelling of potential gravity data and synthetic magnetotelluric data, the characterization of structural characteristics within the Camamu Basin's bedrock was aimed. The region investigated in this study is located in the southern region of the Itaparica's Island, situated in the northern portion of the Camamu Basin and in the limit between this feature and the Reconcavo Basin. In this region the Morro do Barro Field, important gas reservoir of the Basin, is located. The integrated interpretation of the generated gravity maps and profiles and synthetic magnetotelluric models generated using the gravity models as a basis, allowed the identification of a complex structural system and heterogeneities within the bedrock and of interpreted stratigraphic sections within the Basin. The interpretations also permitted the spatial detailing of the Barra's Fault and other fault systems in the region, which consists of integrated normal and strike-slip faults associated to the continental separation process that divided the supercontinent Gondwana. Furthermore, the fault system is also related to the control of the sedimentary fill within the Basin. Magnetotelluric acquisition parameters, such as frequency and station's spacings and numbers, were obtained through the models and simulations and they can be used in future geophysical surveys to be performed in the region of study. The results obtained using integrated modelling gave important informations about the petroleum system of this Basin and they justify the use of this methodology in the study of other sedimentary rift basins.

Keywords: Gravimetry, Magnetotellurics, Geophysical Data Modelling, Camamu Basin

# Sumário

|   |           |
|---|-----------|
| <b>Resumo</b>   | <b>3</b>  |
| <b>Abstract</b>   | <b>4</b>  |
| <b>Introdução</b>   | <b>10</b> |
| <b>1 Caracterização da Região de Estudo</b>                                 | <b>13</b> |
| 1.1 Caracterização Tectônica e Estrutural . . . . .                         | 14        |
| 1.2 Sequências Estratigráficas . . . . .                                    | 15        |
| 1.3 Compartimentação Litoestratigráfica . . . . .                           | 16        |
| <b>2 Fundamentação Teórica</b>  | <b>19</b> |
| 2.1 O Método Gravimétrico . . . . .   | 19        |
| 2.2 O Método Magnetotelúrico . . . . .                                      | 21        |
| 2.3 Modelagem de Dados Geofísicos . . . . .                                 | 25        |
| <b>3 Análise e Processamento dos Dados Gravimétricos</b>                    | <b>28</b> |
| 3.1 Processamento dos Dados . . . . .                                       | 28        |
| 3.2 Interpretação Qualitativa e Definição dos Perfis de Interesse . . . . . | 31        |
| 3.3 Construção e Apresentação dos Modelos Diretos . . . . .                 | 36        |
| 3.3.1 Primeiro Modelo . . . . .   | 37        |
| 3.3.2 Segundo Modelo . . . . .  | 39        |
| 3.3.3 Terceiro Modelo . . . . .   | 40        |
| <b>4 Modelagem dos Dados Sintéticos Magnetotelúricos</b>                    | <b>44</b> |
| 4.1 Construção e Apresentação dos Modelos Diretos . . . . .                 | 44        |
| 4.2 Construção e Apresentação dos Modelos Inversos . . . . .                | 48        |
| 4.2.1 Primeiro Modelo . . . . .   | 50        |
| 4.2.2 Segundo Modelo . . . . .  | 51        |
| 4.2.3 Terceiro Modelo . . . . .   | 53        |

---

|   |           |
|---|-----------|
| <b>5 Conclusões</b>                                     | <b>55</b> |
| <b>Agradecimentos</b>                                   | <b>57</b> |
| <b>A Processos de Separação Regional-residual</b>       | <b>59</b> |
| <b>B Pseudo-seções de Resistividade Aparente e Fase</b> | <b>64</b> |
| <b>Referências</b>                                      | <b>68</b> |
| <b>I Carta Estratigráfica da Bacia de Camamu</b>        | <b>71</b> |

# Lista de Tabelas

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 3.1 | Densidades teóricas das principais litologias avaliadas pelos poços na Ilha de Itaparica. . . . .         | 37 |
| 3.2 | Densidades das sequências estratigráficas identificadas pelos perfis e do embasamento. . . . .            | 37 |
| 4.1 | Resistividades das sequências estratigráficas identificadas pelos perfis e do embasamento. . . . .        | 45 |
| 4.2 | Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do primeiro modelo direto magnetotelúrico. . . . . | 46 |
| 4.3 | Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do segundo modelo direto magnetotelúrico. . . . .  | 47 |
| 4.4 | Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do terceiro modelo direto magnetotelúrico. . . . . | 48 |
| 4.5 | Parâmetros utilizados e derivados da construção do primeiro modelo inverso magnetotelúrico. . . . .       | 50 |
| 4.6 | Parâmetros utilizados e derivados da construção do segundo modelo inverso magnetotelúrico. . . . .        | 52 |
| 4.7 | Parâmetros utilizados e derivados da construção do terceiro modelo inverso magnetotelúrico. . . . .       | 53 |

# Lista de Figuras

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 1.1 | Localização da Ilha de Itaparica. . . . .   | 13 |
| 1.2 | Mapa estrutural da região limite entre as bacias do Recôncavo e de Camamu. Extraído de Milhomem et al., 2003. . . . .   | 14 |
| 1.3 | Seção geológica da bacia de Camamu. Extraído de ANP (2015). . . . .   | 18 |
| 2.1 | Classificações do método magnetotelúrico de acordo com a frequência utilizada e a profundidade de investigação desejada. . . . .  | 22 |
| 2.2 | Modos de propagação TE e TM ao longo de uma interface. . . . .  | 25 |
| 2.3 | Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de n lados. (a) Representação de estrutura geológica aproximada por um modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal dS. (c) Aproximação da seção dS por um polígono de n lados. Extraído de Mattos, 2012. . . . . | 26 |
| 2.4 | Grid 2D utilizado para a construção de um modelo direto MT, com 119 células horizontais e 34 células verticais. Adaptado de Simpson e Bahr, 2005. . . . .   | 27 |
| 3.1 | Mapa de Anomalia Bouguer total. . . . .   | 29 |
| 3.2 | Espectro de potência radial média e profundidade estimada das fontes. . . . .   | 30 |
| 3.3 | Anomalia Bouguer Residual obtida pela filtragem utilizando o filtro Butterworth. . . . .  | 31 |
| 3.4 | Divisão da região de estudo em domínios a partir das variações gravimétricas observadas. . . . .  | 32 |
| 3.5 | Mapa do gradiente horizontal da anomalia Bouguer com os principais lineamentos observados traçados. . . . .   | 34 |
| 3.6 | Mapa da Anomalia Bouguer residual com os principais domínios e lineamentos interpretados. . . . .   | 35 |
| 3.7 | Localização dos perfis e poços (círculos brancos) utilizados na modelagem direta gravimétrica. . . . .  | 36 |
| 3.8 | Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 1. . . . .   | 38 |

|      |  |    |
|------|--|----|
| 3.9  | Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 1. . . . .   | 39 |
| 3.10 | Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 2. . . . .    | 40 |
| 3.11 | Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 2. . . . .   | 41 |
| 3.12 | Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 3. . . . .    | 42 |
| 3.13 | Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 3. . . . .   | 43 |
| 4.1  | Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 1. . . . .  | 46 |
| 4.2  | Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 2. . . . .  | 47 |
| 4.3  | Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 3. . . . .  | 48 |
| 4.4  | Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 1. . . . .   | 51 |
| 4.5  | Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 2. . . . .   | 52 |
| 4.6  | Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 3. . . . .   | 54 |
| A.1  | Mapa da anomalia Bouguer regional, obtida pelo uso do filtro de continuação para cima. . . . .                               | 60 |
| A.2  | Mapa da anomalia Bouguer residual, obtida pelo uso do filtro de continuação para cima. . . . .                               | 61 |
| A.3  | Anomalia Bouguer total, regional e residual, resultantes da separação utilizando o processo de filtragem polinomial. . . . . | 61 |
| A.4  | Mapa da anomalia Bouguer regional, obtida através do processo de filtragem polinomial. . . . .                               | 62 |
| A.5  | Mapa da anomalia Bouguer residual, obtida através do processo de filtragem polinomial. . . . .                               | 63 |
| B.1  | Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 1. . . . .            | 65 |
| B.2  | Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 2. . . . .            | 66 |
| B.3  | Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 3. . . . .            | 67 |
| I.1  | Carta Estratigráfica da Bacia de Camamu, proposta por Caixeta et al. (2007). . . . .   | 72 |
| I.2  | Carta Estratigráfica da Bacia de Camamu, proposta por Caixeta et al. (2007). . . . .   | 73 |

# Introdução

Ao longo da costa leste brasileira, localiza-se uma sequência de bacias sedimentares com grande potencial exploratório, cuja origem está relacionada ao processo de ruptura do super continente Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico. A exploração dessas bacias foi intensificada a partir da década de 60, com a criação da Petrobrás. Dentre elas, a bacia de Camamu se destaca como uma importante e estratégica reserva para o suprimento das demandas energéticas do país.

A Bacia de Camamu ocupa uma área total de 22,2 km<sup>2</sup>, estendendo-se entre as cidades de Salvador e Ilhéus, no estado da Bahia. As pesquisas exploratórias nesta bacia tiveram início em 1922, sendo que a sua efetiva exploração, desenvolvida inicialmente em terra, começou em 1959 e perdura até os dias atuais (ANP, 2015). Entre 2000 e 2011, desenvolveram-se várias campanhas de investigação geológico-geofísica que resultaram na descoberta da maior acumulação de hidrocarbonetos desta bacia: o Campo de Manati. Este campo entrou em produção em 2007 e atualmente é o principal campo produtor da Bacia de Camamu, tendo produção média diária de 5,5 Mm<sup>3</sup> de gás natural e atendendo cerca de 30% da demanda de gás do país. Diariamente, esta bacia produz 503 bbl de óleo e 5850 Mm<sup>3</sup> de gás natural, com três campos produtores localizados predominantemente em águas rasas.

Como consequência das recentes descobertas no sul da Bacia de Sergipe-Alagoas, especula-se que exista um sistema petrolífero de águas profundas na bacia de Camamu-Almada, demandando sua investigação geofísica (ANP, 2015). Toda a extensão da bacia foi mapeada por levantamentos gravimétricos e ela apresenta boa cobertura de sísmica 2D e 3D, sugerindo então a aplicação de métodos geofísicos complementares, como o método magnetotelúrico.

O método sísmico é a técnica geofísica mais utilizada para a exploração de petróleo e o seu uso possibilitou a investigação da subsuperfície em larga escala, pois o imageamento sísmico permite a identificação das estruturas geológicas de sistemas petrolíferos com resolução elevada em comparação aos outros métodos geofísicos. Entretanto, algumas rochas, como basaltos e camadas de sal, apresentam altos valores de impedância acústica, o que implica em uma diminuição da amplitude das reflexões da onda P para a superfície, constituindo obstáculos para um imageamento sísmico adequado (Yilmaz, 2001). Assim, nestas

situações, torna-se necessário o uso de outros métodos geofísicos para complementar a investigação sísmica, com custos consideravelmente inferiores. Dentre estes métodos, alguns dos mais utilizados pela indústria petrolífera são os métodos potenciais e os métodos magnetotelúricos.

Os métodos potenciais medem anomalias do campo magnético e gravitacional da Terra. Em regiões livres de fontes, estes campos satisfazem à Equação de Laplace e são descritos matematicamente através de funções potenciais. No caso gravimétrico, as anomalias do campo gravitacional resultam das variações de densidade em subsuperfície. No estudo de bacias petrolíferas, a metodologia gravimétrica é utilizada tanto em sua fase inicial quanto na fase de desenvolvimento para a delimitação do topo do embasamento e da espessura do preenchimento sedimentar que o sobrepõe.

Por sua vez, os métodos magnetotelúricos (MT) são métodos eletromagnéticos no domínio da frequência que utilizam ondas eletromagnéticas de fontes naturais, como tempestades de raios e interações entre a radiação solar e o campo geomagnético, que se propagam verticalmente na subsuperfície terrestre. Através da medição dos componentes do campo eletromagnético em superfície, pode-se determinar as propriedades geoeletricas em subsuperfície. Este método apresenta resultados satisfatórios no mapeamento das unidades rochosas insensíveis à propagação sísmica descritas anteriormente e também pode ser utilizado para mapear o embasamento de bacias sedimentares, devido ao contraste de resistividade existente entre o mesmo e o preenchimento sedimentar da bacia.

O objetivo desta pesquisa é a construção de modelos gravimétricos e magnetotelúricos que possam descrever as principais unidades litoestratigráficas e a profundidade do topo do embasamento na porção norte da Bacia de Camamu, mais especificamente na região sul da Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil. Para a construção dos modelos gravimétricos, foram utilizados dados adquiridos ao longo da Ilha em conjunto com informações de dados geofísicos de poços localizados na área de estudo. Os modelos gravimétricos criados foram posteriormente utilizados para a construção de modelos geoeletricos, criados utilizando dados magnetotelúricos sintéticos e com a finalidade de simular a resposta MT nesta região e auxiliar futuras aquisições que venham a ser executadas na mesma através da determinação de parâmetros de aquisição, como frequência de levantamento e espaçamento entre estações.

Esta monografia está estruturada em quatro capítulos. No primeiro, a região de estudo será caracterizada geologicamente a partir das suas principais características tectônicas, feições estruturais e unidades litoestratigráficas. No segundo capítulo, serão apresentados os fundamentos teóricos dos métodos geofísicos utilizados e das metodologias de modelagem, direta e inversa. No terceiro capítulo, serão apresentadas as etapas do processamento de dados gravimétricos que foram realizadas, a metodologia para a construção dos modelos

diretos gravimétricos e os resultados destes processos. Por fim, no quarto capítulo serão apresentadas as metodologias utilizadas para a construção dos modelos diretos e inversos magnetotelúricos e a geração dos dados sintéticos correspondentes, assim como os modelos resultantes desses procedimentos.

# Capítulo 1

## Caracterização da Região de Estudo

A Ilha de Itaparica localiza-se no nordeste do Brasil, na costa do estado da Bahia (Figura 1.1). Trata-se da maior ilha marítima do Brasil, sendo dividida em dois municípios: Itaparica e Vera Cruz, que juntos totalizam aproximadamente 417 km<sup>2</sup> e uma população de aproximadamente 65000 habitantes (IBGE, 2017).

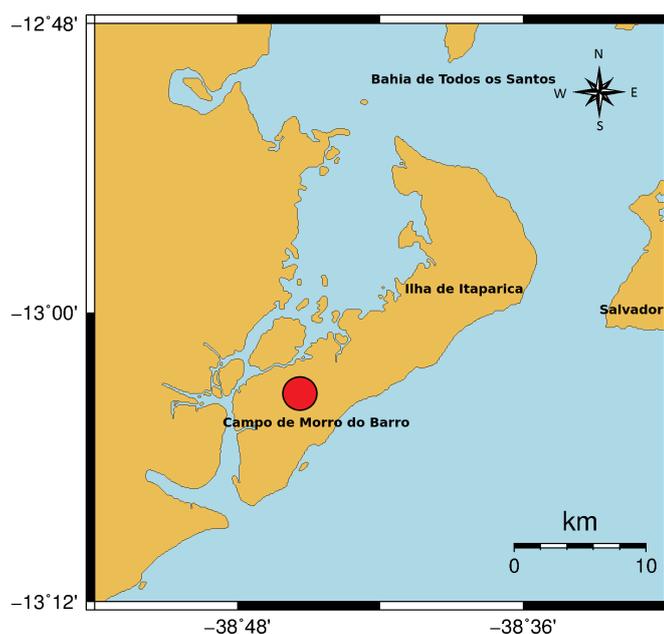


Figura 1.1: Localização da Ilha de Itaparica.

Geologicamente, a Ilha de Itaparica encontra-se situada no limite entre as Bacias de Camamu e do Recôncavo, determinado pela Falha da Barra e pelo Alto de Salvador (Figura 1.2). Este limite corresponde a um ponto de bifurcação da junção tríplice oriunda do sistema de riftes que antecederam a separação entre a África e a América do Sul. Esta junção teve um dos braços abortados, gerando o aulacógeno das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá e, nos braços onde a deformação concentrou-se, ocorreu quebra e intenso tectonismo,

resultando na geração das bacias sedimentares atuais.

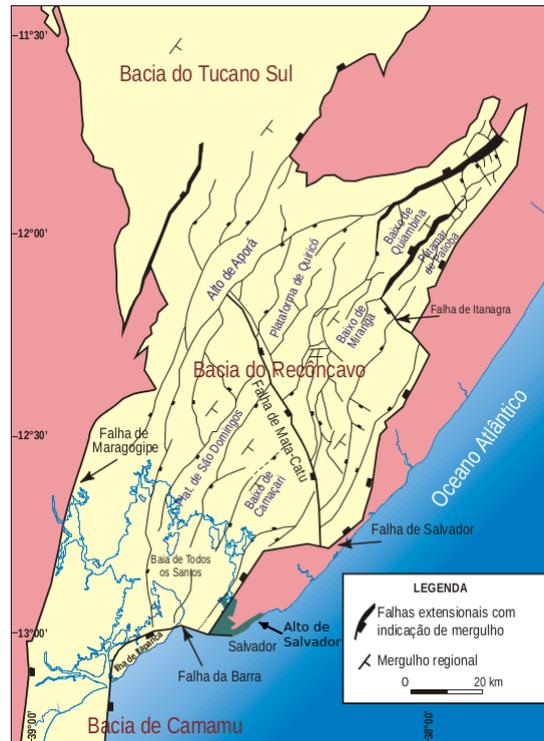


Figura 1.2: Mapa estrutural da região limite entre as bacias do Recôncavo e de Camamu. Extraído de Milhomem et al., 2003.

A Bacia de Camamu faz parte das bacias meso-cenozóicas da margem brasileira, sendo limitada ao norte pelo Alto de Salvador, conforme explicado acima, e ao sul pelo Alto de Taipus, que limita a Bacia de Camamu e Almada. Estas bacias apresentam uma continuidade estrutural e estratigráfica, com exceção dos depósitos do Grupo Aliança e Afligidos, presentes apenas na Bacia de Camamu. Na porção oeste da Bacia de Camamu, está presente o sistema de falhas de Maragipe, que é formado por uma série de falhas menores que se conectam, denominado Gráben de Maragipe.

## 1.1 Caracterização Tectônica e Estrutural

A Bacia de Camamu-Almada é um exemplo típico de bacia de margem passiva brasileira cuja gênese está associada à ruptura do supercontinente Gondwana, possuindo uma evolução geológica caracterizada por três fases tectônicas distintas: fase pré-rift, onde predomina o estilo de sinéclise intracontinental; fase rift, constituída por um regime distensivo até a quebra do continente Gondwana e encontra-se correlacionada ao longo de praticamente toda a costa leste brasileira; e uma fase pós-rift, de deriva continental e com instalação de uma margem

passiva que perdura até os dias atuais (Silva, 2005).

O embasamento cristalino desta bacia na porção norte, correspondente à área de estudo, é caracterizado por rochas gnáissicas pertencentes ao Cinturão Proterozóico do leste da Bahia, parte integrante do Cráton do São Francisco. O rifteamento, que ocorreu entre o neocomiano e o aptiano, provocou esforços de ruptura sobre o embasamento pré-existente, gerando um efeito anisotrópico que se refletiu no desenvolvimento de falhamentos, na estruturação da bacia e em seu preenchimento sedimentar (Gontijo et al., 2007).

Os eventos distensivos decorrentes da quebra da Gondwana são os principais fatores responsáveis pelo arcabouço estrutural da Bacia de Camamu-Almada, cujas principais estruturas são falhas normais de alto ângulo com rotação de blocos em estilo dominó e estruturação N-NNE. Estes sistemas de falhas constituem a principal via de migração para o óleo e gás no sistema petrolífero desta bacia.

## 1.2 Sequências Estratigráficas

Em termos da sua evolução tectono-sedimentar, a Bacia de Camamu segue um padrão sistemático das outras bacias do tipo rift. De acordo com o modelo de estratigrafia de sequências aplicada a este tipo de bacia, a tectônica é o principal fator controlador do sistema de falhamentos distensionais que se forma com a evolução do rifte e com posterior desenvolvimento de uma depressão assimétrica (um semi-gráben), compondo uma borda falhada e outra flexural (Holz, 2012). As depressões se desenvolvem perpendiculares ou oblíquas à direção geral da zona de abertura dos continentes e, devido às diferentes taxas de estiramento ao qual a placa sofre, comumente desenvolvem-se falhas de transferência perpendiculares aos falhamentos normais. O desenvolvimento do rift ocorre em cinco sequências distintas:

- Sequência paleozóica, que corresponde à fase de sinéclise da Bacia, representada pelos membros Pedrão e Cazumba, pertencentes à Formação Afligidos.
- Sequência pré-rift, relaciona-se ao processo de afinamento crustal ocorrido a partir do Jurássico até o Eocretáceo, agrupando os sedimentos fluvio-lacustres e juro-eocretáceos das formações Aliança, Sergi e Itaipe.
- Sequência rift, que corresponde a um período de transição na evolução tectono-sedimentar da bacia e é representada pelas formações Morro do Barro, Rio de Contas e o membro Itacaré da formação Taipús Mirim. Estruturalmente, são observados falhamentos normais lístricos, falhas sin-sedimentares com crescimento da seção e altos estruturais internos à bacia, gerando sistemas de meio-grabens ao longo de toda margem leste (Kuchle et al., 2005). O preenchimento sin-rift, na porção norte, é caracterizado pela

deposição de clásticos grosseiros, arenitos e conglomerados associados a sistemas fluviais/aluvionares. Durante os Andares Rio da Serra e Aratu, ao norte, uma série de lagos profundos foram formados e preenchidos por turbiditos associados com clásticos flúvio-deltáicos e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica.

- Sequência pós-rift ou de margem passiva, que corresponde a um período de calmaria na bacia e compreende os sedimentos transicionais aptianos dos membros Serinhaém e Igrapiúna da formação Taipus-Mirim, com ocorrência de halocinese, particularmente nas porções profundas da bacia. Durante o Albiano, a abertura da estreita passagem marinha ocasionou em uma extensa plataforma carbonática de alta energia, sucedendo os evaporitos da formação Taipus-Mirim. No final do albiano, esta sequência deu lugar a uma sequência carbonática de baixa energia, com características transgressivas. Estas sequências carbonáticas marcam início da sequência pós-rift, com a ocorrência de sistemas clásticos deltáicos/aluvionares proximais.
- Sequência drift, que corresponde à deposição mais recente e é formada pelas formações Algodões, Ucutuca, Caravelas, Rio Doce e Barreiras, tendo início no Albiano até os dias atuais.

### 1.3 Compartimentação Litoestratigráfica

- Grupo Brotas: Agrupa as formações Afligidos, Aliança e Sergi e ocorre nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá.
  - Formação Afligidos: De idade permiana, é subdivida no membro Cazumba, composto por folhelhos vermelhos de ambiente lacustre com intercalação de siltitos e o membro Pedrão, constituído por intercalações de arenitos de depósito de maré com finas camadas de lamitos, pelitos, siltitos, folhelhos e evaporitos. Esta formação representa uma sedimentação rasa e marinha em clima árido, com gradação para uma sedimentação lacustre no topo.
  - Formação Aliança: Esta formação sobrepõe uma discordância erosiva regional acima da formação Afligidos. Encontra-se dividida no membro Capianga, formado por folhelhos de ambiente flúvio-lacustre e idade neojurássica; e o membro Boipeba, formado por arcósios finos a médios com estratificação cruzada e resultante da deposição por sistemas fluviais meandrantés.
  - Formação Sergi: Na Bacia do Recôncavo, esta formação consiste de arenitos finos conglomeráticos, sub-maduros e depositados durante o Jurássico Superior através de sistemas fluviais, eólicos e lacustrinos em clima semi-árido e intercalados

---

com folhelhos vermelhos e cinzas. Na Bacia de Camamu, ela ocorre de forma semelhante e pode-se identificar na mesma as sequência pré-rift, rift e pós-rift. Trata-se de um dos principais objetivos exploratórios da bacia, especialmente em suas partes mais rasas, atuando como rocha reservatório do campo de Manati, principal campo em produção da bacia.

- Grupo Almada: Este grupo é formado pelas formações Morro do Barro e Rio de contas, que compreendem a sedimentação Neocomiana inferior ao Eopatianiano em lagos de origem tectônicas durante a sequência Rife.
  - Formação Morro do Barro: Composta por arenitos granulosos e pelíticos do Membro Tinhaé e de folhelhos cinza carbonosos com intercalações de arenitos ricos em fragmentos de rochas carbonáticas do Membro Jeribatuba. Constitui o principal gerador da bacia devido aos folhelhos lacustres depositados durante a fase rife no Neocomiano inferior (Gonçalves et al., 1997). Além disso, os seus arenitos aluviais e lacustres podem atuar como reservatórios.
  - Formação Rio de Contas: Esta formação é constituída por arenitos finos a grossos, biocalcarenitos e dolomitos de ambiente lacustre do Membro Mutá; e por folhelhos intercalados a arenitos muito finos do Membro Ilhéus. Este último membro apresenta rochas geradoras, constituídas por folhelhos flúvio-deltáicos e lacustres, enquanto que o primeiro apresenta potencial como reservatório.
  
- Grupo Camamu: Composto pelas formações Taipus-Mirim e Algodões, encerrando os sedimentos da fase rift.
  - Formação Taipus-Mirim: De idade aptiana, esta formação é formada por intercalações de folhelhos carbonosos, evaporitos e clásticos do Membro Serinhaém e dos calcários, folhelhos e halitas do membro Igrapiúna.
  - Formação Algodões: Constituída pelos calcarenitos e calcirruditos do Membro Germânia e pelos calcilutitos do Membro Queipe, ambos de ambiente de plataforma carbonática. Apresenta-se sotoposta à Formação Urutuca e sobreposta à Formação Taipús-Mim, com espessura que não ultrapassa 500m. Seu topo encontra-se intensamente erodido pela discordância regional Santoniana-Coniaciana. Os folhelhos calcíferos desta formação possivelmente atuam como rocha geradora para sistemas petrolíferos de águas profundas nesta bacia, enquanto que os carbonatos podem atuar como reservatórios.

- Grupo Espírito Santo: Comporta as rochas sedimentares mais novas da bacia, cuja deposição se distribuiu até o Holoceno, formando um sistema transgressivo e posteriormente regressivo.
  - Formação Caravelas: Composta por calcarenitos e calcilitos de idade oligocena ao recente.
  - Formação Rio Doce: Composta por arenitos intercalados com pelitos, interpretados como sistemas marinhos deltaicos, e folhelhos flúvio-deltaicos e lacustres com potencial gerador.
  - Formação Barreiras: De idade pliocena a pleistocena, é composta por conglomerados, diamictitos, arenitos, folhelhos e crosta de limonita e é interpretada como registro de sistemas aluvionares e parálicos.
  - Formação Urucutuca, com intercalações de arenitos turbidíticos com potencial gerador.

As seqüências e compartimentações descritas anteriormente podem ser visualizadas na seção geológica da Figura 1.3, localizada a seguir.

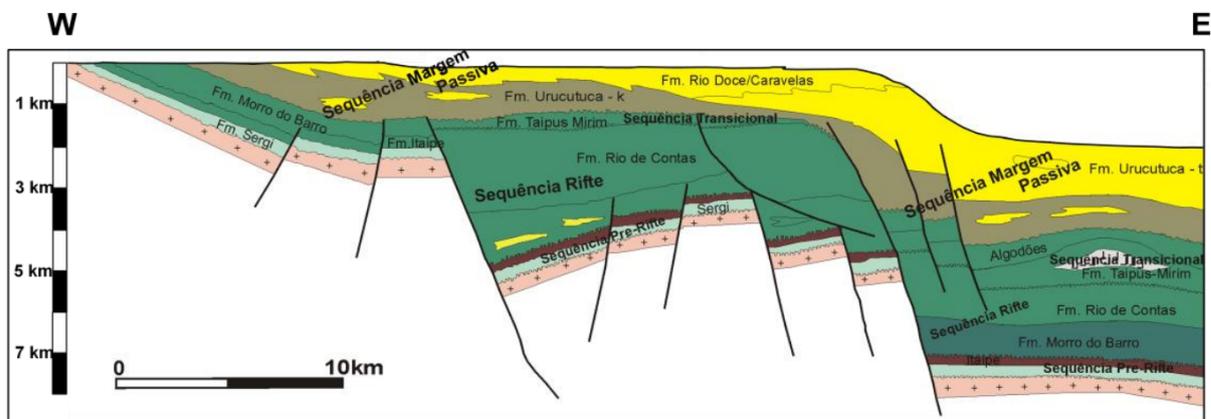


Figura 1.3: Seção geológica da bacia de Camamu. Extraído de ANP (2015).

# Capítulo 2

## Fundamentação Teórica

A Geofísica é a ciência que investiga a Terra de forma indireta através de princípios físicos, possibilitando uma melhor compreensão da estrutura, composição e dinâmica do planeta. Essa investigação abrange diferentes escalas e metodologias, sendo que cada método responde a uma propriedade física específica. Nesta pesquisa, foram utilizados dois métodos: (i) o método gravimétrico, que mede variações da componente vertical do campo gravitacional da Terra, e (ii) o método magnetotelúrico, em que é medida a resposta de radiações eletromagnéticas induzidas. Busca-se, com estas metodologias, a construção de modelos que reflitam as variações de densidade e resistividade elétricas dos materiais em subsuperfície.

### 2.1 O Método Gravimétrico

Os métodos potenciais medem as variações dos campos gravitacional e magnético da Terra devido a corpos geológicos em subsuperfície. Ambos os campos são descritos matematicamente através de funções potenciais. O estudo de campos gravitacionais se fundamenta na Lei da Gravitação Universal (Newton, 1687). De acordo com esta lei, a força gravitacional entre dois corpos avaliada em um ponto  $P$  é definida por:

$$\vec{F}(P) = \frac{\gamma M m}{r^2} \hat{r}, \quad (2.1)$$

sendo  $\gamma$  a constante de gravitação universal,  $\vec{r}$  o vetor posição entre os dois corpos,  $M$  a massa do corpo que está na origem do vetor posição e  $m$  a massa do corpo que está sob a ação da força. Pode-se, então, definir o campo gravitacional como uma função que associa a força gravitacional em cada ponto do espaço, sendo expressa através de (Telford et al., 1976):

$$\vec{G}(P) = \frac{-\gamma M}{r^2} \hat{r}. \quad (2.2)$$

Assim, as variações de campo medidas em superfície são função da massa do corpo e da sua profundidade. Campos podem ser descritos através do Teorema de Helmholtz. De acordo com este teorema, pode-se afirmar que, se o divergente e o rotacional de um campo vetorial são conhecidos em todo o espaço, então esse campo existe e é único, contanto que tanto o campo quanto seu divergente e rotacional decaiam a zero suficientemente rápido no infinito (Blakely, 1996). Conforme pode ser observado na Equação 2.2, esta condição é satisfeita pelo campo gravitacional pois o mesmo apresenta dependência com potências inversas da distância. Logo, este campo pode ser expresso como:

$$\vec{f}(r) = \nabla \cdot A + \nabla \times \vec{B}, \quad (2.3)$$

onde  $A$  é uma função potencial escalar e  $\vec{B}$  é uma função potencial vetorial. Assim, o campo pode então ser decomposto em um campo vetorial longitudinal (ou conservativo, com rotacional nulo) e um campo vetorial transverso (ou solenoidal, com divergente nulo) (Baird, 2012). Aplicando o operador divergente em ambos os lados da Equação 2.3, prova-se facilmente que, se  $\nabla \times \vec{B} = 0$ ,  $\vec{f}(r) = \nabla \cdot A$  e, neste caso, o campo é conservativo. Como o campo gravitacional é função de uma potência inversa da distância, pode-se demonstrar que ele apresenta rotacional nulo e expressá-lo em função de um potencial escalar  $U$ :

$$U(P) = \frac{\gamma m}{r}. \quad (2.4)$$

Calculado o potencial, o campo associado a ele pode ser obtido através do cálculo do seu gradiente, sendo este um método de cálculo muito mais simples do que o cálculo direto do campo através da Lei da Gravitação ou de Biot-Savart, para o campo magnético. Uma propriedade importante de campos conservativos é que, em regiões livres de fontes, eles obedecem à Equação de Laplace:

$$\nabla^2 U = 0. \quad (2.5)$$

Uma função que obedece à Equação 2.5 é definida como harmônica. Como tanto o campo gravitacional quanto o magnético obedecem à equação de Laplace em regiões livres de fontes, ambos compartilham propriedades matemáticas comuns e a junção deles em uma única categoria de método é justificada.

Em levantamentos gravimétricos, mede-se o componente vertical do campo gravitacional utilizando gravímetros. O embasamento usualmente provoca contrastes gravimétricos intensos por ser compostos de rochas muito mais densas do que o preenchimento sedimentar sobrejacente, sendo a determinação da profundidade do mesmo um dos principais usos dos levantamentos gravimétricos na investigação de bacias sedimentares.

Um problema inerente aos métodos potenciais são as ambiguidades: uma anomalia medida em superfície pode ser causada por uma infinidade de modelos distintos em sub-superfície. Esta propriedade é uma consequência da teoria do potencial e é expressa pela

terceira identidade de Green (Blakely, 1996):

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left( \frac{1}{r} \frac{dU}{dn} - U \frac{d}{dn} \frac{1}{r} \right) dS. \quad (2.6)$$

A Equação 2.6 demonstra que um potencial harmônico pode ser calculado em qualquer ponto de uma região em que ele é harmônico através dos valores do potencial e das suas derivadas normais ao longo da fronteira dessa região. Este potencial também será harmônico em todas as subregiões em que ele é avaliado e, assim, a terceira identidade de Green pode ser aplicada em todas essas subregiões. Logo, o potencial em um ponto pode ser causado por uma infinidade de distribuições superficiais. Para se contornar este problema, deve-se associar os dados geofísicos a conhecimentos prévios, de modo a limitar a quantidade de modelos possíveis e construir um modelo coerente com a realidade. Estes conhecimentos podem ser oriundos de outros levantamentos geofísicos ou estudos geológicos.

## 2.2 O Método Magnetotelúrico

As bases teóricas do método magnetotelúrico (MT) foram formuladas, de forma independente, em artigos clássicos escritos por Rikitake (1948), Tikhonov (1950) e Cagniard (1953). Estes autores concluíram que, se as variações do campo elétrico e magnético fossem medidas em superfície, as impedâncias das camadas internas da Terra poderiam ser derivadas e, conseqüentemente, as propriedades elétricas da subsuperfície poderiam ser inferidas.

Conforme descrito em Simpson e Bahr (2005), o método magnetotelúrico é um método eletromagnético passivo, no domínio da frequência, que utiliza variações naturais nos campos eletromagnéticos para investigar a distribuição de resistividade na terra. Para a exploração geofísica, é utilizado um intervalo de 0.001 até  $10^4$  Hz, no qual os sinais são provenientes de tempestades elétricas e interações entre o vento solar e a magnetosfera. De acordo com a profundidade de investigação e frequência utilizadas, o método MT é classificado como AMT (Audio Magnetotelúrico), MT Banda Larga e MT de Longo Período (Figura 2.1).

O MT, assim como todos os outros métodos eletromagnéticos, se fundamenta nas Equações de Maxwell, que descrevem as interações entre os campos elétrico e magnético em termos das suas fontes de fluxo ou de circuitação e através dos operadores divergente e rotacional, respectivamente (Jones e Chave, 2012). Tais equações, no domínio do tempo, são expressas por:

$$\nabla \cdot \vec{e} = \frac{\rho_v}{\epsilon_o}, \quad (2.7)$$

$$\nabla \cdot \vec{b} = 0, \quad (2.8)$$

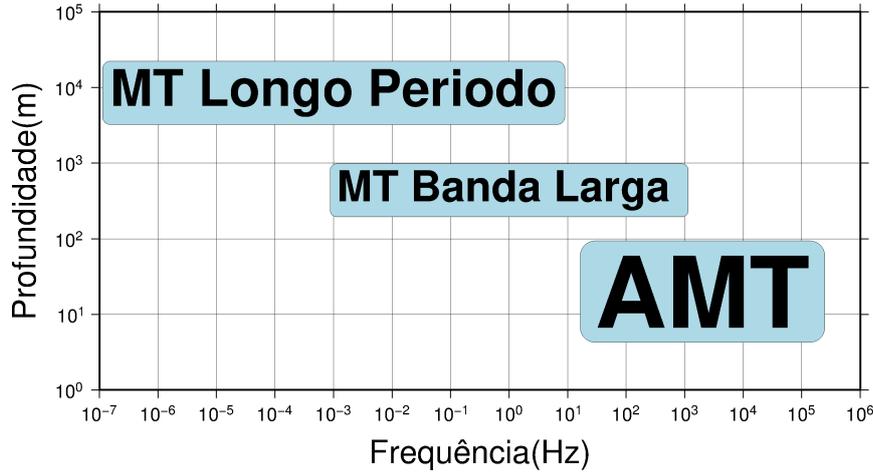


Figura 2.1: Classificações do método magnetotélico de acordo com a frequência utilizada e a profundidade de investigação desejada.

$$\nabla \times \vec{e} = -\frac{d\vec{b}}{dt}, \quad (2.9)$$

$$\nabla \times \vec{b} = \mu_o \vec{j} + \mu_o \varepsilon_o \frac{d\vec{e}}{dt}, \quad (2.10)$$

em que  $\vec{e}$  é o vetor campo elétrico (V/m),  $\vec{b}$  é o vetor de indução magnética (T),  $\rho_v$  é a densidade volumétrica de carga (C/m<sup>3</sup>),  $\mu_o$  é a permeabilidade magnética no vácuo (F/m),  $\varepsilon_o$  é a permissividade elétrica (H/m), também no vácuo, e  $\vec{j}$  é a densidade de corrente elétrica (A/m<sup>2</sup>). As duas primeiras equações expressam que a carga elétrica é a fonte de fluxo para o campo elétrico e que o campo magnético não tem fonte de fluxo, ou seja, monopólos magnéticos inexistem. Por sua vez, as duas últimas expressam que a variação do campo magnético no tempo é fonte de circuitação para o campo elétrico e que as correntes de deslocamento e de condução variantes no tempo são fontes de circuitação para o campo magnético. Estes processos descrevem a propagação autossustentada dos campos elétrico e magnético, ou seja, a onda eletromagnética.

Além das equações de Maxwell, são importantes também as equações constitutivas, que relacionam os campos, ou suas amplitudes, às propriedades eletromagnéticas do meio. Estas são, considerando meios homogêneos, isotrópicos, lineares e não-dispersivos (Barros, 2015):

$$\vec{d} = \varepsilon \vec{e}, \quad (2.11)$$

$$\vec{j} = \sigma \vec{e}, \quad (2.12)$$

$$\vec{b} = \mu \vec{h}, \quad (2.13)$$

em que  $\sigma$  é a condutividade do meio (S/m),  $\vec{d}$  é o vetor deslocamento dielétrico (C/m<sup>2</sup>) e  $\vec{h}$  é o vetor de campo magnético (A/m). Aplicando a transformada de Fourier, definida pelo

seguinte par de equações:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt, \quad (2.14)$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{+i\omega t} d\omega, \quad (2.15)$$

em que  $F(\omega)$  corresponde à transformada direta de Fourier e  $f(t)$  corresponde à transformada inversa; nas quatro Equações de Maxwell e nas equações constitutivas e combinando-as, obtêm-se as equações de Helmholtz:

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0, \quad (2.16)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0, \quad (2.17)$$

em que  $k = \sqrt{\omega^2 \mu_o \varepsilon - i\omega \mu_o \sigma}$  é o número de onda complexo associado à onda eletromagnética. O vetor associado a este número de onda indica a direção de propagação da onda. Para o intervalo de frequências utilizado no MT, as correntes de deslocamento são desprezíveis em comparação às correntes de condução. Assim,  $k^2 = -i\omega \mu_o \sigma$  e as equações de Helmholtz podem ser reescritas como:

$$\nabla^2 \vec{E} - i\omega \mu_o \sigma \vec{E} = 0, \quad (2.18)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - i\omega \mu_o \sigma \vec{H} = 0. \quad (2.19)$$

Como as fontes naturais se localizam a uma grande distância da superfície da Terra, pode-se considerar que as ondas incidentes sobre a superfície são planas e uniformes. Além disso, devido às baixas frequências utilizadas neste método e à baixa condutividade do ar, as ondas incidentes se propagarão com ângulo de refração nulo. Dessa maneira, ao penetrar na subsuperfície, elas apresentarão dependência com a profundidade e se propagarão ao longo do eixo  $z$ . Assim, os campos elétricos e magnéticos são ortogonais à direção de propagação e suas amplitudes são expressas por:

$$E_x(z) = Ae^{-ikz} + Be^{+ikz}, \quad (2.20)$$

$$H_y(z) = \frac{k}{\omega \mu_o} (-Ae^{-ikz} + Be^{+ikz}), \quad (2.21)$$

em que  $A$  e  $B$  são constantes arbitrárias. Estes campos induzem correntes em subsuperfície, conhecidas como correntes telúricas. Por sua vez, estas correntes induzem campos secundários que podem ser medidos em superfície. De acordo com Nabighian (1988), para a propagação em um semi-espaco com  $n$  camadas isotrópicas, a impedância intrínseca no meio é dada por:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = Z_i \frac{Z_o + Z_i \tanh ik_i h_i}{Z_i + Z_o \tanh ik_i h_i}, \quad (2.22)$$

$$Z_{yx} = \frac{-E_y}{H_x}, \quad (2.23)$$

em que  $Z_o$  é a impedância da base da camada,  $Z_i$  é a impedância característica da camada e  $h_i$  é a espessura da camada. Com este resultado, conclui-se que a Terra se comporta como uma linha de transmissão: conforme a onda se propaga através das camadas, uma impedância de saída é gerada a partir das impedâncias características das camadas e da impedância da camada subjacente.

De um modo geral, as propriedades elétricas e as relações entre os campos elétrico e magnético no meio estudado são expressas pelo tensor de impedância, definido por:

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (2.24)$$

Em meios unidimensionais,  $\rho = \rho(z)$ ,  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  e  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ . Em meios bidimensionais,  $\rho = \rho(x,z)$ ,  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  e  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ . Por sua vez, em meios tridimensionais,  $\rho = \rho(x,y,z)$  e os elementos do tensor de impedância apresentam valores distintos.

À impedância de cada camada pode ser associada uma resistividade e a determinação deste parâmetro é o objetivo deste método. Substituindo o valor de  $k$  na Equação 2.22, desprezando as correntes de deslocamento e substituindo a condutividade pelo seu inverso, a resistividade, obtêm-se as relações:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_o} |Z^2|, \quad (2.25)$$

$$\Phi = \arctan \frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)} \quad (2.26)$$

em que  $\rho_a$  é a resistividade aparente do meio e  $\Phi$  é a fase associada à impedância característica do meio. Esses parâmetros são utilizados como parâmetros de entrada para a inversão de dados MT e podem ser obtidos através da medição das componentes  $E_y$  e  $E_x$  do campo elétrico e  $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$  do campo magnético em superfície. Essas medidas são expressas em séries temporais.

Para simplificar o estudo da propagação das ondas eletromagnéticas, particularmente ao longo de interfaces, é usual decompô-las em dois modos de propagação: O modo TE (Transverso Eletromagnético), em que o campo elétrico é inteiramente transversal ao vetor de propagação, ou seja, não possui componente nesta direção (Barros, 2015); e o modo TM (Transverso Magnético), no qual o campo magnético é inteiramente transversal ao vetor de propagação (Figura 2.2). Em alguns casos, considera-se ainda o modo TEM (Transverso Eletromagnético), em que ambos os campos são transversos ao vetor de propagação .

Em meios condutivos, uma onda eletromagnética propagante sofre atenuação, com progressiva diminuição da sua amplitude. Define-se, então, o Skin Depth ( $\delta$ ) como sendo a

distância em que a amplitude da onda decai a 37%, ou  $1/e$ , do seu valor original, dado por:

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}. \quad (2.27)$$

em que  $\rho$  é a resistividade da camada a ser investigada ( $\Omega.m$ ) e  $f$  é a frequência (Hz) utilizada no levantamento. Este parâmetro é fundamental para determinar a profundidade de investigação dos métodos eletromagnéticos.

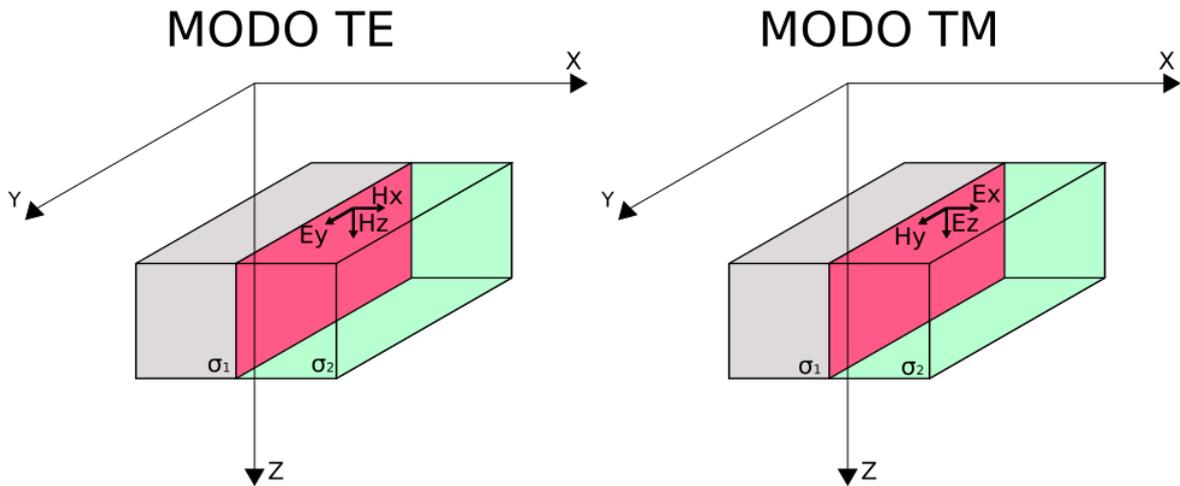


Figura 2.2: Modos de propagação TE e TM ao longo de uma interface.

## 2.3 Modelagem de Dados Geofísicos

O objetivo principal de todo levantamento geofísico é o fornecimento de dados geofísicos para a geração de imagens da subsuperfície que representem a variação espacial ou temporal das propriedades físicas avaliadas em uma determinada região de interesse. A construção dessas imagens ou modelos é realizada após o processamento destes dados, através do uso de técnicas de modelagem direta ou inversa, de modo a representar as propriedades físicas estudadas em uma, duas ou três dimensões.

Na modelagem direta, um modelo inicial é gerado a partir de informações prévias a respeito da área de estudo. Essas informações podem ser oriundas da geologia, de poços ou de levantamentos geofísicos pré-existentes e visam diminuir as ambiguidades inerentes ao processo de obtenção de um modelo final que seja o mais coerente com a realidade possível. O modelo é então construído através da associação de valores da propriedade física de interesse, como densidade ou resistividade, a blocos ou células de formas geométricas simples, de modo a reconstruir a geometria do corpo de interesse. Com este modelo gerado, calcula-se uma anomalia devida ao mesmo, de modo a compará-la com a anomalia observada até que o erro associado a ela esteja dentro de um limite especificado.

A maioria dos programas de modelagem direta bidimensional de dados gravimétricos se fundamenta no método desenvolvido por Talwani et al. (1959). Nele, considera-se que a densidade de cada estruturas litológica é constante e os corpos são construídos através de perfis ortogonais à direção da anomalia (Figura 2.3). A atração gravitacional é calculada para cada vértice do polígono e, a partir da mesma, a forma do corpo é determinada.

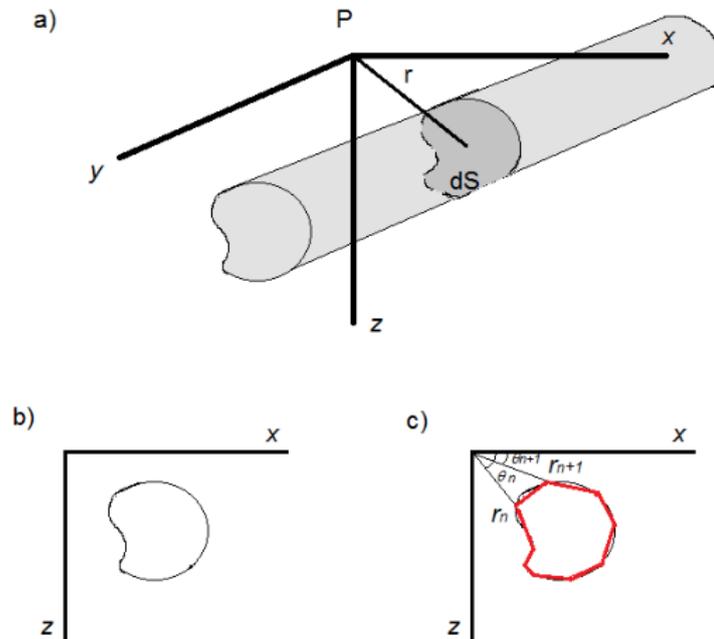


Figura 2.3: Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de  $n$  lados. (a) Representação de estrutura geológica aproximada por um modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal  $dS$ . (c) Aproximação da seção  $dS$  por um polígono de  $n$  lados. Extraído de Mattos, 2012.

Na modelagem direta de dados magnetotelúricos, a subsuperfície é dividida em células retangulares e valores de condutividade são associados a cada uma delas, de modo a construir um grid que represente as propriedades elétricas em subsuperfície (Figura 2.4). Com o meio construído, as Equações de Maxwell são resolvidas em cada célula através do método de diferenças finitas e obedecendo a condições de contorno pré-definidas. Este método consiste na aproximação dos operadores diferenciais a quocientes das diferenças entre os valores do campo em pontos discretos. Quando a distância entre esses pontos é suficientemente pequena, seu valor tenderá a uma derivada, a partir da qual podem ser calculados os valores dos campos em pontos específicos do grid, denominados nós (Jones e Chave, 2012). Através deste processo, os dados sintéticos magnetotelúricos são gerados, correspondendo efetivamente a uma simulação de um levantamento MT.

A modelagem inversa utiliza métodos estatísticos para determinar os parâmetros do mo-

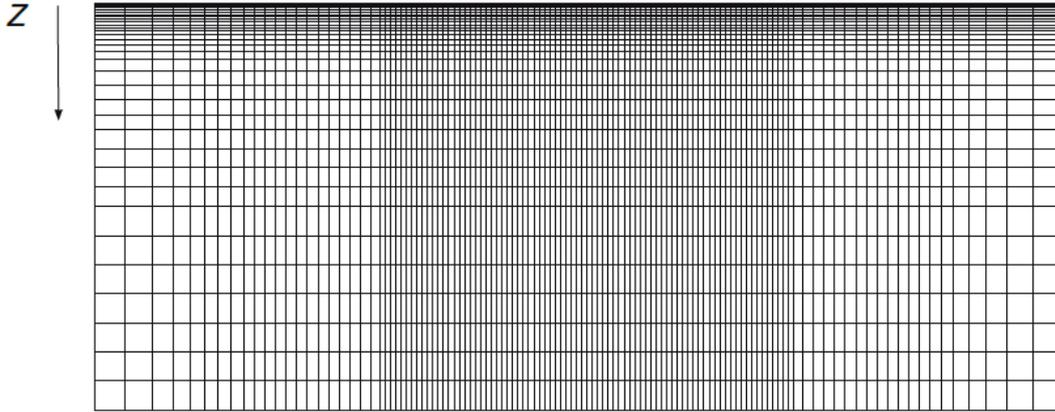


Figura 2.4: Grid 2D utilizado para a construção de um modelo direto MT, com 119 células horizontais e 34 células verticais. Adaptado de Simpson e Bahr, 2005.

delo a partir dos dados medidos. A relação entre um modelo de  $n$  parâmetros, representado por um vetor  $m^t = (m_1, m_2, \dots, m_n)$ ; os dados obtidos, expressos em um vetor  $d^t = (d_1, d_2, \dots, d_p)$  e seus erros correspondentes  $e^t = (e_1, e_2, \dots, e_p)$  em um problema linear pode ser expressa, em forma matricial, através da chamada Equação de Condição (Gubbins, 2004):

$$\mathbf{d} = \mathbf{A}\mathbf{m} + \mathbf{e}, \quad (2.28)$$

onde  $\mathbf{A}$  é uma matriz de coeficientes que independe do modelo e dos dados, dependendo apenas das características físicas do problema e da geometria do experimento. No caso do método magnetotelúrico, o modelo ou propriedade envolvida é a resistividade verdadeira em subsuperfície, os dados são as medidas dos componentes de  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$  feitas em superfície e a matriz  $\mathbf{A}$  está relacionada à propagação de ondas eletromagnéticas na Terra através da indução.

A grande maioria dos problemas geofísicos são lineares e sub-determinados, ou seja, existem mais incógnitas do que equações. Para este tipo de problema, a obtenção da solução requer um método de inversão de modo a determinar a propriedade do meio a partir dos dados obtidos em campo.

# Capítulo 3

## Análise e Processamento dos Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa foram disponibilizados pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) em conformidade com a política de concessão gratuita de dados públicos para finalidades acadêmicas. Esses dados fizeram parte do levantamento terrestre denominado DEXBA-DEXES, executado pela Petrobras ao longo do litoral dos estados da Bahia e do Espírito Santo, e foram disponibilizados em uma planilha que fornecia, para cada estação, as coordenadas geográficas, elevações, o valor da gravidade observada, as correções aplicadas e o valor da anomalia Bouguer corrigida correspondente. O tratamento dos dados gravimétricos adquiridos e a geração dos mapas correspondentes foram realizados com o auxílio dos softwares Qgis, GMT e Oasis Montaj, enquanto que os modelos diretos gravimétricos foram construídos através da ferramenta GMSYS deste último software.

### 3.1 Processamento dos Dados

De posse dos dados gravimétricos previamente corrigidos, adquiridos ao longo de toda a extensão da Ilha de Itaparica, gerou-se o mapa da anomalia Bouguer. Para tanto, foi utilizado o método de interpolação de curvatura mínima em um grid composto por células quadradas com comprimento de 100m. Com este processo, obteve-se o mapa de anomalia Bouguer total da área de estudo, apresentado na Figura 3.1.

O mapa da Figura 3.1 corresponde ao campo gravimétrico total medido na área estudada e representa o somatório das contribuições de fontes localizadas em subsuperfície. Esta anomalia pode ser decomposta em componentes de comprimentos de onda variados através da expansão em séries de Fourier, de modo que as anomalias de grande comprimento de onda

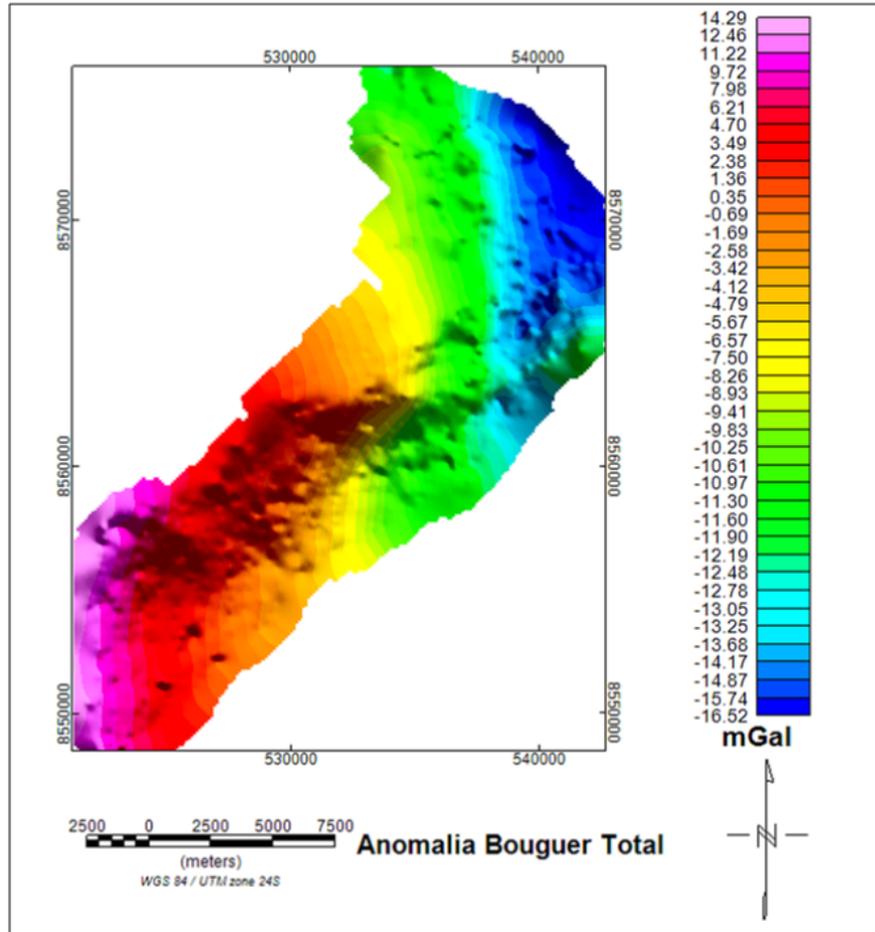


Figura 3.1: Mapa de Anomalia Bouguer total.

correspondem às fontes profundas, enquanto que as de pequeno comprimento correspondem às fontes rasas. Assim, o primeiro passo para a modelagem direta dos dados gravimétricos é a separação das contribuições correspondentes às fontes crustais (mais rasas), dentre as quais destacam-se o embasamento e o preenchimento sedimentar da bacia, das contribuições localizadas em maiores profundidades. Este processo é denominado de separação regional-residual.

Esta separação é efetuada lançando mão de diferentes procedimentos estabelecidos na literatura, como os descritos por Gunn (1975), Guspi e Introcaso (2000) e Nabighian et al. (2005). Entretanto, devido ao caráter majoritariamente regional caracterizado pelos grandes comprimentos de onda da anomalia observada na Figura 3.1, observou-se que a separação acarretaria em perda significativa de informações. Ainda assim, esse processo foi realizado através de dois métodos distintos: a aplicação de filtragem através do processo de continuação para cima e a filtragem utilizando um ajuste polinomial robusto para a estimativa do campo regional (Beltrão et al., 1991). Ambos os processos resultaram em componentes dominados

por ruídos e sem coerência com a geologia regional (ver Apêndice A). Desta maneira, seus resultados não foram utilizados.

Uma melhor compreensão a respeito da profundidade das fontes foi obtida através da análise do espectro de potência radial médio da anomalia (Figura 3.2). Pela análise da mesma, conclui-se que as fontes mais rasas e de interesse para a modelagem a ser realizada se encontram no intervalo de 0 até  $0,5 \text{ m}^{-1}$ , que corresponde a profundidades entre 1,0 a 3,5 km. Por outro lado, as fontes com comprimento de onda entre  $0,5$  e  $5 \text{ m}^{-1}$  e situadas em profundidades menores do que 1,0 km apresentam fortes componentes ruidosas.

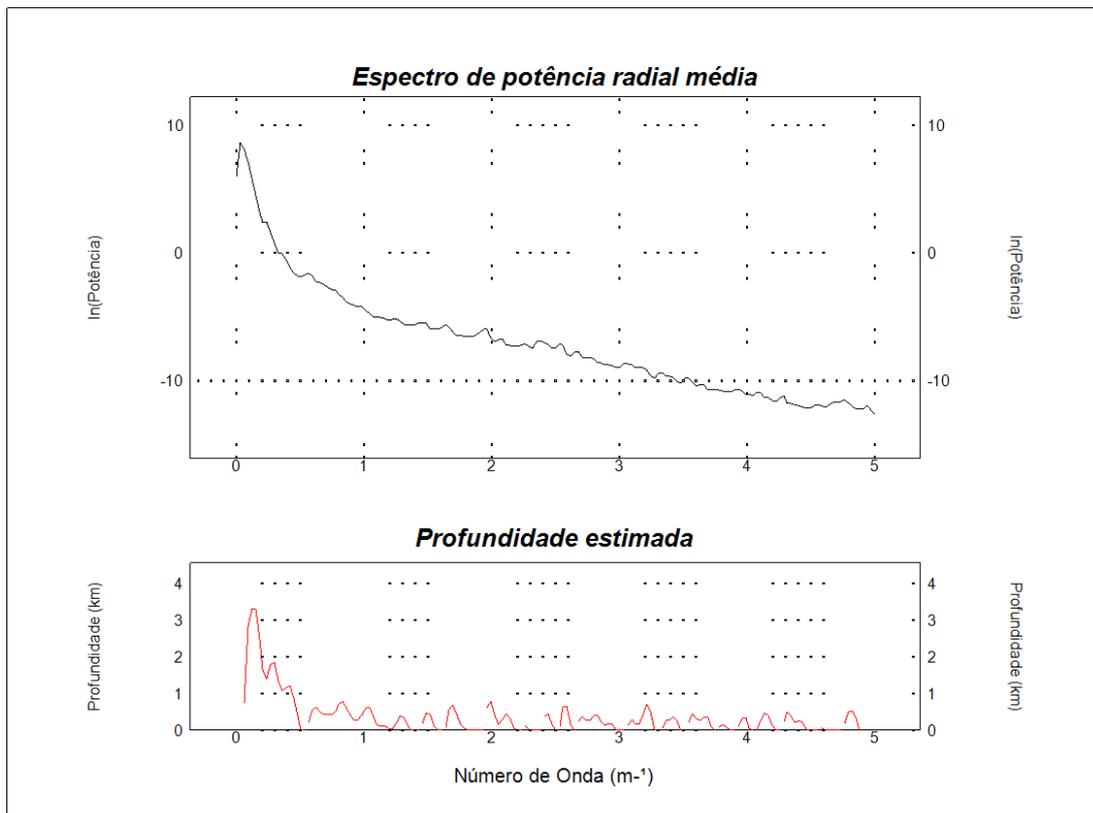


Figura 3.2: Espectro de potência radial média e profundidade estimada das fontes.

Para a remoção dessas componentes, foi utilizado o filtro Butterworth, que atua como um filtro passa-baixas no domínio da frequência. Assim, o comprimento de onda central de  $0,5 \text{ m}^{-1}$  foi utilizado como parâmetro de entrada para a aplicação deste filtro e o resultado deste processo está representado na Figura 3.3, correspondente ao componente residual da anomalia Bouguer na área de estudo.

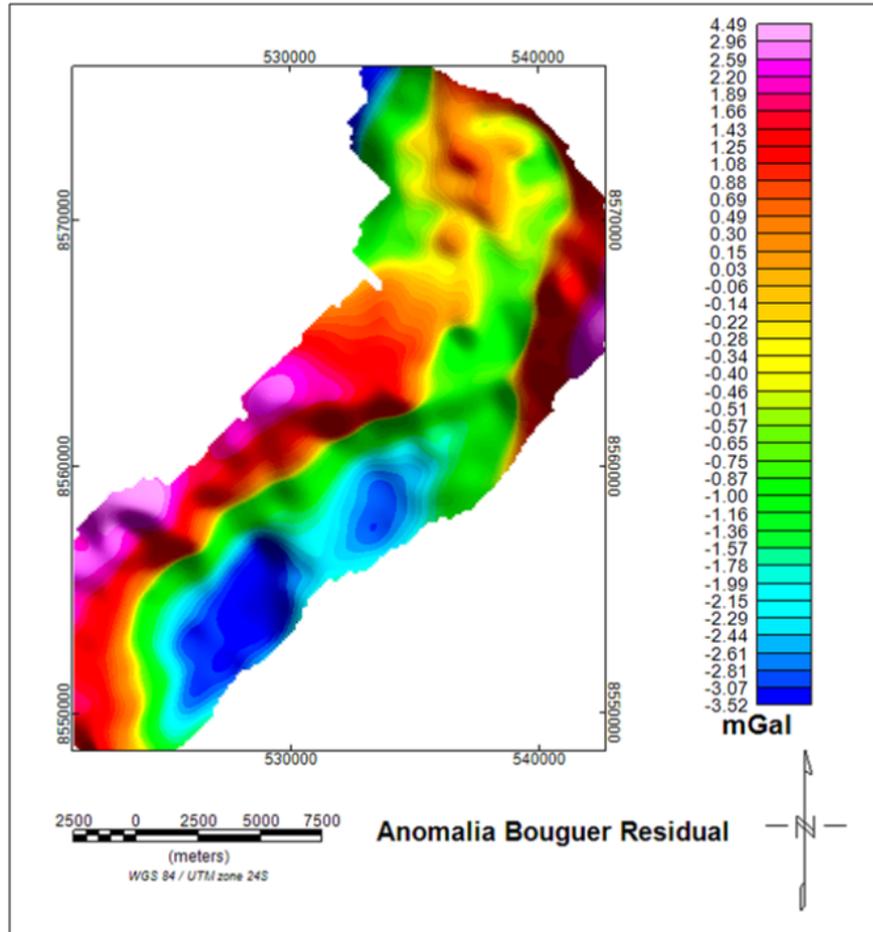


Figura 3.3: Anomalia Bouguer Residual obtida pela filtragem utilizando o filtro Butterworth.

## 3.2 Interpretação Qualitativa e Definição dos Perfis de Interesse

A partir da análise da Figura 3.3, observam-se anomalias de baixa frequência e um aumento regional da anomalia Bouguer no sentido SE-NW, com um mínimo concentrado na região sudeste da Ilha de Itaparica. Este comportamento só não é observado no extremo leste da Ilha, onde ocorre um expressivo aumento da gravidade que se estende até o extremo NE. Os baixos comprimentos de onda das feições observadas sugerem que elas estão associadas a contribuições de fontes mais profundas e de caráter crustal, assim, a partir dessas observações, foi possível determinar quatro domínios gravimétricos principais associados às variações significativas de densidade (Figura 3.4), que refletem variações da litologia e da espessura das rochas do embasamento na região de estudo. Estes domínios encontram-se caracterizados a seguir:

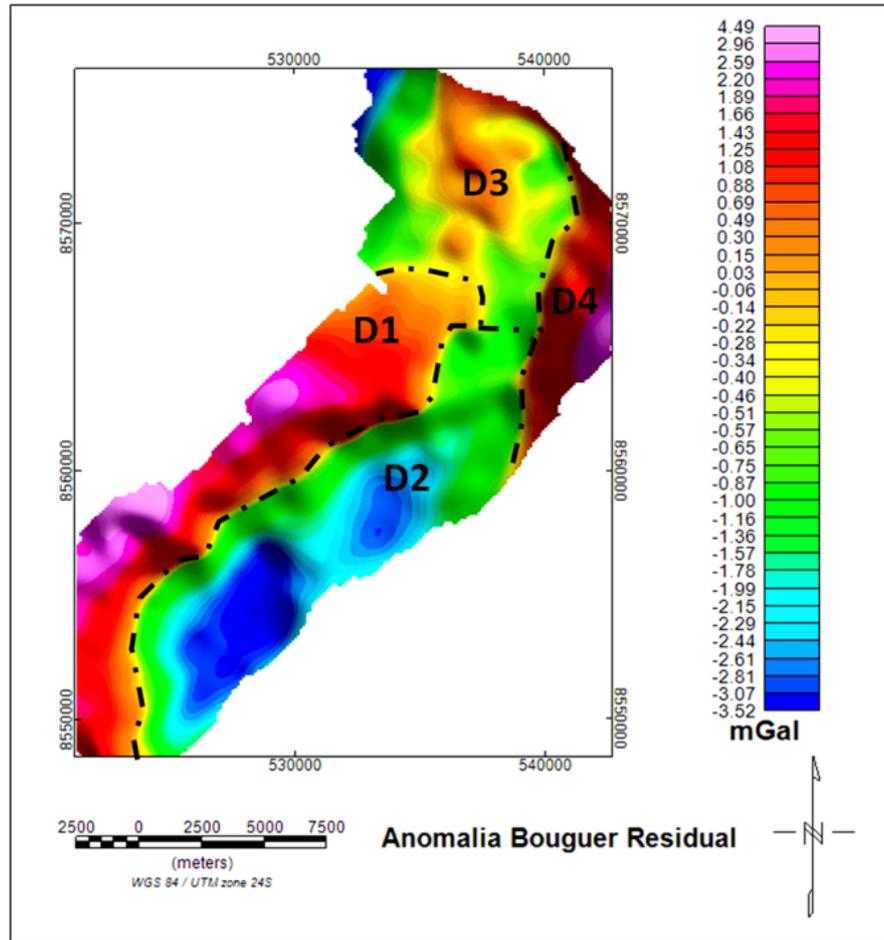


Figura 3.4: Divisão da região de estudo em domínios a partir das variações gravimétricas observadas.

- D1: Domínio associado às anomalias gravimétricas de maior intensidade dentre as observadas na região, com amplitudes que variam de  $-0,30$  a  $4,49$  mGal e restritas à porção central-noroeste da Ilha. Este domínio está associado à forte atração gravitacional oriunda do Alto de Itaparica e reflete uma provável elevação do embasamento nesta região.
- D2: Domínio caracterizado pelos menores valores observados na região de estudo, concentradas na porção sudeste da Ilha e com amplitudes que variam de  $-3,52$  a  $-0,57$  mGal. Este domínio está associado ao significativo preenchimento sedimentar do depocentro de Itaparica, o que sugere uma maior profundidade do embasamento nesta região. Nele se encontra o campo de Morro do Barro, de grande potencial exploratório e alvo de interesse para as modelagens.
- D3: Domínio associado às anomalias concentradas na região norte da Ilha, com ampli-

tudes que variam de  $-3,52$  a  $0,60$  mGal. Esta região situa-se acima do limite Camamu-Recôncavo, sofrendo provável influência do Alto de Salvador. Os baixos valores de gravidade observados no extremo NW deste domínio provavelmente estão associados ao preenchimento sedimentar do depocentro do Recôncavo, entretanto, uma maior caracterização geológica dessa região está além do escopo deste trabalho.

- D4: Domínio localizado no extremo leste da Ilha, com anomalias positivas intensas que variam rapidamente ao longo de sua extensão, com mínimo de  $-1,08$  mGal e máximo de  $2,59$  mGal. As fortes anomalias observadas são consequência da maior proximidade com o Alto de Salvador, o que reflete uma provável influência lateral da densidade elevada das rochas desta feição.

Para identificar os lineamentos ao longo da região da Ilha, foi desenvolvido um mapa do gradiente horizontal da anomalia Bouguer (Figura 3.5). Este filtro evidencia mudanças abruptas das propriedades físicas ao longo da direção paralela à superfície da Terra, realçando as altas frequências e posicionando os picos das anomalias próximos às bordas dos corpos (Bello, 2014). Este gradiente foi calculado usando um ângulo de  $90^\circ$ , correspondente à direção N-S, pois esta direção é perpendicular à porção mais significativa da Falha da Barra, principal alvo de interesse desta análise. Foram observados 4 grupos principais de lineamentos:

- Grupo L1: Lineamentos de orientação NE-SW observados na região sudoeste da Ilha e possivelmente originados por falhamentos normais de mergulho para sudeste ocorridos durante o desenvolvimento do rifte. Um lineamento de grande extensão é observado ao longo do limite NW do domínio D1, sendo interpretado como um dos principais trechos do Sistema de Falhas da Barra, de acordo com a compartimentação proposta por Bono (2016). Os outros lineamentos secundários provavelmente são oriundos de esforços distensivos ocorridos durante o processo de separação continental.
- Grupo L2: Lineamentos de orientação SWW-NEE distribuídos ao longo da região centro-sul da Ilha de Itaparica, provavelmente originados por falhamentos normais ocorridos ao longo do desenvolvimento do rifte. O lineamento de maior extensão, que atravessa a região central da Ilha, foi interpretado como outro trecho do Sistema de Falhas da Barra, enquanto que os lineamentos secundários provavelmente foram originados por esforços distensivos, de forma análoga aos lineamentos do grupo L1.
- Grupo L3: Lineamentos de orientação NW-SE observados no extremo norte da Ilha, provavelmente originados por falhamentos normais ocorridos durante a evolução do rifte da Bacia do Recôncavo e associados à Falha de Salvador. Entretanto, sua interpretação está além do objetivo deste trabalho.

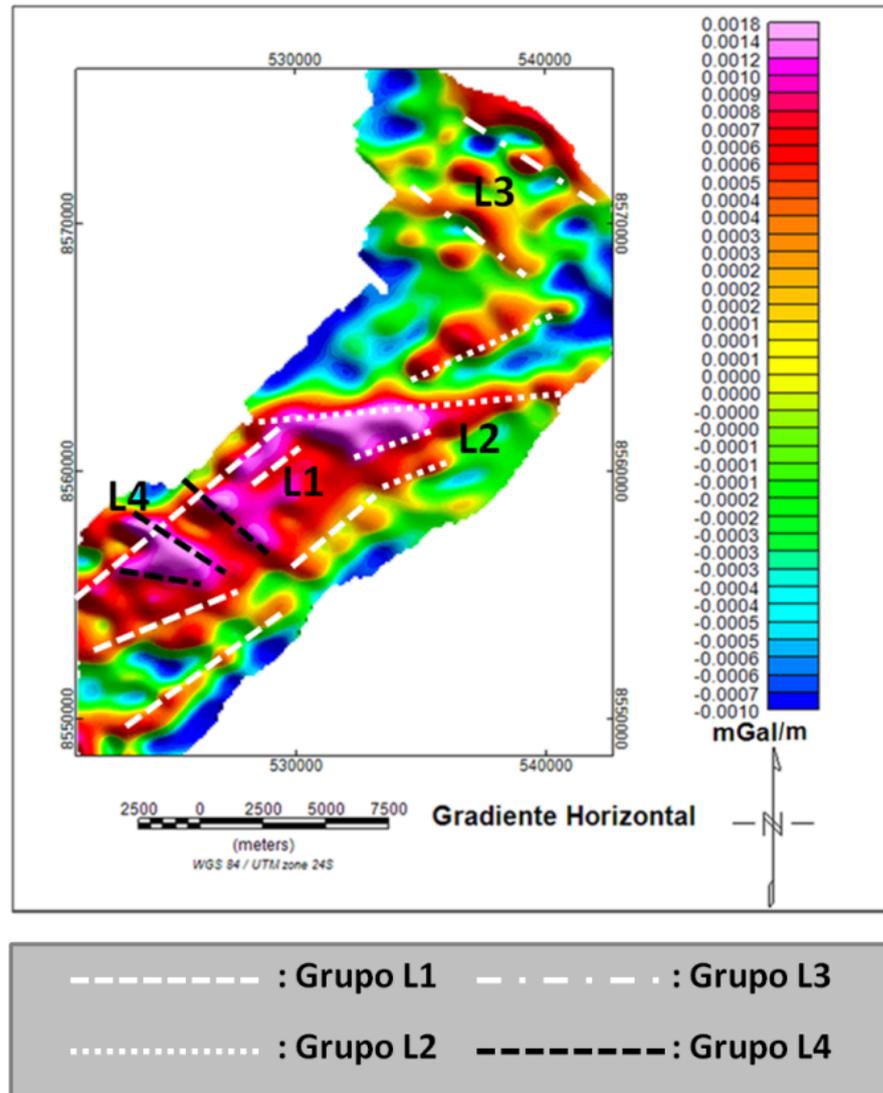


Figura 3.5: Mapa do gradiente horizontal da anomalia Bouguer com os principais lineamentos observados traçados.

- Grupo L4: Lineamentos de orientação NW-SE, perpendiculares aos falhamentos normais observados no grupo L1. Estes lineamentos foram interpretados como falhas de transferência ocorridas durante o processo de formação da Bacia de Camamu, sendo feições características do desenvolvimento de bacias do tipo rifte.

A análise conjunta dos domínios e lineamentos gravimétricos interpretados, apresentada na Figura 3.6, permitiu concluir que há uma correlação entre eles: os lineamentos principais dos grupos L1 e L2, associados ao Sistema de Falhas da Barra, separam os domínios D1, D2 e D3, correspondentes aos altos gravimétricos, do domínio D2, associado a um baixo gravimétrico. A partir desta investigação, foram determinadas as localizações dos perfis gravimétricos que foram utilizados para as modelagens. Estes perfis, apresentados na Fi-

gura 3.7, foram traçados de modo a modelar as formações associadas ao reservatório Morro do Barro, localizado na intersecção dos três perfis e nas proximidades dos poços 3MB0003 e 3MB0004. Em todos os perfis as estações estão orientadas em ordem crescente ao longo da direção W-E.

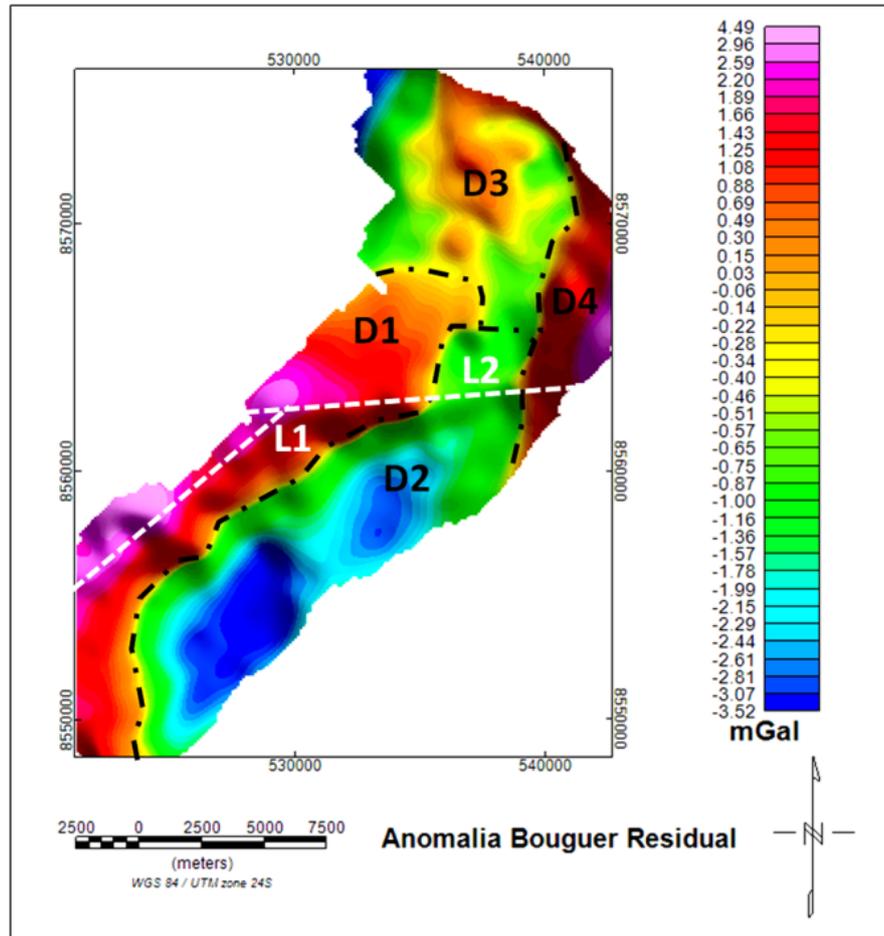


Figura 3.6: Mapa da Anomalia Bouguer residual com os principais domínios e lineamentos interpretados.

O Perfil 1, de orientação NE-SW, possui extensão de 19,2 km e visa modelar toda a extensão da ilha localizada abaixo do limite Camamu-Salvador. O segundo perfil tem orientação NW-SE, 9,2 km de extensão e visa modelar os blocos mergulhantes para SE da Falha da Barra, o Alto de Itaparica e os depósitos associados ao depocentro de Itaparica. O terceiro perfil apresenta orientação NNW-SSE, 9,0 km de extensão e foi traçado com os mesmos objetivos do Perfil 2.

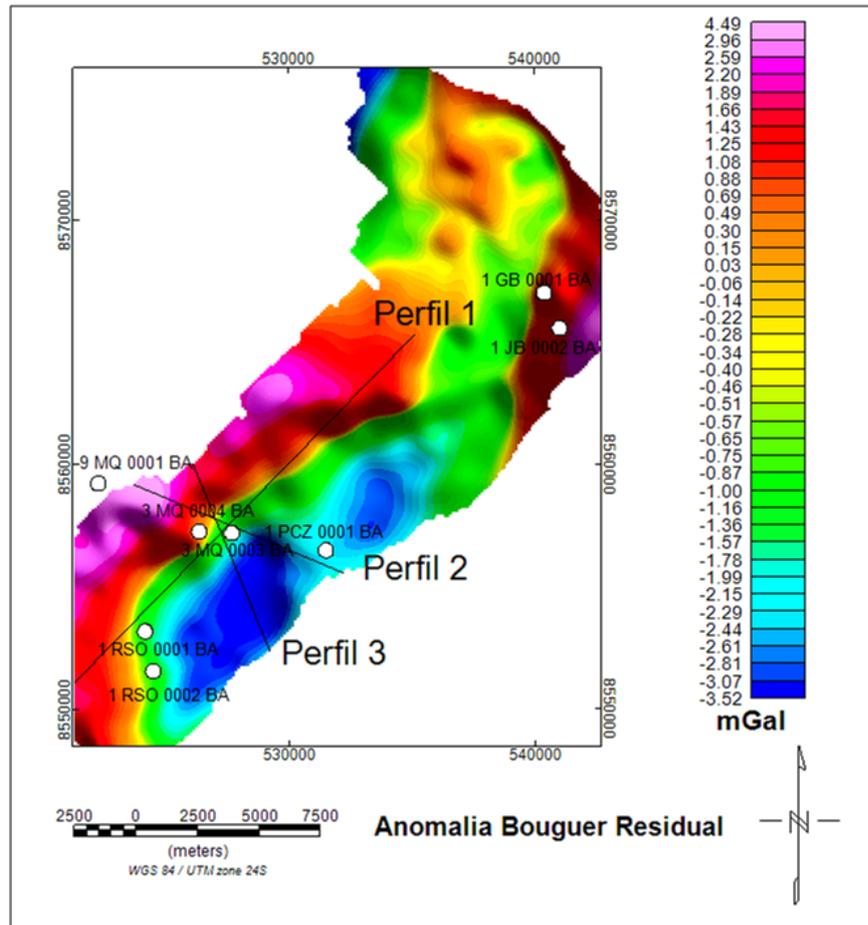


Figura 3.7: Localização dos perfis e poços (círculos brancos) utilizados na modelagem direta gravimétrica.

### 3.3 Construção e Apresentação dos Modelos Diretos

Os modelos gravimétricos foram construídos a partir de condicionantes externos, tais como profundidades de seqüências estratigráficas interpretadas e informações litológicas obtidas a partir da leitura de poços geofísicos situados nas proximidades dos perfis de estudo. Para o uso dessas informações, estas litologias foram divididas em intervalos de acordo com as proporções em que elas ocorrem e a cada uma delas foram associados valores de densidades teóricas, apresentados na Tabela 3.1 e obtidos em Telford et al. (1976), De Mio (2005) e Schön (2004).

Primeiramente, calculou-se a densidade média de cada intervalo determinado através da média ponderada de cada litologia presente. Após este processo, esses intervalos foram agrupados em intervalos maiores correspondentes às seqüências estratigráficas identificadas pelos perfis, de modo a calcular a densidade média de cada seqüência para cada poço. Por fim, os valores da densidade final para cada seqüência interpretada e para o embasamento

foram obtidos pela média dos valores calculados em cada poço (Tabela 3.2), de modo a garantir a coerência ao longo de toda a extensão do modelo.

| Litologia            | Densidade (g/cm <sup>3</sup> ) |
|----------------------|--------------------------------|
| Arenito              | 2,35                           |
| Folhelo              | 2,40                           |
| Carbonato            | 2,55                           |
| Calcirrudito         | 2,50                           |
| Siltito              | 2,60                           |
| Rocha Ígnea (Gnaiss) | 2,80                           |
| Conglomerado         | 2,20                           |
| Anidrita             | 2,80                           |

Tabela 3.1: Densidades teóricas das principais litologias avaliadas pelos poços na Ilha de Itaparica.

| Sequência estratigráfica | Densidade (g/cm <sup>3</sup> ) |
|--------------------------|--------------------------------|
| Rift                     | 2,42                           |
| Pré-Rift                 | 2,40                           |
| Paleozóica               | 2,50                           |
| Embasamento              | 2,80                           |

Tabela 3.2: Densidades das sequências estratigráficas identificadas pelos perfis e do embasamento.

Com estes dados e considerando as informações geológicas apresentadas no Capítulo 1, os modelos diretos foram construídos utilizando a ferramenta GM-SYS (Geosoft Inc.), disponível no software Oasis Montaj, conforme descrito no início deste capítulo. Este programa se fundamenta nos métodos de modelagem de Talwani et al. (1959) e calcula as respostas gravimétricas causadas pelos corpos em subsuperfície a partir da geração de modelos 2D iniciais. Como resultado destes processos, foram gerados os três modelos gravimétricos apresentados a seguir.

### 3.3.1 Primeiro Modelo

Este modelo foi construído a partir do Perfil 01 e suas respectivas estações gravimétricas estão apresentadas na Figura 3.8, assim como os poços utilizados para a sua construção. Pela análise do primeiro modelo gravimétrico apresentado na Figura 3.9, nota-se que há uma boa

correlação entre a intensidade da anomalia Bouguer e a profundidade do embasamento: altos gravimétricos estão associados a regiões onde o embasamento está mais raso. Isto ocorre principalmente nos extremos laterais do modelo: no extremo oeste, o alto provavelmente ocorre devido à presença do Alto de Itaparica, enquanto que no extremo leste foi interpretado que ele está associado à influência dos blocos soerguidos pela Falha da Barra. Observa-se também que o embasamento encontra-se fraturado ao longo de todo o modelo.

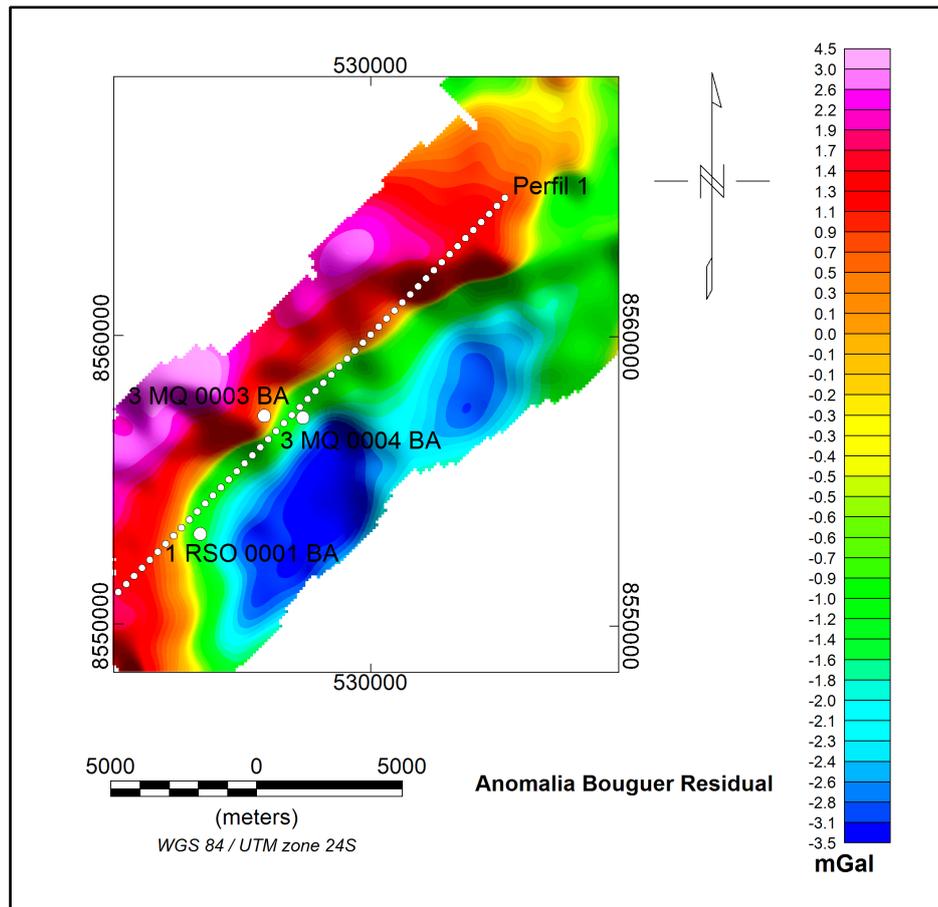


Figura 3.8: Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 1.

Na região central, localizada entre 9,0 e 10,0 km de extensão, ocorre uma diminuição da profundidade do embasamento com acumulação sedimentar da fase pré-rifte de até 3,2 km de espessura, correspondendo à região de intersecção entre os três perfis e onde se localiza os Depósitos do Morro de Barro. Os falhamentos normais nesta região podem atuar como via de migração para hidrocarbonetos.

A deposição da sequência paleozóica, anterior ao processo de sinéclise, está restrita aos primeiros 2,5 km de extensão do modelo, pois os esforços tectônicos inerentes ao rifteamento provavelmente deslocaram e restringiram esta sequência ao extremo NW da Ilha. Há um

espessamento da sequência rifte na região central do modelo, com espessura média de 1,8 km, devido à aproximação com o depocentro de Itaparica. Conseqüentemente, os valores mais baixos da anomalia Bouguer identificados neste modelo encontram-se nesta região.

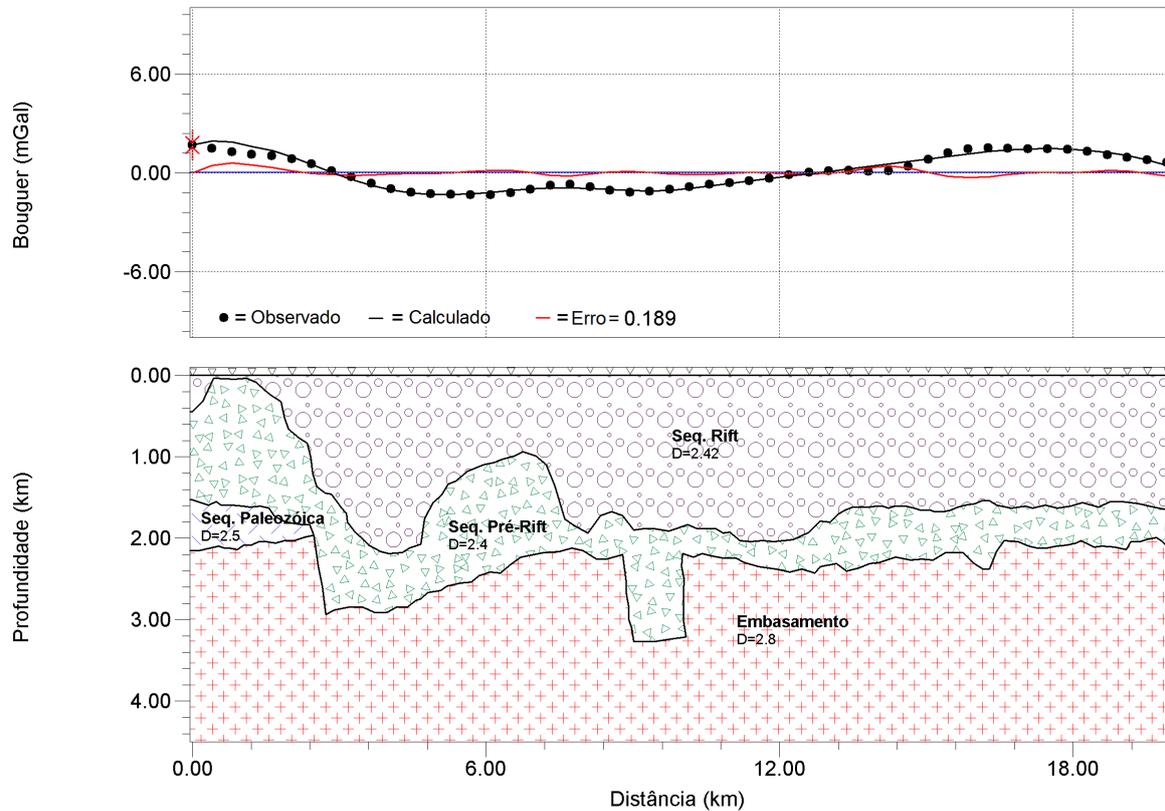


Figura 3.9: Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 1.

### 3.3.2 Segundo Modelo

A localização das estações gravimétricas, correspondentes ao Perfil 02, e poços utilizados na construção deste modelo estão apresentadas na Figura 3.10 enquanto que o modelo interpretado está apresentado na Figura 3.11.

O controle estrutural do embasamento na deposição da bacia, a partir dos falhamentos normais de alto ângulo de rotação e estilo dominó, pode ser visualizado neste modelo. Nos seus primeiros 1,8 km de extensão, ocorre o soerguimento de um bloco do embasamento assim como dos depósitos paleozóicos sobrepostos a ele. Isto pode ter formado uma importante zona de deposição destas sequências nesta região com preenchimento sedimentar de até 2,4 km de espessura. Entre 1,8 até 3,0 km de distância, o afundamento do bloco seguinte pode ter gerado uma expressiva deposição de sedimentos da sequência pré-rifte, de espessura máxima

de 3,2 km. Esta região corresponde ao Sistema de Falhas da Barra.

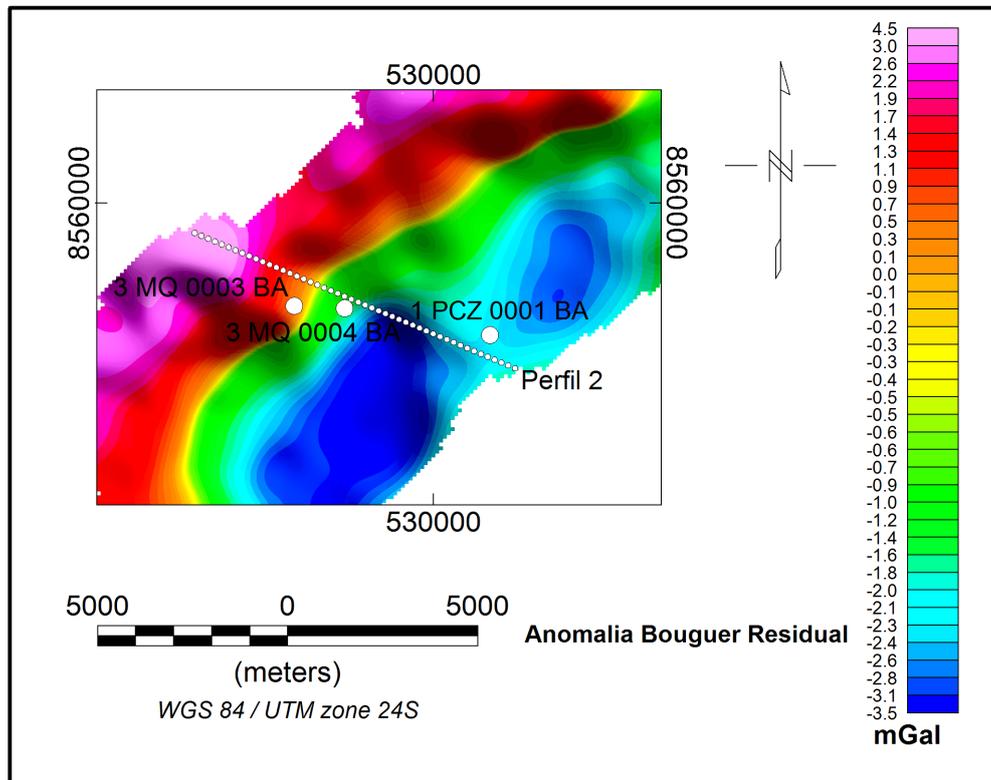


Figura 3.10: Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 2.

Ao longo deste perfil localiza-se o principal depósito sedimentar do modelo, alcançando até 3,4 km de profundidade e correspondendo à região do depocentro de Itaparica. O embasamento volta a subir ao longo do extremo leste do modelo através do soerguimento de blocos. Observa-se neste modelo um espessamento da sequência rifte entre 4,0 e 8,0 km de extensão, coincidindo com o mínimo gravimétrico identificado. Isto se deve ao deslocamento da bacia em direção ao mar, em uma típica estruturação de bacias do tipo rifte.

### 3.3.3 Terceiro Modelo

A localização das estações gravimétricas utilizadas para a construção deste modelo, correspondentes ao Perfil 3, está apresentada na Figura 3.12, assim como os poços utilizados. O terceiro modelo está apresentado na Figura 3.13.

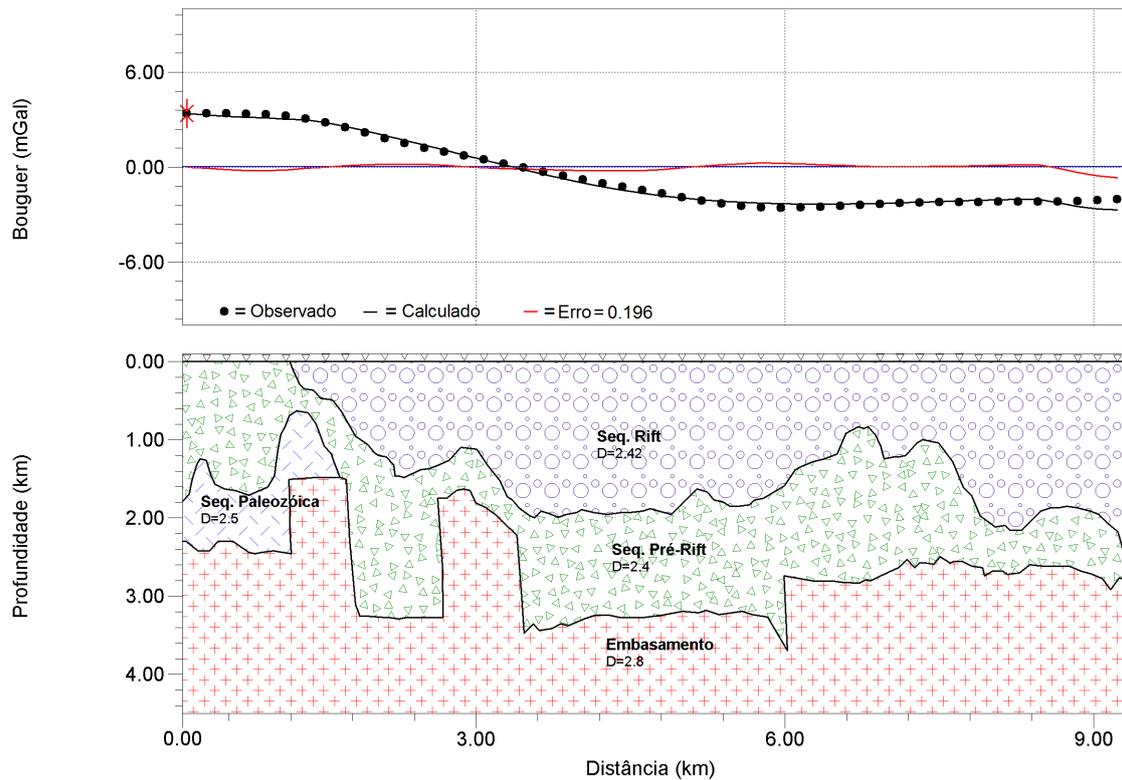


Figura 3.11: Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 2.

Nos primeiros 1,8 km de extensão deste modelo, pode-se observar o soerguimento de um bloco a partir de um falhamento normal, pertencente ao Sistema de Falhas da Barra. A partir desta região, ocorre um progressivo aumento da profundidade do embasamento, o que pode indicar o controle estrutural do embasamento na formação do depocentro de Itaparica. A região que se estende entre 4,5 e 7,2 km ao longo do modelo corresponde às zonas mais profundas, onde o preenchimento sedimentar chega a alcançar 3,8 km. Feições observadas nos modelos anteriores, como o fraturamento da superfície do embasamento e a influência tectônica do embasamento na sequência paleozóica, também são observadas nesta interpretação.

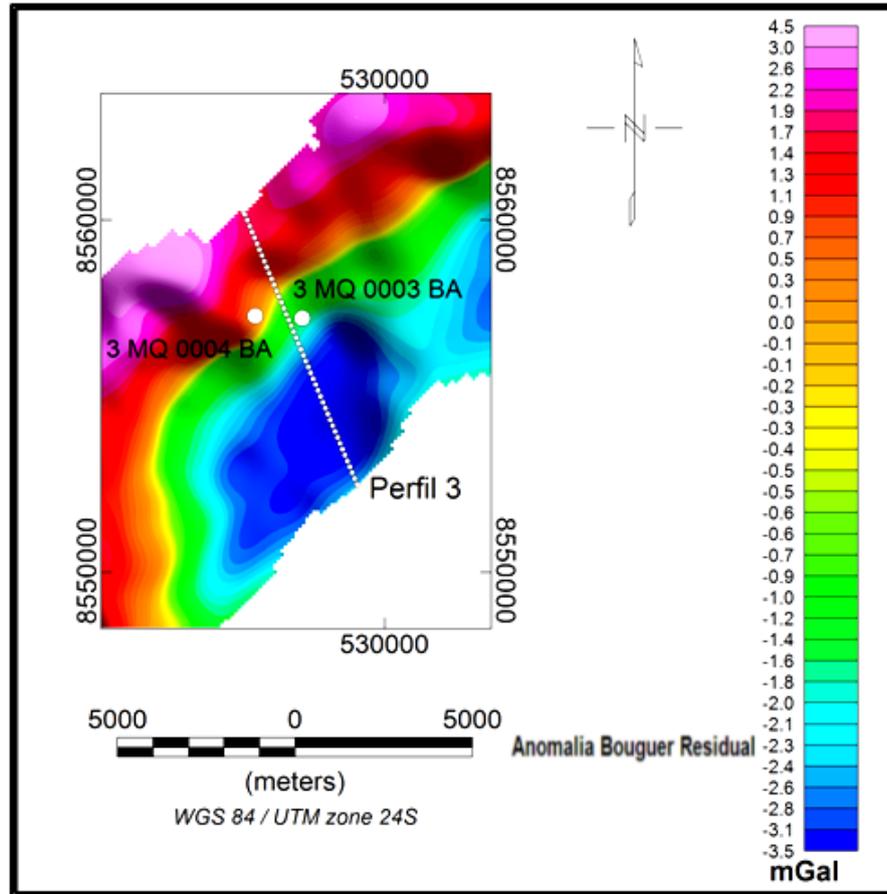


Figura 3.12: Estações gravimétricas (círculos pequenos em branco) e poços (círculos maiores em branco) associados ao Perfil 3.

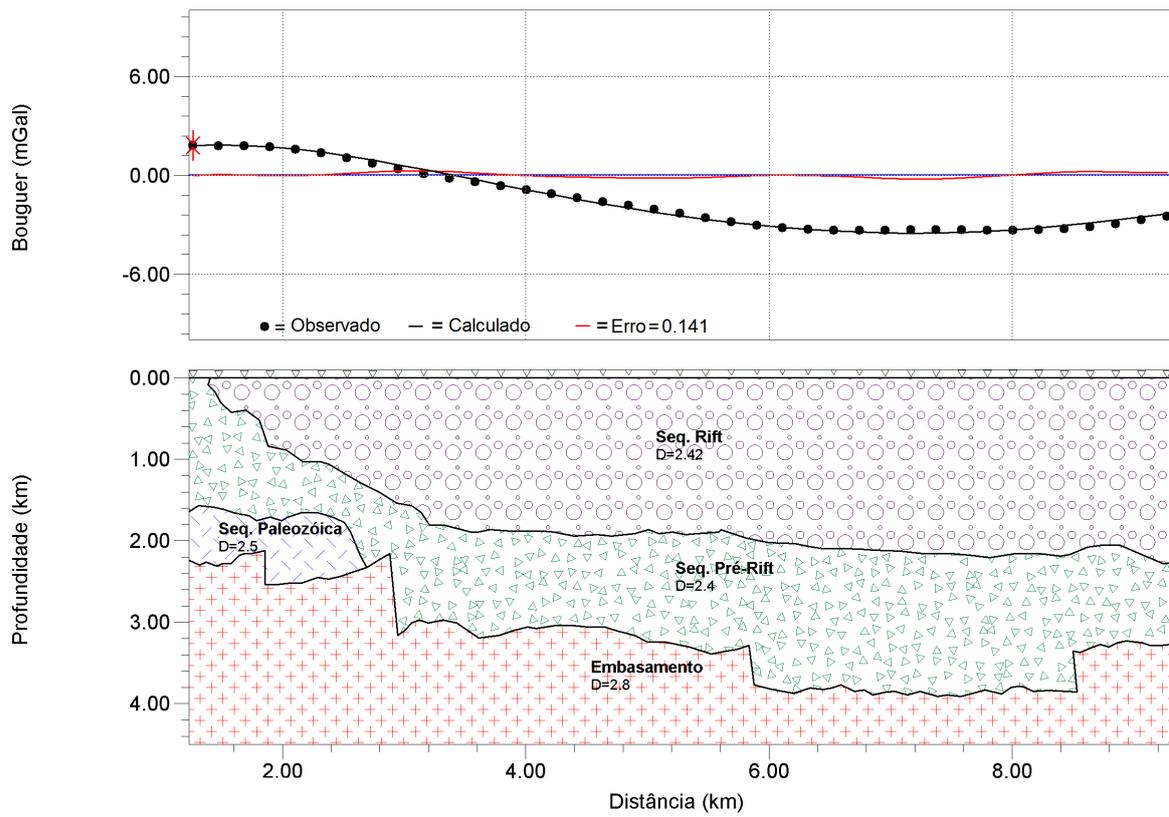


Figura 3.13: Modelo direto gravimétrico definido para o Perfil 3.

# Capítulo 4

## Modelagem dos Dados Sintéticos Magnetotelúricos

O software utilizado para o desenvolvimento das modelagens e a geração dos dados sintéticos magnetotelúricos foi o WinGlink, da Geosystem. Este programa utiliza o método das equações de diferenças finitas para o cálculo das respostas dos modelos diretos, enquanto que, para a resolução do problema inverso, é utilizado o algoritmo desenvolvido por Rodi e Mackie (2001).

### 4.1 Construção e Apresentação dos Modelos Diretos

O primeiro passo para a modelagem direta de dados sintéticos magnetotelúricos (MT) é a construção do grid de células retangulares que representa o modelo. Os valores das resistividade que foram utilizados, correspondentes às sequências estratigráficas identificadas nos modelos gravimétricos prévios, foram calculados através de um processo estatístico idêntico ao desenvolvido na modelagem gravimétrica. Entretanto, as resistividades de cada litologia foram obtidas através da leitura direta das curvas de indução nos perfis geofísicos dos poços analisados. As resistividades associadas a cada sequência estratigráfica interpretada e ao embasamento estão apresentadas na Tabela 4.1. Como o embasamento não foi perfilado por esta ferramenta, foi adotado um valor teórico para a sua resistividade, obtido em Lopes (2010).

O objetivo da modelagem direta magnetotelúrica foi a criação de uma malha que permitisse a reconstituição dos modelos diretos gravimétricos previamente construídos, de modo que as simulações magnetotelúricas pudessem ser efetuadas. Desta maneira, foram construídos três modelos diretos, um para cada perfil gravimétrico interpretado no capítulo 3.

Conforme mencionado, os parâmetros geométricos do grid foram determinados a partir

| Sequência estratigráfica | Resistividade ( $\Omega.m$ ) |
|--------------------------|------------------------------|
| Rifte                    | 8,98                         |
| Pré-Rifte                | 17,25                        |
| Paleozóica               | 5,43                         |
| Embasamento              | 1600                         |

Tabela 4.1: Resistividades das sequências estratigráficas identificadas pelos perfis e do embasamento.

das feições interpretadas no modelo direto gravimétrico. A espessura de cada célula foi definida de modo que a camada de menor espessura presente no modelo contivesse, no mínimo, três células. Por sua vez, o espaçamento entre as estações foi determinado de modo que a feição de menor largura possuísse, no mínimo, três estações entre os seus limites horizontais. O programa, então, adota este espaçamento automaticamente como sendo igual à largura das células e posiciona cada estação no centro de cada célula.

O primeiro modelo direto MT, apresentado na Figura 4.1, está definido para a Figura 3.8 e reproduz a geometria e as unidades geológicas interpretadas no primeiro modelo gravimétrico. Os parâmetros geométricos do grid utilizado na sua construção estão apresentados na Tabela 4.2. O segundo modelo direto MT, cujos parâmetros geométricos do grid utilizado no seu desenvolvimento estão apresentados na Tabela 4.3, está associado ao perfil representado na Figura 3.10 e reproduz as interpretações do segundo modelo gravimétrico. Este modelo está apresentado na Figura 4.2. Por fim, o terceiro modelo, definido para o perfil apresentado na Figura 3.12 e que reproduz as interpretações feitas no terceiro modelo gravimétrico, está apresentado na Figura 4.3. Os parâmetros do grid utilizado para essa simulação estão dispostos na Tabela 4.4. Esses três modelos magnetotelúricos conseguiram reproduzir todas as feições interpretadas nos modelos gravimétricos satisfatoriamente.

|                            |         |
|----------------------------|---------|
| Profundidade do Modelo     | 4500 m  |
| Extensão do Modelo         | 19200 m |
| Espaçamento entre estações | 400 m   |
| Número total de estações   | 48      |
| Largura da Célula          | 400 m   |
| Espessura da Célula        | 75 m    |
| Número de Linhas           | 61      |
| Número de Colunas          | 49      |

Tabela 4.2: Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do primeiro modelo direto magnetotelúrico.

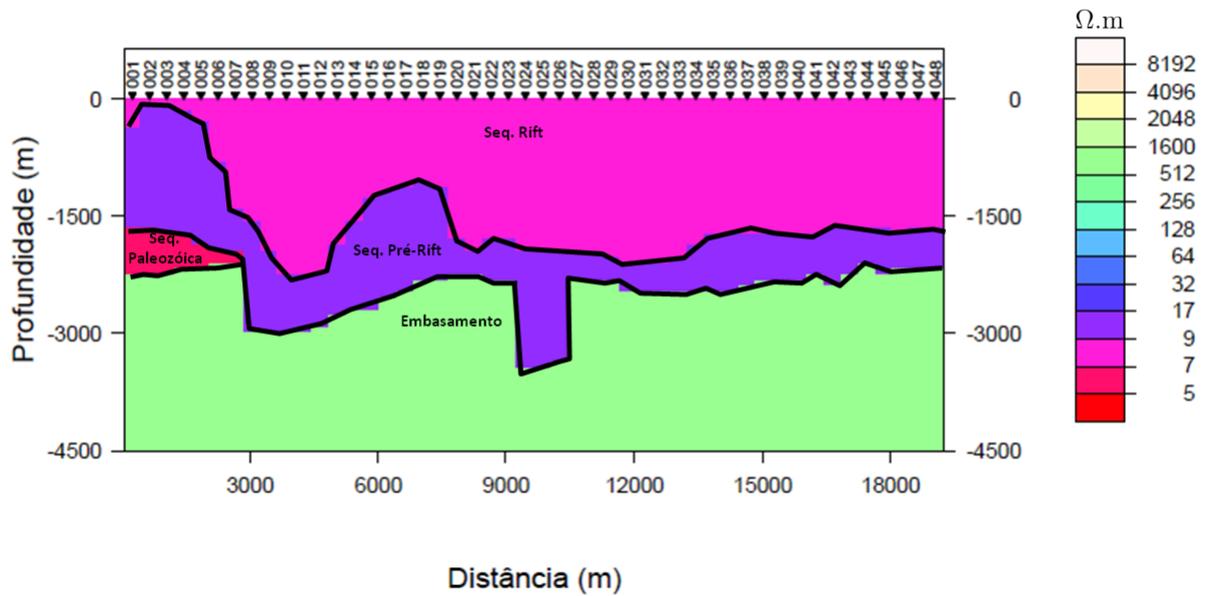


Figura 4.1: Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 1.

|                            |        |
|----------------------------|--------|
| Profundidade               | 4500 m |
| Comprimento                | 9200 m |
| Espaçamento entre estações | 250 m  |
| Número total de estações   | 36     |
| Largura da Célula          | 250 m  |
| Espessura da Célula        | 90 m   |
| Número de Linhas           | 51     |
| Número de Colunas          | 37     |

Tabela 4.3: Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do segundo modelo direto magnetotelúrico.

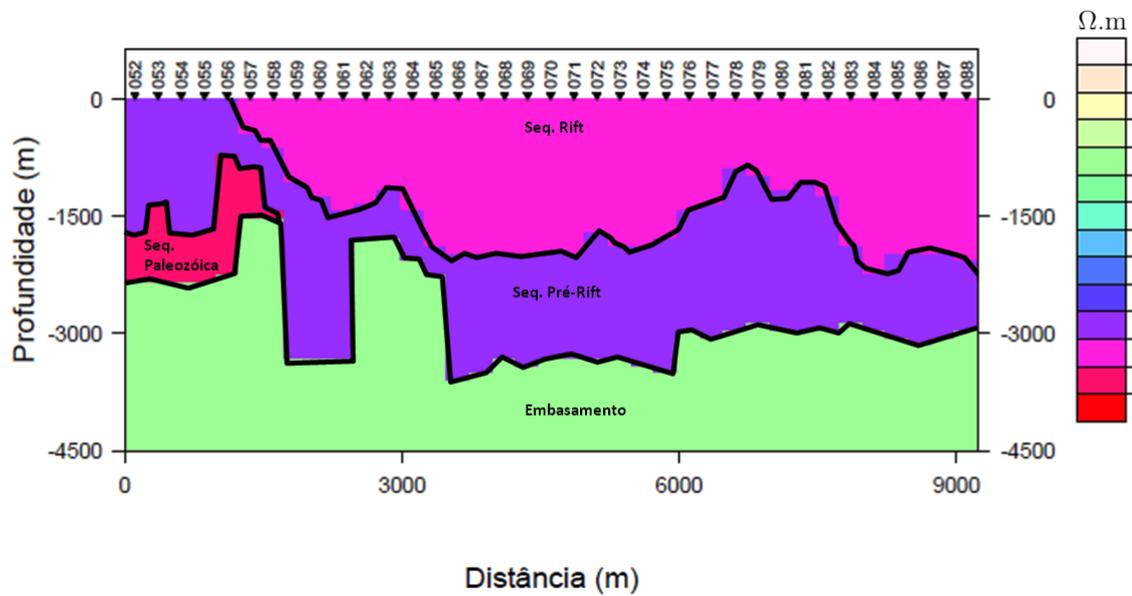


Figura 4.2: Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 2.

|                            |        |
|----------------------------|--------|
| Profundidade               | 4500 m |
| Comprimento                | 9000 m |
| Espaçamento entre estações | 430 m  |
| Número total de estações   | 21     |
| Largura da Célula          | 430 m  |
| Espessura da Célula        | 125 m  |
| Número de Linhas           | 37     |
| Número de Colunas          | 22     |

Tabela 4.4: Parâmetros geométricos do grid utilizado na construção do terceiro modelo direto magnetotelúrico.

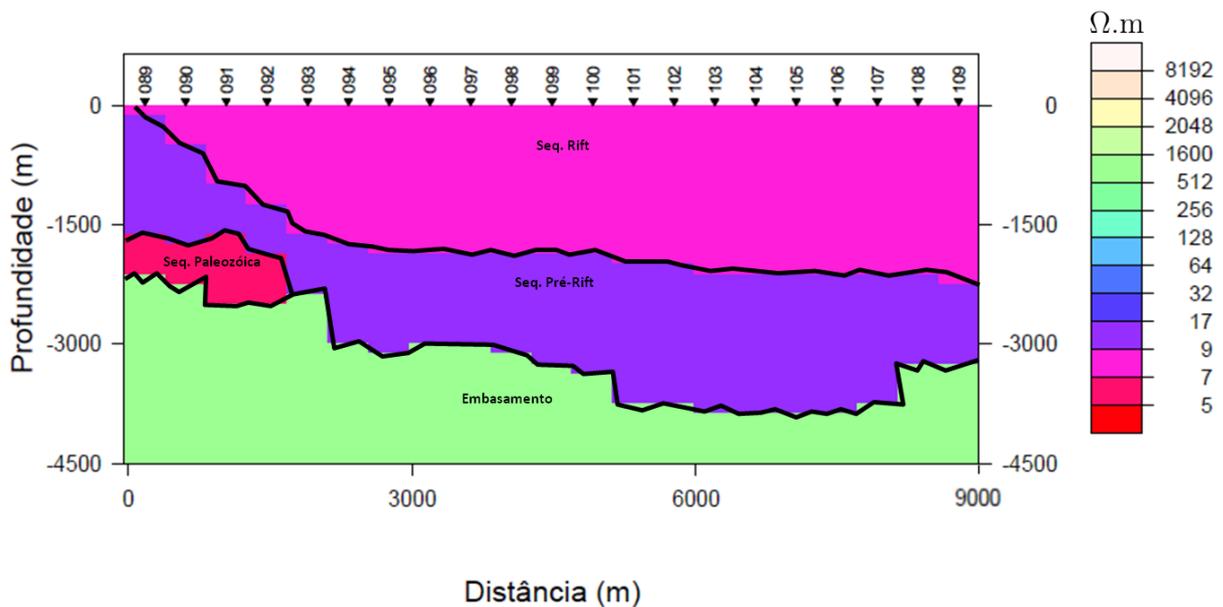


Figura 4.3: Modelo Direto Magnetotelúrico definido para o Perfil 3.

## 4.2 Construção e Apresentação dos Modelos Inversos

Conforme mencionado previamente, a resposta magnetotelúrica é calculada pelo programa através do método de diferenças finitas. Para tanto, é necessário fornecer como parâmetro de entrada as frequências mínima e máxima, que serão utilizadas para imagear as feições mais profundas e mais rasas do modelo direto construído, respectivamente. Esses parâmetros foram determinados através da fórmula do Skin Depth, substituindo as profundidades mínimas e máximas do modelo e o valor de resistividade média do preenchimento sedimentar, calculado através da média ponderada das resistividades das camadas sedimentares investigadas.

A partir dos dados sintéticos gerados, foram geradas pseudo-seções de resistividade aparente e fase para cada modelo, apresentadas no Apêndice B.

Para a inversão dos dados sintéticos gerados, o WinGLink utiliza o algoritmo NLCCG (Non-Linear Conjugate Gradient), desenvolvido por Rodi e Mackie (2001), que consiste na aplicação do método de gradientes conjugados não-lineares para a inversão 2-D magnetotélica. Este algoritmo visa minimizar uma função objetiva que corresponde à soma normalizada dos erros dos dados e da suavidade dos modelos. Desta maneira, o problema inverso é expresso pela Equação 4.1:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \tau \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}, \quad (4.1)$$

em que  $\Psi$  é a função objetiva,  $\tau$  é o parâmetro de regularização,  $\mathbf{d}$  é o vetor dos dados observados,  $\mathbf{F}$  é o operador de modelagem direta,  $\mathbf{V}$  é uma matriz da variância do vetor de erros  $\mathbf{e}$ ,  $\mathbf{m}$  é o modelo não conhecido e  $\mathbf{L}$  é um operador linear utilizado para determinar o logaritmo da resistividade do modelo.

A relação entre o ajuste dos dados e o controle do modelo é determinada pelo parâmetro de regularização, entretanto, a escolha do parâmetro que está associado ao erro RMS mínimo é subjetiva e não é determinada pelo programa. Assim, diversas inversões foram executadas com diferentes parâmetros de regularização até que o erro mínimo fosse alcançado e que fosse obtido um modelo que se aproximasse o máximo possível do modelo gravimétrico correspondente. Este erro é determinado pela comparação da resistividade aparente e da fase do modelo inverso e do modelo inicial.

A inversão pode ser executada utilizando o modo TE, em que o campo elétrico é transversal ao strike geológico e a resposta reflete variações verticais de resistividade; ou o modo TM, em que o campo magnético é transversal ao strike geológico e a resposta reflete as variações laterais de resistividade. Como o objetivo das inversões efetuadas neste trabalho é a caracterização geométrica de toda a região da bacia através de modelos bidimensionais, ambos os modos foram utilizados simultaneamente em todas as inversões.

Em todos os modelos, foi adotado um valor de profundidade mínima de 500 m, correspondente à camada mais rasa que foi investigada. Um ruído gaussiano de 2,5% foi adicionado aos dados sintéticos gerados em todos os modelos, sendo estes utilizados posteriormente como parâmetro de entrada para a geração dos modelos inversos e estão apresentados na forma de pseudo-seções de resistividade e fase localizadas no Apêndice B.

O WinGLink também permite escolher o tipo de regularização laplaciana: standard ou uniforme. O primeiro produz modelos mais irregulares, mas a definição de suavização é consistente com as dimensões do modelo, enquanto que o segundo produz resultados mais suaves, mas pode gerar feições mais difusas verticalmente e horizontalmente.

### 4.2.1 Primeiro Modelo

Este modelo está apresentado na Figura 4.4 e os parâmetros da inversão utilizados na sua construção estão apresentados na Tabela 4.5. Observa-se que as variações de resistividade entre as camadas são suaves, sendo esta uma consequência natural do processo de inversão utilizado. A profundidade e os valores de resistividade do embasamento foram recuperados em todo o perfil, exceto nos seus primeiros 3,0 km de extensão. Isso ocorreu devido à influência dos depósitos paleozóicos, fortemente condutivos e de pequena espessura, sobrepostos ao embasamento nesta região. O contato entre o embasamento e o preenchimento sedimentar foi recuperado com maior eficácia no intervalo entre 11,0 e 19,2 km de extensão, devido ao menor contraste de condutividade do mesmo em relação aos sedimentos da sequência pré-rift.

Os depósitos da sequência pré-rift foram recuperados no intervalo em que eles são mais espessos, localizado entre 0,0 e 8,5 km de extensão. No restante do perfil, entre 10,0 e 19,2 km de extensão, eles apresentam espessura média de 500 m e, conseqüentemente, são insensíveis à modelagem magnetotelúrica. Por outro lado, tanto a geometria quanto os valores de resistividade da sequência rift foram recuperados satisfatoriamente em todo o modelo.

|                                 |                   |
|---------------------------------|-------------------|
| Frequência mínima               | 0,15 Hz           |
| Frequência máxima               | 11,95 Hz          |
| Resistividade Média             | 11,80 $\Omega$ .m |
| Utilização de curvas suavizadas | Não               |
| Parâmetro de regularização      | 0,3               |
| Número de iterações             | 635               |
| Erro RMS                        | 0,20              |

Tabela 4.5: Parâmetros utilizados e derivados da construção do primeiro modelo inverso magnetotelúrico.

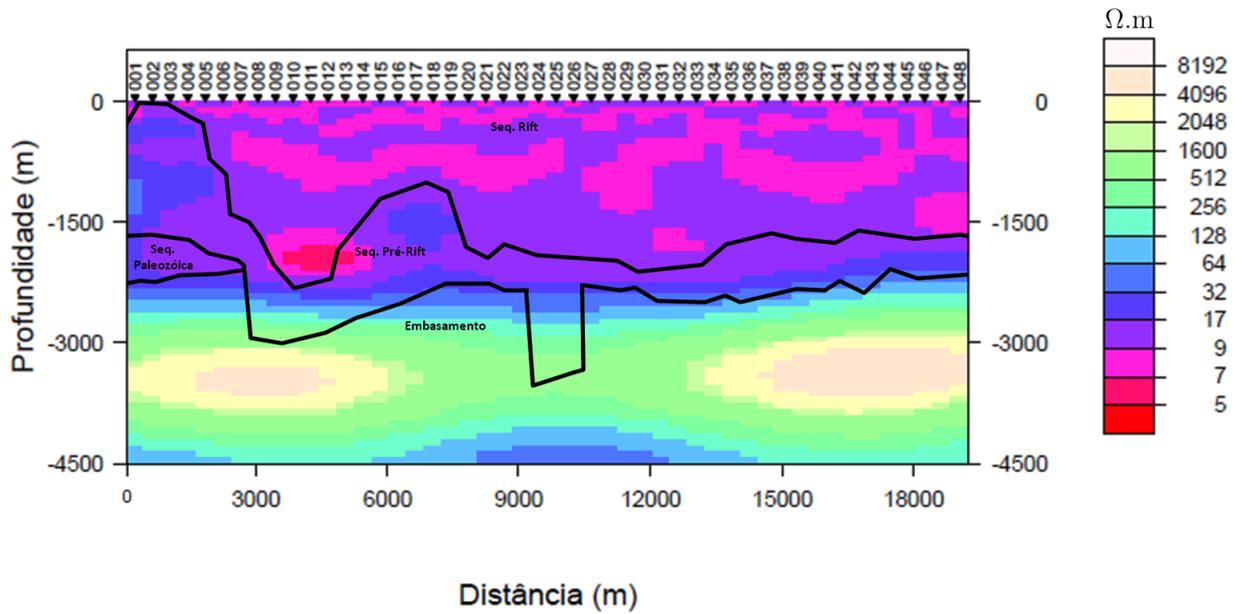


Figura 4.4: Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 1.

#### 4.2.2 Segundo Modelo

Este modelo está apresentado na Figura 4.5 e os parâmetros utilizados na inversão 2D executada para a sua geração estão apresentados na Tabela 4.6. Pela análise dos primeiros 4,0 km de extensão deste modelo, observa-se que as heterogeneidades da geometria do embasamento nesta região são muito pequenas para serem detalhadas com a modelagem inversa proposta. Ainda assim, a profundidade média do embasamento foi satisfatoriamente recuperada em todo o perfil, com exceção da região sotoposta aos depósitos da sequência paleozóica. O bloco soerguido localizado entre 2,5 e 3,5 km de extensão também foi recuperado pela inversão, mas com valores de resistividade inferiores devido à influência das camadas sedimentares que o circundam.

|                                 |                  |
|---------------------------------|------------------|
| Frequência mínima               | 0,16 Hz          |
| Frequência máxima               | 12,55 Hz         |
| Resistividade Média             | 12,40 $\Omega.m$ |
| Utilização de curvas suavizadas | Sim              |
| Parâmetro de regularização      | 0,2              |
| Número de iterações             | 670              |
| Erro RMS                        | 0,241            |

Tabela 4.6: Parâmetros utilizados e derivados da construção do segundo modelo inverso magnetotelúrico.

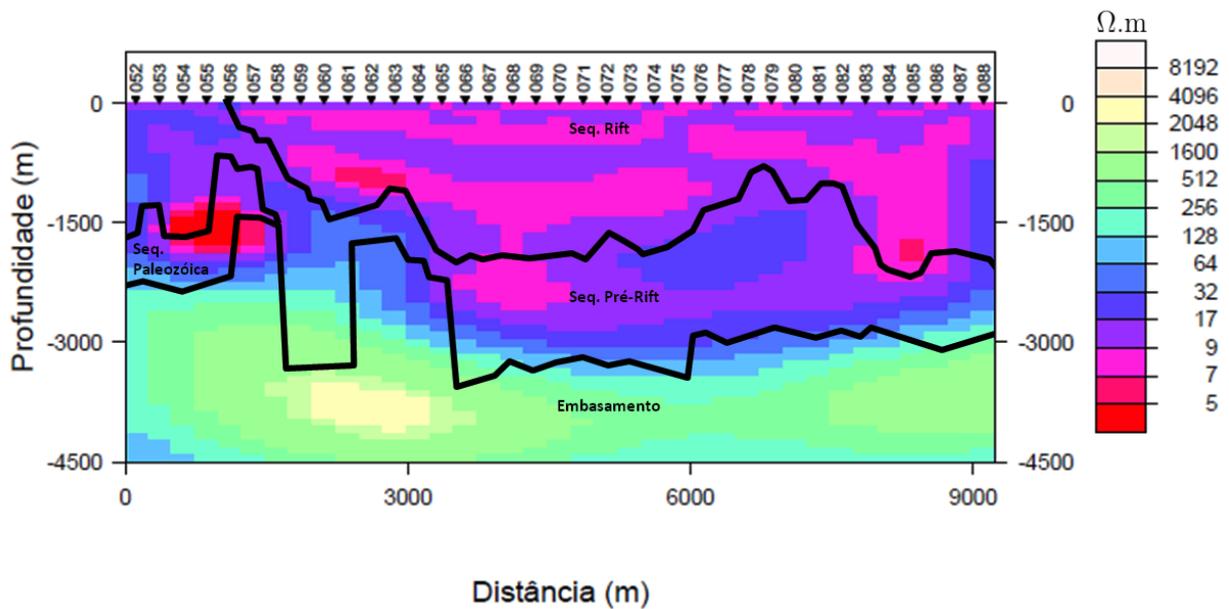


Figura 4.5: Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 2.

A geometria da sequência pré-rift, mais espessa neste modelo do que no primeiro, foi recuperada nas regiões em que ela apresenta espessura maior do que 1,0 km, enquanto que tanto a geometria quanto os valores de resistividade da sequência rift foi recuperada em todo o modelo. Os valores de resistividade da sequência paleozóica foram determinados pela inversão, mas sua geometria, reduzida e complexa para a investigação magnetotelúrica, não foi recuperada.

### 4.2.3 Terceiro Modelo

Os parâmetros da inversão 2D utilizada na geração deste modelo estão apresentados na Tabela 4.7 e o modelo construído está apresentado na Figura 4.6. Observa-se que a inversão conseguiu recuperar a profundidade e os valores de resistividade do embasamento satisfatoriamente em todo o modelo. Os valores de resistividade da sequência paleozóica foram recuperados, mas a resolução inerente aos levantamentos MT e o caráter difuso das radiações eletromagnéticas impossibilitaram a recuperação precisa da sua geometria. A geometria e os valores de resistividade da sequência rift também foram recuperados, ainda que os valores de resistividades tenham sido mais altos do que os originais na região entre 5,0 e 8,0 km de extensão. Este efeito se deve à maior espessura e influência dos depósitos condutivos da sequência rift.

A interpretação dos três modelos permite concluir que as simulações MT delineam os limites médios entre as camadas litológicas interpretadas nos perfis com precisão, ainda que não identifiquem feições de espessura aproximadamente inferior a 500 m. Como todos os parâmetros geoeletricos (skin depth e frequências) e geométricos (espaçamento e número de estações) referentes às simulações foram estimados para resolver a profundidade do embasamento, os resultados das modelagens foram considerados satisfatórios.

|                                 |                   |
|---------------------------------|-------------------|
| Frequência mínima               | 0,15 Hz           |
| Frequência máxima               | 12,32 Hz          |
| Resistividade Média             | 12,17 $\Omega$ .m |
| Utilização de curvas suavizadas | Sim               |
| Parâmetro de regularização      | 1.0               |
| Número de iterações             | 411               |
| Erro RMS                        | 0,12              |

Tabela 4.7: Parâmetros utilizados e derivados da construção do terceiro modelo inverso magnetotelúrico.

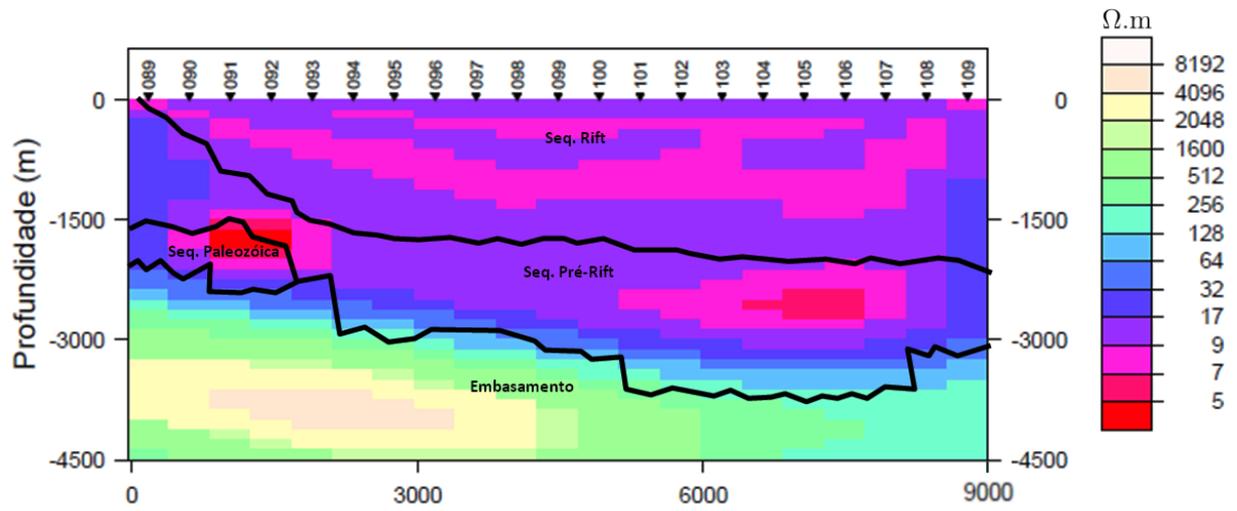


Figura 4.6: Modelo Inverso Magnetotelúrico definido para o Perfil 3.

# Capítulo 5

## Conclusões

A interpretação dos mapas de anomalia Bouguer permitiu determinar os principais domínios gravimétricos ao longo da Ilha de Itaparica. Estes domínios estão em concordância com a geologia regional: os domínios associados a altos gravimétricos coincidem com os altos regionais, enquanto que o domínio associado a anomalias de baixas amplitudes coincide com o depocentro de Itaparica.

A análise do mapa de gradiente horizontal da anomalia Bouguer permitiu identificar os lineamentos na região de estudo. Dois grupos de lineamentos principais, de orientação geral NE-SW, foram interpretados como falhamentos normais de alto ângulo de rotação e mergulho na direção SE, constituintes do Sistema de Falhas da Barra. Também foram identificados grupos de lineamentos secundários de orientação NW-SE, perpendiculares aos lineamentos principais observados. Estes foram interpretados como falhas de transferência ocasionadas pelos esforços tectônicos ao longo do processo de rifteamento que ocorreu como consequência do processo de separação continental que separou a África e a América.

A partir da interpretação conjunta dos domínios e lineamentos, concluiu-se que os falhamentos normais observados provocaram a ascensão de blocos do embasamento e estes blocos foram determinantes no controle estrutural da bacia e no seu preenchimento sedimentar. As variações espaciais do embasamento e das sequências estratigráficas interpretadas foram visualizadas nos três perfis gravimétricos modelados. Os baixos valores de erro associados aos modelos apresentadas validam as interpretações efetuadas. Tais conhecimentos constituem importantes informações para complementar a interpretação sísmica, visto que seu imageamento é prejudicado em regiões dominadas por falhamentos.

A modelagem sintética magnetotelúrica permitiu definir importantes parâmetros de aquisição para futuros levantamentos magnetotelúricos a serem feitos na região. Os valores dos erros nas modelagem apresentadas validaram os parâmetros escolhidos e a metodologia proposta. A concordância observada entre os resultados das inversões magnetotelúricas e

os modelos gravimétricos construídos indica a eficácia da modelagem integrada utilizando estes dois métodos como uma forma de otimizar e diminuir custos de futuros levantamentos magnetotelúricos realizados para o estudo da Bacia de Camamu e de outras bacias do tipo rift.

Em trabalhos futuros, recomenda-se a execução da mesma metodologia na porção sul da Bacia do Recôncavo, de modo a integrar os resultados com os obtidos neste trabalho e caracterizar de forma mais precisa os limites entre as bacias estudadas. Caso sejam executadas aquisições magnetotelúricas na região desta pesquisa, recomenda-se a utilização dos parâmetros magnetotelúricos sugeridos e a comparação entre os resultados obtidos pelos levantamentos e as simulações realizadas neste trabalho.

# Agradecimentos

Não tem como começar esses agradecimentos de outra forma sem ser pela minha família. Aos meus pais, Álvaro e Edna, agradeço por terem me proporcionado todo o amor e condições necessárias para que eu chegasse até aqui e por todo o esforço que fizeram para isso. Agradeço também por serem o maior exemplo de ética que eu poderia imaginar ter. À minha irmã, Michelle, agradeço pelo companheirismo de sempre e por compartilhar tanto do que sou. Ao meu cunhado, Ramon, que há muito já virou parte integrante da família, agradeço pela amizade de sempre.

Agradeço também aos mestres da Universidade Federal da Bahia, em especial ao meu orientador, Joelson da Conceição Batista, por toda a dedicação ao longo desses meses de trabalho. Agradeço também aos professores Hédison Sato e Newton Barros, por terem me ensinado muito do que sei de Métodos Eletromagnéticos. Dedico um agradecimento especial aos meus professores da Universidade de Liverpool, particularmente ao Andy Biggins, pelas ricas discussões de artigos em Planetary Geophysics, e ao professor Richard Holme, que, tendo sido meu professor em 5 matérias diferentes, orientador do meu Summer Project e coordenador do Ciência sem Fronteiras na universidade, teve um papel ímpar na minha formação como Geofísico.

Agradeço também aos amigos da UFBA. À minha turma de 2012, pelo companheirismo ao longo de todos esses anos. Tive muita sorte de fazer grandes amigos na faculdade: em especial ao meu BRM (Adilson Oliveira, Juliana Diniz, Hellen Castro, Fernanda Barros e Everaldo Xavier), amigos que com toda a certeza serão pra vida toda. Agradeço também a Marina Borja, companheira de pular cordas, aventuras e de crimes perfeitos; a Tatiane Nicchetti (mas não agradeço os áudios no whatsapp), ao meu gordo e o meu diabético, Eduardo Freitas e Cainan Costa; e à minha bê, Victoria Costa. Agradeço também à minha ariana e ariano preferidos, Juliana Araújo Gonçalves e João Santana, por me aguentarem falando do meu TCC. Por fim, agradeço aos outros amigos e amigas do curso de Geofísica da UFBA. Juntando 2012, 2013, 2014 e agregados, definitivamente formamos uma família ao longo destes anos de graduação.

Agradeço também aos amigos antigos: Jade Torres, Juliana Mutti, Juliane Ribeiro,

Daniela Ananda, Ana Paula Pedreira, Carol Silva, Daniel Medina, Daniele Costa e Larissa Otttoboni; e aos amigos do Ciência sem Fronteiras: Pedro Samuel, Derek Chan, Isabela Leme Cruz, Abner Cabral e Isabella Dall'asta. Obrigado por se fazerem presentes incondicionalmente.

Por fim, agradeço à ANP pelo apoio financeiro para a realização deste trabalho.

# Apêndice A

## Processos de Separação Regional-residual

Diferentes metodologias foram testadas para a separação regional-residual da anomalia Bouguer. A primeira consistiu na aplicação do filtro de continuação para cima, em que o campo observado é estimado em uma superfície situada a uma altura determinada. Para a separação, foi utilizada uma profundidade de  $40km$ , correspondente à espessura média da crosta na região de estudo (Mooney et al., 1998). Este filtro atua como um filtro passa-baixas, atenuando as altas frequências e evidenciando as contribuições de fontes profundas. Com a aplicação deste filtro, foram calculadas a componente regional (Figura A.1) e a residual (Figura A.2), que foi obtida subtraindo a primeira componente da anomalia total.

A segunda metodologia consistiu na aplicação de um filtro polinomial. Neste método, o campo é aproximado por uma superfície descrita matematicamente através de um polinômio de erro quadrático mínimo e de grau variado. À medida que o grau do polinômio é elevado, mais o campo calculado se aproxima do campo observado, entretanto, polinômios de grau muito baixo podem não representar o campo medido adequadamente, fazendo com que parte do campo regional seja transmitido para o residual (Carvalho, 2003). Desta maneira, o método foi testado utilizando polinômios de grau variando de 1 a 9 e, pela análise dos resultados, concluiu-se que o grau 8 representou melhor as feições de interesse, sendo utilizado para a separação do campo. As anomalias resultantes da filtragem polinomial estão representadas na Figura A.3, enquanto que os mapas das componentes resultantes encontram-se nas Figuras A.4 e A.5.

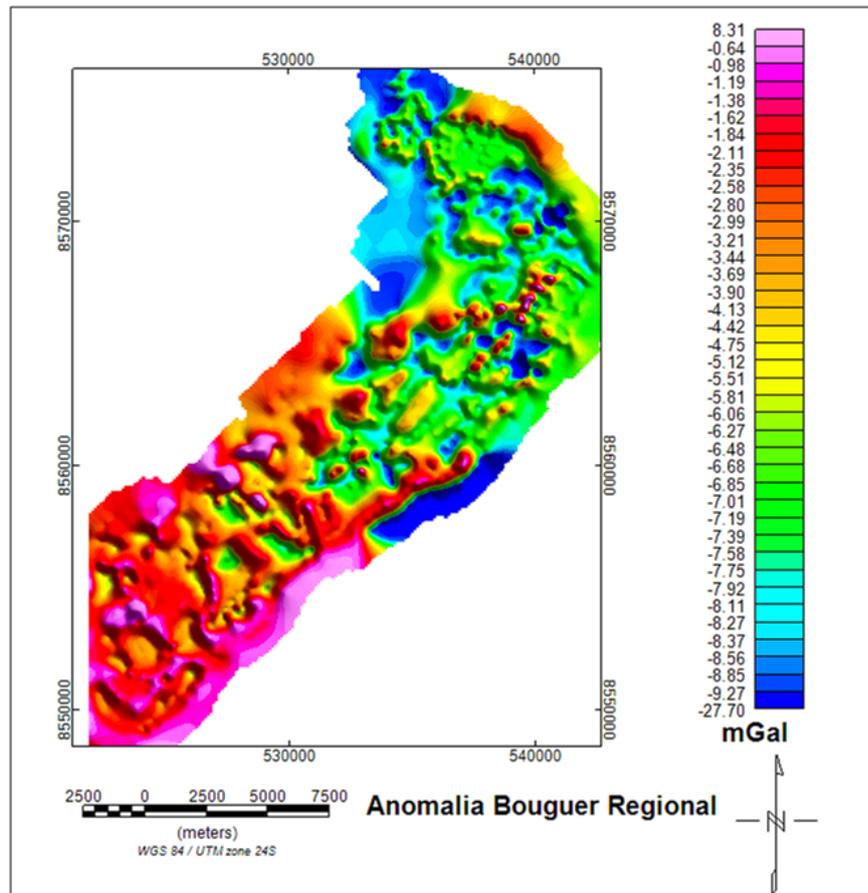


Figura A.1: Mapa da anomalia Bouguer regional, obtida pelo uso do filtro de continuação para cima.

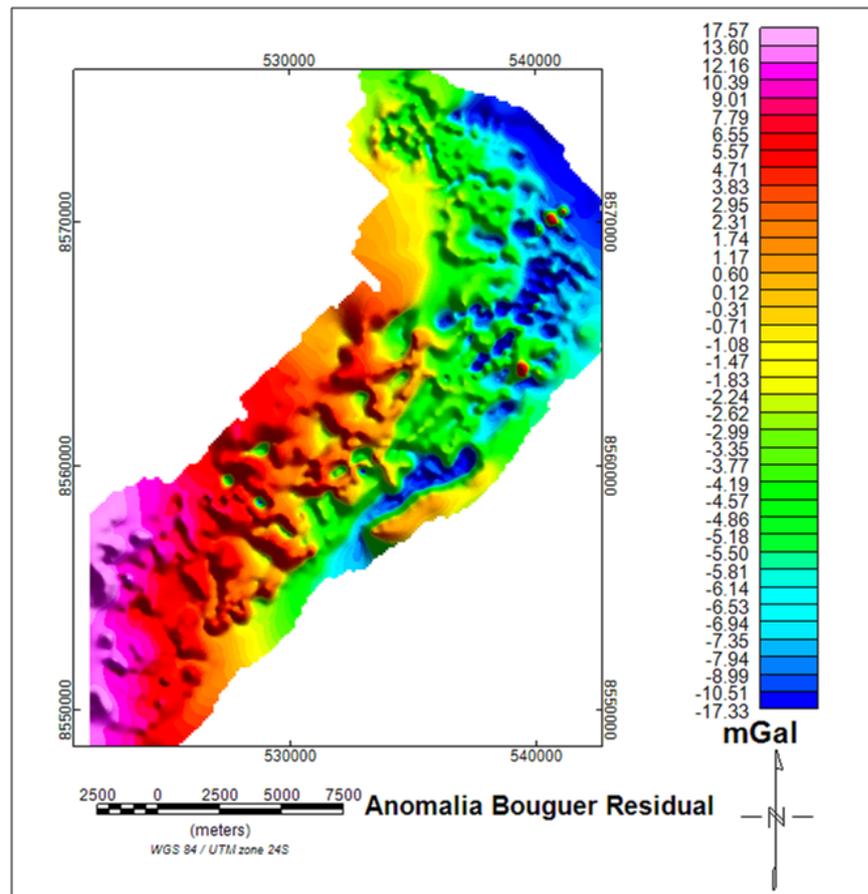


Figura A.2: Mapa da anomalia Bouguer residual, obtida pelo uso do filtro de continuação para cima.

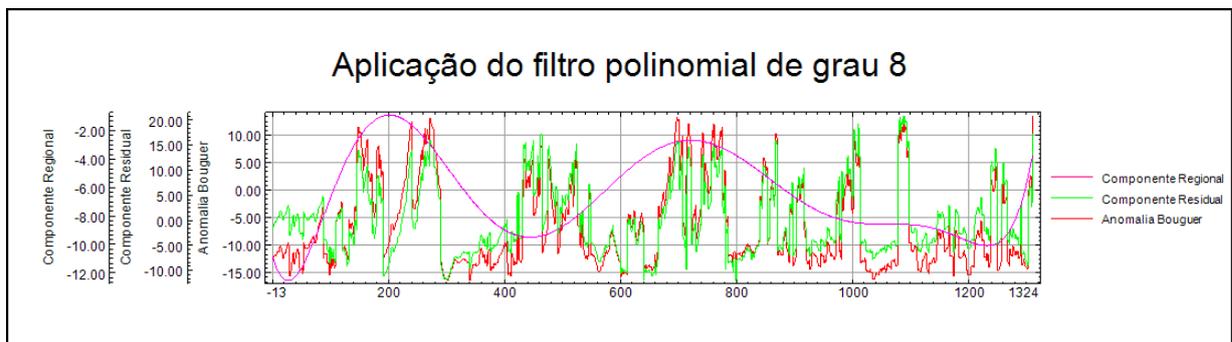


Figura A.3: Anomalia Bouguer total, regional e residual, resultantes da separação utilizando o processo de filtragem polinomial.

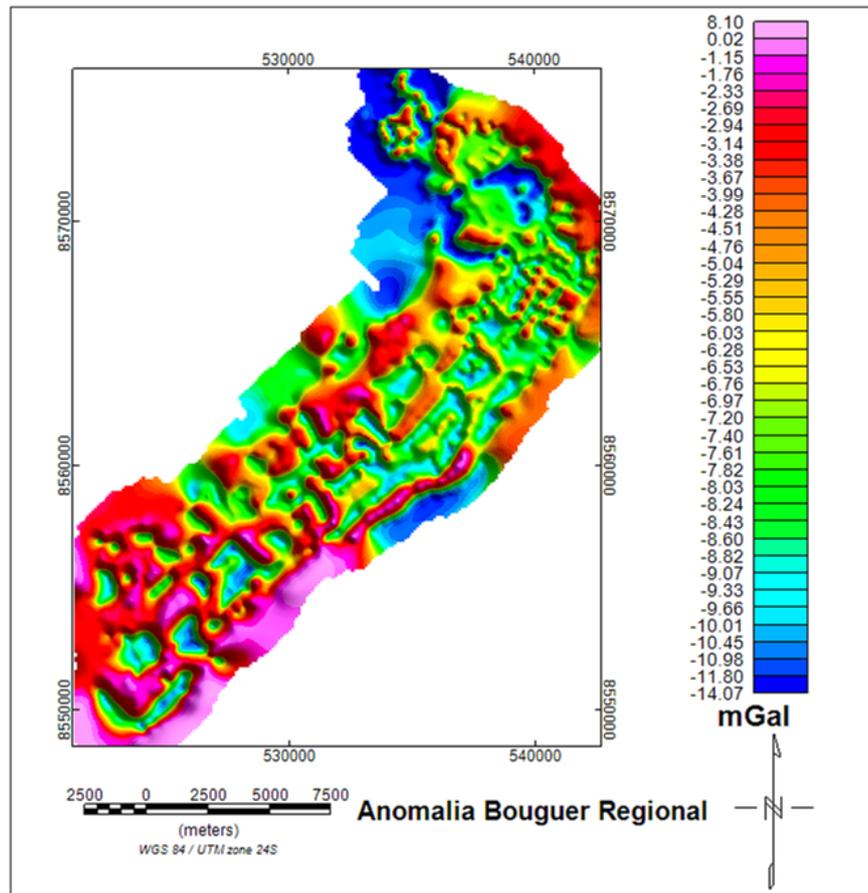


Figura A.4: Mapa da anomalia Bouguer regional, obtida através do processo de filtragem polinomial.

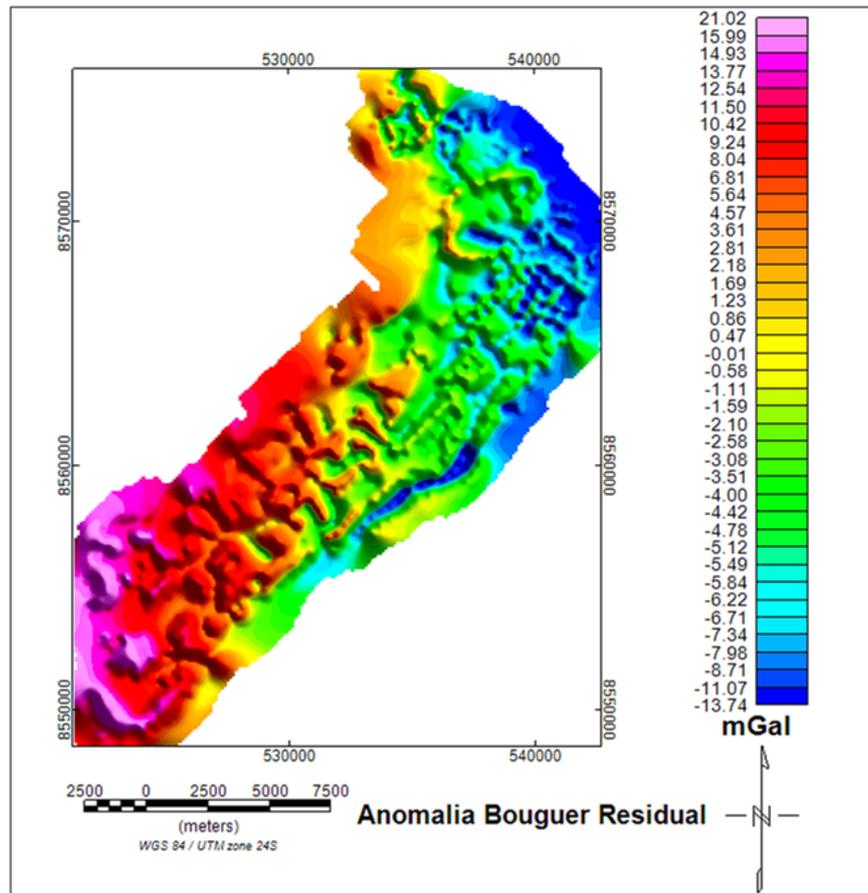


Figura A.5: Mapa da anomalia Bouguer residual, obtida através do processo de filtragem polinomial.

## Apêndice B

# Pseudo-seções de Resistividade Aparente e Fase

Neste apêndice estão apresentadas as pseudo-seções de resistividade aparente e fase definidas para os modos TE e TM e construídas a partir dos dados sintéticos gerados. A Figura B.1 corresponde aos parâmetros associados ao modelo direto definido para o Perfil 1, enquanto que as Figuras B.2 e B.3 estão associadas aos Perfis 2 e 3, respectivamente.

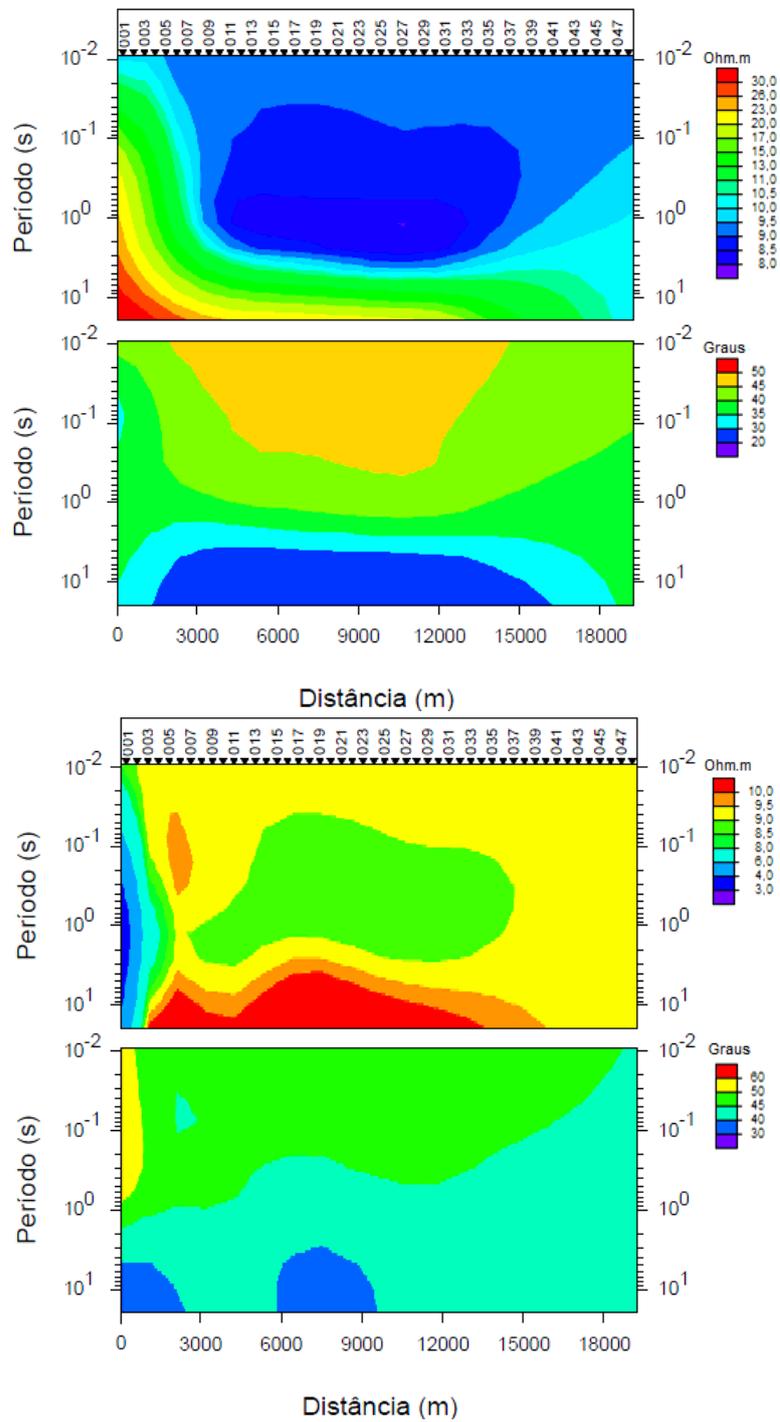


Figura B.1: Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 1.

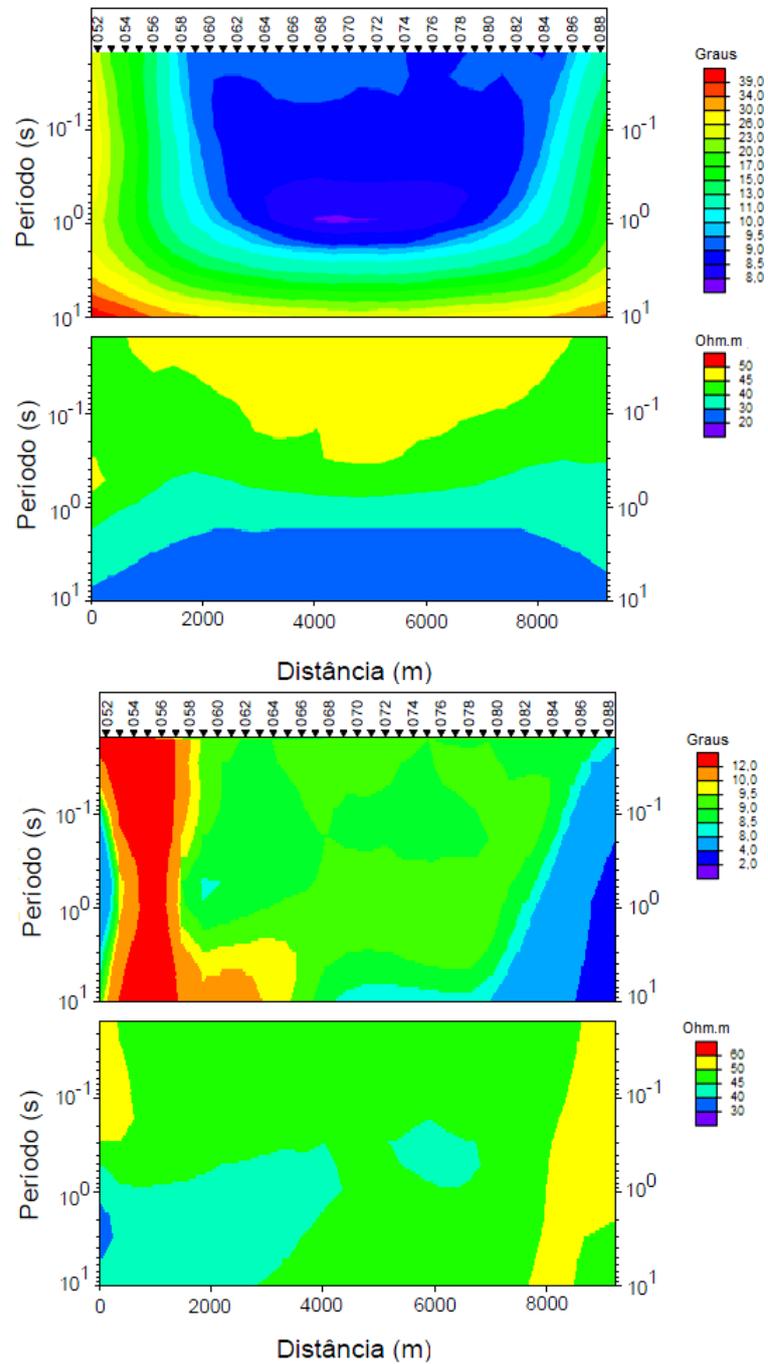


Figura B.2: Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 2.

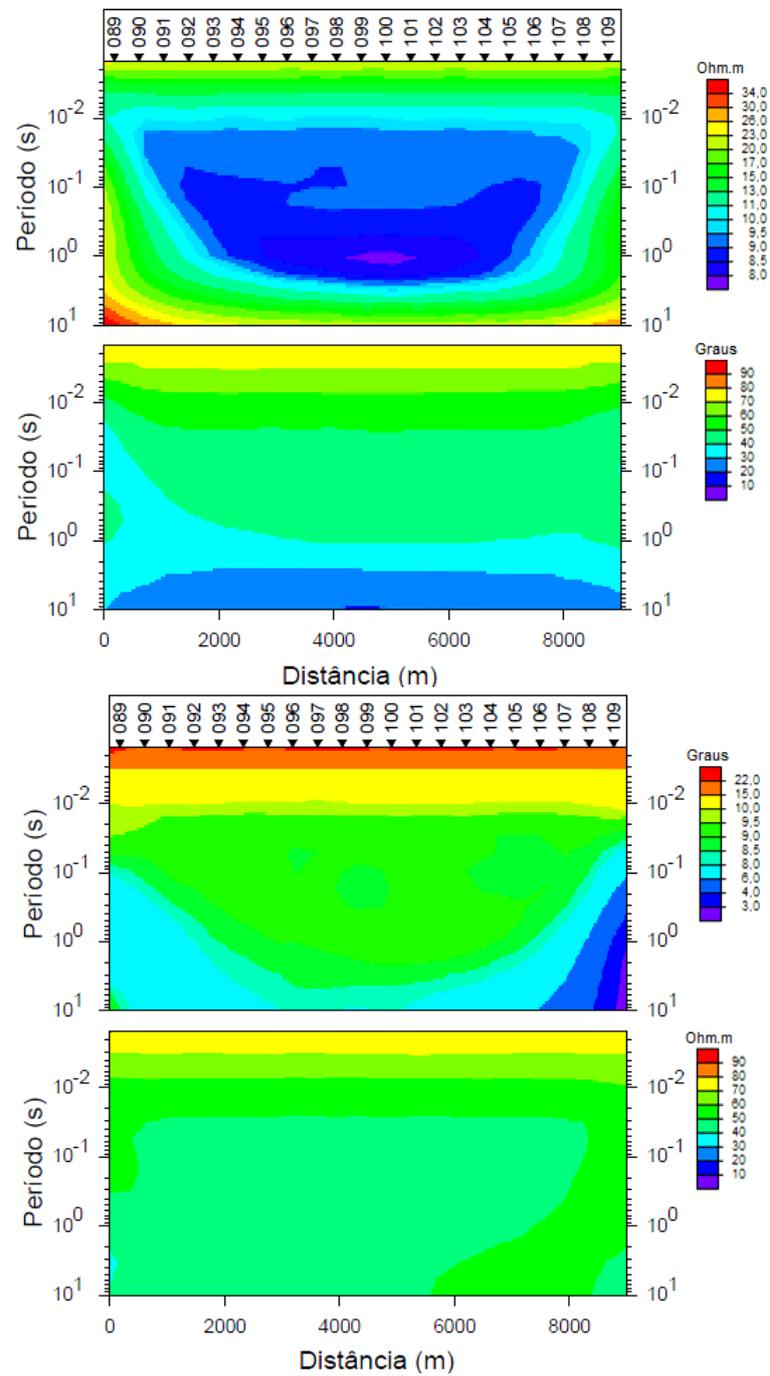


Figura B.3: Pseudo-seções de resistividade e fase para os modos TE e TM do modelo direto MT definido para o Perfil 3.

# Referências

- ANP (2015) Sumário geológico e setores em oferta, Rel. Téc. Disponível em <<http://www.anp.gov.br>>, Acesso em: 12 de mar. 2017, Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.
- Baird, C. S. (2012) Helmholtz decomposition of vector fields, In: *Notas de Aula*, pp. 1–6, Boston, University of Massachusetts Lowell.
- Barros, N. (2015) Eletromagnetismo Clássico Essencial, EDUFBA, Salvador.
- Bello, A. M. (2014) Avaliações comparativas de filtros espaciais para mapeamento de contatos geológicos com contrastes de densidades e susceptibilidade magnéticas, Rel. Téc., Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro.
- Beltrão, J. F.; Silva, J. B. C. e Costa, J. (1991) Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation, *Geophysics*, **56**:80–89.
- Blakely, R. J. (1996) *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bono, D. (2016) Correlação sismoestratigráfica entre as Bacias do Recôncavo e de Camamu, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magneto-telluric method, *Geophysics*, **8**:605–635.
- Caixeta, J.; Milhomem, P.; Witzke, R.; Dupuy, I. e Gontijo, G. (2007) Bacia de camamu, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **41**:455–461.
- Carvalho, M. J. (2003) Estruturação do grupo Serra Grande na região de Santana do Acaraú (CE) e a Reativação do lineamento Sobral-Pedro II: Integração com dados geofísicos, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte.
- De Mio, E. (2005) Modelagem Crustal da Bacia de Santos pela Integração de Métodos Geofísicos, Dissert. de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo.
- Gonçalves, F. T. T.; Bedregal, R. P.; Coutinho, L. F. C. e Mello, M. R. (1997) Petroleum system of the camamu-almada basin: a 2d compositional modelling approach., Rel. Téc.

- 
- Rio de Janeiro, Hedberg Research Symposium: Petroleum System of the South Atlantic Margins.
- Gontijo, G. A.; Millhomem, P. S.; Caixeta, J. M.; Dupuy, I. S. S. e Menezes, P. E. L. (2007) Bacia de almada, In: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 15, pp. 463–474, Rio de Janeiro, Petrobrás.
- Gubbins, D. (2004) *Time Series Analysis and Inverse Theory for Geophysicists*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Gunn, P. J. (1975) Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophysical Prospecting*, **23**:300–312.
- Guspi, F. e Introcaso, B. (2000) A sparse spectrum technique for gridding and separating potential fields anomalies, *Geophysics*, **65**:1154–1161.
- Holz, M. (2012) *Estratigrafia de seqüências: histórico, princípios e aplicações*, Interferia Ltda., Rio de Janeiro.
- IBGE (2017) Censo demográfico, Rel. Téc. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>>, Acesso em: 03 de mar. 2017, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- Jones, A. G. e Chave, A. D. (2012) *The magnetotelluric method: Theory and Practice*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kuchle, J.; Holz, M.; Brito, A. F. e Bedregal, R. P. (2005) Análise estratigráfica de bacias rifte: Aplicação de conceitos genéticos nas bacias de camamu-almada e jequitinhonha, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **13**:227–244.
- Lopes, P. R. (2010) *Modelagem e inversão de dados sintéticos magnetotelúricos na bacia potiguar, brasil*, Trabalho de Graduação, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro.
- Mattos, A. S. S. (2012) *Aplicação de técnicas de modelagem direta e inversa para a caracterização gravimétrica da Bacia de Santos*, Dissert. de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo.
- Milhomem, P. S.; De Maman, E. J.; Oliveira, F. M. e Souza-Lima, W. (2003) Bacias sedimentares brasileiras, *Fundação Paleontológica Phoenix*, **51**:145–154.
- Mooney, W. D.; Laske, G. e Masters, G. (1998) Crust 5.1: A global crust model at 5x5., *J. Geophys. Res.*, **103**:727–747.
- Nabighian, M. N. (1988) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol. 2, SEG Books, Tulsa.

- 
- Nabighian, M. N.; Grauch, V. J. S.; Hansen, R. O.; Fehr, T. R.; Peirce, J. W., P. J. D. e Ruder, M. E. (2005) The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, **70**:33–61.
- Newton, I. (1687) *Philosophiae naturalis principia mathematica*, vol. 1, Benjamin Motte, Londres.
- Rikitake, T. (1948) Notes on electromagnetic induction within the earth, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **24**:1–9.
- Rodi, W. e Mackie, R. L. (2001) Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-d magnetotelluric inversion, *Geophysics*, **66**:171–187.
- Schön, J. H. (2004) *Physical Properties of Rocks*, vol. 18, Pergamon, Oxford.
- Silva, G. (2005) O Sistema Rifte da Bacia de Camamu-Almada - Analogia com Riftes africanos modernos, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Simpson, F. e Bahr, K. (2005) *Practical Magnetotellurics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Talwani, M.; Worzel, J. L. e Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, **64**:49–59.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. e Keys, D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Tikhonov, A. N. (1950) On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust, *Doklady*, **73**:295–297.
- Yilmaz, O. (2001) *Seismic Data Analysis*, vol. 1, SEG Books, Tulsa.

# Anexo I

## Carta Estratigráfica da Bacia de Camamu

As figuras I.1 e I.2 apresentam as cartas cronoestratigráficas propostas por Caixeta et al. (2007) para a Bacia de Camamu.



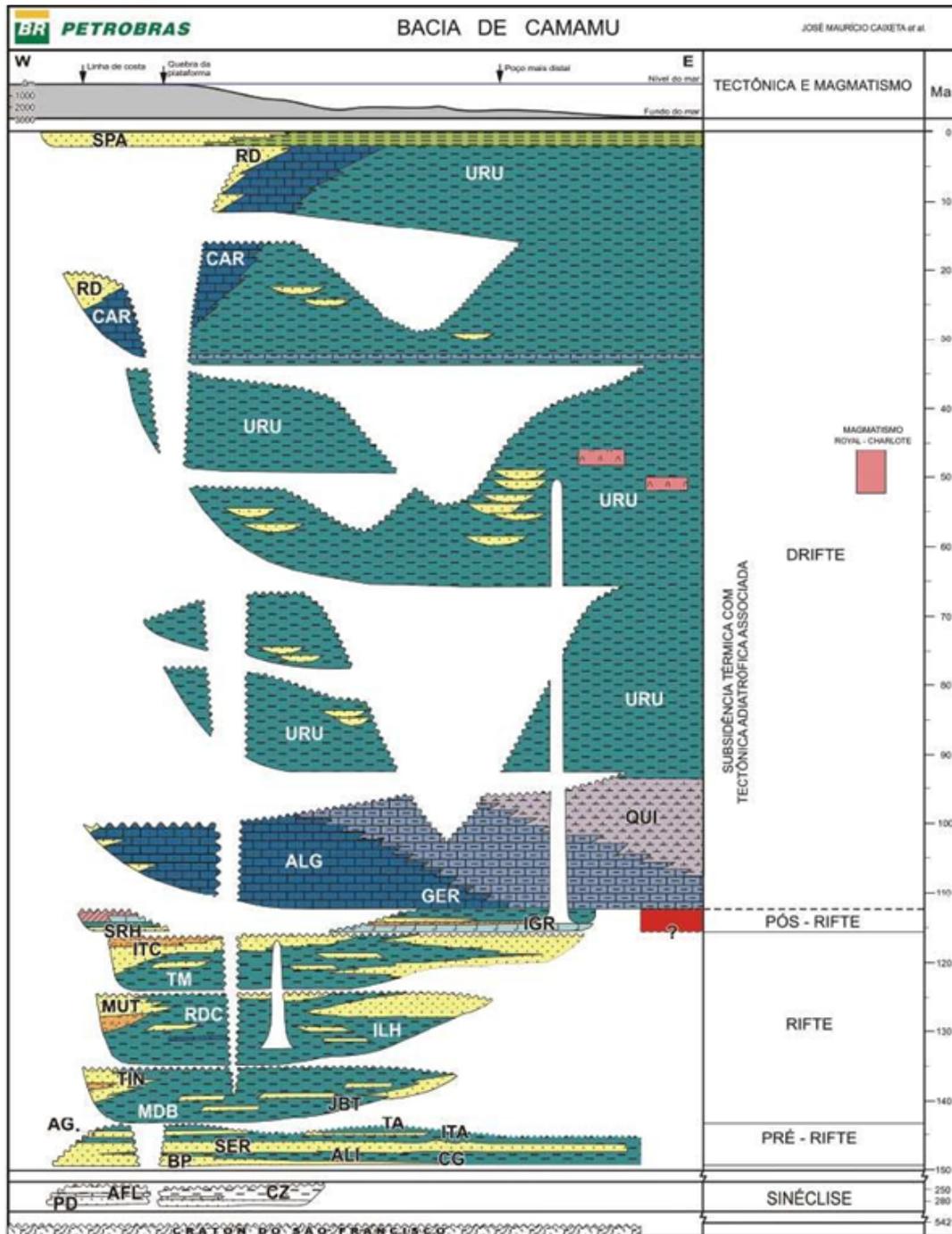


Figura I.2: Carta Estratigráfica da Bacia de Camamu, proposta por Caixeta et al. (2007).