



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

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

INVERSÃO 2D DE DADOS MAGNÉTICOS
E MODELAGEM GRAVIMÉTRICA PARA
CARACTERIZAÇÃO DO
EMBASAMENTO ADJACENTE À BACIA
SERGIPE-ALAGOAS

PRISCILLA ALVAREZ ARAÚJO

SALVADOR – BAHIA
FEVEREIRO – 2018

Inversão 2D de Dados Magnéticos e Modelagem Gravimétrica para
Caracterização do Embasamento Adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas

por

PRISCILLA ALVAREZ ARAÚJO

Orientador: Profa. Dra. Alanna Costa Dutra

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

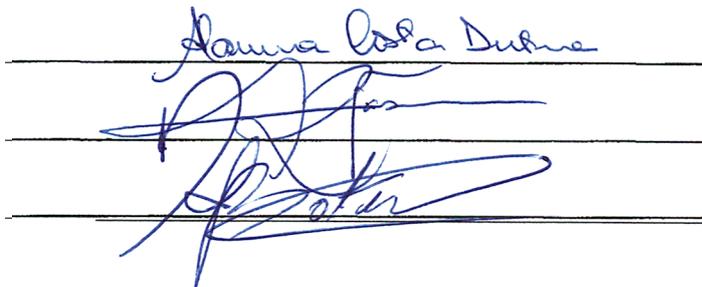
DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

COMISSÃO EXAMINADORA



Profª. Dra. Alanna Costa Dutra

Prof. Dr. Marcos Alberto Vasconcelos

Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

DATA DA APROVAÇÃO: 23/02/2018

Provehito in Altum.

Resumo

Foi realizada uma inversão magnética bi-dimensional para obter informações sobre a distribuição do contraste de susceptibilidade magnética e modelagem gravimétrica, obtendo profundidade e volume das fontes em subsuperfície na zona de transição entre o domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, caracterizando o embasamento adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas. O processamento dos dados magnéticos foi obtido a partir da análise espectral e transformações de fase, para interpretação dos contatos geológicos, delimitação de bordas das fontes e mapeamento de dobras e zonas de cisalhamento, bem como a estimativa das propriedades magnéticas. A inversão e a modelagem foram realizadas a partir de dados magnéticos e gravimétricos, respectivamente. Os dados magnéticos da sub-bacia Sergipe-Alagoas foram concedidos pela CPRM (Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais) e a inversão foi realizada utilizando o programa MAG2DATA. Por fim, foram realizados modelos gravimétricos para verificar a veracidade das informações obtidas pela interpretação dos dados magnéticos e inversão. Desta forma, foi encontrada uma fonte magnética no domínio Rio Coruripe com susceptibilidade magnética de 0.0079 (SI) entre 9.000 e 21.000 metros de profundidade e uma fonte magnética no domínio Pernambuco-Alagoas com susceptibilidade de 0.0077 (SI) entre 7.500 e 9.000 metros. A análise espectral obteve profundidades de 709 metros para fontes do topo e de 37.7 km para a base do embasamento.

Palavras-chaves: Inversão Magnética, Modelagem Gravimétrica, Análise Espectral, Susceptibilidade Magnética, Bacia Sergipe-Alagoas.

Abstract

It was performed a two-dimensional magnetic inversion to obtain information about the susceptibility distribution contrast, depth and volume of the magnetic sources in subsurface of the transition zone between the Pernambuco-Alagoas domain and the Sergipana Belt, and to create gravity models for each source, with the purpose to characterize the basement adjacent to the Sergipe-Alagoas Basin. Magnetic data processing was performed, such as spectrum analysis and phase transformation, to interpret geological contacts, source's edge limitations and mapping of folds and shear zones, as well as to estimate its magnetic properties. The inversion and modelling were performed through magnetic and gravity data from the sub-basin Sergipe-Alagoas granted by CPRM (Company of Research in Mineral Resources) and the inversion was performed using the software MAG2DATA. Finally, modelling of potential gravity data was performed to verify informations obtained through magnetic inversion and magnetic data processing. In that way, a magnetic source was found in the Rio Coruripe domain with magnetic susceptibility of 0.0079 (SI) between 9.000 and 21.000 meters in depth and another magnetic source was found in the Pernambuco-Alagoas domain with magnetic susceptibility of 0.0077 (SI) between 7.500 and 9.000 meters. The spectrum analysis obtained depth values of 709 meters for shallow sources and 37.7 km for the basement base.

Key-words: Magnetic Data Inversion, Gravity Models, Spectrum Analysis, Magnetic Susceptibility, Sergipe-Alagoas Basin.

Sumário

| | |
|---|-----------|
| Resumo | 3 |
| Abstract | 4 |
| Introdução | 11 |
| 1 Geologia da Área de Estudo | 13 |
| 1.1 Bacia Sergipe-Alagoas | 13 |
| 1.1.1 Arcabouço Estrutural e Estratigráfico | 14 |
| 1.2 Província Borborema | 16 |
| 1.2.1 Domínio Pernambuco-Alagoas | 17 |
| 1.2.2 Faixa Sergipana | 18 |
| 2 Método Magnetométrico | 20 |
| 2.1 Fundamentação Teórica | 20 |
| 2.2 Processamento de Dados Magnéticos | 23 |
| 2.2.1 Separação Regional-Residual | 23 |
| 2.2.2 Redução ao Polo e Redução ao Equador | 25 |
| 2.2.3 Amplitude do Sinal Analítico (ASA) | 27 |
| 2.2.4 Gradiente Horizontal Total (GHT) | 27 |
| 2.2.5 Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou <i>Tilt Derivative (TDR)</i> | 28 |
| 2.2.6 Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT) | 29 |
| 3 Método Gravimétrico | 30 |
| 3.1 Fundamentação Teórica | 30 |
| 3.2 Processamento de Dados Gravimétricos | 32 |
| 3.2.1 Separação Regional-Residual | 32 |
| 3.3 Modelagem Gravimétrica | 33 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 4 | Inversão de Dados Magnéticos | 35 |
| 4.1 | Modelagem Direta | 35 |
| 4.2 | Inversão Compacta 2D | 37 |
| 4.3 | Inversão de Dados Sintéticos | 39 |
| 5 | Resultados e Interpretação dos Dados | 40 |
| 5.1 | Processamento dos Dados Magnéticos | 40 |
| 5.1.1 | Análise Espectral e Separação Regional-Residual | 40 |
| 5.1.2 | Transformações aplicadas aos Dados Magnéticos | 45 |
| 5.2 | Inversão dos Dados Magnéticos | 49 |
| 5.2.1 | Fonte Rio Coruripe | 49 |
| 5.2.2 | Fonte Pernambuco-Alagoas | 55 |
| 5.3 | Modelagem Gravimétrica | 61 |
| 5.3.1 | Fonte Rio Coruripe | 63 |
| 5.3.2 | Fonte Pernambuco-Alagoas | 65 |
| 5.4 | Discussões | 68 |
| 6 | Conclusões | 69 |
| | Agradecimentos | 71 |
| | Referências | 73 |
| I | Programa de Análise Espectral | 76 |
| II | Programa de Inversão Magnética Compacta 2D | 78 |

Lista de Tabelas

| | | |
|------|--|----|
| 4.1 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão de dado sintético. | 39 |
| 5.1 | Tabela de profundidades do embasamento para cada polígono, com seus respectivos erros. | 43 |
| 5.2 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L1 da Fonte Rio Coruripe. | 52 |
| 5.3 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L2 da Fonte Rio Coruripe. | 53 |
| 5.4 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L3 da Fonte Rio Coruripe. | 54 |
| 5.5 | Tabela de resultados da inversão magnética da Fonte Rio Coruripe. | 55 |
| 5.6 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L4 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 58 |
| 5.7 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L5 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 59 |
| 5.8 | Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L6 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 60 |
| 5.9 | Tabela de resultados da inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas. . . | 61 |
| 5.10 | Tabela de litologias e densidades dos modelos para a Fonte Rio Coruripe. . . | 63 |
| 5.11 | Tabela de litologias e densidades dos modelos para a Fonte Pernambuco-Alagoas. (<i>Obs.: O perfil L6 utiliza a densidade do ortognaisse como 2.85 g/cm³</i>). | 66 |

Lista de Figuras

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Localização da Bacia Sergipe-Alagoas (de Cristo, 2015). | 13 |
| 1.2 | Seção geológica esquemática da sub-bacia de Alagoas (ANP, 2015). | 15 |
| 1.3 | Seção geológica esquemática da sub-bacia de Sergipe (ANP, 2015). | 16 |
| 1.4 | Subdivisão geotectônica da Província Borborema de acordo com Santos et al., (2014). SMC = Subprovíncia Medio Coreau; SCC = Subprovíncia Ceará Central; SRN = Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR = Subprovíncia Transversal; SME = Subprovíncia Meridional (Lima et al., 2015). | 17 |
| 1.5 | Mapa geológico da área de estudo, com foco na subprovíncia sul da Província Borborema (Mendes et al., 2017). | 18 |
| 1.6 | Mapa geológico da área de estudo, mostrando a subdivisão da porção leste da subprovíncia sul da Província Borborema. Os triângulos indicam zonas de cisalhamento contracionais. As estrelas mostram os locais de onde foram retiradas amostras de rochas metassedimentares para datação (Neves et al., 2016). | 19 |
| 2.1 | A componente normal do campo magnético tem integral zero sobre qualquer superfície fechada. Desta forma, o fluxo magnético sobre qualquer região fechada é zero (Blakely, 1996). | 21 |
| 2.2 | Uma anomalia magnética antes e depois de ter sido reduzida ao polo (Blakely, 1996). | 26 |
| 2.3 | Exemplos de perfis de campo magnético em diferentes regiões do globo (Guimarães, 2009). | 26 |
| 3.1 | Atração gravitacional entre duas partículas no espaço. Modificado de Blakely (1996) | 31 |
| 3.2 | Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de n lados. (a) Representação de estrutura geológica considerada como modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal dS, mostrada em (a). (c) Polígono de n lados representando uma aproximação da seção dS (dos Santos Silva, 2012). | 34 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.1 | Distâncias e ângulos para determinação de anomalias sintéticas para um prisma vertical 2D com extensão infinita (Stocco et al., 2009). | 36 |
| 4.2 | Geometria de um prisma vertical de extensão e profundidade finitas (Stocco et al., 2009). | 37 |
| 4.3 | Resultado da inversão compacta 2D para um dado sintético. | 39 |
| 5.1 | Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total. | 40 |
| 5.2 | Exemplo do espectro de potência gerado para o polígono de 200 km ² , a partir de onde foram definidos os intervalos de amostragem. | 41 |
| 5.3 | Espectros de potência para os polígonos de: a) 200 km ² , b) 150 km ² , c) 100 km ² , d) 50 km ² e e) 25 km ² . O limite do espectro com a cor magenta representa as fontes profundas, a cor verde representa as fontes intermediárias e rasas e a cor azul representa o ruído do espectro. | 42 |
| 5.4 | Mapa de Anomalia de Campo Magnético Regional, calculado por continuação para cima de 37.7 km. | 44 |
| 5.5 | Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual, obtido pela subtração do campo total pelo campo regional. | 45 |
| 5.6 | Mapa de Redução ao Equador. | 46 |
| 5.7 | Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), destacando os lineamentos encontrados na região. | 47 |
| 5.8 | Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT), destacando os lineamentos encontrados na região. | 48 |
| 5.9 | Mapa de Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT), destacando os lineamentos encontrados na região. | 49 |
| 5.10 | Mapa de Gradiente Horizontal Total (GHT) com a localização dos perfis para inversão magnética da Fonte Rio Coruripe. | 50 |
| 5.11 | Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual com os perfis L1, L2 e L3 extraídos para inversão magnética da Fonte Rio Coruripe. | 50 |
| 5.12 | Perfis L1, L2 e L3 extraídos da Fonte Rio Coruripe. | 51 |
| 5.13 | Resultado da inversão magnética para o perfil L1 da Fonte Rio Coruripe. | 52 |
| 5.14 | Resultado da inversão magnética para o perfil L2 da Fonte Rio Coruripe. | 53 |
| 5.15 | Resultado da inversão magnética para o perfil L3 da Fonte Rio Coruripe. | 54 |
| 5.16 | Mapa de Gradiente Horizontal Total (GHT) com a localização dos perfis para inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 55 |
| 5.17 | Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual com os perfis L4, L5 e L6 extraídos para inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 56 |
| 5.18 | Perfis L4, L5 e L6 extraídos da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 57 |

| | | |
|------|--|----|
| 5.19 | Resultado da inversão magnética para o perfil L4 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 58 |
| 5.20 | Resultado da inversão magnética para o perfil L5 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 59 |
| 5.21 | Resultado da inversão magnética para o perfil L6 da Fonte Pernambuco-Alagoas. | 60 |
| 5.22 | Mapa de Anomalia Bouguer Total da região. | 61 |
| 5.23 | Mapa de Anomalia Bouguer Residual da região com perfis extraídos para modelagem. | 62 |
| 5.24 | Modelo gravimétrico do perfil L1 para a Fonte Rio Coruripe. | 64 |
| 5.25 | Modelo gravimétrico do perfil L2 para a Fonte Rio Coruripe. | 64 |
| 5.26 | Modelo gravimétrico do perfil L3 para a Fonte Rio Coruripe. | 65 |
| 5.27 | Modelo gravimétrico do perfil L4 para a Fonte Pernambuco-Alagoas. | 66 |
| 5.28 | Modelo gravimétrico do perfil L5 para a Fonte Pernambuco-Alagoas. | 67 |
| 5.29 | Modelo gravimétrico do perfil L6 para a Fonte Pernambuco-Alagoas. | 67 |

Introdução

A Bacia Sergipe-Alagoas está situada na margem continental do nordeste brasileiro, abrangendo os estados de Sergipe, Alagoas e uma pequena porção do estado de Pernambuco. Possui área total de 44.370 km², sendo 31.750 km² em mar, limitando-se ao norte pela Bacia de Pernambuco-Paraíba e ao sul pela Bacia de Jacuípe. De todas as bacias da margem continental brasileira, esta é a que possui a sequência estratigráfica mais completa e províncias petrolíferas em avançado estágio exploratório, possuindo o maior e mais antigo campo de produção em terra (Carmópolis) e um bom potencial de exploração e produção em águas ultraprofundas, o que justifica o interesse em desenvolvimento de pesquisas nesta área.

Neste trabalho, o local de estudo tem como foco a zona de transição entre o domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, localizada na parte sul da Província Borborema, onde foram mapeadas fontes do domínio Rio Coruripe, além de fontes do já mencionado domínio Pernambuco-Alagoas. Tais fontes possuem anomalia de Campo Magnético Total e anomalia Bouguer bem expressivas, sendo possível mapear seus limites. Os métodos escolhidos para realizar o mapeamento dessas fontes foram os Métodos Magnetométricos e Gravimétricos, devido ao fato destes corpos possuírem altos contrastes de susceptibilidade magnética e de densidade.

O objetivo principal deste trabalho é realizar uma inversão bidimensional de dados magnéticos para obter informações de profundidade, susceptibilidade magnética e volume das fontes mencionadas anteriormente, e uma modelagem gravimétrica, que contribuirá para a caracterização do embasamento adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas. A inversão foi realizada utilizando uma técnica desenvolvida por Stocco et al. (2009), que fornece uma inversão compacta dos corpos fontes, baseando-se no princípio de Last e Kubik (1983). Também foi realizado o processamento dos dados magnéticos que forneceram informações sobre as bordas desses corpos e dos lineamentos presentes na região.

No capítulo um deste trabalho, é descrito a geologia da área de estudo, dando foco no arcabouço estrutural e estratigráfico da Bacia Sergipe-Alagoas e nas características do domínio Pernambuco-Alagoas e da Faixa Sergipana da Província Borborema. No capítulo dois são descritas as teorias do método magnetométrico e do processamento de dados mag-

néticos utilizados. No capítulo três são descritas as teorias do método gravimétrico e da modelagem gravimétrica. No capítulo quatro, o método da inversão compacta 2D criado por Stocco et al. (2009) é descrito. No capítulo cinco são mostrados todos os resultados e interpretações encontrados neste trabalho.

Capítulo 1

Geologia da Área de Estudo

1.1 Bacia Sergipe-Alagoas

A Bacia Sergipe-Alagoas está situada na margem continental do nordeste brasileiro, ocupando uma área total de aproximadamente 45.000 km^2 , sendo 31.750 km^2 na porção marítima e 12.620 km^2 em sua porção terrestre. A bacia é representada por um rifte assimétrico e possui limite geográfico ao norte com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, pelo Alto de Maragogi, e ao sul pela Bacia de Jacuípe, sendo limitada em terra pela Plataforma de Estância e ao mar pelo sistema de falhas de Vaza-Barris. Divide-se em duas sub-bacias, Alagoas e Sergipe, como mostrado na Figura 1.1, onde o limite interno entre as sub-bacias é dado pelo Alto de Japoatã-Penedo, nas imediações do Rio São Francisco (ANP, 2015).

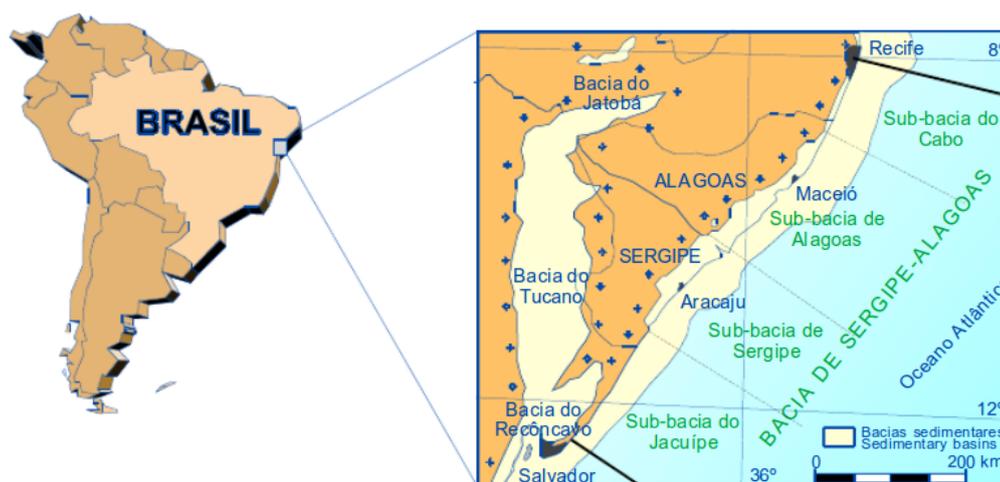


Figura 1.1: Localização da Bacia Sergipe-Alagoas (de Cristo, 2015).

A Província Borborema é dividida em três maiores subprovíncias: Norte, Central e Sul. A subprovíncia do sul é subdividida entre o domínio Pernambuco-Alagoas (ao norte) e a

Faixa Sergipana (ao sul), que compõem o embasamento cristalino à oeste da bacia, e são separados em setores a leste e a oeste pelo sistema rifte de Tucano-Jatobá (Neves et al., 2016).

O foco de estudo do presente trabalho é dado na zona de transição entre o domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, que retratam uma zona de cisalhamento contraccional. A porção norte da Faixa Sergipana é subdividida nos domínios Canindé e Rio Coruripe, cujos limites se dão por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Neves et al., 2016).

1.1.1 Arcabouço Estrutural e Estratigráfico

A Bacia Sergipe-Alagoas apresenta a mais completa coluna estratigráfica entre as bacias de margem continental brasileira, contendo as quatro megassequências (pré-rifte, rifte, transaccional ou pós-rifte e drifte). A bacia se originou com a fragmentação do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, subdividindo-se em blocos e compartimentos tectônicos, limitados por grandes falhas.

Segundo Falkenhein et al. (1986), existiram três fases tectônicas para a Bacia Sergipe-Alagoas. A primeira fase estaria relacionada ao rifteamento da bacia, com um estágio extensional de direção E-W, formando grábens limitados por falhas distensionais de direção N-S com componente predominantemente normal. A segunda fase teria ocorrido com um regime cisalhante NE-SW e a terceira fase em um regime distensional NW-SE, sendo caracterizada por uma implantação de falhas e rupturas de direção WNW, dando origem à *Linha de Charneira Alagoas* (Mendes et al., 2017).

A sedimentação da Bacia Sergipe-Alagoas realizou-se inicialmente de forma intracratônica sobre o embasamento, resultando em uma bacia intracratônica do tipo sinéclise, desenvolvida no paleozóico. As megassequências estratigráficas desta bacia ocorreram da seguinte forma:

- Sequência Sinéclise: A Sequência Sinéclise desta bacia é representada pelo Grupo Igreja Nova, constituído pelas unidades siliciclásticas das Formações Batinga (depositada em um sistema glacial com influência de processos fluviais e marinhos) e Aracaré (depositada em ambiente marinho raso a litorâneo, associado a sistemas lacustres, eólicos e de *sabhka*) (Cruz, 2008), separadas por uma discordância de idade Permo-Carbonífera (Mohriak et al., 1997).
- Megassequência Pré-Rifte: Foram depositados os arenitos flúvio-deltáicos da Formação Candeeiros, os pelitos lacustres da Formação Bananeiras e os arenitos fluviais-eólicos da Formação Serraria, do Grupo Perucaba, num intervalo que se estendeu do Neojurássico ao Eocretácio (Cruz, 2008), sendo a megassequência também depositada no contexto de uma

sinéclise e limitada por uma discordância angular (Mohriak et al., 1997).

- **Megassequência Rifte:** Depositou-se em um ambiente continental e marinho restrito, correspondente ao estágio de subsidência da bacia, sendo caracterizada por compartimentos tectônicos que resultou em uma série de meios grábens (Mendes et al., 2017). Esta sequência é composta pelas Formações Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba, que representam boa parte do Grupo Coruripe (Cruz, 2008) e foi desenvolvida entre o Neocomiano e o Barremiano. As Formações Poçoão, Coqueiro Seco e Maceió se desenvolveram entre o Barremiano e o Aptiano e foram localmente afetadas por falhamentos.

- **Megassequência Transicional (Pós-Rifte):** Nesta fase, ocorreram as primeiras incursões marinhas do Oceano Atlântico na bacia, com deposição de duas sequências evaporíticas na Formação Muribeca (Membro Paripueira e Membro Ibura).

- **Megassequência Drifte:** Esta megassequência inicia no Albiano, caracterizada por uma subsidência termal e é subdividida em duas fases - marinha transgressiva e marinha regressiva. A sequência transgressiva é representada pela instalação de uma plataforma carbonática num ambiente marinho raso localizado na plataforma e marinho profundo representado pelos sedimentos da Formação Riachuelo. Já a sequência regressiva é representada por rochas siliciclásticas de ambiente marinho raso caracterizado pelas Formações Calumbi, Marituba e Mosqueiro. Durante o Plioceno, ocorreu uma regressão marinha que permitiu a deposição dos sedimentos continentais costeiros do Grupo Barreiras localizados na porção terrestre da bacia (Mendes et al., 2017). Entre as sub-bacias de Alagoas e Sergipe ocorrem feições diapíricas em águas profundas que podem estar relacionadas à tectônica de sal (Mohriak et al., 1997), como podemos ver na Figura 1.2 e na Figura 1.3.

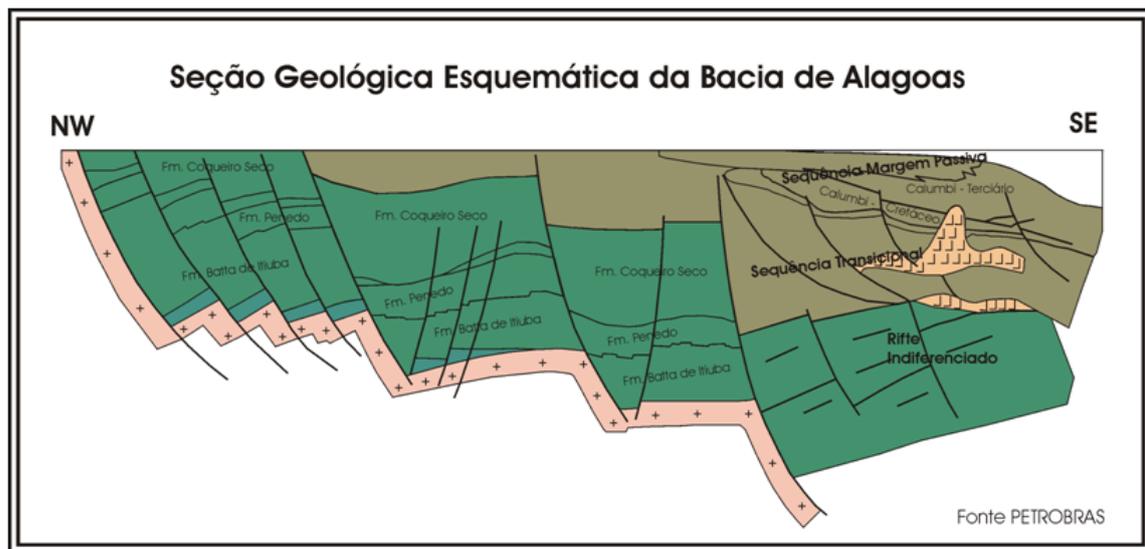


Figura 1.2: Seção geológica esquemática da sub-bacia de Alagoas (ANP, 2015).

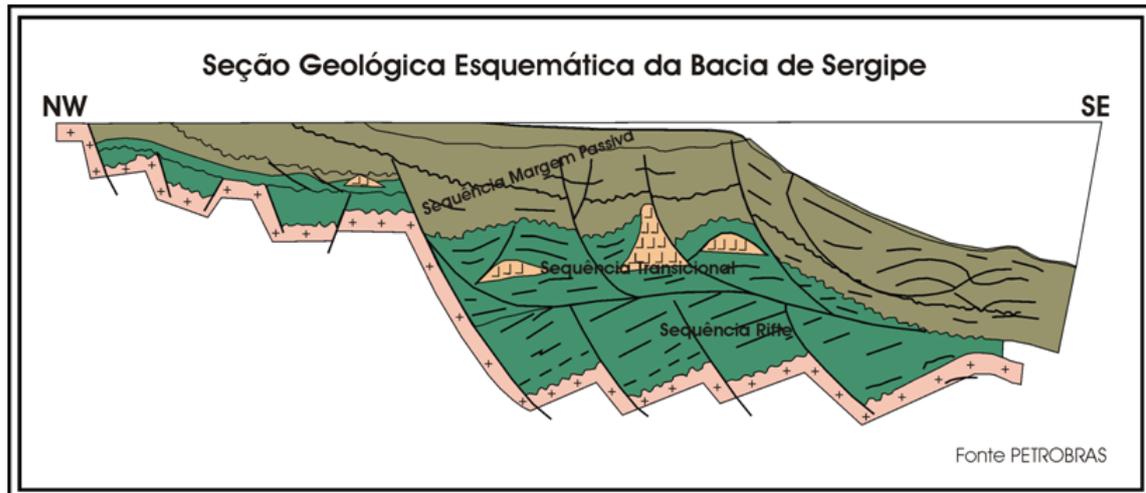


Figura 1.3: Seção geológica esquemática da sub-bacia de Sergipe (ANP, 2015).

1.2 Província Borborema

A Província Borborema está situada no extremo-nordeste da Plataforma Sul Americana, ocupando uma área de aproximadamente 450.000 km^2 e é dividida em três maiores sub-províncias: Norte, Central e Sul (Brito Neves, 1975). A subprovíncia do sul é subdividida entre o domínio Pernambuco-Alagoas (ao norte) e a Faixa Sergipana e a Faixa Riacho do Pontal (ao sul), que compõem o embasamento cristalino à oeste da bacia, e são separados em setores a leste e a oeste pelo sistema rifte de Tucano-Jatobá, que se formou coevo à abertura do Oceano Atlântico (Neves et al., 2016). A Província Borborema corresponde à Região de Dobramentos Nordeste, caracterizando-se pela presença de plutonismo granítico, deformação e metamorfismo, e extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, ocorrendo também nesse contexto, faixas de dobramentos meso a neoproterozóicos, alternadas com terrenos granito-gnáissicos, predominantemente arqueanos a paleoproterozóicos, denominados maciços medianos. No estado de Sergipe, a Província Borborema está representada pela Faixa de Dobramentos Sergipana, situada entre o limite nordeste do Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (dos Santos et al., 1998). O estado de Alagoas se encontra na subprovíncia meridional (sul) da Província Borborema, mostrando-se limitada a norte pelo lineamento Pernambuco e encerrando nos domínios mesoneoproterozóicos Pernambuco-Alagoas e nas faixas dobradas Riacho do Pontal e Sergipana. O Estado de Alagoas está inserido no contexto desta subprovíncia e engloba porções dos domínios Pernambuco-Alagoas, Canindé, Rio Coruripe, Macucuré, Jirau do Ponciano e as coberturas fanerozoicas (Figura 1.6) (Mendes et al., 2017). A Figura 1.4 mostra um mapa da Província Borborema, onde o polígono preto representa a área de estudo deste trabalho.

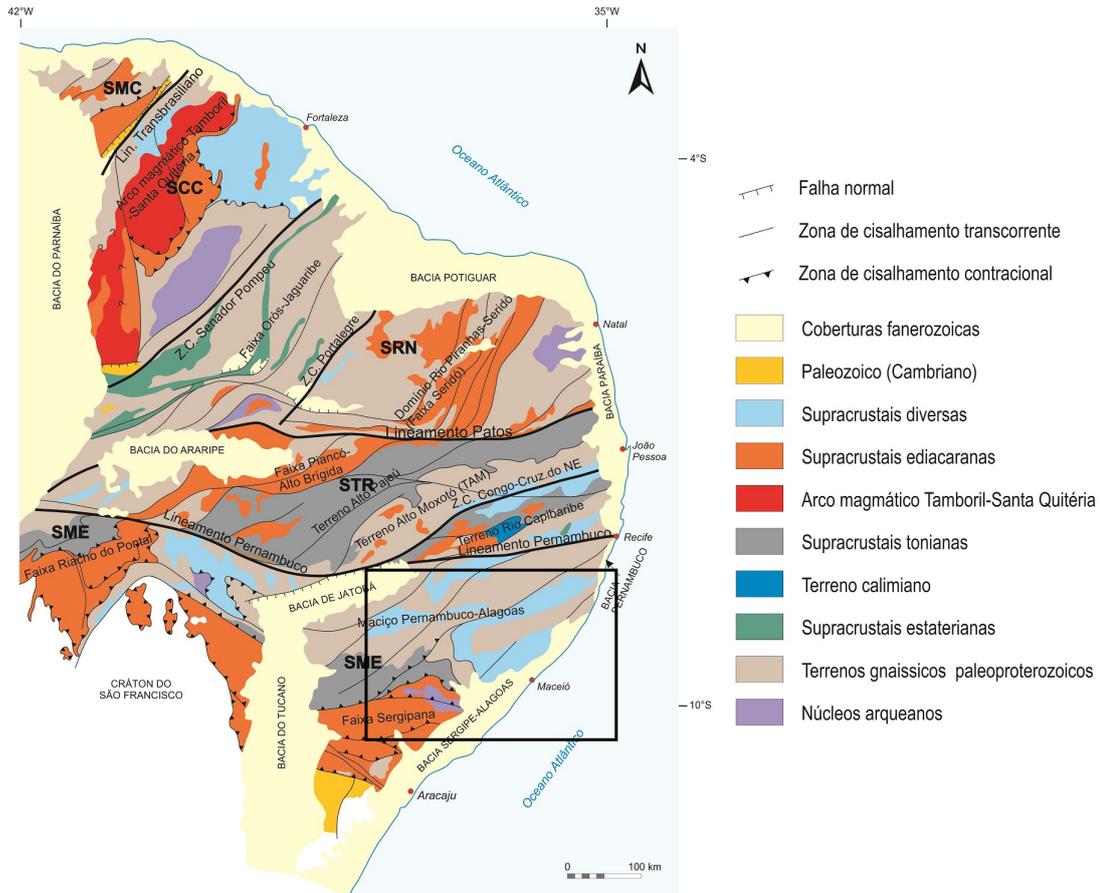


Figura 1.4: Subdivisão geotectônica da Província Borborema de acordo com Santos et al., (2014). SMC = Subprovíncia Medio Coreaú; SCC = Subprovíncia Ceará Central; SRN = Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR = Subprovíncia Transversal; SME = Subprovíncia Meridional (Lima et al., 2015).

1.2.1 Domínio Pernambuco-Alagoas

Como parte da área de estudo, o domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) localiza-se na porção norte-central do estado de Alagoas, sendo limitado a sudoeste por zonas de cisalhamento contracionais, com os Domínios Canindé, Marancó-Poço Redondo, e a sul-sudeste com os metamorfitos do Domínio Rio Coruripe, através da zona de cisalhamento contracional de Palmeira dos Índios, que apresenta vergência para norte (Mendes et al., 2017). Também podemos notar a presença de uma falha transcorrente sinistral ou zona de cisalhamento sinistral no Domínio Pernambuco-Alagoas, como mostra a Figura 1.5. Este domínio consiste predominantemente de ortognaisses e unidades supracrustais de alto grau, eventualmente migmatizadas (Brito Neves et al., 1982). Essas rochas supracrustais são normalmente atribuídas ao Complexo Cabrobó (Gomes, 2001) e são dominadas por xistos pelíticos a semi-pelíticos e paragnaisses com intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, gnaisses félsicos e

para-anfibolitos, além de apresentarem granitóides brasileiros de composição variada.

Datações de zircões mostraram que a parte ocidental do domínio PEAL (Complexo Cabrobó) foram depositadas no final do Criogeniano ou depois (Cruz et al., 2015), e a parte oriental é majoritariamente do Paleoproterozóico e Neoproterozóico (Neves et al., 2016), com gnaisses migmatíticos de 1.577 Ma.

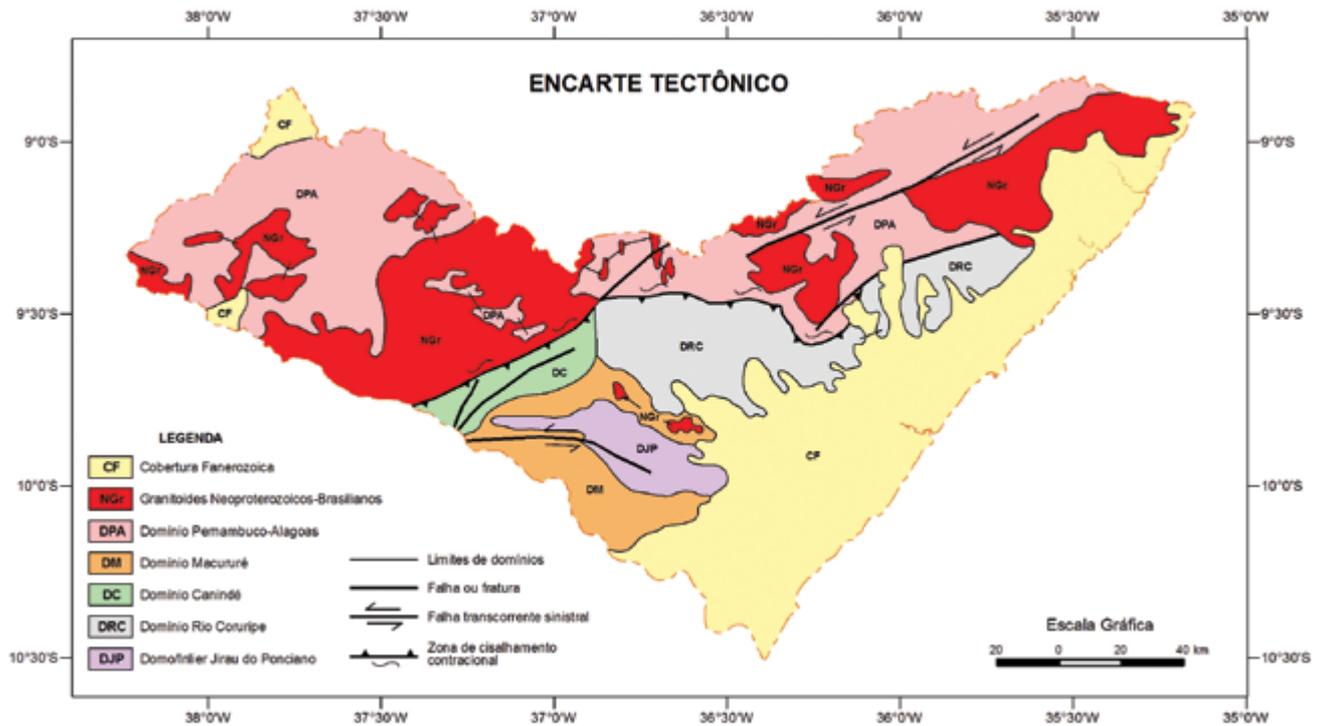


Figura 1.5: Mapa geológico da área de estudo, com foco na subprovincia sul da Província Borborema (Mendes et al., 2017).

1.2.2 Faixa Sergipana

A Faixa Sergipana é composta pelos domínios Rio Coruripe, Macururé, Canindé, Marancó-Poço Redondo e pelo Domo Jirau do Ponciano. A maior parte da região central e norte da Faixa Sergipana é constituída de rochas metassedimentares do Domínio Macururé, com rochas expostas do embasamento no domo gnáissico do Jirau do Ponciano (Neves et al., 2016), que aflora no núcleo de uma antiforme invertida, onde ocorre uma seqüência metavulcano-sedimentar metamorfozizada na fácies anfibolito.

O Domínio Macururé é parte integrante do Sistema de Dobramento Sergipano, sendo resultado da colisão oblíqua entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco, durante o Proterozoico Superior. Esta colisão possivelmente precedeu a grandes deslocamentos e zonas de cisalhamentos oblíquas sinistrais, justapondo níveis crustais diferentes (Mendes et al., 2017).

O Domínio Canindé está localizado entre o Domínio Pernambuco-Alagoas a norte e o Domínio Macururé a sul, e engloba os complexos metavulcanossedimentares Canindé e Araticum. O Complexo Araticum engloba metassedimentos e metavulcânicas máficas e mármore aflorantes na porção centro-oeste da área (Mendes et al., 2017).

O Domínio Rio Coruripe está localizado na porção central do estado de Alagoas, sendo limitado a norte por uma zona de cisalhamento contraccional com o Domínio Pernambuco-Alagoas e a sul-sudoeste através da Zona de Cisalhamento Belo Monte–Jeremoabo, com os metamorfitos do Domínio Canindé. Ele é composto de metamorfitos do Complexo Arapiraca representados por paragneisses, migmatitos, gnaisses quartzofeldspático, rochas metaultramáficas intercaladas com formações ferríferas bandadas, entre outras (Mendes et al., 2017). Seu embasamento é formado por rochas supracrustais de facies granulito, ao lado de supracrustais de facies anfíbolito. Datações em corpos ultramáficos aflorantes de 1.970 Ma permitiram supor uma idade paleoproterozóica para este domínio.

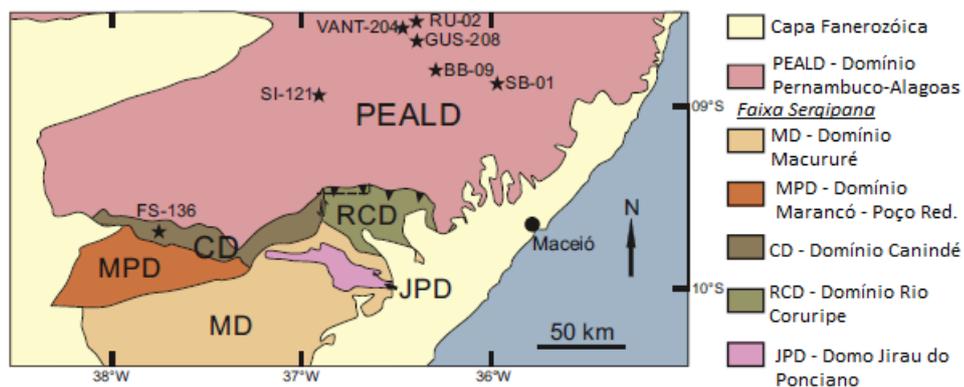


Figura 1.6: Mapa geológico da área de estudo, mostrando a subdivisão da porção leste da subprovincia sul da Província Borborema. Os triângulos indicam zonas de cisalhamento contraccionais. As estrelas mostram os locais de onde foram retiradas amostras de rochas metassedimentares para datação (Neves et al., 2016).

Capítulo 2

Método Magnetométrico

2.1 Fundamentação Teórica

A magnetometria é um método geofísico que utiliza informações do campo magnético da Terra para investigação de estruturas em subsuperfície, onde as modificações do campo, causadas por estruturas geológicas que possuem magnetização, são responsáveis pelas chamadas anomalias magnéticas.

Na ausência de um campo magnético externo, materiais com propriedades ferromagnéticas terão orientações aleatórias. Quando exposto a um campo magnético externo, como o campo geomagnético da Terra, as linhas de campo irão rotacionar em direção ao campo externo. Desta forma, a orientação de magnetização do material não será mais aleatória e este é dito magnetizado. O resultado é um campo secundário induzido pelo campo principal (Lelievre, 2003).

De acordo com as Equações de Maxwell, o campo magnético tem caráter dipolar e não apresenta divergência, de forma que:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (2.1)$$

onde \mathbf{B} é o vetor de *indução magnética*, ou simplesmente, de *campo magnético*.

Integrando a equação 2.1 sobre uma região R e aplicando o Teorema da Divergência, temos:

$$\int_R \nabla \cdot \mathbf{B} \, dv = \int_S \mathbf{B} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = 0, \quad (2.2)$$

sendo a equação acima conhecida como a *Lei de Gauss* para campos magnéticos, que mostra que a componente normal de todo o fluxo que entra em qualquer região é igual à componente normal do fluxo que sai dessa mesma região (Figura 2.1).

A segunda equação de Maxwell afirma que o rotacional de \mathbf{B} é igual ao vetor soma de

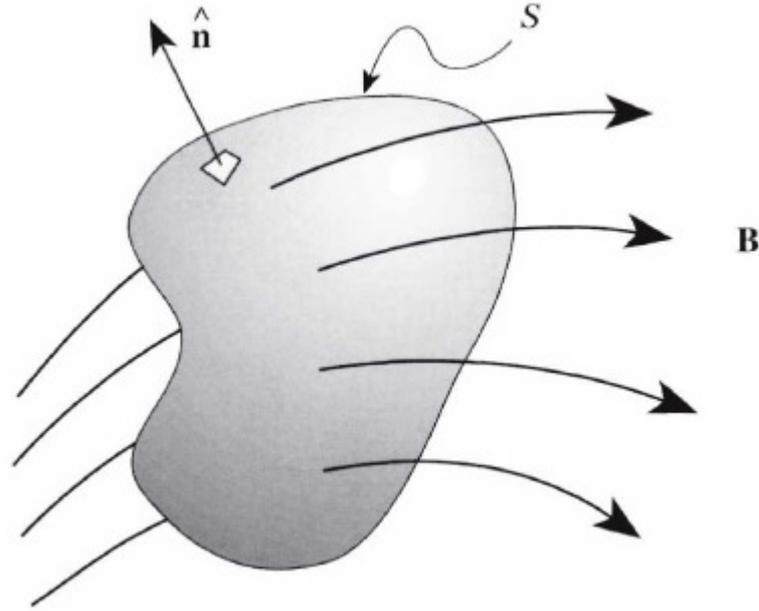


Figura 2.1: A componente normal do campo magnético tem integral zero sobre qualquer superfície fechada. Desta forma, o fluxo magnético sobre qualquer região fechada é zero (Blakely, 1996).

várias formas de movimentação de carga na região:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 4\pi C_m \mathbf{I}_t = 4\pi C_m (\mathbf{I}_m + \nabla \times \mathbf{M} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}), \quad (2.3)$$

onde I_t é a soma de todas as correntes da região, incluindo correntes macroscópicas I_m , correntes relacionadas à magnetização \mathbf{M} e o deslocamento total de correntes $\partial \mathbf{D} / \partial t$. C_m é uma constante de proporcionalidade, onde $C_m = \mu_0 / 4\pi = 10^{-7}$, sendo μ_0 chamada de *permeabilidade magnética no vácuo*.

Integrando a equação 2.3 sobre uma superfície S , temos:

$$\int_S \nabla \times \mathbf{B} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = 4\pi C_m \int_S \mathbf{I}_t \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS, \quad (2.4)$$

e aplicando o Teorema de Stokes:

$$\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{l} = 4\pi C_m \int_S \mathbf{I}_t \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS. \quad (2.5)$$

Assim, a indução magnética integrada sobre uma curva fechada é proporcional à componente normal de todas as correntes passando pela curva (Blakely, 1996). Se não existirem correntes passando por essa região, o vetor \mathbf{B} é irrotacional, o que significa que:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0. \quad (2.6)$$

Portanto, de acordo com o Teorema de Helmholtz, \mathbf{B} possui um potencial escalar V , do qual:

$$\mathbf{B} = -\nabla V, \quad (2.7)$$

onde \mathbf{B} é um campo potencial na ausência de correntes.

Supondo agora uma corrente I percorrendo uma área Δs , podemos definir o vetor de *dipolo magnético* como:

$$\mathbf{m} = I\hat{\mathbf{n}}\Delta s, \quad (2.8)$$

onde $\hat{\mathbf{n}}$ é o vetor normal unitário. O potencial magnético desse dipolo, que estaria localizado na origem, pode ser dado por:

$$V = C_m \frac{\mathbf{m} \cdot \hat{\mathbf{r}}}{r^2}, \quad (2.9)$$

onde $\hat{\mathbf{r}}$ é o vetor posição. Substituindo a equação 2.9 na equação 2.7, obtemos a equação do *campo dipolar magnético*:

$$\mathbf{B} = C_m \frac{m}{r^3} [3(\hat{\mathbf{m}} \cdot \hat{\mathbf{r}})\hat{\mathbf{r}} - \hat{\mathbf{m}}], r \neq 0. \quad (2.10)$$

Retornando à equação 2.3, se desprezarmos as propriedades dielétricas de uma região, obteremos:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 4\pi C_m (\mathbf{I}_m + \nabla \times \mathbf{M}), \quad (2.11)$$

manipulando os lados desta, podemos chegar no seguinte resultado:

$$\mathbf{H} = \mathbf{B} - 4\pi\mathbf{M}, \quad (2.12)$$

que também pode ser escrito como:

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{B}}{\mu_0} - \mathbf{M}, \quad (2.13)$$

onde o vetor \mathbf{H} é chamado de *intensidade do campo magnético*. Desta forma, considerando a intensidade do campo magnético com os efeitos da magnetização, obtemos uma nova equação para a indução do campo magnético:

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}). \quad (2.14)$$

Materiais podem adquirir uma componente de magnetização na presença de um campo magnético externo. Para campos magnéticos de baixa amplitude, como o campo geomagnético terrestre, essa magnetização induzida é proporcional em magnitude e paralela (ou antiparalela) à direção do campo externo (Blakely, 1996). Desta forma, a magnetização induzida pode ser definida como:

$$\mathbf{M} = \chi\mathbf{H}, \quad (2.15)$$

onde χ é a susceptibilidade magnética.

Durante os levantamentos magnéticos, podem ser medidos a anomalia de campo total ou um único componente da intensidade de campo magnético \mathbf{B} , onde a anomalia de campo total seria dada por:

$$\Delta T = -C_m \hat{\mathbf{F}} \cdot \Delta_P \int_R \mathbf{M} \cdot \Delta_Q \frac{1}{r} dv, \quad (2.16)$$

onde r é a distância do ponto de observação P até o elemento dv do corpo e $\hat{\mathbf{F}}$ é o vetor unitário na direção do campo regional.

2.2 Processamento de Dados Magnéticos

O processamento dos dados magnéticos foi realizado no software *Oasis Montaj*, da *Geosoft* com o objetivo de realçar feições que não podem ser observadas no dado original. Os dados obtidos com o processamento são necessários para contribuir com as informações de quais seriam os melhores locais para extrair os perfis que serão utilizados na inversão, assim como as profundidades e bordas das fontes e do embasamento. O processamento que foi realizado neste trabalho será descrito a seguir.

2.2.1 Separação Regional-Residual

As informações contidas em um dado de anomalia de campo magnético total são referentes às influências de todas as fontes existentes desde a superfície até a base da crosta terrestre. Para obter informações específicas de fontes rasas ou profundas, é necessário realizar um procedimento denominado separação regional-residual, que tem o objetivo de separar as informações de fontes profundas, com largo comprimento de onda e baixa frequência, das fontes rasas, com curto comprimento de onda e alta frequência. Este método é fundamental e deve ser realizado antes de aplicar qualquer filtro de processamento, pois permite o enfoque específico no tipo de trabalho e estudo em questão.

A separação regional-residual é realizada estimando-se a profundidade ou frequência das fontes mais profundas, que geram o campo magnético regional e subtraindo dos valores responsáveis pelas fontes mais rasas. Este procedimento pode ser realizado a partir três formas: i) ajuste polinomial por mínimos quadrados; ii) ajuste por polinômio robusto; iii) por continuação para cima.

O método escolhido para separação regional-residual deste trabalho foi o de continuação para cima, onde a partir de uma análise espectral pode-se obter os valores de profundidade da base da crosta terrestre (campo regional) e remover estas informações do campo magnético

total, obtendo-se o campo residual que será aquele utilizado em estudo:

$$\text{Campo Residual} = \text{Campo Total} - \text{Campo Regional.} \quad (2.17)$$

É importante ressaltar que os conceitos de campo regional e residual são relativos. O objetivo deste trabalho é realizar uma caracterização do embasamento, logo, tudo abaixo da base do embasamento é considerado como regional. Fontes muito rasas serão consideradas como ruído e também serão removidas a partir do método de continuação para cima.

Análise Espectral

A análise espectral de dados gravimétricos e magnéticos têm sido usada para se obter a profundidade de corpos geológicos, dando ideia do limite entre fontes rasas e fontes profundas, como o embasamento. Spector e Grant (1970) afirmaram que o fator profundidade é o que domina o formato da curva da média radial do espectro de potência.

A média radial do espectro de potência do campo em um plano de observação 2-D diminui com o aumento da profundidade z da fonte por um fator $e^{-2z|k|}$, onde k é o número de onda. Dessa forma, se o fator profundidade domina o formato do espectro de potência, o logaritmo do espectro de potência deve ser proporcional a $-2z/k$, e a profundidade da fonte pode ser derivada diretamente pela inclinação do log da média radial do espectro de potência (Maus e Dimri, 1996).

Sabendo que f é a frequência e que é inversamente proporcional ao comprimento de onda λ , dado em ciclos/unidade, que corresponde ao número de onda $k = 2\pi f = 2\pi/\lambda$, em radiano/unidade, e considerando C uma constante que inclui parâmetros do campo e propriedades magnéticas, temos que o espectro de potência (PS) é dado por:

$$PS(k) = Ce^{-4\pi zf} = Ce^{-2zk}. \quad (2.18)$$

Aplicando o logaritmo natural dos dois lados da equação, temos:

$$\ln[PS(k)] = \ln[C] - 4\pi zf = \ln[C] - 2zk, \quad (2.19)$$

onde $4\pi z$ ou $2z$ é a inclinação (s) da reta de $\ln[PS]$ versus f ou k , respectivamente (Hinze et al., 2013). Desta forma, podemos calcular a profundidade das fontes magnéticas a partir da inclinação (s) da reta:

$$z(f) = \frac{s}{4\pi}, \quad (2.20)$$

ou

$$z(k) = \frac{s}{2}. \quad (2.21)$$

Esta equação deve assumir uma magnetização aleatória e que o tamanho e a espessura da fonte são negligenciáveis (Hinze et al., 2013). Outro fator que devemos levar em

consideração é a *Frequência de Nyquist*, que é considerada a frequência mais alta do sinal original. Quaisquer valores de frequência mais altas que a frequência de Nyquist devem ser consideradas como ruído, visto que não é possível detectar comprimentos de onda menores que duas vezes os valores de intervalo de amostragem do dado:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (2.22)$$

onde f_n é a frequência de Nyquist e Δt é o intervalo de amostragem.

Continuação para Cima

A continuação para cima transforma o campo potencial medido em uma superfície em um campo que seria medido em uma outra superfície mais afastada das fontes (Blakely, 1996). Este método simula um levantamento de dados que seria realizado em uma superfície mais distante em relação à fonte, atenuando anomalias em relação ao seu comprimento de onda. Fontes mais rasas tendem a possuir comprimentos de onda curtos (altas frequências), enquanto que fontes mais profundas tendem a possuir comprimentos de onda mais longos (baixas frequências).

Desta forma, o objetivo desta transformação é obter informações sobre fontes mais profundas, como o embasamento, atenuando a contribuição de anomalias de curto comprimento de onda (fontes rasas) e acentuando anomalias de longo comprimento de onda (fontes profundas). Quanto menor for o comprimento, maior será a atenuação. Devido a isso, além de remover os efeitos de fontes mais rasas, essa transformação também pode ser útil na remoção de ruídos do dado.

Como o comprimento de onda é inversamente proporcional ao número de onda, a equação para a continuação para cima pode ser descrita como:

$$L(k) = e^{-zk}, z > 0, \quad (2.23)$$

onde z é a distância da continuação acima do plano de observação e k é o número de onda.

2.2.2 Redução ao Polo e Redução ao Equador

Quando um dado magnético é medido em locais onde a magnetização e o campo não são verticais, uma distribuição de magnetização simétrica irá produzir uma anomalia distorcida ao invés de simétrica, com caráter dipolar, ou seja, irá deslocar a anomalia lateralmente, distorcendo seu formato e até mesmo mudando o seu sinal (Blakely, 1996). Para corrigir este efeito, é realizado um procedimento chamado Redução ao Polo, que tem o objetivo de transformar uma anomalia de campo total medida em uma componente vertical do campo

causada pela mesma fonte, magnetizada na direção vertical, transpondo o campo como se este tivesse sido medido no norte magnético, transformando a anomalia dipolar em monopolar (Figura 2.2).

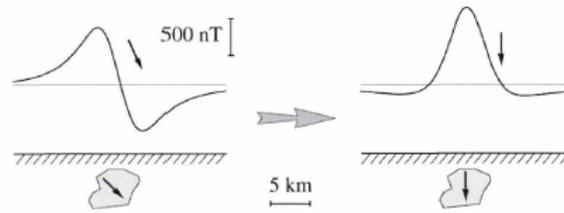


Figura 2.2: Uma anomalia magnética antes e depois de ter sido reduzida ao polo (Bla-kely, 1996).

Entretanto, este processo não funciona bem em regiões de baixa latitude, visto que tanto a componente vertical do campo quanto os ruídos do dado são extremamente amplificados, dificultando a interpretação. Desta forma, é então realizado o procedimento de Redução ao Equador, que ao invés de transpor o campo como se tivesse sido medido no norte magnético, ele é transposto para a região do equador magnético, produzindo uma anomalia como podemos ver na Figura 2.3. Isto é feito reduzindo o campo ao plano $x - y$ ao invés de z (como na redução ao polo), de forma como se a anomalia tivesse sido medida em 0° , utilizando uma correção de amplitude para prevenir que o sinal norte-sul do dado seja amplificado. Assim, os picos das anomalias em baixas latitudes são centralizadas sobre suas fontes de forma mais estável, facilitando a interpretação dos dados e indicando a posição exata da fonte sobre o plano horizontal.

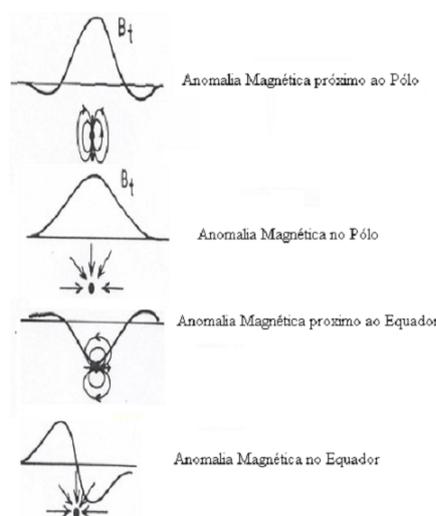


Figura 2.3: Exemplos de perfis de campo magnético em diferentes regiões do globo (Guimarães, 2009).

A equação para reduzir um dado ao equador pode ser dada por:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2 \times (-\cos^2(D - \theta))}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \times [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}, \quad (2.24)$$

onde I é a inclinação magnética, Ia é a inclinação para correção de amplitude (nunca menor do que I) e D é a declinação magnética. Obs: Se ($|Ia| < |I|$), $Ia = I$. A componente de amplitude da redução ao equador é o termo ($\sin(I)$) e a componente de fase é o termo ($i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)$).

Como o dado utilizado neste trabalho encontra-se em uma região de baixa latitude, o procedimento escolhido para centralização da anomalia foi a *Redução ao Equador*.

2.2.3 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) tem sido utilizada para localizar bordas de fontes magnéticas, principalmente onde a magnetização remanescente e dados que se encontram em baixas latitudes dificultam a interpretação. Inicialmente, este método foi proposto por Nabighian e Corbett (1988) para estimar a profundidade e a posição de fontes anômalas, introduzindo, posteriormente, o conceito de que a amplitude é máxima em cada borda de corpos bidimensionais e que a largura da metade da amplitude máxima é igual a duas vezes a profundidade da borda.

Este método é mais eficiente quando aplicado no mapeamento de fontes rasas, pois ele ressalta as altas frequências. Com o aumento da profundidade, os valores máximos das amplitudes podem ser deslocados e os ruídos podem ser amplificados.

De acordo com Blakely (1996), o sinal analítico é formado pela combinação dos gradientes horizontais e verticais da anomalia magnética, não dependendo da direção de magnetização do corpo para casos bidimensionais. Para o caso tridimensional, temos:

$$\mathbf{A}(x, y, z) = \frac{\partial \Delta T}{\partial x} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial \Delta T}{\partial y} \hat{\mathbf{j}} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \hat{\mathbf{k}}, \quad (2.25)$$

que também pode ser escrito como a raiz quadrada da soma das derivadas da anomalia de campo total nas direções x, y e z ao quadrado:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2}, \quad (2.26)$$

sendo ΔT a anomalia de campo magnético total.

2.2.4 Gradiente Horizontal Total (GHT)

O Gradiente Horizontal Total (GHT) é utilizado na detecção de bordas de corpos fontes de anomalias gravimétricas ou magnéticas. O gradiente horizontal mais íngreme causado por

um corpo tabular tende a se sobrepor sobre as bordas de um corpo. De fato, este gradiente irá se localizar diretamente sobre a borda do corpo se a borda for vertical e distante de todas as outras bordas ou fontes (Blakely, 1996).

O gradiente horizontal terá a sua amplitude máxima sobre a borda do corpo fonte e a amplitude mínima sobre a sua parte central devido ao fato de ressaltar altas frequências. Desta forma, quanto mais profundo for o corpo (ou centro do corpo), menor será a intensidade da amplitude do sinal. Quando aplicada, a transformação também tem a função de refletir mudanças laterais abruptas em magnetização ou densidade, colocando cristas estreitas sobre estas variações.

Uma das maiores vantagens de aplicar este método, é o fato de este ser menos sensível à presença de ruídos no dado. O Gradiente Horizontal Total (GHT) envolve transformação de fase e pode ser calculado usando simples relações de diferenças finitas. Sua equação na forma simplificada pode ser dada por:

$$|GHT(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial\Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\Delta T}{\partial y}\right)^2}. \quad (2.27)$$

2.2.5 Inclinação do Sinal Analítico (ISA) ou *Tilt Derivative (TDR)*

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA), também chamado de *Tilt Derivative*, é uma transformação de fase que pode ser utilizada para detectar fontes magnéticas ou gravimétricas e fornecer informações sobre suas extensões horizontais, sendo útil no mapeamento de estruturas rasas do embasamento e em alvos de exploração mineral. Ela é dada pela razão entre a primeira derivada vertical e o gradiente horizontal total da intensidade do campo magnético total. Sendo a primeira derivada vertical do campo dada por:

$$VDR = \frac{\partial\Delta T}{\partial z}. \quad (2.28)$$

A equação da Inclinação do Sinal Analítico é dada por:

$$ISA = \theta = \tan^{-1}\left(\frac{VDR}{GHT}\right). \quad (2.29)$$

Como o método é baseado no ângulo que tangencia as derivadas, o alcance deste varia de $-\pi/2$ a $+\pi/2$. Devido a isso, o *tilt derivative* consegue detectar anomalias de diferentes amplitudes (altas ou baixas), tendo seu pico positivo sobre a fonte, pico zero sobre ou próximo às bordas e pico negativo fora da fonte. Assim, esta transformação funciona melhor para detectar a posição das fontes do que como um detector de bordas em geral.

Segundo a teoria proposta por Nabighian (1984) e demonstrada por Thurston e Smith (1997), a inclinação do sinal analítico permite estimar o mergulho e o contraste de susceptibilidade magnética das fontes.

A diferença entre a amplitude do sinal analítico e sua inclinação, é que a inclinação analisa a fase do sinal, que tende a aparecer constante em uma mesma estrutura, enquanto que a amplitude pode apresentar variações, dificultando a interpretação. Assim como o GHT, este método também possui bons resultados em dados ruidosos.

2.2.6 Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT)

Sendo outro método eficaz de detecção de bordas de corpos que produzem anomalias magnéticas ou gravimétricas, este método tem como objetivo realçar o gradiente horizontal total de anomalias utilizando a inclinação (fase) do sinal analítico (*tilt derivative*), onde a máxima amplitude da anomalia também se localiza sobre as bordas do corpo.

Segundo Ferreira et al. (2013), o ISA-GHT fornece uma melhor resolução dos limites dos corpos, pois a inclinação do sinal analítico equaliza as amplitudes do gradiente horizontal total, ou seja, ao aplicar o ISA em um dado de GHT, sinais provenientes de fontes em qualquer profundidade podem ser equalizados, resultando em um método que realça respostas tanto de fontes rasas quanto de fontes profundas igualmente.

Ferreira et al. (2013) também afirma que o método pode não funcionar bem em dados que não foram reduzidos ao polo ou quando os corpos presentes possuem magnetização remanescente. Desta forma, a sua equação pode ser dada por:

$$ISA_GHT = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial GHT}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial GHT}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial GHT}{\partial y}\right)^2}} \right). \quad (2.30)$$

Capítulo 3

Método Gravimétrico

A gravimetria é um método geofísico que permite o estudo das medidas de variação do campo gravitacional da Terra causadas por distribuições de massas de diferentes densidades em subsuperfície, onde estas distribuições causam perturbações nos valores da aceleração gravitacional da Terra, denominadas anomalias gravimétricas.

3.1 Fundamentação Téorica

A força de atração gravitacional é dada pela Lei da Gravitação Universal de Newton, que expressa que a força entre duas partículas de massa M (localizada em um ponto P) e m (localizada em um ponto Q) (Figura 3.1), é diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre seus centros de massa (Blakely, 1996), dada pela expressão:

$$\mathbf{F}(P) = \gamma \frac{Mm}{r^2} \hat{\mathbf{r}}, \quad (3.1)$$

onde $\hat{\mathbf{r}}$ é o vetor unitário direcionado de m a M , r é a distância entre M e m e γ é a constante de gravitação universal.

Se dividirmos a força gravitacional por M , teremos a aceleração gravitacional produzido pela massa m no ponto P, dada por:

$$\mathbf{g}(P) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{\mathbf{r}}. \quad (3.2)$$

Como a aceleração gravitacional é dada por uma potência inversa da distância, temos que o seu rotacional será zero, logo o campo de atração gravitacional é irrotacional (Blakely, 1996), onde:

$$\nabla \times \mathbf{g} = 0. \quad (3.3)$$

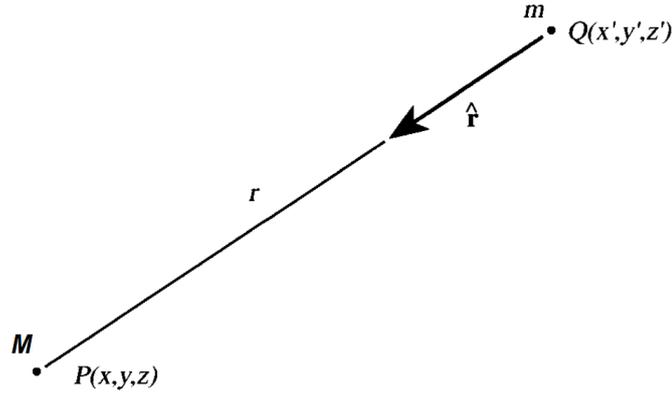


Figura 3.1: Atração gravitacional entre duas partículas no espaço. Modificado de Blakely (1996)

De acordo com o Teorema de Helmholtz, \mathbf{g} é um campo conservativo, possui um potencial escalar U e pode ser representado pelo gradiente desse potencial, dado por:

$$U(P) = \gamma \frac{m}{r}, \quad (3.4)$$

onde a função U é chamada de potencial gravitacional.

Considerando uma região R limitada por uma superfície S , a partir do Teorema de Gauss (Teorema da Divergência), teremos que a massa total em uma região é proporcional ao componente normal da atração gravitacional integrado sobre o limite fechado da região (Blakely, 1996), que pode ser dado por:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv. \quad (3.5)$$

Se não houver nenhuma massa com atração dentro do volume, as integrais são zero e temos que o divergente da atração gravitacional também é zero. Assim, sabendo que a aceleração gravitacional é o gradiente do potencial escalar U , temos que:

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0. \quad (3.6)$$

Assim, temos que o potencial em um espaço livre satisfaz a equação de Laplace (Telford et al., 1990), e o potencial gravitacional é harmônico em todos os pontos fora da massa. Por outro lado, se considerarmos uma partícula com massa no centro de uma esfera de raio r , teremos:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = -\left(\gamma \frac{m}{r^2}\right)(4\pi r^2) = -4\pi\gamma m. \quad (3.7)$$

Aplicando o Teorema de Gauss:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv = -4\pi\gamma m, \quad (3.8)$$

Se a superfície inclui várias massas resultando em uma massa total m e considerarmos o volume V bem pequeno, incluindo apenas um ponto, de forma que $\rho = m$, podemos excluir a integral da equação anterior e obter (Telford et al., 1990):

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = -4\pi\gamma m, \quad (3.9)$$

onde ρ é a densidade no ponto. Assim, a partir da equação 3.6:

$$\nabla^2 U = -4\pi\gamma m. \quad (3.10)$$

A equação 3.10 é conhecida como *Equação de Poisson*, que descreve o potencial em todos os pontos, incluindo os de dentro da distribuição de massa. Desta forma, a equação de Laplace ($\nabla^2 U = 0$) é um caso especial da equação de Poisson, válida para regiões do espaço não ocupadas por massa (Blakely, 1996).

3.2 Processamento de Dados Gravimétricos

Neste trabalho, o método gravimétrico é utilizado com o propósito de construir modelos bidimensionais dos corpos fontes detectados pelo processo de inversão magnética. Para construir esses modelos, entretanto, é necessário realizar previamente o processamento dos dados gravimétricos para obter anomalias que somente reflitam as contribuições das fontes de interesse, como a separação regional-residual.

3.2.1 Separação Regional-Residual

Para realizar a separação regional-residual dos dados gravimétricos, foi utilizado o Método de Ajuste Polinomial, onde cada polinômio representa uma superfície e cada grau do mesmo dependerá do campo regional a ser ajustado, ou seja, o ajuste é feito de forma que quanto maior for o grau do polinômio, maior será a remoção de dados do campo regional. Assim, o campo regional pode ser escrito da forma:

$$g_{calc}(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y. \quad (3.11)$$

O campo residual é obtido subtraindo o dado observado do dado calculado (Carvalho, 2003). Seja o dado residual Δg , temos:

$$\Delta g(x, y) = g_{obs}(x, y) - g_{calc}(x, y). \quad (3.12)$$

Em seguida, pode ser aplicado o Método dos Mínimos Quadrados com o objetivo de minimizar a soma dos quadrados dos resíduos. Entretanto, este método pode produzir pseudoanomalias de sinal oposto ao da anomalia verdadeira, pois é aplicado igualmente em resíduos positivos e negativos.

Desta forma, o método escolhido para realizar a separação residual-regional foi o Método de Ajuste Polinomial Robusto (Beltrao et al., 1991), onde os coeficientes do polinômio são determinados através de diversas iterações, sendo aplicados pequenos pesos para grandes valores de resíduos, de forma a reduzir a influência de valores altos dos mesmos no cálculo para remoção do campo regional (Carvalho, 2003). Assim, o grau do polinômio a ser escolhido para realizar a separação é aquele que visualmente mostra a melhor remoção do campo regional do dado observado, mantendo as informações do campo residual.

3.3 Modelagem Gravimétrica

A modelagem gravimétrica é baseada no cálculo direto do campo gravitacional produzido por uma forma geométrica, no qual é construído um modelo inicial para o corpo fonte com base em informações geológicas e geofísicas disponíveis, de forma que a anomalia gerada por esse modelo se ajuste à anomalia gravimétrica observada. Este processo de ajuste de parâmetros é realizado até que as anomalias calculadas e observadas estejam o mais semelhantes possível (Blakely, 1996).

O método para modelagem utilizado neste trabalho é baseado no Método de Modelagem Bidimensional desenvolvido por Talwani et al. (1959), onde as estruturas litológicas são desenhadas em forma de polígonos e são representados por perfis ortogonais à direção da anomalia. O volume do corpo é obtido calculando-se a atração gravitacional causada por cada vértice do polígono modelado (Figura 3.2). Desta forma, quanto mais vértices o polígono tiver, melhor é a precisão do ajuste (dos Santos Silva, 2012). A anomalia calculada dependerá também do contraste de densidade utilizado entre os corpos do modelo, sendo a densidade constante para cada corpo.

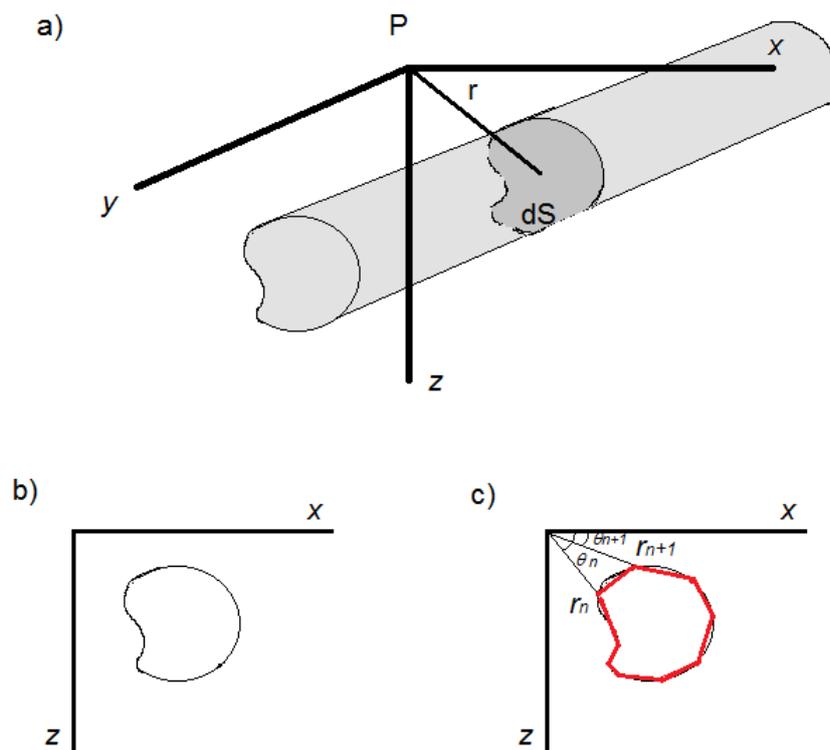


Figura 3.2: Aproximação de um corpo bidimensional por um polígono de n lados. (a) Representação de estrutura geológica considerada como modelo bidimensional. (b) Representação da seção transversal dS , mostrada em (a). (c) Polígono de n lados representando uma aproximação da seção dS (dos Santos Silva, 2012).

Capítulo 4

Inversão de Dados Magnéticos

O objetivo deste trabalho é realizar uma inversão magnética 2D para obter informações sobre a distribuição de susceptibilidade magnética em profundidade da zona de transição entre o domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, a partir de dados magnéticos das sub-bacias Sergipe e Alagoas concedidos pela CPRM. O programa utilizado para realizar a inversão é um programa desenvolvido por Stocco et al. (2009) em código Matlab, que pode ser usado para modelar a resposta de corpos com formas simples a partir de perfis magnéticos extraídos de mapas, com o objetivo de estimar a distribuição de susceptibilidade, forma, volume e profundidade desses corpos fontes. O código é baseado em uma ferramenta de modelagem direta 2D que considera a subsuperfície como sendo feita de prismas horizontais 2D ortogonais aos perfis, sendo que o efeito de magnetização remanescente também é incorporado. Uma interface gráfica permite que a susceptibilidade magnética seja incorporada a cada prisma Stocco et al. (2009).

A interpretação dos dados magnéticos será feita em dois passos: cálculo do problema direto (modelagem direta) e solução do problema inverso (inversão).

4.1 Modelagem Direta

A modelagem direta permite calcular uma resposta teórica de corpos magnéticos, assumindo volume, forma e contrastes de susceptibilidade hipotéticos entre o corpo fonte e as rochas encaixantes (Stocco et al., 2009).

Para modelar anomalias de campo magnético total, considerando que os corpos magnéticos possuem dimensões bidimensionais, é necessário seguir a relação:

$$\Delta T = \chi \mathbf{B}G, \quad (4.1)$$

onde G é o parâmetro referente a um prisma vertical de extensão infinita (Stocco et al.,

2009), dado por:

$$\begin{aligned}
 G = & \sin^2 I \sin \beta [\ln\{(r_1^2 + L^2)^{1/2} + L\} - \ln\{(r_1^2 + L^2)^{1/2} - L\} \\
 & + \ln\{(r_3^2 + L^2)^{1/2} - L\} - \ln\{(r_3^2 + L^2)^{1/2} + L\}] - (\cos^2 I \sin \beta - \sin^2 I) \\
 & \times \left[\tan^{-1} \left(\frac{L}{x} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{L}{x-b} \right) - \tan^{-1} \left\{ \frac{Ld}{x(r_1^2 + L^2)^{1/2}} \right\} \right] \\
 & + \tan^{-1} \left\{ \frac{Ld}{(x-b)(r_3^2 + L^2)^{1/2}} \right\} \quad (4.2)
 \end{aligned}$$

onde I é a inclinação do campo magnético, β é o ângulo de direção do prisma relativo ao norte magnético, r_i , b e d são os valores geométricos das distâncias e ângulos (Figura 4.1), L é o comprimento de intervalo do prisma e x é a coordenada do ponto de observação.

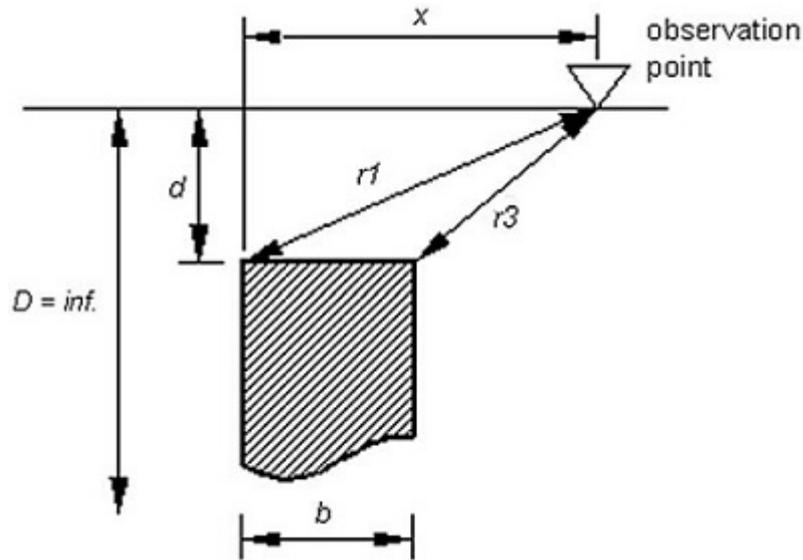


Figura 4.1: Distâncias e ângulos para determinação de anomalias sintéticas para um prisma vertical 2D com extensão infinita (Stocco et al., 2009).

O efeito de magnetização remanescente dos corpos é incorporado a partir da equação 4.1, que calcula anomalias magnéticas causadas tanto por corpos com magnetização remanescente quanto por corpos que não a possuem. Isso pode ser feito pelo fato de que na equação 4.1, o vetor da magnetização induzida está na mesma direção do vetor do campo magnético. Desta forma, o vetor resultante não será paralelo ao campo causado pela magnetização remanescente da fonte (Stocco et al., 2009).

A equação 4.2 refere-se a um prisma vertical de extensão infinita. Desta forma, o domínio do espaço será discretizado em prismas retangulares com a hipótese de que a característica magnética deve ser mantida constante em cada prisma. Se o cálculo for realizado em cada prisma a cada ponto medido, o resultado é uma matriz com o mesmo número de linhas que o número de pontos medidos e o mesmo número de colunas que o número de prismas discretizados (Stocco et al., 2009).

Na modelagem direta, é possível associar uma magnetização remanescente à fonte para calcular a anomalia magnética total do campo resultante. Para isso, são inseridos os parâmetros de entrada Q (definido como a razão entre a amplitude da magnetização remanescente e da magnetização induzida); e os ângulos referentes à inclinação do campo (α_1) e à declinação/norte magnético (α_2). Assim, a matriz kernel G para um prisma 2D é dada por (Telford et al., 1990):

$$G = 2[\cos I \sin \beta \ln(r_2 r_3 / r_4 r_1) - \sin I (\phi_1 - \phi_2 - \phi_3 + \phi_4)], \quad (4.3)$$

onde r_i e ϕ_i são as distâncias e os ângulos representados na Figura 4.2.

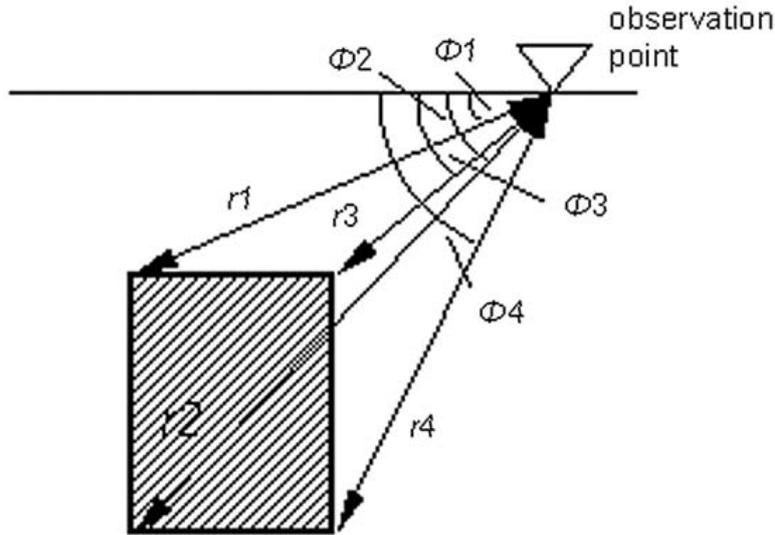


Figura 4.2: Geometria de um prisma vertical de extensão e profundidade finitas (Stocco et al., 2009).

4.2 Inversão Compacta 2D

O processo de inversão de dados magnéticos consiste em estimar a distribuição de susceptibilidade, forma e volume de corpos magnéticos a partir de perfis extraídos de mapas, usando um procedimento de otimização. O método utilizado neste trabalho é baseado no princípio da inversão compacta (Last e Kubik, 1983) que envolve minimizar a área da fonte, ou seja, maximizar a sua compactação, onde o código objetiva melhorar a estabilidade da solução da inversão e a confiabilidade da interpretação. Entretanto, o método só é eficaz para corpos com formatos simples, como prismas e diques (Stocco et al., 2009).

O problema da inversão é resolvido utilizando o Método dos Mínimos Quadrados Amortecido-Ponderado (WDLS), cuja fórmula é dada por:

$$v = W_v^{-1} G^T (G W_v^{-1} G^T + W_e^{-1})^{-1} d, \quad (4.4)$$

onde tendo m primas de susceptibilidade desconhecida e n dados medidos: v é o vetor de susceptibilidade desconhecida ($m \times 1$); d é o dado magnético observado ($n \times 1$); W_v é a matriz ponderada de susceptibilidade ($m \times m$); W_e é a matriz ponderada do ruído ($n \times m$); W_e e W_v são matrizes diagonais. A matriz ponderada de susceptibilidade tem a forma (Last e Kubik, 1983):

$$[W_v^{(k-1)}]_{ii}^{-1} = [v_i^{(k-1)}]^2 + \varepsilon, \quad (4.5)$$

onde k é a iteração e ε é o número de perturbação cujo valor varia entre 10^{-13} e 10^{-10} .

A matriz ponderada do ruído é uma matriz de covariância *a posteriori* que depende da matriz de Kernel, da matriz ponderada de susceptibilidade e de um parâmetro que formula uma razão sinal/ruído (N/S) estimada a priori:

$$W_e^{-1} = (N/S) \text{diag}(GW_v^{-1}G^T). \quad (4.6)$$

O método consiste de um procedimento iterativo onde as matrizes ponderadas mudam a cada iteração até que uma convergência satisfatória da solução seja obtida (Last e Kubik, 1983). Desta forma, é então realizada uma inversão conjunta dos dados de campo magnético total, onde os parâmetros de entrada são: 1) número máximo de iterações; 2) valor máximo permitido de contraste de susceptibilidade; 3) razão sinal/ruído.

A resolução do modelo é altamente afetada pela escolha do parâmetro N/S. Altos valores significam que o resultado da inversão é altamente compacto, mesmo se os dados experimentais não forem otimizados, o que pode ser útil para interpretação de dados muito ruidosos. Entretanto, se o valor para N/S for baixo, o procedimento de inversão se ajusta melhor ao dado, mas a compactação não poderá ser obtida (Stocco et al., 2009). Como as mudanças na resolução do modelo estão relacionadas às matrizes ponderadas de ruído (de acordo com a equação 4.6), a escolha do parâmetro N/S deve ser feita com cuidado.

Entretanto, a principal dificuldade em achar uma solução para um problema de inversão magnética é a não-unicidade. Vários modelos podem se ajustar ao dado obtido. Dessa forma, para garantir a qualidade do ajuste e a confiabilidade dos parâmetros do modelo, são calculados uma matriz de resolução e um valor singular de decomposição da matriz kernel, que permite com que a classificação da matriz seja avaliada de acordo com uma certa tolerância baseada no tamanho da matriz. Além disso, antes de realizar o procedimento de inversão, seleciona-se um limite na matriz de resolução do modelo que avalia o melhor *grid* para a subsuperfície e determina-se a profundidade máxima para qual a seção vertical do modelo poderá ser estendida. Assim, esse procedimento permite com que o número de problemas nos parâmetros seja reduzido (Stocco et al., 2009).

4.3 Inversão de Dados Sintéticos

Para testar o funcionamento do programa, foi realizado a inversão de um perfil magnético sintético de 100 metros de comprimento, em um local onde a intensidade do campo magnético total era de 46.000 nT, a inclinação do campo era 60° e a declinação (norte magnético) era de 0°; a razão sinal/ruído foi de 0.125. Os parâmetros de entrada para a inversão se encontram na Tabela 4.1 e o resultado da inversão compacta se encontra na Figura 4.3:

| Parâmetros | Valores |
|--------------------------|---------|
| Prismas ao longo de X | 25 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 2 |
| Núm. de iterações | 10 |
| Contraste de Suscep. | 0.01 |

Tabela 4.1: Tabela de parâmetros de entrada para inversão de dado sintético.

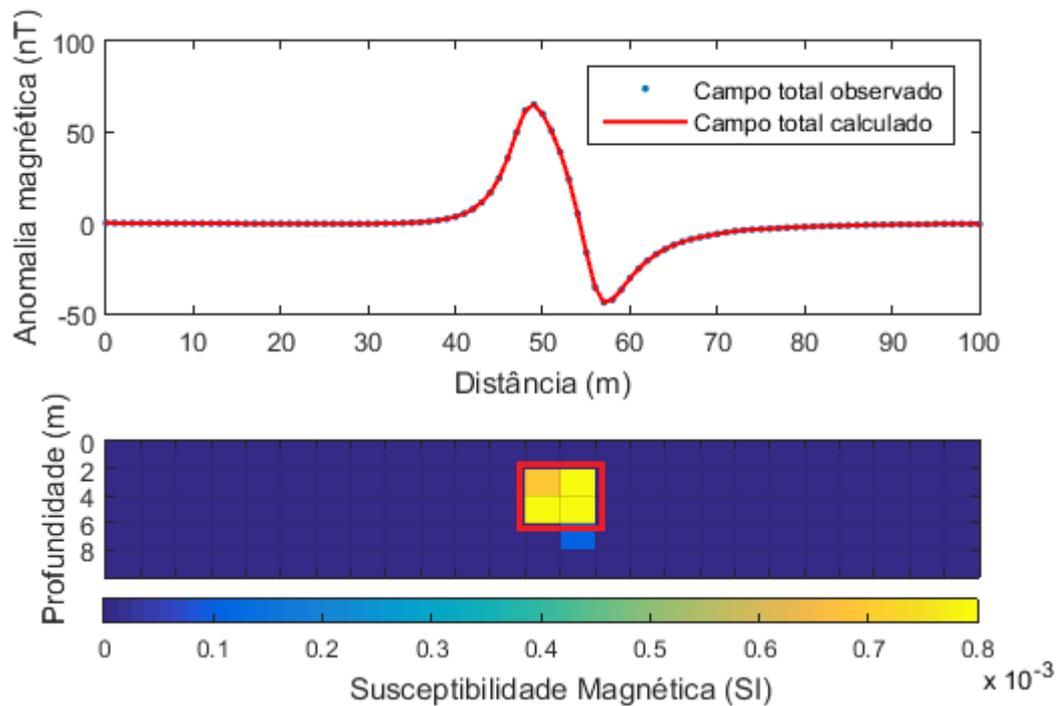


Figura 4.3: Resultado da inversão compacta 2D para um dado sintético.

Ao realizar a inversão, o programa produz um arquivo com os resultados de distância, profundidade e susceptibilidade exatos para cada prisma gerado na matriz. Para o dado sintético obtido, foi encontrado uma fonte com topo em 3 metros de profundidade e base em 7 metros, com uma distribuição de susceptibilidade de 0.0008 (SI) em média.

Capítulo 5

Resultados e Interpretação dos Dados

5.1 Processamento dos Dados Magnéticos

5.1.1 Análise Espectral e Separação Regional-Residual

Para obter a separação regional-residual dos dados, foi realizada uma análise espectral através de um programa escrito em código Matlab (cujo código encontra-se no anexo), com o objetivo de obter a profundidade da base do embasamento a partir da seleção de polígonos do Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total (Figura 5.1).

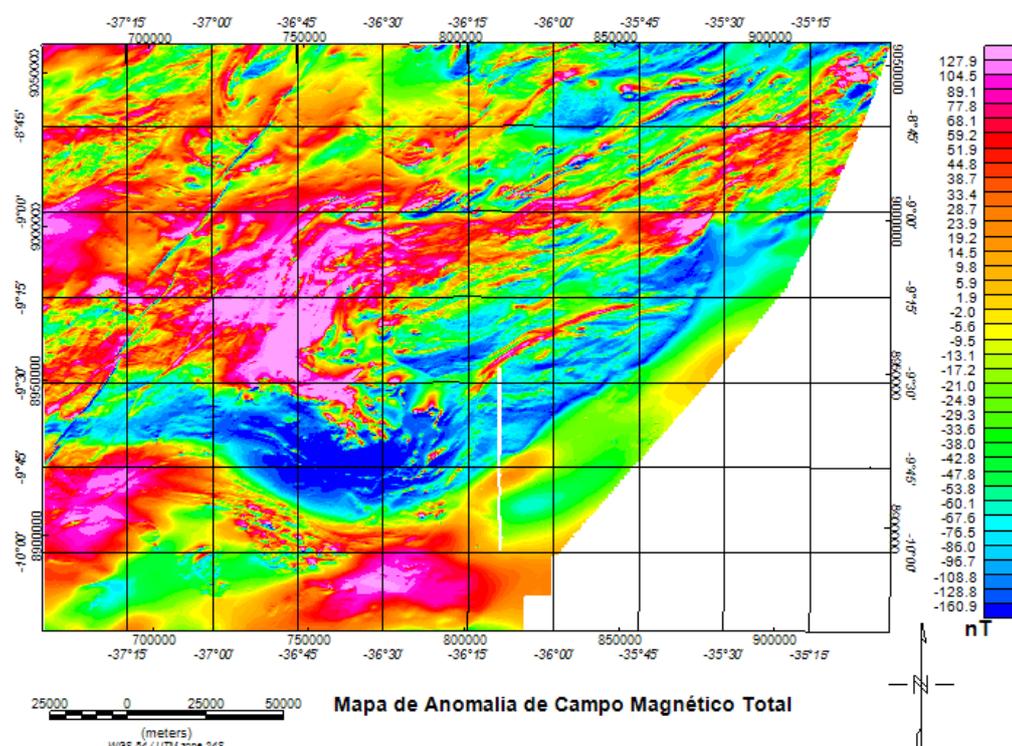


Figura 5.1: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Total.

Os dados magnéticos foram disponibilizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e incluem dois levantamentos aeromagnéticos realizados na região de estudo pertencentes aos projetos 1102_ESTADO_DE_SERGIPE e o 11_04_PAULO_AFONSO_TEOTÔNIO_VILELA, cujo espaçamento entre as linhas de voo foi de 500 metros na direção N-S e de 10 km entre as linhas de controle na direção E-W.

No software *Oasis Montaj*, da *Geosoft*, foram selecionados polígonos de 25 km², 50 km², 100 km², 150 km² e 200 km² ao redor da área de estudo na Figura 5.1, e aplicado o processamento de Média Radial de Espectro de Potência em cada um deles. A partir dos espectros de potência gerados (a Figura 5.2 dá um exemplo do espectro gerado para cada polígono) foi definido que todos os dados a partir da metade da curva do espectro seriam considerados ruído, de acordo com a Frequência de Nyquist.

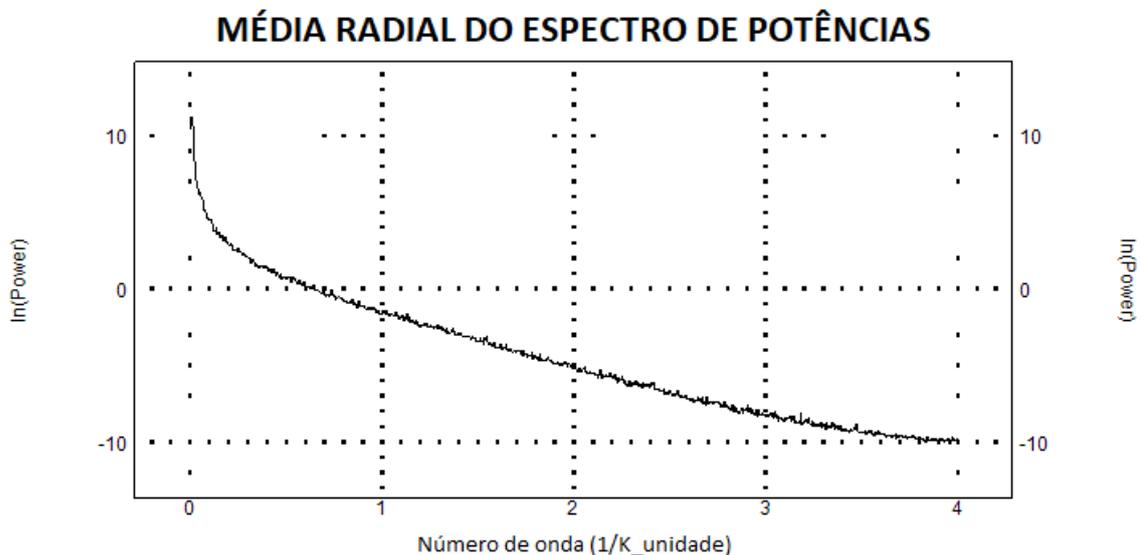


Figura 5.2: Exemplo do espectro de potência gerado para o polígono de 200 km², a partir de onde foram definidos os intervalos de amostragem.

Assim, foram definidos intervalos de amostragem para cada polígono, onde as fontes mais profundas estariam representadas no início da curva e as rasas até a frequência de Nyquist, onde a partir daí são delimitados os ruídos, como indicado na Figura 5.3.

É importante ressaltar que antes de realizar a separação regional-residual, o dado já havia recebido todas as correções magnéticas necessárias previamente, como correção de IGRF e variação diurna.

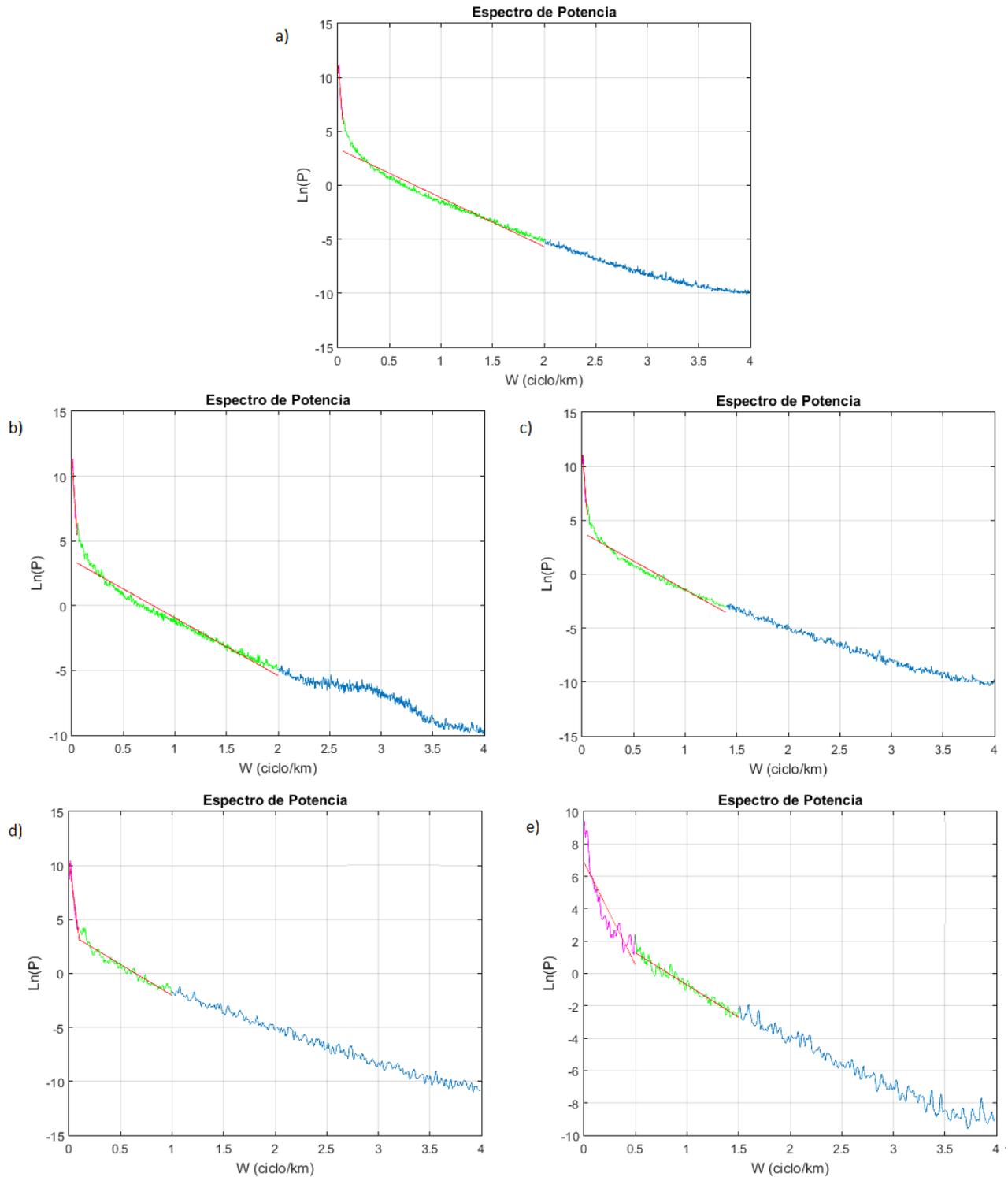


Figura 5.3: Espectros de potência para os polígonos de: a) 200 km², b) 150 km², c) 100 km², d) 50 km² e e) 25 km². O limite do espectro com a cor magenta representa as fontes profundas, a cor verde representa as fontes intermediárias e rasas e a cor azul representa o ruído do espectro.

O intervalo de amostragem selecionado para as fontes mais profundas foi inserido no

programa (em anexo) para determinação da profundidade da base do embasamento. Para cada polígono, foram encontradas profundidades para as fontes do topo (Z_t), para a base do embasamento (Z_b) e para a profundidade intermediária entre topo e base (Z_0), além de seus respectivos erros E_t , E_b e E_0 , conforme Tabela 5.1.

| Polígonos | Z_0 (km) | Z_t (km) | Z_b (km) | E_0 | E_t | E_b |
|---------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| 200 km ² | -18.4 | -0.722 | -36.0 | 0.121 | 0.0025 | 0.121 |
| 150 km ² | -19.2 | -0.709 | -37.7 | 0.116 | 0.0024 | 0.116 |
| 100 km ² | -18.9 | -0.848 | -37.0 | 0.132 | 0.0055 | 0.132 |
| 50 km ² | -11.5 | -0.913 | -22.2 | 0.074 | 0.0132 | 0.075 |
| 25 km ² | -2.0 | -0.632 | -3.4 | 0.013 | 0.0062 | 0.014 |

Tabela 5.1: Tabela de profundidades do embasamento para cada polígono, com seus respectivos erros.

Desta forma, podemos ver que a maior profundidade encontrada para a base do embasamento foi de 37.7 km. Considerando que existem estações sismológicas no local que encontraram o mesmo valor de profundidade, esta foi a escolhida para realizar a separação regional-residual do dado. Assim como devemos remover qualquer informação abaixo de 37.7 km, também devemos remover informações acima de 709 metros (profundidade do topo), pois fontes mais rasas são consideradas interferentes. Deste modo, removemos por continuação para cima, qualquer informação magnética encontrada abaixo de 37.7 km e acima de 709 metros do dado de campo magnético total, resultando no dado de campo magnético regional encontrado na Figura 5.4.

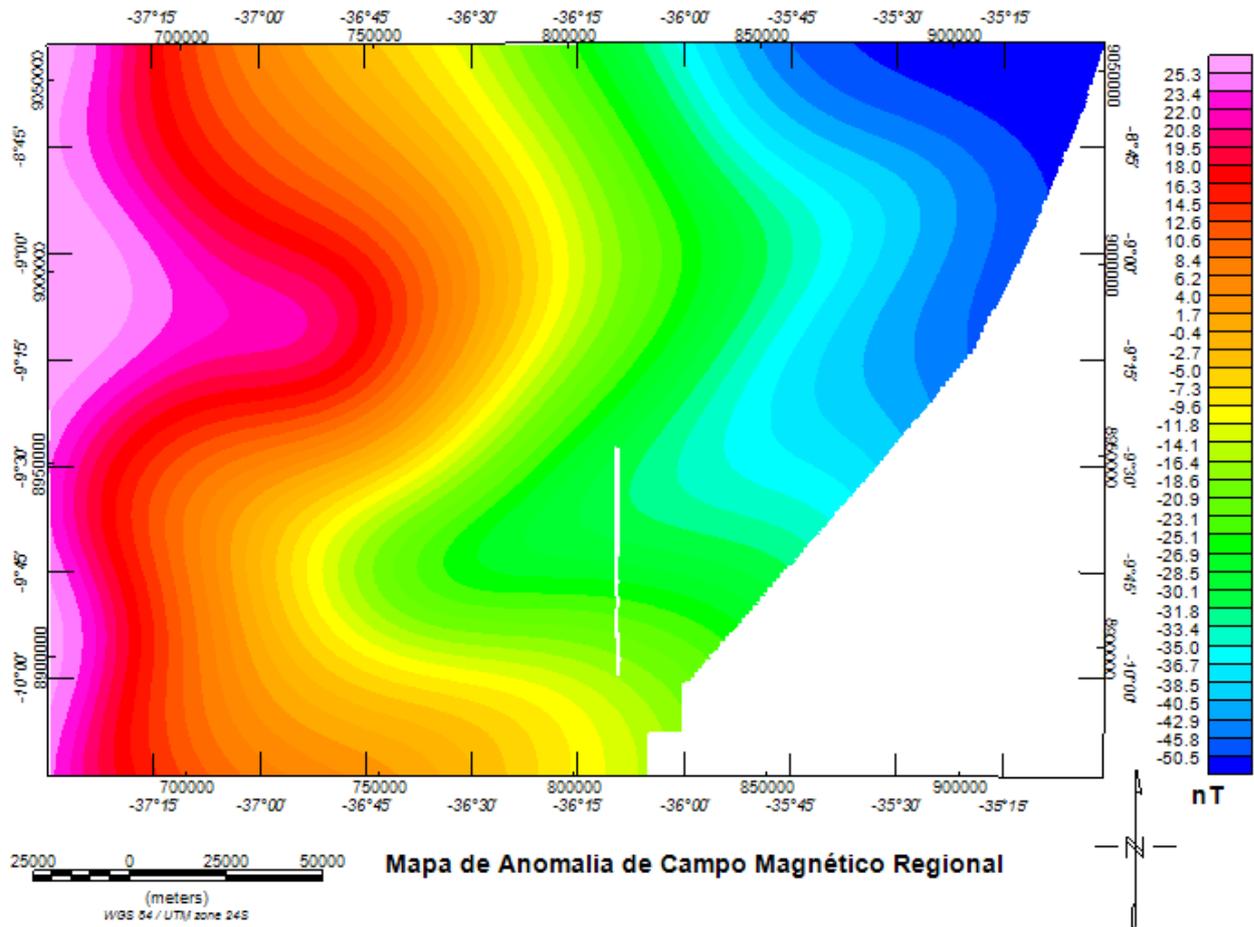


Figura 5.4: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Regional, calculado por continuação para cima de 37.7 km.

Desta forma, a separação regional-residual pôde ser realizada, subtraindo-se o grid de Anomalia de Campo Magnético Total (Figura 5.1) do grid de Anomalia de Campo Magnético Regional (Figura 5.4), obtendo assim, a Anomalia de Campo Magnético Residual (Figura 5.5).

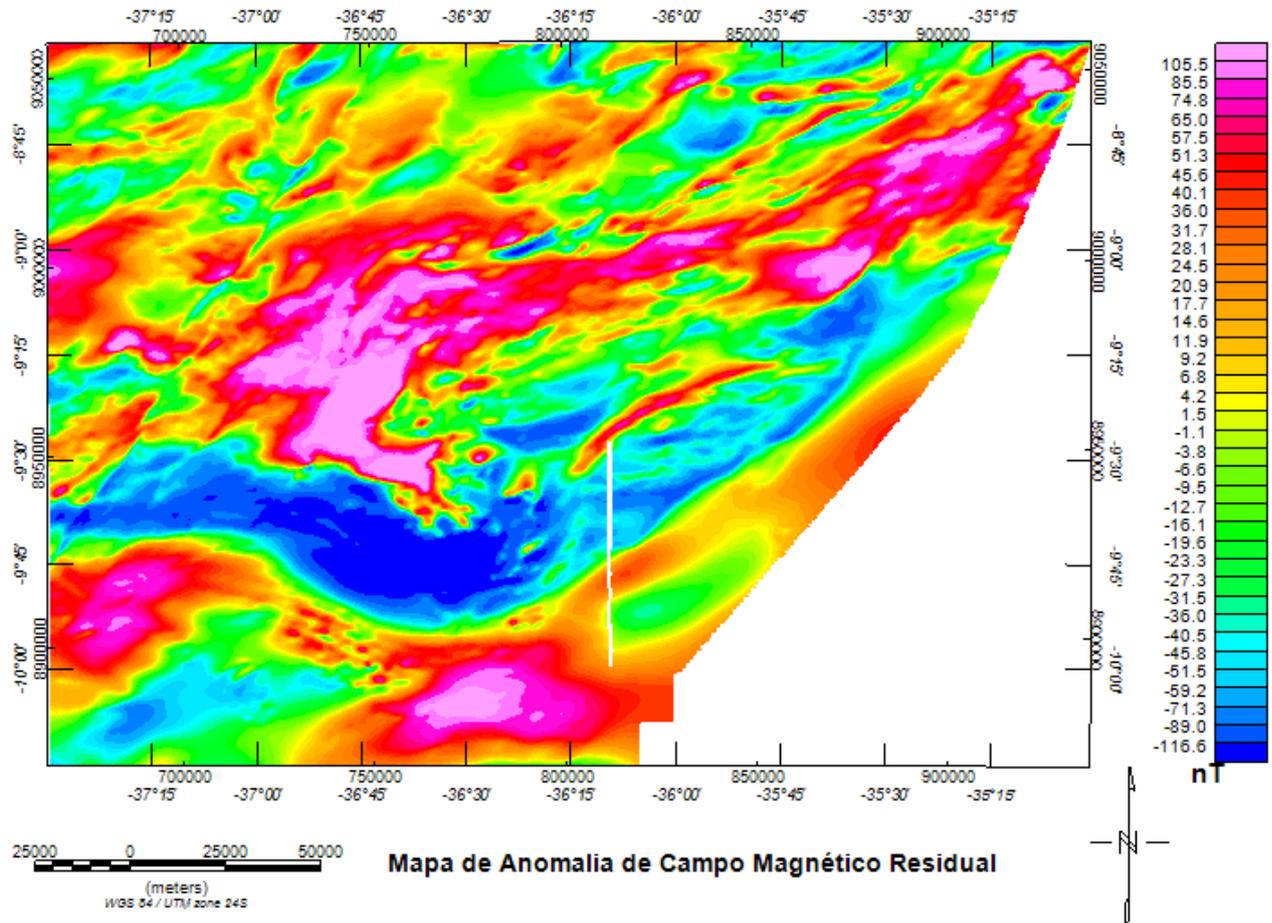


Figura 5.5: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual, obtido pela subtração do campo total pelo campo regional.

5.1.2 Transformações aplicadas aos Dados Magnéticos

Para análise das bordas das fontes e dos lineamentos presentes na região, foi primeiramente realizado o procedimento de Redução ao Equador, para então serem aplicados os filtros de Amplitude do Sinal Analítico (Figura 5.7), do Gradiente Horizontal Total (GHT) (Figura 5.8) e da Inclinação do Sinal Analítico do GHT (ISA-GHT) (Figura 5.9), onde puderam ser observadas bordas fortemente delineadas nas regiões do Domínio Rio Coruripe e do Domínio Pernambuco-Alagoas, indicando a presença de fontes magnéticas no local.

Redução ao Equador

O processo de Redução ao Equador foi realizado a partir do dado de campo magnético residual, onde foi possível notar o reposicionamento dos polos das fontes, devido à transposição do campo magnético à região do Equador. Este procedimento é importante para a aplicação dos filtros de borda a seguir, pois centraliza as anomalias para que as transformações de fase

determinem as verdadeiras posições das bordas das fontes encontradas no local.

De acordo com Blakely (1996), a Redução ao Equador não altera o formato da curva da média radial do espectro de potência, ele influencia apenas na análise de borda das fontes, não sendo necessária a sua aplicação para realização da separação regional-residual. O resultado do procedimento de Redução ao Equador pode ser encontrado na Figura 5.6.

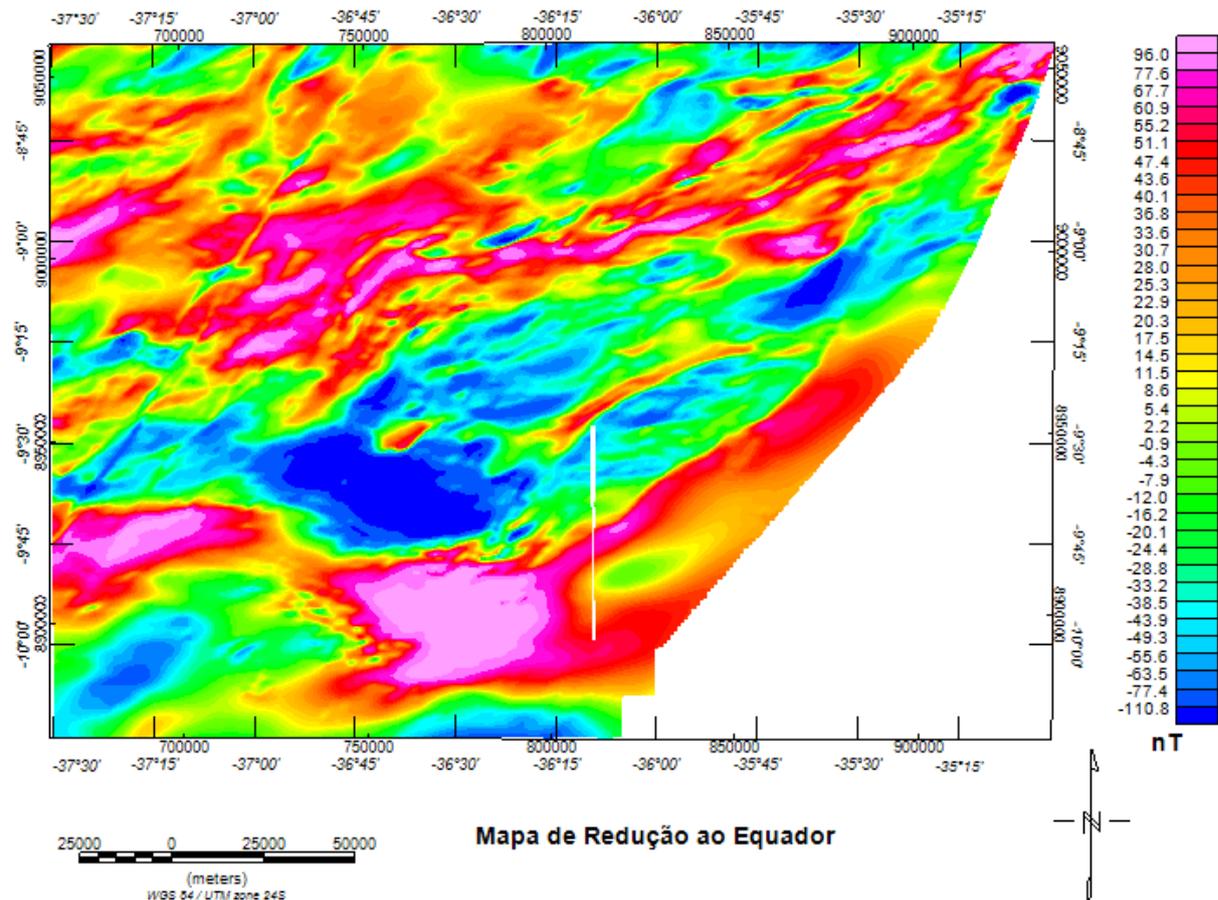


Figura 5.6: Mapa de Redução ao Equador.

Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A Amplitude do Sinal Analítico foi calculada a partir do dado de campo magnético residual reduzido ao equador, com o objetivo de identificar as bordas das fontes anômalas em estudo. O resultado obtido encontra-se na Figura 5.7.

Neste mapa, já foi possível identificar as bordas de duas grandes fontes magnéticas. Pela localização, pode-se deduzir que a fonte maior pertence ao Domínio Rio Coruripe e a fonte menor ao Domínio Pernambuco-Alagoas, cujas feições são destacadas na figura abaixo. É também possível identificar as zonas de cisalhamento contracional, que aparecem no mapa geológico da Figura 1.4, representadas pelos triângulos, e o Domo Jirau do Ponciano.

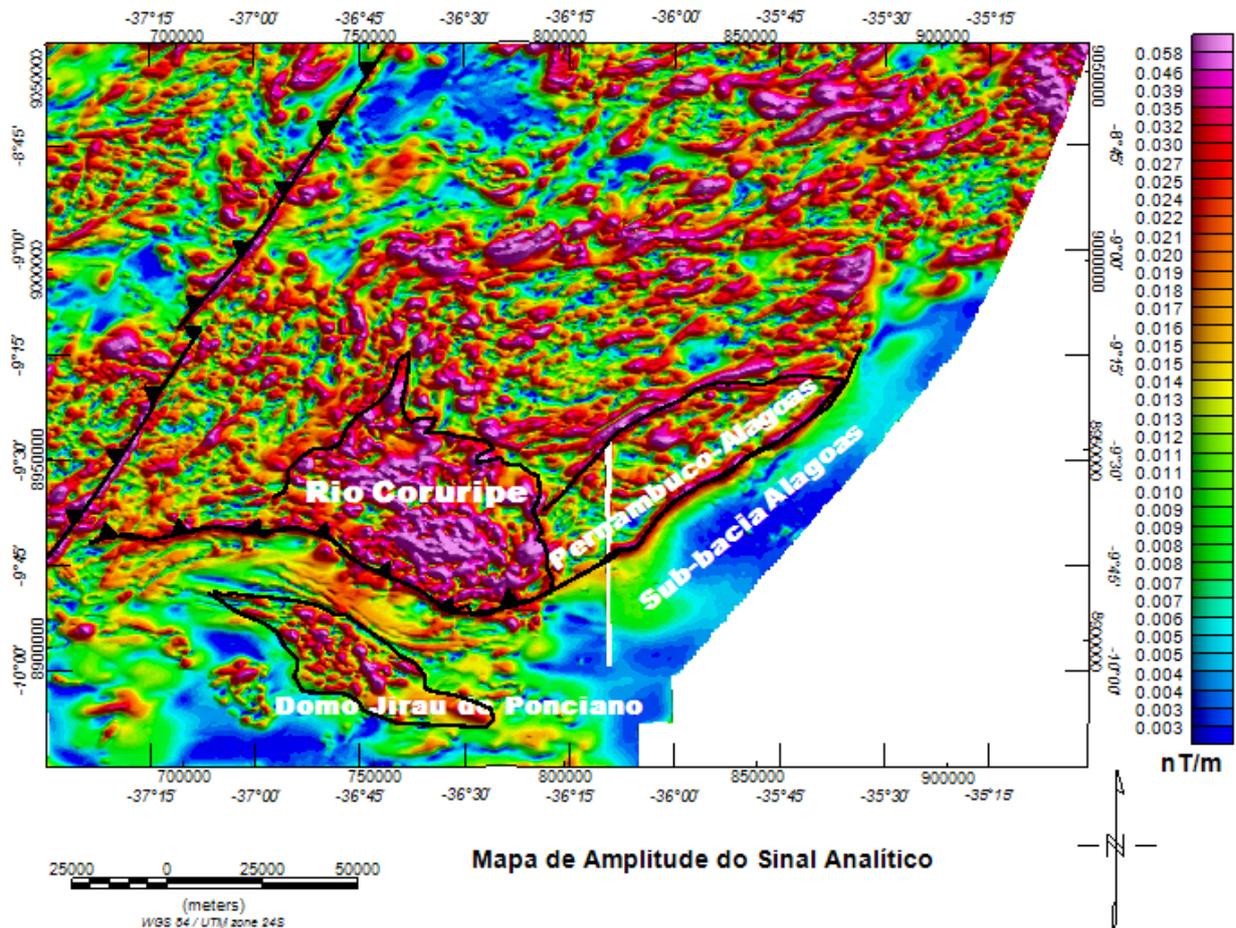


Figura 5.7: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), destacando os lineamentos encontrados na região.

Gradiente Horizontal Total (GHT)

O Gradiente Horizontal Total também foi aplicado ao dado de campo magnético residual reduzido ao equador, com o objetivo de realçar as bordas das fontes já encontradas no mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA). No resultado encontrado na Figura 5.8, pode-se perceber um estreitamento das bordas dos corpos, provavelmente relacionado às mudanças laterais abruptas de magnetização em relação aos corpos ao redor das mesmas.

O mapa de GHT permitiu a melhor visualização da direção e do mergulho das fontes, estando a fonte Rio Coruripe na direção (strike) NW-SE e com mergulho SW-NE, e a fonte Pernambuco-Alagoas na direção NE-SW e com mergulho SE-NW. Além de todas as feições encontradas no mapa de ASA, foi possível identificar no mapa de GHT a zona de cisalhamento sinistral, localizada sobre a fonte Pernambuco-Alagoas, que aparece no mapa geológico da Figura 1.5, representada pelas flechas no mapa abaixo. O mapa de GHT também permite visualizar a presença de dobras na fonte do Domínio Rio-Coruripe, que não puderam ser vistas no mapa de ASA.

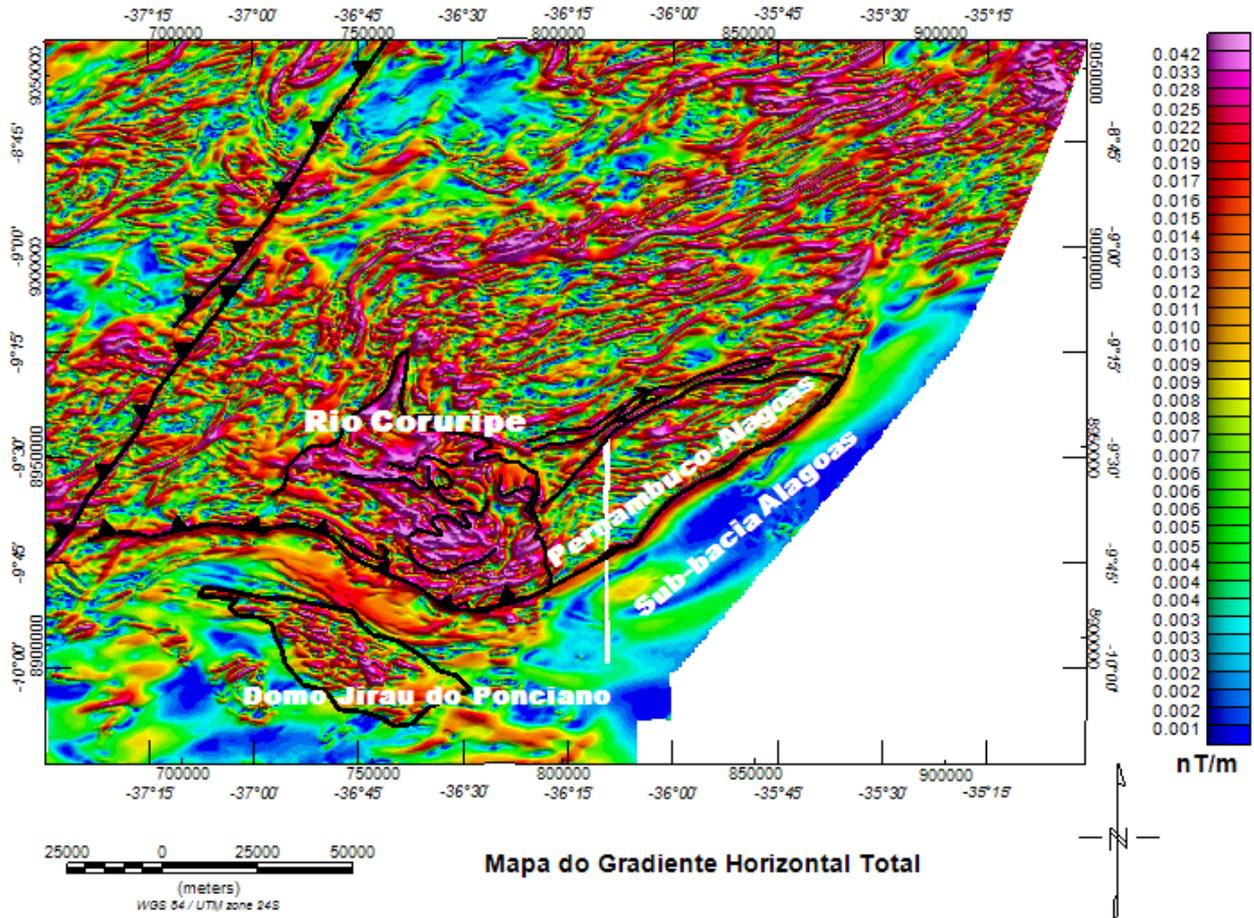


Figura 5.8: Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT), destacando os lineamentos encontrados na região.

Inclinação do Sinal Analítico do GHT (ISA-GHT)

Para realizar esse procedimento, foi aplicada a Inclinação do Sinal Analítico (também conhecida como *Tilt Derivative*) ao dado do Gradiente Horizontal Total (GHT), com o objetivo de destacar as bordas das fontes em diferentes profundidades. Ou seja, as bordas das fontes mais profundas que não foram detectadas no mapa de GHT, puderam ser detectadas no ISA-GHT.

Os mesmos lineamentos encontrados no mapa de GHT puderam ser encontrados no ISA-GHT, como podemos ver na Figura 5.9, entretanto, foi possível notar o realce de fontes rasas e de fontes profundas igualmente, garantindo que as bordas dos corpos realmente se encontram nos lugares destacados, independente da profundidade das mesmas.

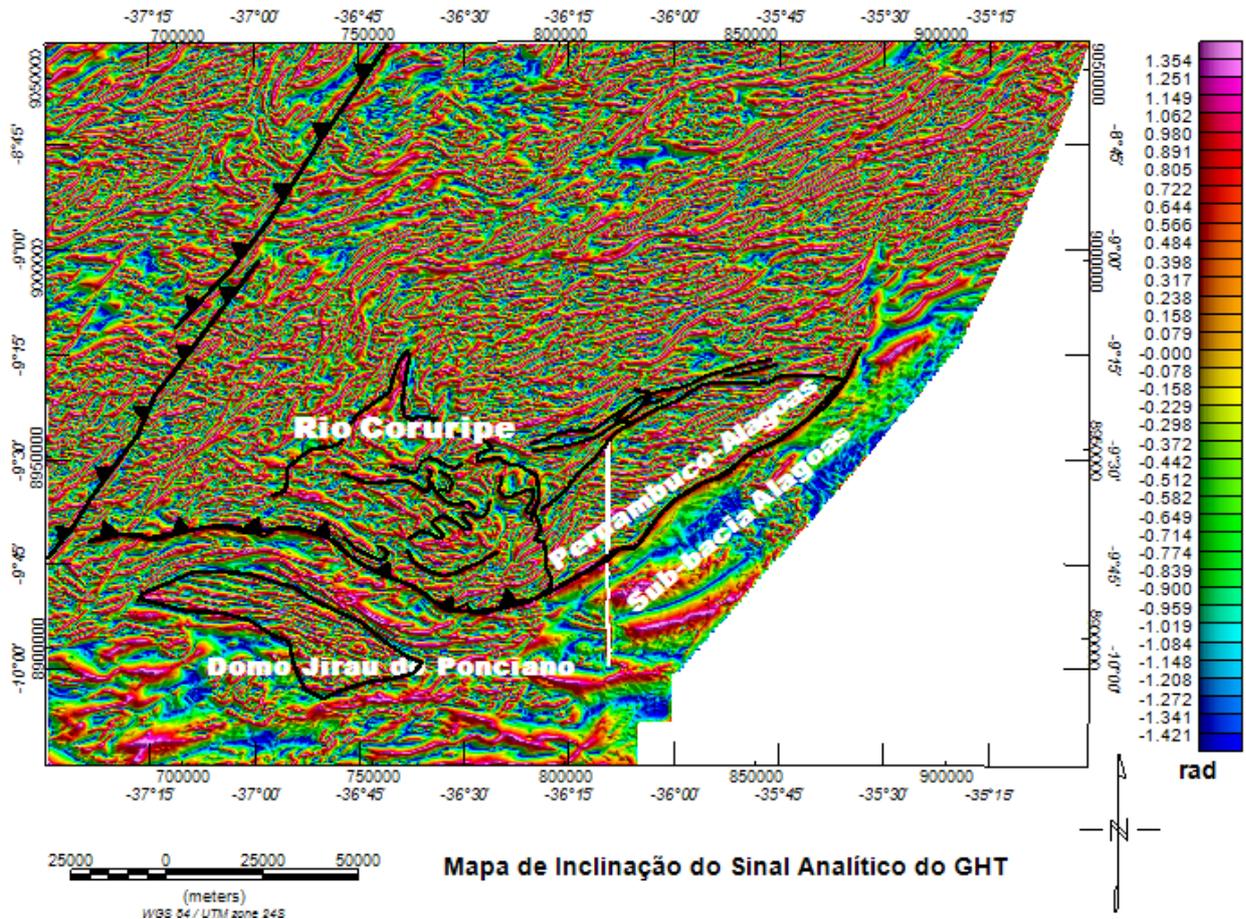


Figura 5.9: Mapa de Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT), destacando os lineamentos encontrados na região.

5.2 Inversão dos Dados Magnéticos

Após a aplicação dos filtros de análise de borda e da detecção dos limites das fontes, pôde-se traçar os perfis magnéticos para realizar a inversão e obter os dados de profundidade e susceptibilidade magnética das fontes Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas.

5.2.1 Fonte Rio Coruripe

Foram traçados três perfis magnéticos (L1, L2 e L3) na região da fonte Rio Coruripe. A determinação da localização dos perfis foi obtida a partir da análise das bordas da fonte pelo mapa de GHT, como pode ser observado na Figura 5.10. Como os perfis devem ser extraídos perpendicularmente ao strike dos corpos, ou seja, na direção do mergulho, eles foram extraídos na direção SW-NE. Entretanto, os perfis obtidos para realizar a inversão foram extraídos do mapa de campo magnético residual (Figura 5.11), pois para realizar a inversão, é necessário um perfil com Anomalias de Campo Total (nT) x Espaçamento

(metros).

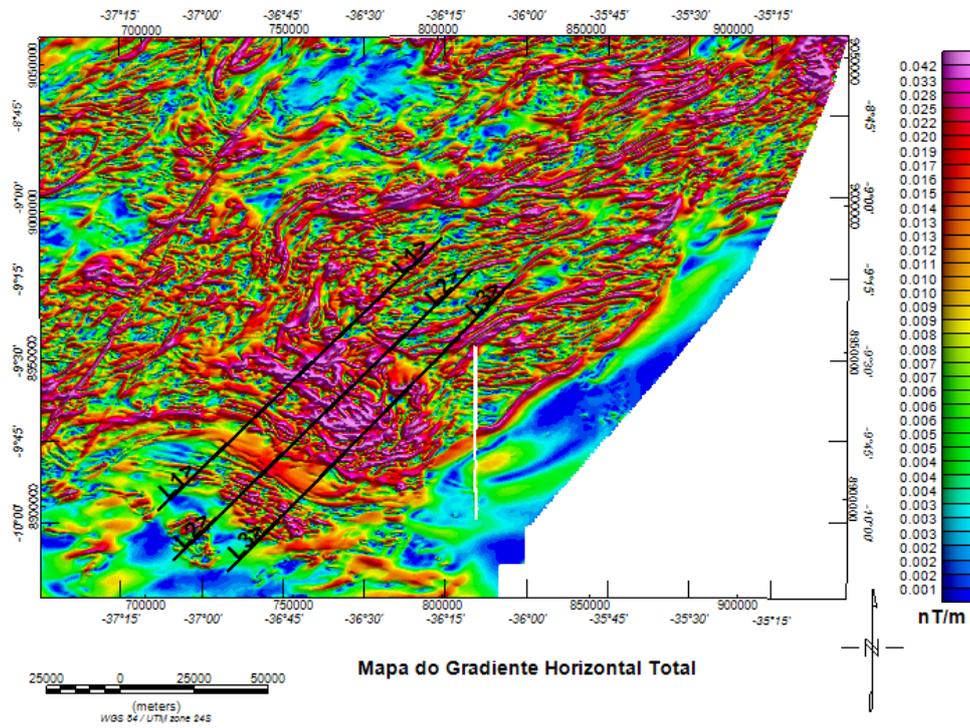


Figura 5.10: Mapa de Gradiente Horizontal Total (GHT) com a localização dos perfis para inversão magnética da Fonte Rio Coruripe.

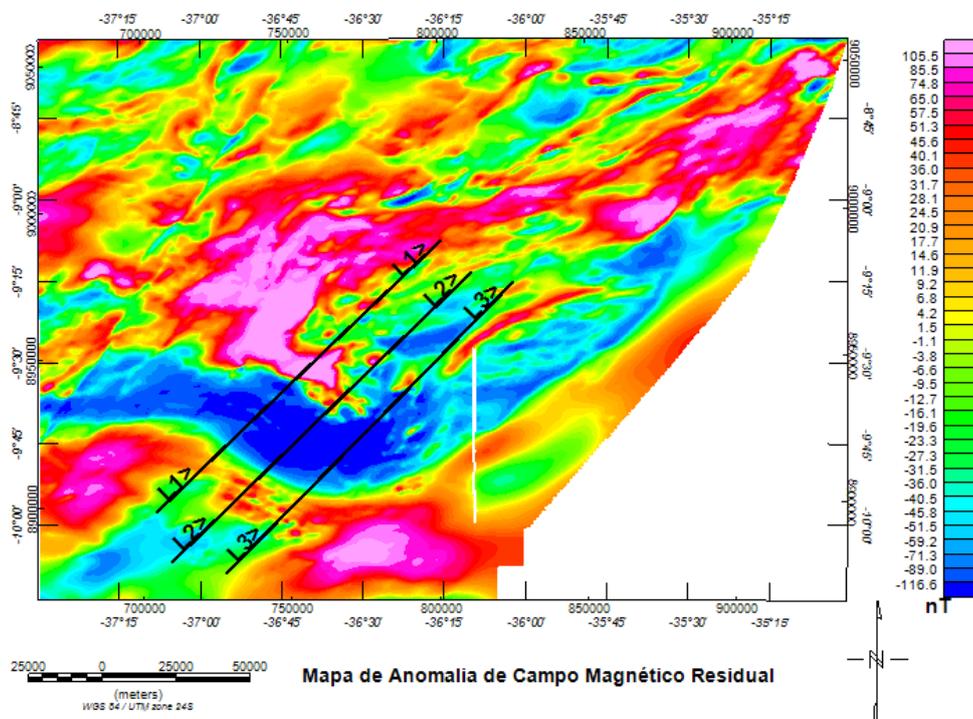


Figura 5.11: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual com os perfis L1, L2 e L3 extraídos para inversão magnética da Fonte Rio Coruripe.

As curvas dos perfis L1, L2 e L3 podem ser visualizadas na Figura 5.12.

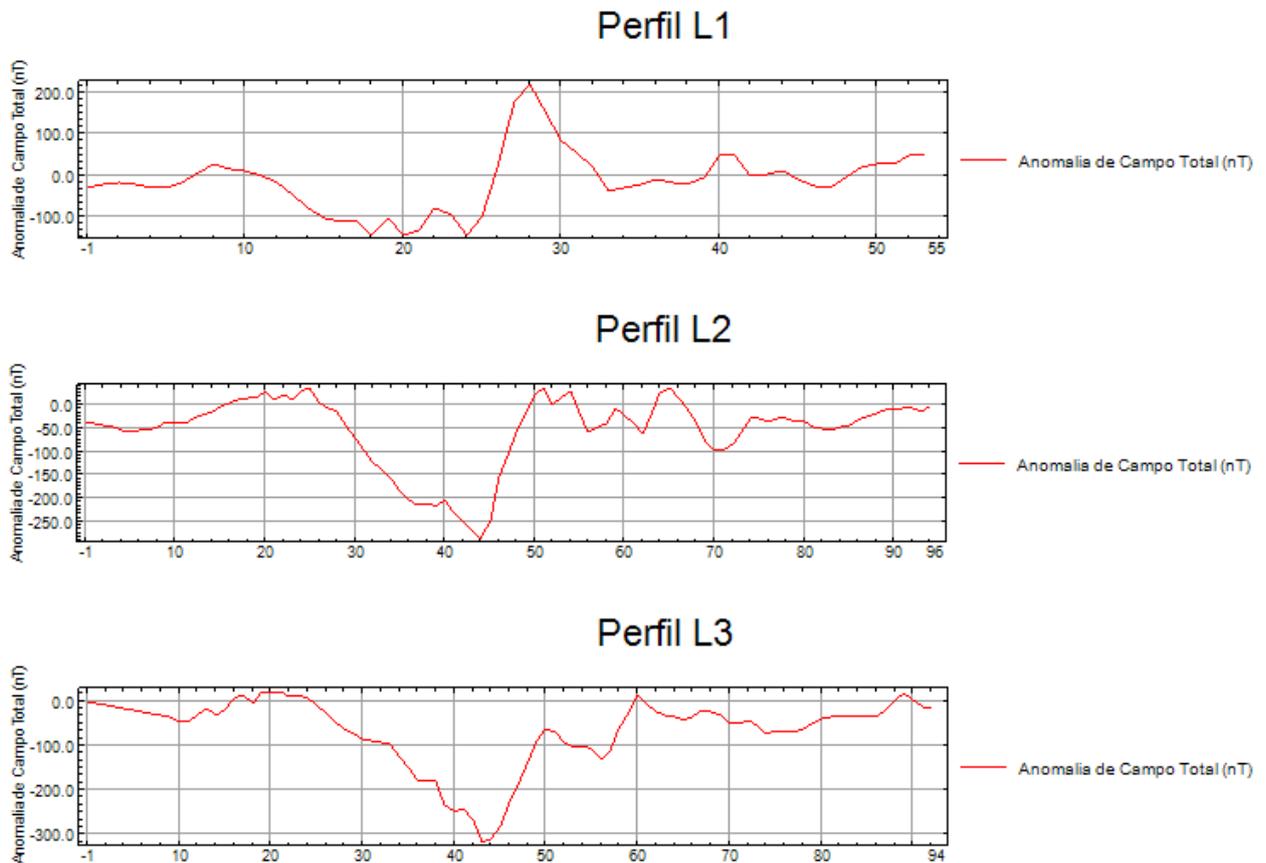


Figura 5.12: Perfis L1, L2 e L3 extraídos da Fonte Rio Coruripe.

Para realizar a inversão, foram utilizados dados de intensidade, inclinação e declinação do campo magnético relacionados à data de aquisição dos dados utilizados neste trabalho. A intensidade do campo total utilizada foi de 25.380 nT, a inclinação do campo foi de -27.3° e a declinação (norte magnético) foi de -22.7° .

Os parâmetros de entrada utilizados na inversão dos dados do perfil L1 são mostrados na Tabela 5.2:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 132.500 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 6000 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.1 |

Tabela 5.2: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L1 da Fonte Rio Coruripe.

O resultado da inversão encontra-se na Figura 5.13, onde foi encontrada uma fonte (ressaltada pelo quadrado vermelho) a 9.000 metros de profundidade, com susceptibilidade magnética de 0.0079578 (SI). Podemos notar uma extensão dessa fonte em direção à superfície, o que pode ser explicado pelo fato de que a fonte aflora com uma susceptibilidade magnética menor que vai aumentando até a profundidade encontrada pela inversão.

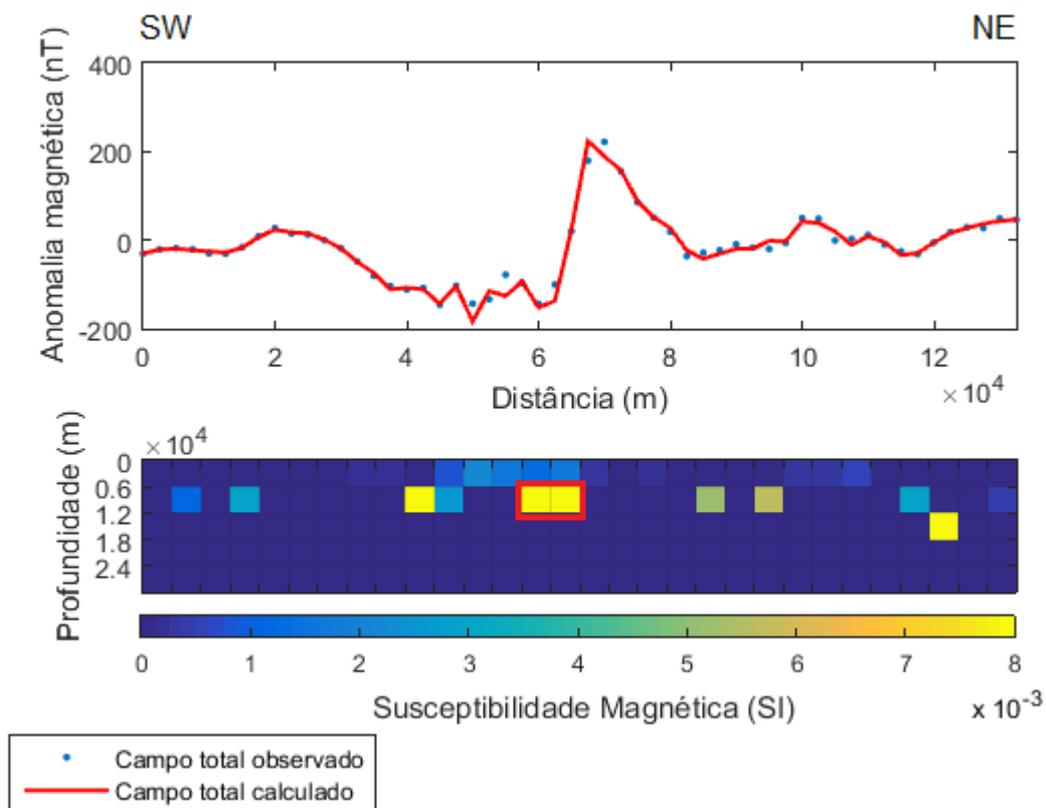


Figura 5.13: Resultado da inversão magnética para o perfil L1 da Fonte Rio Coruripe.

Para a inversão do perfil L2, os parâmetros de entrada utilizados são mostrados na Tabela 5.3 e o resultado da inversão se encontra na Figura 5.14:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 141.000 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 6000 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.07 |

Tabela 5.3: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L2 da Fonte Rio Coruripe.

Para o perfil L2, foi encontrada uma fonte entre 9.000 a 21.000 metros de profundidade, onde sua maior extensão lateral é encontrada a 15.000 metros, com susceptibilidade magnética de 0.0055704 (SI).

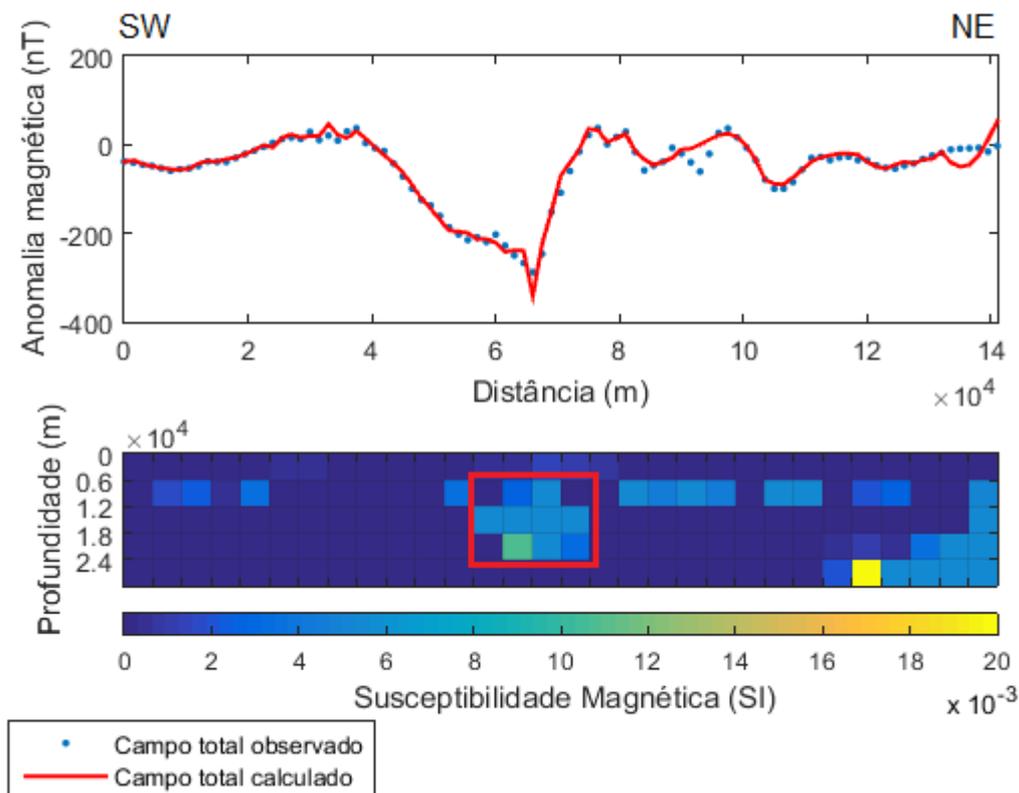


Figura 5.14: Resultado da inversão magnética para o perfil L2 da Fonte Rio Coruripe.

Para a inversão do perfil L3, os parâmetros de entrada utilizados são mostrados na Tabela 5.4 e o resultado da inversão se encontra na Figura 5.15:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 141000 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 7500 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.1 |

Tabela 5.4: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L3 da Fonte Rio Coruripe.

Para o perfil L3, foi encontrada uma fonte entre 11.250 a 18.750 metros de profundidade, com susceptibilidade magnética de 0.0079577 (SI).

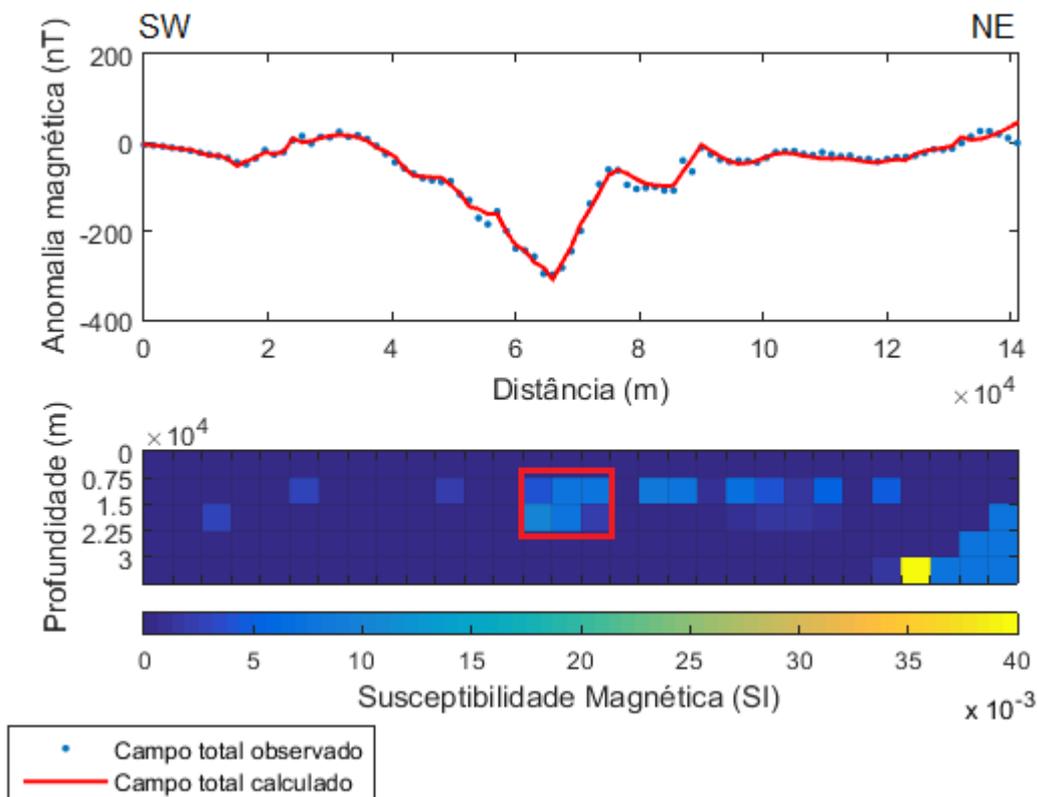


Figura 5.15: Resultado da inversão magnética para o perfil L3 da Fonte Rio Coruripe.

Assim, podemos deduzir que a fonte Rio Coruripe vai de 9.000 a 21.000 metros, cujos

limites superior e inferior são mais estreitos e sua maior extensão lateral é encontrada a 15.000 metros de profundidade com susceptibilidade magnética de aproximadamente 0.0079 (SI). A Tabela 5.5 mostra um resumo de todos os resultados de inversão encontrados para a fonte Rio Coruripe.

| Perfil | Profundidade (m) | Suscep. Magnética (SI) | Erro (%) |
|--------|---------------------|------------------------|----------|
| L1 | 9.000 | 0.0079578 | 5.61 |
| L2 | 9.000-15.000-21.000 | 0.0055704 | 4.48 |
| L3 | 11.250-18.750 | 0.0079577 | 3.28 |

Tabela 5.5: Tabela de resultados da inversão magnética da Fonte Rio Coruripe.

5.2.2 Fonte Pernambuco-Alagoas

Para a fonte Pernambuco-Alagoas, também foram traçados três perfis magnéticos, denominados L4, L5 e L6, e a determinação da localização dos perfis também foi obtida a partir da análise das bordas da fonte pelo mapa de GHT (Figura 5.8), traçando na direção SE-NW do corpo, e os perfis para realizar a inversão também foram extraídos do mapa de anomalia campo magnético residual (Figura 5.5), como pode ser observado nas Figuras 5.16 e 5.17:

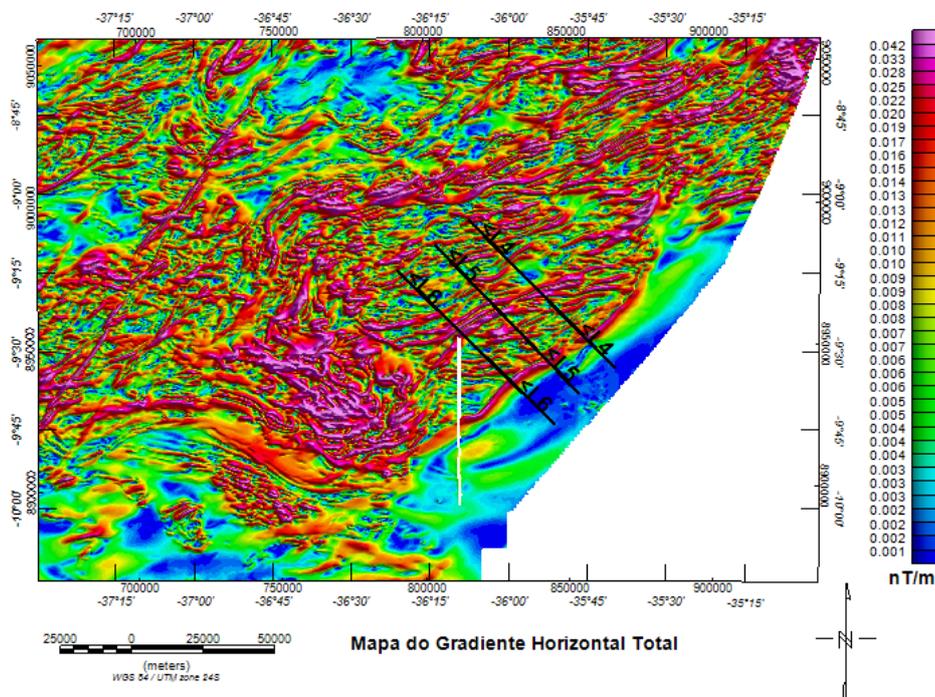


Figura 5.16: Mapa de Gradiente Horizontal Total (GHT) com a localização dos perfis para inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas.

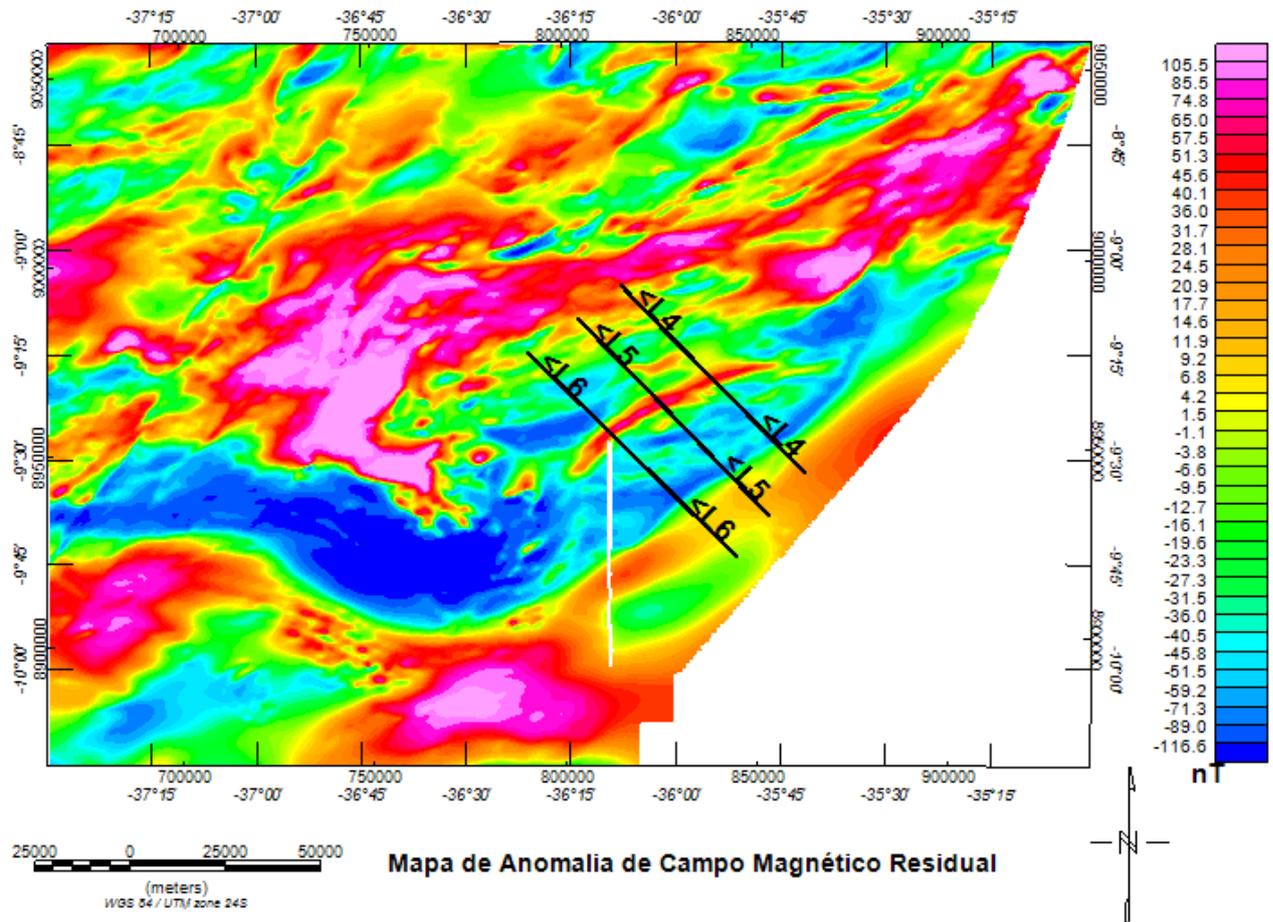


Figura 5.17: Mapa de Anomalia de Campo Magnético Residual com os perfis L4, L5 e L6 extraídos para inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas.

As curvas dos perfis L4, L5 e L6 podem ser visualizadas na Figura 5.18.

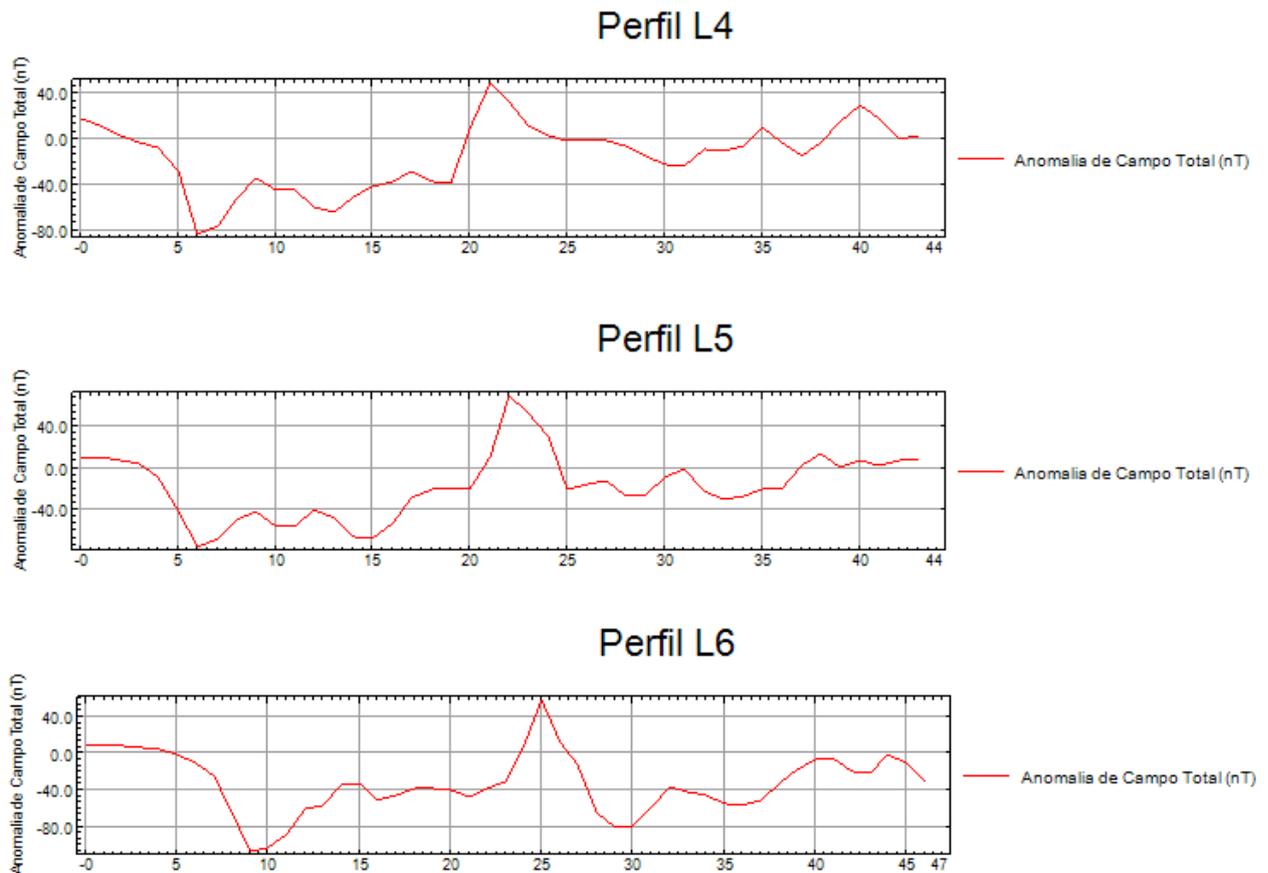


Figura 5.18: Perfis L4, L5 e L6 extraídos da Fonte Pernambuco-Alagoas.

Para realizar a inversão dos dados magnéticos da fonte Pernambuco-Alagoas, foram utilizados os mesmos dados de intensidade, inclinação e declinação do campo magnético relacionados à data de aquisição dos dados utilizados neste trabalho. Intensidade do campo total: 25.380 nT, a inclinação do campo: -27.3° e a declinação (norte magnético): -22.7° .

Os parâmetros de entrada utilizados na inversão dos dados do perfil L4 são mostrados na Tabela 5.6:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 64.500 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 5000 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.1 |

Tabela 5.6: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L4 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

O resultado da inversão para o perfil L4 encontra-se na Figura 5.19, onde foi encontrada uma fonte a 7.500 metros de profundidade, com uma susceptibilidade magnética de 0.0079584 (SI).

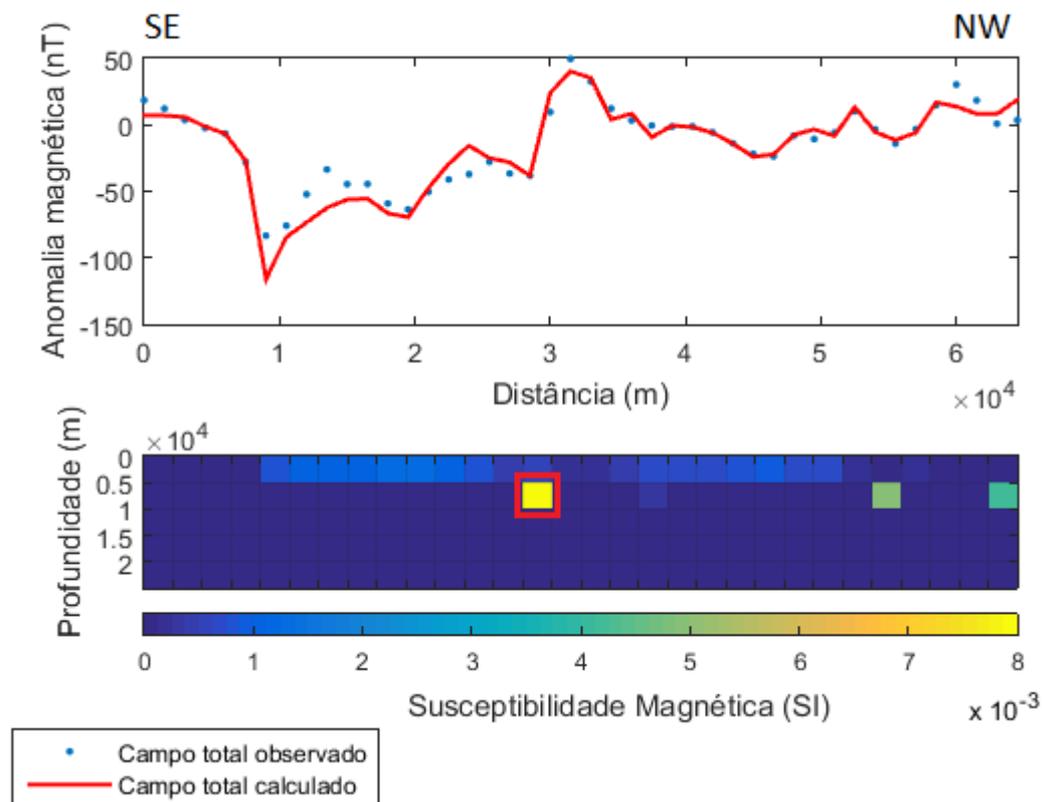


Figura 5.19: Resultado da inversão magnética para o perfil L4 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

Para a inversão do perfil L5, os parâmetros de entrada utilizados são mostrados na

Tabela 5.7:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 64.500 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 5500 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.1 |

Tabela 5.7: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L5 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

O resultado da inversão para o perfil L5 se encontra na Figura 5.20, onde foi encontrada uma fonte a 8.250 metros de profundidade, com uma susceptibilidade magnética de 0.0060767 (SI).

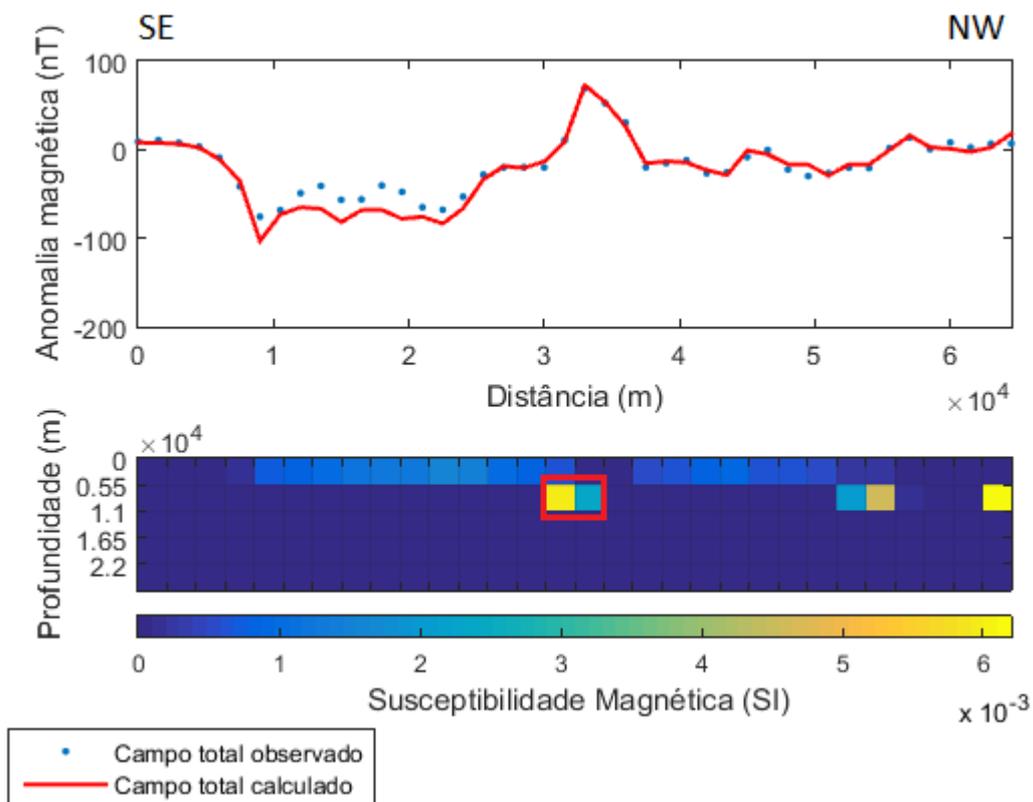


Figura 5.20: Resultado da inversão magnética para o perfil L5 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

Para a inversão do perfil L6, os parâmetros de entrada utilizados são mostrados na Tabela 5.8:

| Parâmetros | Valores |
|---------------------------|---------|
| Comprimento do perfil (m) | 69.000 |
| Prismas ao longo de X | 30 |
| Prismas ao longo de Z | 5 |
| Espessura dos primas (m) | 6000 |
| Núm. de iterações | 20 |
| Razão Sinal/Ruído | 0.125 |
| Contraste de Suscep. | 0.08 |

Tabela 5.8: Tabela de parâmetros de entrada para inversão do perfil L6 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

O resultado da inversão para o perfil L6 se encontra na Figura 5.21, onde foi encontrada uma fonte a 9.000 metros de profundidade, com uma susceptibilidade magnética de 0.0076247 (SI).

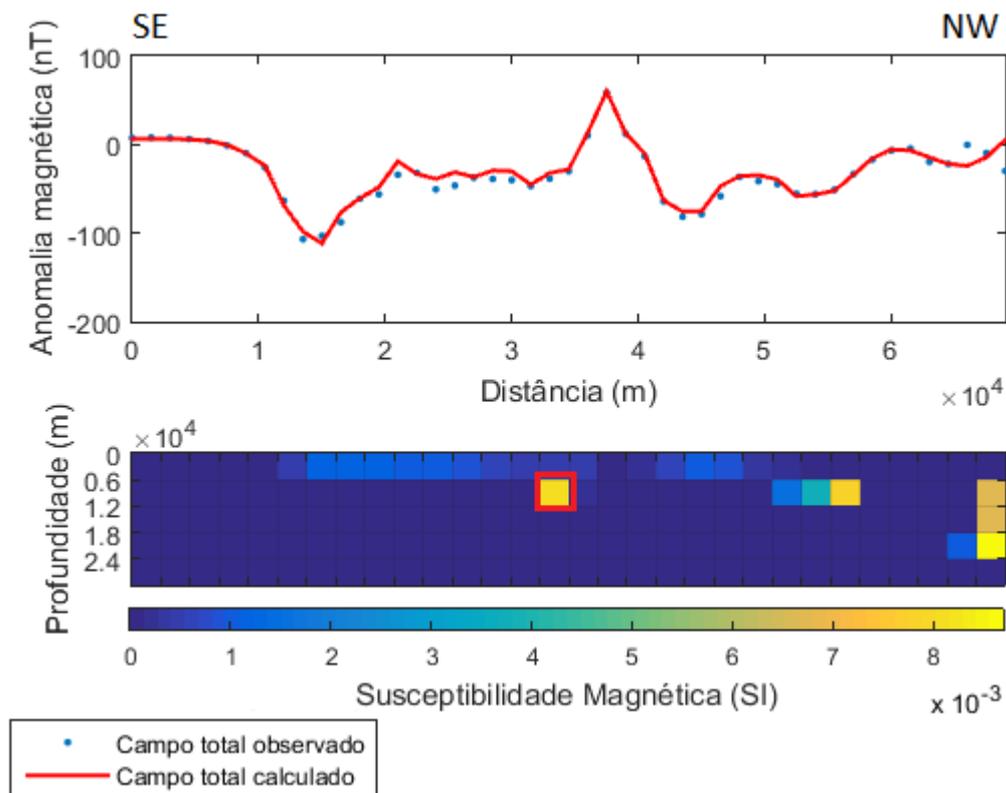


Figura 5.21: Resultado da inversão magnética para o perfil L6 da Fonte Pernambuco-Alagoas.

Assim, podemos deduzir que a fonte Pernambuco-Alagoas vai de 7.500 a 9.000 metros, com uma susceptibilidade magnética de aproximadamente 0.0077 (SI). É possível notar também que a fonte aflora na superfície para todos os perfis, com uma susceptibilidade magnética menor que vai aumentando até a profundidade encontrada pelos resultados da inversão, resumidos na Tabela 5.9.

| Perfil | Profundidade (m) | Suscep. Magnética (SI) | Erro (%) |
|--------|------------------|------------------------|----------|
| L4 | 7.500 | 0.0079584 | 8.41 |
| L5 | 8.250 | 0.0060767 | 5.02 |
| L6 | 9.000 | 0.0076247 | 4.04 |

Tabela 5.9: Tabela de resultados da inversão magnética da Fonte Pernambuco-Alagoas.

5.3 Modelagem Gravimétrica

Os modelos gravimétricos deste trabalho foram construídos com o objetivo de verificar se os resultados obtidos pela inversão magnética são coerentes. Antes de realizar a modelagem, foi feito o processo de separação regional-residual para remover os efeitos do campo regional da Figura 5.22 e ressaltar as verdadeiras anomalias produzidas pelas fontes gravimétricas.

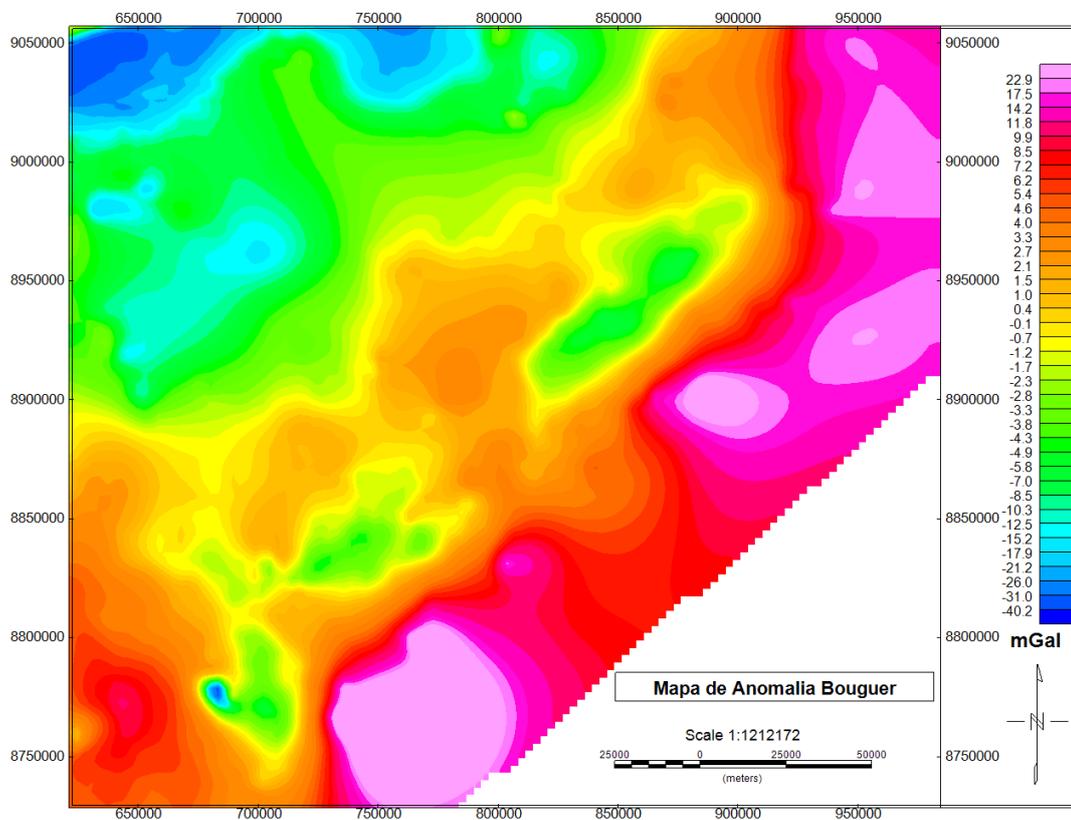


Figura 5.22: Mapa de Anomalia Bouguer Total da região.

Os dados gravimétricos terrestres foram adquiridos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e pelo projeto GEOTERM do Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNA), cujo levantamento gravimétrico consistiu na implantação de 10 bases gravimétricas de referência ao longo das linhas receptoras, sendo esta a poligonal que se obtém com a ligação de bases sucessivas, implantadas entre duas estações de referência. Foi realizado o levantamento de 450 estações gravimétricas.

É importante ressaltar que o dado já havia sofrido as correções gravimétricas necessárias previamente, como correção Bouguer, correção de ar-livre, correção de maré, correção de latitude e de terreno.

Assim, o procedimento escolhido para realizar a separação foi o Método de Ajuste Polinomial Robusto, no qual foi escolhido o polinômio de grau 3, que representava a melhor remoção do campo regional conservando as informações do campo residual, cujo resultado encontra-se na Figura 5.23. Para realizar a modelagem, foram extraídos três perfis para cada fonte, na mesma direção e aproximadamente nos mesmos locais dos perfis extraídos para a inversão magnética. Os perfis L1, L2 e L3 são referentes à fonte Rio Coruripe e os perfis L4, L5 e L6 são referentes à fonte Pernambuco-Alagoas.

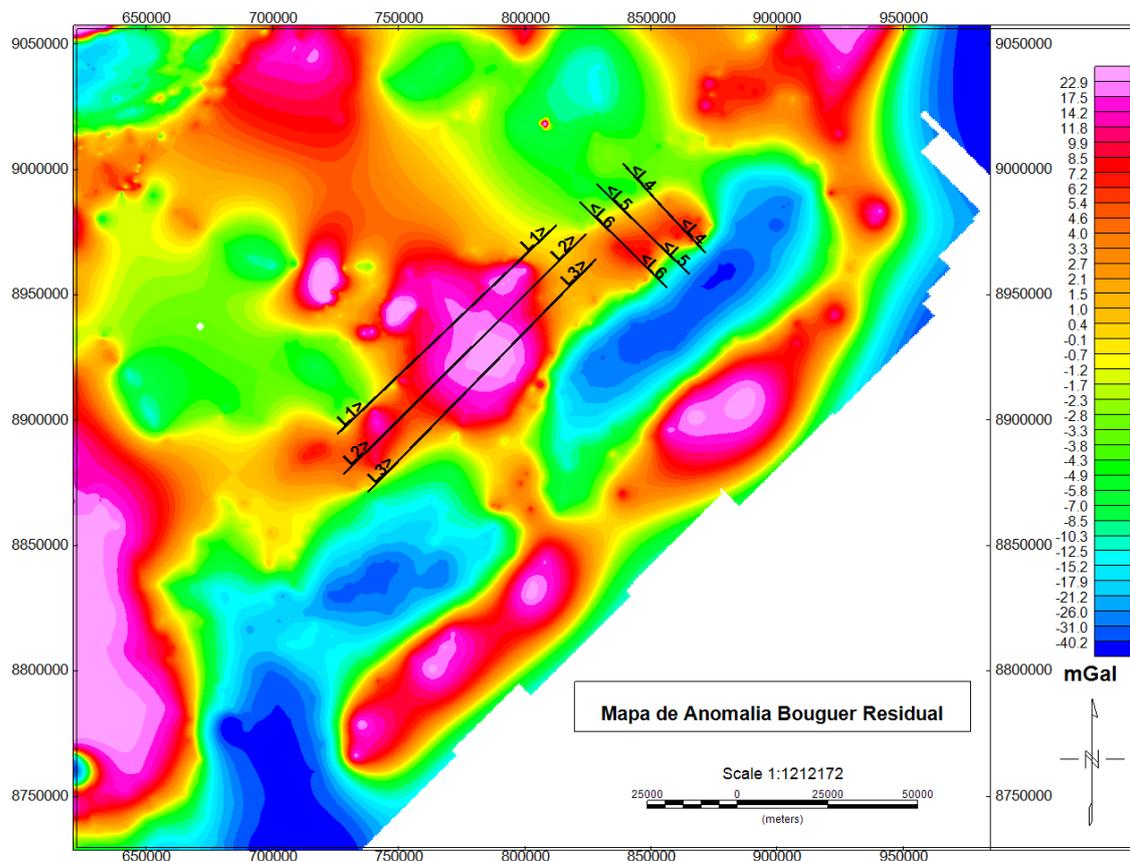


Figura 5.23: Mapa de Anomalia Bouguer Residual da região com perfis extraídos para modelagem.

5.3.1 Fonte Rio Coruripe

As litologias inseridas nos modelos foram obtidas de acordo com as litologias que afloram no local, descritas no capítulo um e cujas densidades foram encontradas na literatura. Como descrito anteriormente, o embasamento dessa região é formado de rochas supracrustais de fácies granulito e anfibolito, e assim como determinado pela análise espectral, o modelo gravimétrico também mostrou que a base do embasamento se encontra a 37.7 km de profundidade. O modelo também mostrou que as fontes do topo se encontram a aproximadamente 709 metros de profundidade, também determinado pela análise espectral, onde começam a aparecer os sedimentos. O software utilizado para realizar a modelagem gravimétrica foi o *GM-SYS*, da *Geosoft*.

Os modelos gravimétricos para os perfis L1, L2 e L3 da fonte Rio Coruripe são mostrados nas Figuras 5.24, 5.25, 5.26, respectivamente. Como o domínio Rio Coruripe é representado principalmente por paragneisses e rochas metaultramáficas intercaladas com formações ferríferas bandadas, é provável que esta seja a fonte responsável pela distribuição de magnetização encontrada pela inversão. No modelo gravimétrico é possível notar que a fonte (paragneisse) aflora na superfície, tendo uma parte mais estreita em aproximadamente 9.000 metros de profundidade e sua maior extensão lateral em aproximadamente 15.000 metros, voltando a se estreitar entre 18.000 e 21.000 metros de profundidade, valores esses que foram encontrados nos resultados de inversão magnética da fonte. No perfil L2, também foi possível detectar a presença do domo gnáissico Jirau do Ponciano, que também aflora.

As litologias e densidades apresentadas nos modelos são descritas na Tabela 5.10.:

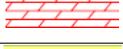
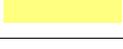
| Símbolo | Litologia | Densidade (g/cm ³) |
|---|-------------|--------------------------------|
|  | Granulito | 2.65 |
|  | Anfibolito | 2.70 |
|  | Paragneisse | 2.80 |
|  | Sedimentos | 2.30 |

Tabela 5.10: Tabela de litologias e densidades dos modelos para a Fonte Rio Coruripe.

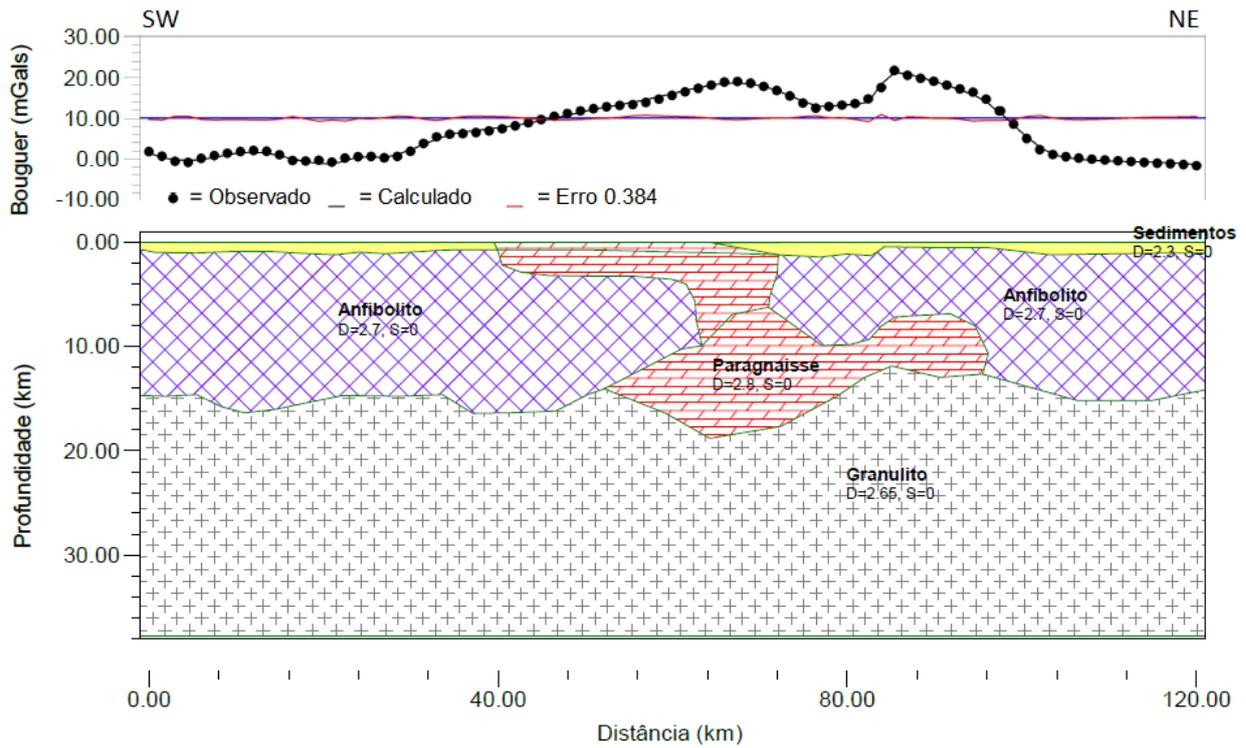


Figura 5.24: Modelo gravimétrico do perfil L1 para a Fonte Rio Coruripe.

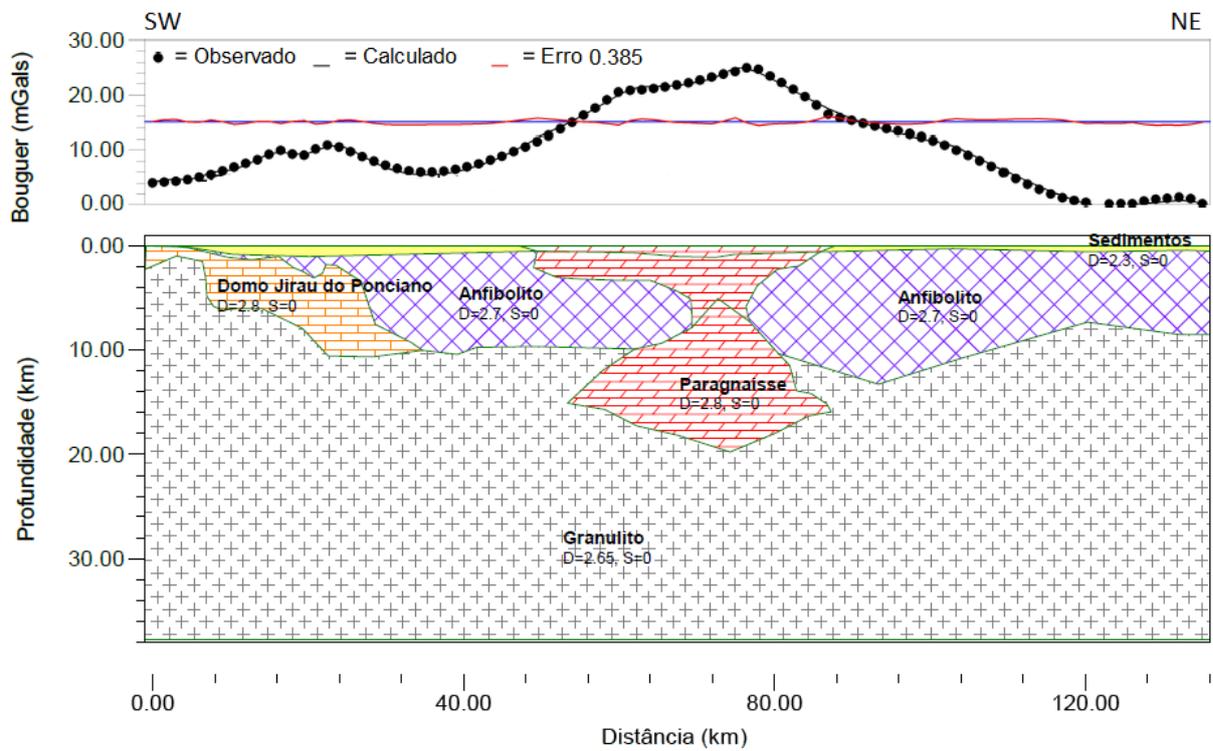


Figura 5.25: Modelo gravimétrico do perfil L2 para a Fonte Rio Coruripe.

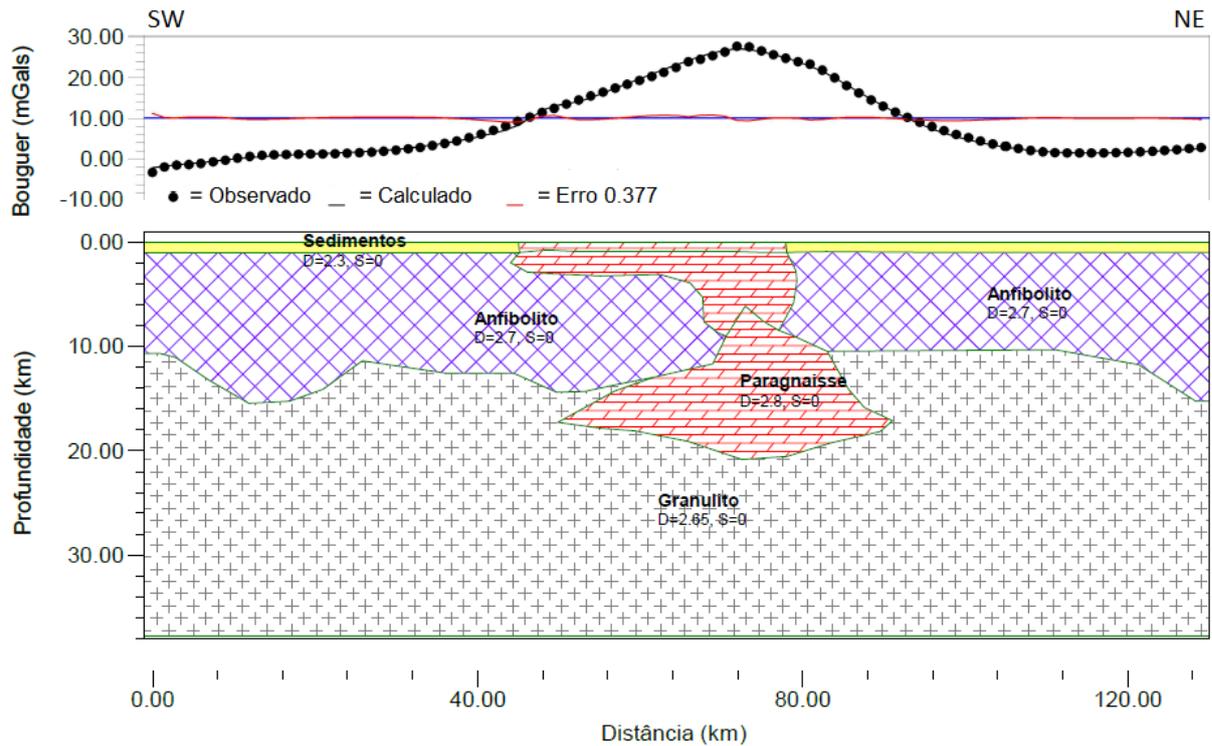


Figura 5.26: Modelo gravimétrico do perfil L3 para a Fonte Rio Coruripe.

5.3.2 Fonte Pernambuco-Alagoas

Para a modelagem da fonte Pernambuco-Alagoas, foram utilizadas as litologias mencionadas no capítulo um, onde afirma-se que o domínio Pernambuco-Alagoas consiste predominantemente de ortognaisses e unidades supracrustais de alto grau, sendo estes intercalados por granitos. O embasamento dessa região também é composto de granulito e encontra-se na mesma profundidade para o topo e base encontrados na análise espectral, sendo que nesses modelos, os sedimentos alcançam profundidades maiores que 709 metros em alguns locais devido ao fato do perfil passar pela bacia sedimentar.

Nos modelos gravimétricos, foi possível constatar que a fonte (ortognaissé) aflora na superfície e possui sua extensão aproximadamente entre 7.500 e 9.000 metros, como detectado na inversão magnética. As litologias utilizadas na modelagem são descritas na Tabela 5.11:

| Símbolo | Litologia | Densidade (g/cm^3) |
|---------|-------------|--------------------------------------|
| | Granulito | 2.65 |
| | Granito | 2.70 |
| | Ortognaisse | 2.80 |
| | Sedimentos | 2.30 |

Tabela 5.11: Tabela de litologias e densidades dos modelos para a Fonte Pernambuco-Alagoas. (Obs.: O perfil L6 utiliza a densidade do ortognaisse como $2.85 \text{ g}/\text{cm}^3$).

Os modelos gravimétricos para os perfis L4, L5 e L6 da fonte Pernambuco-Alagoas são mostrados nas Figuras 5.27, 5.28, 5.29, respectivamente:

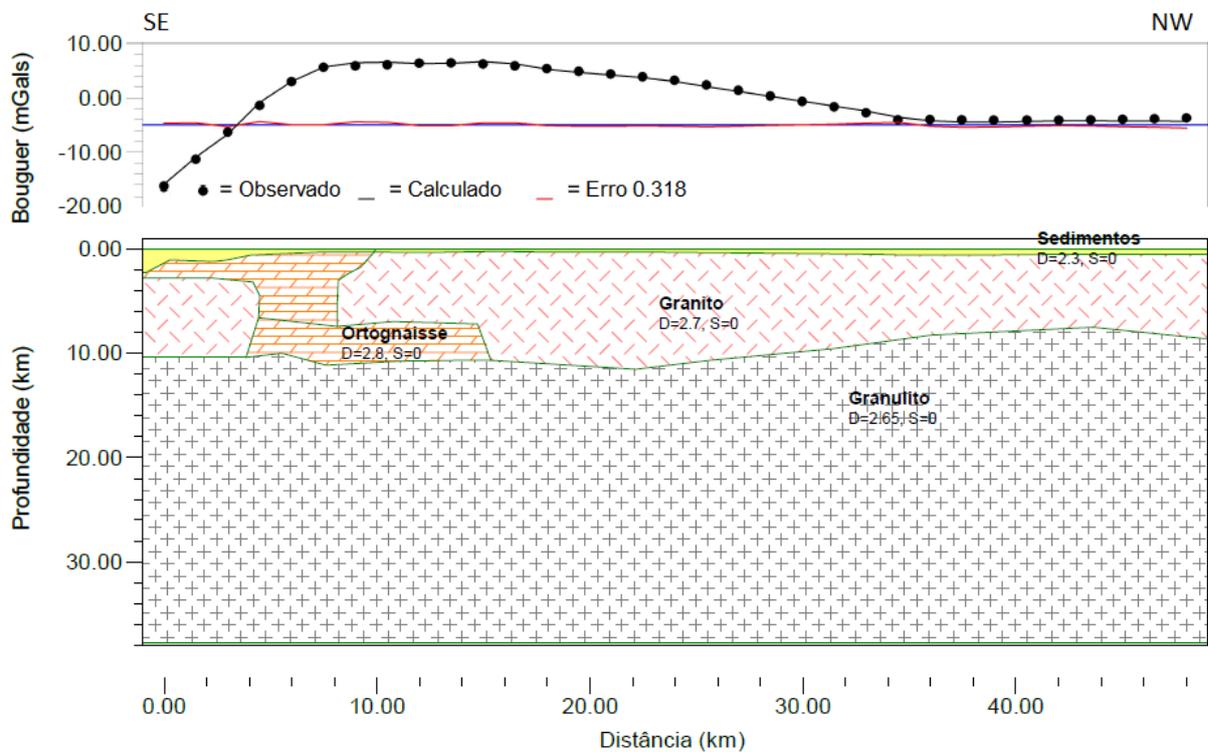


Figura 5.27: Modelo gravimétrico do perfil L4 para a Fonte Pernambuco-Alagoas.

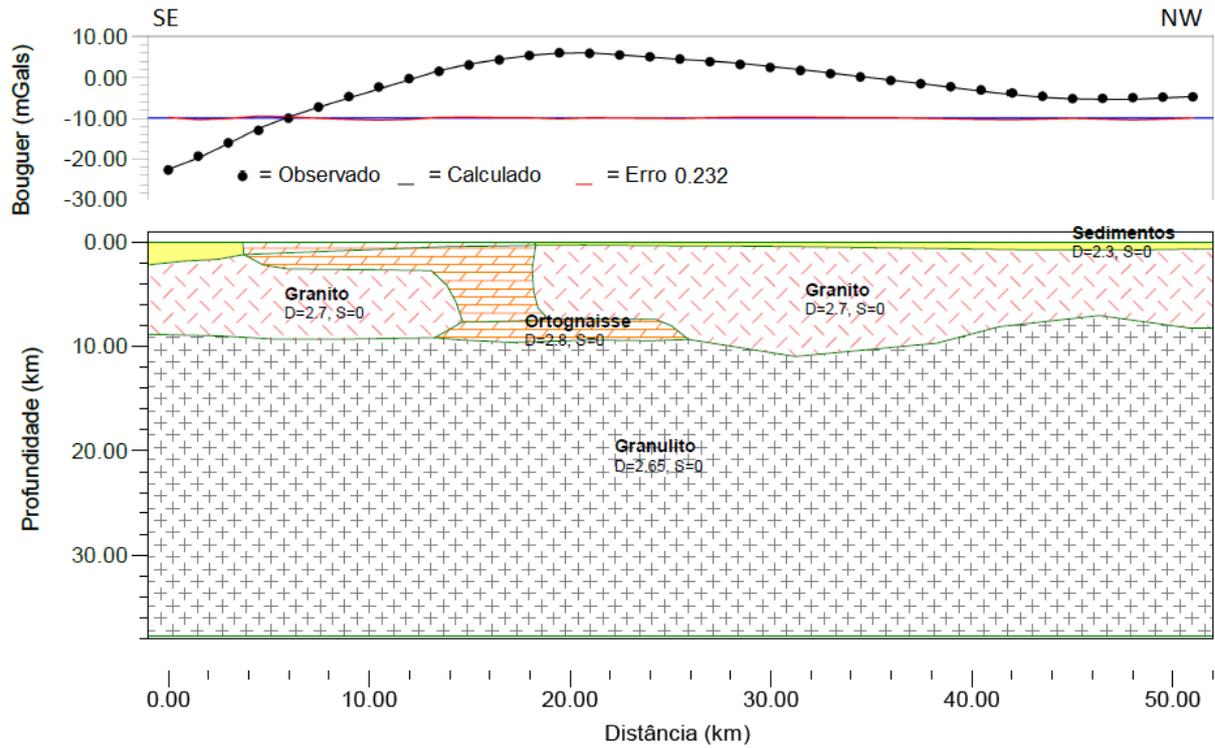


Figura 5.28: Modelo gravimétrico do perfil L5 para a Fonte Pernambuco-Alagoas.

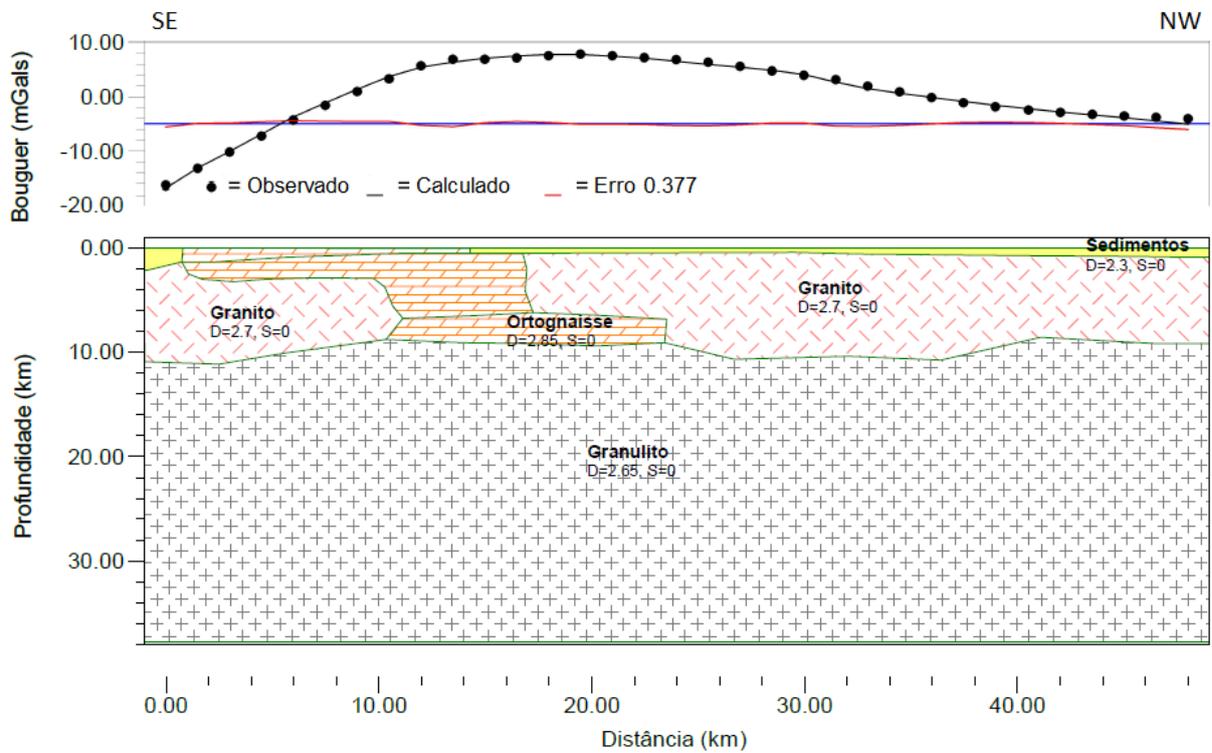


Figura 5.29: Modelo gravimétrico do perfil L6 para a Fonte Pernambuco-Alagoas.

5.4 Discussões

Os métodos magnéticos e gravimétricos puderam comprovar que existe uma fonte magnética no domínio Rio Coruripe entre 9.000 e 21.000 metros de profundidade, com susceptibilidade magnética de 0.0079 (SI) e densidade de 2.8 g/cm^3 e uma fonte no domínio Pernambuco-Alagoas entre 7.500 e 9.000 metros de profundidade, com susceptibilidade magnética de 0.0077 (SI) e densidade de aproximadamente 2.8 g/cm^3 , estando a base do embasamento a 37.7 km de profundidade e as fontes do topo localizadas a aproximadamente 709 metros.

Assim, analisando os resultados da inversão magnética e da modelagem gravimétrica para as fontes Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas, e sabendo que a Faixa de Dobramento Sergipana representa um cinturão orogênico formado durante o ciclo brasileiro (Almeida et al., 1977), o empurrão devido a subducção da placas que gerou este cinturão, também pode ter causado os dobramentos (Figura 5.8) encontrados na fonte Rio Coruripe e as zonas de cisalhamento contracionais encontradas nessa região, possivelmente empurrando parte desta fonte para baixo da fonte Pernambuco-Alagoas. Esta teoria pode ser corroborada pelo fato de que a fonte Pernambuco-Alagoas, além de ser mais nova (1.577 Ma) que a fonte Rio Coruripe (1.970 Ma), apareceu tanto na inversão magnética quanto na modelagem gravimétrica terminando em aproximadamente 9.000 metros, enquanto que parte da outra começava na mesma profundidade, indicando que parte da fonte Rio Coruripe se encontra realmente embaixo da fonte Pernambuco-Alagoas.

Capítulo 6

Conclusões

A análise espectral foi de extrema importância para a realização deste trabalho, pois permitiu encontrar uma profundidade de 709 metros para as fontes do topo e de 37.7 km para a base do embasamento adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas, principalmente na zona de transição entre o domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, informação que foi útil para a realização do procedimento de separação regional-residual para filtragem do dado magnético. Os baixos erros encontrados pela análise deram confiabilidade aos resultados para que pudessem ser utilizados.

As transformações aplicadas ao dado magnético foram essenciais para a delimitação das bordas das fontes e análise dos lineamentos presentes na região. A Redução ao Equador colocou as anomalias em posições centralizadas para que outras transformações pudessem ser aplicadas e analisadas de forma coerente. A Amplitude do Sinal Analítico (ASA), o Gradiente Horizontal Total (GHT) e o ISA-GHT delimitaram as bordas das fontes e identificaram zonas de cisalhamento contracional e sinistral, assim como os dobramentos presentes na região. Os mapas de transformações também permitiram identificar que a fonte Rio Coruripe possui direção NW-SE e mergulho SW-NE e que a fonte Pernambuco-Alagoas possui direção NE-SW e mergulho SE-NW.

Os resultados da inversão magnética, objetivo principal deste trabalho, foram satisfatórios, visto que as curvas obtidas pela inversão foram bem ajustadas às anomalias observadas. Para a fonte Rio Coruripe, a inversão detectou um corpo que apresenta susceptibilidade magnética de aproximadamente 0.0079 (SI) entre 9.000 e 21.000 metros de profundidade, cujo volume é estreito na base e no topo e mais largo no centro, onde sua maior extensão lateral foi localizada a 15.000 metros, sendo que a fonte aflora na superfície com uma distribuição de susceptibilidade menor. Para a fonte Pernambuco-Alagoas, foi detectado um corpo com susceptibilidade magnética de aproximadamente 0.0077 (SI) entre 7.500 e 9.000 metros de profundidade, com um volume aproximadamente retangular, sendo que este também aflora

na superfície com uma distribuição de susceptibilidade decrescente.

A modelagem gravimétrica realizada serviu para comprovar as informações obtidas pelo processo de inversão magnética e análise espectral, onde os mesmos dados de profundidade e volume dos corpos encontrados pela inversão, também foram encontrados pela modelagem, e os valores de profundidade para as fontes do topo e para a base do embasamento encontrados na análise espectral, também puderam ser comprovados nos modelos. Como os valores dos erros calculados para os mesmos foram baixos, pode-se concluir que as informações obtidas pelo processo de inversão são confiáveis e satisfatórias.

Analisando os resultados encontrados para a inversão magnética e a modelagem gravimétrica, foi possível deduzir que os empurrões ocorridos durante a subducção de placas do ciclo brasileiro e a criação dos cinturões orogênicos da Faixa Sergipana, foram responsáveis pelos dobramentos encontrados na fonte Rio Coruripe, que fizeram esta se chocar com a fonte Pernambuco-Alagoas e ser empurrada parcialmente para debaixo da mesma.

Por fim, é possível concluir que os resultados obtidos na análise espectral, no processamento dos dados, na inversão magnética e na modelagem gravimétrica são plausíveis e satisfatórios, visto que cada método e procedimento pôde validar o resultado do outro.

Agradecimentos

Acima de tudo, agradeço à Deus e a Meishu-Sama por estarem me dando a permissão de completar mais uma fase da minha vida.

Agradeço aos meus pais, Américo e Tânia, por terem me dado todo o suporte e por lutarem tanto e correrem atrás para que eu sempre tivesse uma educação de qualidade e tudo o que eu precisasse. Pai, obrigada por todas as caronas pra UFBA (kkkk), não são todos os pais que estão dispostos a saírem de Lauro de Freitas só para que a filha não se atrasasse ou chegasse tarde demais em casa. Agradeço ao meu irmão Miguel, por ter tirado minhas dúvidas de Geologia quando eu tinha, você me salvou diversas vezes, e principalmente em todas as milhões de vezes que meu computador quebrou durante essa graduação e você me deixou usar o seu hehehe. Agradeço à minha Tia Olinda, por ter me ajudado tantas vezes quando eu precisei, a vida inteira.

Agradeço ao meu namorado Léo, por ter sido uma constante crucial e o meu melhor amigo nesses últimos momentos do curso, me dando todo o amor e o apoio que eu precisava e me ajudando de tantas outras formas que eu nem seria capaz de descrever aqui.

Agradeço a todos os professores da UFBA pelo conhecimento passado, e em especial à minha orientadora Alanna Dutra, por ter estado presente desde o IC e em todas as etapas deste trabalho, sempre disposta a me atender e me ajudar em tudo que eu precisava. Agradeço a CPRM e ao Projeto GEOTERM SE-AL pela concessão dos dados utilizados neste trabalho, e esta última pela bolsa de Iniciação Científica.

Por último, mas não menos importante, agradeço a todos os meus amigos que se fizeram presentes durante essa graduação e em vários momentos da minha vida.

Em especial, aos meus amigos da turma de 2014.1, por todos os momentos que passamos juntos durante esses 4 anos, por terem compartilhado comigo todo o desespero de final de semestre e todas as loucuras dos regs que só a gente sabe fazer. Agradeço principalmente a Tainã e Paloma, por terem sido minhas maiores e melhores companheiras desse curso, sem vocês, eu não teria conseguido chegar até o final, e me deixa muito feliz saber que conseguimos chegar juntas! Esse tripé (como diz Tai) e nossa amizade será, sem dúvidas, a melhor memória que eu terei de toda a graduação. Não posso deixar de citar também meu

puppy Mateus Maia, por ter me feito rir tanto em momentos de desespero e por ter se tornado um amigo inesperado nesses quatro anos. A Lucas Bitencourt, que provavelmente sem ele, muitos de nós não teríamos conseguido nos formar kkkkk. A Rafa, por ter me ajudado muito nesse TCC compartilhando seus conhecimentos de Oasis Montaj, que salvaram minha vida muitas vezes. E a todos os outros amigos que me ajudaram a fazer todos os momentos e memórias desse curso: Minicrack, Isis, Fernanda, Binho, Ian e agregados de 2012, 2013 (Ju <3) e todo o resto de 2014.1 por formarem nossa TURMALINDA!

À galera do UFBA Student Chapter, por terem me escolhido presidente e confiado em mim, e por terem também se tornado amigos inesperados na Geofísica.

E aos meus amigos da vida, galera do Resgate e do IFBA por terem sido pacientes com o meu sumiço nesses quatro anos (sorry), em especial a Bruno Moura, por ter me aconselhado taaaanto a vida toda, e a Luisa Wolff, por ser a minha melhor amiga/irmã, por ser uma pessoa que eu sei que estará comigo a vida toda, não importa o que aconteça, e principalmente por ter sido a primeira a falar "Por que você não faz Geofísica?".

Agradeço imensamente a todos!

Referências

- Almeida, F. d.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. d. e Fuck, R. (1977) Províncias estruturais brasileiras, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, **8**(1977):363–391.
- ANP, Agência Nacional do Petróleo, G. N. e. B. (2015) Sumário geológico e setores em oferta: Bacia de Sergipe-Alagoas (13^a rodada de licitações).
- Beltrao, J.; Silva, J. e Costa, J. (1991) Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation, *Geophysics*, **56**(1):80–89.
- Blakely, R. J. (1996) *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press.
- Brito Neves, B. B. d. (1975) Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B. d.; Sial, A.; Rand, H. e Manso, V. (1982) The Pernambuco-Alagoas massif, northeastern Brazil, *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:240–250.
- Carvalho, M. J. d. (2003) Estruturação do grupo Serra Grande 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.
- de Cristo, R. A. (2015) Inversão 2D por prismas verticais da Bacia Sergipe-Alagoas, Trabalho de Graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Cruz, L. R. (2008) Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe.
- Cruz, R.; Pimentel, M. e Accioly, A. (2015) Provenance of metasedimentary rocks of the western Pernambuco-Alagoas domain: contribution to understand the neoproterozoic tectonic evolution of southern Borborema Province, *Earth Sci*, **58**:82–99.
- Falkenheim, F.; Fujita, A.; Fernandes, G. et al. (1986) Análise da bacia de Sergipe-Alagoas, Petrobras. Relatório interno (não editado).
- Ferreira, F. J.; de Souza, J.; de B. e S. Bongioiolo, A. e de Castro, L. G. (2013) Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle, *Geophysics*,

78(3):J33–J41.

- Gomes, H. (2001) Geologia e Recursos Mineiras do Estado de Pernambuco, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia.
- Guimarães, S. (2009) Avanços recentes na determinação das estruturas geológicas em sub-superfície da Província Uranífera Lagoa Real (BA) a partir de dados aerogeofísicos, Observatório Nacional. Dissertação de Mestrado.
- Hinze, W. J.; Von Frese, R. R. e Saad, A. H. (2013) Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications, Cambridge University Press.
- Last, B. e Kubik, K. (1983) Compact gravity inversion, *Geophysics*, **48**(6):713–721.
- Lelievre, P. G. (2003) Forward modelling and inversion of geophysical magnetic data, Tese de Doutorado, University of British Columbia.
- Lima, H. M.; Santos, L. C. M. d. L. e dos Santos, E. J. (2015) Transeção geológica ao longo da porção oriental da Província Borborema, NE do Brasil., Relatório Técnico - Projeto Geoterm (SE-AL).
- Maus, S. e Dimri, V. (1996) Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?, *Geophysical Journal International*, **124**(1):113–120.
- Mendes, V. A.; Lima, M. A. B.; de Moraes, D. M. F. e de Brito, M. d. F. L. (2017) Geologia e Recursos Mineiras do Estado de Alagoas, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia.
- Mohriak, W. U.; Bassetto, M. e Vieira, I. S. (1997) Tectonic evolution of the rift basins in the northeastern Brazilian region, In: *5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.
- Nabighian, M. N. (1984) Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, **49**(6):780–786.
- Nabighian, M. N. e Corbett, J. D. (1988) Electromagnetic methods in applied geophysics: theory, vol. 1, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK.
- Neves, S. P.; da Silva, J. M. R. e Bruguier, O. (2016) The transition zone between the Pernambuco-Alagoas domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks, *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:266–278.

- dos Santos, R. A.; Martins, A. A. M.; das Neves, J. P. e Leal, R. A. (1998) Geologia e Recursos Mineiras do Estado de Sergipe, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia.
- dos Santos Silva, A. M. (2012) Aplicação de técnicas de modelagem direta e inversa para a caracterização gravimétrica da bacia de santos.
- Spector, A. e Grant, F. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**(2):293–302.
- Stocco, S.; Godio, A. e Sambuelli, L. (2009) Modelling and compact inversion of magnetic data: A Matlab code, *Computers & Geosciences*, **35**(10):2111–2118.
- Talwani, M.; Worzel, J. L. e Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone, *Journal of geophysical research*, **64**(1):49–59.
- Telford, W. M.; Geldart, L. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied geophysics*, Cambridge University Press.
- Thurston, J. B. e Smith, R. S. (1997) Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (tm) method, *Geophysics*, **62**(3):807–813.

Anexo I

Programa de Análise Espectral

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Projeto Borborema -
%Ponto de Curie - Análise espectral
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
DADOS1=load('espectro_mag200km.txt'); %

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Fit A %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
k=1:25;
n=25:1025;

W = DADOS1(:,1);
P = DADOS1(:,3);
W1 = DADOS1(k,1);
W2 = DADOS1(n,1);
P1 = DADOS1(k,3); % espectro radial de potencia
P2 = DADOS1(n,3); % espectro radial de potencia

L1 = LinearModel.fit(W1,P1);
beta1=L1.Coefficients;
L2 = LinearModel.fit(W2,P2);
beta2=L2.Coefficients;

[F1, G1, O1] = fit(W1, P1,'poly1');
[F2, G2, O2] = fit(W2, P2,'poly1');

for i=1:2;
S(i,1)=beta1(i,1);% slope Z0
S(i,2)=beta2(i,1);% slope Zt
S(i,3)=beta1(i,2);% sigma Z0
S(i,4)=beta2(i,2);% sigma Zt
S
end;

COEF=load('coef.dat');

for i=1:2;
Z0=COEF(2,1)/(2*pi); % profundidade inicial
Zt=COEF(2,2)/(2*pi); % profundidade do topo
Zb=2*Z0-Zt; % ponto de Curie

sigma1=COEF(1,4);
sigma2=COEF(2,4);
```

```

dif1=(max(W1)- min(W1))*2*pi;
dif2=(max(W2)- min(W2))*2*pi;

e0=sigma1/(dif1);
et=sigma2/(dif2);
eb=sqrt(e0^2 + et^2);

gradT=580/Zb;
eT=gradT*sqrt((eb/Zb)^2);

lambda=2.5; % W . m^-1 . C^-1
q=lambda*gradT;
eq=q*sqrt((eT/gradT)^2);

%Desvio Relativo:

se0=(e0/Z0)*100;
set=(et/Zt)*100;
seb=(eb/Zb)*100;
sT=(eT/gradT)*100;
seq=(eq/q)*100;

end

Z = [Z0 Zt Zb gradT q e0 et eb eT eq se0 set seb sT seq]
save pCurie.dat Z -Ascii;

% [FO, G] = fit(X, Y, ...) returns appropriate goodness-of-fit measures, for
% the given inputs, in the structure G. G includes the fields:
% -- SSE sum of squares due to error
% -- R2 coefficient of determination or R^2
% -- adjustedR2 degree of freedom adjusted R^2
% -- stdError fit standard error or root mean square error
%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%% Figura 1 %%%
figure
subplot(1,1,1)
plot(W,P)
hold on
plot(F1,W1,P1,'m')
hold on
plot(F2,W2,P2,'g')
hold off
title('Espectro de Potencia')
xlabel('W (ciclo/km)')
ylabel('Ln(P)')
grid

```

Anexo II

Programa de Inversão Magnética Compacta 2D

```
function inv2d

global mag2data

%%
% innv2d is the core for computing inversion process. It defines both
% variables and program path.
%
% Written by Stefano Stocco on September, 2007
% Modified by Stefano Stocco on December, 2008

% Copyright (C) 2007 Stefano Stocco
%
% This file is part of MAG2DATA.
%
% MAG2DATA is free software; you can redistribute it and/or modify it
% under the terms of the GNU General Public License as published by the
% Free Software Foundation; either version 3 of the License, or (at your
% option) any later version.
%
% This program is distributed in the hope that it will be useful, but
% WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of
% MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU General
% Public License for more details.
%
% You should have received a copy of the GNU General Public License along
% with this program; if not, see <http://www.gnu.org/licenses>.

mag2data.controls.pesi=1;
mag2data.controls.differentresolutions=0;
mag2data.controls.computation='computing_inversion';

mag2data.order=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_order'),'string'));
mag2data.CX=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_CX'),'string'));
mag2data.CZ=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_CZ'),'string'));
mag2data.dz=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_dz'),'string'));
mag2data.F=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_F'),'string'));
mag2data.I=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_I'),'string'));
mag2data.Beta=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_Beta'),'string'));
mag2data.hsi=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_hsi'),'string'));
```

```

mag2data.hss=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_hss'),'string'));
mag2data.Max_iter=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_Max_iter'),'string'));
mag2data.l_0=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_l_0'),'string'));
mag2data.target=str2num(get(findobj('Tag','edit_inv_target'),'string'));
mag2data.controls.campo_tot=get(findobj('Tag','campo_totinvbutton'),'Value');
mag2data.controls.grad=get(findobj('Tag','gradinvbutton'),'Value');
set(findobj('Tag','inversionmenu'),'Visible','off');

% ----- Create axis for plotting ----- %
griglia;

if mag2data.controls.initialmodel==1
if size(mag2data.coor_centrocella_initialmodel)==size(mag2data.coor_centrocella)
diffcoor=sum(sum(mag2data.coor_centrocella_initialmodel-mag2data.coor_centrocella));
if diffcoor~=0
disp('Warning: Loaded initial model has different model parameterization');
disp('Press any key to continue');
pause
set(findobj('Tag','inversionmenu'),'Visible','on');
return
end
else
disp('Warning: Loaded initial model has different model parameterization');
disp('Press any key to continue');
pause
set(findobj('Tag','inversionmenu'),'Visible','on');
return
end
end

% ----- Choose the right kernel ----- %
whichkernel;

% ----- Determine the "useful signal" ----- %
mag2data.controls.conjugatekernels=0;
usefulsignal;

% ----- Inversion process ----- %
inversion;

set(findobj('Tag','modelmenu'),'Visible','on');

% plot_resolution;
% ----- Choose the right plot ----- %
whichplot;

% ----- Save the results ----- %
saveres;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function plot_inv

global mag2data

% plot_inv plots the result of the inversion process.
%% Input
sig=mag2data.sig;
S=mag2data.S*4*pi*10^3;
Suti=mag2data.Suti*4*pi*10^3;
CX=mag2data.CX;
CZ=mag2data.CZ;
xx=mag2data.xx;

```

```

Xi=mag2data.Xi;
Fobs=mag2data.Fobs;
F_obs_int=mag2data.F_obs_int;
Fcalcolato=mag2data.Fcalcolato;
Fcalcolatouti=mag2data.Fcalcolatouti;
x_centrocella=mag2data.x_centrocella;
z_centrocella=mag2data.z_centrocella;
xspace=mag2data.xspace;
zspace=mag2data.zspace;

matrix_celle=reshape(S,CX,CZ);
matrix_celleuti=reshape(Suti,CX,CZ);

if mag2data.controls.campo_tot==1
Foss='Campo total observado';
Fcalc='Campo total calculado';
assey='Anomalia magnética (nT)';
else
Foss='Gradiente total observado';
Fcalc='Gradiente total calculado';
assey='Anomalia magnética (nT/m)';
end

figure('Name','Inversion Result - Entire Signal')
subplot(2,1,1)
plot(xx,Fobs,'.',Xi,Fcalcolato,'r', 'MarkerSize',8, 'LineWidth',1.5)
legend(Foss,Fcalc)
xlabel('Distância (m)')
ylabel(assey)
set(gca,'XLim',[min(Xi) max(Xi)])
subplot(2,1,2)
imagesc(x_centrocella(1,:),z_centrocella(:,1),matrix_celle'),
shading flat, colorbar('horiz'), grid on
set(gca, 'XTick',xspace, 'YTick',zspace, 'XTickLabel',[])
axis('ij')
ylabel('Profundidade (m)')

annotation('textbox',[0.89 0.025 0.1 0.05], 'String','x 10-3', 'LineStyle','none');

figure('Name','Inversion Result - "Useful" Signal')
subplot(2,1,1)
plot(xx,Fobs,'.',Xi,Fcalcolatouti,'r', 'MarkerSize',8, 'LineWidth',1.5)
legend(Foss,Fcalc)
xlabel('Distância (m)')
ylabel(assey)
set(gca,'XLim',[min(Xi) max(Xi)])
hold on
rett=0;
for i=2:length(Xi)
diffsig=sig(i)-sig(i-1);
if diffsig>0
rett=rett+1;
xirett(rett)=Xi(i);
end
if diffsig<0
xfrett(rett)=Xi(i-1);
end
end
for j=1:rett
rectangle('Position',[xirett(j),min(F_obs_int),(xfrett(j)-xirett(j)),
(max(F_obs_int)-min(F_obs_int))]), hold on
end

```

```
hold off
subplot(2,1,2)
imagesc(x_centrocella(1,:),z_centrocella(:,1),matrix_celleuti'),
shading flat, colorbar('horiz'), grid on
set(gca, 'XTick',xspace, 'YTick',zspace, 'XTickLabel',[])
axis('ij')
ylabel('Profundidade (m)')

annotation('textbox',[0.89 0.025 0.1 0.05], 'String','x 10-3', 'Linestyle','none');
```