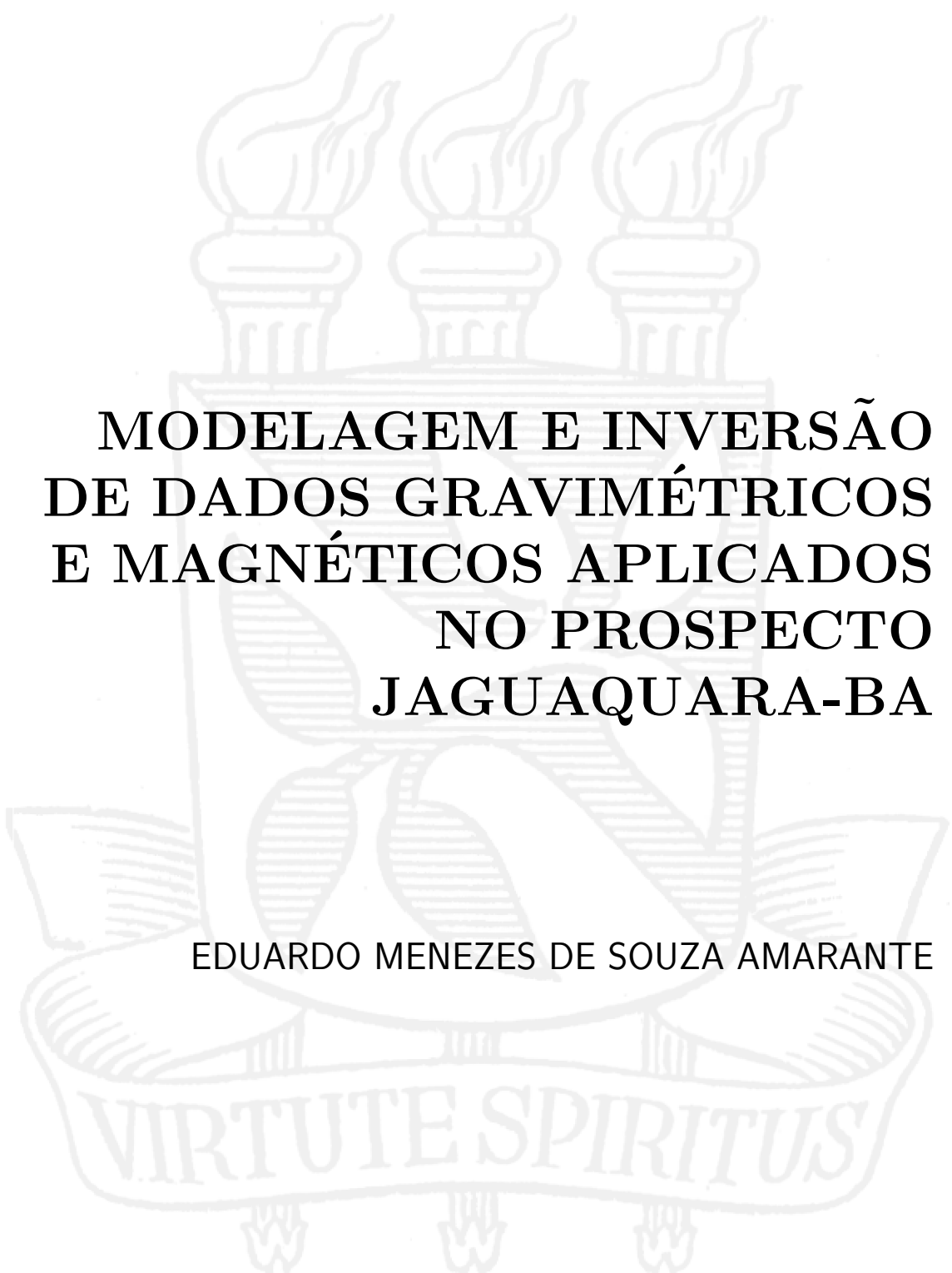


UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
Curso de Pós-graduação em Geofísica

TESE DE DOUTORADO



**MODELAGEM E INVERSÃO
DE DADOS GRAVIMÉTRICOS
E MAGNÉTICOS APLICADOS
NO PROSPECTO
JAGUAQUARA-BA**

EDUARDO MENEZES DE SOUZA AMARANTE

SALVADOR – BAHIA
OUTUBRO – 2020

Modelagem e inversão de dados gravimétricos e magnéticos aplicados no Prospecto Jaguaquara-BA

por

EDUARDO MENEZES DE SOUZA AMARANTE

Licenciatura em Física (Universidade Estadual de Feira de Santana – 2010)

Mestre em Geofísica (Universidade Federal da Bahia – 2013)

Bacharel em Geofísica (Universidade Federal da Bahia – 2015)

Orientador: Prof. Dr. Edson Emanuel Starteri Sampaio

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

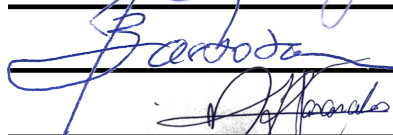
da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Edson Emanuel Starteri Sampaio (Orientador)



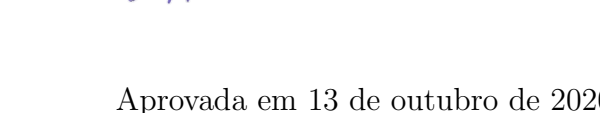
Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa



Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos



Dr. Milton José Porsani



Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Aprovada em 13 de outubro de 2020

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Universitário de Bibliotecas (SIBI/UFBA),
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Amarante, Eduardo Menezes de Souza
Modelagem e inversão de dados gravimétricos e
magnéticos aplicados no Prospecto Jaguaquara - BA /
Eduardo Menezes de Souza Amarante. -- Salvador, 2020.
102 f. : il

Orientador: Edson Emanuel Starteri Sampaio.
Tese (Doutorado - Geofísica Aplicada) --
Universidade Federal da Bahia, Universidade Federal
da Bahia, 2020.

1. Prospecto Jaguaquara. 2. Modelagem direta e
inversa. 3. Exploração mineral. I. Sampaio, Edson
Emanuel Starteri. II. Título.

À minha amada esposa, Rosiane Nunes, e à
Panquequinha, minha filha de quatro patas.

“Nada pode ser obtido sem uma espécie de sacrifício. Para se obter algo é preciso oferecer algo em troca de valor equivalente.” Alphonse Elric

Resumo

A modelagem poliédrica gravimétrica e magnética permite calcular os campos potenciais causados por corpos com geometria complexa e, desse modo, determinar o modelo mais adequado a um processo de inversão. Este trabalho contém a formulação da modelagem direta de poliedros homogêneos a partir do Teorema de Green para calcular as componentes dos campos potenciais gerado por esses corpos. Esta pesquisa também apresenta uma abordagem da análise dos resultados obtidos com o algoritmo de inversão de escopo global Particle Swarm Optimization fundamentada na análise estatística descritiva, a fim de criar janelas de busca individualizadas e otimizadas a partir do estimador estatístico intervalo de confiança. Essa análise foi aplicada aos dados aeromagnéticos e gravimétricos terrestres do Prospecto Jaguaquara-BA. O modelo de densidades das rochas obtido apresenta, de maneira eficiente, como ocorre sua distribuição tridimensional na área de estudo. A distribuição dos corpos magnéticos sobre o mapa de densidade permitiu classificar regiões da referida área de acordo com a magnetização e a densidade. A análise das componentes da magnetização e os valores da razão de Königsberger possibilitaram a classificação dos corpos magnéticos em domínios de idade e tipo de magnetização. A interpretação conjunta dos dados magnético e gravimétrico delimitou uma região com maior probabilidade de ocorrência de mineralização metálica na área de estudo.

Palavras-chave: Prospecto Jaguaquara, modelagem direta e inversa, exploração mineral.

Abstract

The gravimetric and magnetic polyhedral modeling allows to calculate the potential fields caused by bodies with complex geometry and, thus, to determine the most suitable model for an inversion process. This work contains the formulation of the direct modeling of homogeneous polyhedra based on Green's theorem to calculate the components of the potential fields generated by these bodies. This research also presents an approach to the analysis of the results obtained with the global scope inversion algorithm Particle Swarm Optimization based on descriptive statistical analysis, in order to create individualized and optimized search windows based on the statistical confidence interval estimator. This analysis was applied to aeromagnetic and terrestrial gravimetric data from the Prospecto Jaguaquara-BA. The rock density model obtained shows, in an efficient way, how its three-dimensional distribution occurs in the study area. The distribution of the magnetic bodies on the density map made it possible to classify regions of that area according to magnetization and density. The analysis of the magnetization components and the Königsberger ratio values enabled the classification of the magnetic bodies in terms of age and type of magnetization. The joint interpretation of the magnetic and gravimetric data delimited a region with a higher probability of occurrence of metallic mineralization in the study area.

Key words: Prospecto Jaguaquara, direct and inverse modeling, mining exploration.

Sumário

Resumo	5
Abstract	6
Sumário	7
Lista de Tabelas	9
Lista de Figuras	10
Introdução	15
1 Revisão da Literatura	18
1.1 Inversão	18
1.1.1 Método dos mínimos quadrados (MMQ)	20
1.1.2 PSO	21
1.2 Decomposição de Valores Singulares	24
1.3 Área de Estudo	25
1.3.1 Geologia	26
1.3.2 Estudos geofísicos	30
1.4 Intervalo de confiança	35
2 Modelagem gravimétrica e magnética para poliedros homogêneos	38
2.1 Método	39
2.2 Validação do método	43
2.3 Aplicação em poliedros	43
3 Resultados	52
3.1 Gravimetria	52
3.1.1 Inversão dos dados gravimétricos	59
3.2 Magnetometria	72
3.2.1 Inversão magnética com geometria prismática	74

3.3	Interpretação conjunta	79
4	Conclusões e recomendações	85
	Agradecimentos	87
	Referências	88
	Apêndice A Soluções das integrais da modelagem direta	92
	Anexo I Análise estatística	94
	I.1 Gráficos das distribuições dos contrastes de densidades	94
	I.2 Algoritmo para cálculo do Intervalo de Confiança	96
	I.3 Cálculo da região de confiança dos dados magnéticos	98
	I.4 Resumo estatístico da população de dados magnéticos com geometria prismática	99
	Anexo II Medidas petrofísicas	102

Lista de Tabelas

2.1	Comparação do tempo de processamento para calcular a modelagem direta. .	51
3.1	Valores da média, mediana e o desvio absoluto entre os dois primeiros em g/cm^3 . O valor do desvio foi arredondado para três casas decimais.	64
3.2	Tabela com as intensidades das magnetizações, declinação e inclinação remanentes das rochas na área de estudo. **Medida petrofísica adotada tomando como referência a susceptibilidade magnética da litologia mapeada.	77
3.3	Tabela com as nomenclaturas usadas na interpretação.	81

Lista de Figuras

1.1	Relação entre a modelagem direta e inversa.	18
1.2	Representação de um problema não linear (Adaptado de Sen e Stoffa, 1995).	20
1.3	Esquematização do filtro SVD.	25
1.4	Localização do município de Jaguaquara (Anjos, 2019).	26
1.5	Mapa geológico do Prospecto Jaguaquara (Silva et al., 2014a).	28
1.6	Distribuição dos poços no município de Jaguaquara.	29
1.7	Perfil litológico do poço localizado dentro da área de estudo (CERB, 2018).	30
1.8	Localização das estações gravimétricas no mapa geológico (Adaptado de Silva et al., 2014a).	31
1.9	Mapa de anomalia Bouguer em mGal (Aragão, 2014).	32
1.10	Áreas de interesse interpretadas (Ribeiro, 2018).	33
1.11	Magnetização remanente (\mathbf{M}_{rem}), induzida (\mathbf{M}_{ind}) e total (\mathbf{M}_T) em uma rocha. (a) Caso arbitrário em que a M_T é representado pela soma das componentes com intensidades similares; (b) para o caso $Q \gg 1$, M_T se aproxima de M_{rem} ; (c) para o caso $Q \ll 1$, M_T se aproxima de M_{ind} . (Adaptado de Lowrie e Fichtner, 2007)	35
1.12	Tamanho do intervalo de confiança em função do desvio padrão.	36
1.13	Distribuição de probabilidade e o intervalo de confiança de 99.99%. $\sigma = 0.11775$, $\mu = -0.005354$, $\theta_0 = -0.34301$ e $\theta_1 = 0.227931$ [g/cm ³]. (a) Distribuição normal no domínio do dado. (b) Distribuição normal do dado padronizado pelo desvio padrão.	37
2.1	Rotação do sistema de coordenadas para o sistema de coordenada de cada face.	40
2.2	Ilustração dos limites de integração em uma área triangular.	42
2.3	(a) Anomalia gravitacional devido a um cubo em mGal. (b) Anomalia magnética devido a um cubo em nT.	44
2.4	Mapa de erro percentual relativo entre as metodologias, (a) caso gravimétrico em mGal e (b) caso magnético em nT.	44

2.5	Configuração dos poliedros usados para calcular as anomalias gravimétrica e magnética. Os vértices do primeiro sólido são: (200,0,100), (100,50,50), (100,-50,50), (100,50,150) e (100,-50,150). O paralelepípedo tem os pontos (100,50,50), (100,-50,50), (100,50,150), (100,-50,150), (0,50,50), (0,-50,50), (0,50,150) e (0,-50,150) como vértices. Os vértices da pirâmide sul: (0,50,50), (0,-50,50), (0,50,150), (0,-50,150) e (-200,0,100). Os vértices do dodecaedro são: (0,50,50), (0,-50,50), (0,50,150), (0,-50,150), (-200, 0,100), (200,0,100), (100,50,50), (100,-50,50), (100,50,150) e (100,-50,150).	45
2.6	Efeitos gravimétricos produzidos pelos corpos que compõem o dodecaedro em mGal.	46
2.7	Anomalias magnéticas produzidas pelos corpos que compõem o dodecaedro em nT.	47
2.8	Configuração de quatro octaedros usados para calcular as anomalias gravimétricas e magnéticas. Os vértices do primeiro octaedro são: (-200,0,100), (0,-50,50), (0,-50,150), (0,50,50), (0,50,150) e (200,0,100). Os vértices do segundo octaedro: (-200,0,100), (200,0,100), (-130,-50,50), (-130,-50,150), (-130,50,50) e (-130,50,150). Os vértices do terceiro: (-223.4,0,6.2), (-63.3,-50,135.9), (-63.3,50,135.9), (-21.1,-50,45.3), (-21.1,50,45.3) e (139,0,175). Os vértices do último octaedro são: (223.4,0,6.2), (63.3,-50,135.9), (63.3,50,135.9), (21.1,-50,45.3), (21.1,50,45.3) e (-139,0,175).	48
2.9	Anomalia gravimétrica dos octaedros em mGal. a) Octaedro regular. b) Octaedro irregular. c) Octaedro regular mergulhado para o norte. d) Octaedro regular mergulhado para o sul.	49
2.10	Influência da forma e do posicionamento dos octaedros no cálculo do campo gravimétrico.	49
2.11	Anomalias magnéticas para quatro poliedros com magnetização induzida com inclinação magnética de -27° e declinação de -23° em nT.	50
2.12	Influência da forma e do posicionamento dos octaedros no cálculo do campo magnético.	50
2.13	Modelagem de um dique usando prismas retangulares e poliedros. Fonte da imagem: Adaptado de Wikipédia (2020).	51
3.1	Mapa de anomalia Bouguer em mGal em coordenadas relativas.	53
3.2	Campo regional em mGal em coordenadas relativas, determinado pelos coeficientes $\alpha = -1.770414 \times 10^{-4}$, $\beta = -1.956505 \times 10^{-5}$ e $\gamma = -39.157804$ em escala relativa.	53

3.3	Campo de gravidade residual do Prospecto Jaguaquara em mGal em escala relativa.	54
3.4	Reconstrução do campo de anomalia residual a partir do somatório das autoimagens em escala relativa.(a) Soma das 3 primeiras autoimagens. (b) Soma das 4 primeiras autoimagens. (c) Soma das 5 primeiras autoimagens. (d) Soma das 6 primeiras autoimagens. (e) Soma das 7 primeiras autoimagens. (f) Soma das 8 primeiras autoimagens. (g) Soma das 9 primeiras autoimagens. (h) Campo residual.	56
3.5	Separação do campo residual filtrado em duas componentes. (a) Campo residual filtrado. (b) Componente 1: formada pelas três primeiras autoimagens. (c) Componente 2: composta pela adição da quarta a nona autoimagem. . .	57
3.6	Determinação da “base ótima” dos corpos. (a) Croqui com a posição relativa dos prismas. (b) Curva Bouguer do corpo A em relação à profundidade. (c) Curva Bouguer do corpo B em relação à profundidade. (d) Curva Bouguer do corpo C em relação à profundidade.	58
3.7	Fluxograma com as etapas do processo de obtenção dos modelos gravimétricos.	59
3.8	Prismas distribuídos na área de estudo. Os primas de cor rosa foram desconsiderados no processo de inversão.	60
3.9	Mapa de anomalia gravimétrica residual invertido. Os valores estão em mGal.	62
3.10	Distribuição de probabilidade do parâmetro 132. Na cor azul, considera-se a janela de busca global e, na cor rosa, o intervalo de confiança de 99,99% de confiança que corresponde a janela otimizada de busca para esse parâmetro com limites θ_0 e θ_1 . As soluções obtidas com as inversões estocásticas estão na cor laranja.	63
3.11	Curva de distribuição das soluções encontradas para um determinado parâmetro com a janela otimizada.	63
3.12	Mapas das anomalias em mGal. (a) A anomalia calculada com os valores medianos para a densidade. (b) O mapa calculado com a média das soluções. (c) O mapa de anomalia observado.	64
3.13	Ajuste do campo calculado com mediana e a média aos dados observados em perfil com a geometria prismática.	65
3.14	Modelo de contraste de densidade obtido com a inversão dos dados gravimétrico em três níveis de profundidade: (a) 5 m, (b) 50 m e (c) Topo a 250 m de profundidade. (d) Componente 2 do campo residual. (e) Componente 1 do campo residual. (f) Campo residual gravimétrico filtrado. Mapas em escala relativa.	67

3.15	Interpetação dos corpos em escala relativa. (a) Corpos interpretados. (b) Principais marcações do mapa geológico de superfície.	69
3.16	Ilustração da divisão dos corpos em outros menores através da linha pontilhada preta e a fragmentação da face superior em triângulos pela linha lilás.	70
3.17	Distribuição normal das soluções obtidas estatisticamente com geometria poliédrica.	70
3.18	Mapas de anomalias residuais em mGal em escala relativa. (a) Campo calculado com a mediana da distribuição. (b) Campo calculado com a média da distribuição. (c) Campo residual observado filtrado.	71
3.19	Ajuste do campo calculado com mediana e a média aos dado observado em perfil com a geometria poliédrica.	71
3.20	Mapas de anomalias residuais em mGal em escala relativa. (a) Campo calculado com a geometria poliédrica. (b) Campo residual observado filtrado. (b) Campo calculado com a geometria prismática.	72
3.21	Comparação das soluções obtidas com as geometrias prismática e poliédrica.	73
3.22	As linhas na cor azul representam os contornos do dado gravimétrico e as linhas em lilás são os contornos das anomalias magnéticas. O retângulo amarelo é a região comum aos dois levantamentos e representa os limites dos dados magnéticos usados no processo de inversão.	73
3.23	Posicionamento dos corpos magnéticos na área de estudo sobre os alvos magnéticos demarcados por Ribeiro (2018).	74
3.24	Posicionamento dos corpos magnéticos na área de estudo sobre os alvos magnéticos demarcados por Ribeiro (2018).	75
3.25	Intervalos de confiança da declinação e inclinação magnéticas com nível de confiança de 99.99%.	76
3.26	Distribuição normal dos parâmetros calculados com o processo de inversão magnética com geometria prismática.	76
3.27	Campos aeromagnéticos em nT. (a) Com a média. (b) Observado. (c) Calculado com a mediana dos parâmetros encontrados.	77
3.28	Versores das magnetizações. Em verde, a direção da magnetização total; em azul, a componente remanente e, em vermelho, a componente induzida.	78
3.29	Campo aeromagnético modelado a partir dos corpos poliédricos magnetizados.	79
3.30	Gráficos de dispersão da direção da componente remanente.	80
3.31	Agrupamento dos corpos de acordo com a idade.	82
3.32	Interpretação conjunta.	83
3.33	Visualização 3D da região MDMis.	84

I.1	Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo D.	94
I.2	Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo E.	94
I.3	Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo A.	95
II.1	Medidas petrofísicas realizadas em amostra de campo.	102
II.2	Valor de Q, das declinação e inclinação magnéticas remanentes calculadas. *A estação da medida petrofísica está próxima do corpo. **Medida petrofísica adotada tomando como referência a susceptibilidade magnética da litologia mapeada. ***O valor da susceptibilidade foi estimada.	103

Introdução

Estudos realizados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM-BA), utilizando os dados do Levantamento Aerogeofísico Rui Barbosa-Vitória da Conquista LASA/PROSPECTORS (2006), revelaram uma expressiva feição magnética anômala na região de Jaguaquara. As avaliações de campo evidenciaram presença de rochas alcalinas intrusivas, até então não cartografadas nessa região, além de hidrotermalitos de natureza cálcio-sódica, formando albitos com epidoto associados a enriquecimento em magnetita em forte controle estrutural (CBPM, 2014).

Com o intuito de estudar mais o Prospecto Jaguaquara, o Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia (CPGG/UFBA), em parceria com a CBPM, realizou pesquisas acadêmicas com os dados geofísicos gravimétrico, aeromagnético e radiométrico. Em seu trabalho de monografia, Aragão (2014) destacou estruturas no mapa de gravidade residual por meio do emprego da técnica chamada *sun shading*. Souza (2015) realizou um estudo comparativo com cinco técnicas de continuação de campos potenciais para baixo nos dados aeromagnéticos e calculou o campo magnético no nível $Z = 0$ m. Ribeiro (2018) marcou prováveis alvos no mapa geológico através da integração dos dados magnéticos, gravimétricos e radiométricos. Anjos (2019) realizou estudos litogeoquímicos e petrográficos das rochas presentes na área estudada.

A Companhia de Engenharia Ambiental e Recursos Hídricos da Bahia - CERB também forneceu perfis litológicos da região de Jaguaquara, mas apenas um está localizado dentro da área da pesquisa (CERB, 2018). Esse perfil serviu para mapear o topo dos corpos. Os demais estão distantes para servirem como suporte a esta pesquisa.

O objetivo principal desse estudo é a realização da prospecção geofísica em profundidade, partes do corpo alcalino possuidor de magnetização que talvez seja mineralizado economicamente. Para tanto, foram realizados procedimentos de modelagem inversa de dados gravimétrico e magnético para determinar os contrastes de densidade e magnetização total. Foram calculados também as componentes remanente e induzida das magnetizações e o valor da razão de Königsberger de cada corpo e esses resultados foram interpretados em

conjunto com os valores de contrastes de densidades. O modelo de densidades foi calculado com corpos com as geometrias prismática e poliédrica, enquanto que as magnetizações foram encontradas usando apenas a abordagem para corpos prismáticos.

Esta tese de doutorado contém três capítulos. No capítulo 1, realiza-se a revisão da literatura dividida em quatro seções. Na primeira seção, apresenta-se um resumo da teoria da inversão de dados geofísicos e do algoritmo de inversão usado no trabalho. Em seguida, faz-se uma descrição da formulação do filtro de decomposição em valores singulares (SVD) que foi usado na filtragem e remoção do ruído de alta frequência do campo residual, assim como na interpretação qualitativa das fontes gravimétricas. A terceira seção do capítulo é dedicada para apresentar o referencial teórico da geologia e geofísica sobre a área de estudo e um resumo sobre a magnetização das rochas na perspectiva da prospecção geofísica mineral. Na última seção, realiza-se uma apresentação dos conceitos da estatística e do intervalo de confiança que foi usado na tese no processo de inversão estocástica para criação de janelas de buscas individuais e otimizadas.

No capítulo 2, desenvolve-se o formalismo matemático para determinar o campo gravimétrico (g_z) e as componentes do campo magnético para corpos poliédricos homogêneos usando o teorema da divergência de Green. O procedimento é validado usando as subrotinas *gobx* que calcula o campo gravimétrico e *mbox* para calcular o campo magnético (Blakely, 1996), ambas para corpos prismáticos. E, por fim, calculam-se as anomalias dos poliedros. O uso de poliedros nas modelagens gravimétrica e magnética permite simular corpos geológicos com uma aproximação mais realista do que corpos com geometrias cilíndrica, esférica e prismática.

O capítulo 3 apresenta os resultados obtidos nesta pesquisa e foi dividido em três seções. A primeira seção é dedicada aos estudos de gravimetria. Inicia-se com a remoção do campo regional usando um polinômio de primeira ordem e depois com a realização da filtragem do campo residual com filtro SVD passa-baixa. Em virtude da precariedade de informação dos corpos no que se refere a topos e fundos, foi determinada a base ótima para os corpos a partir de uma simulação com dados sintéticos. Então, foi realizado o procedimento de modelagem inversa e linear para o dado gravimétrico residual com o *Particle Swarm Optimization* (PSO) com 300 parâmetros. Constituiu-se uma amostra com 30 soluções cujos dados são os contrastes de densidades calculadas no processo de inversão que foram analisadas estatisticamente com objetivo de criar janelas de buscas otimizadas a partir do estimador estatístico intervalo de confiança. Geng et al. (2018) realizaram uma inversão probabilística 3D com uso de parâmetros de covariância para realizar um modelo gravimétrico com respaldo geológico. Nesta pesquisa, o intervalo de confiança com o nível de confiança de 99,99%

garante a continuidade lateral e em profundidade dos parâmetros físicos buscados e que o resultado encontrado não seja apenas uma solução numérica, e sim um modelo gravimétrico com respaldo geológico. Uma vez determinada as janelas ótimas, foi obtido um novo conjunto de solução estatística com 30 dados. Com uma interpretação prévia, poliedros são traçados e o processo de inversão é retomado com uma geometria diferente. Faz-se uma comparação com os resultados obtidos a partir das distintas geometrias.

Na segunda seção, as anomalias magnéticas mapeadas no levantamento aeromagnético são estudadas. Apoiando-se na interpretação realizada em estudos prévios por Ribeiro (2018), corpos prismáticos foram distribuídos sobre os prováveis alvos outrora delimitados a partir da interpretação conjunta dos dados gravimétricos, magnéticos e radiométricos. Então, foi realizado o processo de inversão estocástica com essa geometria e, em seguida, o cálculo a modelagem direta com poliedros justapostos aos prováveis alvos. Na última seção do capítulo, expõe-se a interpretação conjunta dos resultados obtidos com as informações geológicas de campo obtidas mediante a fundamentação teórica.

Por fim, são estabelecidas as conclusões obtidas com esta pesquisa e são propostas algumas recomendações.

1

Revisão da Literatura

1.1 Inversão

Um dos objetivos da geofísica é determinar os parâmetros físicos da subsuperfície através de dados obtidos indiretamente. A modelagem direta é a resposta imediata de um determinado modelo regido por equações e leis da física. O problema inverso, no entanto, é uma ferramenta utilizada para determinar um modelo que se adeque aos resultados encontrados. A Figura 1.1 esquematiza a relação entre as duas metodologias:

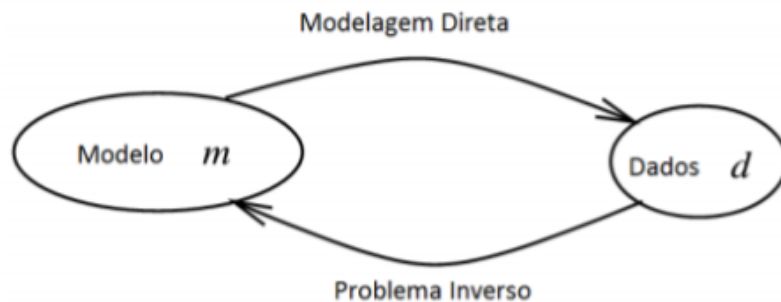


Figura 1.1: Relação entre a modelagem direta e inversa.

Os dados geofísicos, em sua maioria, são discretos e permitem o emprego da formulação matricial. Seja $\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_M]^T$ o vetor que representa as observações e $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_N]$, os parâmetros do modelo, então, para um problema geofísico linear, tem-se um sistema de equações a ser solucionado:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}, \quad (1.1)$$

onde \mathbf{G} é uma matriz que está relacionada com as leis físicas.

O processo de inversão busca determinar o conjunto dos parâmetros que explique os dados geofísicos medidos. Todavia, a presença de ruído e até mesmo a limitação no processo de inversão fornece apenas a estimativa do modelo real. O tipo de inversão a ser aplicada depende da natureza do problema que pode ser linear ou não linear.

Um dado modelo geofísico é linear quando o conjunto de dados é uma combinação linear do conjunto de parâmetros e a matriz \mathbf{G} for conhecida e possuir inversa, a solução do problema é dada por:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}. \quad (1.2)$$

Caso a matriz $\mathbf{G}_{M \times N}$ seja quadrada, a quantidade de parâmetros a determinar é igual ao número de dados, um problema linear determinado. Se número de variáveis (N) for menor que o número de observações, o problema terá solução, mas não será unívoca, pois há diversos conjuntos de parâmetros que solucionam o problema. Assim sendo, se $M > N$, o problema de inversão torna-se inviável de ser implementado (Snieder e Trampert, 1999). Por conta dos ruídos existentes, correlacionáveis ou não com os dados, a solução a ser determinada através dos métodos de otimização nunca será exata. Contudo, a solução encontrada deve possuir um erro mínimo existente entre os dados observados e os calculados pelos parâmetros invertidos. Logo, o erro é dado por:

$$\mathbf{e} = \mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}. \quad (1.3)$$

Os algoritmos de inversão podem ser classificados de acordo com o critério de busca, que pode ser de escopo local e global. O primeiro deles busca solução que minimize a função objetivo nas proximidades do modelo inicial sem levar em consideração o que acontece nas demais regiões. Após a minimização, pode ser que a solução encontrada seja um mínimo global dependendo apenas de quão próximo o modelo inicial esteja do mínimo global. Em tais métodos, o processo de busca é resultado do emprego de derivadas direcionais que levam à solução que minimize o problema. Como exemplos, tem-se: Método de Newton, Método de Levenberg - Marquardt e Gauss Newton (GN). A Figura 1.2 ilustra um problema não-linear com a presença dos mínimos local e global (Sen e Stoffa, 1995).

Os algoritmos de busca global têm natureza estocástica e objetivam encontrar uma solução dentro do espaço global de modelos que minimizem o problema independentemente do modelo inicial. Existem vários métodos com essa característica: Enxame de Partículas

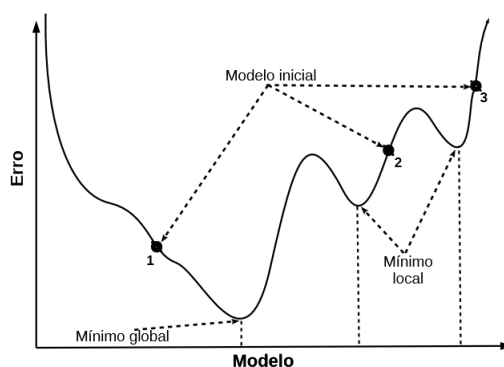


Figura 1.2: Representação de um problema não linear (Adaptado de Sen e Stoffa, 1995).

(PSO), Algoritmo Genético (AG), *Simulated Annealing* (SA), *Very Fast Simulated Annealing* (VFSA), entre outros (Weise, 2009).

A classe de algoritmos híbridos associa as duas categorias anteriores. A ideia por trás deles é a junção de algoritmos com critérios de buscas global e local para solucionar o mesmo problema de minimização. O algoritmo de otimização local pode ser usado após cada iteração do algoritmo de busca global, ou apenas ao fim de todas elas. A ideia é sempre melhorar o modelo encontrado a partir da aplicação da derivada.

Santana (2017) usou a hibridização de algoritmos combinando o VFSA com o de GN para determinar os campos de velocidade intervalares. Ferreira et al. (2003) aplicaram uma abordagem híbrida do GN com o AG, na qual a versão linearizada é usada para melhorar o modelo ao final de cada geração do algoritmo genético. Neste trabalho, o processo de inversão utilizado será apenas estocástico com o algoritmo PSO. Como as inversões estocásticas sempre diferem uma da outra, foi criada uma população com as soluções obtidas para a geometria prismática e poliédrica para serem analisadas estatisticamente. A solução final apresenta fundamentação na estatística.

1.1.1 Método dos mínimos quadrados (MMQ)

O método dos mínimos quadrados é uma técnica de otimização matemática que busca encontrar uma solução que minimize a soma dos quadrados das diferenças entre os dados observados e calculados. A sua formulação é dada por:

$$\Phi(\mathbf{m}) = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = [\mathbf{d} - \mathbf{Gm}]^T [\mathbf{d} - \mathbf{Gm}], \quad (1.4)$$

onde Φ é denominado de função objetivo.

Desenvolvendo a equação 1.4, tem-se:

$$\Phi(\mathbf{m}) = \mathbf{d}^T \mathbf{d} - \mathbf{d}^T \mathbf{G} \mathbf{m} - \mathbf{m}^T \mathbf{G}^T \mathbf{d} + \mathbf{m}^T \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m}. \quad (1.5)$$

Os parâmetros que minimizam a equação 1.5 são encontrados quando a derivada da função objetivo é zero:

$$\frac{\partial \Phi(\mathbf{m})}{\partial(\mathbf{m})} = \mathbf{0} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} + 2\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{0} \quad (1.6)$$

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d}. \quad (1.7)$$

Isolando o vetor dos parâmetros, tem-se:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}. \quad (1.8)$$

A matriz $[\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1}$ é chamada de matriz inversa generalizada (Porsani et al., 2010).

A maioria dos problemas geofísicos é de natureza não linear. Isso significa que o vetor dos dados observados \mathbf{d} e dos parâmetros \mathbf{m} são linearmente independentes. Os dados são gerados a partir de uma função direta do conjunto dos parâmetros:

$$\mathbf{d}_{\text{cal}} = \mathbf{G}(\mathbf{m}). \quad (1.9)$$

Dessa forma, a função objetivo para problemas não lineares no contexto dos mínimos quadrados é dada por:

$$\Phi(\mathbf{m}) = \|\mathbf{d} - \mathbf{d}_{\text{cal}}\|_2 = \|\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})\|_2. \quad (1.10)$$

1.1.2 PSO

A técnica de Otimização por Enxame de Partículas (PSO - do inglês *Particle Swarm Optimization*) foi desenvolvida por Eberhart e Kennedy (1995) a partir da análise comportamental dos pássaros a procura de alimento ou de um local para um ninho. Durante suas expedições, cada pássaro leva em consideração as experiências de outros indivíduos do grupo.

O PSO é um algoritmo meta-heurístico, robusto, de fácil compreensão e implementação computacional. Essas características determinaram a escolha desse método neste estudo em detrimento a outras técnicas como o *Simulated Annealing* (SA) e o Algoritmo Genético (AG),

ambos de escopo global. O SA é uma técnica de fácil implementação, mas apresenta dificuldade em problemas com muitos parâmetros. O AG, por sua vez, é um método robusto para solucionar problemas de inversão, mas sua implementação é mais complicada que o PSO.

O método resolve os problemas criando uma população de partículas, e as movendo em torno do espaço de pesquisa através da cooperação e da competição entre elas, de acordo com fórmulas matemáticas simples sobre a posição e a velocidade das partículas.

O movimento de cada partícula é influenciado pela posição mais conhecida do local, mas também é guiado em direção às posições mais conhecidas do espaço de pesquisa, que são atualizadas como posições melhores quando encontradas por outras partículas. Dessa forma, sua trajetória é estabelecida a partir da combinação de suas experiências passadas com as de seus vizinhos.

O método PSO vem ganhando espaço nos estudos científicos por conta de sua eficiência na solução de problemas de inversão de diferentes naturezas somada a sua facilidade na implementação. Yuan et al. (2009) aplicaram o PSO para a inversão de diversos dados geofísicos e compararam sua eficiência com outros métodos de inversão. Eles destacaram como vantagem a precisão na eficiência, velocidade de convergência e a não dependência de um modelo inicial. A fim de comparação, Shaw e Srivastava (2007) também aplicaram o PSO, o AG e o *Ridge Regression* (RR) em problemas de inversão de dados de polarização induzida, sondagem elétrica vertical e de método magnetotelúrico em uma região da Índia. Os resultados encontrados pelos AG e PSO foram bem próximos. Wilken et al. (2009) empregaram o método para dados sísmicos de reflexão com alta resolução.

Singh e Biswas (2016) inicialmente testaram o método em dados gravimétricos sintéticos sem e com ruído Gaussiano de 10% e, por fim, aplicaram em dados reais de cinco regiões do mundo. Os resultados alcançados para os dados sintéticos foram próximos aos do modelo verdadeiro e, quanto aos dados de campo, apresentaram resultados em concordância aos estudos realizados com outras técnicas de inversão. Srivastava e Agarwal (2010) destacaram a estabilidade da técnica na determinação da amplitude do sinal analítico para anomalias magnéticas na comparação com a deconvolução de Euler e *Enhanced Local Wavenumber* (ELW).

Algoritmo do PSO

No PSO, as partículas representam soluções em potencial para o problema de otimização. Quanto maior for o tamanho do enxame, ou seja, a quantidade de partículas, maior é o custo computacional. Cada partícula i possui uma posição atual $x_i(t)$, uma velocidade atual da

partícula $v_i(t)$ e a sua melhor posição alcançada $y_i(t)$.

No problema de inversão gravimétrica, a posição da partícula é o parâmetro a ser determinado que pode ser a densidade nos problemas de inversão linear ou também a profundidade do corpo nas inversões não lineares. A velocidade é a magnitude em que a solução corrente é alterada para buscar os mínimos local e global. Todavia, não confundir esse conceito com o fator de inércia que é a intensidade em que a solução corrente é alterada (o percentual transferido do $Gbest$ e do $\rho best_i$) (Rizzi et al., 2016).

A melhor posição individual da partícula i ($\rho best$), no problema de minimização, representa a posição na qual se obteve a sua melhor função objetivo f . Outro conceito utilizado nessa técnica de otimização é o $Gbest$ que se trata da melhor posição até então encontrada por todas as partículas do enxame.

O algoritmo PSO faz uso de duas sequências aleatórias independentes, no qual r_1 e r_2 são valores aleatórios sorteados dentro dos limites $(0, 1)$ que dão natureza estocástica ao algoritmo. As constantes c_1 e c_2 da equação 1.11 são chamadas de aceleração e elas determinam o tamanho do passo máximo que uma partícula pode dar em uma única iteração (Esmín, 2005). A velocidade da partícula é dada por:

$$v_i(t+1) = v_i(t) = c_1 r_1(t) \times [\rho best - x_i(t)] + c_2 r_2 \times [Gbest - x_i(t)], \quad (1.11)$$

onde: os produtos $c_1 r_1(t)$ e $c_2 r_2(t)$ são denominados por Eberhart e Kennedy (1995) de componentes “cognitivo” e “social”, respectivamente.

Uma vez calculada a velocidade da partícula, a nova posição de cada partícula é dada por:

$$x_i(t+1) = x_i(t) + v_i(t+1). \quad (1.12)$$

Para evitar que a partícula saia da região de busca, são impostos limites na velocidade dela $(-v_{max}, v_{max})$. Caso a velocidade da partícula extrapole os limites impostos, sua velocidade assume o limite máximo ou mínimo.

A descrição em pseudocódigo desse algoritmo:

- 1: **Determina** a quantidade de partículas e cria o enxame
- 2: **Inicializa** a população com posições e velocidades aleatórias
- 3: **Para partícula i da população, faça:**
- 4: **Calcular** a função objetivo(f_i)

- 4: **Calcular** a melhor posição da partícula até o momento (ρ_{best}).
- 5: **Descubra** a partícula com o melhor *fitness* de toda a população (G_{best})
- 6: **Para partícula i da população, faça:**
- 7: A atualização da posição e da velocidade de cada partícula
- 8: **Retorne ao passo 3 até atingir a condição de parada.**

1.2 Decomposição de Valores Singulares

Dada uma matriz \mathbf{X} , de ordem $M \times N$, ela pode ser representada na forma

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T, \quad (1.13)$$

onde:

- $\mathbf{\Sigma}$ é a matriz diagonal de ordem $N \times N$ dos valores singulares organizados em ordem decrescente, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \sigma_N$;
- \mathbf{U} é a matriz de ordem $M \times N$ dos autovetores;
- \mathbf{V} é a matriz de ordem $N \times N$ dos autovetores associados aos autovalores.

É mais útil representar a matriz \mathbf{X} na forma de um somatório de matrizes de posto unitário r , ponderadas pelos valores singulares σ_i , cujos produtos $\mathbf{u}_i\mathbf{v}_i^T$ representam as autoimagens da matriz \mathbf{X} ,

$$\mathbf{X} = \sum_{i=1}^r \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T. \quad (1.14)$$

Freire (1986) formulou três tipos de filtros SVD em função das autoimagens na reconstrução da matriz \mathbf{X} : o filtro SVD passa baixa (\mathbf{X}_{LP}), o filtro SVD passa alta (\mathbf{X}_{HP}) e o filtro passa banda (\mathbf{X}_{BP}). A esquematização do filtro está ilustrada na Figura 1.3. O filtro \mathbf{X}_{LP} é definido por um índice de corte superior, $(p - 1)$, a partir do qual, todos os valores são zerados. A saída desse filtro preserva a informação mais correlacionável,

$$\mathbf{X}_{\text{LP}}(p - 1) = \sum_{i=1}^p \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T. \quad (1.15)$$

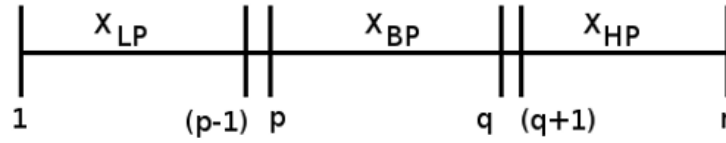


Figura 1.3: Esquematização do filtro SVD.

Para aplicações em dados potenciais, a Equação 1.15 isola as contribuições das grandes estruturas profundas. Com a escolha adequada do parâmetro de corte p , pode-se simular um campo regional. O filtro SVD passa alta tenderá a rejeitar a componente de maior correlação da matriz dos dados e zerando todos os valores singulares abaixo do índice $q + 1$,

$$\mathbf{X}_{HP}(q + 1) = \sum_{i=q+1}^r \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T. \quad (1.16)$$

O filtro SVD passa banda é uma combinação dos outros dois, rejeitando sinais fortemente não correlacionáveis e correlacionáveis,

$$\mathbf{X}_{BP}(p, q) = \sum_{i=p}^q \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T. \quad (1.17)$$

Na literatura, há diversos relatos da aplicação da decomposição em valores singulares para filtragem de dados sísmicos, na tomografia de tempos de trânsitos, cálculo pseudoinversa em problemas de otimização e em dados potenciais. Nesse último, destaca-se Eshaghzadeh e Kalantari (2016) que fizeram a interpretação do campo magnético baseados no coeficiente de correlação das autoimagens. Zhao e Chen (2011) aplicaram o SVD para isolar a anomalia gravimétrica residual associada à mineralização de ouro. Chen et al. (2015) usaram a decomposição em valores singulares na matriz dos dados gravimétricos para extrair as componentes gravitacionais referentes aos granitos enterrados em diferentes profundidades. Ganguli e Dimri (2013) usaram as autoimagens do campo gravimétrico para separar as anomalias locais do regional em uma área de exploração de petróleo.

1.3 Área de Estudo

O município de Jaguaquara está localizado na porção sudoeste do Estado da Bahia. A Figura 1.4 mostra a sua localização. Distanto 328 km de Salvador, o principal acesso ao município a partir da capital baiana é realizado pela BR-324.

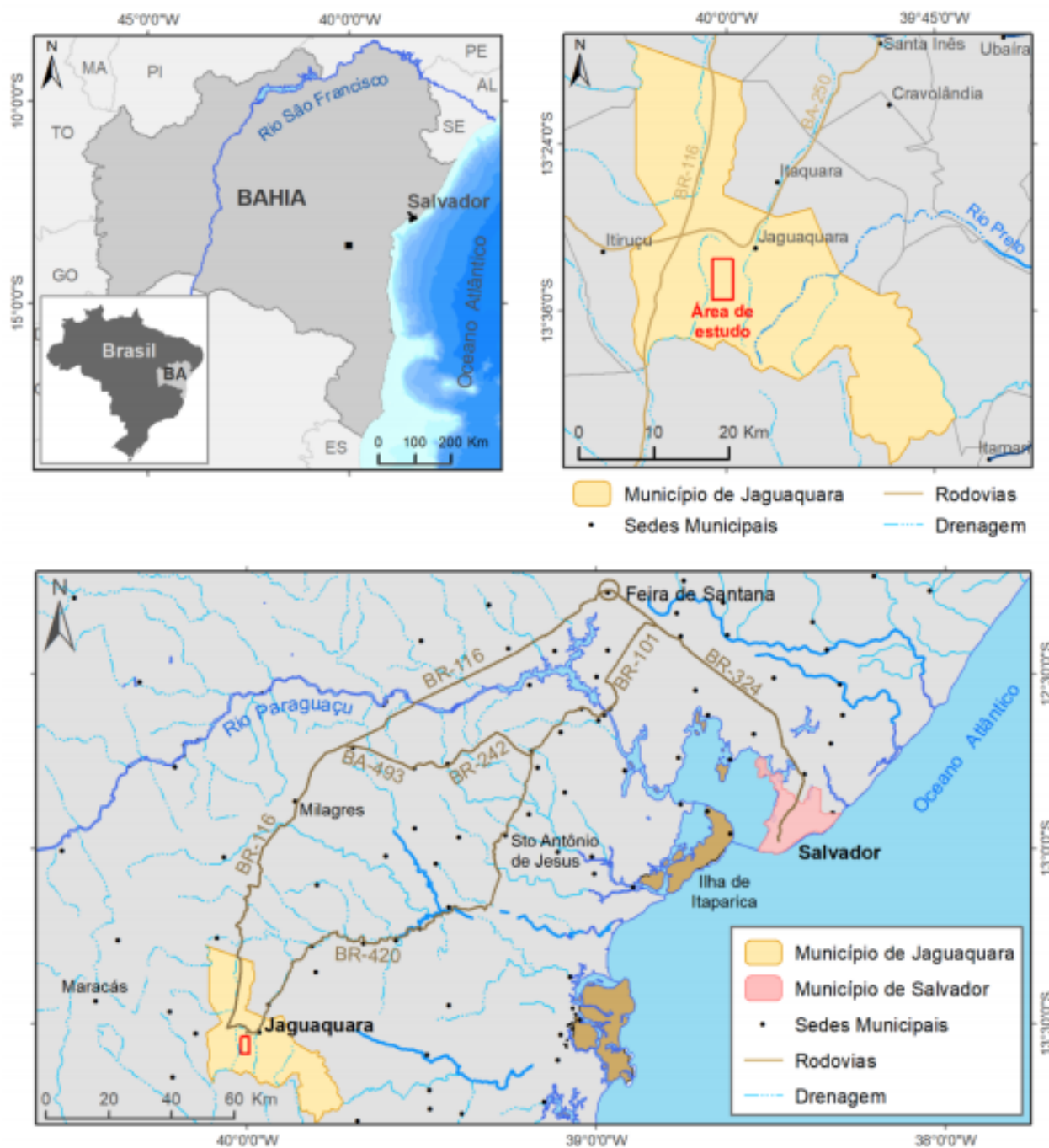


Figura 1.4: Localização do município de Jaguaquara (Anjos, 2019).

1.3.1 Geologia

No ano de 2006, foram realizados levantamentos aerogeofísicos magnético e de espectrometria gama na região entre as cidades de Rui Barbosa e Vitória da Conquista, sendo que o levantamento aerogeofísico magnético constatou a existência de uma forte anomalia magnética na região do município de Jaguaquara (Silva et al., 2014a). Essa área foi deno-

minada de Prospecto Jaguaquara antes mesmo de comprovar a existência de algum tipo de mineralização.

A área de estudo situa-se no Bloco de Jequié, próximo ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. O Bloco Jequié é composto por ortognaisses granulíticos de composição granítica e tonalítica, além de rochas enderbíticas e charnockíticas. O Prospecto Jaguaquara constitui um corpo de rocha alcalina, de idade neoarqueana introduzido no Bloco Jequié a cerca de 2,7 Ga, mas deformado e metamorfoisado no paleoproterozoico nos tempos 2,08 Ga (Anjos, 2019).

A geologia da área de estudo, como está representado na Figura 1.5, é composta por uma cobertura amarelada de origem detrítica, concreção ferruginosa, veio de quartzo, tremolito, sienitos albitizado e charnockito enderbito gnaiss.

A cobertura detrítica é caracterizada por sedimentos areno-argilosos, quartzosos, sub-angulosos e de coloração amarela alaranjada, por vezes com tons avermelhados. Concreção ferruginosa ocorre restritamente, a qual é caracterizada por uma rocha supergênica de granulometria fina, apresentando cor cinza castanho, composta, essencialmente, por fragmentos de quartzo em meio a uma matriz silicosa com limonita e goethita (Silva et al., 2014a).

Os albititos são rochas de coloração cinza a rosada com manchas esverdeadas, granulação fina a média, estrutura deformada a milonitizada. Nos poucos afloramentos encontrados, ocorrem foliações concordantes com o trend regional, na direção NE-SW, com 85° de mergulho para NW. Na área de estudo, os albititos ocupam a porção central e, localmente, a porção NW da área de pesquisa, entre as cotas de 700 e 750 m (Silva et al., 2014a).

A unidade de sienito albitizado é composta por sienitos, com local variação para monzonitos, que exibem variados graus de albitização. Essas rochas apresentam foliações, em geral, NE-SW, com mergulho entre 60° e 80° tanto para NW, quanto SE. São rochas com coloração variando do rosa ao branco, granulometria fina a média, localmente grossa, estrutura gnáissica a milonitizada, bandamento dado pela alternância milimétrica a centimétrica de bandas com magnetita-ilmenita e bandas com quartzo, albita, clinopiroxênio e anfibólio sódicos (Silva et al., 2014a).

As rochas granulíticas (charnockito/enderbito gnaiss) possuem coloração castanha a cinza-escura, granulometria fina a muito grossa e estrutura foliada. Possuem composição quartzo-feldspática, associada com hiperstênio, biotita, anfibólio e, por vezes, granada. Essas rochas foram intrudidas por rochas alcalinas tais como os sienitos milonitizados e metassomatizados além de hidrotermalitos de natureza cálcio-sódica, formando albititos com epidoto associados a enriquecimento em magnetita em forte controle estrutural. O processo

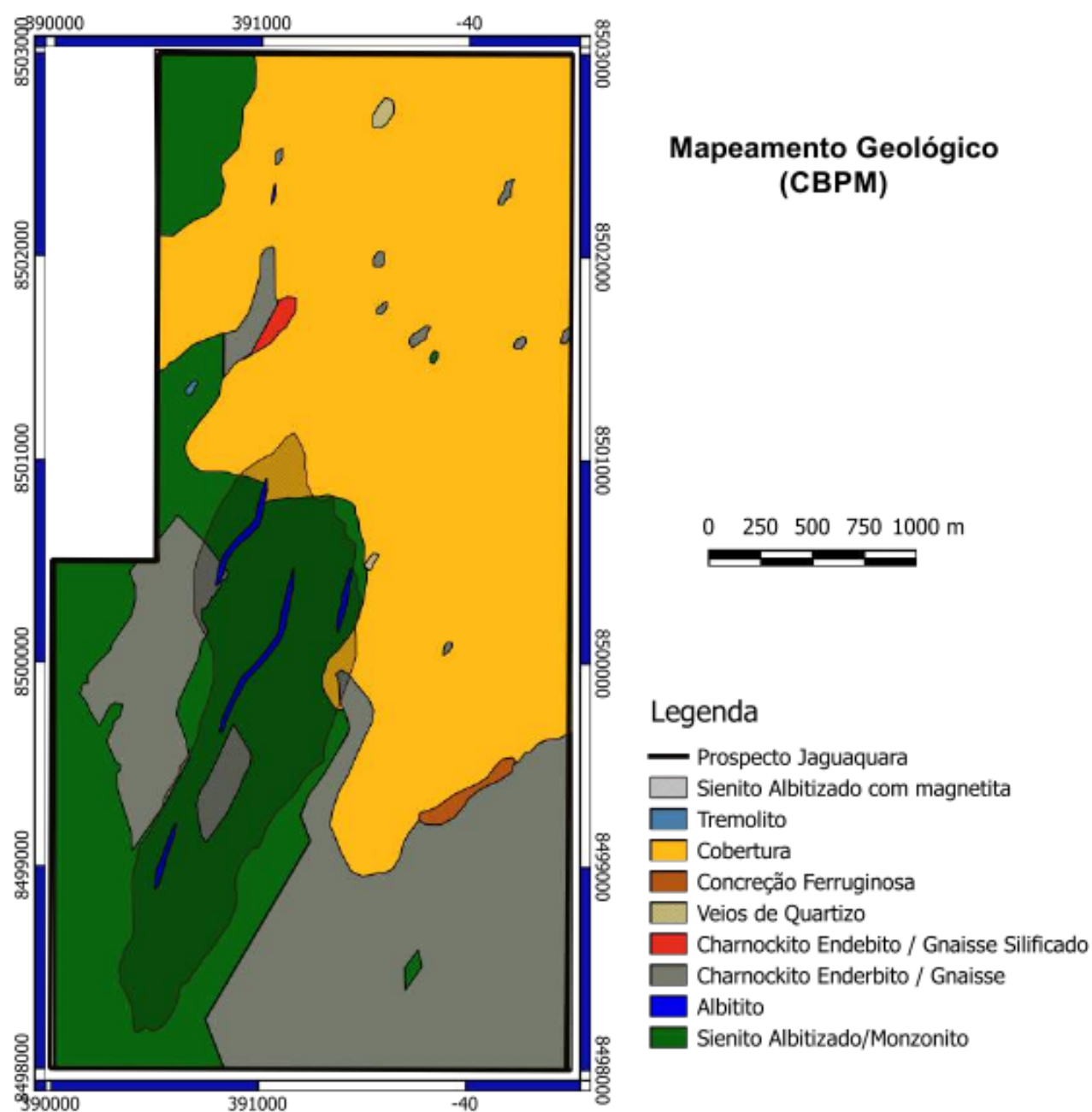


Figura 1.5: Mapa geológico do Prospecto Jaguaquara (Silva et al., 2014a).

de metassomatização é caracterizado pela presença de fluidos hidrotermalizantes ricos em Fe-Na-K-Ca, resultando na formação de uma matriz constituída por albita, restos de microclina, aegirina, anfibólio sódico e epidoto (Silva et al., 2014a).

O processo hidrotermal ocorrido na área foi responsável pela permeação de Fe e Ti que propiciou a formação de magnetita e ilmenita dispostas nos planos de deformação sob a forma de pequenos cristais euédricos a anédricos.

A Figura 1.6 mostra a distribuição geográfica dos poços no município. Eles fornecem informações da geologia de subsuperfície da região como um todo. Todavia, apenas um se encontra dentro da área de estudo, cujo perfil litológico está ilustrado na Figura 1.7.

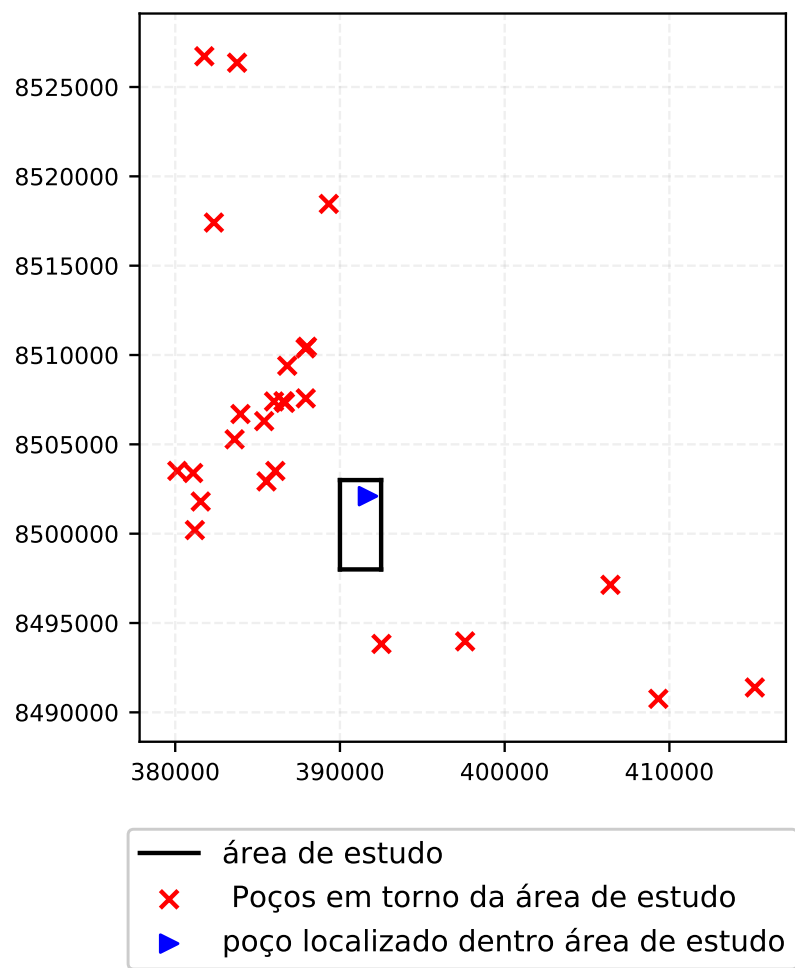


Figura 1.6: Distribuição dos poços no município de Jaguaquara.

O poço situado dentro da área de pesquisa foi realizado pela Companhia de Engenharia Ambiental e Recursos Hídricos da Bahia (CERB, 2018). Ele tem profundidade de 60 m e quatro unidades litológicas distintas descritas como:

- unidade 1: solo argiloso amarronzado, formando uma cobertura detrítica de apenas 1 m de profundidade;
- unidade 2: tem 2 m de profundidade e se trata de uma rocha cristalina metamórfica decomposta com coloração cinza-escuro e fragmentação grossa;
- unidade 3: de 3 a 51 m de profundidade ocorre um granulito de cor cinza escuro, fragmentação média e composta por quartzo e mica.

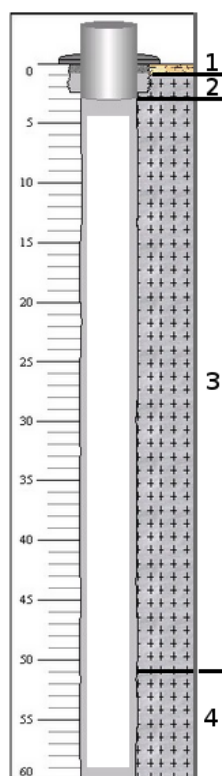


Figura 1.7: Perfil litológico do poço localizado dentro da área de estudo (CERB, 2018).

- unidade 4: na base, ocorre uma rocha metamórfica cizentada que contém mica, quartzo e feldspato e possui granulometria fina a média.

Anjos (2019) realizou estudos petrográficos de amostras de rochas coletadas na região, a fim de identificar os minerais constituintes, reconhecer os litotipos, as microestruturas e as reações metamórficas envolvidas na formação delas e com a análise química da rocha, ele determinou o percentual mineralógico das unidades litológicas.

1.3.2 Estudos geofísicos

No que se refere a dados geofísicos, o Prospecto Jaguaquara foi tema de estudos desenvolvidos através da parceria CBPM/UFBA. Aragão (2014) realizou a aquisição gravimétrica de 21 linhas W-E espaçadas de 250 m, com as estações a cada 25 m. Dessas linhas, 11 tiveram extensão de 2,5 km e as demais 2,0 km. Os dados gravimétricos foram obtidos pelo CPGG com o gravímetro Scintrex G5, pertencente ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geofísica do Petróleo (INCT-GP). A Figura 1.8 mostra a disposição das estações gravimétricas sobre o mapeamento geológico de superfície. A Figura 1.9 apresenta o mapa de

anomalia Bouguer obtido com o método *krigagem* de interpolação com uma malha de 81×81 pontos. Após a retirada do campo regional do dado Bouguer, Aragão (2014) demarcou algumas regiões no mapa de gravidade residual que apresentavam ser de grande importância exploratória tendo em vista o mapa geológico local. Ela também empregou o procedimento *sun shading* para realçar estruturas presentes nos dados de gravidade residual que serviu para mostrar feições que não estavam presentes no mapa de anomalia gravimétrica.

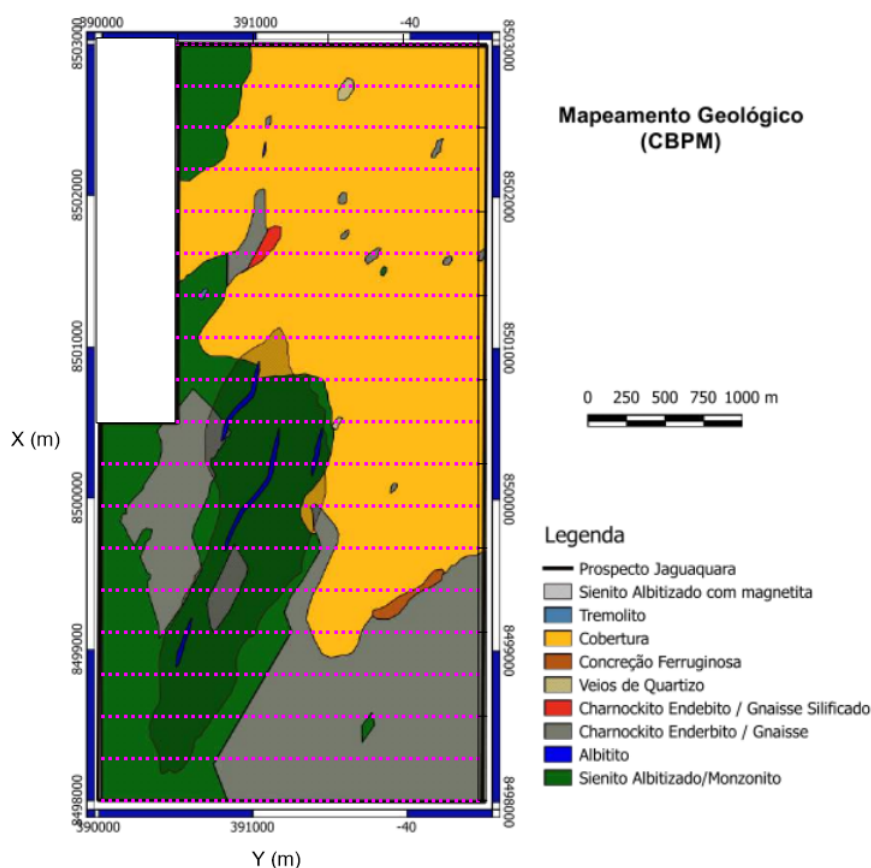


Figura 1.8: Localização das estações gravimétricas no mapa geológico (Adaptado de Silva et al., 2014a).

Ribeiro (2018) avaliou o potencial exploratório do Prospecto Jaguaquara através da análise de dados radiométrico, magnético e gravimétrico, em associação com a geologia para marcar regiões de maior interesse. Inicialmente, ele produziu dois mapas de concentração relativa de Urânio com Tório (U/Th) e Potássio com Tório (K/Th). Então, áreas com enriquecimento Urânio e Potássio e empobrecidas em Tório foram mapeadas. De acordo com o autor, a concentração de tais elementos é fruto da ação de fluidos hidrotermais e proporciona a existência de mineralizações do tipo iron-oxide-copper-gold (IOCG) (Silva et al., 2014b). O autor elaborou um mapa ternário, a fim de identificar nas rochas encaixantes uma influência por fluidos de origem hidrotermal. Ribeiro (2018) aplicou procedimentos conhecidos como amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico e inclinação do

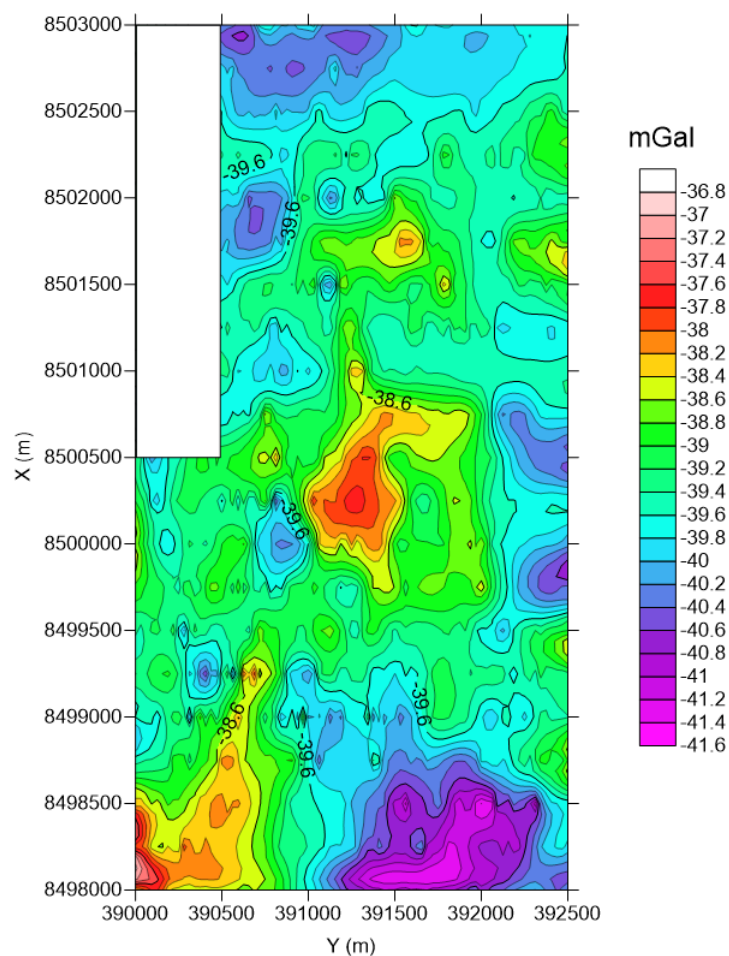


Figura 1.9: Mapa de anomalia Bouguer em mGal (Aragão, 2014).

sinal analítico do gradiente horizontal total nos dados magnéticos reduzidos ao Equador para extrair informações de lineamentos, feições, texturas para delimitar os domínios magnéticos. Na tentativa de delimitar e individualizar as anomalias gravimétricas, Ribeiro (2018) aplicou a técnica de inclinação do sinal analítico no mapa Bouguer filtrado e constatou que a anomalia central é descontínua e foi dividida em três. Foi realizada também uma análise das profundidades dos topos das fontes com o espectro de potência e observou que elas mesmas se encontram dentro de duas faixas de profundidades, a mais profunda a 200 m e a outra a 100 m. Por fim, o autor realizou uma interpretação conjunta dos resultados encontrados e marcou os alvos no mapa geológico (Figura 1.10).

Souza (2015) fez uma análise comparativa de cinco métodos de continuação para baixo do campo potencial. Os métodos aplicados foram: a regularização de Tikhonov, a regularização de Tikhonov iterativa, a iteração integral, a iteração Landweber e o método adaptativo iterativo de Tikhonov. Inicialmente, os dados foram aplicados em dados magnéticos sintéticos e depois em dados aeromagnéticos reais do Prospecto Jaguaquara. Ele ainda mediu a eficiência dos métodos e concluiu que o método Tikhonov iterativo adaptativo apresentou o melhor

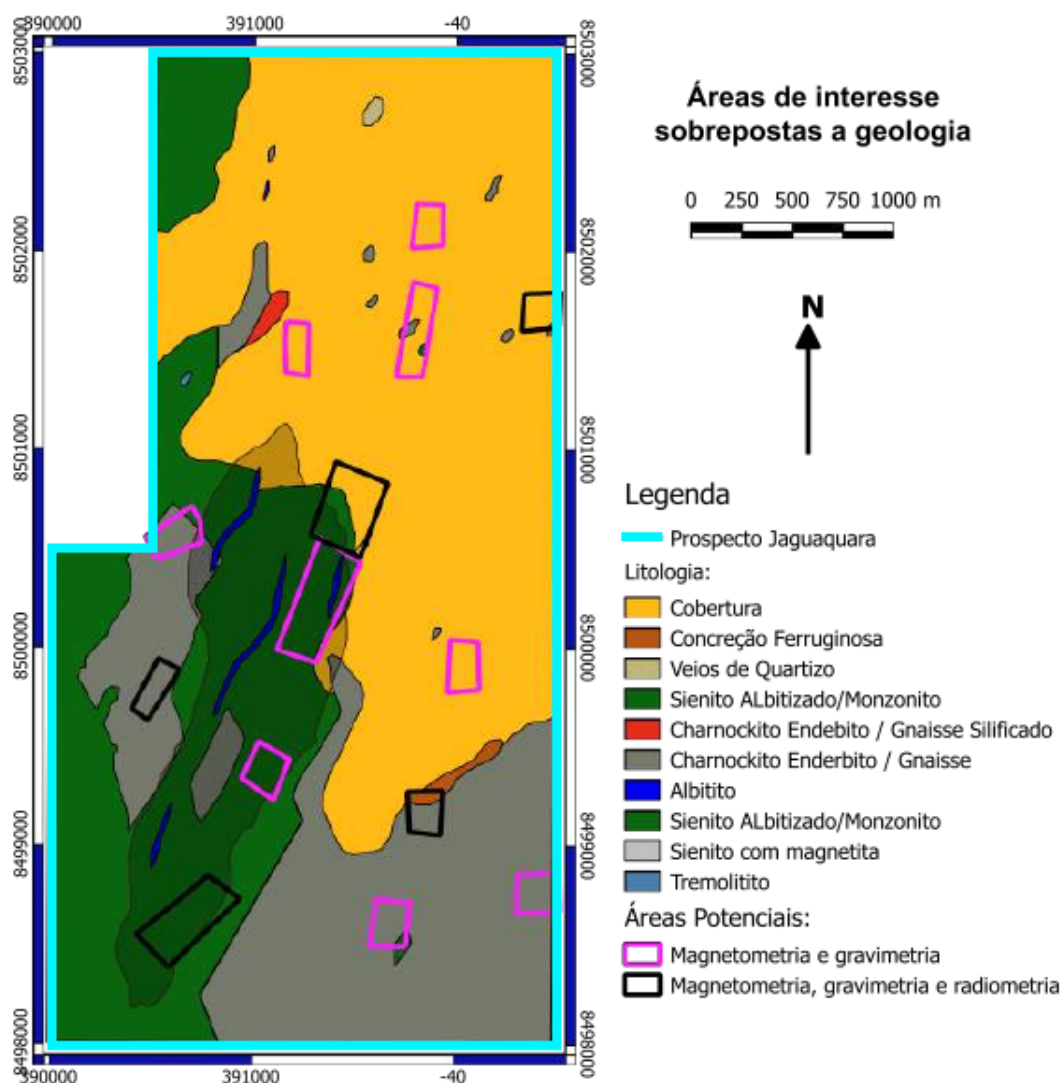


Figura 1.10: Áreas de interesse interpretadas (Ribeiro, 2018).

resultado uma vez que o erro obtido é aceitável e os corpos delimitados sofreram menores distorções em relação aos outros procedimentos.

Esses trabalhos são de extrema importância para o conhecimento prévio da área de estudo, pois fornecem subsídios teóricos para a realização do presente trabalho de doutoramento, tais como: o fornecimento dos dados após as etapas do pré-processamento realizadas por Aragão (2014) e Souza (2015) somando-se à estimativa de profundidade do topo das fontes e a demarcação dos prováveis alvos na área de estudo feitas por Ribeiro (2018). É importante salientar que esses resultados obtidos não suprem a necessidade de informação da geologia de subsuperfície, servindo como guia para uma interpretação fidedigna dos dados geofísicos observados.

Magnetização das rochas

Toda rocha contém uma pequena quantidade de minerais ferromagnéticos. Esses grãos podem se tornar magnetizados permanentemente durante a sua formação ou em um processo posterior. A magnetização remanente da rocha está associada ao campo geomagnético do passado geológico (Lowrie e Fichtner, 2007). As rochas vulcânicas podem registrar a direção e a intensidade do campo a partir de uma magnetização termoremanente que é adquirida após o resfriamento da rocha. Isso indica que em derrames ocorridos em diferentes intervalos de tempo podem apresentar magnetizações distintas. O campo magnético terrestre pode ser estudado em intervalos de tempo da ordem de séculos a milênios pelas medidas indiretas de direção (declinação e inclinação) e intensidade, a partir da magnetização remanente registrada em materiais geológicos (Hartmann, 2010). Dessa forma, eventos que ocorreram posteriormente (na escala de séculos ou milênios) à formação da rocha, e que causaram a sua alteração, deixam registros na rocha de um campo magnético diferente e, portanto, por meio de medidas indiretas da magnetização remanente colhidas em rochas é possível diferenciá-las quanto à idade.

A magnetização induzida, por sua vez, possui relação com o campo magnético atual e possui direção paralela a ele (Lowrie e Fichtner, 2007). A magnetização da rocha (\mathbf{M}_T) é composta pela soma vetorial da componente remanente (\mathbf{M}_{rem}) com a componente induzida (\mathbf{M}_{ind}) (Blakely, 1996),

$$\mathbf{M}_T = \mathbf{M}_{rem} + \mathbf{M}_{ind}. \quad (1.18)$$

A Figura 1.11 ilustra a equação 1.18 em três situações distintas. Na primeira delas, verifica-se o caso onde as componentes remanente e induzida apresentam intensidade semelhantes. A segunda situação mostra a magnetização total da rocha com característica predominantemente remanente e, na última, a magnetização total da rocha se aproximando da magnetização induzida. A importância relativa entre as intensidades das componentes remanente e induzida é determinada pelo coeficiente de Königsberger (Q) (Blakely, 1996),

$$Q = \frac{M_{rem}}{M_{ind}}. \quad (1.19)$$

Quando $Q \gg 1$, a componente remanente é muito maior do que a componente induzida. A magnetização total é quase paralela a componente remanente. Quando $Q \ll 1$, a componente remanente pode ser negligenciada ao comparar com a componente induzida. Investigações magnéticas de rochas da crosta continental para exploração comercial podem

frequentemente ser interpretadas considerando o caso em que $Q \ll 1$. Nesse caso, é observado que a susceptibilidade magnética é alta ao ponto do campo geomagnético induzir uma forte magnetização fazendo com que a magnetização total seja quase paralela à direção do campo atual no sítio de medida (Lowrie e Fichtner, 2007).

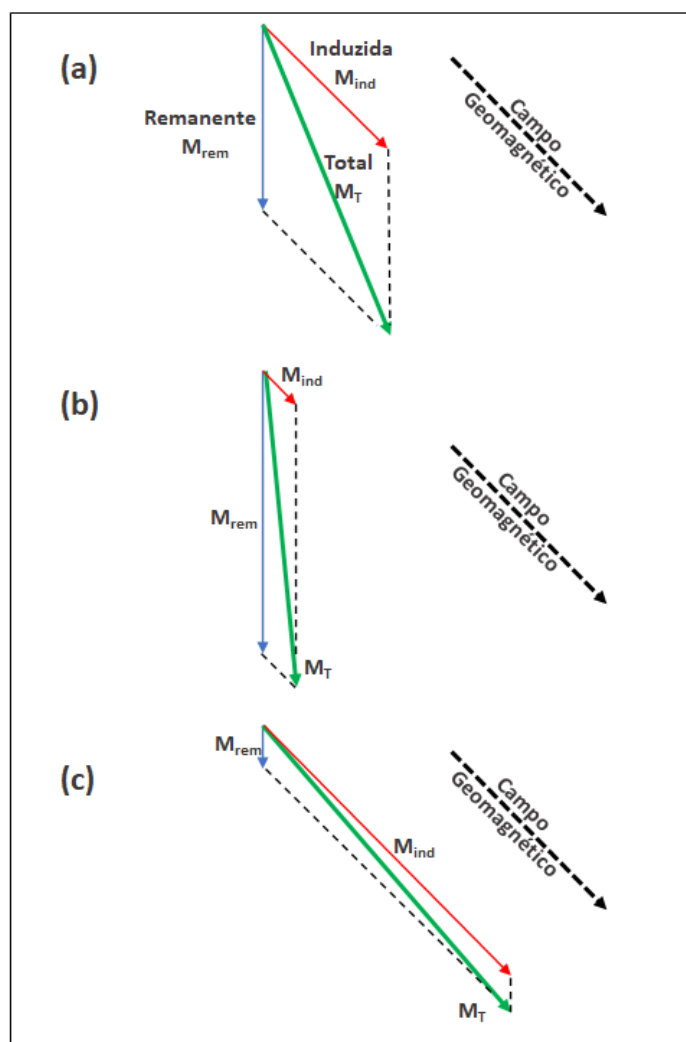


Figura 1.11: Magnetização remanente (M_{rem}), induzida (M_{ind}) e total (M_T) em uma rocha. (a) Caso arbitrário em que a M_T é representado pela soma das componentes com intensidades similares; (b) para o caso $Q \gg 1$, M_T se aproxima de M_{rem} ; (c) para o caso $Q \ll 1$, M_T se aproxima de M_{ind} . (Adaptado de Lowrie e Fichtner, 2007)

1.4 Intervalo de confiança

Intervalo de confiança é um estimador estatístico criado em torno da estimativa por ponto que contém o verdadeiro parâmetro populacional. Seja uma amostra aleatória qualquer $X_1 + X_2 + \dots + X_N$ de uma população e θ o parâmetro de interesse, tem-se:

$$P(\hat{\theta}_0 < \theta < \hat{\theta}_1) = 100 \times (1 - \alpha) \%, \quad (1.20)$$

onde: $[\hat{\theta}_0; \hat{\theta}_1]$ é o intervalo de confiança, $100 \times (1 - \alpha) \%$ o nível de confiança e fornece a probabilidade de conter o verdadeiro parâmetro e α é nível de significância que representa a margem em afirmar que o intervalo definido contenha o parâmetro verdadeiro (Downey, 2011). Dada uma população qualquer com uma média populacional m pode-se definir um intervalo de confiança em torno dessa média tal que se for amostrar a população e calcular a sua média existe a probabilidade de $100 \times (1 - \alpha) \%$ de que a sua média esteja dentro do intervalo de confiança. A Figura 1.12 mostra a relação do intervalo de confiança de uma distribuição normal com média zero e desvio padrão igual a 1.

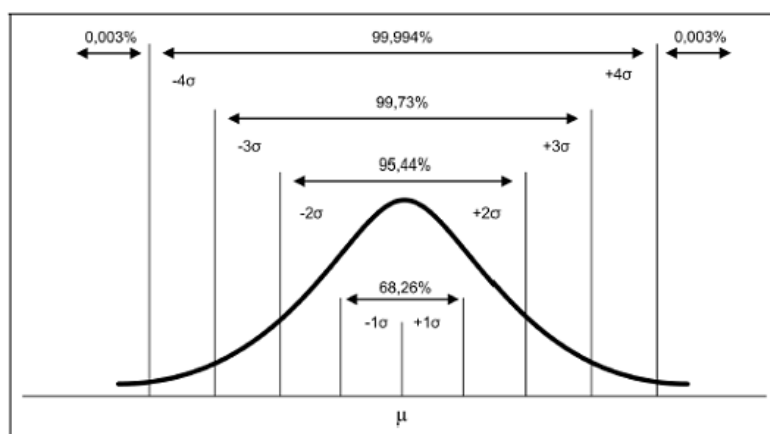


Figura 1.12: Tamanho do intervalo de confiança em função do desvio padrão.

A Figura 1.13 apresenta uma distribuição de contrastes de densidades em g/cm^3 de rocha de um determinado local. Observa-se que tal distribuição se trata de uma distribuição normal e é possível observar a presença de *outlier*. Cada traço em vermelho corresponde ao valor exato de um contraste de densidade. A linha em preto é a estimativa de densidade de kernel (KDE) que, em linhas gerais, representa o histograma suavizado. A região delimitada pelas barras verticais (limites inferior e superior) é o intervalo de confiança de 99,99%. O conjunto domínio dessa distribuição revela que as densidades das rochas devem se encontrar dentro do intervalo de $2,37 - 3,07 \text{ g/cm}^3$. Todavia, observando o comportamento dessa distribuição, os valores oscilam em torno de $2,664 \text{ g/cm}^3$. Dessa forma, através da determinação da região de confiança, é possível reduzir a janela de busca dos contrastes de densidades e criar uma janela específica para cada parâmetro. Tal redução é importante por possibilitar uma convergência mais rápida do algoritmo, fazendo com que regiões do domínio de busca que não englobe uma provável solução sejam descartadas.

Os gráficos com as distribuições normais dos parâmetros e a tabela com as variáveis

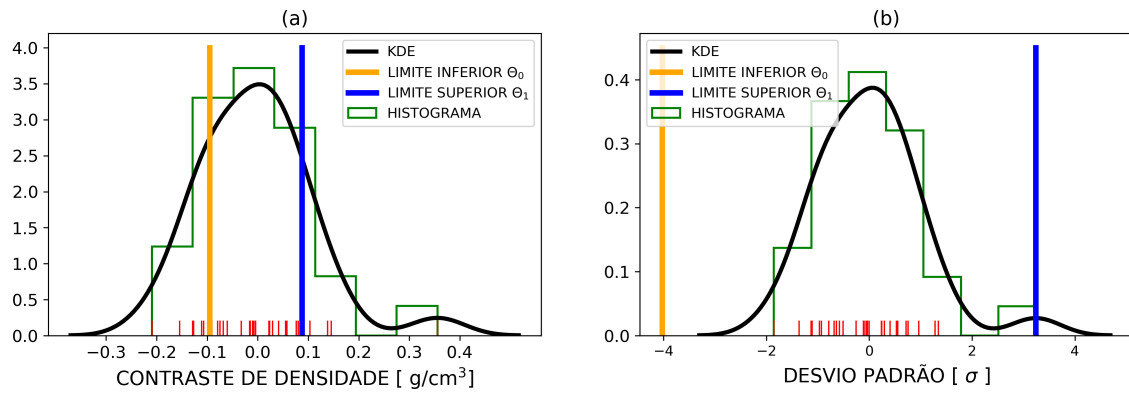


Figura 1.13: Distribuição de probabilidade e o intervalo de confiança de 99.99%. $\sigma = 0.11775$, $\mu = -0.005354$, $\theta_0 = -0.34301$ e $\theta_1 = 0.227931$ [g/cm³]. (a) Distribuição normal no domínio do dado. (b) Distribuição normal do dado padronizado pelo desvio padrão.

quantitativas assim como o código utilizado para calcular o intervalo de confiança estão apresentados no Anexo I. Em cada gráfico, são encontradas a estimativa da densidade de kernel, o histograma e a marcação exata de cada amostra.

2

Modelagem gravimétrica e magnética para poliedros homogêneos

A literatura com soluções analíticas para os campos gravimétrico e magnético calculados em pontos externos aos corpos com geometria poliédrica é extensa. Cady (1980) calculou as anomalias gravimétrica e magnética ao longo de um perfil para um prisma poligonal com seção transversal constante. Werner (1994) e Werner e Scheeres (1996) encontraram as expressões analíticas para o potencial gravitacional devido a um poliedro homogêneo resolvendo a integral de superfície como uma função do ângulo sólido e da soma das integrais de linha ao longo do contorno do polígono. Götze e Lahmeyer (1988) determinaram a expressão analítica do campo gravitacional para um corpo poliédrico como função de suas arestas, transformando a integral de volume em uma soma das integrais de linha. Eles também modelaram o respectivo campo magnético utilizando a aplicação do Teorema de Poisson. Okabe (1979) obteve as expressões analíticas da primeira e segunda derivada do potencial gravitacional devido a um poliedro homogêneo com faces poligonais por meio da dupla aplicação sequencial do teorema da divergência. Paul (1974) desenvolveu uma solução para um poliedro homogêneo com faces triangulares por meio da soma das contribuições de cada face. Um procedimento comum a essas soluções é a transformação da integral de volume do potencial em integrais de superfície usando o teorema de Green.

Foram desenvolvidas as expressões analíticas para as anomalias gravimétrica e magnética devido a um poliedro homogêneo através da adaptação e expansão dos procedimentos realizados por Paul (1974) e Werner (1994). Inicialmente, foi aplicado o teorema da divergência para transformar os potenciais gravimétricos e magnéticos em integrais de superfície. Em seguida, cada face foi discretizada em triângulos para obter a contribuição nos potenciais para

cada triângulo. No terceiro passo, foi definido um sistema de coordenada para cada triângulo (X'_n, Y'_n, Z'_n) , em vez de um sistema de coordenadas global (X, Y, Z) . Tal definição facilita os cálculos das integrais dos potenciais ou campos gravimétrico (g_z) e das componentes do campo magnético (B_x, B_y, B_z) derivados. A derivação dos potenciais e o cálculo dos seus campos relacionados ao sistema de coordenada global (X, Y, Z) constituem a última etapa.

As integrais não divergem em pontos internos em uma distribuição de massa ou de dipolo magnético, dessa forma, as soluções são válidas para pontos no interior das distribuições (Kellogg, 2012). As integrais duplas foram transformadas em integrais simples e algumas dessas foram solucionadas numericamente para evitar expressões algébricas analíticas. Para validar o procedimento, foram calculadas as anomalias magnética e gravimétrica de prismas, comparando-se com o método apresentado em Blakely (1996).

2.1 Método

Cada face planar do poliedro convexo é dividido em triângulos, logo o número total de triângulos é N . Pretende-se também expressar os potenciais gravimétrico $U(\vec{r})$ e magnético $V(\vec{r})$, devido a este poliedro em um ponto de observação externo, $\vec{r} = x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{k}$, em sistema de coordenadas retangulares, XYZ, com a origem O (Blakely, 1996):

$$\begin{aligned} U(\vec{r}) &= \gamma\rho \int_{v_0} \frac{dv_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \\ V(\vec{r}) &= C_m M \int_{v_0} \hat{m} \cdot \nabla_0 \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} dv_0 \end{aligned} \quad (2.1)$$

Na Eq. 2.1, γ é a constante gravitacional, $C_m = \frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7}$ henry metro⁻¹ é a constante magnética, μ_0 representa a permeabilidade no espaço livre, ρ é a densidade, M é a intensidade da magnetização, \hat{m} é o versor magnetização e $\vec{r}_0 = x_0\hat{i} + y_0\hat{j} + z_0\hat{k}$ é um ponto variável dentro do poliedro.

Aplicando o teorema da divergência na Eq. 2.1:

$$\begin{aligned} U(\vec{r}) &= \frac{\gamma\rho}{2} \sum_{n=1}^N \int_{S_{0n}} \frac{(\vec{r} - \vec{r}_{0n}) \cdot \hat{u}_{0n}}{|\vec{r} - \vec{r}_{0n}|} dS_{0n} \\ V(\vec{r}) &= C_m M \sum_{n=1}^N \int_{S_{0n}} \frac{\hat{m} \cdot \hat{u}_{0n}}{|\vec{r} - \vec{r}_{0n}|} dS_{0n} \end{aligned} \quad (2.2)$$

A Eq. 2.2 apresenta os potenciais gravimétricos e magnéticos como uma função das contribuições das faces do poliedro. \hat{u}_{0n} é o versor perpendicular a cada área triangular de

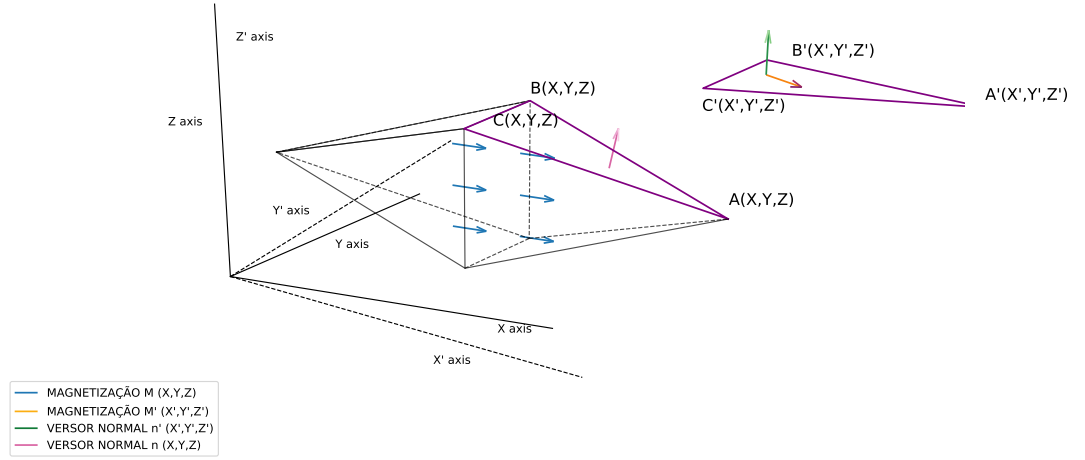


Figura 2.1: Rotação do sistema de coordenadas para o sistema de coordenada de cada face.

cada face, cujo índice n refere-se a cada triângulo das faces. Como os versores assumem direções diferentes, é necessário definir um sistema de coordenada local, $X_n Y_n Z_n$, para cada face. Esses sistemas terão a mesma origem O , o eixo Z_n será ortogonal e orientado para fora de cada face e o eixo X_n será paralelo a um dos lados de cada triângulo. Entretanto, a mudança no sistema de coordenadas causa apenas a rotação dos eixos e não a translação. A Figura 2.1 ilustra o esquema.

A definição da posição dos três vértices é dada por ABC , no qual cada triângulo:

$$\begin{aligned}\vec{r}_{A_n} &= x_{A_n} \hat{i} + y_{A_n} \hat{j} + z_{A_n} \hat{k}, \\ \vec{r}_{B_n} &= x_{B_n} \hat{i} + y_{B_n} \hat{j} + z_{B_n} \hat{k}, \\ \vec{r}_{C_n} &= x_{C_n} \hat{i} + y_{C_n} \hat{j} + z_{C_n} \hat{k}.\end{aligned}\tag{2.3}$$

Foram definidos os vetores correspondentes a dois lados dos triângulos: $\vec{AB}_n = \vec{r}_{B_n} - \vec{r}_{A_n}$ e $\vec{AC}_n = \vec{r}_{C_n} - \vec{r}_{A_n}$ e, conseqüentemente, foram determinados os vetores unitários de cada sistema de coordenada local como:

$$\begin{aligned}\hat{i}' &= \frac{\vec{AB}}{|\vec{AB}|}, \\ \hat{k}' &= \frac{\vec{AB} \times \vec{BC}}{|\vec{AB} \times \vec{BC}|}, \\ \hat{j}' &= \hat{k}' \times \hat{i}'.\end{aligned}\tag{2.4}$$

A escolha do vetor \vec{AB} tem que satisfazer a condição de \hat{k}' , ou seja, ser orientado para fora do poliedro. Como todos os vetores de origem permanecem inalterados no novo sistema de coordenadas, observa-se que:

$$\begin{aligned}\vec{r} &= x'\hat{i}' + y'\hat{j}' + z'\hat{k}', \\ \vec{r}_{A_n} &= x'_{A_n}\hat{i} + y'_{A_n}\hat{j} + z'_{A_n}\hat{k}, \\ \vec{r}_{B_n} &= x'_{B_n}\hat{i} + y'_{B_n}\hat{j} + z'_{B_n}\hat{k}, \\ \vec{r}_{C_n} &= x'_{C_n}\hat{i} + y'_{C_n}\hat{j} + z'_{C_n}\hat{k},\end{aligned}\tag{2.5}$$

e a relação entre as componentes dos vetores nos dois sistemas de coordenadas é dada por:

$$\begin{bmatrix} X' \\ Y' \\ Z' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \hat{i} \cdot \hat{i}' & \hat{j} \cdot \hat{i}' & \hat{k} \cdot \hat{i}' \\ \hat{i} \cdot \hat{j}' & \hat{j} \cdot \hat{j}' & \hat{k} \cdot \hat{j}' \\ \hat{i} \cdot \hat{k}' & \hat{j} \cdot \hat{k}' & \hat{k} \cdot \hat{k}' \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}.\tag{2.6}$$

Então, é possível expressar os potenciais gravitacional e magnético de um determinado triângulo de uma determinada face em seu sistema de coordenada próprio:

$$\begin{aligned}U(\vec{r}) &= \frac{\gamma\rho}{2} \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(\vec{r}' - \vec{r}'_0) \cdot \hat{k}'}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|} dy'_0 dx'_0, \\ V(\vec{r}) &= C_m M \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{\hat{m}' \cdot \hat{k}'}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|} dy'_0 dx'_0.\end{aligned}\tag{2.7}$$

Os limites de integração de y'_0 na Equação 2.7 são funções de x'_0 . Como ilustrado na Figura 2.2, o limite inferior é $y'_A = y'_B$ e o limite superior é igual a:

$$\begin{aligned}y_1(x') &= y'_A + \frac{(y'_C - y'_A)(x' - x'_A)}{x'_i - x'_A}, \text{ for } x' \leq x'_i, \\ y_2(x') &= y'_A + \frac{(y'_C - y'_A)(x'_A - x')}{x'_B - x'_i}, \text{ for } x' \geq x'_i.\end{aligned}\tag{2.8}$$

Sob essas circunstâncias, a aceleração gravitacional devido a cada triângulo é dada por:

$$\begin{aligned}g_z(\vec{r}') &= \frac{\gamma\rho}{2} \int_{x'_0} \int_{y'_0} \left[\frac{(\hat{k} \cdot \hat{i}') (z' - z'_0)(x' - x'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} \right. \\ &\quad \left. + \frac{(\hat{k} \cdot \hat{j}') (z' - z'_0)(y' - y'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} + \frac{(\hat{k} \cdot \hat{k}') ((z' - z'_0)^2 - |\vec{r}' - \vec{r}'_0|^2)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} \right] dy'_0 dx'_0,\end{aligned}\tag{2.9}$$

e suas respectivas componentes do campo magnético são dadas por:

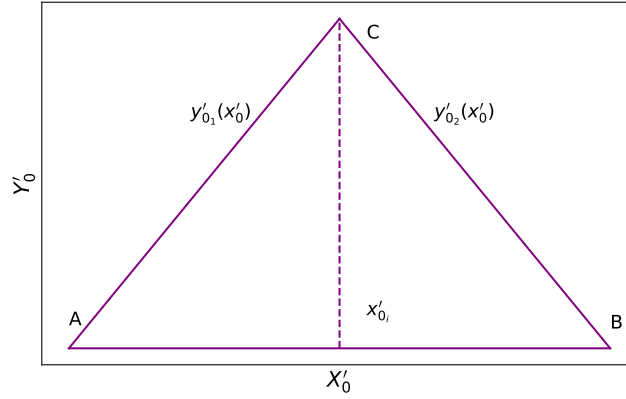


Figura 2.2: Ilustração dos limites de integração em uma área triangular.

$$\begin{aligned}
 B_x(\vec{r}') &= C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{i}' \cdot \hat{i}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(x' - x'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{j}' \cdot \hat{i}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(y' - y'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{k}' \cdot \hat{i})(z' - z'_0) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{dy'_0 dx'_0}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3}, \\
 \\
 B_y(\vec{r}') &= C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{i}' \cdot \hat{j}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(x' - x'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{j}' \cdot \hat{j}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(y' - y'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{k}' \cdot \hat{j})(z' - z'_0) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{dy'_0 dx'_0}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3}, \\
 \\
 B_z(\vec{r}') &= C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{i}' \cdot \hat{k}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(x' - x'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{j}' \cdot \hat{k}) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{(y' - y'_0)}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3} dy'_0 dx'_0 + \\
 & C_m(\vec{M}' \cdot \hat{k}')(\hat{k}' \cdot \hat{k})(z' - z'_0) \int_{x'_0} \int_{y'_0} \frac{dy'_0 dx'_0}{|\vec{r}' - \vec{r}'_0|^3}.
 \end{aligned} \tag{2.10}$$

A soma das contribuições de todos os N triângulos produz as anomalias gravimétrica e magnética do corpo poliédrico.

A Equação 2.10 pode ser escrita como:

$$B_{\eta}(\vec{r}') = \sum_{m=1}^3 \phi_{\eta m} I_m, \quad \eta = x, y, z. \quad (2.11)$$

$\phi_{\eta m}$ é uma matriz de constantes. As integrais duplas I_1 e I_3 foram transformadas em integrais simples e foram resolvidas por métodos numéricos e a integral I_2 foi resolvida analiticamente. A sua solução encontra-se descrita no Apêndice A.

2.2 Validação do método

Para validar o desenvolvimento, um cubo com 50 m de aresta, densidade = 2,7 g/cm³ e magnetização induzida $M = 1$ A/m foi posicionado com o seu centro em (100, 100, 50) no meio de uma área de 200 m × 200 m. Cada face foi discretizada em quatro triângulos, totalizando 24 triângulos. Foram assumidas as inclinação magnética de -27° e a declinação magnética de -23°.

Os resultados encontrados (Figura 2.3) foram comparados aos calculados com as subrotinas *gbox* e *mbox* do (Blakely, 1996). O erro existente entre os campos calculados pela metodologia desenvolvida (F_{cal}) e por aquelas subrotinas (F_{sub}) são dadas por:

$$error = 2 \times \frac{|F_{cal} - F_{sub}|}{|F_{cal}| + |F_{sub}|} \times 100\%. \quad (2.12)$$

Os erros para os casos gravimétrico e magnético foram menores que 0,01% e 1%, respectivamente, apresentados em mapa na Figura 2.4. Os erros máximos em ambos os casos ocorrem para valores do campo próximo a zero.

2.3 Aplicação em poliedros

Foram calculadas as anomalias gravimétrica (Figura 2.6) e magnética (Figura 2.7) para quatro sólidos mostrados na Figura 2.5. O primeiro e o terceiro sólidos são pirâmides de base retangular orientadas para norte e sul, respectivamente. O segundo corpo trata-se de um paralelepípedo reto. O quarto corpo é um dodecaedro formado pela junção dos outros três sólidos. Cada sólido possui densidade igual a 2,7 g/cm³ e magnetização induzida igual a 1 A/m. A inclinação e declinação magnética do campo indutor são de -27° e -23°, respectivamente, que correspondem aos valores do campo magnético na região de Salvador-BA.

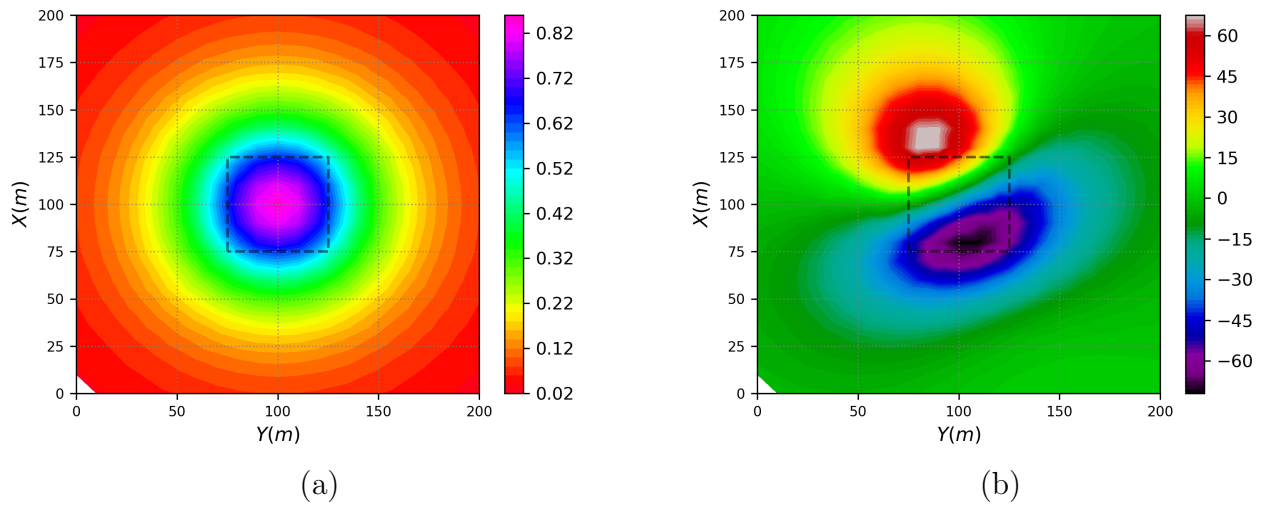


Figura 2.3: (a) Anomalia gravitacional devido a um cubo em mGal. (b) Anomalia magnética devido a um cubo em nT.

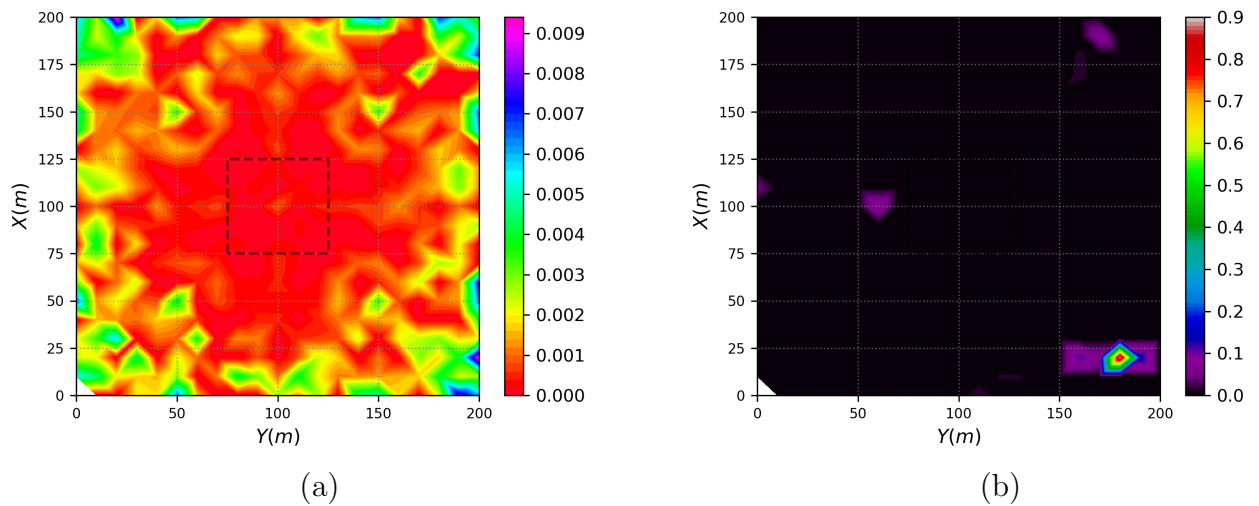


Figura 2.4: Mapa de erro percentual relativo entre as metodologias, (a) caso gravimétrico em mGal e (b) caso magnético em nT.

Os efeitos gravimétrico e magnético produzidos pelos corpos são resultados do somatório das contribuições individuais de cada face. Apenas faces, cujos versores normais puderem ser decompostos nas direções paralelas aos campos ambientes, gravimétrico e magnético, contribuirão para o efeito resultante do corpo. A contribuição de cada face depende do seu tamanho e do ângulo existente entre o versor normal a face e o campo ambiente. Seja θ o ângulo formado pela componente paralela do vetor indutor e o versor normal à face. As faces que possuem $\theta = 0^\circ$ produzem os campos magnético e gravimétrico com a mesma orientação do campo produzido pelo sólido. Já considerando as faces com $\theta = 180^\circ$, os campos produzidos são reversos. A linha tracejada em cada mapa representa a projeção do

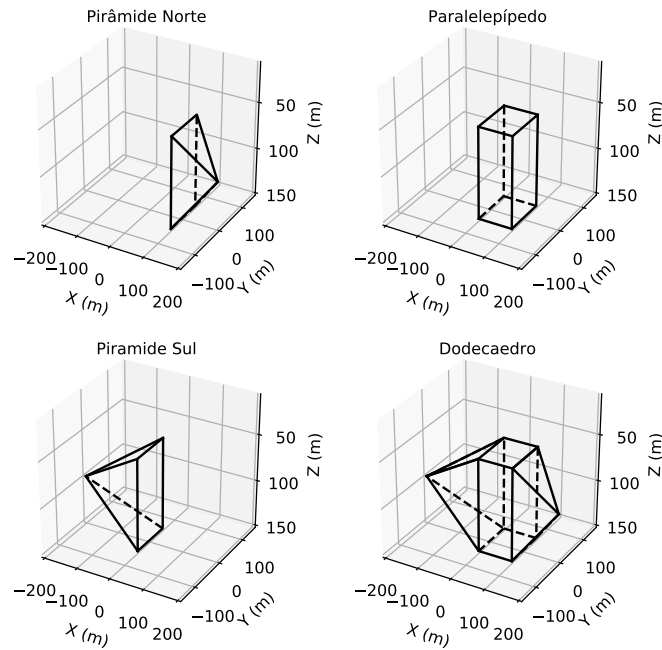


Figura 2.5: Configuração dos poliedros usados para calcular as anomalias gravimétrica e magnética. Os vértices do primeiro sólido são: $(200,0,100)$, $(100,50,50)$, $(100,-50,50)$, $(100,50,150)$ e $(100,-50,150)$. O paralelepípedo tem os pontos $(100,50,50)$, $(100,-50,50)$, $(100,50,150)$, $(100,-50,150)$, $(0,50,50)$, $(0,-50,50)$, $(0,50,150)$ e $(0,-50,150)$ como vértices. Os vértices da pirâmide sul: $(0,50,50)$, $(0,-50,50)$, $(0,50,150)$, $(0,-50,150)$ e $(-200,0,100)$. Os vértices do dodecaedro são: $(0,50,50)$, $(0,-50,50)$, $(0,50,150)$, $(0,-50,150)$, $(-200,0,100)$, $(200,0,100)$, $(100,50,50)$, $(100,-50,50)$, $(100,50,150)$ e $(100,-50,150)$.

contorno respectivo sólido em $Z = 0$.

A Figura 2.6 mostra que o efeito gravitacional produzido por cada sólido acompanha a forma do corpo que o produz (Figura 2.5). Corpos alongados em uma direção preferencial produzem anomalias que se assemelham a elipses, como é o caso da pirâmide sul e do dodecaedro. Como o paralelepípedo e a pirâmide norte não possuem direções preferenciais, as anomalias produzidas são quase circulares. Como o campo gravimétrico vertical e orientado para baixo, as faces contidas no plano vertical não contribuem no campo gravimétrico do corpo, pois $\theta = 90^\circ$.

Para duas pirâmides da Figura 2.7, tem-se que 3 faces produzem o campo com o mesmo sentido do campo indutor e 2 faces produzem campos reversos. Como há 3 pares de faces paralelas no caso do paralelepípedo, 3 possuem ângulos $\theta = 0^\circ$ e as outras três com ângulos iguais a 180° .

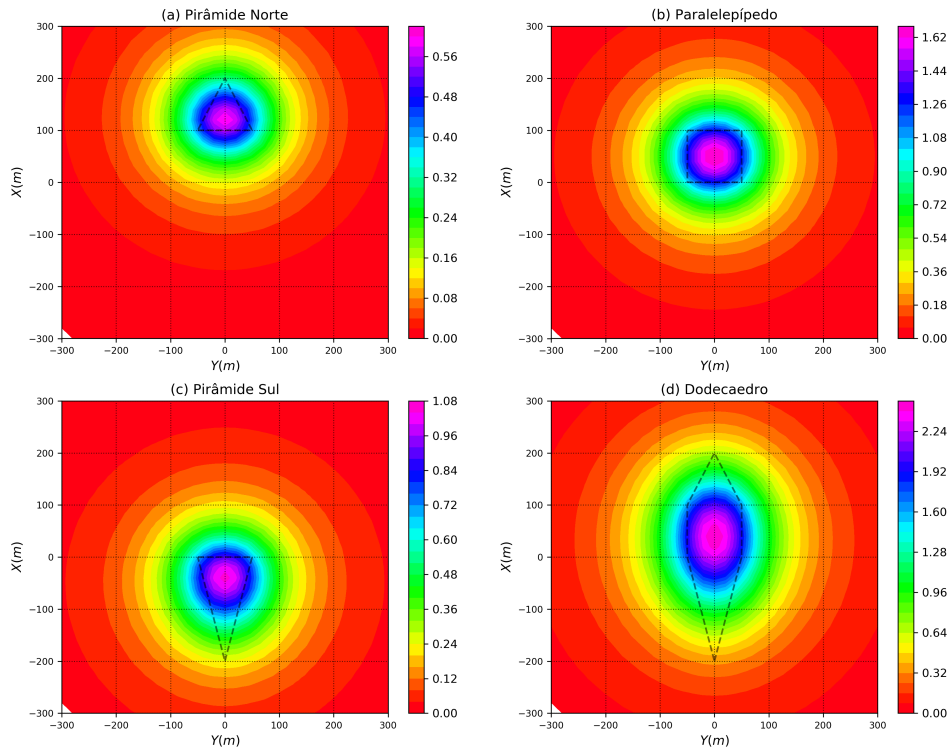


Figura 2.6: Efeitos gravimétricos produzidos pelos corpos que compõem o dodecaedro em mGal.

Tomando como referência o campo produzido pelo paralelepípedo, é observado que o eixo que une os núcleos das anomalias produzidas pela pirâmide norte e a pirâmide sul são desviados na direção Leste-Oeste. Isso é resultado da geometria dos sólidos e da orientação deles perante o campo magnético indutor. Como as pirâmides estão orientadas em sentidos opostos, é esperado que a anomalia sofra tal desvio por conta das inclinações das faces. Podem-se observar que em ambos os casos, os campos produzidos pelo dodecaedro são superposições dos campos resultantes dos outros três corpos.

A Figura 2.8 apresenta a configuração e coordenadas dos vértices de quatro octaedros. Os octaedros 3 e 4 possuem a mesma forma do octaedro 1, mas estão inclinados 25° Norte e Sul, respectivamente. O octaedro 2 tem o mesmo tamanho e orientação do octaedro 1, mas possui forma irregular. Esses sólidos apresentam os mesmos parâmetros físicos da Figura 2.5.

A Figura 2.9 apresenta as anomalias gravimétricas dos octaedros. Pode-se observar as diferentes formas que as anomalias apresentam em virtude da forma e da posição do corpo. Todas elas apresentam formas elipsóides e o seu núcleo encontra-se no mapa onde há maior concentração de massa (octaedros 1 e 2) ou na região mais superficial do corpo (octaedros 3

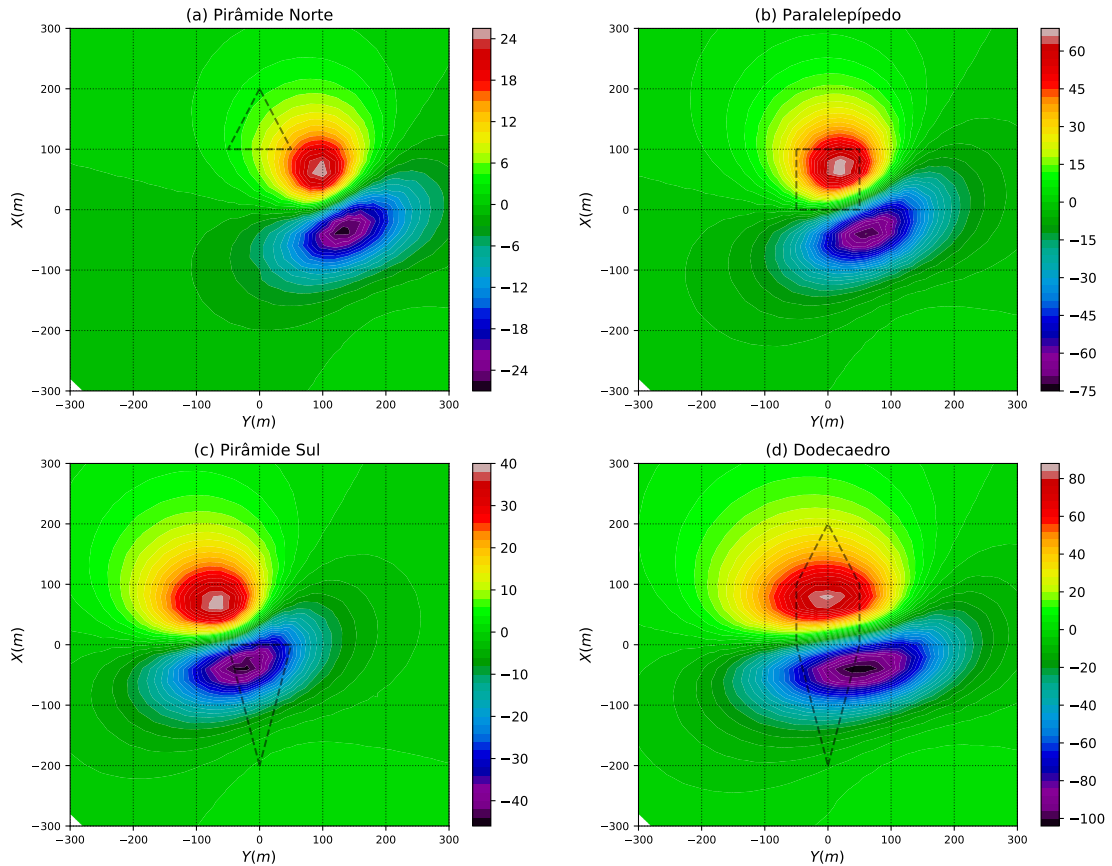


Figura 2.7: Anomalias magnéticas produzidas pelos corpos que compõem o dodecaedro em nT.

e 4). Nesses últimos, a figura mostra como o mergulho do eixo principal está interferindo na formação da anomalia. A Figura 2.10 ilustra a curva do campo gravimétrico gerado ao longo do eixo principal de cada octaedro. Como esperado, os campos produzidos pelos octaedros 3 e 4 são simétricos em relação eixo $X = 0$ m.

Em virtude da orientação do campo magnético indutor, as faces superiores e da direita de cada octaedro fornecem as maiores contribuições em módulo para o campo magnético em cada poliedro. Para cada octaedro, quatro faces possuem os seus versores normais com ângulo $\theta = 0^\circ$ e quatro com $\theta = 180^\circ$, mas com intensidades diferentes. A localização dos núcleos em relação aos eixos X e Y dependem de como essas faces respondem ao campo indutor devido ao seu tamanho e posição relativa ao campo primário.

O octaedro 1 é simétrico em relação aos eixos horizontais, ao plano $Z = 100$ m e os núcleos da sua anomalia estão próximos do eixo $Y = 0$ m (Figura 2.11). A não simetria

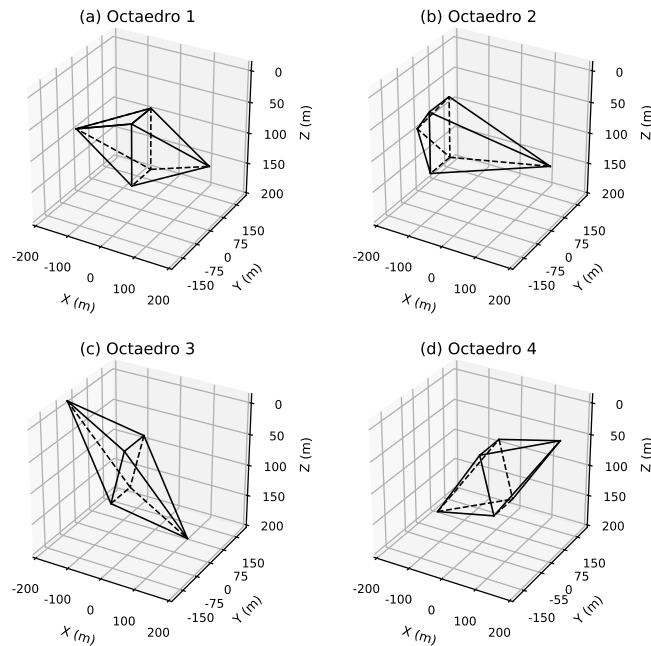


Figura 2.8: Configuração de quatro octaedros usados para calcular as anomalias gravimétricas e magnéticas. Os vértices do primeiro octaedro são: $(-200,0,100)$, $(0,-50,50)$, $(0,-50,150)$, $(0,50,50)$, $(0,50,150)$ e $(200,0,100)$. Os vértices do segundo octaedro: $(-200,0,100)$, $(200,0,100)$, $(-130,-50,50)$, $(-130,-50,150)$, $(-130,50,50)$ e $(-130,50,150)$. Os vértices do terceiro: $(-223.4,0,6.2)$, $(-63.3,-50,135.9)$, $(-63.3,50,135.9)$, $(-21.1,-50,45.3)$, $(-21.1,50,45.3)$ e $(139,0,175)$. Os vértices do último octaedro são: $(223.4,0,6.2)$, $(63.3,-50,135.9)$, $(63.3,50,135.9)$, $(21.1,-50,45.3)$, $(21.1,50,45.3)$ e $(-139,0,175)$.

do octaedro 2 em relação ao eixo X provocou um desvio dos núcleos para a esquerda. Os octaedros 3 e 4 são idênticos em forma e tamanho ao octaedro 1, produziram anomalias magnéticas semelhantes em forma, mas espelhadas em torno do eixo $Y = 0$ m. Os desvios ocorreram por conta da inclinação do eixo maior em relação ao plano XY. Isso mostra que em regiões do hemisfério sul, o mergulho de um corpo em direção ao Norte, produz um desvio das anomalias magnéticas para o Oeste do corpo. E, um mergulho orientado para o Sul, o desvio ocorrerá para Leste. A Figura 2.12 mostra, em perfil, como a distribuição da magnetização, da forma do corpo e a sua orientação influencia na geração do campo magnético. O efeito magnético foi calculado ao longo do eixo principal de cada octaedro.

Corpos geológicos, de uma forma geral, apresentam formas complexas que foram traçadas a partir da sucessão de eventos geológicos ao longo do tempo. A representação de tais corpos na geofísica, muitas vezes, é realizada através de uma combinação de modelos matemáticos com formas simples, tais como: cilindros, esferas e prismas retos. Quão mais complexa for

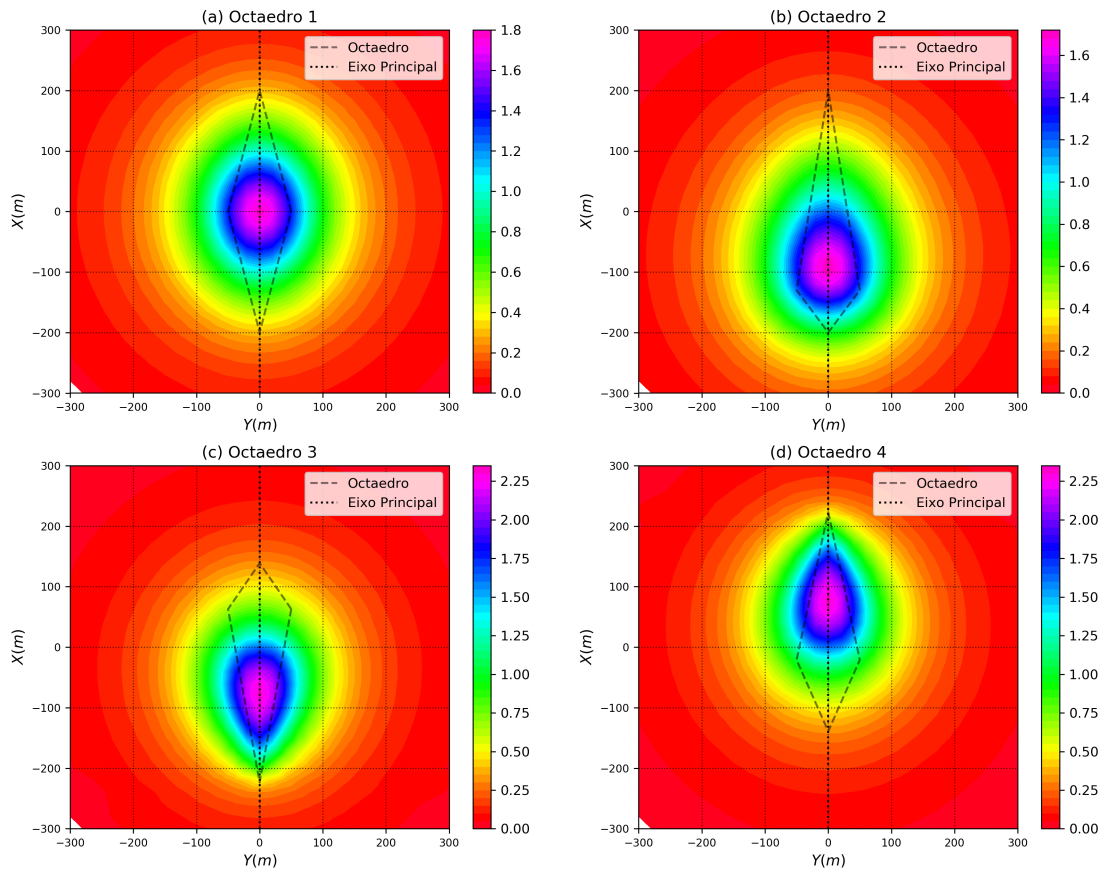


Figura 2.9: Anomalia gravimétrica dos octaedros em mGal. a) Octaedro regular. b) Octaedro irregular. c) Octaedro regular mergulhado para o norte. d) Octaedro regular mergulhado para o sul.

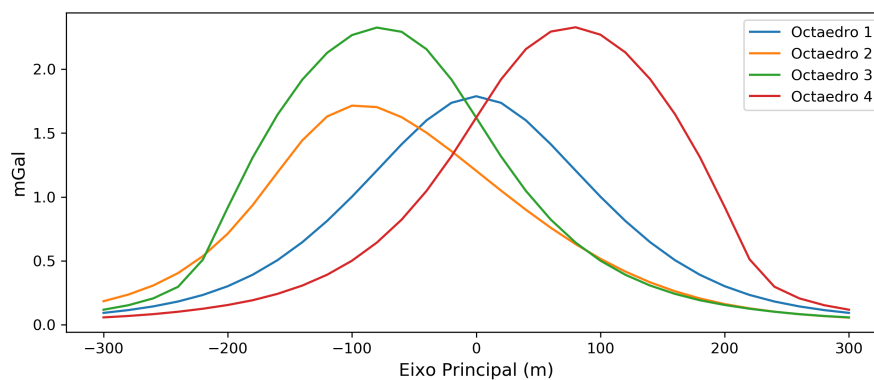


Figura 2.10: Influência da forma e do posicionamento dos octaedros no cálculo do campo gravimétrico.

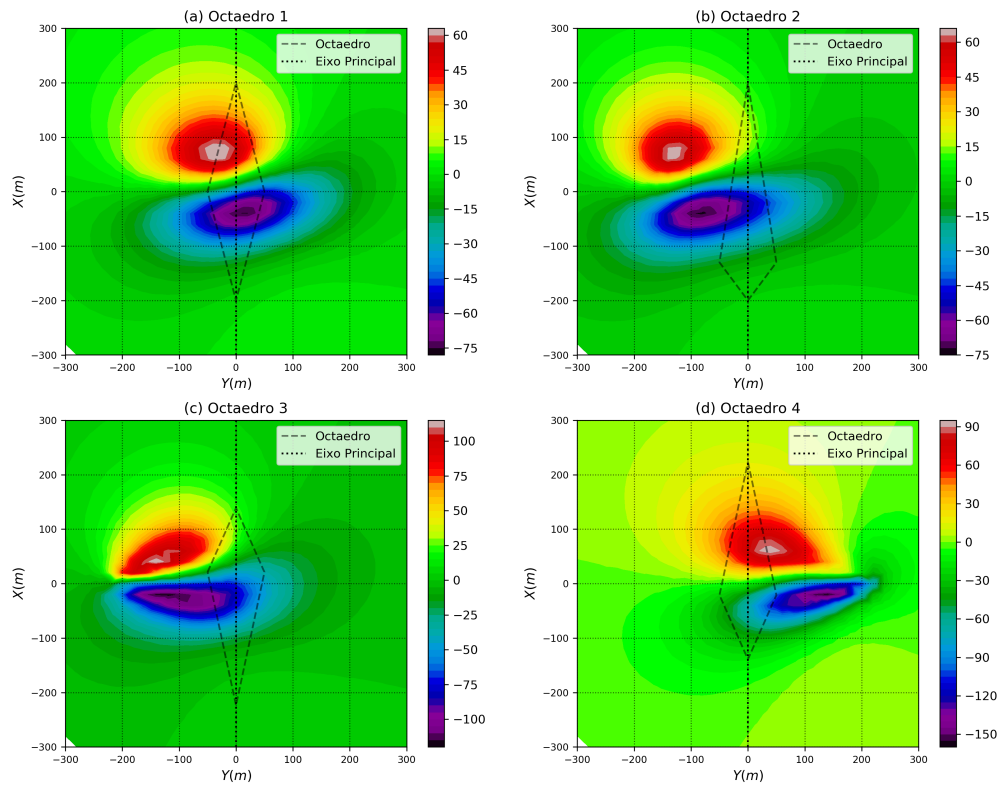


Figura 2.11: Anomalias magnéticas para quatro poliedros com magnetização induzida com inclinação magnética de -27° e declinação de -23° em nT.

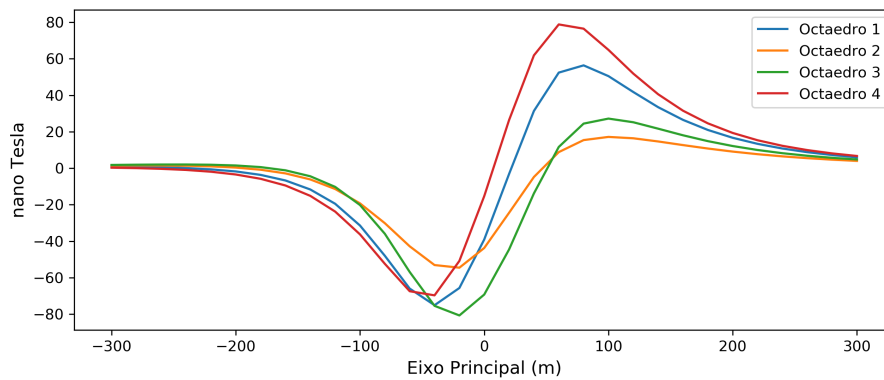


Figura 2.12: Influência da forma e do posicionamento dos octaedros no cálculo do campo magnético.

a forma do corpo, maior é a dificuldade de fazer a sua aproximação utilizando geometria simples.

A abordagem matemática desenvolvida neste capítulo, embora tenha um custo computacional maior ao ser comparada com a abordagem prismática (Tabela 2.1), apresenta como principal vantagem a simplificação na representação de um corpo ou estrutura geológica ao aproximá-lo de um poliedro convexo. Essa simplificação pode ser entendida como a diminuição na quantidade de corpos com geometria simples caso fossem utilizados. A Figura 2.13 ilustra como o dique seria modelado usando poliedro e corpos prismáticos. Observa-se que a modelagem do dique com prismas será tão boa quanto for maior o número de corpos usados, enquanto que bastou apenas um poliedro para realizar o seu traçado. A Tabela 2.1 compara o tempo de processamento para calcular o efeito gravimétrico e magnético para corpos prismáticos e poliédricos em uma área com 6561 estações. O computador usado no processamento possui 6 GB de memória RAM DDR3 e processador Intel Core i5-3230M com 2,6 GHz.

Tabela 2.1: Comparação do tempo de processamento para calcular a modelagem direta.

Corpos	prismas [grav]	poliedros [grav]	prismas [mag]	poliedros [mag]
1	0,15 s	1,41 s	0,03 s	1,51 s
10	0,18 s	14,24 s	0,11 s	14,54 s
20	0,21 s	30,09 s	0,20 s	35,92 s
50	0,32 s	74,85 s	0,47 s	83,56 s
100	0,52 s	152,28 s	0,91 s	164,03 s
200	0,88 s	305,16 s	1,83 s	321,18 s

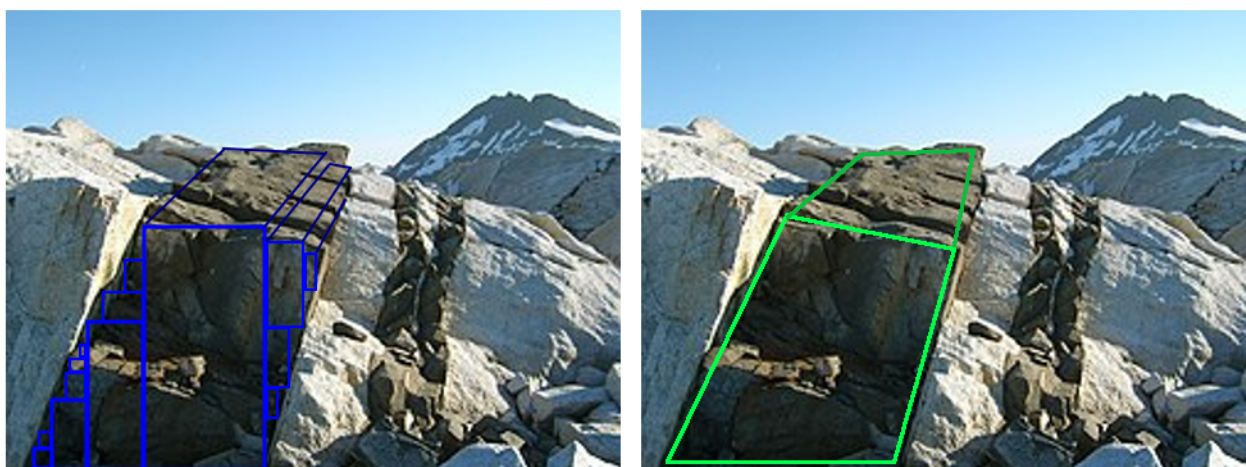


Figura 2.13: Modelagem de um dique usando prismas retangulares e poliedros. Fonte da imagem: Adaptado de Wikipédia (2020).

3

Resultados

3.1 Gravimetria

O mapa de anomalia Bouguer contém a soma das contribuições das acelerações gravitacionais de profundidades que variam da crosta até a superfície mais rasa. A contribuição de fontes mais profundas, tais como a estrutura geológica é chamada de campo regional e, o das fontes mais superficiais, campo residual. A separação dos campos faz-se necessária para obter apenas a informação referente aos prováveis alvos de mineralização. Para tanto, estima-se um campo regional e em seguida o subtrai dos dados Bouguer.

Os dados Bouguer dos perfis gravimétricos, da área de estudo, foram interpolados com a técnica de regressão *Kriging* em uma matriz quadrada 81×81 pontos. A Figura 3.1 apresenta o mapa de anomalia Bouguer, a coordenada X tem direção Norte-Sul e a coordenada Y Oeste-Leste, e através desse mapa pode-se verificar que o Prospecto Jaguaquara tem direção NE. Destaca-se também a existência de ruídos de alta frequência inerentes à prospecção que foram ampliados com o processo de interpolação.

O campo regional pode ser estimado através de ajuste por polinômio, processo de continuação para cima, aplicação de filtro de baixa frequência, decomposição em valores singulares (SVD) etc. No presente trabalho, o campo regional foi simulado a partir da interpolação do dado Bouguer em um polinômio de primeira ordem: $f(x, y) = \alpha X + \beta Y + \gamma$. A Figura 3.2 apresenta o campo regional simulado pelo plano.

O campo residual é resultado da subtração do mapa de anomalia Bouguer pelo campo regional. Observa-se na Figura 3.3 a existência de ruído de alta frequência apresentados na forma de pequenos contornos, fazendo-se necessária a realização da filtragem para remover

tais eventos. Foi aplicada a decomposição de valores singulares na matriz dos dados da anomalia residual e 81 autoimagens foram obtidas. A Figura 3.4 (h) apresenta a reconstrução do campo residual gradual a partir do somatório das autoimagens, uma a uma, partindo da soma das três primeiras autoimagens (Figura 3.4 (a)) até somar com a nona autoimagem (Figura 3.4 (g)).

Olhando os mapas lado a lado, é possível visualizar as informações que são acrescentadas à medida que as autoimagens são somadas. Comparando a reconstrução obtida a partir das nove primeiras autoimagens com o campo residual, percebe-se que houve uma suavização dos contornos e remoção de ruído de alta frequência.

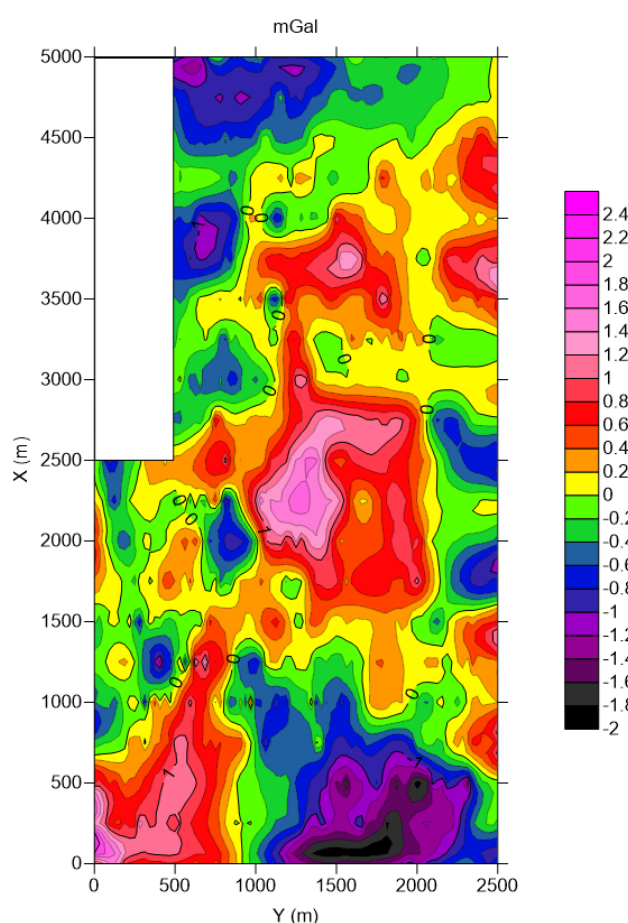


Figura 3.3: Campo de gravidade residual do Prospecto Jaguaquara em mGal em escala relativa.

É importante destacar que a configuração utilizada no filtro SVD passa-baixa aplicado com as nove primeiras autoimagens permite a reconstrução da matriz de dado residual com 79,91% das informações do campo residual. A escolha dessa zona de corte foi assumida, pois se verificou que não houve perda de amplitude dos principais eventos e que o acréscimo de mais autoimagens resultaria apenas em informações que poderiam ser interpretadas como ruído de alta frequência. A partir de então, o dado filtrado será utilizado no processo de

inversão gravimétrica.

Para visualizar e entender as informações existentes no dado residual reconstruído com as nove autoimagens, ele foi separado em duas componentes: a componente 1 é uma imagem formada apenas com as três primeiras autoimagens e a componente 2, resultado da subtração do dado residual pela componente 1, possui informação das outras seis autoimagens. Tendo em vista a teoria do SVD em uma matriz de dado, é importante destacar que o grau de correlação de uma autoimagem diminui à medida que aumenta a ordem da autoimagem associada ao valor singular. Portanto, a componente 1 é mais coerente com dado residual do que a componente 2. A primeira componente possui o conteúdo de baixa frequência do dado residual enquanto que a outra componente possui as informações de alta frequência.

A Figura 3.5 mostra o mapa de anomalia filtrado e as duas componentes lado a lado. Comparando-as, nota-se que existem feições características inerentes ao conteúdo de frequência. Foi dado destaque apenas em algumas para não deixar a imagem confusa. Sob a luz da teoria do filtro SVD, é possível obter algumas conclusões qualitativas:

- as anomalias do campo residual que aparecem apenas na componente 1 têm origem em corpos maiores e estão associadas a corpos mais profundos, pois se tratam dos efeitos de baixa frequência;
- as anomalias presentes apenas no campo residual e na componente 2 são originados em corpos mais superficiais e menores. São efeitos com menor correlação com a matriz de dado de origem;
- existem anomalias que se apresentam tanto na componente 1 quanto na componente 2. Conclui-se que, nesses casos, o topo da fonte é superficial, mas atinge profundidades elevadas;
- algumas anomalias apresentam descontinuidade no campo residual dando uma indicação que a fonte é descontínua, mas a partir de uma determinada profundidade trata-se de um único corpo. A descontinuidade no efeito gravimétrico é produzida pela existência de um corpo menor e mais raso com contraste de densidade em relação ao mais profundo;
- a separação dos campos ajuda na delimitação dos corpos rasos e profundos, mesmo não sabendo a profundidade exata do topo e fundo.

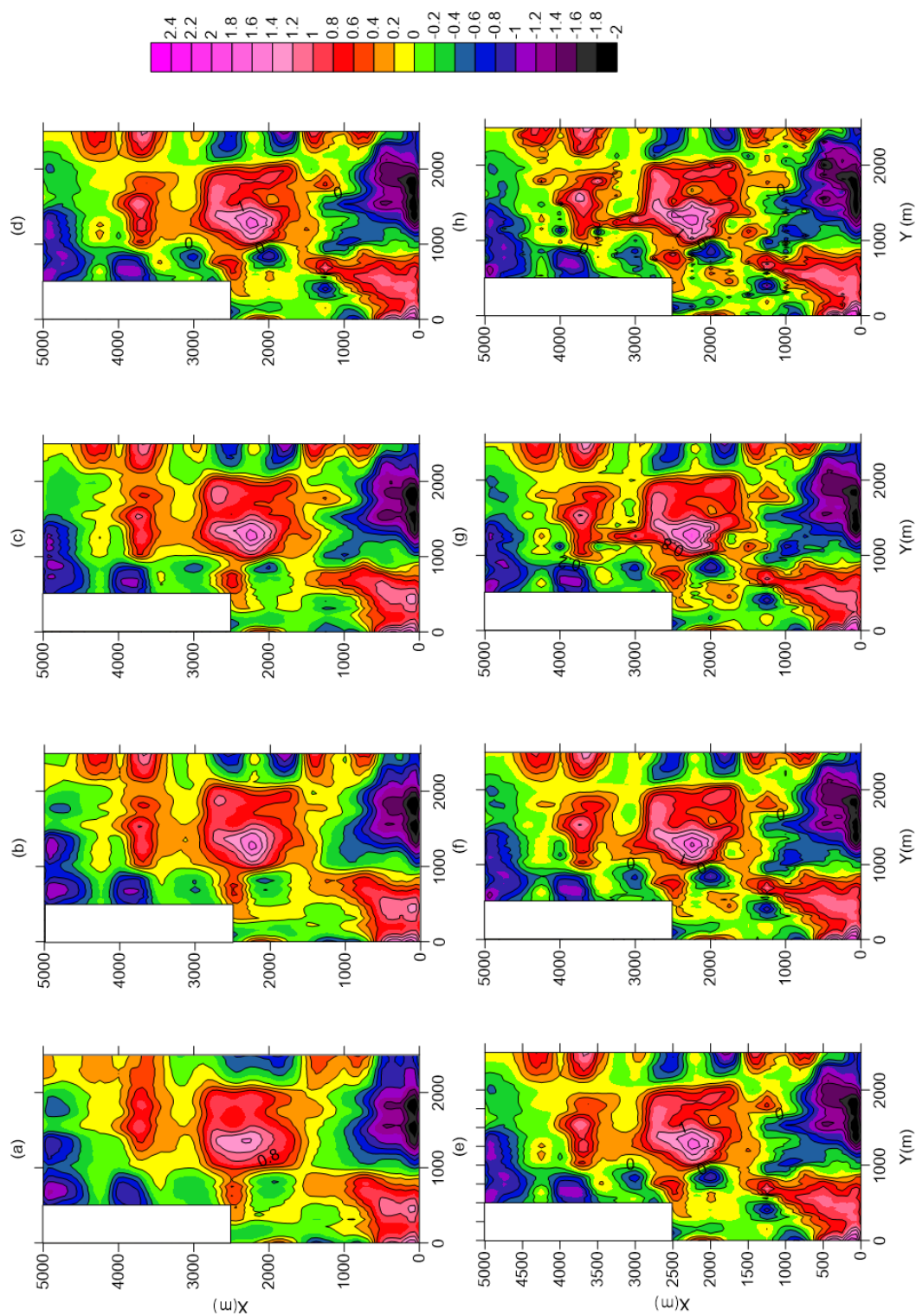


Figura 3.4: Reconstrução do campo de anomalia residual a partir do somatório das autoimagens em escala relativa. (a) Soma das 3 primeiras autoimagens. (b) Soma das 4 primeiras autoimagens. (c) Soma das 5 primeiras autoimagens. (d) Soma das 6 primeiras autoimagens. (e) Soma das 7 primeiras autoimagens. (f) Soma das 8 primeiras autoimagens. (g) Soma das 9 primeiras autoimagens. (h) Campo residual.

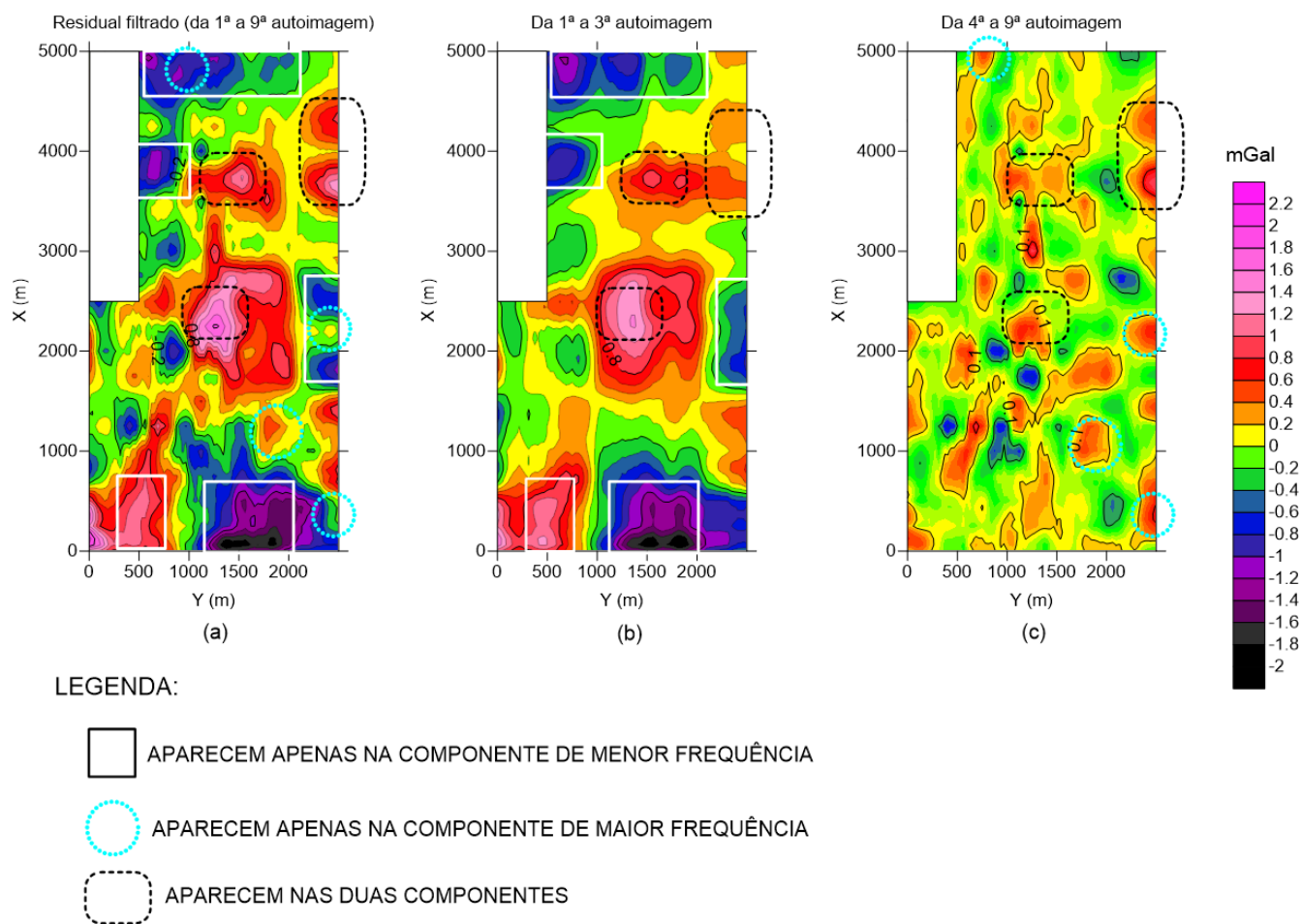


Figura 3.5: Separação do campo residual filtrado em duas componentes. (a) Campo residual filtrado. (b) Componente 1: formada pelas três primeiras autoimagens. (c) Componente 2: composta pela adição da quarta a nona autoimagem.

A região de estudo carece de dados geológicos de subsuperfície dificultando qualquer suposição acerca das profundidades de topo e da base dos corpos, e também das suas formas (Figura 1.6). Tomando como referência a Figura 1.7, foi adotada a profundidade do topo dos corpos mais rasos de 5 m.

Para determinar as bases dos corpos, foi realizada uma simulação com dados sintéticos utilizando três prismas retangulares A, B e C de base quadrada com lado 100 m, com topos fixos e espessuras variando em intervalos de 25 m. Os corpos foram posicionados de tal forma que o campo gerado por um corpo não sofra interação do outro. As especificações usadas na simulação foram:

- Corpo A: contraste de densidade $\Delta\rho = 0,35 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo = 5 m, profundidade inicial da base = 50 m;
- Corpo B: contraste de densidade $\Delta\rho = 0,25 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo = 50 m,

profundidade inicial da base = 100 m;

- Corpo C: contraste de densidade $\Delta\rho = 0,20 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo = 150 m, profundidade inicial da base = 200 m.

A Figura 3.6 mostra as posições dos prismas e das estações C_A , C_B e C_D e do comportamento das curvas do Bouguer de cada prisma (G_{C_A} , G_{C_B} e G_{C_D}) com o aumento da profundidade da base dos prismas. A definição de 450 m como profundidade “ótima” da base levou em consideração a profundidade de interesse dos corpos fontes em torno de 200 a 300 m de profundidade (Ribeiro, 2018) e que, a partir dessa profundidade, os incrementos de 25 m na espessura do prisma implicam em variações absolutas no Bouguer inferiores à resolução do método que é de $50 \mu\text{Gal}$.

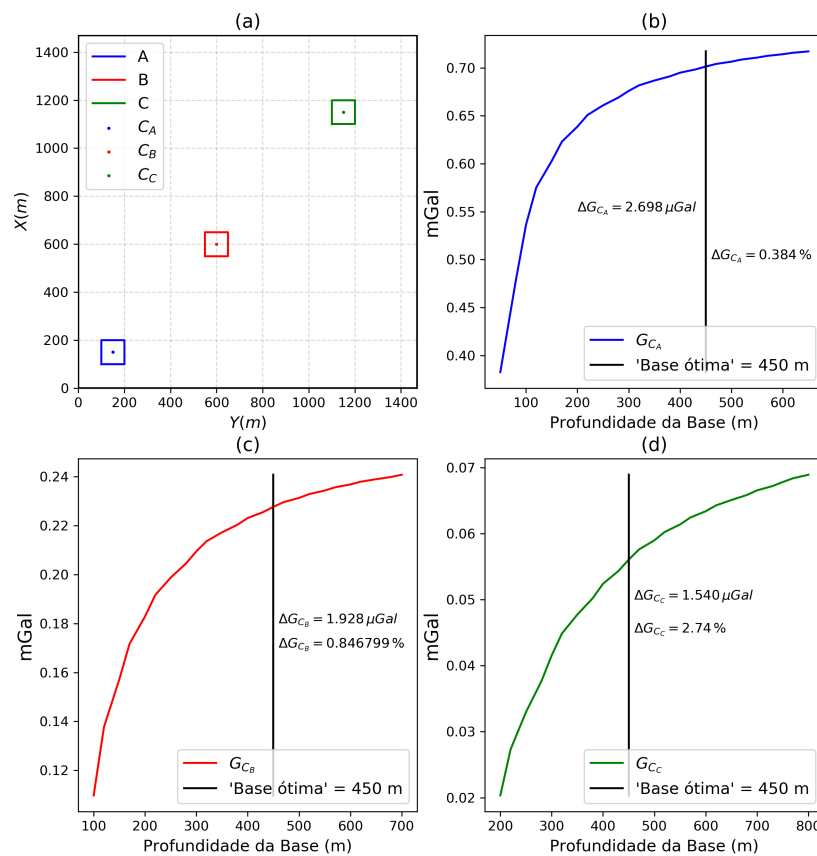


Figura 3.6: Determinação da “base ótima” dos corpos. (a) Croqui com a posição relativa dos prismas. (b) Curva Bouguer do corpo A em relação à profundidade. (c) Curva Bouguer do corpo B em relação à profundidade. (d) Curva Bouguer do corpo C em relação à profundidade.

3.1.1 Inversão dos dados gravimétricos

O processo de inversão gravimétrica utilizado neste trabalho foi a linear, na qual tem o conhecimento da geometria dos corpos e apenas as propriedades físicas são determinadas, neste caso, a densidade. Usou-se no processo de processo de inversão o algoritmo PSO que foi implementado na linguagem de programação *Fortran*. O processo foi iniciado com corpos prismáticos, depois foram obtidos resultados com corpos poliédricos e, por fim fez-se uma comparação dos resultados. A Figura 3.7 esquematiza as etapas para obtenção dos resultados gravimétricos:

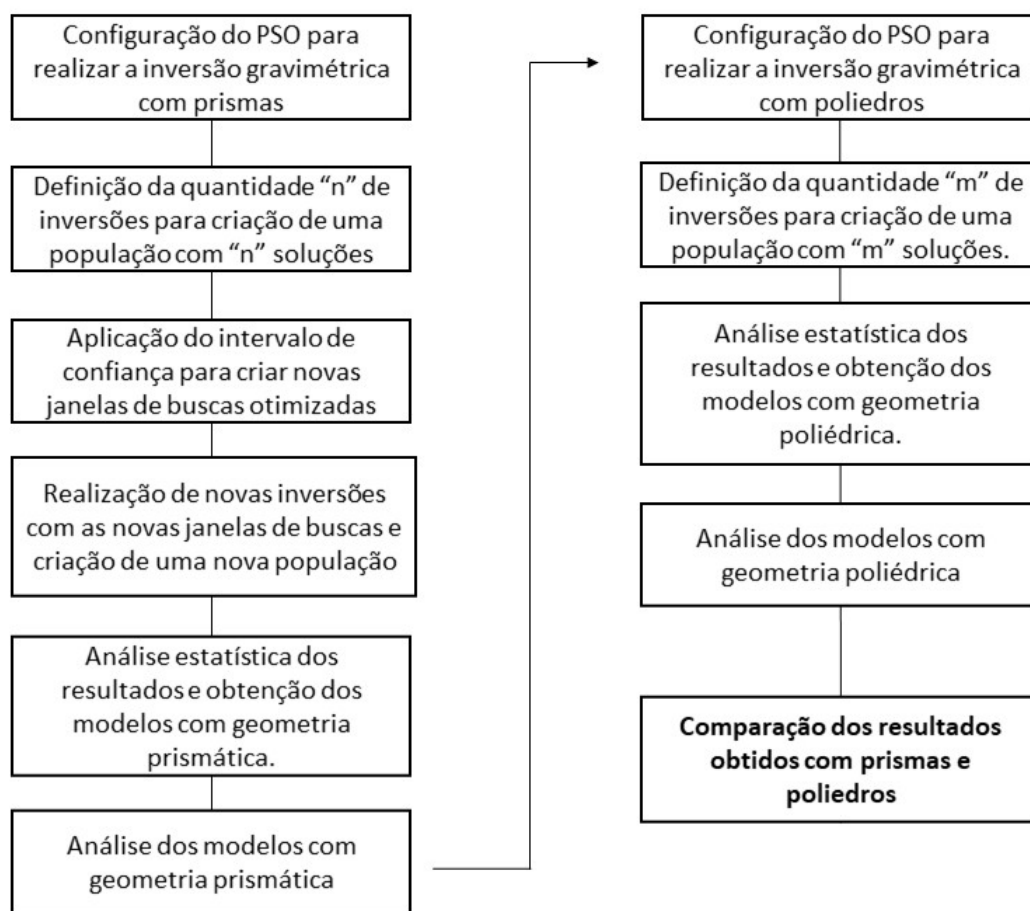


Figura 3.7: Fluxograma com as etapas do processo de obtenção dos modelos gravimétricos.

Inversão com geometria prismática

A área de estudo foi discretizada em 300 parâmetros de geometria prismática distribuídos em três níveis de profundidade. Todos os prismas apresentam arestas $a_x = 500\text{ m}$ e $a_y = 250\text{ m}$. Os prismas do primeiro nível de profundidade possuem topo na profundidade de 5 m

com 45 m de espessura e os demais prismas possuem 200 m de espessura. Os 300 prismas possuem dimensões fixas e foram distribuídos com arranjo de 10 prismas na direção leste-oeste, 10 prismas na direção norte-sul e 3 prismas na direção Z. A distribuição dos parâmetros ocorreu primeiro na direção Z, depois na direção leste-oeste e, por fim, na direção norte. A Figura 3.8 mostra a distribuição dos prismas nos 3 níveis de profundidade. Os prismas de cor rosa, um total de 30 prismas, foram desconsiderados no processo de inversão por estarem em uma região que não foi mapeada no levantamento geofísico e geológico de superfície.

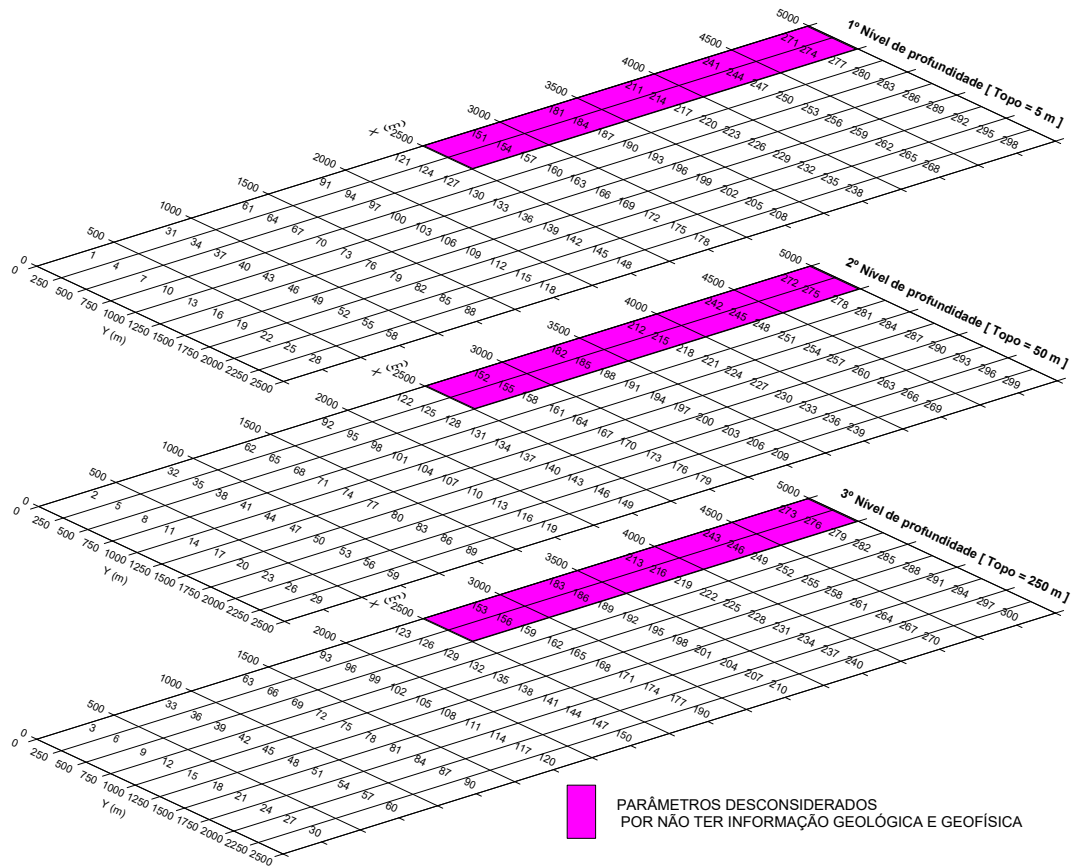


Figura 3.8: Prismas distribuídos na área de estudo. Os primas de cor rosa foram desconsiderados no processo de inversão.

Foram realizadas várias inversões estocásticas usando o algoritmo PSO com variadas configurações, a fim de determinar as densidades que pudessem reproduzir o mapa de anomalia residual filtrado dentro de uma coerência geológica. Como esperado, todas as soluções foram distintas uma das outras, mas observou-se que existia concordância entre elas e que padrões existentes no dado observado foram recuperados. Essa estratégia serviu para encontrar uma solução que houvesse validação estatística.

Para realizar o processo de inversão, foi definida uma janela de busca global na qual cada parâmetro ou contraste de densidade podia variar de $-0,3 \text{ g/cm}^3$ a $0,4 \text{ g/cm}^3$. O algoritmo buscou livremente os parâmetros que conseguissem minimizar a função objetivo

da equação 3.1, sem que fosse colocado algum tipo de restrição geográfica para a distribuição das densidades.

$$MSE = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (d^i - d_{cal}^i)^2 \quad (3.1)$$

Na equação 3.1, m é a quantidade de estações, d é o campo observado e d_{cal} é o campo calculado. A expressão corresponde ao erro quadrático médio.

Foram realizadas 30 inversões estocásticas usando o algoritmo PSO configurado com 200 populações e 70 iterações para inverter 270 parâmetros (contrastes de densidades). Ao final de cada inversão os parâmetros invertidos foram agrupados e então foi contruída uma amostra com 30 soluções para cada parâmetro. Cada amostra dos parâmetros foi analisada individualmente para verificar qual valor do parâmetro era o mais representativo.

A Figura 3.9 apresenta um mapa de anomalia gravimétrica calculado a partir de uma das inversões. A inversão serviu para delimitar regiões, nomeadas de A a F, com anomalias gravimétricas significativas cujos valores dos parâmetros fossem semelhantes. Essas regiões contêm os corpos com os maiores contrastes de densidades.

Ao verificar as soluções obtidas, foi observado que elas convergiam em torno de um “parâmetro ótimo”, que os valores encontrados não ocupavam toda a janela de busca global e que possuía uma distribuição normal. A partir do estimador estatístico intervalo de confiança foram criadas janelas de busca individualizadas para cada parâmetro com um nível de confiança de 99,99%. Esse intervalo corresponde a um estimador que é usado para inferir o valor dos parâmetros populacionais indicando que, se amostras de uma população de soluções de um determinado parâmetro forem coletadas, em 99,99% das vezes, a média da amostragem estará dentro desse intervalo de confiança. Quanto maior a margem de confiança, maior é a probabilidade de que a média verdadeira esteja dentro do intervalo. Tomando como base o parâmetro físico em análise, a densidade da rocha, o uso de uma janela de confiança menor implicaria na busca dos valores de densidades dentro da faixa de variação de uma unidade litológica. O tamanho da janela de confiança deve ser adotado de acordo com o objeto de estudo para que a solução não apresente uma probabilidade inverídica.

Os cálculos e as análises estatísticas foram realizados no *Python*. A Figura 3.10 mostra uma amostra com as soluções para um determinado parâmetro, os valores dos contrastes de densidades calculados, a frequência de amostragem e as janelas de buscas.

É observado, na Figura 3.10, que a análise estatística permitiu reduzir a janela dos valores de contraste de densidade e criar uma janela específica para um determinado parâmetro. Essa

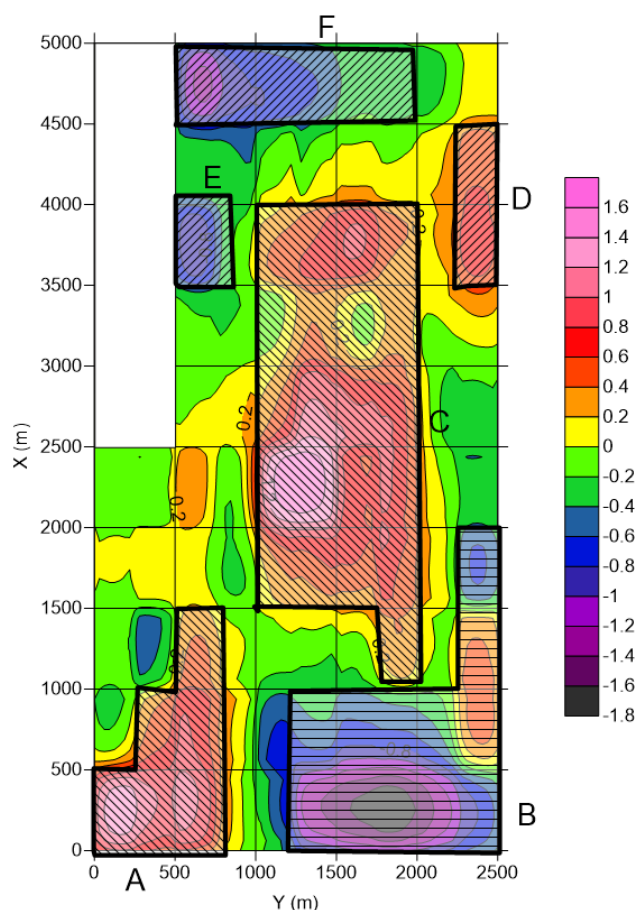


Figura 3.9: Mapa de anomalia gravimétrica residual invertido. Os valores estão em mGal.

redução é importante por possibilitar uma convergência mais rápida do algoritmo uma vez que o domínio de busca foi reduzido e otimizado. Os gráficos com as distribuições normais de alguns parâmetros estão apresentados no Anexo I. Em cada gráfico, foram plotadas a estimativa da densidade de kernel (KDE), o histograma e a marcação exata de cada densidade invertida. Observando as novas janelas de busca, verifica-se a existência da continuidade lateral e vertical entre elas, o que permite uma busca de valores de densidades coerentes com a geologia local.

Definidos os limites de busca das janelas otimizadas para as densidades, foi criada uma população com 30 soluções estocásticas com as mesmas configurações de geometria, enxame e interações, e, a partir destas, foram calculadas a média, mediana e desvio padrão para cada parâmetro. A Figura 3.11 apresenta a distribuição das soluções, média e mediana para dois parâmetros.

Observa-se que a média e a mediana assumem o mesmo valor de densidade da rocha para a distribuição das soluções para o parâmetro 5 e que esses mesmos descritores estatísticos estão ligeiramente afastados no que se refere ao parâmetro 21. É importante ressaltar que,

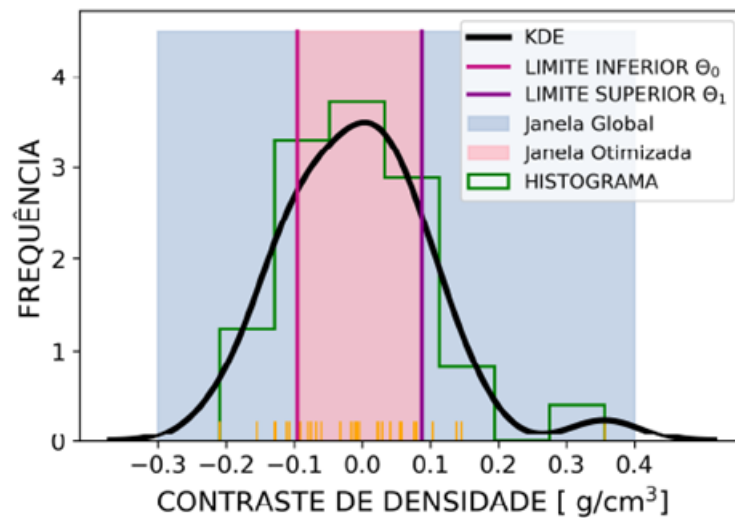


Figura 3.10: Distribuição de probabilidade do parâmetro 132. Na cor azul, considera-se a janela de busca global e, na cor rosa, o intervalo de confiança de 99,99% de confiança que corresponde a janela otimizada de busca para esse parâmetro com limites θ_0 e θ_1 . As soluções obtidas com as inversões estocásticas estão na cor laranja.

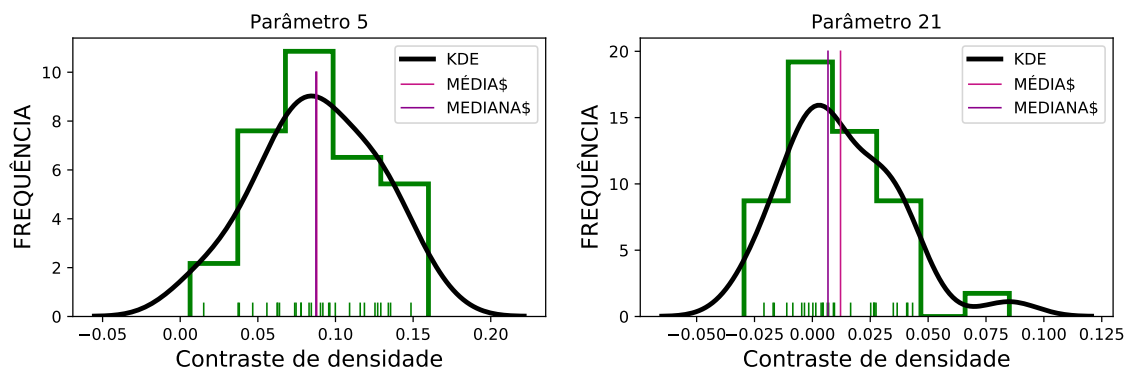


Figura 3.11: Curva de distribuição das soluções encontradas para um determinado parâmetro com a janela otimizada.

tendo em vista a faixa de variação da densidade da rocha, é possível afirmar que a média e mediana do conjunto solução do parâmetro 21 trata-se da mesma unidade litológica. A Tabela 3.1 apresenta os valores da média, mediana e a diferença absoluta entre os dois primeiros das soluções encontradas para seis primeiros parâmetros.

Nota-se também que o desvio absoluto entre a média e mediana é irrelevante dentro do parâmetro físico em análise, portanto, pode-se afirmar que as distribuições das soluções são normais e que a escolha do intervalo de confiança foi assertiva. Os efeitos gravimétricos foram calculados assumindo os valores médios e mediano das distribuições das densidades (Figura 3.12) e o erro MSE existente entre os campos calculados e o campo gravimétrico

Tabela 3.1: Valores da média, mediana e o desvio absoluto entre os dois primeiros em g/cm^3 . O valor do desvio foi arredondado para três casas decimais.

Parâmetro	média	mediana	abs(média - mediana)
1	0.1151	0.1179	0.003
2	0.18	0.185	0.005
3	0.119	0.1136	0.005
4	0.076	0.0783	0.002
5	0.0879	0.0874	0.0
6	0.0705	0.0755	0.005

observado. O modelo com os valores médios apresentou erro MSE igual a $0,0969 \text{ mGal}^2$ e o modelo com os valores medianos teve erro MSE igual a $0,0844 \text{ mGal}^2$. Essa diferença entre os erros é ignorada pelo processo de interpolação com a técnica *kriging* ao ponto que ambos produziram a mesma imagem, mas ao analisar o ajuste em perfil na Figura 3.13, constata-se que o modelo com a mediana apresentou um desempenho melhor, portanto, os valores encontrados para os erros são satisfatórios diante da limitação da representação da litologia da área com prismas homogêneos.

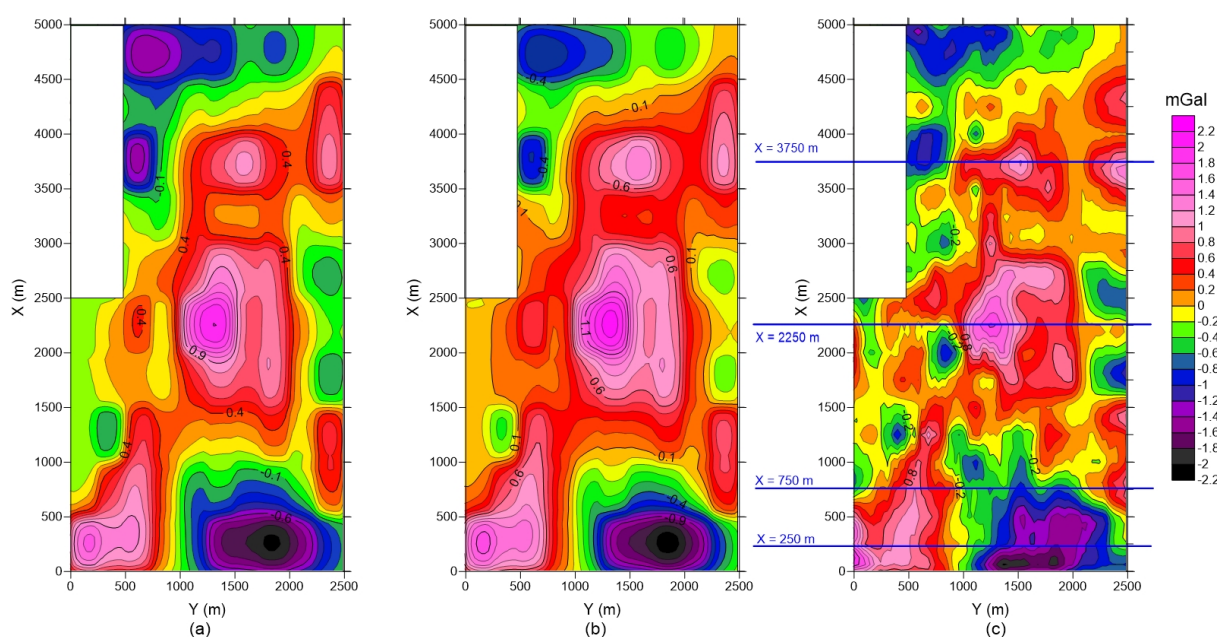


Figura 3.12: Mapas das anomalias em mGal. (a) A anomalia calculada com os valores medianos para a densidade. (b) O mapa calculado com a média das soluções. (c) O mapa de anomalia observado.

Analisando a Figura 3.12, percebe-se que o processo de inversão conseguiu recuperar as principais feições do campo observado. A geometria prismática e homogênea é limitada, pois a posição assumida pelo prisma pode não corresponder exatamente com a posição do corpo causando desvio lateral na anomalia calculada em relação à anomalia observada. O resultado obtido com essa malha de prisma é considerado satisfatório tendo em vista a complexidade do

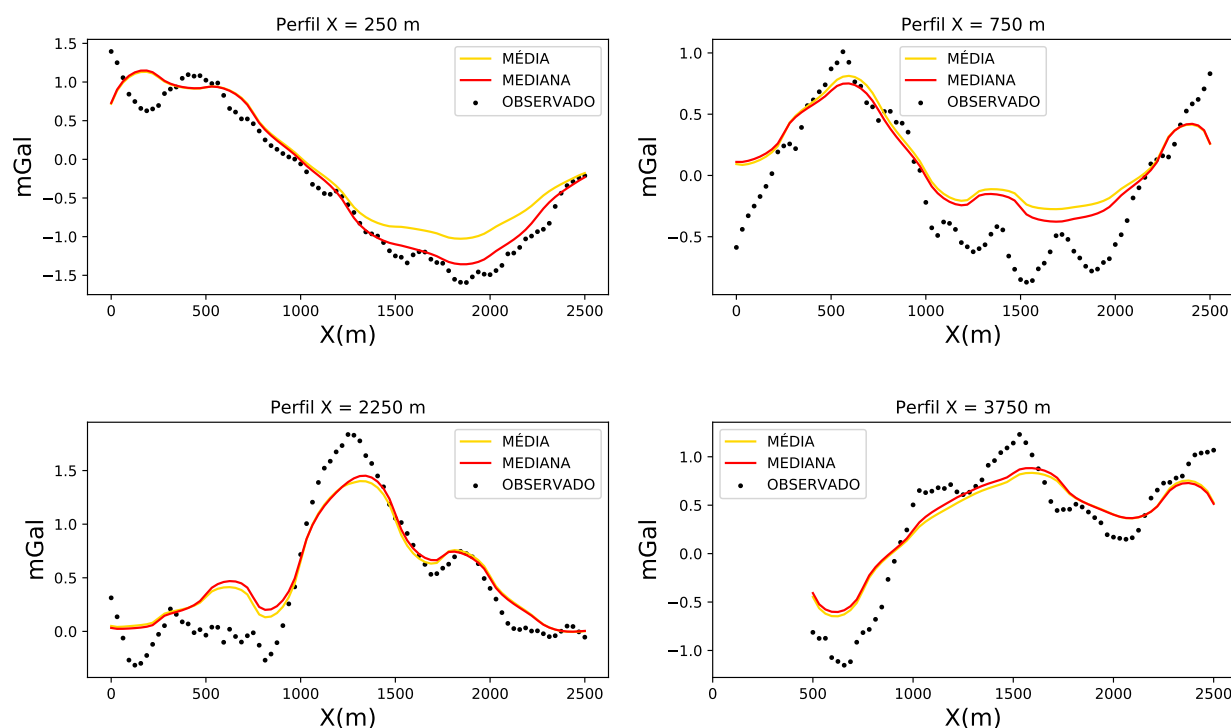


Figura 3.13: Ajuste do campo calculado com mediana e a média aos dados observados em perfil com a geometria prismática.

problema e a precariedade de informações de geologia que pudessem corroborar um resultado com maior detalhamento. Não foi possível reproduzir os pequenos contornos em virtude da resolução da malha prismática adotada.

Observando a Figura 3.13, nota-se que, de uma forma geral, as duas soluções apresentam comportamentos semelhantes, mas em alguns perfis percebe-se que o tamanho do prisma utilizado é mais relevante no ajuste do que o valor da densidade assumida. Portanto, verifica-se que o ajuste ficou melhor em regiões em que os contornos foram mais suaves. Espera-se que, com um malha prismática mais refinada, se obtenha um melhor ajuste, todavia, a escolha da malha nesse processo de inversão não desqualifica os resultados obtidos diante da falta de informação da subsuperfície. A inversão permitiu recuperar as principais feições do campo residual de maneira satisfatória, tendo em vista a quantidade de parâmetros utilizados e o custo computacional. Como a mediana das soluções apresentou um resultado melhor do que com a média das soluções, o primeiro foi considerado como a solução final do processo de inversão estocástica com o PSO.

A Figura 3.14 apresenta os valores dos contrastes de densidades dos primas interpolados para cada nível de profundidade. A interpolação foi realizada pelo programa *Surfer* usando a técnica de interpolação conhecida como *Nearest Neighbors*. Observa-se que além dos maiores valores de densidades estarem concentrados na faixa de 50 m a 250 m de profundidade,

o modelo dos corpos presentes nessa faixa apresenta correspondência com as formas das anomalias gravimétricas do dado residual.

O modelo obtido, em linhas gerais, é coerente com a interpretação já discutida nesse capítulo acerca das componentes do campo residual e consegue explicar de maneira satisfatória o efeito gravimétrico observado na área de estudo. Em destaque com retângulo, existem alguns eventos que aparecem apenas na componente 1 do campo residual e no modelo correspondente para a profundidade de 50 a 250 m. Nessa faixa de profundidade, foi possível mapear uma região com um contraste de densidade de $0,24\text{g/cm}^3$. A elipse, por sua vez, destaca os eventos que aparecem nas duas componentes do campo residual e que se estende nos três níveis de profundidade. É importante destacar que os eventos de alta frequência que são mostrados na componente 2 não são explicados pela distribuição de contraste de densidade na faixa de 5 a 50 m de profundidade por conta da resolução da malha de prismas adotada.

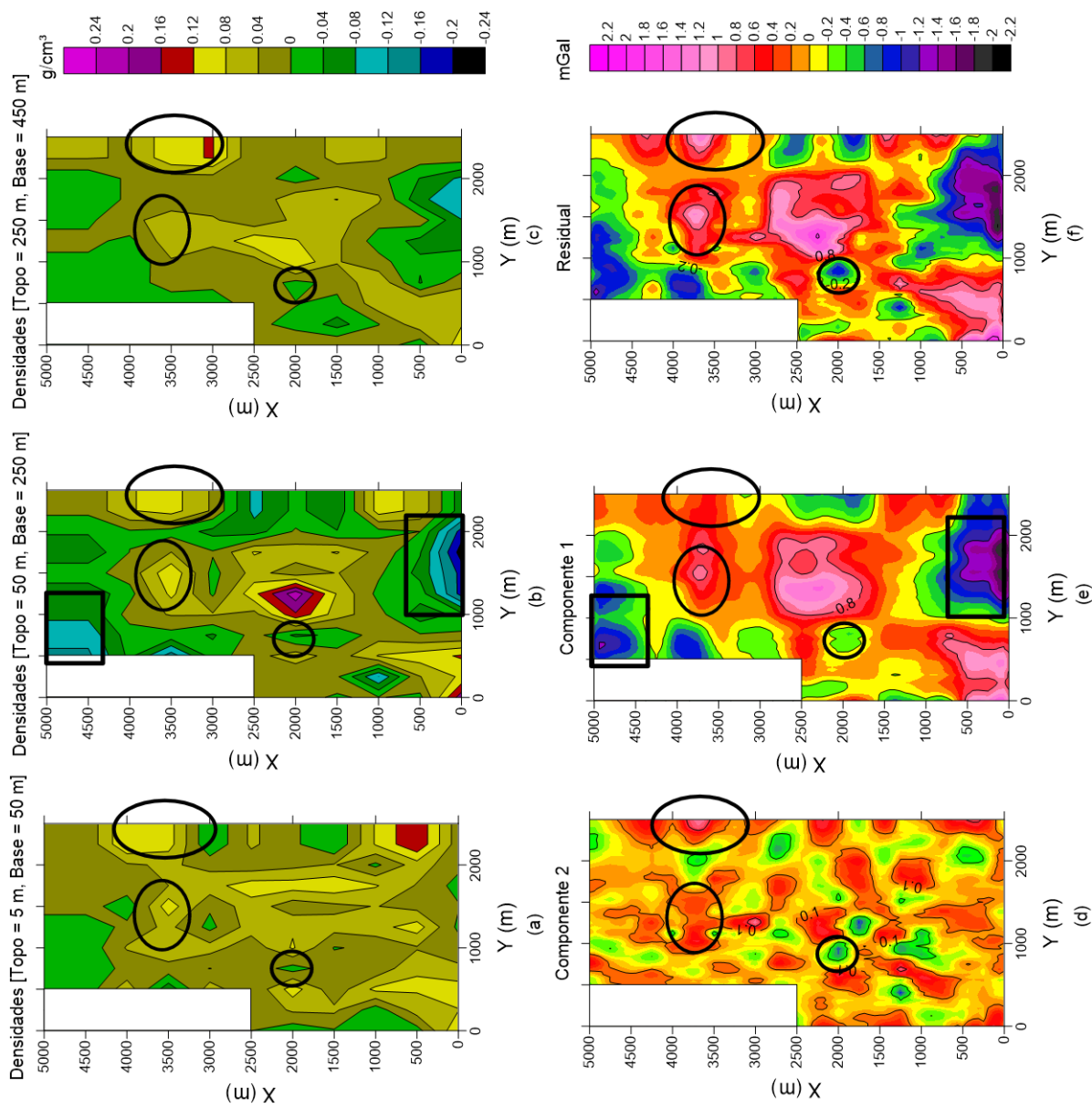


Figura 3.14: Modelo de contraste de densidade obtido com a inversão dos dados gravimétrico em três níveis de profundidade: (a) 5 m, (b) 50 m e (c) Topo a 250 m de profundidade. (d) Componente 2 do campo residual. (e) Componente 1 do campo residual. (f) Campo residual gravimétrico filtrado. Mapas em escala relativa.

Observando o modelo de distribuição dos contrastes de densidade com as componentes do campo residual na Figura 3.5, nota-se que alguns corpos que poderiam ter sido mapeados com o campo residual, na verdade são descontínuos. Tal descontinuidade pode ser verificada tanto nas orientações X e Y, assim como em profundidade. O modelo apresenta uma importante contribuição para conhecimento da área de estudo, sobretudo, como ocorre a distribuição das rochas na subsuperfície que, por sua vez, enriquece o conhecimento da geologia local. Esse modelo serviu como guia para delimitação dos corpos que foram usados em um processo de inversão geofísica gravimétrica com geometria poliédrica. A Figura 3.15 mostra os poliedros interpretados a partir da análise do modelo de distribuição de densidades associadas às principais feições do mapa geológico de superfície e as componentes do campo residual.

Diante da carência de informação da subsuperfície, principalmente no que se refere aos topos e fundos das unidades litológicas, o posicionamento do topo e fundo dos corpos interpretados foi baseado nas informações qualitativas obtidas com as componentes do campo residual, modelo de densidades obtidos com a inversão prismática e o mapa geológico de superfície. Na medida do possível, os corpos traçados mantiveram continuidade em profundidade de $Z = 5$ m a 450 m. Alguns corpos pequenos foram delimitados com o objetivo de obter o melhor ajuste *MSE*. No total, foram delimitados 21 corpos poliédricos.

Inversão com geometria poliédrica

Os corpos poliédricos com mais de 8 vértices foram subdivididos de tal forma que pudessem ser representados pela composição de poliedros menores com 8 vértices. Tal procedimento foi necessário pois, o algoritmo de inversão tem como entrada todos os vértices dos triângulos presentes nas faces dos corpos, então o algoritmo faz a contagem dos vértices dos triângulos presentes nos corpos e atribui uma única densidade a cada 12 triângulos ou 36 vértices. Cada face foi dividida em 2 triângulos. Sendo assim, os 21 corpos geológicos listados foram fragmentados e transformados em 27 corpos no processo de modelagem inversa. A Figura 3.16 ilustra esse processo de subdivisão.

Com as posições dos corpos fixadas, a determinação dos parâmetros físicos foi realizada com o processo de inversão estocástica. A janela de busca das densidades foi específica e individual para cada parâmetro e foi ajustada diante da expectativa mostrada na Figura 3.14, sobretudo apoiada em relação aos resultados obtidos anteriormente. O valor máximo para os corpos foi de $0,3 \text{ g/cm}^3$ e mínimo de $-0,25 \text{ g/cm}^3$. Em virtude da diminuição da quantidade de densidades a serem determinadas, a quantidade de iterações e o tamanho do enxame de partículas foram reduzidas para 10 e 50, respectivamente. Para esse processo de inversão com modelos tridimensionais e homogêneos foi considerado o *MSE* inferior a $0,10 \text{ mGal}^2$ razoável,

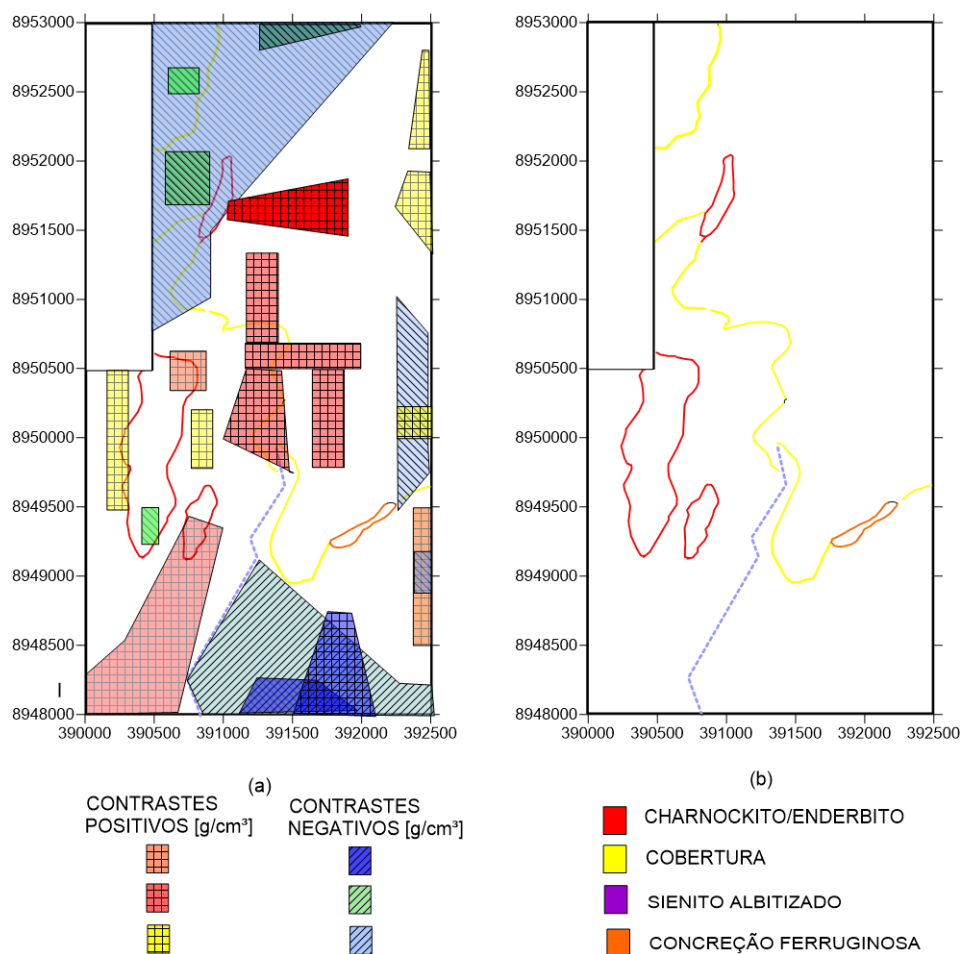


Figura 3.15: Interpretação dos corpos em escala relativa. (a) Corpos interpretados. (b) Principais marcações do mapa geológico de superfície.

uma vez que apenas as feições gravimétricas principais foram recuperadas. A colocação de mais corpos para realizar um ajuste melhor implicaria em um maior custo computacional, uma vez que a metodologia com corpos poliédricos é cara computacionalmente e que o objetivo principal desse trabalho é representar ou mapear os corpos (forma e densidade) passíveis de alvo exploratório.

A análise estatística realizada com as 35 soluções obtidas com as inversões poliédricas foi similar à realizada usando prismas, exceto pela determinação da janela de confiança que não houve. A Figura 3.17 mostra a distribuição dos eventos estatísticos para dois parâmetros. Foi observado um comportamento similar à abordagem usando prismas: a média e a mediana ficaram muito próximas o que implica que tanto um descritor estatístico quanto o outro descrevem bem a amostra e ambas representam a mesma unidade litológica. O maior desvio absoluto obtido entre a média e mediana foi $0,0378 \text{ g/cm}^3$. O erro de ajuste MSE com a mediana da distribuição foi de $0,0848 \text{ mGal}^2$ e $0,0850 \text{ mGal}^2$ com a média.

A Figura 3.18 apresenta o mapa de anomalia residual invertido a mediana e média da

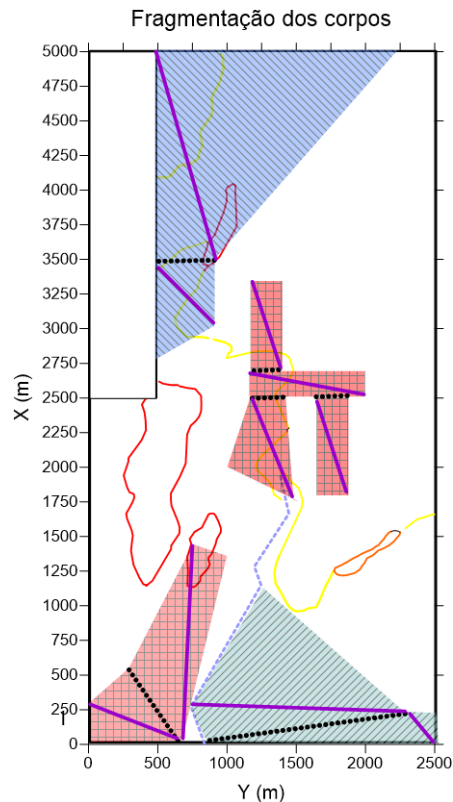


Figura 3.16: Ilustração da divisão dos corpos em outros menores através da linha pontilhada preta e a fragmentação da face superior em triângulos pela linha lilás.

distribuição dos parâmetros lado a lado com o dado residual filtrado e na Figura 3.19 observa-se o comportamento do ajuste da curvas aos pontos observados. Os mapas e os perfis com as anomalias calculadas possuíram resultados quase idênticos pelo motivo já supracitado. É possível observar a suavização do efeito gravimétrico e o ajuste da curva aos pontos. Verifica-se um desvio em amplitude no perfil $X = 2250$ m e um desvio lateral no perfil $X = 3750$ m. O desvio lateral pode ser corrigido com a mudança da posição dos corpos em questão. Pelo critério de menor MSE, a solução final foi considerada a mediana das distribuições.

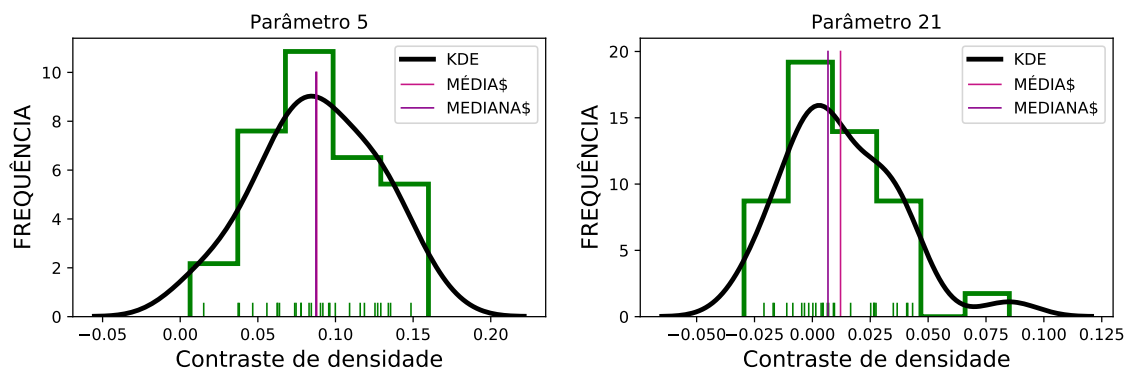


Figura 3.17: Distribuição normal das soluções obtidas estatisticamente com geometria poliédrica.

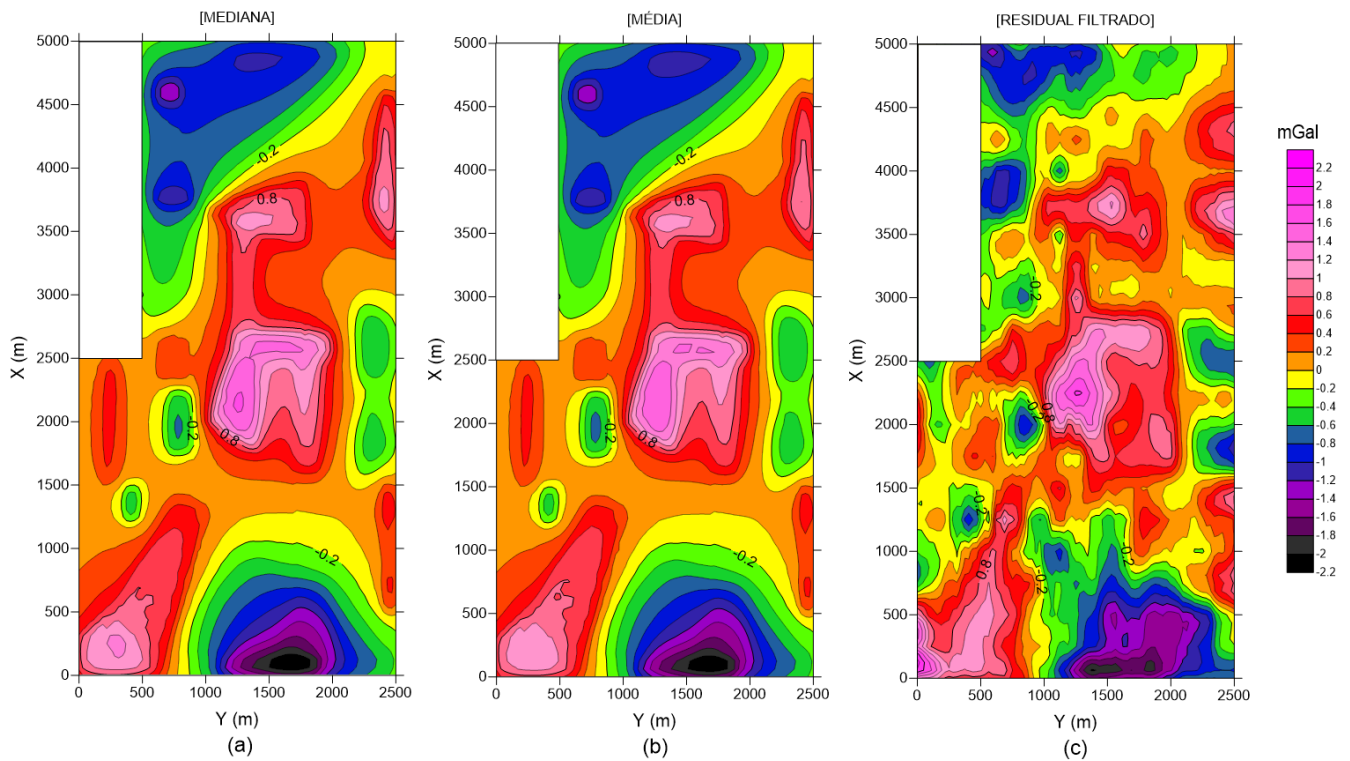


Figura 3.18: Mapas de anomalias residuais em mGal em escala relativa. (a) Campo calculado com a mediana da distribuição. (b) Campo calculado com a média da distribuição. (c) Campo residual observado filtrado.

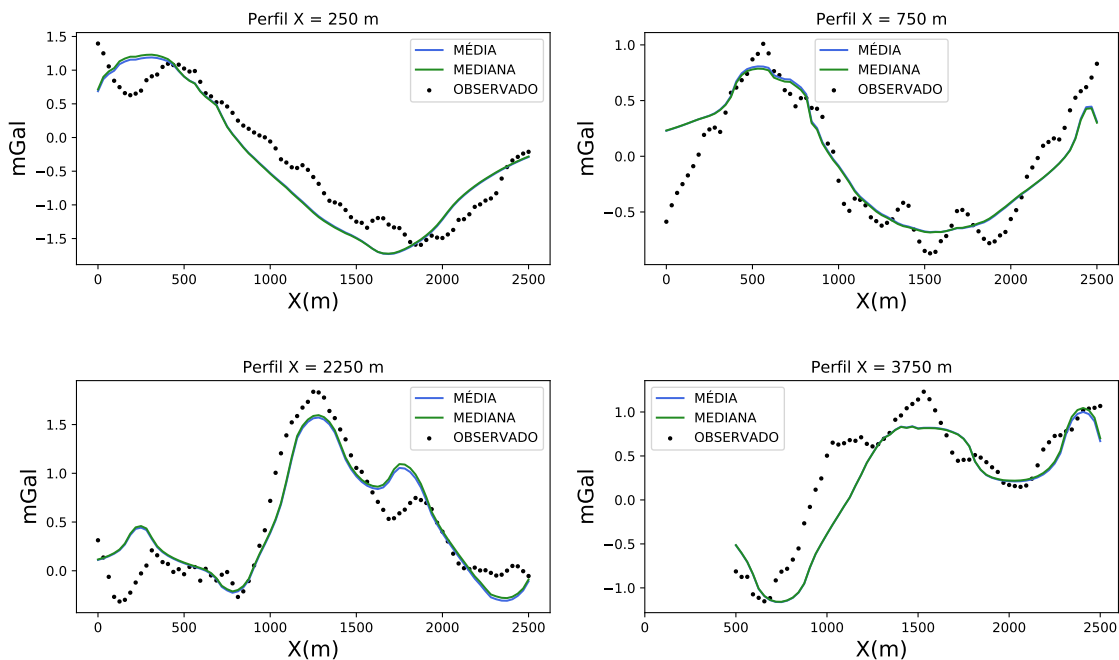


Figura 3.19: Ajuste do campo calculado com mediana e a média aos dado observado em perfil com a geometria poliédrica.

As Figuras 3.20 e 3.21 comparam os resultados gravimétricos obtidos com as duas metodologias. Ambas as metodologias apresentaram resultados satisfatórios diante das difi-

culdades inerentes às geometrias. A geometria prismática apresenta um resultado muito dependente da resolução da malha e o refinamento de uma malha homogênea implica no aumento do custo computacional no processo de inversão em razão do aumento de parâmetros e na quantidade de populações no algoritmo PSO para que o enxame encontre uma solução que faça um melhor ajuste. O refinamento é limitado porque a quantidade de parâmetros deve ser menor que a quantidade de observações. A geometria poliédrica é mais complicada de ser implementada, pois o programador deve estar atento ao ordenamento dos vértices dos triângulos e assim como o melhor posicionamento do sólido.

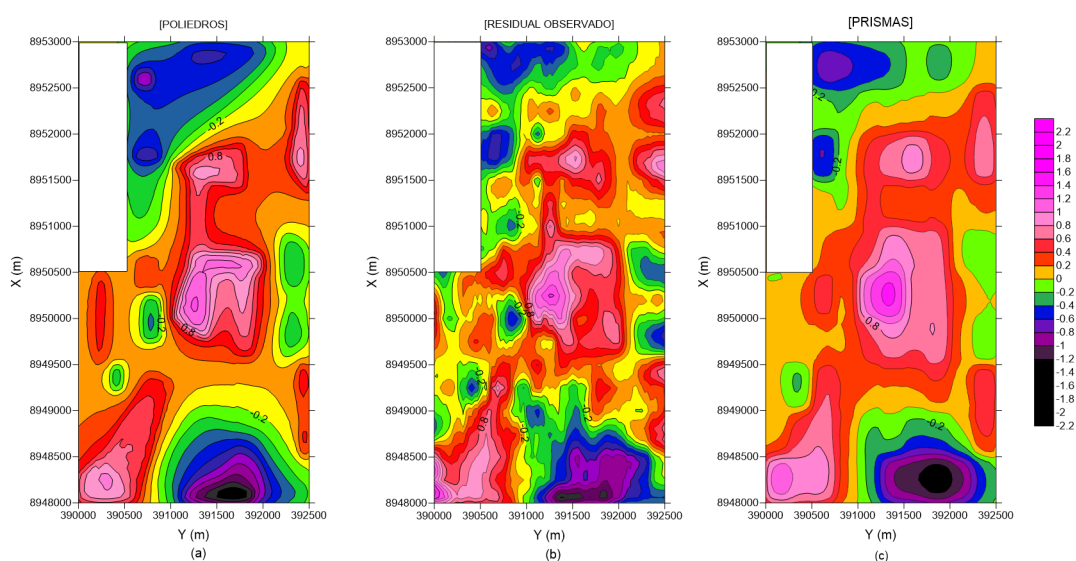


Figura 3.20: Mapas de anomalias residuais em mGal em escala relativa. (a) Campo calculado com a geometria poliédrica. (b) Campo residual observado filtrado. (c) Campo calculado com a geometria prismática.

3.2 Magnetometria

Os dados aeromagnéticos possuem os limites das coordenadas UTM oeste-leste 389500 m a 392965 m e 8498402 m a 8502686 m na direção norte-sul e foram obtidos na altitude de 100 m. Os dados magnéticos foram interpolados com a mesma técnica de interpolação usada no dado gravimétrico e com os mesmos espaçamentos. Tal procedimento permitiu ajustar espacialmente as estações de medidas magnéticas sobre as gravimétricas diferenciando apenas na cota. A Figura 3.22 mostra os dados magnéticos e gravimétricos sobrepostos. Comparando os dados, percebe-se que essas anomalias podem ser oriundas do mesmo corpo geológico, uma vez que as anomalias apresentam orientação preferencial para o NE.

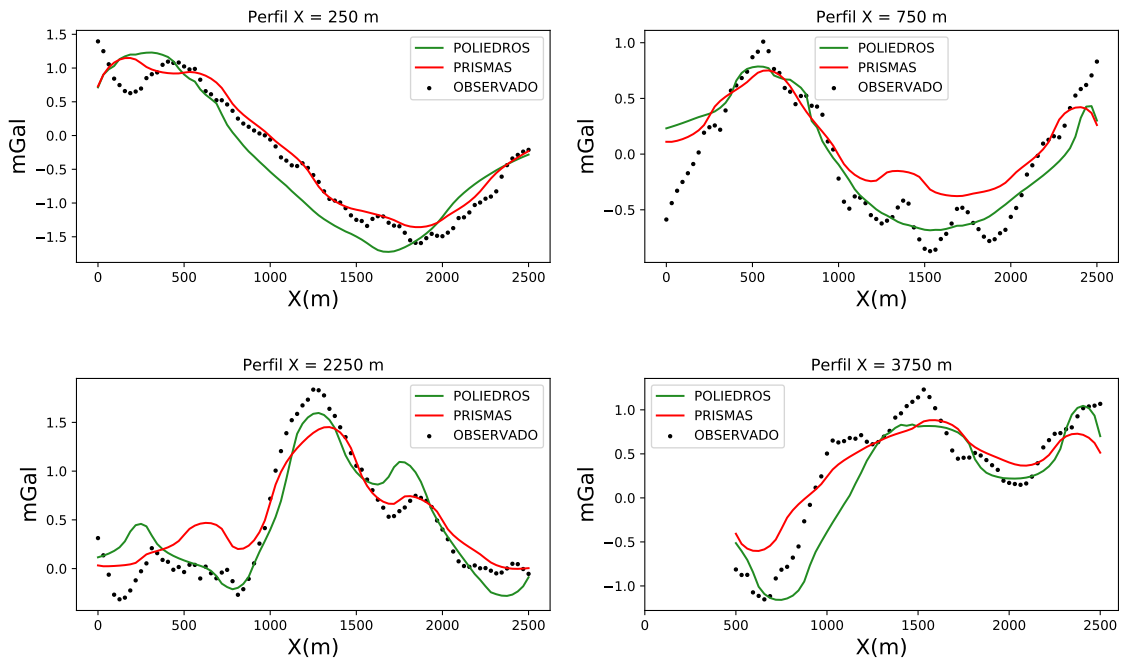


Figura 3.21: Comparação das soluções obtidas com as geometrias prismática e poliédrica.

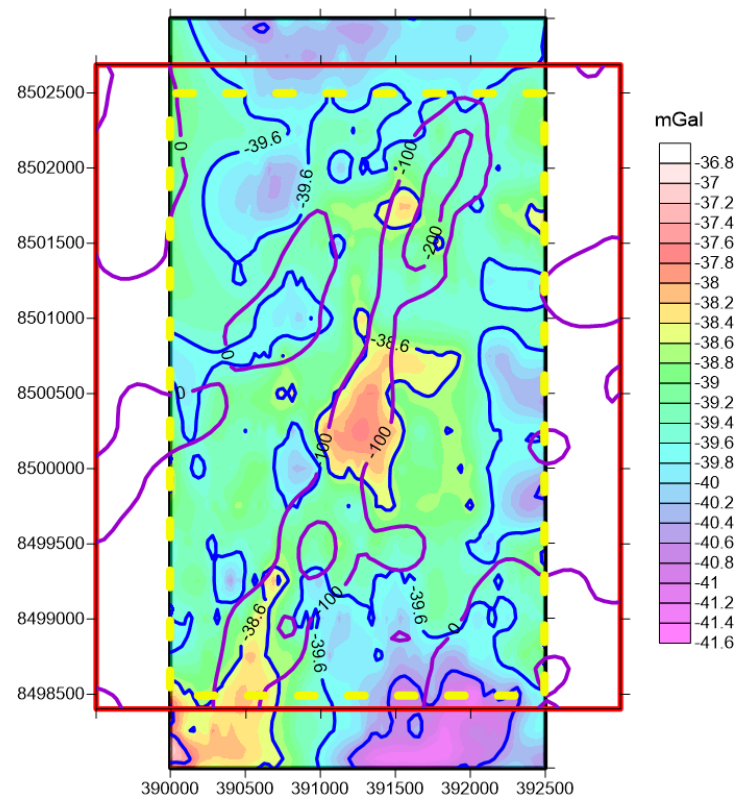


Figura 3.22: As linhas na cor azul representam os contornos do dado gravimétrico e as linhas em lilás são os contornos das anomalias magnéticas. O retângulo amarelo é a região comum aos dois levantamentos e representa os limites dos dados magnéticos usados no processo de inversão.

3.2.1 Inversão magnética com geometria prismática

O mapa geológico possui os mesmos limites geográficos do mapa gravimétrico terrestre. As regiões do levantamento magnético que estão à esquerda e à direita do retângulo amarelo na Figura 3.22 foram ignoradas no processo de inversão, pois não foram mapeadas no levantamento geológico de superfície. Esse recorte permitiu o uso de prismas com as mesmas dimensões que foram usados no caso gravimétrico e realizar uma interpretação conjunta dos dados gravimétrico e magnético. A distribuição dos corpos foi baseada nos alvos delimitados por Ribeiro (2018). Foram posicionados no total 54 prismas distribuídos em 3 níveis de profundidade, cujos topos e bases são iguais ao caso gravimétrico. A Figura 3.23 esquematiza o posicionamento dos corpos na área estudada sobre os prováveis alvos e observa-se que estes foram representados por três prismas sotopostos ou mais. O processo para obtenção dos valores das magnetizações totais de cada corpo com o processo de inversão magnética está apresentado na Figura 3.24 sob forma de fluxograma. O algoritmo inverteu no total 56 parâmetros: 54 intensidades de magnetização, a declinação e inclinação magnética.

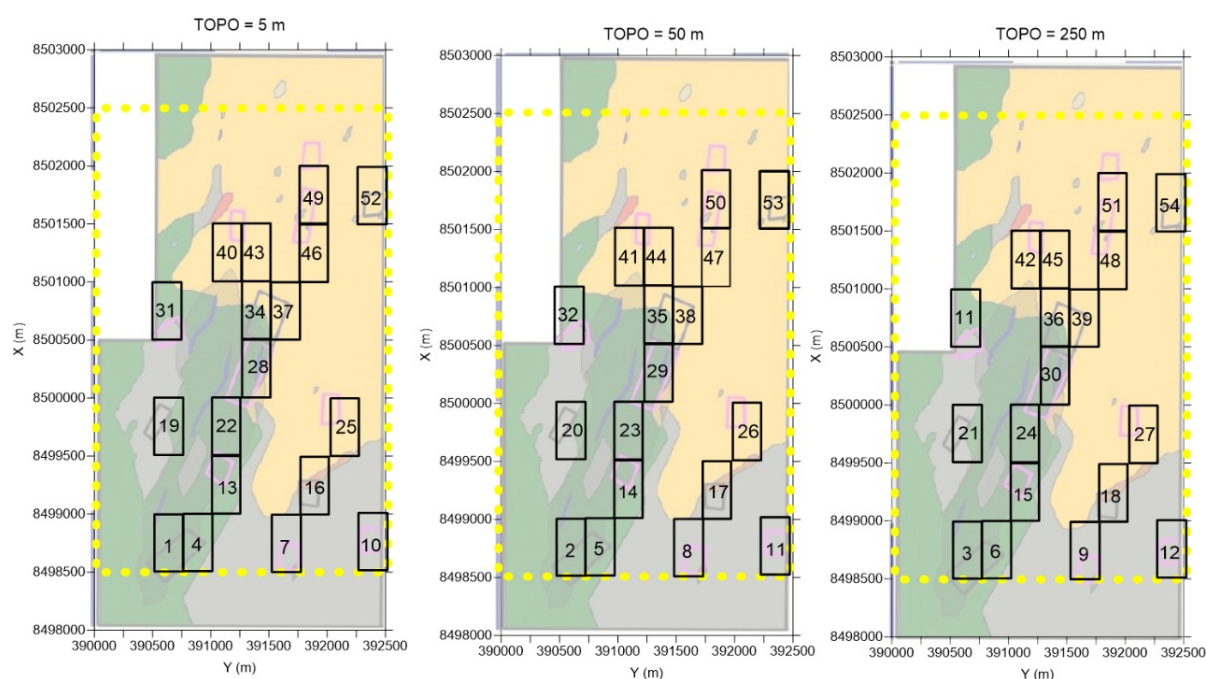


Figura 3.23: Posicionamento dos corpos magnéticos na área de estudo sobre os alvos magnéticos demarcados por Ribeiro (2018).

O algoritmo PSO foi configurado com uma população de 100 partículas e 25 iterações, com uma janela de busca para inclinação e declinação magnética variando entre $\pm 90^\circ$ e de 0 a 2,5 A/m para o módulo da magnetização. É importante destacar que após essas iterações, o algoritmo já tinha alcançado a convergência, portanto, o acréscimo de iterações só implicaria no aumento do custo computacional. Foi criada uma amostra com 40 soluções

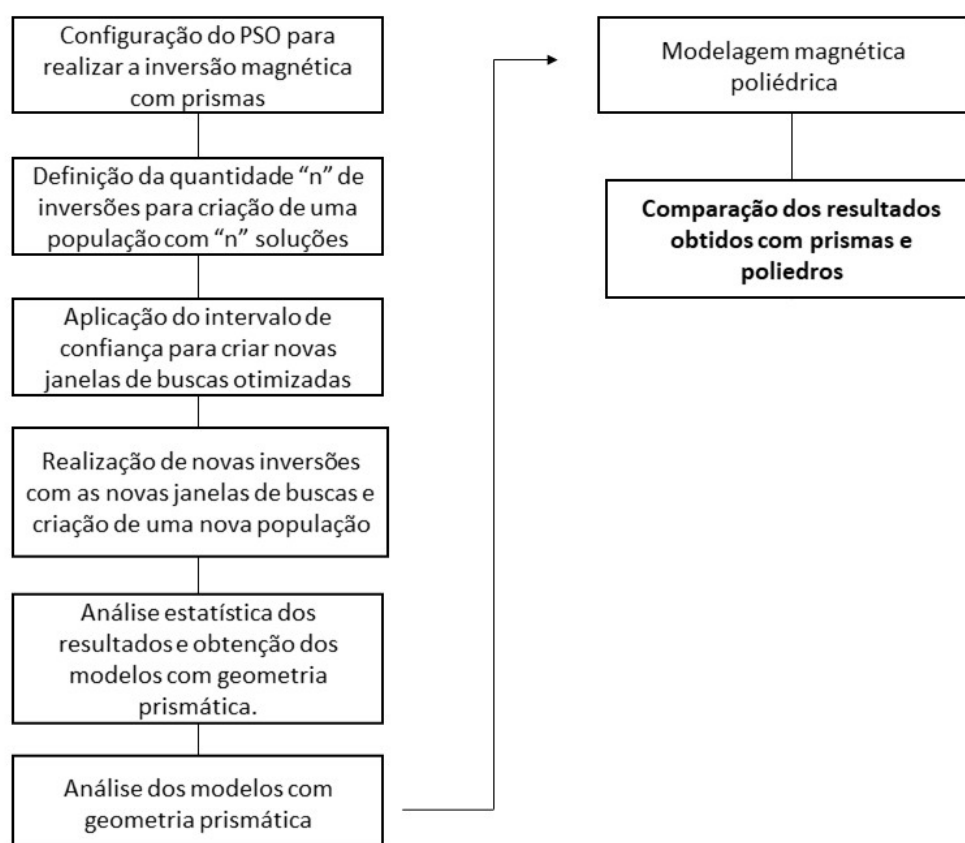


Figura 3.24: Posicionamento dos corpos magnéticos na área de estudo sobre os alvos magnéticos demarcados por Ribeiro (2018).

para determinar os limites inferior e superior do intervalo de confiança. A partir desses resultados, foi feita outra amostra do mesmo tamanho, a média e mediana da distribuição foram determinadas, sendo calculado o campo magnético com esses resultados. A Figura 3.25 apresenta as janelas de busca otimizada para as declinação e inclinação magnéticas e nota-se que intervalo de confiança reduziu consideravelmente o domínio de busca do parâmetro pelo algoritmo. Assim como ocorreu no caso gravimétrico, janelas de busca otimizada e individualizada para cada parâmetro magnético foram obtidas.

O campo magnético modelado com a mediana apresentou um erro MSE igual 2535 nT^2 e o modelado com as médias dos valores, um erro de 2563 nT^2 . Como o modelo com a mediana apresentou um erro MSE menor, este foi considerado como solução final do procedimento de inversão. Esse modelo também apresentou um erro menor do que todos os modelos determinados no processo de inversão e, poderia ser menor se mais corpos fossem utilizados. Embora os valores obtidos pareçam altos, são aceitáveis diante do contexto dessa pesquisa, pois o campo magnético presente numa área com dimensões $2500 \text{ m} \times 4000 \text{ m}$ foi modelado

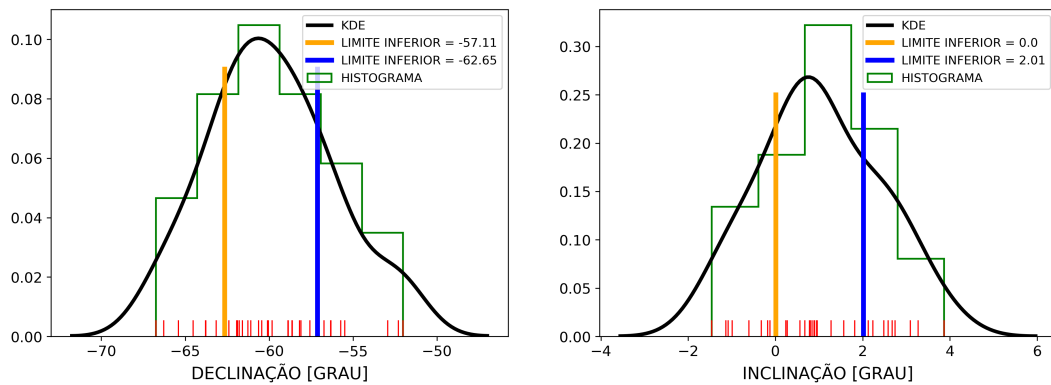


Figura 3.25: Intervalos de confiança da declinação e inclinação magnéticas com nível de confiança de 99.99%.

com apenas 54 corpos de dimensões 250 m x 500 m que estão distribuídos em 3 zonas de profundidade. O erro quadrático médio apresentou valor “alto” porque os valores discrepantes nas estações de medidas, sobretudo, nas mais afastadas dos corpos pesaram muito. A Figura 3.26 mostra a distribuição da inclinação, declinação magnética total e do módulo da magnetização de um único corpo. Os valores assumidos para a declinação foram de $-57,2^\circ$ e de $1,64^\circ$ N para a inclinação. A Figura 3.27 mostra o campo magnético observado e calculado lado a lado. O processo de inversão recuperou a tendência central do mapa de maneira razoável, mas apresenta distorções laterais. O mapa de campo residual observado apresenta um lineamento magnético orientado para nordeste e possui 4 núcleos negativos intensos. O mapa calculado recuperou o mesmo lineamento, mas apresenta pequenos desvios oriundos da geometria utilizada.

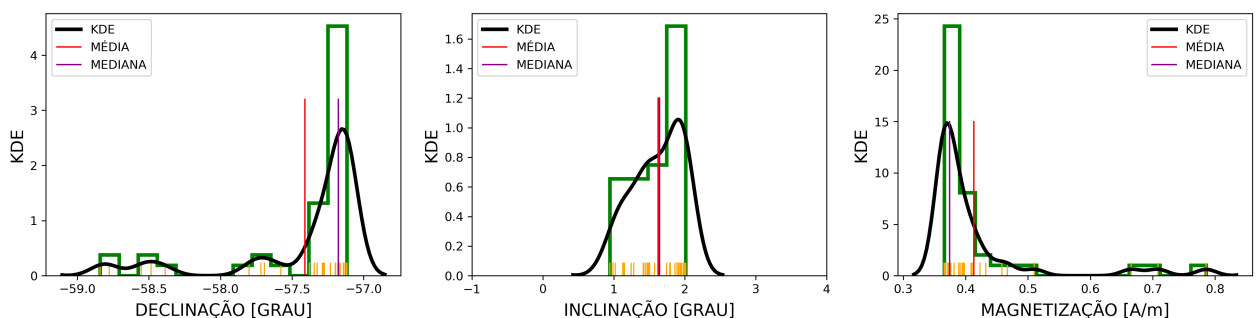


Figura 3.26: Distribuição normal dos parâmetros calculados com o processo de inversão magnética com geometria prismática.

A magnetização total ou resultante corresponde a uma soma vetorial da magnetização induzida com a magnetização remanente. A determinação da inclinação e declinação magnética do campo magnético da época da formação geológica pode ser feita apenas se houver conhecimento da susceptibilidade magnética real da unidade litológica e do campo magnético medido localmente. O anexo II contém uma tabela possuindo as informações das susceptibi-

lidades magnética medida em laboratório pela CBPM com as suas respectivas coordenadas UTM.

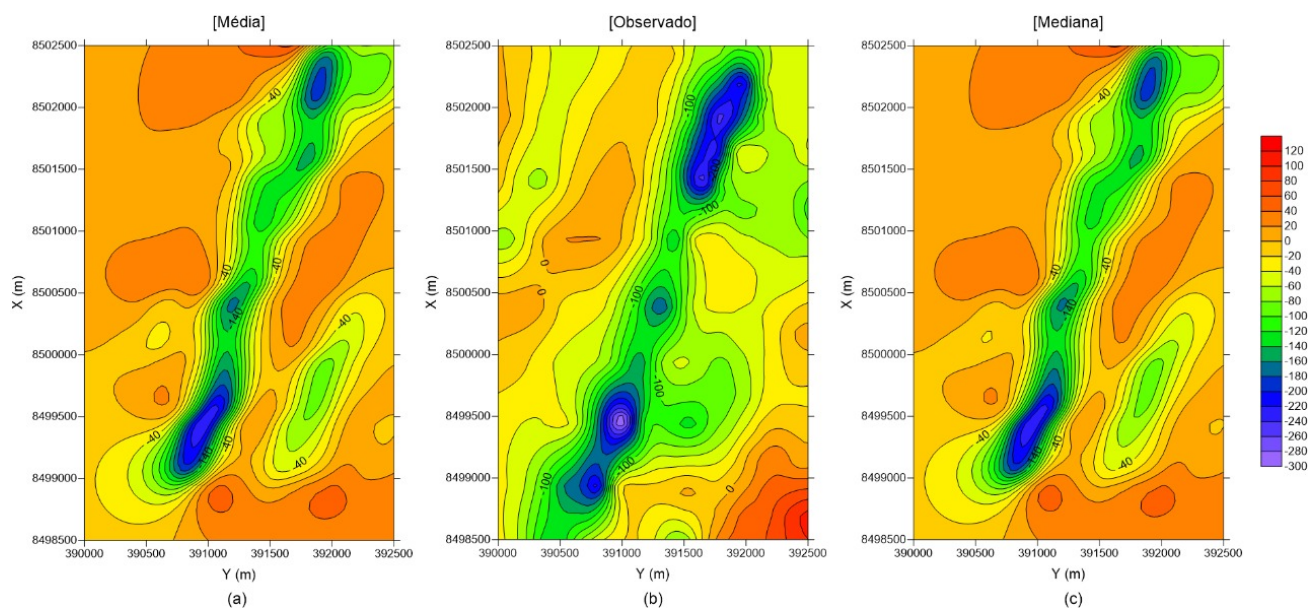


Figura 3.27: Campos aeromagnéticos em nT. (a) Com a média. (b) Observado. (c) Calculado com a mediana dos parâmetros encontrados.

Tabela 3.2: Tabela com as intensidades das magnetizações, declinação e inclinação remanentes das rochas na área de estudo. **Medida petrofísica adotada tomando como referência a susceptibilidade magnética da litologia mapeada.

Corpo	X [UTM]	Y [UTM]	Resultante	induzida	remanente	D_{rem}	I_{rem}
1	390605	8498501	1,238	0,008	1,233	57,3	1,8
2	390605	8498501	1,648	0,008	1,641	57,3	1,7
3	390605	8498501	2,011	0,008	2,006	57,3	1,7
4	390800	8498762	0,825	0,005	0,822	57,3	1,8
5	390800	8498762	0,270	0,005	0,267	57,6	2,1
6	390800	8498762	1,259	0,005	1,256	57,3	1,7
7 **	392214	8498264	0,817	0,154	0,720	63,1	8,3
8 **	392214	8498264	0,329	0,154	0,250	75,5	21,3
9 **	392214	8498264	0,672	0,154	0,577	64,6	10,0
10	392214	8498264	0,711	0,154	0,616	64,1	9,5
11	392214	8498264	0,093	0,154	0,113	21,2	48,3
12	392214	8498264	0,941	0,154	0,843	62,2	7,3

A partir das magnetizações resultantes obtidas com o processo de inversão e das susceptibilidades das rochas medidas em laboratório (Anexo II), foram calculadas as magnetizações induzida e a remanente dos corpos listados na área de estudo. A Tabela 3.2 apresenta os módulos das magnetizações e os sentidos das declinação e inclinação magnéticas apenas para os 12 primeiros corpos. Os corpos 46 a 54 estão posicionados em uma região em que não se tem conhecimento da rocha e nem das susceptibilidades magnéticas, portanto, os valores

apresentados na tabela são valores estimados, pois os valores adotados para as susceptibilidades correspondem à média das medidas na área de estudo. A Figura 3.28 ilustra os versores das magnetizações induzida, remanente e total para três corpos distintos onde é possível observar como as componentes estão contribuindo para a magnetização total. Essa ilustração se assemelha à primeira situação apresentada na Figura 1.11, exposta na página 35.

Os valores dos módulos da magnetização induzida variaram de 0,004 a 0,217 A/m, enquanto que as intensidades da componente remanente variaram de 0,031 a 2,091 A/m. De uma forma geral, o módulo da componente remanente é maior que a componente induzida e que os valores encontrados para as declinação e inclinação remanentes oscilam em torno de $60,3^\circ$ E e $9,1^\circ$ N, respectivamente. Os valores obtidos para as intensidades das magnetizações totais oscilaram no intervalo de 0,006 a 2,16 A/m.

Na modelagem poliédrica, os corpos foram desenhados obedecendo os limites traçados para os alvos com 8 vértices e 12 triângulos cada. No total, foram 14 corpos demarcados com topos posicionados na profundidade de 5 m e base a 450 m. As declinação e inclinação magnéticas e os módulos das magnetizações usadas na modelagem magnética com geometria poliédrica foram as mesmas igualmente encontradas no processo de inversão com a geometria prismática. A menor intensidade da magnetização usada nessa modelagem foi de 0,31 A/m e a maior foi 1,81 A/m. O processo de inversão com corpos poliédricos magnéticos foi iniciado, mas não se deu continuidade porque os resultados apresentados não apresentaram melhorias em relação aos obtidos com a geometria prismática.

A Figura 3.29 apresenta o efeito magnético produzido pelos corpos poliédricos magnetizados em escala relativa. Observa-se que o lineamento orientado para o nordeste não possui mais as oscilações existentes com a geometria prismática e não foi possível reconstruir integralmente os baixos magnéticos. A reconstrução de um mapa de anomalia magnética de

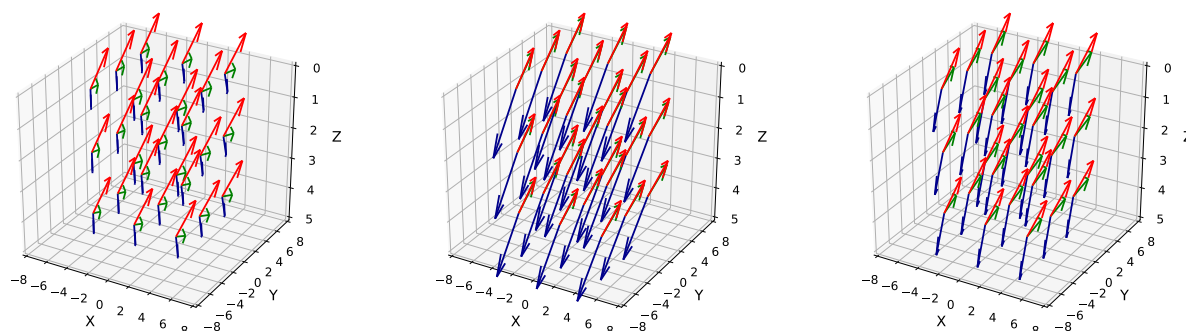


Figura 3.28: Versores das magnetizações. Em verde, a direção da magnetização total; em azul, a componente remanente e, em vermelho, a componente induzida.

uma área de estudo a partir de corpos pontuais listados como prováveis alvos ficou precária. Um resultado melhor seria obtido se mais corpos fossem posicionados, pois a magnetização desses corpos contribuiriam para um melhor ajuste.

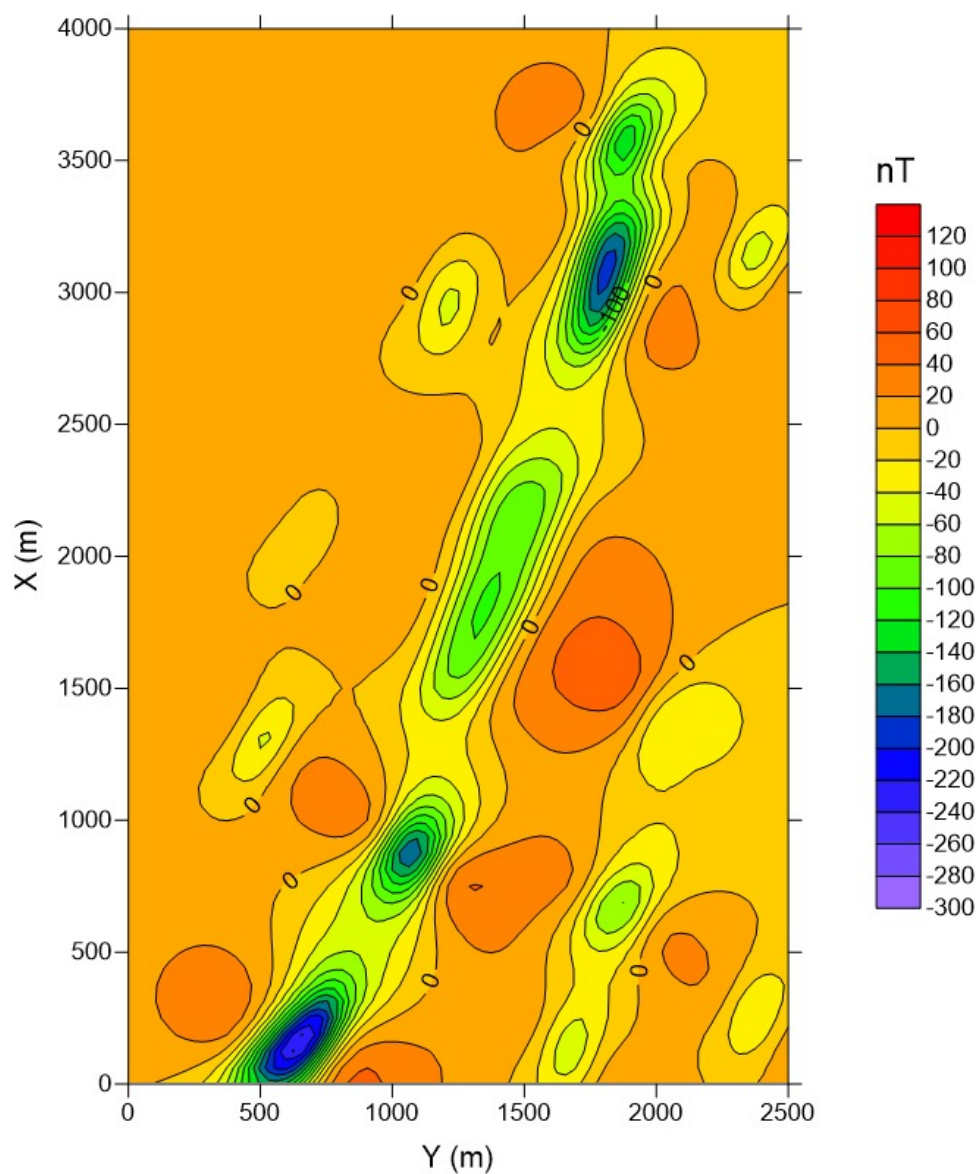


Figura 3.29: Campo aeromagnético modelado a partir dos corpos poliédricos magnetizados.

3.3 Interpretação conjunta

A interpretação conjunta dos resultados gravimétrico e magnético abordará dois parâmetros importantes para classificar um alvo como candidato a ser explorável. Na magnetometria, o parâmetro é o Q (razão de Königsberger) e na gravimetria a densidade do corpo (numa escala de “não denso” a “muito denso”).

Com os valores obtidos para as magnetizações remanente e induzida, foram calculadas a razão de Königsberger e os desvios da média para a declinação e inclinação remanentes dos 54 corpos usados no processo de inversão magnética. Os gráficos com a direção e os desvios da média da direção da componente remanente são mostrados na Figura 3.30. Observando o gráfico de dispersão com os ângulos, nota-se a existência de pontos muito próximos (cor em azul) da média e outros, em vermelho, com um comportamento anômalo. Esse mesmo comportamento é observado no gráfico com os desvios. Foi discutido no capítulo 1 que o comportamento da magnetização remanente reflete o processo de formação/alteração da rocha sugerindo a ocorrência em épocas distintas (Lowrie e Fichtner, 2007).

Quando Q é maior do que 100, a magnetização natural da rocha é dominada pela magnetização remanente. Quando o valor de Q é muito menor do que 1, a magnetização natural dessa rocha é essencialmente induzida e possui orientação do campo atual no sítio de medida (Lowrie e Fichtner, 2007). Rochas com esses valores de Q apresentam características interessantes para a exploração mineral. O menor valor de Q encontrado nos corpos foi de 0,73.

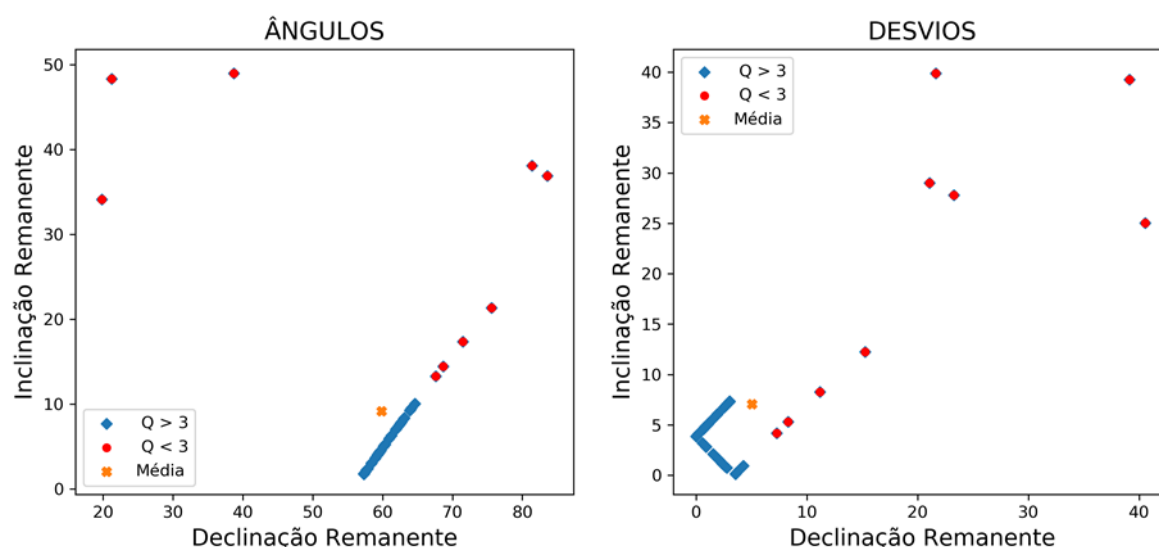


Figura 3.30: Gráficos de dispersão da direção da componente remanente.

Como o valor da magnetização remanente reflete na razão de Königsberger, a classificação das rochas quanto à dominância da magnetização e da idade de formação foi realizada em torno do valor de Q igual a 10. As rochas com $Q \leq 10$ participam do domínio magnético “misto” (Mis) pois as duas componentes contribuem significativamente na magnetização total e possuem “idade 2”. As unidades litológicas com $Q > 10$ foram classificadas com “idade 1” e domínio magnético “remanente” (Rem). É importante salientar que apenas nos casos de $Q > 100$ a componente induzida pode ser desprezada, nos demais casos apresentados nesse estudo,

as duas componentes são levadas em consideração (Lowrie e Fichtner, 2007). A classificação dos corpos quanto à magnetização em função de Q é importante porque mostra a contribuição de cada componente na magnetização total, pois o módulo da magnetização total pode levar uma falsa interpretação de uma determinada unidade litológica como provável alvo exploratório.

De acordo com os mapas de distribuição de densidade obtidos com o processo de inversão gravimétrica, os corpos foram classificados como: “Não Denso” (ND), “Pouco Denso” (PD), “Denso” (D) e “Muito Denso” (MD). O posicionamento dos corpos magnéticos sobre esses mapas de densidades possibilitou também uma classificação quanto às densidades e características magnéticas. Associando-se as informações obtidas na inversão magnética com as da gravimetria, foi criada uma classificação cujos critérios estão definidos na Tabela 3.3. A nomenclatura dos corpos levam primeiramente em consideração os valores de densidades, em seguida as características magnéticas e, combinando-as, foram obtidas 8 classificações possíveis.

Os corpos classificados como “idade 2” possuem os valores de Q menores que 10 e os valores da declinação e inclinação magnética são bem destoantes em magnitude dos demais corpos. A provável explicação para esses valores obtidos é que esses corpos representam rochas que sofreram alterações após as suas formações e adquiriram uma assinatura magnética diferente da rocha protólito, portanto, são mais recentes que as outras. As rochas classificadas como “idade 1”, possuem uma razão Q maior que 10. Os desvios absolutos para as declinação e inclinação apresentam valores, em geral, menores que o desvio médio absoluto, as rochas representadas por esses corpos apresentam assinaturas de um campo magnético mais antigo. É importante salientar que essa divisão temporal não é rígida e discreta, ela é qualitativa e rochas classificadas em uma zona temporal podem apresentar idades diferentes. A Figura 3.31 mostra a interpretação dos corpos a partir da idade.

Tabela 3.3: Tabela com as nomenclaturas usadas na interpretação.

Interpretação	$\Delta\rho$ [g/cm ³]	Razão Q
NDRem	$< 0,0$	> 10
NDMis	$< 0,0$	≤ 10
PDRem	$0,0 < \Delta\rho \leq 0,08$	> 10
PDMis	$0,0 < \Delta\rho \leq 0,08$	≤ 10
DRem	$0,08 < \Delta\rho \leq 0,16$	> 10
DMis	$0,08 < \Delta\rho \leq 0,16$	≤ 10
MDRem	$> 0,16$	> 10
MDMis	$> 0,16$	≤ 10

Dos 54 corpos prismáticos magnéticos, 19 corpos foram interpretados como PDRem,

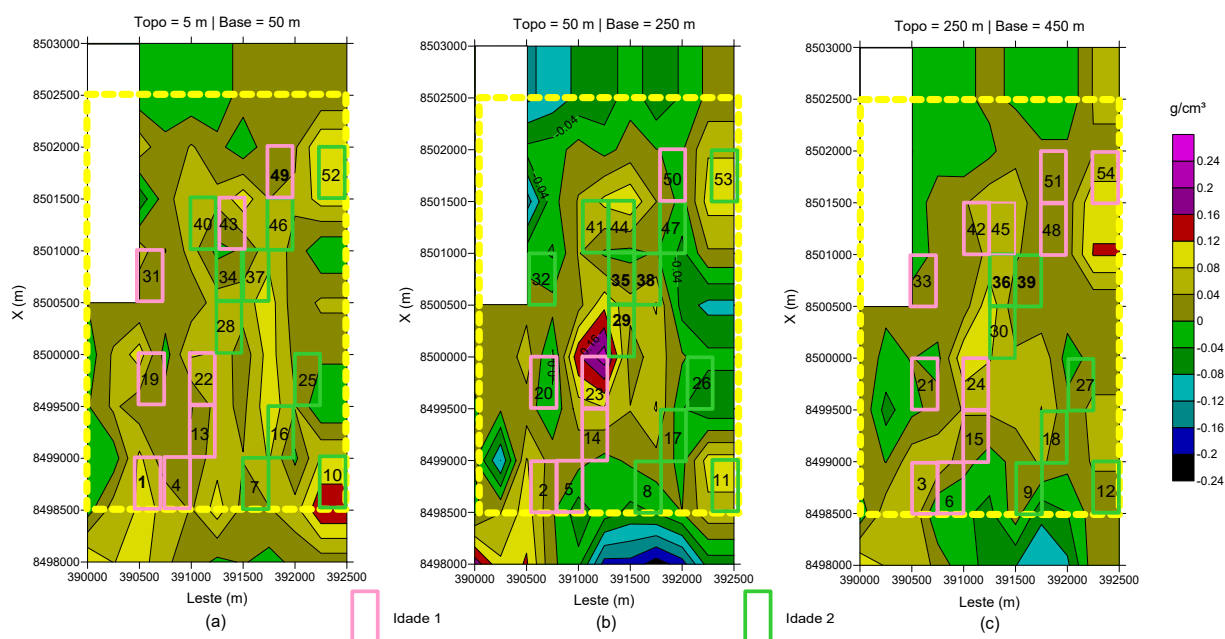


Figura 3.31: Agrupamento dos corpos de acordo com a idade.

10 corpos como PDMis, 7 corpos DMis, 7 corpos MDMis, 5 corpos NDMis e 3 NDRem. A Figura 3.32 mostra os resultados da inversão magnética sobreposta à gravimétrica e a interpretação com geometria prismática. Na cor laranja, 2 corpos são classificados como DRem e em roxo 1 corpo como MDRem. Quando esses corpos são analisados diante o contexto geológico da área de estudo, o metasienito albitizado com magnetita (corpos 1, 2, 3, 23 e 24) possui em sua composição química teor de Fe_2O_3 4,5%, Al_2O_3 entre 14 e 15,5% e TiO_2 de 0,07 a 0,4% (Anjos, 2019) o que explica haver uma variabilidade na densidade e na magnetização das rochas. O corpo 29 se encontra em uma região de quartzo sienito albitizado com uma composição química de 1,04% de TiO_2 , 12,77% de Al_2O_3 e 10,27% de Fe_2O_3 , apresenta um processo de metassomatismo mais intenso dos componentes minerais devido à introdução de fluidos hidrotermais. Os corpos 10, 11, 12, 52, 53 e 54 estão em uma região de granulito ortoderivado, uma rocha em que a presença de magnetita e titanita é incipiente. Os corpos 11 e 53, em especial, apresentam valores de Q menores que 1 e valores discrepantes para as declinação e inclinação remanentes sugerindo que as rochas representadas por esses corpos sofreram alterações que sugerem o enriquecimento em minerais metálicos quando comparado com os demais corpos e eles apresentam contrastes de densidades positivos.

Ao sobrepor os corpos magnéticos sobre os corpos gravimétricos interpretados, parte dos prismas 34 a 39 estão posicionados sobre uma unidade litológica com densidade de $2,857 \text{ g/cm}^3$ e parte do prismas 49 a 51 estão sobre um corpo com densidade $2,87 \text{ g/cm}^3$, todos eles assumiram o rótulo de MDMis e estão na cor azul na Figura 3.32. Os resultados gravimétricos obtidos com as duas geometrias foram complementares e permitiram uma interpretação mais

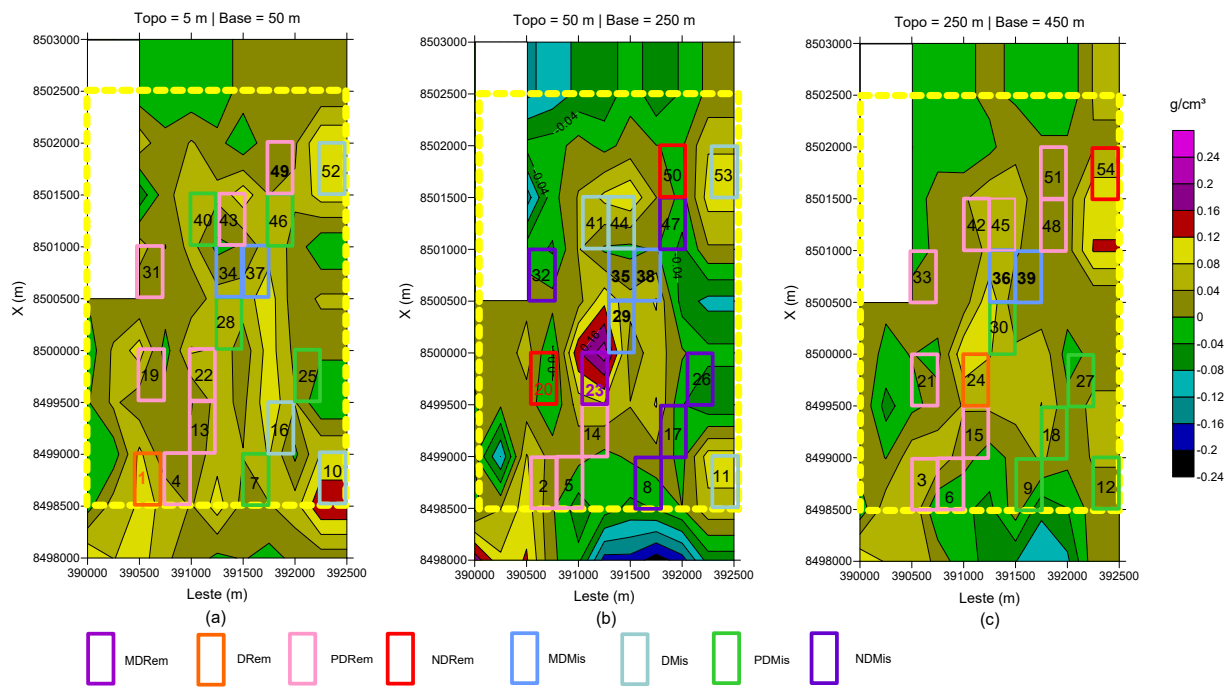


Figura 3.32: Interpretação conjunta.

completa da área de estudo.

Ao observar toda a descrição geoquímica dessas rochas (Anjos, 2019) e calcular os valores de suas densidades a partir da composição química descrita, observa-se que os valores de contrastes de densidades encontrados no processo de inversão foram subestimados, cuja razão se dá pela heterogeneidade da litologia principalmente da rocha alcalina encaixante. Como o teor de sílica variou entre 61,16 % e chegou a quase 70 %, de óxidos de sódio (de 3,8 % a 10,86 %) e de potássio (0,4 % a 6,13 %) foi responsável pela existência de rochas com as classificações “não densas” e “pouco densas”, pois na análise química verificou-se à medida em que o teor de SiO_2 aumenta, os teores de Fe_2O_3 e TiO_2 diminuem enquanto que o óxido de alumínio aumenta.

Olhando sob a perspectiva de exploração mineral, segundo Lowrie e Fichtner (2007), um alvo exploratório na crosta continental apresenta $Q \ll 1$, característica não encontrada na região do Prospecto Jaguaquara. A determinação das densidades pelas duas metodologias associada com os valores das magnetizações apontou algumas regiões MDMis que precisam ser investigadas mais profundamente, sobretudo sob a perspectiva geológica e se possível em profundidade para aprofundar o conhecimento sobre o corpo alcalino magnetizado. A Figura 3.33 mostra a visualização da região do prospecto que a interpretação conjunta aponta como a mais propícia a possuir mineralização. Essa demarcação corresponde à interpretação MDMis, uma parte do corpo alcalino possuidor de magnetização. Na perspectiva da realização de uma sondagem para investigar se há mineralização, seria interessante que o furo

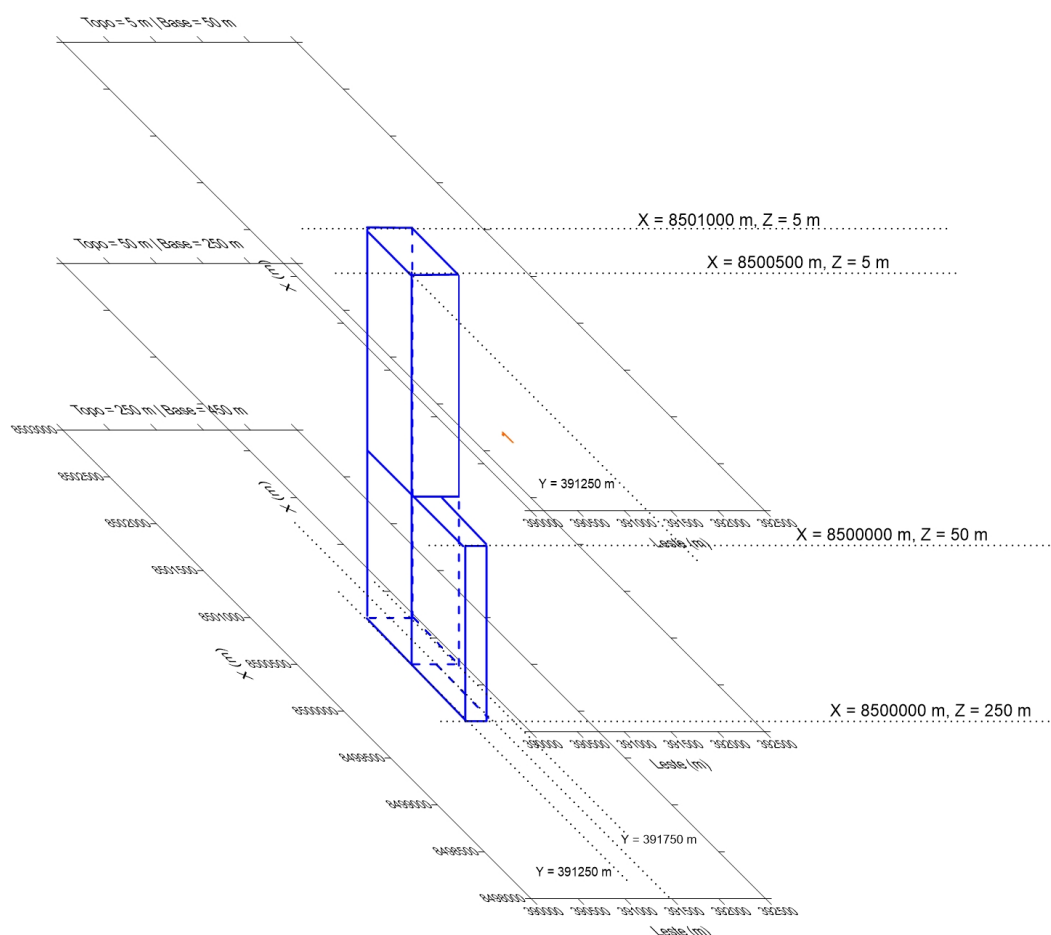


Figura 3.33: Visualização 3D da região MDMis.

tenha profundidade na faixa de profundidade de 50 a 250 m, pois essas regiões apresentam os maiores valores de densidades e magnetizações. A falta de continuidade desses valores com a região mais profunda pode ter alguma razão geológica. A anomalia magnética produzida nessa região de magmatismo alcalino ocorreu devido ao processo de albitização associados aos óxidos de ferro e aos minerais comuns ao processo de alteração hidrotermal.

4

Conclusões e recomendações

Neste trabalho, foi desenvolvida uma modelagem gravimétrica e magnética para corpos poliédricos homogêneos a partir da transformação da integral de volume em integral de superfície. Com essas modelagens, foi possível calcular os campos gravimétrico e magnético gerados por esses corpos. Com isso, torna-se possível modelar estruturas e corpos geológicos com formas mais complexas usando poucos corpos.

A análise detalhada das autoimagens obtidas com a aplicação do SVD na matriz de dados do campo residual gravimétrico permitiu diferenciar qualitativamente os corpos que possuíam os topos mais superficiais dos mais profundos.

O algoritmo de inversão PSO com prismas apresentou um resultado satisfatório na solução do problema com 300 parâmetros na recuperação das principais feições gravimétricas. Para realizar a recuperação dos pequenos contornos, seria necessário a utilização de uma malha mais refinada. O processo de inversão foi encerrado com o número de iterações, as soluções obtidas eram congruentes e próximas do campo gravimétrico observado.

A criação da população com 30 soluções estocásticas e sua representação a partir do diagrama de distribuição normal foi importante para visualizar uma tendência de convergência em torno de determinado parâmetro. O uso do estimador estatístico intervalo de confiança de 99,99% como janela de busca otimizada foi importante porque reduziu a janela de busca, eliminando valores que não eram representativos para um determinado parâmetro. Esse estimador estatístico mostrou ser uma ferramenta poderosa no processo de inversão estocástica com muitos parâmetros, pois permite a construção da janela otimizada e individualizada que contribui na aceleração do processo de convergência e exclui a presença de *outliers* nos resultados.

A solução estocástica para a geometria prismática assumida a partir dos valores medianos das distribuições dos parâmetros foi similar aos valores médios, indicando que o intervalo de confiança utilizado foi adequado e que ambos representam os valores dos parâmetros gravimétrico e magnético mais típico no conjunto de dados. O ajuste da curva aos pontos observados com a mediana dos dados obteve um melhor resultado, fazendo com que fosse adotada como solução final.

A distribuição das densidades e magnetizações e a determinação das magnetizações remanente e induzida contribuiu no conhecimento da geologia de subsuperfície do Prospecto Jaguaquara, assim como serve de guia para entender e melhorar o mapa de geológico de superfície, sobretudo nas regiões que foram mapeadas como cobertura. Os corpos interpretados e delimitados foram utilizados no processo de inversão estocástica com geometria poliédrica que também apresentou um resultado satisfatório. O tempo de processamento do cálculo do modelo direto poliédrico é maior do que usando prismas, todavia isso foi compensado obtendo um melhor ajuste entre o campo calculado e o observado.

A análise das intensidades e direções da magnetização remanente dos corpos assim como o cálculo da razão de Königsberger para cada um deles permitiram classificar as unidades litológicas pelo tempo e tipo de magnetização dominante da rocha.

A ausência de informações geológicas em subsuperfície deixa espaço para interpretações ambíguas. A descrição da litogeoquímica das rochas presentes no prospecto serviu de subsídio para explicar os resultados encontrados no processo de inversão geofísica. A área de estudo foi subdividida em pequenas regiões de acordo com a densidade e magnetização.

Os estudos geofísicos realizados anteriormente na área do Prospecto Jaguaquara marcaram regiões que os autores (Aragão, 2014; Ribeiro, 2018) acreditavam serem potenciais de mineralização. Após realizar a interpretação conjunta dos resultados das inversões gravimétrica e magnética, foi concluído que essas regiões não apresentaram valores de $Q \ll 1$ e, portanto, o Prospecto Jaguaquara não apresenta potencial exploratório mineral segundo a característica descrita por (Lowrie e Fichtner, 2007). Todavia, caso haja interesse em realizar uma sondagem geológica, as regiões mais propícias a serem sondadas seriam aquelas que foram classificadas como MDMis que foi ilustrada graficamente em 3D. A realização desse furo será muito importante para entender a razão da forte anomalia magnética registrada no levantamento aeromagnético, uma vez que a região não apresenta estar mineralizada para fins da exploração econômica.

A depender do interesse exploratório, a continuidade da pesquisa pode beneficiar-se de um adensamento da malha na parte anômala da área e conseqüente refinamento da malha dos modelos.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me sustentado até aqui.

À minha amada esposa Rosiane Nunes, meu braço direito em todas as situações.

Aos meus pais Gicélia e Amarante, que sempre me apoiaram.

À minha terapeuta Telma, que entrou em uma etapa importante da minha vida ajudando a ter o controle das emoções.

Ao meu professor e orientador Edson Sampaio.

A Rodrigo Carvalho, meu amigo de longas datas, que muito me ajudou com as dicas, sugestões e valiosas discussões.

Ao professor Joelson, que sempre deu dicas, sugestões na elaboração do trabalho e tirou diversas dúvidas no processo de desenvolvimento da pesquisa.

Aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Geofísica.

À CAPES, pelo financiamento da pesquisa.

A todos os meus colegas e amigos do curso de Pós-Graduação em Geofísica, em especial, Peterson, Marcelo, Rodrigo e Jorge que estiveram sempre dispostos em me ajudar.

Aos meus colegas professores, Jeanne, Cosme, Dóris e Pricila pelos amigos que são e pelo apoio dado no momento mais difícil da minha vida.

Referências

- Anjos, R. M. d. (2019) As rochas alcalinas da região de Jaguaquara—petrografia e litogeoquímica, Bloco Jequié—Bahia, Brasil, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Aragão, O. C. (2014) Imageamento tipo Sun Shading utilizando Derivadas Fracionárias de Dados Gravimétricos do Prospecto de Jaguaquara, Monografia (Bacharel em Geofísica), UFBA (Universidade Federal da Bahia), Salvador, Brasil.
- Blakely, R. J. (1996) Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press.
- Cady, J. W. (1980) Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms, *Geophysics*, **45**(10):1507–1512.
- CBPM (2014) Prospecto Jaguaquara.
- CERB (2018) CERB - Companhia de Engenharia Hídrica e de Saneamento da Bahia, Divisão de Cadastro Hidrogeológico (DICAD), Salvador.
- Chen, Y.; Zhang, L. e Zhao, B. (2015) Application of singular value decomposition (svd) in extraction of gravity components indicating the deeply and shallowly buried granitic complex associated with tin polymetallic mineralization in the Gejiu tin ore field, Southwestern China, *Journal of Applied Geophysics*, **123**:63–70.
- Downey, A. B. (2011) Think stats, "O'Reilly Media, Inc."
- Eberhart, R. e Kennedy, J. (1995) A new optimizer using particles swarm theory, proc. sixth international symposium on micro machine and human science, Nagoya, Japan:[sn].
- Eshaghzadeh, A. e Kalantari, R. A. (2016) Magnetic field interpretation using singular value decomposition method based on correlation coefficient of eigenimages, *Journal of Biodiversity and Environmental Sciences (JBES)*.
- Esmin, A. A. A. (2005) Estudo de aplicação do algoritmo de otimização por enxame de partícula na resolução de problemas de otimização ligados ao SEP, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Elétrica, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá—MG.

- Ferreira, N. R.; Porsani, M. J. e Oliveira, S. P. d. (2003) A hybrid genetic-linear algorithm for 2D inversion of sets of vertical electrical sounding, *Revista Brasileira de Geofísica*, **21**(3):235–248.
- Freire, S. L. M. (1986) Aplicações do Método de Decomposição em Valores Singulares no Processamento de Dados Sísmicos, Tese de doutorado, Universidade Federal da Bahia.
- Ganguli, S. S. e Dimri, V. (2013) Interpretation of gravity data using eigenimage with Indian case study: A SVD approach, *Journal of Applied Geophysics*, **95**:23–35.
- Geng, M.; Hu, X.; Zhang, H. e Liu, S. (2018) 3D inversion of potential field data using a marginalizing probabilistic method 3D inversion of potential field data, *Geophysics*, **83**(5):G93–G106.
- Götze, H.-J. e Lahmeyer, B. (1988) Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics*, **53**(8):1096–1108.
- Hartmann, G. A. (2010) Arqueomagnetismo no Brasil: variações da intensidade do campo magnético terrestre nos últimos cinco séculos, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Kellogg, O. D. (2012) Foundations of potential theory, vol. 31, Springer Science & Business Media.
- Lowrie, W. e Fichtner, A. (2007) Fundamentals of geophysics, Cambridge university press.
- Okabe, M. (1979) Analytical expressions for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations into magnetic anomalies, *Geophysics*, **44**(4):730–741.
- Paul, M. (1974) The gravity effect of a homogeneous polyhedron for three-dimensional interpretation, *Pure and Applied Geophysics*, **112**(3):553–561.
- Porsani, M. J.; Stoffa, P. L.; Sen, M. K. e Seif, R. K. (2010) Partitioned least-squares operator for large-scale geophysical inversion large scale geophysical inversion, *Geophysics*, **75**(6):R121–R128.
- Ribeiro, J. F. S. (2018) Avaliação geofísica do Prospecto Jaguaquara, Monografia (Bacharel em Geofísica), UFBA (Universidade Federal da Bahia), Salvador, Brasil.
- Rizzi, M.; Furtado, J. C.; Costa, A. B.; Gerbase, A. E. e Ferrão, M. F. (2016) Método do enxame de partículas para otimização de modelos de regressão multivariada empregados na determinação de biodiesel em blendas biodiesel/óleo vegetal/diesel, *Revista Virtual de Química*. Niterói, RJ. Vol. 8, n. 6 (2016), p. 1877-1892.
- Santana, S. R. (2017) Determinação das velocidades intervalares por inversão híbrida em um abordagem multiescala de parâmetros, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.

- Sen, M. K. e Stoffa, P. L. (1995) Global optimization methods in geophysical inversion, Cambridge University Press.
- Shaw, R. e Srivastava, S. (2007) Particle swarm optimization: A new tool to invert geophysical data, *Geophysics*, **72**(2):F75–F83.
- Silva, E. F. A.; Moraes, A. M. V.; Garrido, I. A. A. e Matos, V. B. M. M. (2014a) Prospecto Jaguaquara: características geológicas e perspectivas metalogenéticas preliminares, in: *47º Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, Brasil*.
- Silva, E. F. A.; Moraes, A. M. V.; Garrido, I. A. A. e Matos, V. B. M. M. (2014b) Rochas alcalinas de Jaguaquara: um ambiente do tipo IOCG?, In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 47, SBG.
- Singh, A. e Biswas, A. (2016) Application of global particle swarm optimization for inversion of residual gravity anomalies over geological bodies with idealized geometries, *Natural Resources Research*, **25**(3):297–314.
- Snieder, R. e Trampert, J. (1999) Inverse problems in geophysics, In: *Wavefield inversion*, pp. 119–190, Springer.
- Souza, I. C. (2015) Análise comparativa de cinco métodos de continuação para baixo aplicados a dados aeromagnéticos do Prospecto Jaguaquara, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Srivastava, S. e Agarwal, B. (2010) Inversion of the amplitude of the two-dimensional analytic signal of the magnetic anomaly by the particle swarm optimization technique, *Geophysical Journal International*, **182**(2):652–662.
- Weise, T. (2009) Global optimization algorithms-theory and application, Self-Published Thomas Weise.
- Werner, R. A. (1994) The gravitational potential of a homogeneous polyhedron or don't cut corners, *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, **59**(3):253–278.
- Werner, R. A. e Scheeres, D. J. (1996) Exterior gravitation of a polyhedron derived and compared with harmonic and mascon gravitation representations of asteroid 4769 castalia, *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, **65**(3):313–344.
- Wikipédia (2007) Wikipédia, a enciclopédia livre. Dique (geologia) [internet]. Flórida: Wikimedia Foundation, 2020. [atualizado 2020 fev. 1; acesso em 2020 out. 20], Disponível em: [https://pt.wikipedia.org/wiki/Dique_\(geologia\)#/media/Ficheiro:Geological_Dike_Cross-Island_Trail_Alaska.jpg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Dique_(geologia)#/media/Ficheiro:Geological_Dike_Cross-Island_Trail_Alaska.jpg).
- Wilken, D.; Wölz, S.; Müller, C. e Rabbel, W. (2009) Finoseis: A new approach to offshore-building foundation soil analysis using high resolution reflection seismic and scholte-wave

- dispersion analysis, *Journal of Applied Geophysics*, **68**(1):117–123.
- Yuan, S.; Wang, S. e Tian, N. (2009) Swarm intelligence optimization and its application in geophysical data inversion, *Applied Geophysics*, **6**(2):166–174.
- Zhao, B. e Chen, Y. (2011) Singular value decomposition (SVD) for extraction of gravity anomaly associated with gold mineralization in Tongshi gold field, Western Shandong Uplifted Block, Eastern China, *Nonlinear Processes in Geophysics*, **18**(1):103–109.

Apêndice **A**

Soluções das integrais da modelagem direta

As integrais I_2 têm quatro soluções possíveis: (1) para $C_k > 0$ e $\Delta_k < 0$; (2) para $C_k > 0$ e $\Delta_k = 0$; (3) para $C_k > 0$ e $\Delta_k > 0$; e (4) for $C_k < 0$ e $\Delta_k < 0$, onde $\Delta_k = 4A_kC_k - B_k^2$. Os coeficientes A_k , B_k , e C_k são como funções dos parâmetros geométricos dos triângulos – os coeficientes angular a_k e linear b_k das retas que unem os vértices e as estações de observações x' , y' e z' . Consequentemente, $A_k = x'^2 + y'^2 + (z' - z'_0)^2 - 2y'b_k + b_k^2$, $B_k = -2x' - 2y'a_k + 2a_kb_k$, e $C_k = 1 + a_k^2$.

Primeira solução

$$I_{l2}(\vec{r}') = \ln \left[\left(\frac{P_{22}}{P_{21}} \right)^{\frac{1}{\sqrt{c_2}}} \left(\frac{P_{11}}{P_{12}} \right)^{\frac{1}{\sqrt{c_1}}} \right], \quad (\text{A.1})$$

$$P_{kj} = 2C_k \sqrt{C_k R_{kj}} + 2C_k x'_{0j} + B_k, \text{ e } R_{kj} = A_k + B_k x_j + C_k x_j^2.$$

Segunda solução

$$I_{l2}(\vec{r}') = \ln \left[\left(\frac{W_{22}}{W_{21}} \right)^{\frac{1}{\sqrt{c_2}}} \left(\frac{W_{11}}{W_{12}} \right)^{\frac{1}{\sqrt{c_1}}} \right], \quad (\text{A.2})$$

$$W_{kj} = 2C_k x'_{0j} + B_k.$$

Terceira solução

$$I_{l2}(\vec{r}') = \frac{1}{i\sqrt{C_2}} \left[\arcsin \left(\frac{iW_{22}}{\sqrt{\Delta_2}} \right) - \arcsin \left(\frac{iW_{21}}{\sqrt{\Delta_2}} \right) \right] - \frac{1}{i\sqrt{C_1}} \left[\arcsin \left(\frac{iW_{12}}{\sqrt{\Delta_1}} \right) - \arcsin \left(\frac{iW_{11}}{\sqrt{\Delta_1}} \right) \right] \quad (\text{A.3})$$

Quarta solução

$$I_{l_2}(\vec{r}') = \frac{-1}{\sqrt{-C_2}} \left[\arcsin \left(\frac{W_{22}}{\sqrt{-\Delta_2}} \right) - \arcsin \left(\frac{W_{21}}{\sqrt{-\Delta_2}} \right) \right] + \frac{1}{\sqrt{-C_1}} \left[\arcsin \left(\frac{W_{12}}{\sqrt{-\Delta_1}} \right) - \arcsin \left(\frac{W_{11}}{\sqrt{-\Delta_1}} \right) \right] \quad (\text{A.4})$$

Anexo



Análise estatística

I.1 Gráficos das distribuições dos contrastes de densidades

As Figuras I.1, I.2 e I.3 apresentam as curvas de distribuição de probabilidade dos parâmetros das áreas de interesse delimitadas.

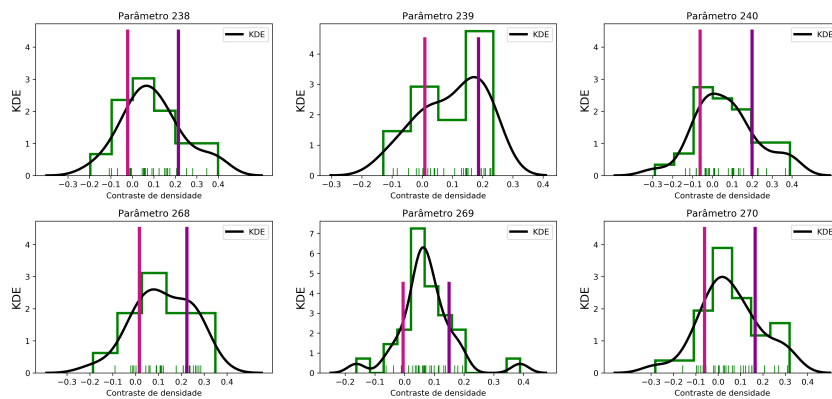


Figura I.1: Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo D.

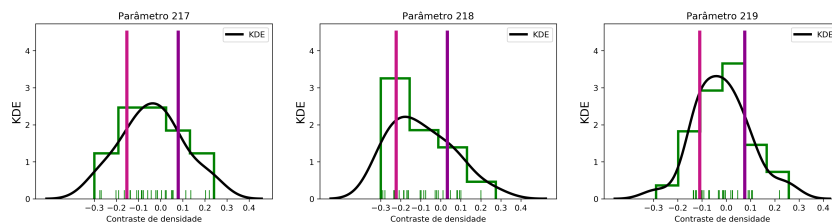


Figura I.2: Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo E.

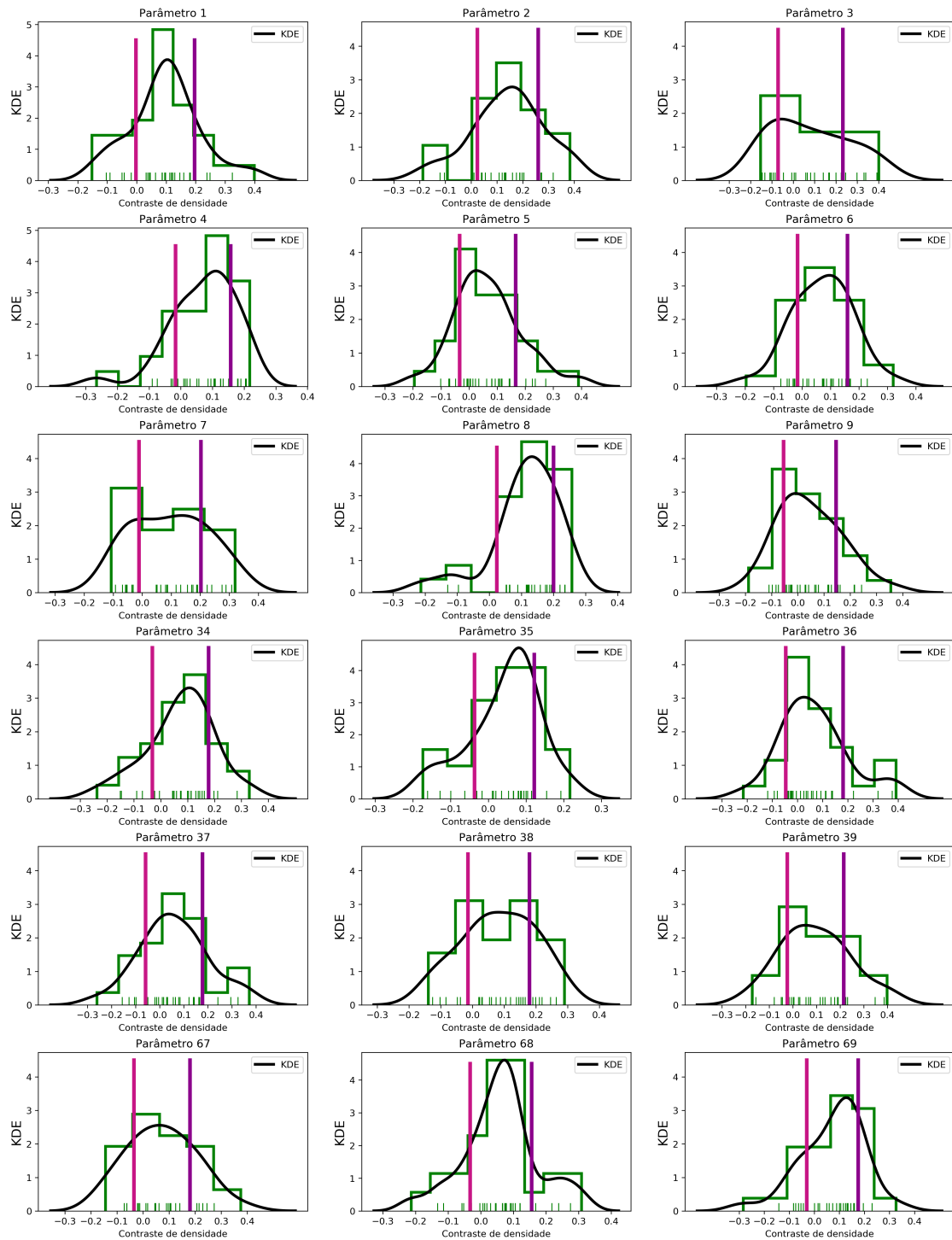


Figura I.3: Distribuição de probabilidade dos parâmetros do alvo A.

I.2 Algoritmo para cálculo do Intervalo de Confiança

O código em Python abaixo foi usado para determinar o intervalo de confiança com nível de confiança de 99,99% para cada parâmetro.

```
# importacao das bibliotecas
import pandas as pd
import numpy as np
import scipy.stats

# lendo arquivo com os contrastes de densidades calculados
data = pd.read_csv('rhocal.txt', delim_whitespace=True)

# Definindo as funcoes que calculam a media da amostra e os limites inferior
# e superior da regio de confianca

conf = 0.9999 # definindo o intervalo de confianca em 99.99%

def media(data, confidence=conf):
    a = 1.0 * np.array(data)
    n = len(a)
    m, se = np.mean(a), scipy.stats.sem(a)
    h = se * scipy.stats.t.ppf((1 + confidence) / 2., n-1)
    return m

def limite_inf(data, confidence=conf):
    a = 1.0 * np.array(data)
    n = len(a)
    m, se = np.mean(a), scipy.stats.sem(a)
    h = se * scipy.stats.t.ppf((1 + confidence) / 2., n-1)
    return m-h

def limite_sup(data, confidence=conf):
    a = 1.0 * np.array(data)
    n = len(a)
```

```
m, se = np.mean(a), scipy.stats.sem(a)
h = se * scipy.stats.t.ppf((1 + confidence) / 2., n-1)
return m+h

# calculando o desvio padrao da amostra (std)

std = data.std()

# calculando uma distribuicao normal [Xn] com media = m e
# desvio padro = std (dados da amostra)

Xn = np.normal(m,std,tam) # tam = o tamanho da amostra

# Transformando a regioa de confiana no domnio do dado para o domnio do std

minf_std = (minf - data.mean())/data.std() # limite inferior dominio std
msup_std = (msup - data.mean())/data.std() # limite superior dominio std
```

I.3 Cálculo da região de confiança dos dados magnéticos

Parametro	Media	Lim. inferior	Lim. superior	STD
1	-59.8857	-62.6534	-57.118	3.7171
2	1.0101	0.0078	2.0124	1.3461
3	1.2109	0.7102	1.7117	0.6725
4	1.7349	1.4026	2.0673	0.4464
5	1.8464	1.3474	2.3454	0.6702
6	0.7881	0.3389	1.2374	0.6033
7	0.4142	0.0794	0.749	0.4496
8	1.3225	0.8245	1.8205	0.6688
9	0.779	0.3657	1.1923	0.5551
10	0.4615	0.1202	0.8028	0.4583
11	0.7695	0.3508	1.1882	0.5623
12	0.7114	0.3039	1.1189	0.5473
13	0.2034	0.0037	0.4031	0.2682
14	0.8334	0.3759	1.2909	0.6145
15	1.1606	0.7446	1.5767	0.5588
16	1.9296	1.6183	2.2408	0.418
17	2.0186	1.6283	2.4089	0.5242
18	0.7359	0.3722	1.0996	0.4884
19	0.8785	0.4971	1.26	0.5123
20	1.672	1.2252	2.1189	0.6001
21	0.6831	0.2724	1.0938	0.5516
22	0.3822	0.0781	0.6863	0.4084
23	1.0149	0.5523	1.4775	0.6213
24	1.0659	0.6721	1.4596	0.5288
25	1.5014	1.1386	1.8641	0.4872
26	1.9277	1.5133	2.342	0.5565
27	0.6015	0.2204	0.9826	0.5118
28	0.4062	0.1072	0.7053	0.4017
29	1.2866	0.8539	1.7193	0.5811
30	1.1017	0.559	1.6444	0.7289
31	1.1245	0.707	1.5421	0.5607
32	1.5639	1.0995	2.0282	0.6236

33	0.4282	0.1042	0.7522	0.4351	
34	0.2539	0.0154	0.5232	0.3617	
35	0.6826	0.2834	1.0819	0.5362	
36	1.2028	0.7754	1.6301	0.5739	
37	0.9595	0.5916	1.3273	0.4941	
38	1.0035	0.4877	1.5193	0.6927	
39	0.8863	0.4279	1.3447	0.6157	
40	0.6587	0.3024	1.015	0.4785	
41	1.2589	0.8482	1.6696	0.5516	
42	0.3106	0.0101	0.611	0.4035	
43	0.1789	0.0469	0.4047	0.3032	
44	0.8148	0.4583	1.1714	0.4789	
45	1.0385	0.5629	1.5142	0.6388	
46	0.4239	0.093	0.7548	0.4445	
47	0.8618	0.4052	1.3185	0.6133	
48	0.9936	0.5113	1.4758	0.6477	
49	0.9848	0.6487	1.3208	0.4514	
50	1.2995	0.7769	1.8221	0.7019	
51	1.3271	0.913	1.7413	0.5562	
52	1.4338	1.0589	1.8087	0.5035	
53	1.5191	1.0431	1.9952	0.6393	
54	0.781	0.3523	1.2097	0.5757	
55	0.1052	0.0302	0.1802	0.1008	
56	1.5551	1.0433	2.067	0.6874	
+-----+-----+-----+-----+-----+					

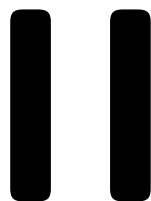
I.4 Resumo estatístico da população de dados magnéticos com geometria prismática

+-----+-----+-----+-----+-----+					
Parametro	Media	Mediana	Media - Mediana	STD	
+-----+-----+-----+-----+-----+					
1	-57.4107	-57.1779	0.233	0.494	
2	1.6224	1.6414	0.019	0.3424	
3	1.2109	1.2377	0.027	0.6725	
4	1.7349	1.6464	0.089	0.4464	

	5		1.8464		2.0114		0.165		0.6702	
	6		0.7881		0.8249		0.037		0.6033	
	7		0.4142		0.2699		0.144		0.4496	
	8		1.3225		1.2591		0.063		0.6688	
	9		0.779		0.8167		0.038		0.5551	
	10		0.4615		0.3293		0.132		0.4583	
	11		0.7695		0.6716		0.098		0.5623	
	12		0.7114		0.7107		0.001		0.5473	
	13		0.2034		0.0931		0.11		0.2682	
	14		0.8334		0.9407		0.107		0.6145	
	15		1.1606		1.2638		0.103		0.5588	
	16		1.9296		2.0419		0.112		0.418	
	17		2.0186		2.1531		0.134		0.5242	
	18		0.7359		0.7285		0.007		0.4884	
	19		0.8785		0.8704		0.008		0.5123	
	20		1.672		1.5397		0.132		0.6001	
	21		0.6831		0.7212		0.038		0.5516	
	22		0.3822		0.1541		0.228		0.4084	
	23		1.0149		0.9768		0.038		0.6213	
	24		1.0659		1.1166		0.051		0.5288	
	25		1.5014		1.5157		0.014		0.4872	
	26		1.9277		2.1541		0.226		0.5565	
	27		0.6015		0.5586		0.043		0.5118	
	28		0.4062		0.27		0.136		0.4017	
	29		1.2866		1.2876		0.001		0.5811	
	30		1.1017		1.0927		0.009		0.7289	
	31		1.1245		1.1198		0.005		0.5607	
	32		1.5639		1.6072		0.043		0.6236	
	33		0.4282		0.3306		0.098		0.4351	
	34		0.2539		0.0358		0.218		0.3617	
	35		0.6826		0.5839		0.099		0.5362	
	36		1.2028		1.3759		0.173		0.5739	
	37		0.9595		0.9969		0.037		0.4941	
	38		1.0035		0.9759		0.028		0.6927	
	39		0.8863		0.9273		0.041		0.6157	
	40		0.6587		0.5241		0.135		0.4785	
	41		1.2589		1.2784		0.02		0.5516	

	42		0.3106		0.0986		0.212		0.4035	
	43		0.1789		0.0062		0.173		0.3032	
	44		0.8148		0.8914		0.077		0.4789	
	45		1.0385		0.9731		0.065		0.6388	
	46		0.4239		0.2542		0.17		0.4445	
	47		0.8618		0.9021		0.04		0.6133	
	48		0.9936		0.9772		0.016		0.6477	
	49		0.9848		1.0216		0.037		0.4514	
	50		1.2995		1.3951		0.096		0.7019	
	51		1.3271		1.325		0.002		0.5562	
	52		1.4338		1.4713		0.037		0.5035	
	53		1.5191		1.443		0.076		0.6393	
	54		0.781		0.772		0.009		0.5757	
	55		0.1052		0.0781		0.027		0.1008	
	56		1.5551		1.7081		0.153		0.6874	
+-----+-----+-----+-----+-----+										

Anexo



Medidas petrofísicas

ROCHA	ESTAÇÃO		GRUPO	SUSCEP. MAGNÉTICA K(s)X10 ⁻³
	X	Y		
Sienito Brechado Silicificado	391224	8499754	1	4.727
Quartzo Sienito Epidotizado	391168	8499637	1	0.432
Sienito	390557	8499249	1	0.188
Sienito	390800	8498762	1	0.240
Sienito Albitizado Silicificado	390605	8498501	1	0.393
Monzonito Albitizado	390347	8498495	1	0.172
Sienito Albitizado	390685	8499506	1	0.044
Sienito Albitizado Silicificado	390783	8499001	1	0.266
Sienito Albitizado e Epidotizado	391066	8500251	1	8.043
Sienito Albitizado	390465	8498750	1	0.087
Monzonito Albitizado	390453	8498267	1	0.011
Sienito	391320	8499619	1	0.008
Albitito	390934	8500691	1	0.086
Albitito silicificado	390879	8500706	1	0.311
Granito	390516	8502294	2	5.503
Sienito	390693	8502293	2	4.610
Sienito	390101	8500481	2	0.887
Granito	392566	8499549	2	11.300
Monzonito Albitizado	390072	8500157	2	0.446
Monzonito	390669	8500752	2	0.388
Monzonito	390384	8501159	2	0.020
Granito Alcalino Gnaiss	390374	8501120	2	0.081
Protomilonito	390575	8501268	2	0.006
Anfibolito Granito Gnaiss	391264	8500288	3	8.903
Chamokito	391024	8501845	3	3.973
Enderbitito Gnaiss	390428	8500249	3	4.713
Enderbitito Gnaiss	391479	8499749	3	1.813
Granada Chamokito Gnaiss c/ sulfetos	391082	8501658	3	0.131
Chamokito	391399	8499576	3	8.360
Chamokito	390360	8499251	3	1.410
Chamokito Gnaiss	392214	8498264	3	7.980
Chamokito Gnaiss	390532	8499996	3	0.834
Chamokito Alterado	390747	8500360	3	0.049

Figura II.1: Medidas petrofísicas realizadas em amostra de campo.

OBS	Mag Result			Módulos		ÂNGULOS			Q	Desvio decl	Desvio incl
	NUM	MÓD	TOTAL	CHI x10-3	M_ind	Mod Rem	Dec_rem	Inc_rem			
1	1,238	0,393	0,008	1,233	57,37	1,84	161,37	2,97	7,27		
2	1,646	0,393	0,008	1,641	57,33	1,79	214,78	3,01	7,32		
3	2,011	0,393	0,008	2,006	57,30	1,76	262,56	3,04	7,35		
4	0,825	0,240	0,005	0,822	57,36	1,82	176,13	2,98	7,29		
5	0,270	0,240	0,005	0,267	57,68	2,19	57,18	2,66	6,92		
6	1,259	0,240	0,005	1,256	57,30	1,76	269,14	3,04	7,35		
** 7	0,817	7,980	0,154	0,720	63,11	8,38	4,68	2,77	0,73		
** 8	0,329	7,980	0,154	0,250	75,58	21,35	1,62	15,24	12,25		
** 9	0,672	7,980	0,154	0,577	64,62	10,06	3,75	4,28	0,95		
10	0,711	7,980	0,154	0,616	64,14	9,53	4,00	3,80	0,42		
11	0,093	7,980	0,154	0,113	21,23	48,36	0,73	39,11	39,25		
12	0,941	7,980	0,154	0,843	62,24	7,40	5,47	1,90	1,71		
** 13	1,264	4,727	0,091	1,203	59,28	4,04	13,15	1,06	5,07		
** 14	2,042	4,727	0,091	1,980	58,46	3,10	21,65	1,88	6,01		
** 15	2,153	4,727	0,091	2,091	58,40	3,02	22,86	1,94	6,09		
** 16	0,729	7,980	0,154	0,633	63,94	9,31	4,11	3,60	0,20		
** 17	0,870	7,980	0,154	0,773	62,70	7,92	5,02	2,36	1,18		
** 18	1,540	7,980	0,154	1,439	60,13	5,01	9,35	0,20	4,10		
19	0,721	0,188	0,004	0,718	57,34	1,80	196,57	3,00	7,31		
20	0,154	0,188	0,004	0,152	57,06	2,40	41,45	2,48	6,71		
21	0,977	0,188	0,004	0,974	57,30	1,76	266,60	3,04	7,35		
22	1,117	4,727	0,091	1,056	59,57	4,37	11,55	0,77	4,74		
23	1,516	4,727	0,091	1,455	58,92	3,62	15,90	1,42	5,49		
24	2,154	4,727	0,091	2,092	58,40	3,02	22,87	1,94	6,09		
* 25	0,559	11,300	0,217	0,439	71,50	17,37	2,02	11,16	8,26		
* 26	0,270	11,300	0,217	0,199	81,40	38,12	0,92	21,06	29,01		
* 27	1,288	11,300	0,217	1,150	62,41	7,60	5,29	2,07	1,51		
28	1,093	8,903	0,172	0,983	62,01	7,14	5,73	1,67	1,97		
29	1,120	8,903	0,172	1,010	61,88	6,99	5,89	1,54	2,11		
30	1,607	8,903	0,172	1,495	60,35	5,26	8,71	0,01	3,85		
31	0,331	0,388	0,008	0,326	57,83	2,37	43,21	2,51	6,74		
32	0,036	0,388	0,008	0,031	63,88	9,24	4,15	3,54	0,13		
33	0,584	0,388	0,008	0,579	57,56	2,05	76,75	2,78	7,06		
** 34	1,376	8,903	0,172	1,264	60,93	5,92	7,37	0,59	3,19		
** 35	0,997	8,903	0,172	0,888	62,53	7,73	5,18	2,19	1,38		
** 36	0,976	8,903	0,172	0,867	62,66	7,88	5,05	2,32	1,23		
** 37	0,927	8,903	0,172	0,819	62,99	8,25	4,77	2,65	0,86		
** 38	0,524	8,903	0,172	0,425	68,66	14,43	2,48	8,32	5,32		
** 39	1,278	8,903	0,172	1,167	61,24	6,27	6,80	0,90	2,83		
* 40	0,099	3,973	0,077	0,073	83,60	36,92	0,94	23,26	27,81		
* 41	0,006	3,973	0,077	0,073	19,80	34,14	0,95	40,54	25,03		
* 42	0,891	3,973	0,077	0,840	59,71	4,53	10,92	0,63	4,58		
** 43	0,973	3,973	0,077	0,922	59,49	4,27	11,98	0,85	4,84		
** 44	0,254	3,973	0,077	0,209	67,60	13,30	2,71	7,26	4,19		
** 45	0,902	3,973	0,077	0,851	59,68	4,49	11,06	0,66	4,62		
*** 46	0,977	5,371	0,104	5,460	60,34	5,24	8,75	0,00	3,87		
*** 47	1,022	5,371	0,104	5,468	60,19	5,07	9,18	0,15	4,04		
*** 48	1,395	5,371	0,104	5,550	59,35	4,11	12,76	0,99	5,00		
*** 49	1,325	5,371	0,104	5,533	59,47	4,24	12,09	0,87	4,86		
*** 50	1,471	5,371	0,104	5,569	59,23	3,97	13,49	1,11	5,13		
*** 51	1,443	5,371	0,104	5,562	59,27	4,02	13,23	1,07	5,09		
*** 52	0,772	5,371	0,104	5,427	61,25	6,28	6,78	0,91	2,82		
*** 53	0,078	5,371	0,104	5,372	38,09	49,01	0,73	21,65	39,90		
*** 54	1,708	5,371	0,104	5,637	58,94	3,64	15,77	1,40	5,47		
									DESVIO ABS MÉDIO	DESVIO ABS MÉDIO	
									5,26	4,95	

Figura II.2: Valor de Q, das declinação e inclinação magnéticas remanentes calculadas. *A estação da medida petrofísica está próxima do corpo. **Medida petrofísica adotada tomando como referência a susceptibilidade magnética da litologia mapeada. ***O valor da susceptibilidade foi estimada.