

INVERSÃO MAGNÉTICA EM DIFERENTES ESCALAS

André Luis Albuquerque dos Reis

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Orientador(a): Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior

Co-orientador(a): Dra. Valéria Cristina Ferreira Barbosa

Rio de Janeiro
Novembro de 2019

Resumo da Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Doutor em Geofísica.

INVERSÃO MAGNÉTICA EM DIFERENTES ESCALAS

André Luis Albuquerque dos Reis

Novembro/2019

A técnica da camada equivalente é comumente utilizada no processamento de dados de anomalia de campo total estimando uma distribuição de momentos magnéticos 2D composta por dipólos abaixo do plano de observação. No entanto, algumas técnicas de processamento que utilizam a camada equivalente dependem do conhecimento da direção de magnetização das fontes. Neste trabalho, investigamos dois aspectos teóricos e práticos da técnica da camada equivalente. No primeiro deles, desenvolvemos um método para estimar a direção de magnetização total das fontes magnéticas baseado na técnica da camada equivalente utilizando dados de anomalia de campo total. Quando a direção de magnetização das fontes equivalentes são próximas da direção de magnetização das fontes verdadeiras, a propriedade magnética sobre a camada é inteiramente positiva. Iterativamente, o método proposto impõe a regularização de Tikhonov de ordem zero e um vínculo de positividade sobre os momentos magnéticos estimados e estimam a direção de magnetização das fontes geológicas. Matematicamente, o algoritmo resolve um problema de mínimos quadrados em dois passos: o primeiro resolvendo um problema inverso linear para estimar uma distribuição de momentos magnéticos 2D sobre a camada e o segundo resolvendo um problema inverso não-linear para a direção de magnetização das fontes magnéticas. Na segunda abordagem, testamos se a aplicação da técnica da camada equivalente no cálculo das componentes e da amplitude do campo magnético depende da direção de magnetização das fontes. Fixamos uma direção de magnetização e estimamos uma distribuição de momentos magnéticos que pode ser utilizada para calcular as componentes do campo magnético e sua amplitude. Em ambos os casos, esta abordagem não requer informações sobre a geometria ou profundidade das fontes, e nem dados regularmente espaçados. Testamos a metodologia proposta aplicando a dados sintéticos para diferentes cenários geológicos, e os resultados mostram que o método pode ser uma ferramenta poderosa para estimar

a direção de magnetização de um conjunto de fontes. Teste com dados de campo na província alcalina de Goiás (PAGO), região central do Brasil, sobre o complexo de Montes Claros sugerem que estas intrusões possuem fortes componentes de magnetização remanente, que está em acordo com a literatura atual para esta região. Além disso, testamos a técnica de processamento com dados sintéticos simulando amostras de rocha, e os resultados mostram que este tipo de processamento não depende do conhecimento prévio da magnetização de magnetização. Utilizando dados de microscopia magnética, a aplicação deste tipo de processamento em uma amostra geológica proveniente da cratera de Vredefort confirma esta característica da camada equivalente.

Abstract of the Thesis presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor in Geophysics.

MAGNETIC INVERSION AT DIFFERENT SCALES

André Luis Albuquerque dos Reis

November/2019

The equivalent-layer technique is commonly used for processing total-field anomaly data by estimating a 2D magnetic-moment distribution over a fictional layer composed by dipoles below the observation plane. However, some processing approaches using equivalent layer technique depends on the knowledge of the magnetization direction of sources. In this work, we investigate two interesting theoretical and practical aspects of this technique. The first one, we developed a new method for estimating the total magnetization direction of magnetic sources based on equivalent-layer technique using total-field anomaly data. When the magnetization direction of equivalent sources is almost the same as the true body, the estimated magnetic property over the layer is all positive. Iteratively, the proposed method imposes zeroth-order Tikhonov regularization and positivity constraint on the estimated magnetic moment over the layer and estimate the magnetization direction of the geological sources. Mathematically, the algorithm solves least-squares problems in two steps: the first one solves a linear inverse problem for estimating a 2D magnetic-moment distribution within the equivalent layer and the second solves a nonlinear inverse problem for magnetization direction of the magnetized sources. For the second approach, we test if the application of equivalent-layer technique for calculating the components and the amplitude of the magnetic field generated by geological sample depends on the prior knowledge of magnetization direction. We set a magnetization direction and estimate a magnetic moment distribution that can be used to calculate the components of magnetic field and its amplitude. In both cases, this approach does not impose strong information either about the shape or about the depth of the sources, and does not require a regularly spaced data. We test the proposed methodology by applying to synthetic data for different geological scenarios, and the results show that the method can be a powerful tool for estimating the magnetization direction of a set of bodies. Tests on field data from Goias Alkaline Province (GAP),

center of Brazil, over Montes Claros complex suggests intrusions with remarkable strong remanent magnetization, in agreement with the current literature for this region. Moreover, we test the processing approach with synthetic data simulating rock samples, and the results show that this kind of processing does not depend of the knowledge of magnetization direction. By using magnetic microscopy data, the application of this processing approach in a geological sample from the Vredefort impact crater confirms this feature of the equivalent-layer technique.

Sumário

Lista de Figuras	vii
1 Introdução	1
2 Metodologia	4
2.1 A camada equivalente magnética e a distribuição de momentos positiva	4
2.2 Fundamentação teórica das componentes do vetor magnético	9
2.3 Parametrização e o problema direto	11
2.3.1 Para a anomalia de campo total	11
2.3.2 Para a componente vertical do campo magnético	13
2.4 Problema inverso	15
2.4.1 A estimativa da direção de magnetização	15
2.4.2 O cálculo das componentes do campo magnético e a amplitude do campo	17
2.5 A escolha da profundidade da camada (\mathbf{z}_c) e do parâmetro de regu- larização (μ)	19
3 Testes sintéticos para estimativa da direção de magnetização	20
3.1 Fontes de mesma direção de magnetização	21
3.2 Magnetização unidirecional com fonte rasa	24
3.3 Fonte rasa com direção de magnetização diferente	27
4 Aplicação a dados reais: Complexo de Montes Claros de Goiás	30
5 Testes sintéticos para o cálculo das componentes e da amplitude do vetor magnético	35
5.1 Simulação de amostra simples	35
5.1.1 Camada equivalente com a mesma direção de magnetização da amostra	37
5.1.2 Camada equivalente com direção de magnetização diferente da amostra	40
5.2 Simulação de amostra com heterogeneidades	43

5.2.1	Camada equivalente com a mesma direção de magnetização da amostra	43
5.2.2	Camada equivalente com direção de magnetização diferente da amostra	47
6	Aplicação a dados de laboratório: amostra da cratera de Vredefort	50
7	Conclusões	53
A	Dedução da equação 2.19	55
B	Fontes magnetizadas verticalmente	57
	Referências Bibliográficas	59

Listas de Figuras

2.1 Representação esquemática da camada equivalente para a anomalia de campo total. A camada é posicionada sobre o plano horizontal a uma profundidade $z = z_c$. ΔT_i é a anomalia de campo total predita no ponto (x_i, y_i, z_i) produzida pelo conjunto de M fontes equivalentes (pontos pretos). Cada fonte é localizada no ponto (x_j, y_j, z_c) , $j = 1, \dots, M$, e são representadas por um dipolo de volume unitário v com direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ e momento magnético p_j . $\hat{\mathbf{F}}_0$ é um vetor unitário na direção do campo geomagnético.	13
2.2 Representação esquemática da camada equivalente para a componente vertical do campo magnético. A camada também é posicionada sobre o plano horizontal a uma profundidade $z = z_c$, de forma similar para a anomalia de campo total (Figura 2.1). B_{zi} é a componente vertical do campo magnético predita no ponto (x_i, y_i, z_i) produzida pelo conjunto de M fontes equivalentes (pontos pretos). Cada fonte é localizada no ponto (x_j, y_j, z_c) , $j = 1, \dots, M$, e são representadas por um dipolo de volume unitário v com direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ e momento magnético p_j	14
3.1 Aplicação a dados sintéticos para múltiplas fontes de mesma direção de magnetização. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	21
3.2 Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplas fontes de mesma direção de magnetização.	22
3.3 Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.	23
3.4 Aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos com fonte rasa e mesma direção de magnetização. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	24

3.5	Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos e fonte rasa com mesma direção de magnetização.	25
3.6	Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.	26
3.7	Aplicação a dados sintéticos para fonte rasa com direção de magnetização diferente. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	27
3.8	Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos e fonte rasa com direção de magnetização diferente.	28
3.9	Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.	29
4.1	Aplicação a dados reais para o complexo de Montes Claros de Goiás. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	31
4.2	Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados reais no complexo de Montes Claros de Goiás.	32
4.3	Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.	33
4.4	Aplicação a dados reais no complexo de Montes Claros de Goiás utilizando a distribuição de momentos magnéticos estimada mostrada na figura 4.2	34
5.1	Aplicação a dados sintéticos para amostra homogeneamente magnetizada. Componente vertical do campo magnético observado contaminada com ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão 20 nT. A direção de magnetização é igual a 20° para a inclinação e 30° para a declinação. A distância sensor-amostra igual a 150 microns.	36
5.2	Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	37

5.3 Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.	38
5.4 Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a),(e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.	39
5.5 Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	40
5.6 Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.	41
5.7 Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a),(e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.	42
5.8 Componente vertical do campo magnético observado contaminada com ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão 20 nT para a amostra heterogênea. A direção de magnetização é igual a 90° para a inclinação e 0° para a declinação. A distância sensor-amostra igual a 138 microns.	44
5.9 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	44

5.10 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.	45
5.11 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a),(e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.	46
5.12 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	47
5.13 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.	48
5.14 Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a),(e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.	49
6.1 Aplicação a dados de laboratório para a amostra de Vredefort. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.	51
6.2 Aplicação a dados de laboratório para a amostra de Vredefort. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.	52

- A.1 Representação 2D da superfície utilizada para aplicar as identidades de Green. A superfície é formada por uma semi-esfera (linha traçejada) com raio infinito e o plano $z = z_c$ contendo a camada equivalente. Os pontos (x, y, z) (ponto fechado) e (x, y, z_s) (ponto aberto) são posicionados simetricamente com respeito ao plano $z = z_c$ e definidos como $z = z_c - \Delta z$ e $z = z_c + \Delta z$, respectivamente. 56

Capítulo 1

Introdução

A maioria dos métodos magnéticos requerem o conhecimento da direção de magnetização, caso contrário produzem informações insatisfatórias sobre as fontes. Este fato tem impulsionado o desenvolvimento de diversas técnicas para estimar a direção de magnetização ao longo dos últimos 50 anos. As estratégias para estimar esta quantidade podem ser dividida em dois grupos principais. O primeiro grupo comprehende aqueles métodos que presumem informações prévias acerca da geometria das fontes. O método iterativo apresentado por BHATTACHARYYA (1966) presume que as fontes magnéticas tem formato de prismas retangulares. EMILIA e MASSEY (1974) aproxima um monte submarino por um conjunto de prismas justapostos com direção de magnetização uniforme e intensidade variável. PARKER *et al.* (1987) aproximam a geometria de um monte submarion utilizando uma cobertura de faces triangulares e estimam a magnetização interna próxima a uma solução uniforme. PARKER *et al.* (1987) apresentaram um método que estima a direção de magnetização total e a orientação espacial de uma fonte isolada que possui três planos ortogonais de simetria. RYUJI e UCHIYAMA (2005) aproximaram também um monte submarino por um conjunto de prismas justapostos, mas estimaram a direção de magnetização para cada um dos prismas. Finalmente, OLIVEIRA JR *et al.* (2015) aproximam as fontes magnéticas por corpos esféricos de centros conhecidos e estimam suas direções de magnetização. O segundo grupo é formado pelos métodos que não presumem informações sobre a geometria das fontes. FEDI *et al.* (1994), por exemplo, propôs um método que determina a melhor direção de magnetização dentre um conjunto de tentativas usadas para realizar sucessivas reduções ao polo no domínio de Fourier. PHILLIPS (2005) utilizaram integrais de Helbig para estimar as componentes do vetor de momento magnético. TONTINI e PEDERSEN (2008) extenderam o método de Phillips utilizando as mesmas integrais de Helbig para estimar a direção de magnetização e sua magnitude, e fornecendo informações sobre a posição do centro de distribuição de magnetização. LELIÈVRE e OLDENBURG (2009) desenvolveram um método para estimar a direção de magnetização

em cenários geológicos complexos. Este método aproxima a subsuperfície por um grid de prismas justapostos e estima as componentes do vetor magnetização para cada prisma. Além destes métodos, existem aqueles que são baseados na correlação de quantidades potenciais (e.g., DANNEMILLER e LI, 2006; GEROVSKA *et al.*, 2009; LIU *et al.*, 2015; ZHANG *et al.*, 2018).

Estimar a direção de magnetização é extremamente importante não só para interpretação, mas também para o processamento de anomalia de campo total. Uma técnica no domínio do espaço comumente utilizada para esta finalidade é a camada equivalente. Esta técnica foi introduzida na geofísica de exploração por DAMPNEY (1969) e EMILIA e MASSEY (1974) para o processamento de dados gravimétricos e magnéticos, respectivamente. Após estes trabalhos pioneiros, esta técnica tem sido vastamente utilizada para realizar interpolação (BARNES e LUMLEY, 2011; CORDELL, 1992; MENDONÇA e SILVA, 1994; SIQUEIRA *et al.*, 2017), continuação para cima (ou para baixo) (HANSEN e MIYAZAKI, 1984; LI e OLDENBURG, 2010), redução ao polo (GUSPÍ e NOVARA, 2009; LEÃO e SILVA, 1989; OLIVEIRA JR. *et al.*, 2013; SILVA, 1986), calcular a amplitude do campo anômalo (LI e LI, 2014) e para filtrar ruídos de dados de gradiometria (MARTINEZ e LI, 2016). A técnica da camada equivalente consiste em aproximar um conjunto de dados observados por dados produzidos por uma camada composta de fontes discretas (e.g., prismas, dipolos ou pontos de massa), que são comumente conhecidas como fontes equivalentes. Os dados produzidos por esta camada fictícia (a camada equivalente) são chamados de dados preditos.

Em microscopia magnética, a técnica da camada equivalente é geralmente utilizada para a interpretação da distribuição de momentos magnéticos em uma lâmina de rocha. Note que, neste caso, a camada equivalente se assemelha a fonte verdadeira (a lâmina de rocha). WEISS *et al.* (2007) apresentou um dos primeiros trabalhos utilizando a camada equivalente em microscopia magnética. Os autores apontaram que a distribuição de magnetização é interamente positiva se a direção de magnetização das fontes equivalentes é igual a direção utilizada para uma amostra de rocha magnetizada artificialmente. BARATCHART *et al.* (2013) mostraram matematicamente que, assumindo uma direção de magnetização uniforme, o problema inverso para estimar a distribuição de momentos magnéticos é único. LIMA *et al.* (2013) propôs um método no domínio da frequência para investigar soluções tendo a direção de magnetização uniforme iguais a das lâminas de rocha. Eles mostraram empiricamente que, neste caso, a distribuição de momentos magnéticos na camada é inteiramente positiva. Em geofísica de exploração, a camada equivalente é predominantemente utilizada para o processamento de dados potenciais. Neste sentido, não existe relação entre a distribuição de propriedade física estimada sobre a camada equivalente e as fontes geológicas verdadeiras. Poucos autores tem direcionado o

uso da camada equivalente para a interpretação de fontes geológicas. PEDERSEN (1991), por exemplo, discutiu a relação entre o campo potencial e a fonte equivalente. MEDEIROS e SILVA (1996) e DIAS *et al.* (2007) estimaram um mapa de magnetização aparente sobre a camada utilizando regularizações de Tikhonov e entrópica, respectivamente. SIQUEIRA *et al.* (2017) estabeleceu a relação entre o excesso de massa estimado sobre a camada e o verdadeiro. LI *et al.* (2014) provaram, utilizando uma abordagem no domínio de Fourier, a existência de uma distribuição de momentos magnéticos positiva sobre a camada e utilizaram esta propriedade para contornar o problema de instabilidade em baixas latitudes. No entanto, estes autores consideraram somente um caso particular no qual as fontes magnéticas tenham magnetização puramente induzida.

Neste trabalho, provamos matematicamente que a distribuição de momentos magnéticos positiva sobre a camada equivalente existe mesmo que a magnetização das fontes verdadeiras seja remanente. Esta distribuição positiva de momentos magnéticos é válida para todos os casos nos quais a direção de magnetização das fontes equivalentes tem a mesma direção das fontes verdadeiras, mesmo que a magnetização destas fontes seja puramente induzida ou não. Amparado neste vínculo de positividade generalizado, apresentamos um método iterativo que usa a técnica da camada equivalente para estimar a direção de magnetização uniforme de fontes arbitrárias invertendo dados de anomalia de campo total. Nossa método não presume qualquer informação sobre a geometria das fontes. A cada iteração nosso método resolve (1) um problema linear, sujeito a um vínculo de positividade para estimar a distribuição de momentos magnéticos sobre uma camada de dipolos e (2) um problema inverso não-linear para estimar a direção de magnetização uniforme das fontes equivalentes. Testes com dados sintéticos gerados por cenários geológicos diferentes mostram que a direção de magnetização estimada converge para a direção verdadeira das fontes verdadeiras. Aplicamos também nosso método a dados de campo provenientes da província alcalina de Goiás, sobre o complexo de Montes Claros, na região central do Brasil. Nossa resultado está de acordo com os resultados obtidos por ZHANG *et al.* (2018) para a mesma área, sugerindo a presença de marcantes componentes de magnetização remanente e mostrando a boa performance do nosso método na interpretação de cenários geológicos complexos.

Capítulo 2

Metodologia

2.1 A camada equivalente magnética e a distribuição de momentos positiva

Seja $\Delta T(x, y, z)$ a anomalia de campo total produzida por um conjunto de fontes magnéticas no ponto (x, y, z) , que estão posicionadas segundo um sistema de coordenadas Cartesiano topocêntrico com os eixos x , y e z orientados para norte, leste e para baixo, respectivamente. Considere que o campo geomagnético principal possua inclinação I_0 e declinação D_0 sobre a área de estudo, de forma que sua direção seja definida por um vetor unitário

$$\hat{\mathbf{F}}_0 = \begin{bmatrix} \cos I_0 \cos D_0 \\ \cos I_0 \sin D_0 \\ \sin I_0 \end{bmatrix}. \quad (2.1)$$

Considere também que as fontes magnéticas tenham direção de magnetização constante definida pelo vetor unitário

$$\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}) = \begin{bmatrix} \cos I \cos D \\ \cos I \sin D \\ \sin I \end{bmatrix}, \quad (2.2)$$

em que as constantes I e D representem a inclinação e a declinação, respectivamente, e \mathbf{q} um vetor de dimensão 2×1 dado por:

$$\mathbf{q} = \begin{bmatrix} I \\ D \end{bmatrix}. \quad (2.3)$$

Por conveniência, denominamos o vetor \mathbf{q} como vetor de direção de magnetização. Neste caso, a anomalia de campo total $\Delta T(x, y, z)$ pode ser escrita como:

$$\Delta T(x, y, z) = \hat{\mathbf{F}}_0^\top \mathbf{B}(x, y, z) \quad (2.4)$$

e $\mathbf{B}(x, y, z)$ é o campo de indução magnética dado pela equação

$$\mathbf{B}(x, y, z) = \gamma_m \mathbf{M}(x, y, z) \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}), \quad (2.5)$$

em que $\gamma_m = 10^{-9} \frac{\mu_0}{4\pi}$ (in $n H/m$), μ_0 é a permeabilidade no vácuo e $\mathbf{M}(x, y, z)$ é uma matriz dada por

$$\mathbf{M}(x, y, z) = \begin{bmatrix} \partial_{xx}\Gamma(x, y, z) & \partial_{xy}\Gamma(x, y, z) & \partial_{xz}\Gamma(x, y, z) \\ \partial_{xy}\Gamma(x, y, z) & \partial_{yy}\Gamma(x, y, z) & \partial_{yz}\Gamma(x, y, z) \\ \partial_{xz}\Gamma(x, y, z) & \partial_{yz}\Gamma(x, y, z) & \partial_{zz}\Gamma(x, y, z) \end{bmatrix}, \quad (2.6)$$

cujo os elementos $\partial_{\alpha\beta}\Gamma(x, y, z) \equiv \frac{\partial^2\Gamma(x, y, z)}{\partial\alpha\partial\beta}$, $\alpha, \beta = x, y, z$, representam as derivadas segundas da função harmônica

$$\Gamma(x, y, z) = \iiint_v \frac{m(x', y', z') dv'}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2]^{\frac{1}{2}}}. \quad (2.7)$$

Nesta equação, x' , y' e z' são as coordenadas do elemento de volume dv' , no qual tem intensidade de magnetização $m(x', y', z')$ (em A/m), localizado no interior do volume v das fontes magnéticas. Consideramos que a intensidade de magnetização $m(x', y', z')$ é estritamente positiva em todos os pontos no interior das fontes. Por conseguinte, $\Gamma(x, y, z)$ é positivo em todos os pontos exteriores a fonte magnética. Do ponto de vista físico, $\mathbf{M}(x, y, z)$ (equação 2.6) e $\Gamma(x, y, z)$ (equação 2.7) representam, respectivamente, o tensor gradiente e o potencial gravitacional correspondente que seria produzido pelas fontes magnéticas no ponto (x, y, z) , se elas tivessem distribuição de densidade proporcional a $m(x', y', z')$. Note que $\mathbf{M}(x, y, z)$ é uma matriz simétrica, e seu traço é zero em todos os pontos (x, y, z) exteriores as fontes magnéticas e possui cinco componentes independentes que são funções harmônicas (PEDERSEN e RASMUSSEN, 1990). Explorando estas propriedades, podemos reescrever a anomalias de campo total $\Delta T(x, y, z)$ (equação 2.4) como uma combinação linear de cinco funções harmônicas independentes como:

$$\Delta T(x, y, z) = a_{xx} \partial_{xx}\Gamma(x, y, z) + a_{xy} \partial_{xy}\Gamma(x, y, z) + a_{xz} \partial_{xz}\Gamma(x, y, z) + a_{yy} \partial_{yy}\Gamma(x, y, z) + a_{yz} \partial_{yz}\Gamma(x, y, z), \quad (2.8)$$

em que

$$\begin{aligned}
a_{xx} &= m_x F_x - m_z F_z \\
a_{xy} &= m_x F_y + m_y F_x \\
a_{xz} &= m_x F_z + m_z F_x \\
a_{yy} &= m_y F_y - m_z F_z \\
a_{yz} &= m_y F_z + m_z F_y
\end{aligned} \tag{2.9}$$

são constantes definidas pelos elementos F_α e m_β , $\alpha = x, y, z$, $\beta = x, y, z$, dos vetores $\hat{\mathbf{F}}_0$ (equação 2.1) e $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ (equação 2.2), respectivamente. Por simplicidade, omitimos a dependência em relação aos parâmetros I_0 e D_0 (equação 2.1) e I e D (equação 2.2).

Seja $\Delta\tilde{T}(x, y, z)$ a anomalia de campo total produzida por uma camada contínua de dipolos que possuem direção de magnetização constante definida por um vetor unitário $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ (equação 2.3), que são localizados a uma profundidade constante $z = z_c$. A anomalia de campo total produzida por esta camada fictícia pode ser definida como:

$$\Delta\tilde{T}(x, y, z) = \hat{\mathbf{F}}_0^\top \tilde{\mathbf{B}}(x, y, z) \tag{2.10}$$

e $\tilde{\mathbf{B}}(x, y, z)$ é o campo de indução magnética dado por

$$\tilde{\mathbf{B}}(x, y, z) = \gamma_m \tilde{\mathbf{M}}(x, y, z) \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}), \tag{2.11}$$

em que $\tilde{\mathbf{M}}(x, y, z)$ é uma matriz dada por

$$\tilde{\mathbf{M}}(x, y, z) = \begin{bmatrix} \partial_{xx}\Phi(x, y, z) & \partial_{xy}\Phi(x, y, z) & \partial_{xz}\Phi(x, y, z) \\ \partial_{xy}\Phi(x, y, z) & \partial_{yy}\Phi(x, y, z) & \partial_{yz}\Phi(x, y, z) \\ \partial_{xz}\Phi(x, y, z) & \partial_{yz}\Phi(x, y, z) & \partial_{zz}\Phi(x, y, z) \end{bmatrix}, \tag{2.12}$$

com elementos $\partial_{\alpha\beta}\Phi(x, y, z) \equiv \frac{\partial^2\Phi(x, y, z)}{\partial\alpha\partial\beta}$, $\alpha, \beta = x, y, z$, representando as segundas derivadas da função harmônica

$$\Phi(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{p(x'', y'', z_c) dS''}{[(x - x'')^2 + (y - y'')^2 + (z - z_c)^2]^{\frac{1}{2}}}, \quad z_c > z. \tag{2.13}$$

Nesta equação, x'' , y'' and z_c são as coordenadas do elemento de área dS'' , que possui momento magnético por unidade de área definido pela função $p(x'', y'', z_c)$ (em A). Note que $\tilde{\mathbf{M}}(x, y, z)$ (equação 2.12) também representa o tensor gradiente (PEDERSEN e RASMUSSEN, 1990) e, consequentemente, simétrico possuindo traço

igual a zero em todos os pontos (x, y, z) acima da camada (com $z < z_c$) e possui cinco componentes independentes que são funções harmônicas. Estas propriedades permitem reescrever a anomalia de campo total $\Delta\tilde{T}(x, y, z)$ (equação 2.10) como uma combinação linear de funções harmônicas dadas por

$$\Delta\tilde{T}(x, y, z) = a_{xx} \partial_{xx}\Phi(x, y, z) + a_{xy} \partial_{xy}\Phi(x, y, z) + a_{xz} \partial_{xz}\Phi(x, y, z) + a_{yy} \partial_{yy}\Phi(x, y, z) + a_{yz} \partial_{yz}\Phi(x, y, z) , \quad (2.14)$$

com coeficientes $a_{\alpha\beta}$, $\alpha = x, y$, $\beta = x, y, z$, definidos pela equação 2.9.

Sabemos pela teoria do potencial que é possível encontrar uma função $p(x'', y'', z_c)$ (equação 2.13) na qual a condição $\Delta T(x, y, z) = \Delta\tilde{T}(x, y, z)$ é válida para todos os pontos (x, y, z) localizados acima da camada fictícia de dipolos. Neste caso, a camada é chamada *camada equivalente*. Para investigar tais propriedades de $p(x'', y'', z_c)$, devemos primeiro observar que, impondo as condições acima mencionadas e utilizando as equações 2.8 e 2.14, obtemos

$$\begin{aligned} & a_{xx} [\partial_{xx}\Phi(x, y, z) - \partial_{xx}\Gamma(x, y, z)] + \\ & a_{xy} [\partial_{xy}\Phi(x, y, z) - \partial_{xy}\Gamma(x, y, z)] + \\ & a_{xz} [\partial_{xz}\Phi(x, y, z) - \partial_{xz}\Gamma(x, y, z)] + \\ & a_{yy} [\partial_{yy}\Phi(x, y, z) - \partial_{yy}\Gamma(x, y, z)] + \\ & a_{yz} [\partial_{yz}\Phi(x, y, z) - \partial_{yz}\Gamma(x, y, z)] = 0 , \quad z < z_c , \end{aligned} \quad (2.15)$$

em que os coeficientes $a_{\alpha\beta}$ (equation 2.9), $\alpha = x, y$, $\beta = x, y, z$, são definidos por valores arbitrários de I_0 e D_0 (equação 2.1) e I e D (equação 2.2).

Como os coeficientes $a_{\alpha\beta}$ são não nulos, concluimos que as cinco funções harmônicas linearmente independentes devem ser zero para todos os pontos (x, y, z) acima da camada equivalente, em que $z < z_c$. Igualando cada termo a zero e reescrevendo as segundas derivadas da integral de superfície $\Phi(x, y, z)$ (equação 2.13), teremos

$$\partial_{\alpha\beta}\Gamma(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} p(x'', y'', z_c) \partial_{\alpha\beta} \frac{1}{r} dS'' , \quad z_c > z , \quad (2.16)$$

em que (x'', y'', z_c) é um ponto sobre a camada equivalente e $\partial_{\alpha\beta} \frac{1}{r} \equiv \frac{\partial^2}{\partial\alpha\partial\beta} \frac{1}{r}$, representa a segunda derivada com respeito a $\alpha = x, y$ e $\beta = x, y, z$, do inverso da distância da função

$$\frac{1}{r} \equiv \frac{1}{[(x - x'')^2 + (y - y'')^2 + (z - z_c)^2]^{\frac{1}{2}}} . \quad (2.17)$$

Note que a equação 2.16 é obtida derivando ambos os lados de

$$\Gamma(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} p(x'', y'', z_c) \frac{1}{r} dS'' , \quad z_c > z . \quad (2.18)$$

Pode ser mostrado (Apêndice A) que esta equação integral tem a solução

$$p(x'', y'', z_c) = \frac{1}{2\pi} \partial_z \Gamma(x'', y'', z_c) , \quad (2.19)$$

que, de acordo com a equação 2.7,

$$\partial_z \Gamma(x'', y'', z_c) = \iiint_v \frac{m(x', y', z') (z' - z_c) dv'}{[(x'' - x')^2 + (y'' - y')^2 + (z_c - z')^2]^{\frac{3}{2}}} , \quad z' > z_c . \quad (2.20)$$

Do ponto de vista físico, a equação 2.20 representa a componente vertical da atração gravitacional (ou a pseudogravidade) que seria produzida pelas fontes magnéticas sobre a camada equivalente, se elas tivessem a distribuição de densidade proporcional a $m(x', y', z')$. Tendo em vista que $m(x', y', z')$ é estritamente positiva em todos os pontos (x', y', z') no interior das fontes magnéticas, $\partial_z \Gamma(x'', y'', z_c)$ é positiva em todos os pontos (x'', y'', z_c) localizadas sobre a camada equivalente.

O aspecto mais interessante sobre a distribuição de momentos magnéticos $p(x'', y'', z_c)$ (equação 2.19) é que ela é definida como o produto de uma constante positiva $\frac{1}{2\pi}$ e a função $\partial_z \Gamma(x'', y'', z_c)$, que é estritamente positiva em todos os pontos (x'', y'', z_c) sobre a camada equivalente. Consequentemente, a função $p(x'', y'', z_c)$ também é positiva em todos os pontos sobre a camada. Esta relação é similar àquela apresentada por PEDERSEN (1991) e LI *et al.* (2014). Os autores determinam, no domínio do número de onda, a distribuição de momentos magnéticos no interior de uma camada equivalente contínua com magnetização verticalmente induzida. Eles também consideram uma camada equivalente plana localizada abaixo e paralela ao plano horizontal contendo os dados observados de anomalia de campo total. Contudo, aqui não seguimos a abordagem no domínio de Fourier como estes autores. Além disso, a equação 2.19 generaliza a condição de positividade por que (1) é válida para todos os casos nos quais a magnetização da camada equivalente tem a mesma direção da magnetização total das fontes, mesmo que ela seja puramente induzida ou não, e (2) não requer que os dados de anomalia de campo total observados estejam em um plano.

2.2 Fundamentação teórica das componentes do vetor magnético

Além do desenvolvimento matemático para a distribuição positiva de momentos magnéticos, iremos explicar teoricamente que o cálculo das componentes do vetor magnético não depende da direção de magnetização no contexto da camada equivalente. Supondo que em determinadas situações somente uma das componentes do campo de indução magnética gerado por uma rocha possa ser medida e que as medições são realizadas em regiões livres de fontes e, portanto, em pontos exteriores às rochas. Além disso, consideramos que o cálculo das componentes do vetor magnético não depende do tipo de fonte, bem como de sua configuração espacial. Assumimos também que o campo magnético não varia com o tempo, ou que esta variação seja tão pequena que pode ser desprezada ao longo das medições. Neste caso, o campo de indução magnética $\mathbf{B}(x, y, z)$ é governado pela lei de Gauss

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(x, y, z) = 0 \quad (2.21)$$

e pela lei de Ampère

$$\nabla \times \mathbf{B}(x, y, z) = 0. \quad (2.22)$$

Portanto, em coordenadas Cartesianas, a equação 2.22 corresponde a

$$\begin{aligned} \partial_y B_z - \partial_z B_y &= 0 \\ \partial_z B_x - \partial_x B_z &= 0 \\ \partial_x B_y - \partial_y B_x &= 0, \end{aligned} \quad (2.23)$$

em que $\partial_\alpha \equiv \frac{\partial}{\partial \alpha}$ é denotado como a derivada parcial em relação a coordenada α , $\alpha = x, y, z$.

A partir da equação 2.11, as componentes do campo de indução magnética $\tilde{\mathbf{B}}(x, y, z)$ gerado por uma camada contínua de dipolos que tem direção de magnetização constante $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ posicionada a uma profundidade $z = z_c$ abaixo do plano de observação podem ser reescritas como:

$$\tilde{B}_\alpha(x, y, z) = \gamma_m \partial_{\alpha\beta} \Phi(x, y, z) m_\beta, \quad (2.24)$$

em que $\tilde{B}_\alpha(x, y, z)$ é a componente α , $\alpha = x, y, z$, do campo de indução magnética e m_β é a componente β , $\beta = x, y, z$, da direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ da camada. Por conveniência, a componente vertical do campo magnético pode ser escrita como:

$$\tilde{B}_z(x, y, z) = \gamma_m [\partial_{xz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_x^\dagger + \partial_{yz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_y^\dagger + \partial_{zz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_z^\dagger], \quad (2.25)$$

em que a função harmônica $\Phi^\dagger(x, y, z)$ é dada por

$$\Phi^\dagger(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{p^\dagger(x'', y'', z_c) dS''}{[(x - x'')^2 + (y - y'')^2 + (z - z_c)^2]^{\frac{1}{2}}}. \quad (2.26)$$

A função $p^\dagger(x'', y'', z_c)$ descreve a distribuição de momentos magnéticos por unidade de área relativa a componente $\tilde{B}_z(x, y, z)$ do campo de indução magnética gerado por uma camada contínua e direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}^\dagger(\mathbf{q})$ que possui componentes m_β^\dagger , $\beta = x, y, z$. Analogamente, podemos escrever as outras duas componentes do campo como:

$$\tilde{B}_x(x, y, z) = \gamma_m [\partial_{xx}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_x^\ddagger + \partial_{xy}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_y^\ddagger + \partial_{xz}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_z^\ddagger] \quad (2.27)$$

e

$$\tilde{B}_y(x, y, z) = \gamma_m [\partial_{xy}\Phi^\sharp(x, y, z)m_x^\sharp + \partial_{yy}\Phi^\sharp(x, y, z)m_y^\sharp + \partial_{yz}\Phi^\sharp(x, y, z)m_z^\sharp], \quad (2.28)$$

em que $\tilde{B}_x(x, y, z)$ e $\tilde{B}_y(x, y, z)$ são as componentes do campo magnético que dependem das funções harmônicas $\Phi^\ddagger(x, y, z)$ e $\Phi^\sharp(x, y, z)$ e das direções de magnetização $\hat{\mathbf{m}}^\ddagger(\mathbf{q})$ e $\hat{\mathbf{m}}^\sharp(\mathbf{q})$, respectivamente. Note que as equações 2.25, 2.27 e 2.28 representam as camadas contínuas que geram as componentes do vetor magnético com suas respectivas direções magnetização e distribuições de momentos magnéticos.

Aplicando as condições de contorno acima mencionadas pelas equações 2.23 nas componentes do vetor magnético teremos que

$$\begin{aligned} & [\partial_{xyz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_x^\dagger - \partial_{xyz}\Phi^\sharp(x, y, z)m_x^\sharp] + \\ & [\partial_{xyy}\Phi^\dagger(x, y, z)m_y^\dagger - \partial_{xyy}\Phi^\sharp(x, y, z)m_y^\sharp] + \\ & [\partial_{xyz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_z^\dagger - \partial_{xyz}\Phi^\sharp(x, y, z)m_z^\sharp] = 0, \end{aligned} \quad (2.29)$$

$$\begin{aligned} & [\partial_{xxz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_x^\ddagger - \partial_{xxz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_x^\dagger] + \\ & [\partial_{xyz}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_y^\ddagger - \partial_{xyz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_y^\dagger] + \\ & [\partial_{xzz}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_z^\ddagger - \partial_{xzz}\Phi^\dagger(x, y, z)m_z^\dagger] = 0 \end{aligned} \quad (2.30)$$

e

$$\begin{aligned} & [\partial_{xxy}\Phi^\sharp(x, y, z)m_x^\sharp - \partial_{xxy}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_x^\ddagger] + \\ & [\partial_{xyz}\Phi^\sharp(x, y, z)m_y^\sharp - \partial_{xyz}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_y^\ddagger] + \\ & [\partial_{xzz}\Phi^\sharp(x, y, z)m_z^\sharp - \partial_{xzz}\Phi^\ddagger(x, y, z)m_z^\ddagger] = 0. \end{aligned} \quad (2.31)$$

Note que para satisfazer as condições apresentadas pelas equações 2.23 e de acordo com as equações 2.29, 2.30 e 2.31, as distribuições de momentos magnéticos e as direções de magnetização das camadas que ajustam as componentes do vetor de indução magnética devem ser iguais. Portanto, isto nos leva que

$$p^\dagger(x'', y'', z_c) = p^\ddagger(x'', y'', z_c) = p^\sharp(x'', y'', z_c) \quad (2.32)$$

e

$$\begin{aligned} m_x^\dagger &= m_x^\ddagger = m_x^\sharp \\ m_y^\dagger &= m_y^\ddagger = m_y^\sharp \\ m_z^\dagger &= m_z^\ddagger = m_z^\sharp. \end{aligned} \quad (2.33)$$

O que as equações 2.32 e 2.33 nos diz é que uma vez que conhecemos a distribuição de momentos magnéticos e a direção de magnetização que ajustam uma das componentes conseguimos recuperar as outras duas. Além disso, as derivadas parciais $\partial_{\alpha\beta}\Phi(x, y, z)$, $\alpha, \beta = x, y, z$ são tomadas em relação a x , y e z das funções harmônicas, fazendo com que todo o cálculo das componentes do vetor magnético não dependa das componentes m_β , $\beta = x, y, z$, da direção de magnetização. Portanto, é possível ajustar todas as componentes do vetor magnético a partir de uma distribuição de momentos magnéticos associada a qualquer direção de magnetização arbitrária imposta sobre a camada.

2.3 Parametrização e o problema direto

2.3.1 Para a anomalia de campo total

Em situações práticas, não é possível determinar uma distribuição contínua de momentos magnéticos $p(x'', y'', z_c)$ (equação 2.19) sobre a camada equivalente. Por esta razão, a camada tem que ser aproximada por um conjunto discreto de dipolos (fontes equivalentes) de volume unitário localizado a uma profundidade constante e igual a $z = z_c$ (Figura 2.1). A anomalia de campo total produzida por esta camada discreta (anomalia de campo total predita) no ponto (x_i, y_i, z_i) , $i = 1, \dots, N$, é dada por

$$\Delta T_i(\mathbf{s}) = \mathbf{g}_i(\mathbf{q})^\top \mathbf{p}, \quad (2.34)$$

em que \mathbf{s} é um vetor $(M + 2) \times 1$ particionado (vetor de dados preditos) dado por

$$\mathbf{s} = \begin{bmatrix} \mathbf{p} \\ \mathbf{q} \end{bmatrix}, \quad (2.35)$$

\mathbf{q} é o vetor direção de magnetização (equação 2.3), \mathbf{p} é um vetor $M \times 1$ (vetor de momentos magnéticos) cujo j -ésimo elemento, $j = 1, \dots, M$, é a intensidade do momento magnético p_j (em $A m^2$) dos j -ésimo dipolo e $\mathbf{g}_i(\mathbf{q})$ é outro vetor $M \times 1$ cujo j -ésimo elemento é definido pela função harmônica

$$g_{ij}(\mathbf{q}) = \gamma_m \hat{\mathbf{F}}_0^T \mathbf{M}_{ij} \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}). \quad (2.36)$$

Nesta equação, \mathbf{M}_{ij} é uma matriz 3×3 dada por

$$\mathbf{M}_{ij} = \begin{bmatrix} \partial_{xx} \frac{1}{r} & \partial_{xy} \frac{1}{r} & \partial_{xz} \frac{1}{r} \\ \partial_{xy} \frac{1}{r} & \partial_{yy} \frac{1}{r} & \partial_{yz} \frac{1}{r} \\ \partial_{xz} \frac{1}{r} & \partial_{yz} \frac{1}{r} & \partial_{zz} \frac{1}{r} \end{bmatrix}, \quad (2.37)$$

em que $\partial_{\alpha\beta} \frac{1}{r} \equiv \frac{\partial^2}{\partial \alpha \partial \beta} \frac{1}{r}$, representa a derivada segunda com respeito a $\alpha = x, y, z$ e $\beta = x, y, z$, do inverso da distância $\frac{1}{r}$ (equação 2.17) entre as coordenadas de observação $(x, y, z) = (x_i, y_i, z_i)$ e as coordenadas das fontes equivalentes $(x'', y'', z_c) = (x_j, y_j, z_c)$. As equações 2.34-2.37 mostram que a anomalia de campo total predita $\Delta T_i(\mathbf{s})$ possui uma relação linear com o vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} e uma relação não linear com o vetor de direção de magnetização \mathbf{q} (equação 2.3).

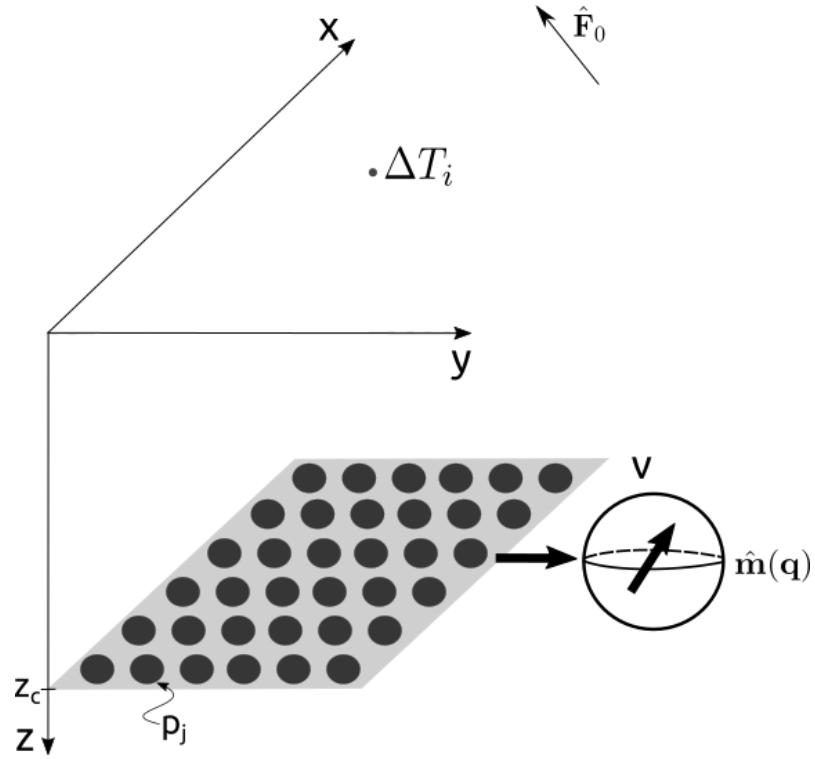


Figura 2.1: Representação esquemática da camada equivalente para a anomalia de campo total. A camada é posicionada sobre o plano horizontal a uma profundidade $z = z_c$. ΔT_i é a anomalia de campo total predita no ponto (x_i, y_i, z_i) produzida pelo conjunto de M fontes equivalentes (pontos pretos). Cada fonte é localizada no ponto (x_j, y_j, z_c) , $j = 1, \dots, M$, e são representadas por um dipolo de volume unitário v com direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ e momento magnético p_j . $\hat{\mathbf{F}}_0$ é um vetor unitário na direção do campo geomagnético.

2.3.2 Para a componente vertical do campo magnético

De forma análoga a seção 2.3.1, a componente vertical do campo de indução magnética (componente vertical predita) produzida por uma camada discreta posicionada a uma profundidade constante $z = z_c$ no ponto (x_i, y_i, z_i) , $i = 1, \dots, N$, (Figura 2.2) é dada por

$$B_{zi}(\mathbf{s}) = \mathbf{g}_i^z(\mathbf{q})^\top \mathbf{p}, \quad (2.38)$$

em que \mathbf{s} é um vetor $(M + 2) \times 1$ particionado (vetor de dados preditos) dado por

$$\mathbf{s} = \begin{bmatrix} \mathbf{p} \\ \mathbf{q} \end{bmatrix}, \quad (2.39)$$

\mathbf{q} é o vetor direção de magnetização (equação 2.3), \mathbf{p} é um vetor $M \times 1$ (vetor de momentos magnéticos) cujo j -ésimo elemento, $j = 1, \dots, M$, é a intensidade do

momento magnético p_j (em $A\ m^2$) dos j -ésimo dipolo e $\mathbf{g}_i^z(\mathbf{q})$ é outro vetor $M \times 1$ cujo j -ésimo elemento é definido pela função harmônica

$$g_{ij}^z(\mathbf{q}) = \gamma_m \mathbf{M}_{ij}^{z^\top} \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}) . \quad (2.40)$$

Nesta equação, $\mathbf{M}_{ij}^{z^\top}$ é um vetor 1×3 dada por

$$\mathbf{M}_{ij}^{z^\top} = \left[\partial_{xz} \frac{1}{r} \quad \partial_{yz} \frac{1}{r} \quad \partial_{zz} \frac{1}{r} \right]^\top , \quad (2.41)$$

em que $\partial_{\alpha z} \frac{1}{r} \equiv \frac{\partial^2}{\partial \alpha \partial z} \frac{1}{r}$, representa a derivada segunda com respeito a $\alpha = x, y, z$, do inverso da distância $\frac{1}{r}$ (equação 2.17) entre as coordenadas de observação $(x, y, z) = (x_i, y_i, z_i)$ e as coordenadas das fontes equivalentes $(x'', y'', z_c) = (x_j, y_j, z_c)$. Note que, analogamente a seção 2.3.1, a componente vertical do campo $B_{zi}(\mathbf{s})$ possui uma relação linear com o vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} e uma relação não linear com o vetor de direção de magnetização \mathbf{q} (equação 2.3).

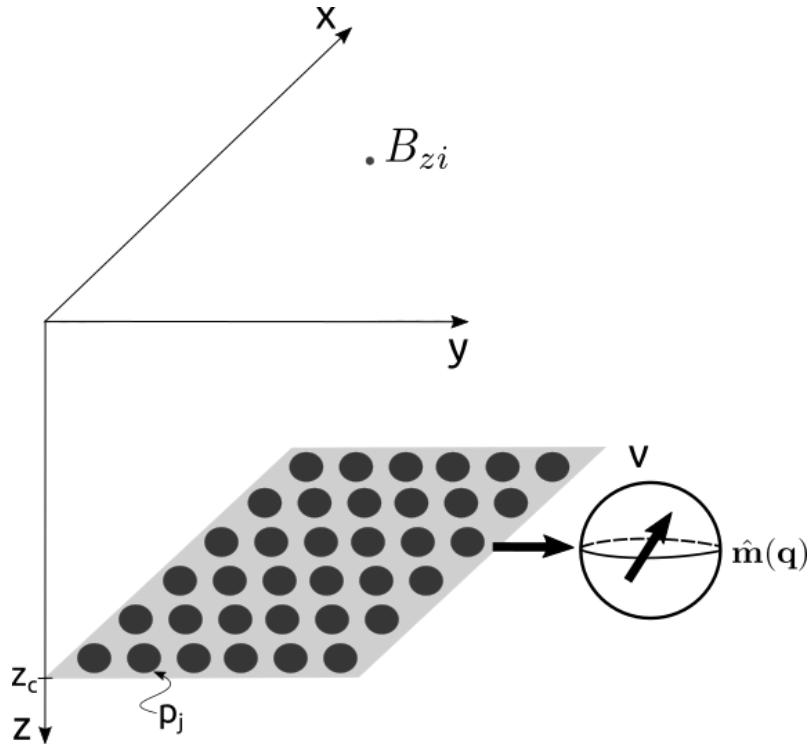


Figura 2.2: Representação esquemática da camada equivalente para a componente vertical do campo magnético. A camada também é posicionada sobre o plano horizontal a uma profundidade $z = z_c$, de forma similar para a anomalia de campo total (Figura 2.1). B_{zi} é a componente vertical do campo magnético predita no ponto (x_i, y_i, z_i) produzida pelo conjunto de M fontes equivalentes (pontos pretos). Cada fonte é localizada no ponto (x_j, y_j, z_c) , $j = 1, \dots, M$, e são representadas por um dipolo de volume unitário v com direção de magnetização $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ e momento magnético p_j .

2.4 Problema inverso

2.4.1 A estimativa da direção de magnetização

Seja $\Delta\mathbf{T}^o$ o vetor de dados observados cujo i -ésimo elemento ΔT_i^o é a anomalia de campo total produzida por uma fonte magnética no ponto (x_i, y_i, z_i) , $i = 1, \dots, N$. Similarmente, seja $\Delta\mathbf{T}(\mathbf{s})$ o vetor de dados preditos cujo i -ésimo elemento $\Delta T_i(\mathbf{s})$ (equação 2.34) é a anomalia de campo total produzida por uma camada equivalente discreta no mesmo ponto (x_i, y_i, z_i) . Com o objetivo de estimarmos um vetor de parâmetros \mathbf{s} (equação 2.35) que minimiza a diferença entre $\Delta\mathbf{T}^o$ e $\Delta\mathbf{T}(\mathbf{s})$, temos que resolver o problema inverso:

$$\text{minimizar} \quad \Psi(\mathbf{s}) = \|\Delta\mathbf{T}^o - \Delta\mathbf{T}(\mathbf{s})\|_2^2 + \mu f_0 \|\mathbf{p}\|_2^2, \quad (2.42a)$$

$$\text{sujeito a} \quad \mathbf{p} \geq \mathbf{0}. \quad (2.42b)$$

O primeiro e o segundo termo da equação 2.42a são, respectivamente, a função de ajuste e a função regularizadora de Tikhonov de ordem zero, μ é o parâmetro de regularização, $\|\cdot\|_2^2$ representa o quadrado da norma Euclidiana e f_0 é um fator de normalização. Na inequação 2.42b, $\mathbf{0}$ é um vetor $M \times 1$ com todos os elementos iguais a zero no qual o sinal da inequação é aplicado elemento a elemento. Este vínculo de positividade sobre o vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} é incorporado utilizando o chamado *estimador de mínimos quadrados não negativo* ou somente NNLS (do inglês *Nonnegative least squares*) proposto por LAWSON e HANSON (1974).

Para resolver este problema inverso, temos que considerar primeiramente uma expansão até segunda ordem da função objetivo (equação 2.42a) em torno de $\mathbf{s} = \mathbf{s}^k$ (equação 2.35):

$$\Psi(\mathbf{s}^k + \Delta\mathbf{s}^k) \approx \Psi(\mathbf{s}^k) + \mathbf{J}^{k\top} \Delta\mathbf{s}^k + \frac{1}{2} \Delta\mathbf{s}^{k\top} \mathbf{H}^k \Delta\mathbf{s}^k, \quad (2.43)$$

em que $\Delta\mathbf{s}^k$ é uma perturbação no vetor de parâmetros e os termos \mathbf{J}^k e \mathbf{H}^k são, respectivamente, o vetor gradiente e a matriz Hessiana avaliadas em \mathbf{s}^k . Então, estimamos o vetor de perturbação $\bar{\Delta}\mathbf{s}^k$ que minimiza a função expandida (equação 2.43) tomando o seu gradiente e igualando o resultado ao vetor nulo. Este procedimento nos leva ao sistema linear

$$\mathbf{H}^k \bar{\Delta}\mathbf{s}^k = -\mathbf{J}^k, \quad (2.44)$$

que representa o k -ésimo passo do método de Gauss-Newton (ASTER *et al.*, 2005) para a minimização da função objetivo (equação 2.42a). Reescrevemos este sistema linear desprezando as derivadas cruzadas na matriz Hessiana como:

$$\left[\begin{array}{c|c} \mathbf{H}_{pp}^k & \mathbf{0} \\ \hline \mathbf{0}^\top & \mathbf{H}_{qq}^k \end{array} \right] \left[\begin{array}{c} \bar{\Delta \mathbf{p}}^k \\ \bar{\Delta \mathbf{q}}^k \end{array} \right] \approx - \left[\begin{array}{c} \mathbf{J}_p^k \\ \mathbf{J}_q^k \end{array} \right], \quad (2.45)$$

em que $\mathbf{0}$ é uma matriz $M \times 2$ que contém todos os elementos iguais a zero, $\bar{\Delta \mathbf{p}}^k = \bar{\mathbf{p}}^{k+1} - \bar{\mathbf{p}}^k$ é a correção no vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} , $\bar{\Delta \mathbf{q}}^k = \bar{\mathbf{q}}^{k+1} - \bar{\mathbf{q}}^k$ é a correção no vetor direção de magnetização e os termos \mathbf{J}_α^k e $\mathbf{H}_{\alpha\alpha}^k$, $\alpha = p, q$, são os vetores gradientes e as matrizes Hessianas calculadas com respeito aos elementos dos \mathbf{p} e \mathbf{q} , respectivamente.

O vetor gradiente \mathbf{J}_p^k e a matriz Hessiana \mathbf{H}_{pp}^k (equação 2.45) relativas ao vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} (equação 2.35) são, respectivamente,

$$\mathbf{J}_p^k = -2\mathbf{G}_p^{k\top} [\Delta \mathbf{T}^o - \Delta \mathbf{T}(\bar{\mathbf{s}}^k)] + 2\mu f_0^k \bar{\mathbf{p}}^k \quad (2.46)$$

e

$$\mathbf{H}_{pp}^k = 2\mathbf{G}_p^{k\top} \mathbf{G}_p^k + 2\mu f_0^k \mathbf{I}, \quad (2.47)$$

em que \mathbf{G}_p^k é uma matriz de dimensão $N \times M$ cujo ij -ésimo elemento é dado pela função harmônica $g_{ij}(\bar{\mathbf{q}}^k)$ (equação 2.36) avaliada na direção de magnetização $\bar{\mathbf{q}}^k$, \mathbf{I} é uma matriz identidade de dimensão $M \times M$ e f_0^k é um fator de normalização igual a

$$f_0^k = \frac{\text{trace} (\mathbf{G}_p^{k\top} \mathbf{G}_p^k)}{M}. \quad (2.48)$$

O vetor gradiente \mathbf{J}_q^k e a matriz Hessiana \mathbf{H}_{qq}^k (equação 2.45) relativas a direção de magnetização \mathbf{q} (equação 2.3) são, respectivamente,

$$\mathbf{J}_q^k = -2\mathbf{G}_q^{k\top} [\Delta \mathbf{T}^o - \Delta \mathbf{T}(\bar{\mathbf{s}}^k)] \quad (2.49)$$

e

$$\mathbf{H}_{qq}^k \approx 2\mathbf{G}_q^{k\top} \mathbf{G}_q^k, \quad (2.50)$$

em que \mathbf{G}_q^k é uma matriz $N \times 2$ dada por

$$\mathbf{G}_q^k = \begin{bmatrix} \partial_I \mathbf{g}_1(\bar{\mathbf{q}}^k)^\top \bar{\mathbf{p}}^k & \partial_D \mathbf{g}_1(\bar{\mathbf{q}}^k)^\top \bar{\mathbf{p}}^k \\ \vdots & \vdots \\ \partial_I \mathbf{g}_N(\bar{\mathbf{q}}^k)^\top \bar{\mathbf{p}}^k & \partial_D \mathbf{g}_N(\bar{\mathbf{q}}^k)^\top \bar{\mathbf{p}}^k \end{bmatrix}, \quad (2.51)$$

em que $\partial_\alpha \mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k) \equiv \frac{\partial \mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k)}{\partial \alpha}$, $\alpha = I, D$, representa a primeira derivada do vetor $\mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k)$ (equação 2.34) com respeito a inclinação I e a declinação D da magnetização total

das fontes.

Processo iterativo para a estimativa da direção de magnetização

A iteração $k = 0$ do nosso algoritmo começa com uma aproximação inicial $\bar{\mathbf{q}}^k = \bar{\mathbf{q}}^0$ para o vetor direção de magnetização \mathbf{q} (equação 2.3). Utilizando esta aproximação inicial $\bar{\mathbf{q}}^k$, a parte superior da equação 2.45 nos leva ao seguinte sistema linear para o vetor de momentos magnéticos:

$$\left[\mathbf{G}_p^{k\top} \mathbf{G}_p^k + \mu f_0^k \mathbf{I} \right] \bar{\mathbf{p}}^k = \mathbf{G}_p^{k\top} \Delta \mathbf{T}^o. \quad (2.52)$$

Para impor o vínculo de positividade (equação 2.42b) sobre a distribuição de momentos magnéticos, este sistema linear é resolvido usando o método de NNLS (DIAS *et al.*, 2007; LAWSON e HANSON, 1974). Esta distribuição de momentos magnéticos é então usada para estimar uma correção $\bar{\Delta \mathbf{q}}^k$ no vetor direção de magnetização resolvendo um sistema não linear utilizando o método de Levenberg-Marquardt (ASTER *et al.*, 2005):

$$\left[\mathbf{G}_q^{k\top} \mathbf{G}_q^k + \lambda \mathbf{I} \right] \bar{\Delta \mathbf{q}}^k = \mathbf{G}_q^{k\top} [\Delta \mathbf{T}^o - \Delta \mathbf{T}(\mathbf{s}^k)], \quad (2.53)$$

em que λ é o parâmetro de Marquardt e \mathbf{I} é uma matriz identidade. Após estimarmos a correção $\bar{\Delta \mathbf{q}}^k$ na k -ésima iteração, atualizamos a direção de magnetização aplicando a correção a seguir:

$$\bar{\mathbf{q}}^{k+1} = \bar{\mathbf{q}}^k + \bar{\Delta \mathbf{q}}^k, \quad (2.54)$$

e utilizando esta nova direção para estimar uma nova distribuição de momentos magnéticos com a equação 2.52 e assim sucessivamente. O processo iterativo é interrompido quando a função objetivo (equação 2.42a) é invariante ao longo de sucessivas iterações. Mostramos também que este método falha em situações nas quais as fontes são magnetizadas verticalmente (Apêndice B).

2.4.2 O cálculo das componentes do campo magnético e a amplitude do campo

Seja \mathbf{B}_z^o o vetor de dados observados cujo i -ésimo elemento B_{zi}^o é a componente vertical do campo magnético produzida por uma fonte magnética no ponto (x_i, y_i, z_i) , $i = 1, \dots, N$. Similarmente, seja $\mathbf{B}_z^p(\mathbf{s})$ o vetor de dados preditos cujo i -ésimo elemento $B_{zi}^p(\mathbf{s})$ (equação 2.38) é a componente vertical do campo magnético produzida por uma camada equivalente discreta no mesmo ponto (x_i, y_i, z_i) . Com o objetivo de minimizar a diferença entre \mathbf{B}_z^o e $\mathbf{B}_z^p(\mathbf{s})$, temos que resolver a equação:

$$\Psi(\mathbf{s}) = \|\mathbf{B}_z^o - \mathbf{B}_z^p(\mathbf{s})\|_2^2 + \mu \|\mathbf{p}\|_2^2, \quad (2.55)$$

em que o primeiro e o segundo termo da equação 2.55 são a função de ajuste e a função regularizadora de Tikhonov de ordem zero, μ é o parâmetro de regularização e $\|\cdot\|_2^2$ representa o quadrado da norma Euclidiana.

Assumimos neste caso que a camada equivalente depende somente do vetor de momentos magnéticos \mathbf{p} e, portanto, devemos impor uma direção de magnetização \mathbf{q} arbitrária sobre ela. Com isso, o sistema linear que iremos resolver é dado por:

$$[\mathbf{G}_z^\top \mathbf{G}_z + \mu \mathbf{I}] \bar{\mathbf{p}} = \mathbf{G}_z^\top \mathbf{B}_z^o, \quad (2.56)$$

em que \mathbf{G}_z é uma matriz de dimensão $N \times M$ cujo ij -ésimo elemento é dado pela função harmônica $g_{ij}^z(\mathbf{q})$ (equação 2.40) avaliada na direção de magnetização fixa \mathbf{q} e \mathbf{I} é uma matriz identidade de dimensão $M \times M$. A equação 2.56 é denominada como estimador de mínimos quadrados (ASTER *et al.*, 2005). Após estimarmos uma distribuição de momentos magnéticos $\bar{\mathbf{p}}$ relativa a uma direção de magnetização arbitrária \mathbf{q} , calculamos as outras duas componentes do campo magnético aplicando a relação dada por:

$$\mathbf{B}_x^p = \mathbf{G}_x \bar{\mathbf{p}} \quad (2.57)$$

e

$$\mathbf{B}_y^p = \mathbf{G}_y \bar{\mathbf{p}} \quad (2.58)$$

em que \mathbf{B}_x^p e \mathbf{B}_y^p são, respectivamente, os vetores de dados preditos com dimensão $N \times 1$ das componentes x e y do campo de indução magnética. As matrizes \mathbf{G}_x e \mathbf{G}_y possuem dimensão $N \times M$ cujos elementos são dados por:

$$g_{ij}^x(\mathbf{q}) = \gamma_m \mathbf{M}_{ij}^{x^\top} \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}) \quad (2.59)$$

e

$$g_{ij}^y(\mathbf{q}) = \gamma_m \mathbf{M}_{ij}^{y^\top} \hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q}), \quad (2.60)$$

em que

$$\mathbf{M}_{ij}^{x^\top} = \left[\partial_{xx} \frac{1}{r} \quad \partial_{xy} \frac{1}{r} \quad \partial_{xz} \frac{1}{r} \right]^\top \quad (2.61)$$

e

$$\mathbf{M}_{ij}^{y^\top} = \left[\partial_{xy} \frac{1}{r} \quad \partial_{yy} \frac{1}{r} \quad \partial_{yz} \frac{1}{r} \right]^\top. \quad (2.62)$$

As derivadas $\partial_{\alpha\beta}\frac{1}{r} \equiv \frac{\partial^2}{\partial\alpha\partial\beta}\frac{1}{r}$, representam as derivadas segundas com respeito a $\alpha = x, y$ e $\beta = x, y, z$, do inverso da distância $\frac{1}{r}$ (equação 2.17) entre as coordenadas de observação $(x, y, z) = (x_i, y_i, z_i)$ e as coordenadas das fontes equivalentes $(x'', y'', z_c) = (x_j, y_j, z_c)$. Além disso, calculamos a amplitude do campo magnético aplicando a relação

$$\mathbf{B}_a = \sqrt{\mathbf{B}_x^{p^2} + \mathbf{B}_y^{p^2} + \mathbf{B}_z^{p^2}} \quad (2.63)$$

em que \mathbf{B}_x^p , \mathbf{B}_y^p e \mathbf{B}_z^p são as componentes do campo magnético e \mathbf{B}_a é a vetor amplitude do campo magnético.

2.5 A escolha da profundidade da camada (z_c) e do parâmetro de regularização (μ)

O procedimento pelo qual utilizamos a camada equivalente para estimar a direção de magnetização total das fontes magnéticas e o cálculo das componentes do campo magnético requer a escolha de dois parâmetros principais. O primeiro é a profundidade da camada z_c (Figuras 2.1 e 2.2) e o segundo é o parâmetro de regularização μ mostrado na equação 2.52.

O método utilizado para a escolha da profundidade da camada é baseado na abordagem clássica proposta por DAMPNEY (1969). O autor aponta que o posicionamento da camada deve satisfazer um intervalo de 2,5 a 6,0 vezes o espaçamento dos dados. Vale ressaltar que esta regra foi aplicada pelos autores em uma grade com dados regularmente espaçados. Contudo, a escolha para aplicar nosso método corresponde a um intervalo de 2 a 3 vezes o valor do maior espaçamento entre os dados. É necessário lembrar que este intervalo foi encontrado empiricamente.

Para resolver a equação 2.52, temos que escolher um valor confiável para o parâmetro de regularização. Com este propósito, usamos o método da curva-L, que serve como uma filtragem de ruídos dos dados, sem que o resultado final perca informações. O 'cotovelo' desta curva é o valor ótimo de parâmetro no qual é feito o balanço entre a função de ajuste e a função regularizadora.

Capítulo 3

Testes sintéticos para estimativa da direção de magnetização

Aplicamos o método proposto para estimar a direção de magnetização em três conjuntos de dados sintéticos simulando diferentes cenários geológicos. O primeiro deles é um modelo contendo um conjunto de fontes com diferentes geometrias e mesma direção de magnetização (Seção 3.1). O segundo conjunto de dados é gerado por um modelo contendo múltiplas fontes com mesma direção de magnetização, porém uma delas representando uma fonte rasa (Seção 3.2). No terceiro teste violamos a hipótese de magnetização unidirecional simulando uma fonte rasa com diferente direção de magnetização (Seção 3.3).

Em todos os testes, os dados simulados foram calculados em um grid regular de 49×25 pontos (um total de $N = 1225$ observações) a uma altura constante de 100 m. Assumimos uma área de observação que se estende por 12 km ao longo do eixo x e do eixo y , resultando em um espaçamento entre os dados de 250 m e 500 m ao longo dos eixos x e y , respectivamente. Os dados foram contaminados com um ruído Gaussiano de média zero e desvio padão de 10 nT. O campo geomagnético principal simulado possui $I_0 = -40^\circ$ e $D_0 = -22^\circ$ para a inclinação e declinação, respectivamente. Para o processo de inversão, utilizamos uma camada equivalente composta por um grid de 49×25 dipolos (um total de $M = 1225$ fontes equivalentes) posicionados a uma profundidade de $z_c = 1150$ m abaixo do plano de observação (2,5 vezes o maior espaçamento entre os dados). Para a escolha do parâmetro de regularização (μ) utilizamos a curva-L. Nossa algoritmo começa com uma aproximação inicial $\bar{\mathbf{q}}^0 = (-10^\circ, -10^\circ)$ para a inclinação e a declinação, respectivamente.

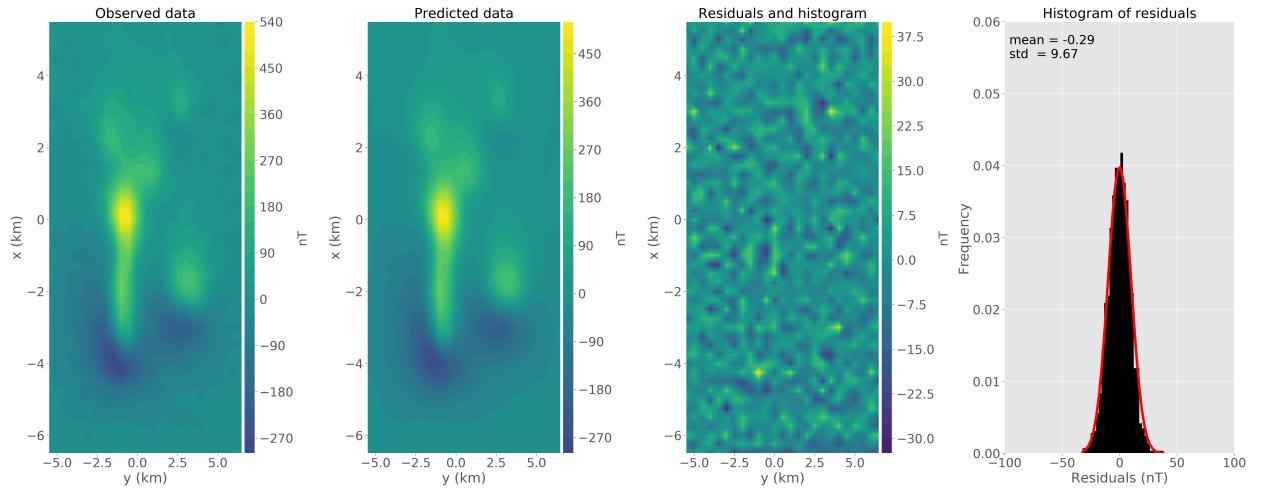


Figura 3.1: Aplicação a dados sintéticos para múltiplas fontes de mesma direção de magnetização. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

3.1 Fontes de mesma direção de magnetização

Geramos um prisma poligonal cujo topo é posicionado a uma profundidade de 450 m e a base a 3150 m com intensidade de magnetização de 4 A/m. Geramos também duas esferas com intensidade de magnetização igual a 3 A/m e raio 500 m. As coordenadas de seus respectivos centros são $x_c = 1800$ m, $y_c = -1800$ m e $z_c = 1000$ m e $x_c = 800$ m, $y_c = 800$ m and $z_c = 1000$ m. Simulamos dois prismas retangulares com 2.5 A/m de intensidade de magnetização. O prisma menor possui topo a uma profundidade de 450 m e lados de comprimento 1000 m, 700 m e 500 m ao longo dos eixos x , y e z , respectivamente. O prisma maior tem o topo localizado a uma profundidade de 500 m e lados de comprimento 1000 m, 2000 m e 1550 m ao longo dos eixos x , y e z , respectivamente. Todas as fontes simuladas tem inclinação -25° e declinação 30° . O dado observado é mostrado na figura 3.1a.

A figura 3.1b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 3.1c mostra os resíduos definidos pela diferença entre os dados simulados (Figura 3.1a) e os dados preditos (Figura 3.1b). Os resíduos aparecem com distribuição normal de média $-0,30\text{ nT}$ e desvio padrão $9,67\text{ nT}$ como mostrado na figura 3.1d. A direção de magnetização estimada $\bar{\mathbf{q}}$ tem inclinação $-28,6^\circ$ e declinação $30,8^\circ$, que são muito próximas a direção verdadeira. A distribuição de momentos magnéticos positivos $\bar{\mathbf{p}}$ é mostrada na figura 3.2. A convergência do algoritmo é mostrado na figura 3.3. Consideraremos que o método foi bem sucedido em estimar a direção de magnetização das múltiplas fontes do modelo, de forma que a distribuição de momentos magnéticos produziu um bom ajuste dos dados observados.

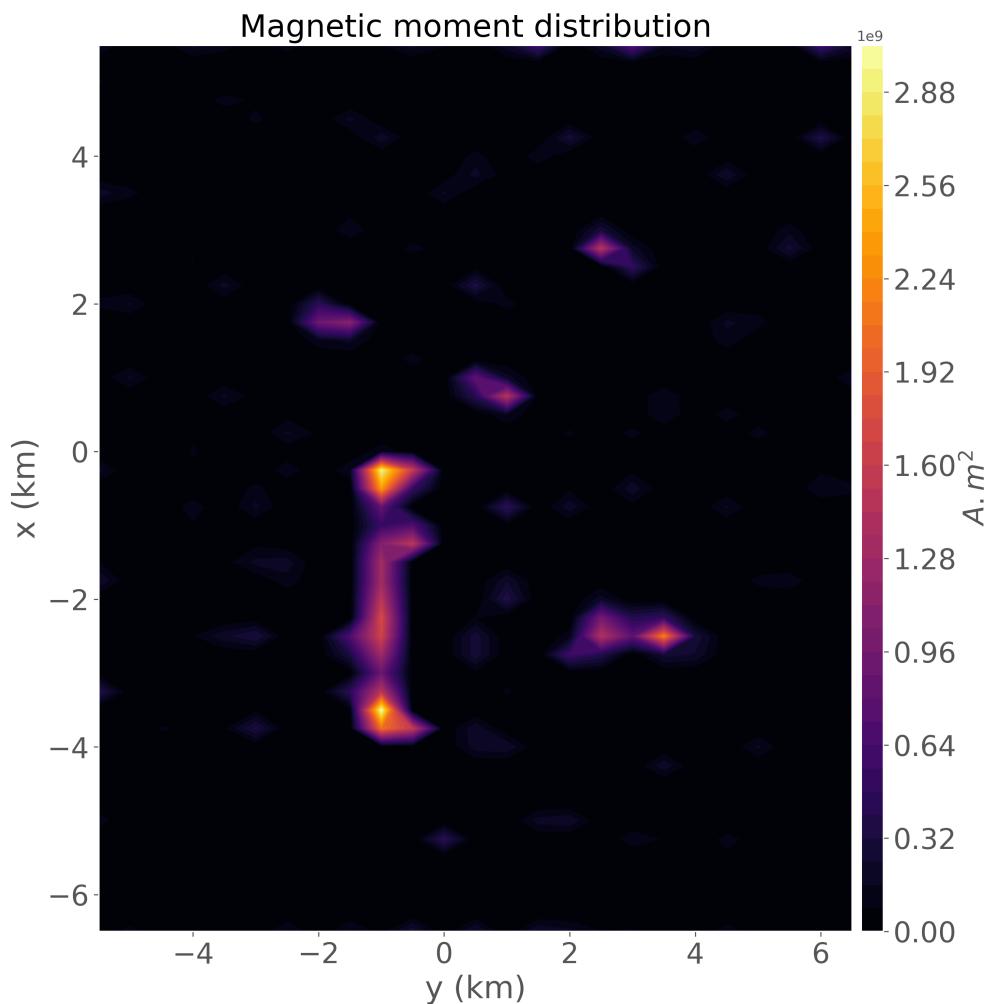


Figura 3.2: Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplas fontes de mesma direção de magnetização.

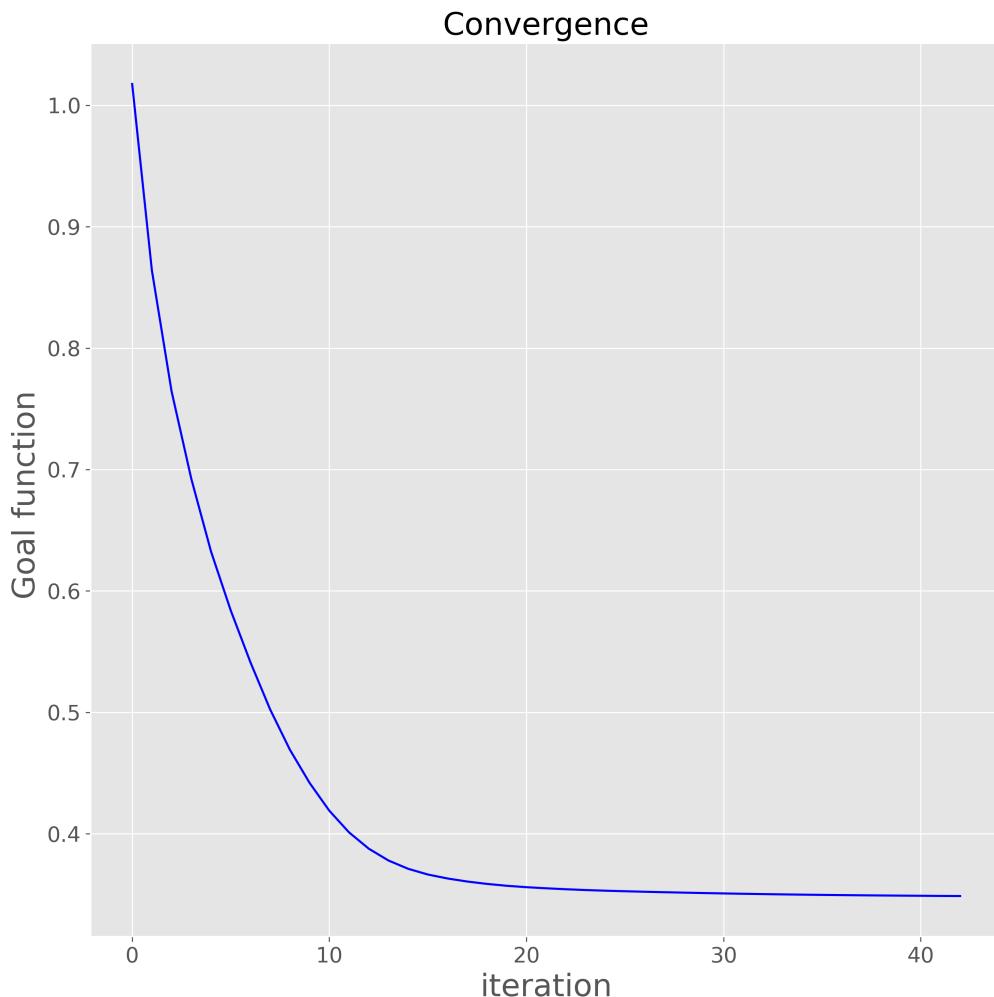


Figura 3.3: Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.

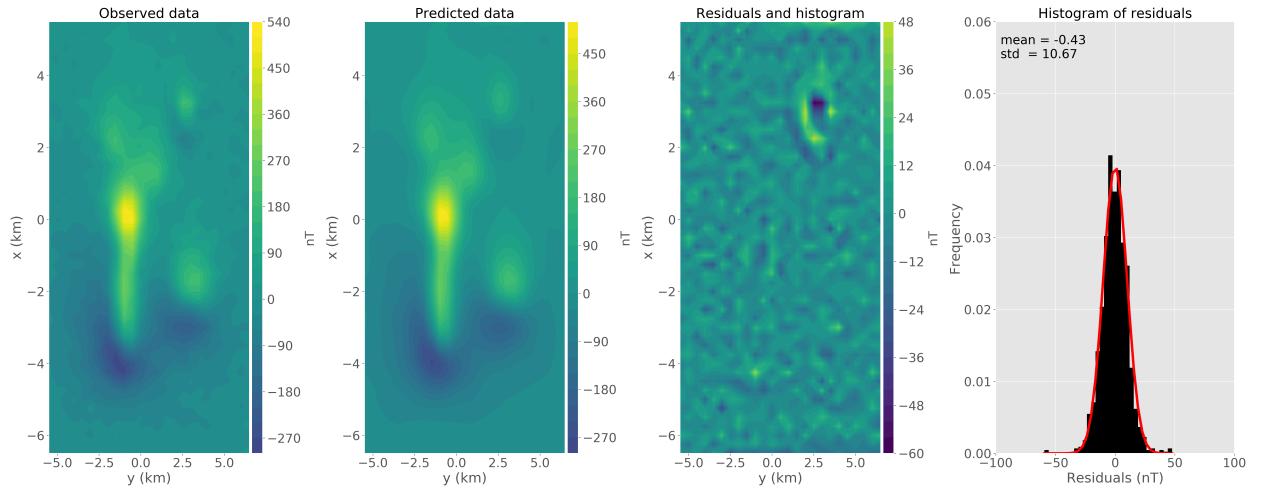


Figura 3.4: Aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos com fonte rasa e mesma direção de magnetização. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

3.2 Magnetização unidirecional com fonte rasa

Testamos a performance do método quando existe uma fonte rasa. O modelo é similar ao anterior com exceção do prisma menor, cujo topo é localizado a uma profundidade de 150 m enquanto seu volume é mantido o mesmo. A intensidade de magnetização deste prisma raso é igual a 1,5 A/m. A direção de magnetização de todas as fontes é -25° de inclinação e 30° graus para a declinação. Os dados sintéticos são mostrados na figura 3.4a.

A figura 3.4b mostra a anomalia de campo total predita produzida pela camada equivalente. A figura 3.4c mostra o mapa dos resíduos definido como a diferença entre a anomalia de campo total observada (Figura 3.4a) e a anomalia de campo total predita (Figura 3.4b). Os resíduos aparecem com uma distribuição normal de média $-0,42$ nT e desvio padrão de $10,67$ nT como mostra a figura 3.4d. A figura 3.5 mostra a distribuição de momentos magnéticos \bar{p} . A convergência do algoritmo é mostrada na figura 3.6. Apesar do grande resíduo acima da fonte rasa, consideramos que a metodologia produziu uma confiável estimativa para a direção de magnetização \bar{q} , que possui inclinação $-28,7^\circ$ e declination $31,7^\circ$. A direção de magnetização estimada é próxima a direção verdadeira e a distribuição de momentos magnéticos produziu um ajuste aceitável dos dados.

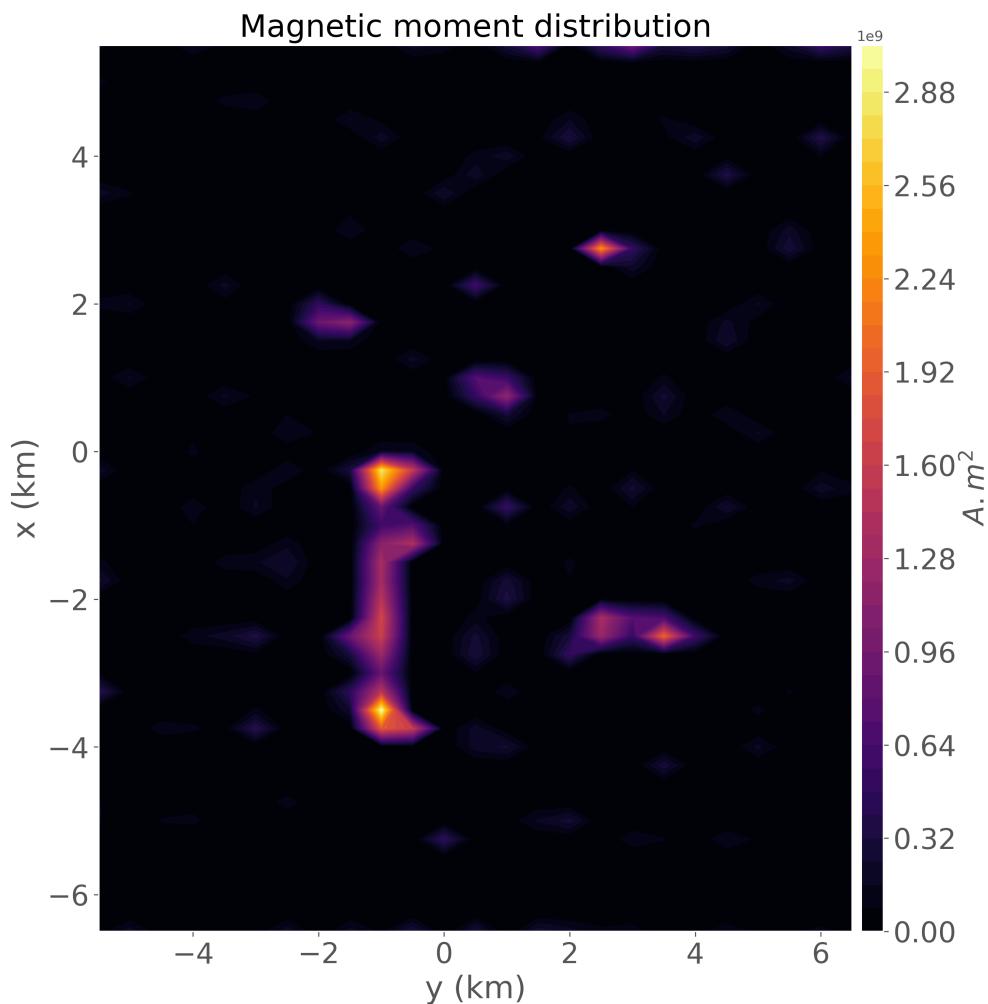


Figura 3.5: Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos e fonte rasa com mesma direção de magnetização.

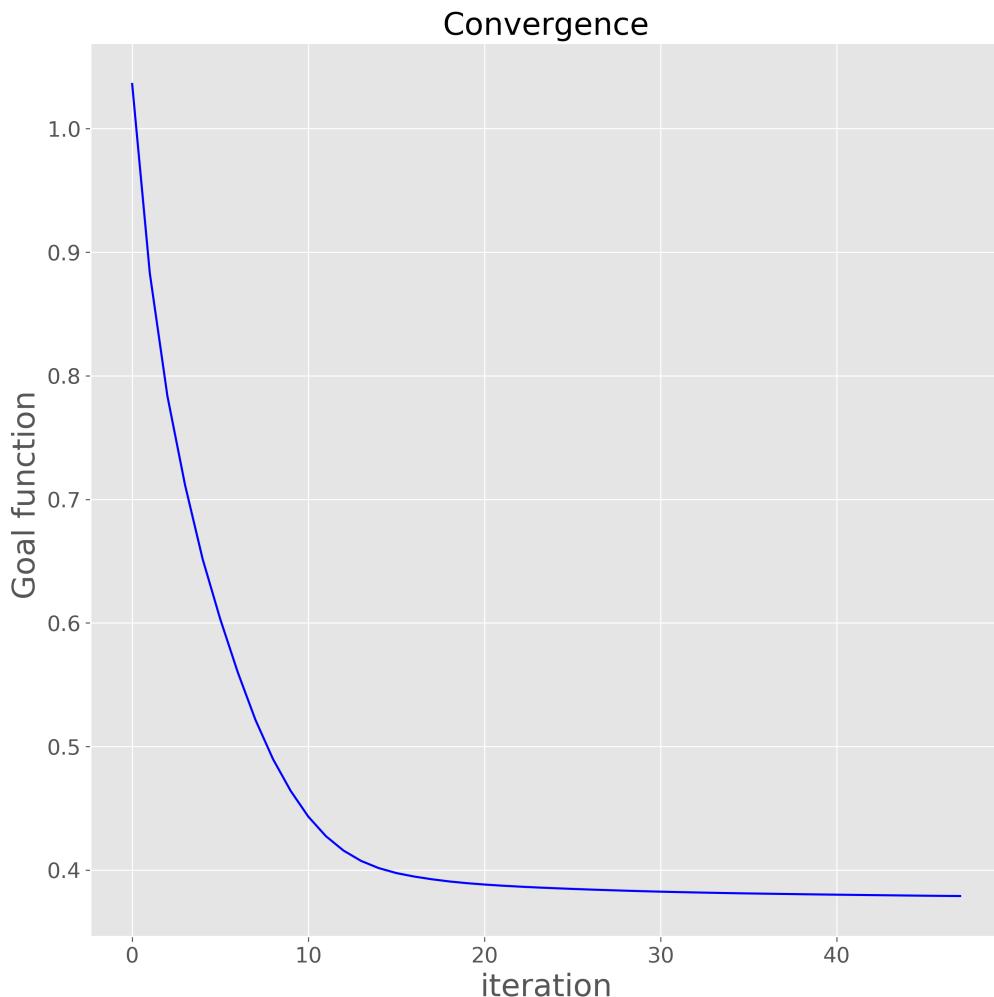


Figura 3.6: Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.

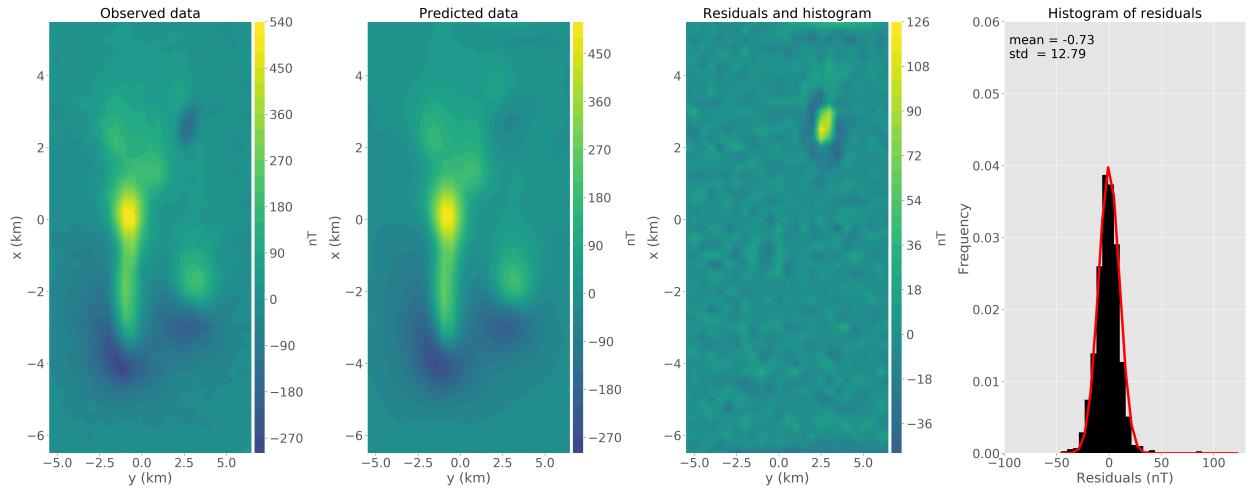


Figura 3.7: Aplicação a dados sintéticos para fonte rasa com direção de magnetização diferente. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

3.3 Fonte rasa com direção de magnetização diferente

Neste teste simulamos a presença de uma fonte rasa com direção de magnetização diferente das demais. O prisma raso tem dimensão igual ao do teste anterior. No entanto, a direção de magnetização deste prisma é 20° de inclinação e -30° de declinação, enquanto as outras fontes possuem inclinação -25° e declinação 30° . Os dados calculados são mostrados na figura 3.7a.

A figura 3.7b mostra a anomalia de campo total predita pela camada equivalente. O mapa dos resíduos é mostrado na figura 3.7c, e é definido como a diferença entre os dados observados (Figura 3.7a) e os dados preditos (Figura 3.7b). Os resíduos tem média igual a $-0,73$ nT e desvio padrão igual a $12,67$ nT como mostra a figura 3.7d. A direção de magnetização estimada \bar{q} tem inclinação $-30,4^\circ$ e declinação $27,6^\circ$. A figura 3.8 mostra a distribuição de momentos magnéticos positiva. A convergência do algoritmo é mostrada na figura 3.9. Apesar da diferença em relação a direção de magnetização verdadeira, a distribuição de momentos positiva produziu um ajuste aceitável dos dados observados. Com exceção da pequena área acima da fonte rasa, a maior parte dos resíduos são próximos de 0 nT.

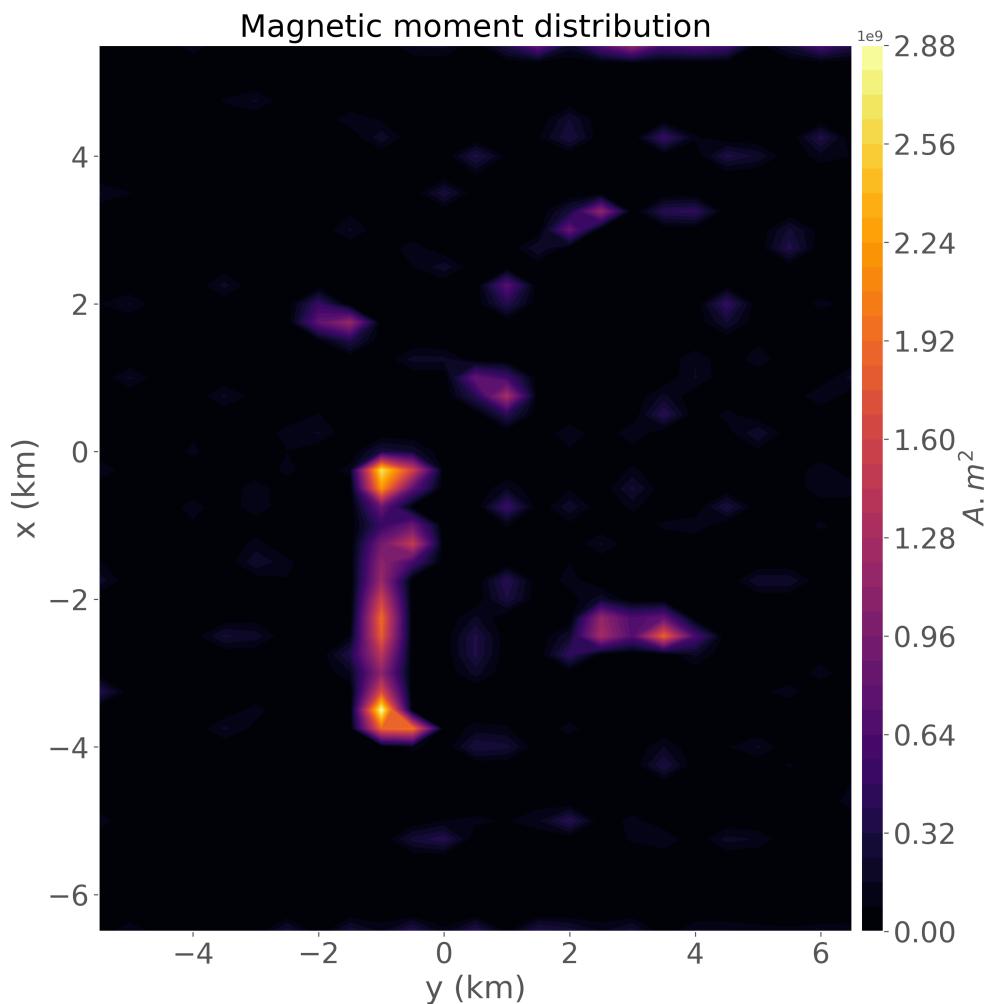


Figura 3.8: Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados sintéticos para múltiplos corpos e fonte rasa com direção de magnetização diferente.

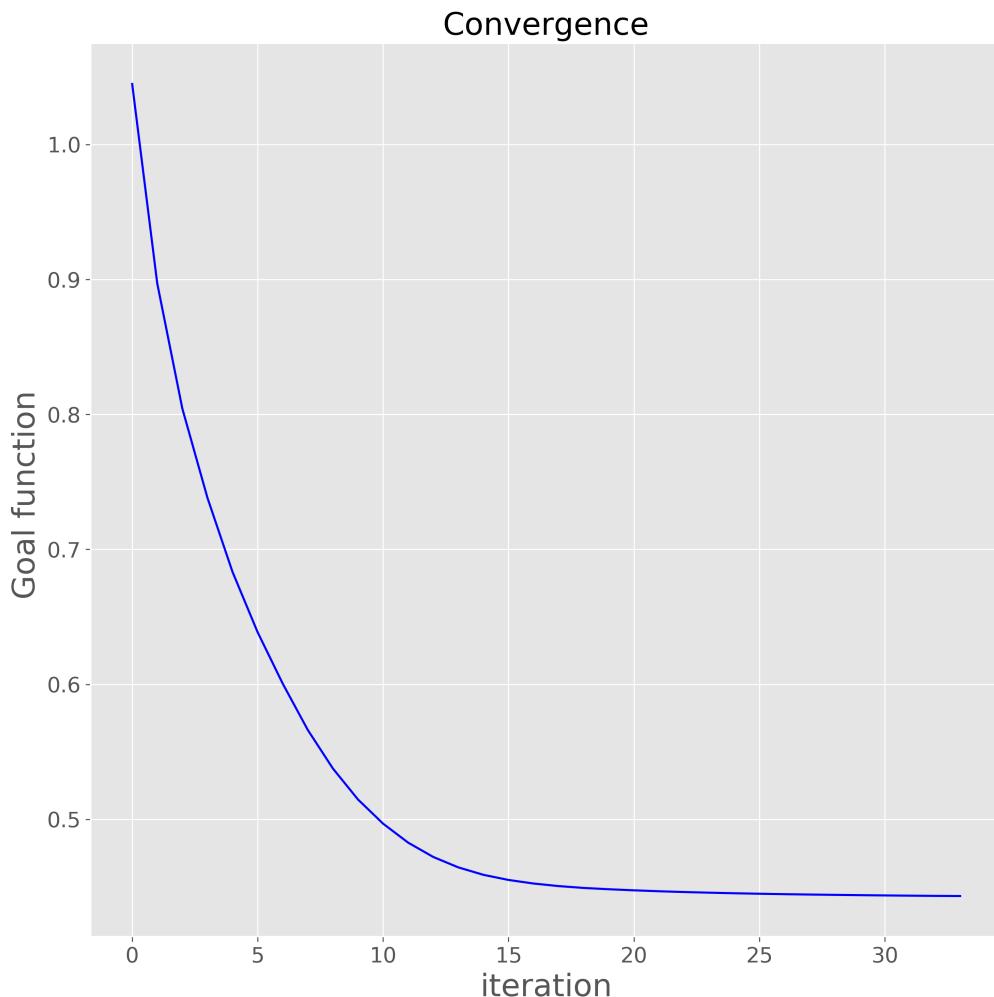


Figura 3.9: Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.

Capítulo 4

Aplicação a dados reais: Complexo de Montes Claros de Goiás

A província alcalina de Goiás (PAGO) é uma região na parte central do Brasil na qual existem ocorrências de magmatismos máficos-ultramáficos alcalinos. Esta região apresenta rochas com extensas variedades petrográficas. Ao longo desta área existem complexo máficos-ultramáficos (intrusões plutônicas), intrusões alcalinas sub-vulcânicas (diátremas) e produtos vulcânicos (lava kamafugítica) com diversos diques. Alguns dos principais complexos da PAGO são: Montes Claros de Goiás, Diorama, Córrego dos Bois, Morro do Macaco e Fazenda Buriti. Estas intrusões alcalinas são cercadas por um embasamento Pré-cambriano e rochas sedimentares do Fanerozóico da bacia do Paraná (CARLSON *et al.*, 2007; DUTRA *et al.*, 2014; JUNQUEIRA-BROD *et al.*, 2005; MARANGONI e MANTOVANI, 2013). Estudos recentes indicam que tais intrusões possuem marcantes componentes de magnetização remanente (MARANGONI *et al.*, 2016; MARANGONI e MANTOVANI, 2013; OLIVEIRA JR *et al.*, 2015; ZHANG *et al.*, 2018). .

Esta região foi alvo de um levantamento aeromagnético no qual possui o espaçamento entre as linhas norte-sul ~ 500 m e ~ 8 ao longo da linha, a uma altura constante de 100 m acima do terreno. A direção do campo geomagnético para esta área era, respectivamente, de -19.5° e -18.5° para inclinação e declinação na época do levantamento. Invertemos os dados de anomalia de campo total para o complexo alcalino de Montes Claros de Goiás (Figura 4.1a). Com o intuito de acelerar o processo de inversão, decimamos os dados ao longo da linha de voo, resultando em um grid de 55×32 pontos (um total de $N = 1787$ observações). Esta nova configuração resulta em um espaçamento do grid de aproximadamente 300 m e 500 m ao longo dos eixos x e y , respectivamente. Geramos uma camada equivalente composta por um grid de 55×32 dipolos (um total de $M = 1787$ fontes equivalentes) posicionados a uma profundidade de 840 m abaixo do plano de observação (~ 2 vezes o maior espaçamento do grid). O algoritmo começa com uma aproximação inicial de -70° e 50° para

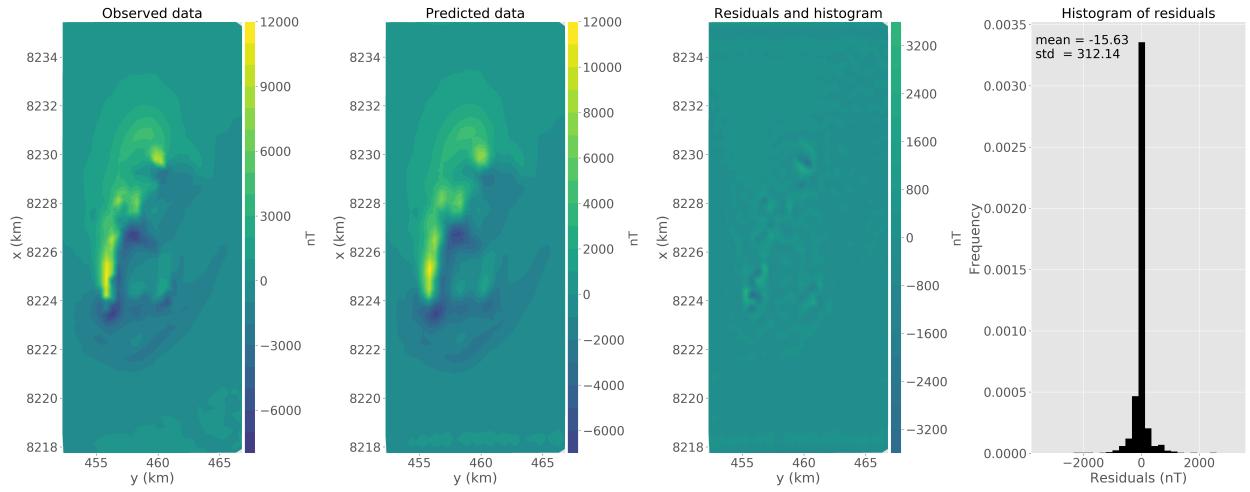


Figura 4.1: Aplicação a dados reais para o complexo de Montes Claros de Goiás. (a) Anomalia de campo total observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

inclinação e declinação, respectivamente. A figura 4.1b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 4.1c mostra o mapa dos resíduos definido como a diferença entre os dados observados (Figura 4.1a) e os dados preditos (Figura 4.1b). Note que, dois locais na figura 4.1c apresentam marcantes resíduos que, aparentemente, podem indicar a existência de fontes geológicas rasas. No entanto, o histograma dos resíduos (Figura 4.1d) é aceitável apresentando média de -14.52 nT (aproximadamente 0.1% do valor máximo de anomalia de campo total) e desvio padrão de 312.28 nT ($\sim 2\%$ do valor máximo de anomalia de campo total). A direção de magnetização estimada \bar{q} tem inclinação -50.2° e declinação 34.9° . As figuras 4.2 e 4.3 mostram a distribuição de momentos magnéticos estimada \bar{p} e a convergência do algoritmo. Checamos a qualidade da direção de magnetização estimada calculando a redução ao polo da anomalia de campo total observada. Notamos que a anomalia reduzida ao polo (Figura 4.4) exibe valores predominantemente positivos e decai a zero quando se aproxima da borda da área de estudo. Por esta razão, consideramos que a direção de magnetização estimada leva a uma satisfatória anomalia reduzida ao polo. Concluimos com estes resultados que a distribuição de momentos magnéticos positiva e a direção de magnetização estimada produz um ajuste aceitável dos dados observados. A direção de magnetização estimada confirma também a existência de marcantes componentes de magnetização remanente para as intrusões na área de estudo.

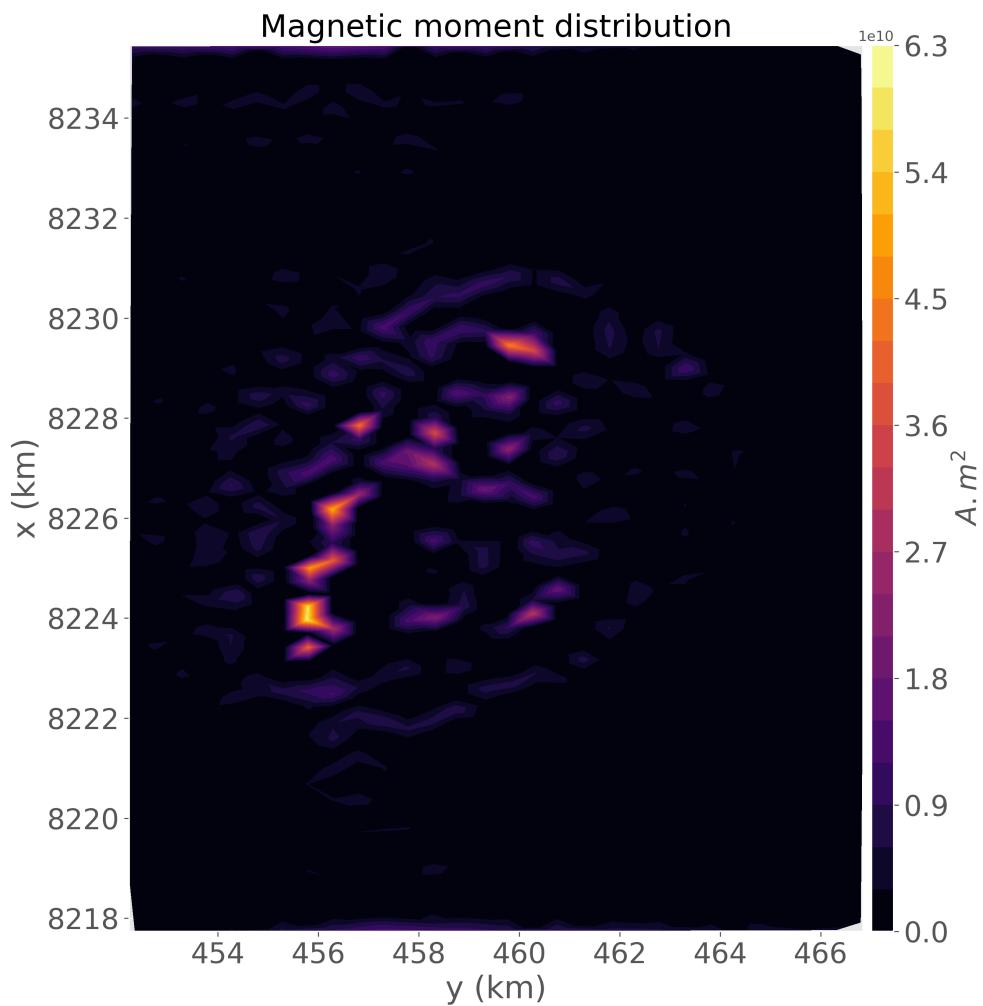


Figura 4.2: Distribuição de momentos magnéticos positiva para a aplicação a dados reais no complexo de Montes Claros de Goiás.

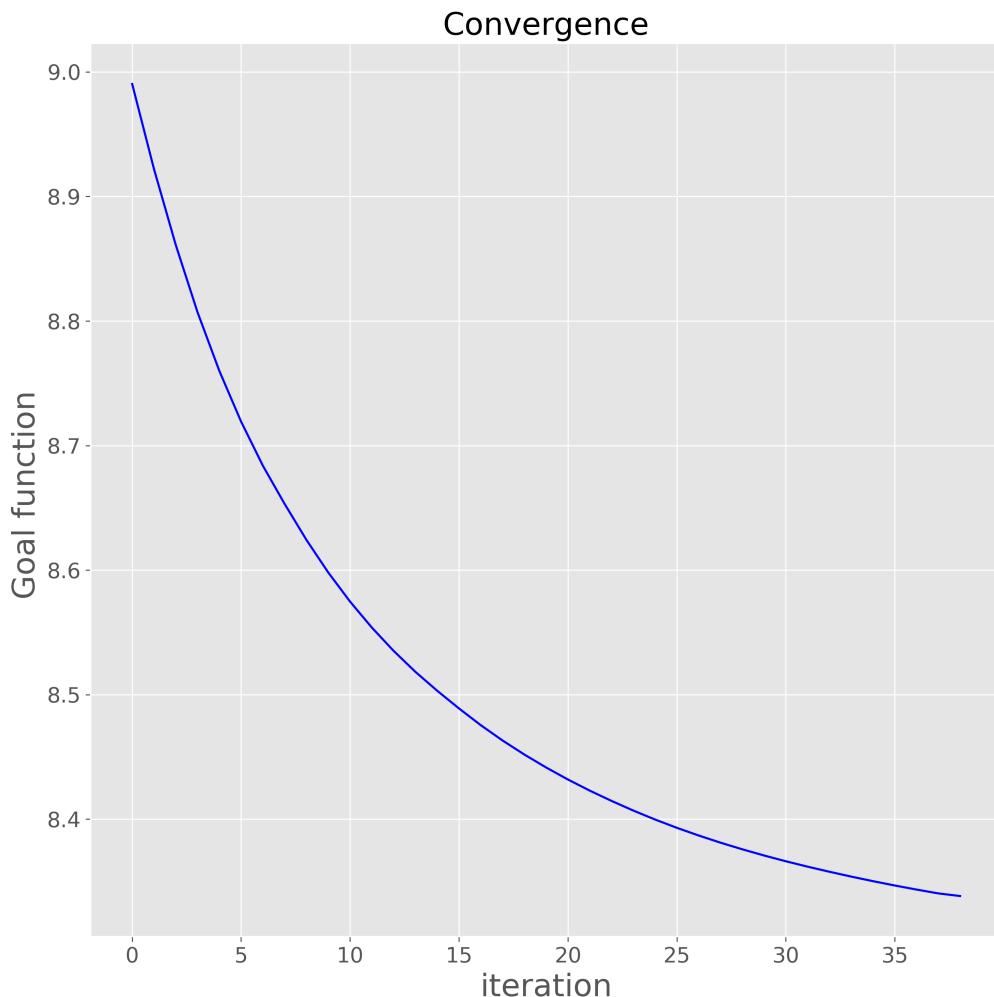


Figura 4.3: Valor da função objetivo ao longo das iterações (equação 2.42a) mostrando a convergência do algoritmo.

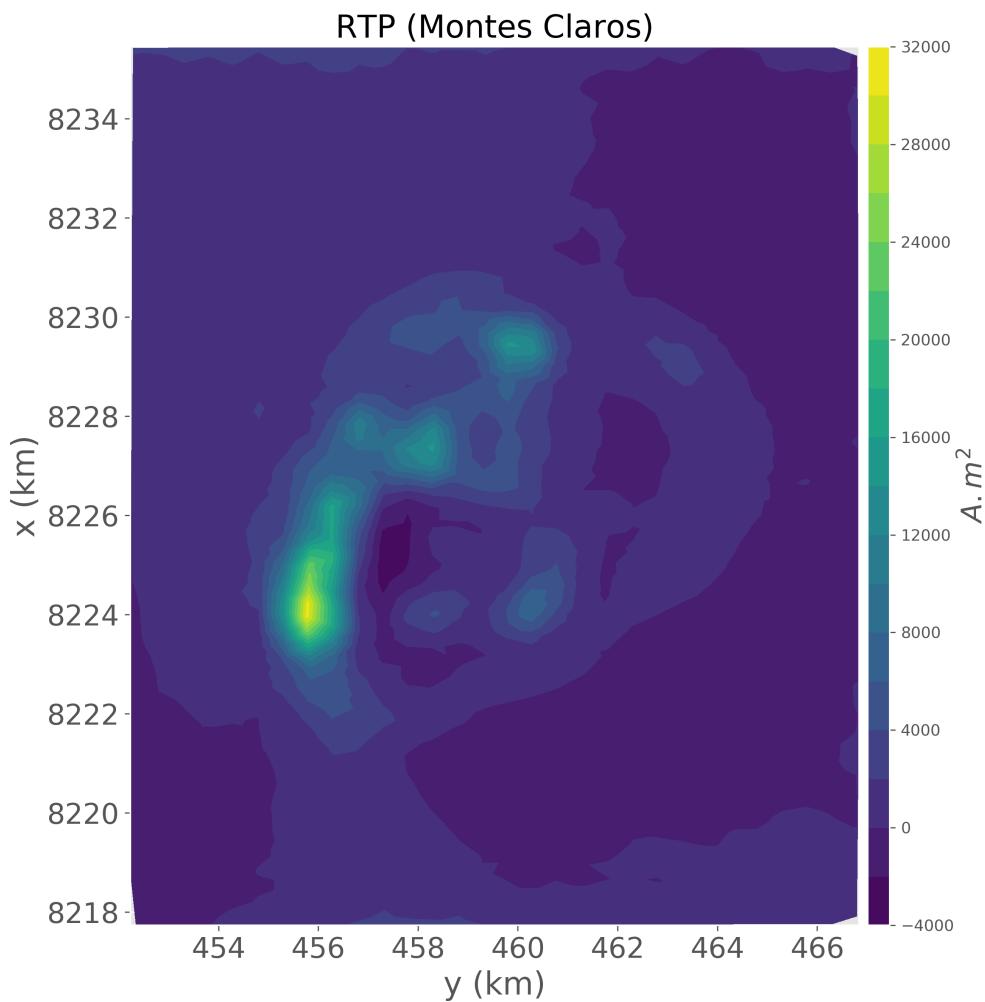


Figura 4.4: Aplicação a dados reais no complexo de Montes Claros de Goiás utilizando a distribuição de momentos magnéticos estimada mostrada na figura 4.2

Capítulo 5

Testes sintéticos para o cálculo das componentes e da amplitude do vetor magnético

Testamos a técnica da camada equivalente para o cálculo das componentes e da amplitude do vetor magnético em dois conjuntos de dados sintéticos simulando diferentes amostras de rochas. No primeiro teste, aplicamos a técnica para analisar a dependência da direção de magnetização para o cálculo das componentes e da amplitude em um modelo que representa uma amostra de rocha homogeneamente magnetizada (Seção 5.1). No segundo, o conjunto de dados sintéticos é gerado por um modelo com mais complexidade que contém grãos fortemente magnetizados e concentrados em uma determinada região ao longo da amostra sintética de rocha (Seção 5.2).

5.1 Simulação de amostra simples

Geramos uma amostra de rocha sintética que pode simular tanto uma rocha ígnea quanto uma rocha sedimentar com intensidade de magnetização alta, considerando que a mesma seja homogeneamente magnetizada (COLLINSON, 1983; DUNLOP e ÖZDEMİR, 1997). Com este propósito, geramos um prisma retangular de dimensões 18 mm, 12 mm e 2 mm ao longo dos eixos x , y e z , respectivamente. A intensidade de magnetização é igual a 1,5 A/m. A direção de magnetização é 20° para a inclinação e 30° para a declinação. Os dados foram calculados em um grid regular de 100 × 100 pontos ao longo dos eixos x e y , respectivamente. A distância sensor-amostra simulada foi fixada em 150 microns acima da superfície da amostra. Por fim, os dados foram contaminados com ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão 20 nT. A componente vertical do campo magnético pode ser vista na figura 5.1.

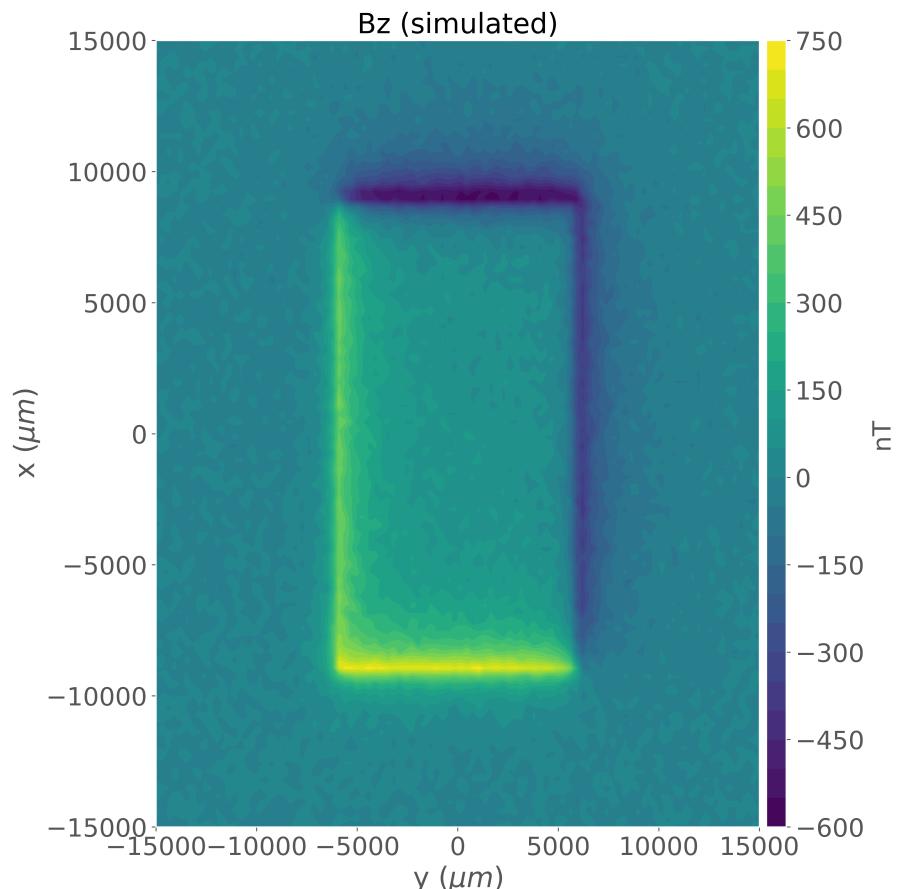


Figura 5.1: Aplicação a dados sintéticos para amostra homogeneamente magnetizada. Componente vertical do campo magnético observado contaminada com ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão 20 nT. A direção de magnetização é igual a 20° para a inclinação e 30° para a declinação. A distância sensor-amostra igual a 150 microns.

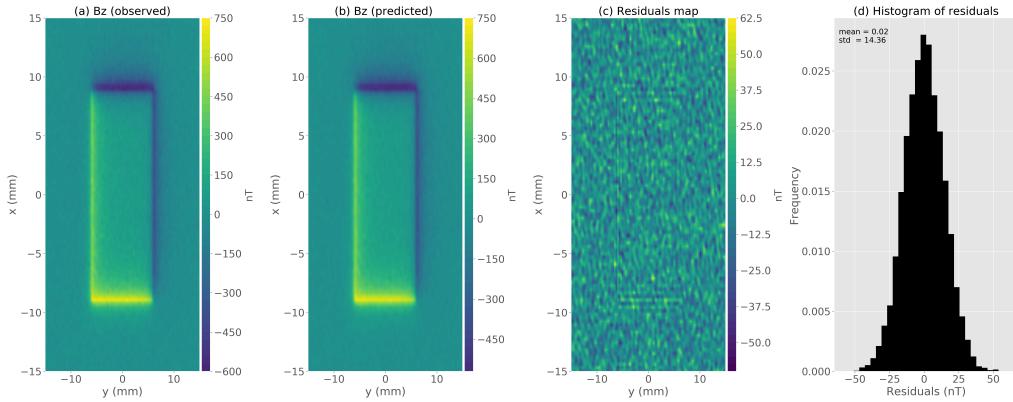


Figura 5.2: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

5.1.1 Camada equivalente com a mesma direção de magnetização da amostra

Utilizamos uma camada equivalente composta por um grid de 100×100 posicionados a uma profundidade de $z_c = 750$ microns abaixo do plano de observação. A direção de magnetização para as fontes equivalentes foi de 20° para a inclinação e 30° para a declinação. Utilizando a equação 2.56, estimamos a distribuição de momentos magnéticos (não mostrado). A figura 5.2b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 5.2c mostra os resíduos definidos pela diferença entre os dados simulados (Figura 5.2a) e os dados preditos (Figura 5.2b). Os resíduos aparecem com distribuição normal de média $-0,02\text{ }nT$ e desvio padrão $14,36\text{ }nT$ como mostrado na figura 5.2d. Com a distribuição de momentos magnéticos estimada, conseguimos calcular as componentes e a amplitude do campo magnético através das equações 2.57, 2.58 e 2.63 (Figura 5.3a-d). Com o objetivo de verificarmos se a camada equivalente produziu as componentes e a amplitude do campo magnético com sucesso, calculamos os valores verdadeiros que são mostrados nas figuras 5.4a, 5.4e e 5.4i. As figuras 5.4b, 5.4f e 5.4j são os dados preditos pela camada equivalente. As figuras 5.4c, 5.4g e 5.4k são resíduos entre os dados verdadeiros e os dados preditos pela camada. As figuras 5.4d, 5.4h e 5.4l são os histogramas dos resíduos. Diante destes resultados, podemos concluir que as estimativas para as componentes e a amplitude do campo magnético foram aceitáveis, de forma que a inversão produziu dados muito próximos dos verdadeiros.

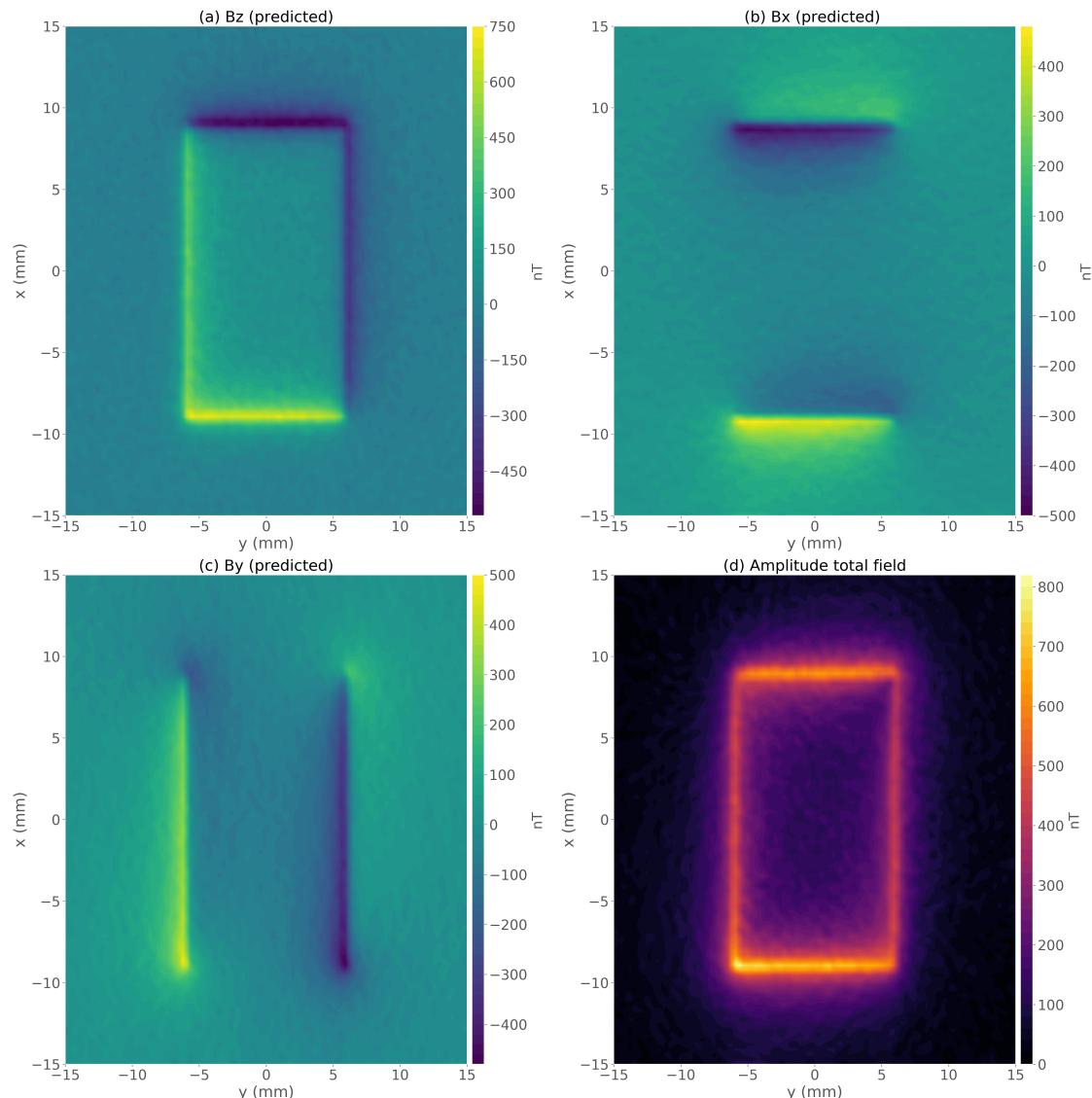


Figura 5.3: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.

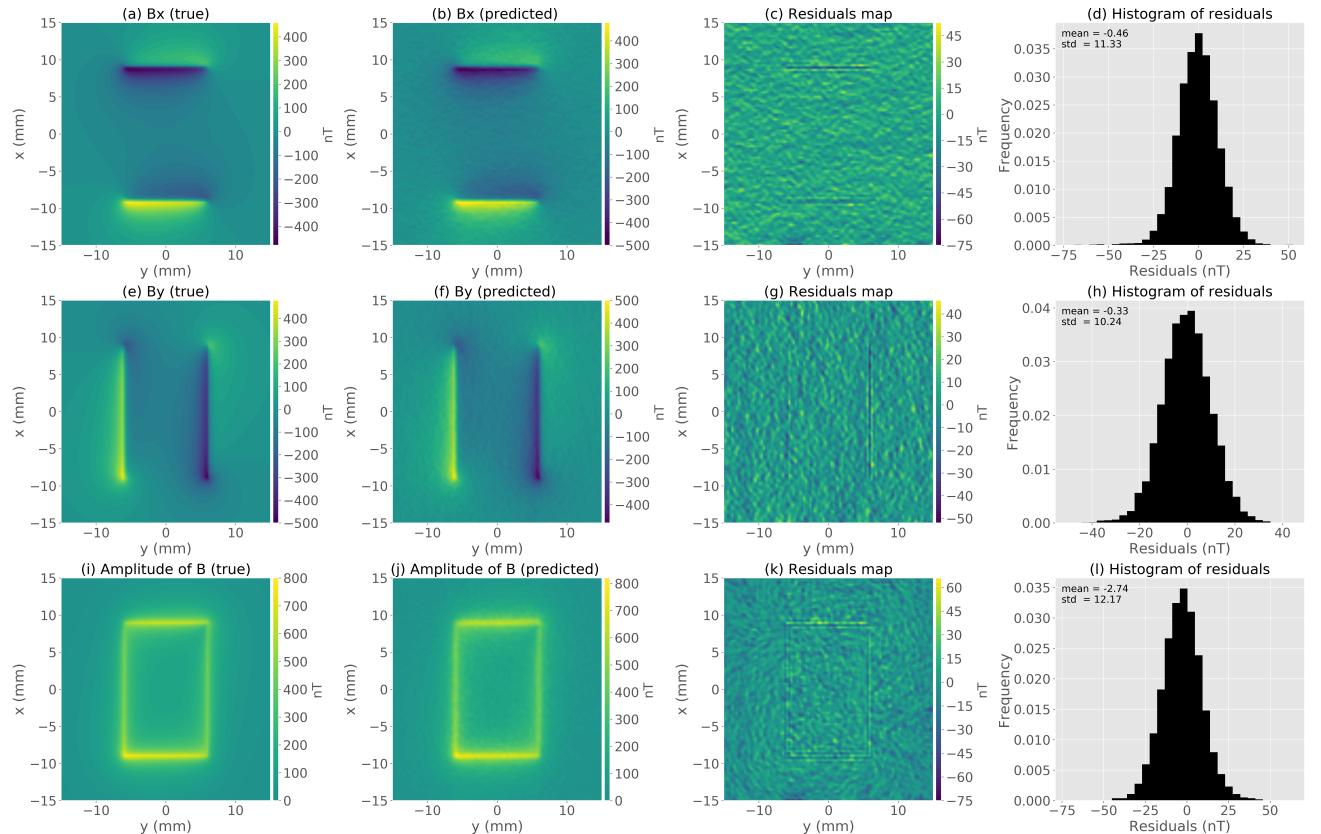


Figura 5.4: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a), (e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.

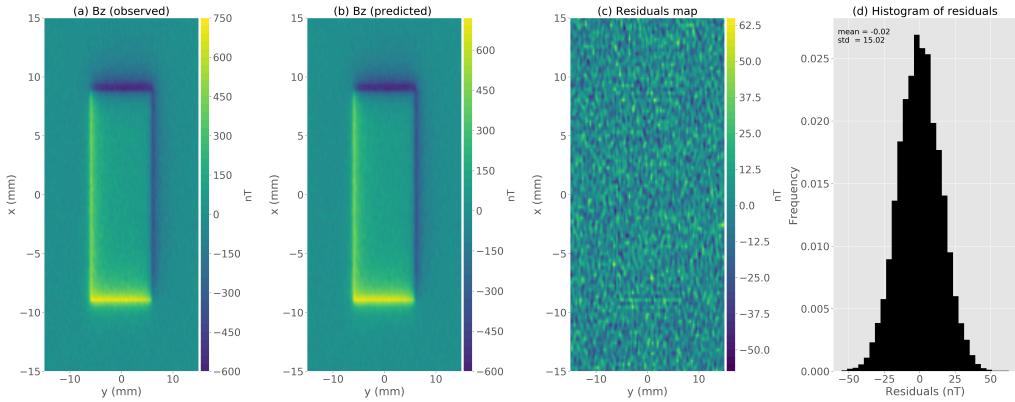


Figura 5.5: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

5.1.2 Camada equivalente com direção de magnetização diferente da amostra

Utilizamos uma camada equivalente composta por um grid de 100×100 posicionados a uma profundidade de $z_c = 750$ microns abaixo do plano de observação. A direção de magnetização para as fontes equivalentes foi de 50° para a inclinação e 60° para a declinação, enquanto a amostra possui 20° para a inclinação e 30° para a declinação. Utilizando a equação 2.56, estimamos a distribuição de momentos magnéticos (não mostrado). A figura 5.5b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 5.5c mostra os resíduos definidos pela diferença entre os dados simulados (Figura 5.5a) e os dados preditos (Figura 5.5b). Os resíduos aparecem com distribuição normal de média $-0,02\text{ }nT$ e desvio padrão $15,02\text{ }nT$ como mostrado na figura 5.5d. Com a distribuição de momentos magnéticos estimada, conseguimos calcular as componentes e a amplitude do campo magnético através das equações 2.57, 2.58 e 2.63 (Figura 5.6a-d). Com o objetivo de verificarmos se a camada equivalente produziu as componentes e a amplitude do campo magnético com sucesso, calculamos os valores verdadeiros que são mostrados nas figuras 5.7a, 5.7e e 5.7i. As figuras 5.7b, 5.7f e 5.7j são os dados preditos pela camada equivalente. As figuras 5.7c, 5.7g e 5.7k são resíduos entre os dados verdadeiros e os dados preditos pela camada. As figuras 5.7d, 5.7h e 5.7l são os histogramas dos resíduos. Os resultados mostram que apesar da camada equivalente ter direção de magnetização muito diferente da direção da amostra, as estimativas para as componentes e a amplitude do campo magnético foram aceitáveis.

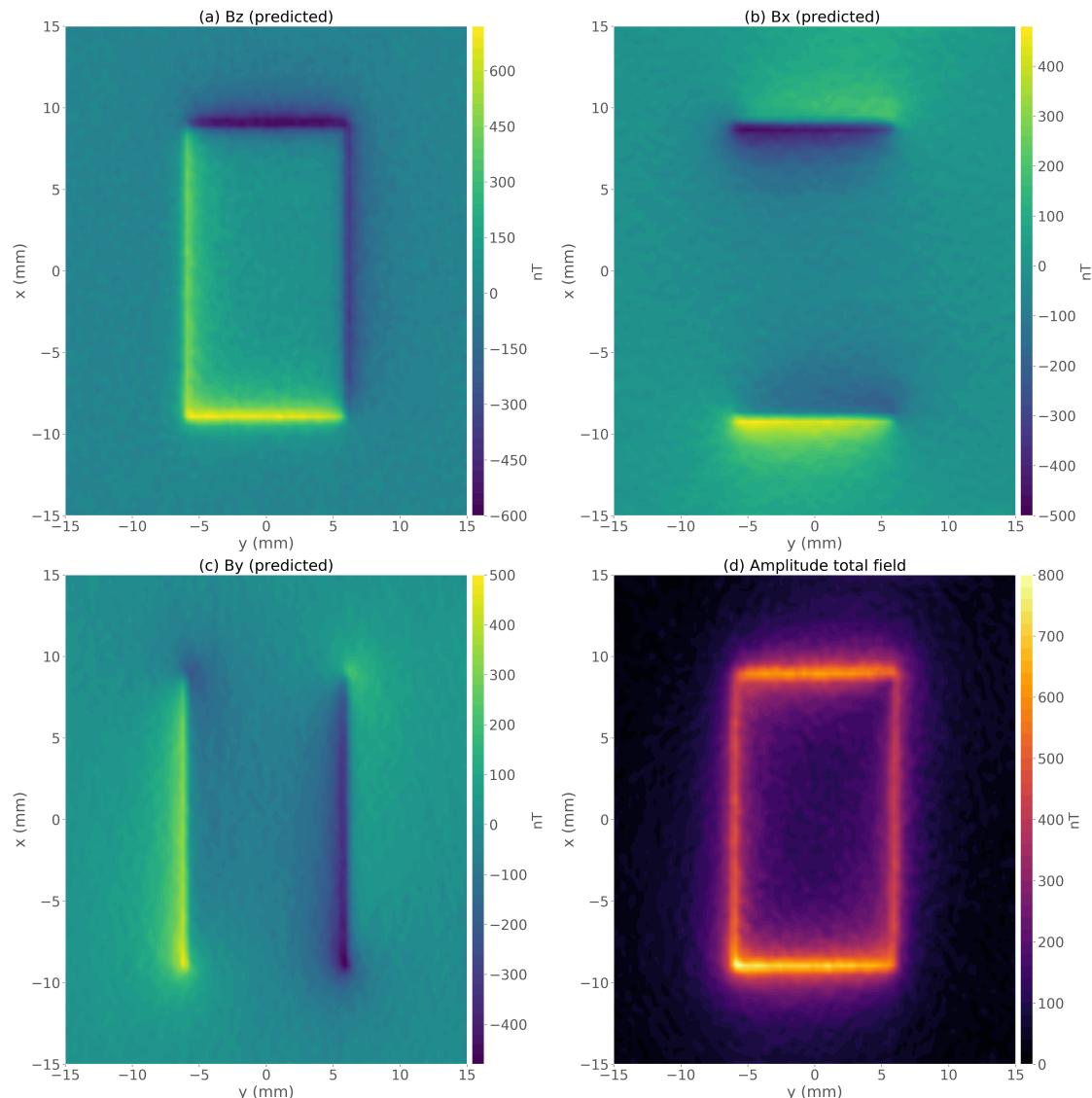


Figura 5.6: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.

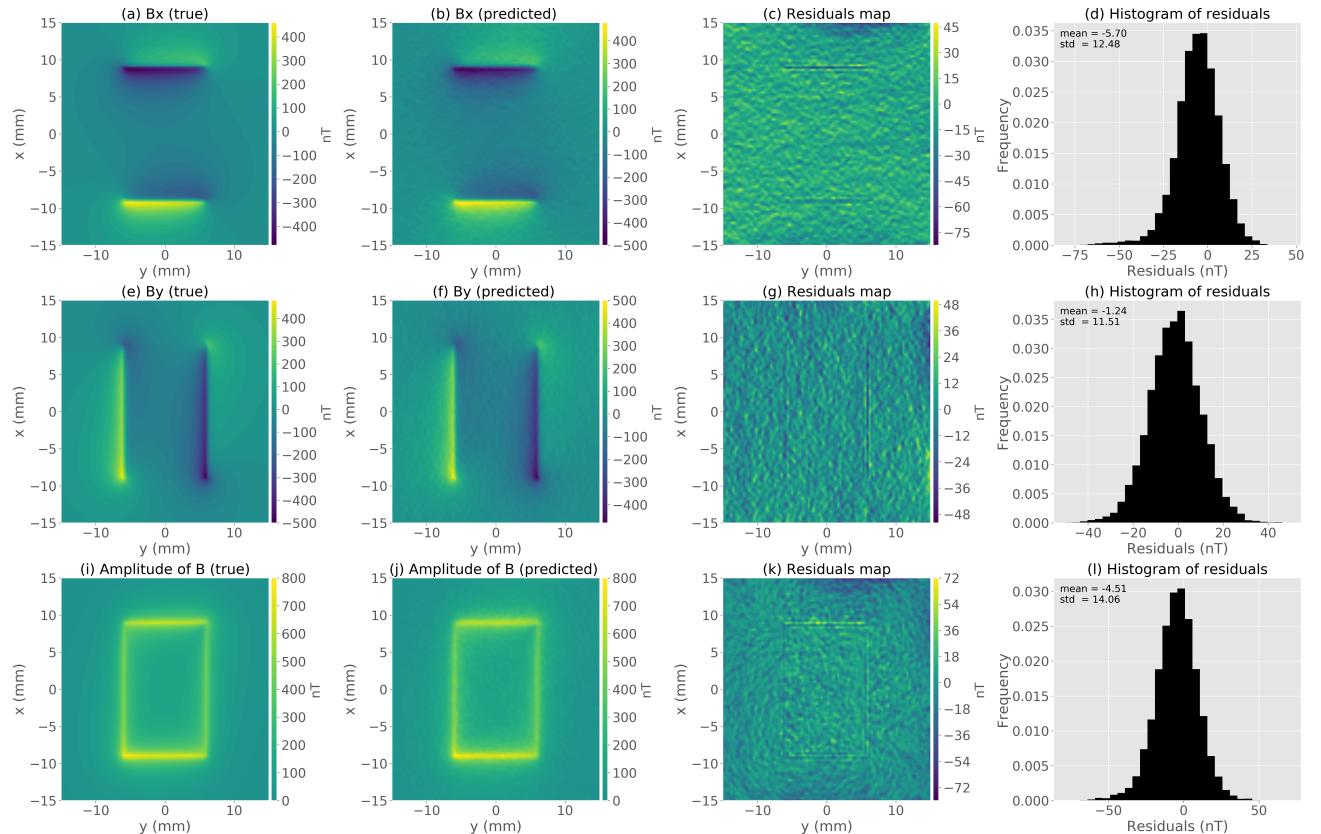


Figura 5.7: Aplicação a dados sintéticos para a amostra homogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a), (e) e (i) Componentes *x*, *y* e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes *x*, *y* e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.

5.2 Simulação de amostra com heterogeneidades

Neste segundo teste, geramos uma amostra de rocha sintética que possui uma distribuição de magnetização mais complexa que no caso anterior. A geometria desta amostra é dada por um prisma poligonal com espessura igual a 2,5 mm. A intensidade de magnetização é igual a 1,5 A/m. A direção de magnetização é igual a 90° para inclinação e 0° para a declinação. Além disso, adicionamos 300 dipolos de raio igual a 100 microns e intensidade de magnetização 500 A/m dispostos aleatoriamente em uma determinada região da amostra, e possuem a mesma direção de magnetização do prisma poligonal. Este conjunto de dipolos representam grãos multidomínio (MD) que podem ser encontrados em rochas ígneas e sedimentares (BUTLER, 1998; CLARK, 1997; DUNLOP e ÖZDEMİR, 1997). Os dados foram calculados em um grid regular de 121×99 ao longo dos eixos x e y , respectivamente. A distância sensor-amostra é igual a 138 microns acima da superfície da amostra. Simulamos um ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão de 20 nT. A componente vertical do campo magnético calculada é mostrada na figura

5.2.1 Camada equivalente com a mesma direção de magnetização da amostra

Utilizamos uma camada equivalente composta por um grid de 121×99 posicionados a uma profundidade de $z_c = 868$ microns abaixo do plano de observação. A direção de magnetização para as fontes equivalentes foi de 90° para a inclinação e 0° para a declinação. Utilizando a equação 2.56, estimamos a distribuição de momentos magnéticos (não mostrado). A figura 5.9b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 5.9c mostra os resíduos definidos pela diferença entre os dados simulados (Figura 5.9a) e os dados preditos (Figura 5.9b). Os resíduos aparecem com distribuição normal de média $-0,09\text{ nT}$ e desvio padrão $16,79\text{ nT}$ como mostrado na figura 5.9d. Com a distribuição de momentos magnéticos estimada, conseguimos calcular as componentes e a amplitude do campo magnético através das equações 2.57, 2.58 e 2.63 (Figura 5.10a-d). Com o objetivo de verificarmos se a camada equivalente produziu as componentes e a amplitude do campo magnético com sucesso, calculamos os valores verdadeiros que são mostrados nas figuras 5.11a, 5.11e e 5.11i. As figuras 5.11b, 5.11f e 5.11j são os dados preditos pela camada equivalente. As figuras 5.11c, 5.11g e 5.11k são resíduos entre os dados verdadeiros e os dados preditos pela camada. As figuras 5.11d, 5.11h e 5.11l são os histogramas dos resíduos. Embora exista a influência de dipolos interferentes, as estimativas para as componentes e a amplitude do campo magnético foram aceitáveis. Portanto, a estimativa do conjunto de momentos magnéticos produziu um bom ajuste dos dados.

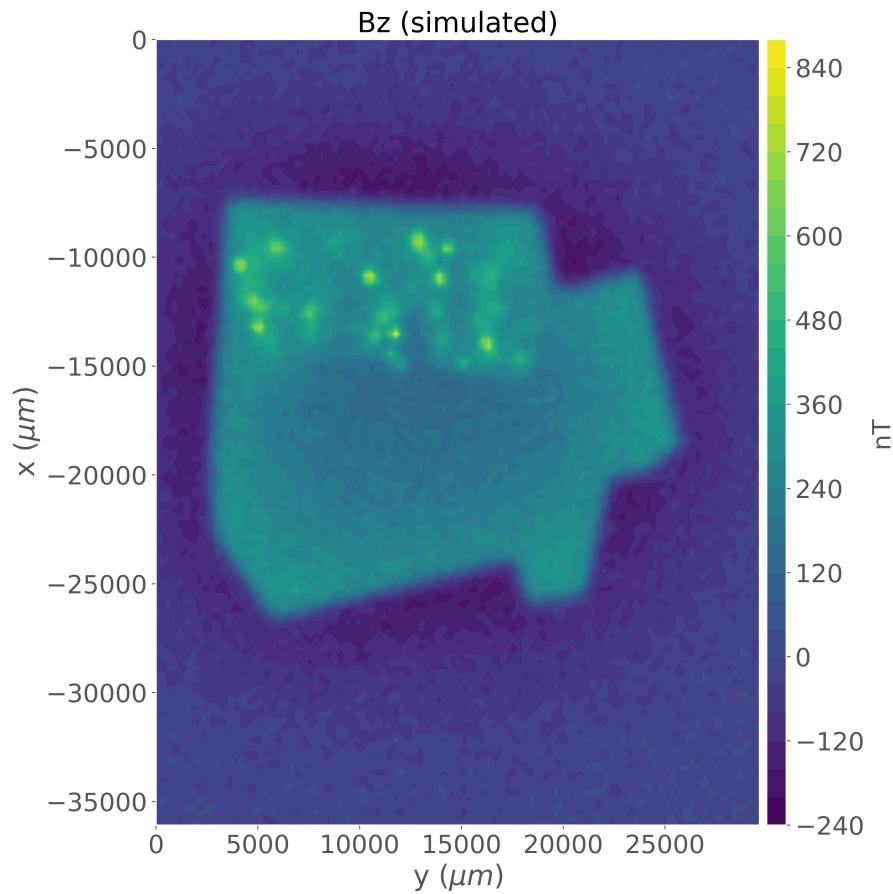


Figura 5.8: Componente vertical do campo magnético observado contaminada com ruído Gaussiano de média zero e desvio padrão 20 nT para a amostra heterogênea. A direção de magnetização é igual a 90° para a inclinação e 0° para a declinação. A distância sensor-amostra igual a 138 microns.

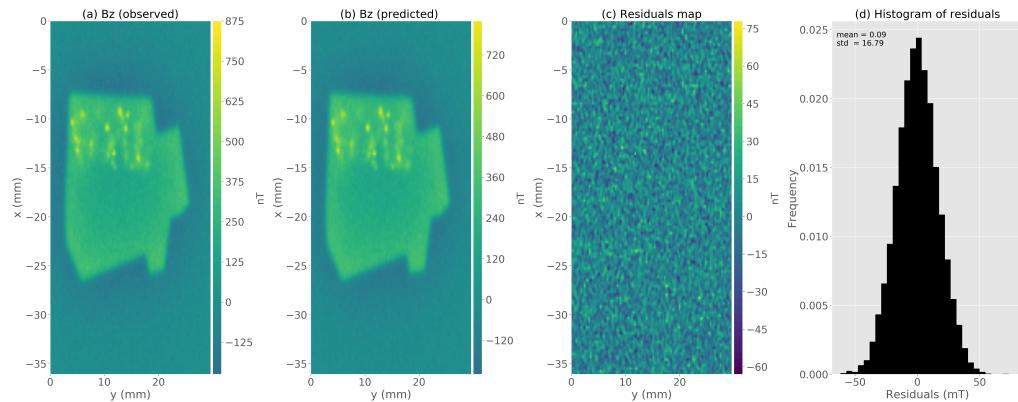


Figura 5.9: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

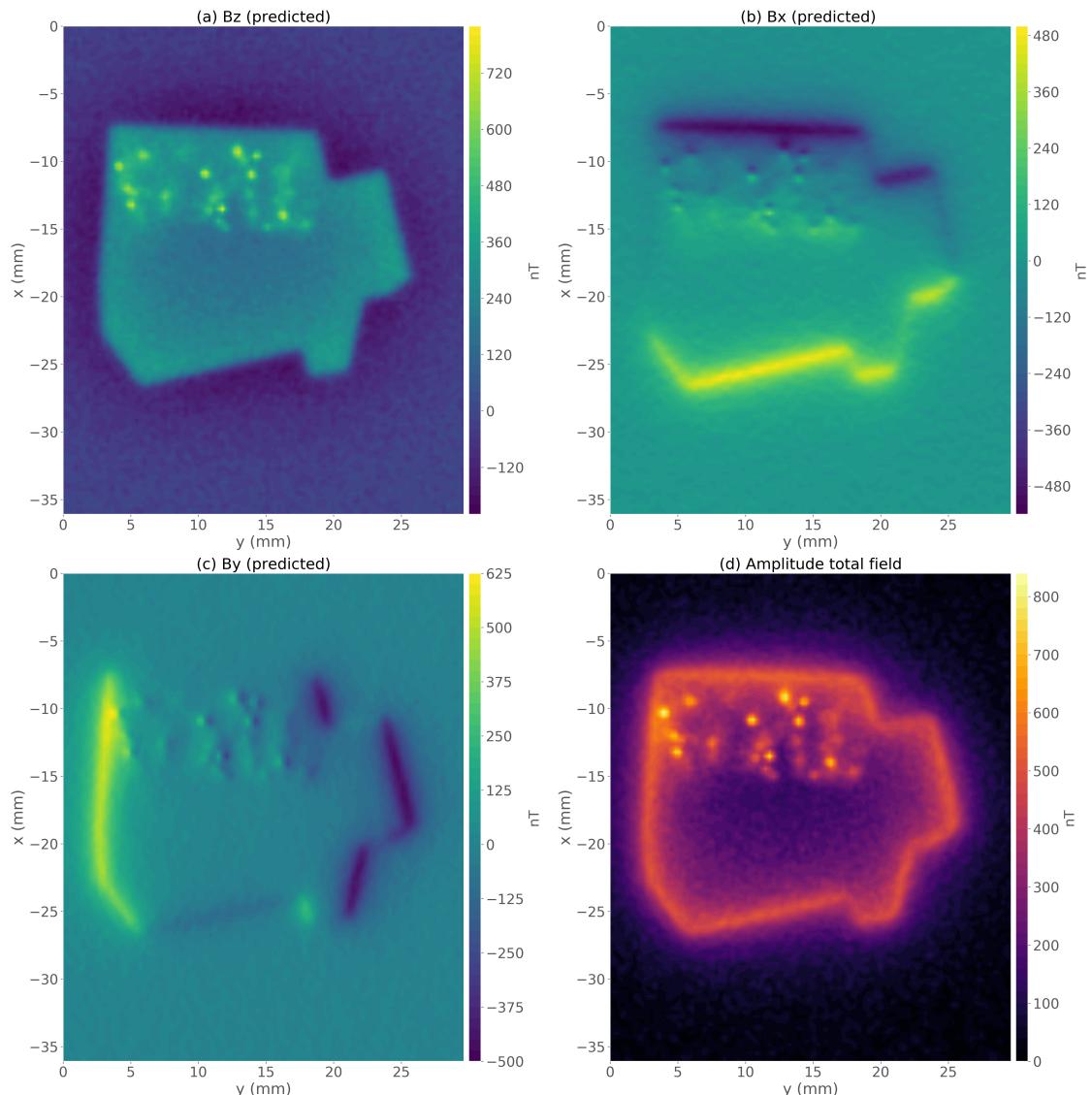


Figura 5.10: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.

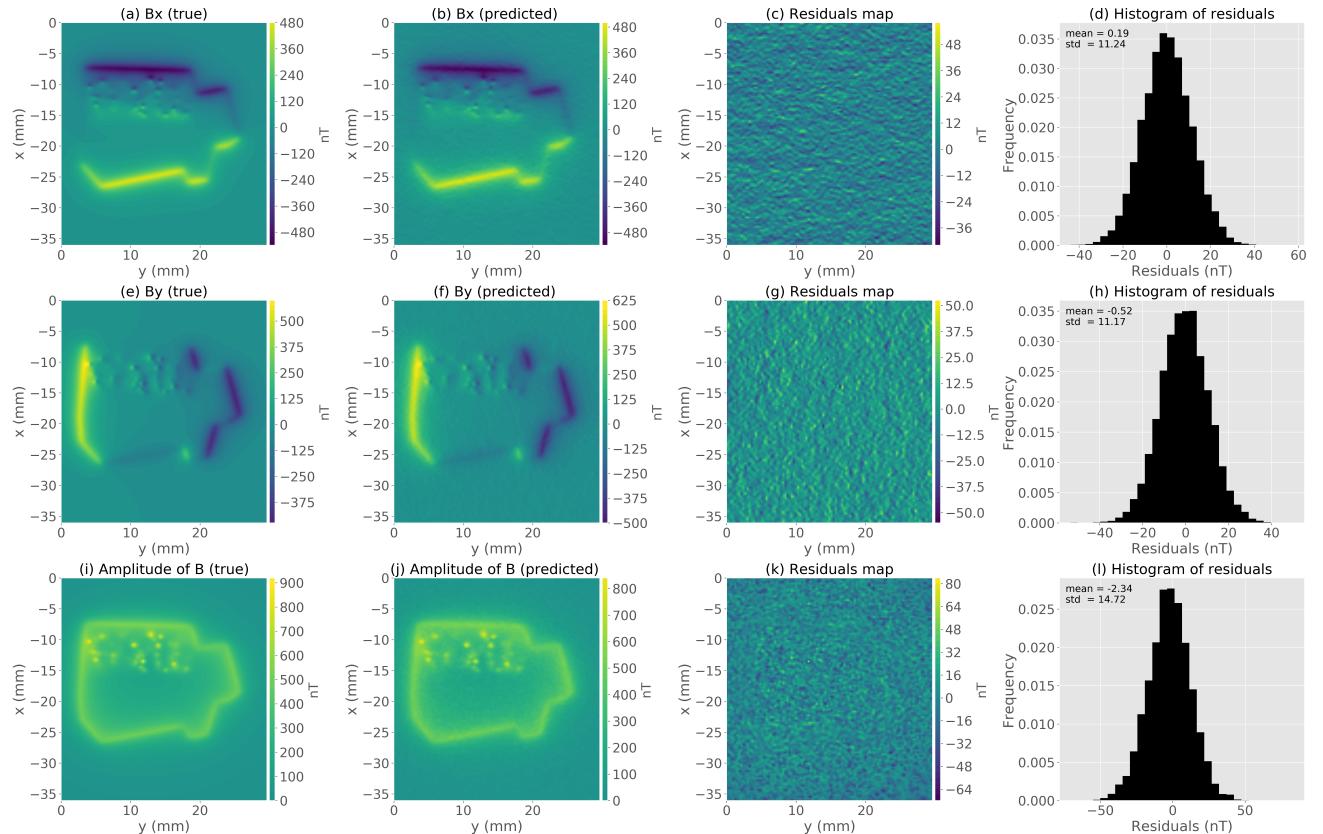


Figura 5.11: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com a mesma direção de magnetização da camada equivalente. (a), (e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.

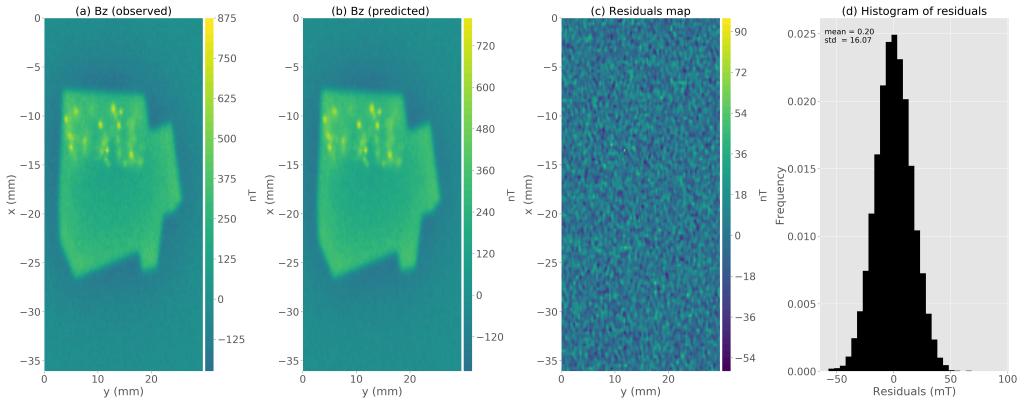


Figura 5.12: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

5.2.2 Camada equivalente com direção de magnetização diferente da amostra

Utilizamos uma camada equivalente composta por um grid de 121×99 posicionados a uma profundidade de $z_c = 868$ microns abaixo do plano de observação. A direção de magnetização para as fontes equivalente foi de 40° para a inclinação e 50° para a declinação, enquanto a amostra possui 90° para a inclinação e 0° para a declinação. Utilizando a equação 2.56, estimamos a distribuição de momentos magnéticos (não mostrado). A figura 5.12b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. A figura 5.12c mostra os resíduos definidos pela diferença entre os dados simulados (Figura 5.12a) e os dados preditos (Figura 5.12b). Os resíduos aparecem com distribuição normal de média $-0,2\text{ nT}$ e desvio padrão $16,07\text{ nT}$ como mostrado na figura 5.12d. Com a distribuição de momentos magnéticos estimada, conseguimos calcular as componentes e a amplitude do campo magnético através das equações 2.57, 2.58 e 2.63 (Figura 5.13a-d). Com o objetivo de verificarmos se a camada equivalente produziu as componentes e a amplitude do campo magnético com sucesso, calculamos os valores verdadeiros que são mostrados nas figuras 5.14a, 5.14e e 5.14i. As figuras 5.14b, 5.14f e 5.14j são os dados preditos pela camada equivalente. As figuras 5.14c, 5.14g e 5.14k são resíduos entre os dados verdadeiros e os dados preditos pela camada. As figuras 5.14d, 5.14h e 5.14l são os histogramas dos resíduos. Apesar da camada equivalente ter direção de magnetização muito diferente da direção da amostra e também a presença de dipolos interferentes, as estimativas para as componentes e a amplitude do campo magnético foram próximas as verdadeiras. Podemos concluir que a distribuição de momentos magnéticos estimada produziu um bom ajuste dos dados.

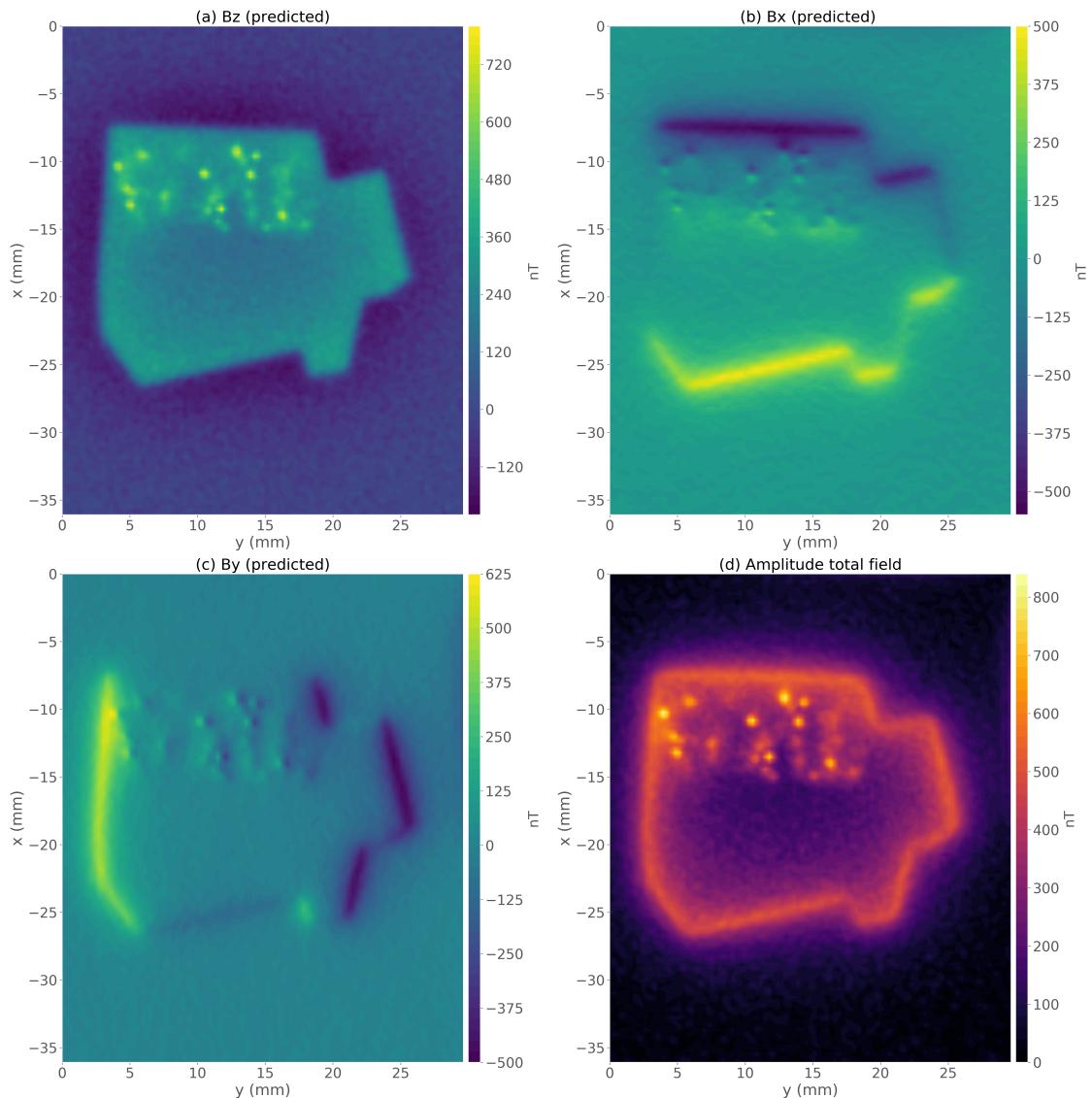


Figura 5.13: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.

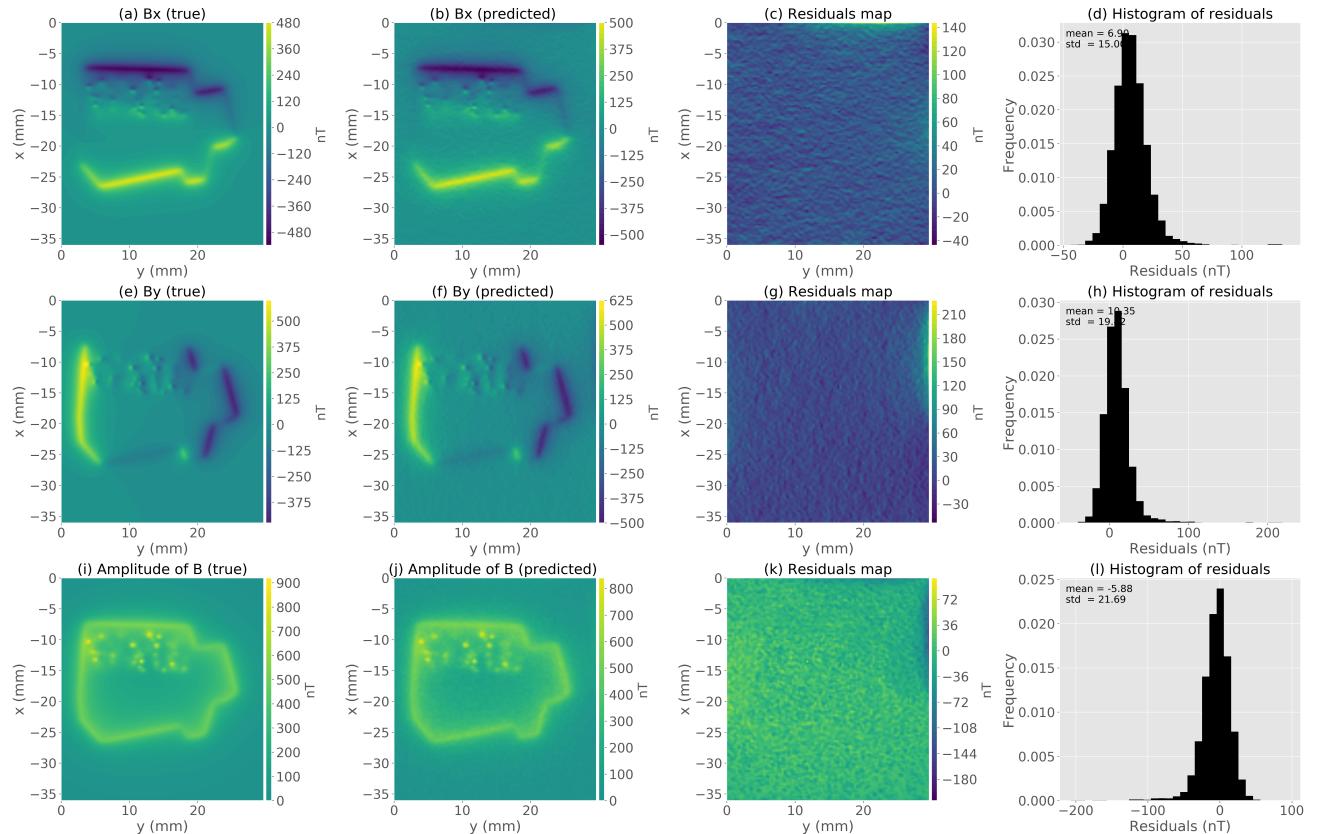


Figura 5.14: Aplicação a dados sintéticos para a amostra heterogênea com direção de magnetização diferente da camada equivalente. (a), (e) e (i) Componentes x , y e a amplitude verdadeiras do campo magnético, respectivamente. (b), (f) e (j) Componentes x , y e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente, respectivamente. (c), (g) e (k) Mapas dos resíduos. (d), (h) e (l) Histograma dos resíduos.

Capítulo 6

Aplicação a dados de laboratório: amostra da cratera de Vredefort

Uma cratera de impacto é um dos processos geológicos mais rápidos já conhecidos. As altas pressões (> 5 GPa) e as altas temperaturas ($> 1000^{\circ}\text{C}$) de choque são responsáveis pela formação de sistemas geoquímicos únicos. A evolução de tais sistemas podem gerar assinaturas petrofísicas complexas (PILKINGTON e GRIEVE, 1992; PILKINGTON e HILDEBRAND, 2003; YOKOYAMA *et al.*, 2015). Um exemplo destas assinaturas podem ser observadas em dados magnéticos do domo de Vredefort, na África do Sul. O domo de Vredefort é uma das mais extensas estruturas de impacto já conhecida na Terra, com um diâmetro de aproximadamente 250 km, de forma que estudos magnéticos tem sido realizados desde os anos 60. Esta estrutura possui diversos tipos de impactitos, tais como veios de impacto, diques com estrutura granofírica e *shatter cones*. Neste contexto, estudos paleomagnéticos são recorrentes em veios de impactos, especialmente os pseudotaquilitos. Estas rochas são escuras e vítreas formadas, principalmente, por forte fricção. Elas são encontradas em zonas de falha e cisalhamentos, e em algumas estruturas de impacto tais como o domo de Vredefort. Portanto, neste trabalho, foi utilizada uma amostra da região de Leeukop Quarry no domo de Vredefort, similar às usadas em estudos paleomagnéticos (CARPORZEN *et al.*, 2005; DRESSLER e REIMOLD, 2004; LANA *et al.*, 2003; PASSCHIER, 1982). Na figura 6.1a apresentamos o mapa de microscopia magnética da amostra de Vredefort. Estas medidas foram realizadas em ambiente com blindagem para campos magnéticos de até 15 mT. Além disso, aplicamos um campo magnético de 400 mT na direção do eixo z . Os dados foram medidos em um grid regular de 121×99 pontos (um total de $N = 11979$ observações) sobre uma área que se estende em 36 mm e 30 mm ao longo dos eixos x e y , respectivamente. A distância sensor-amostra foi igual a 138 microns acima da superfície da amostra.

Para a inversão, utilizamos uma camada equivalente formada por um grid de 121×99 dipolos (um total de $M = 11979$ fontes equivalentes) posicionadas a uma

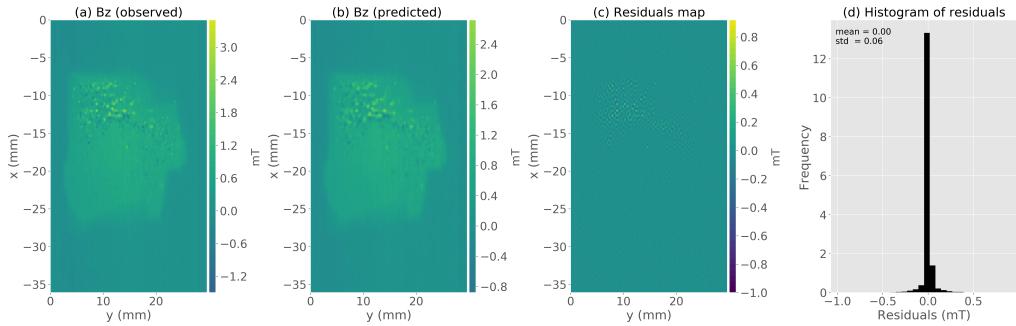


Figura 6.1: Aplicação a dados de laboratório para a amostra de Vredefort. (a) Componente vertical observada. (b) Dados preditos produzido pela camada equivalente. (c) Diferença entre os dados mostrados nos gráficos a e b. (d) Histograma dos resíduos.

profundidade constante de $z_c = 818$ microns abaixo da superfície de observação. A direção de magnetização para os dipolos é igual a 90° para a inclinação e 0° para a declinação, que é a mesma direção do campo aplicado na amostra. Resolvendo a equação 2.56, estimamos a distribuição de momentos magnéticos sobre a camada equivalente (não mostrado). A figura 6.1b mostra os dados preditos produzidos pela camada equivalente. Na figura 6.1c é apresentado o mapa dos resíduos, que é definido como a diferença entre os dados observados (Figura 6.1a) e os dados preditos (Figura 6.1b). O histograma dos resíduos aparece com média de 0 mT e desvio padrão de 0,03 mT (Figura 6.1d). Isto significa que a distribuição de momentos magnéticos produziu um ajuste aceitável dos dados observados. As componentes e a amplitude do campo magnético preditas pela camada equivalente são mostradas nas figuras 6.2a, 6.2b, 6.2c e 6.2d. O resultado apresentado na figura 6.2d mostra uma concentração de minerais magnéticos na borda superior da amostra de Vredefort. Com os resultados apresentados, podemos concluir que a técnica da camada equivalente pode ser uma ferramenta útil para o processamento de dados magnéticos, de forma que conseguimos calcular as componentes do campo magnético e sua amplitude sem termos conhecimento prévio da direção de magnetização da fonte magnética.

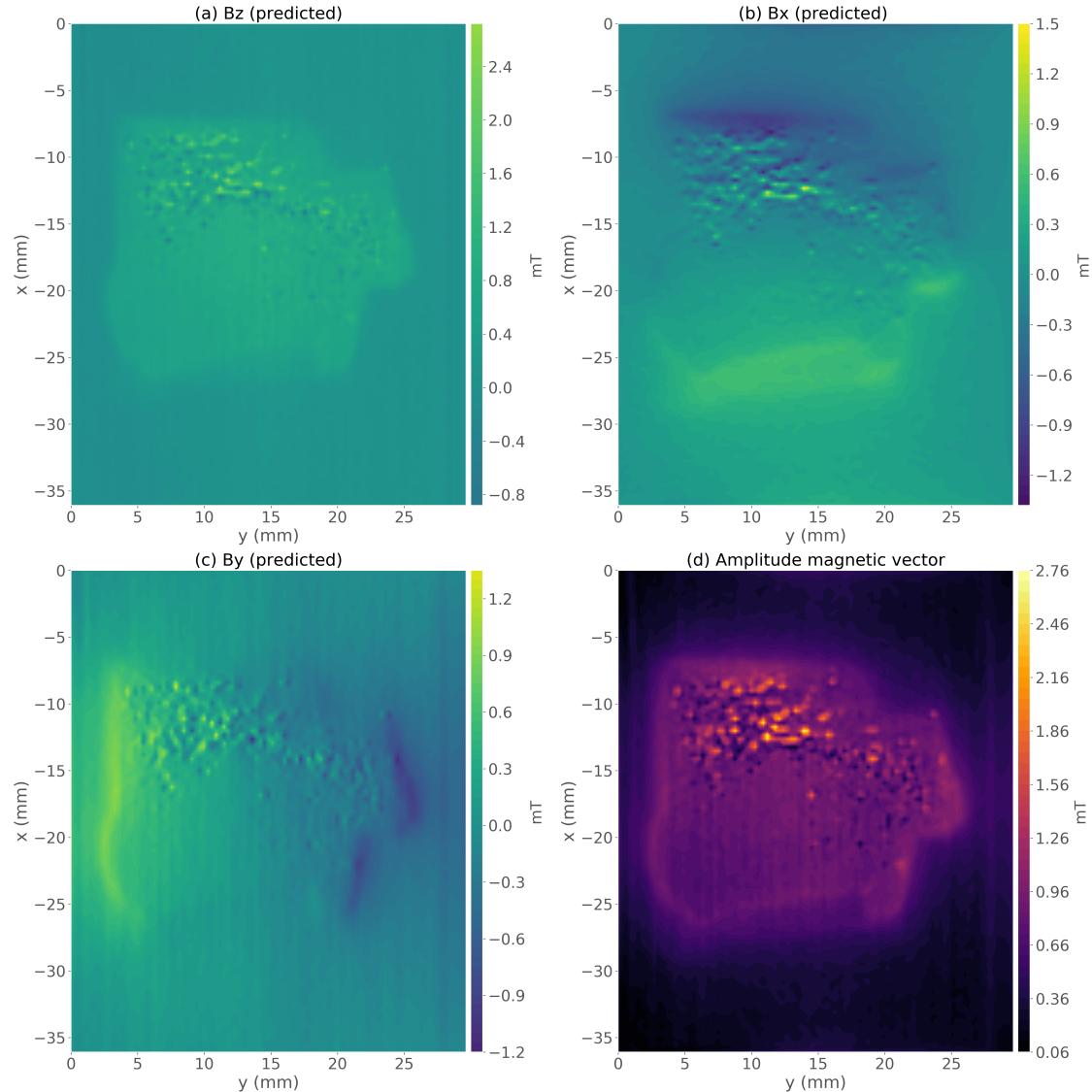


Figura 6.2: Aplicação a dados de laboratório para a amostra de Vredefort. (a) Componente vertical predita pela camada. (b) Componente x do campo magnético predita pela camada. (c) Componente y do campo magnético predita pela camada. (d) Amplitude do campo magnético calculado através da equação 2.63.

Capítulo 7

Conclusões

Neste trabalho mostramos teoricamente que a anomalia de campo total causada por fontes magnéticas com direção de magnetização uniforme pode ser reproduzida por uma camada plana e contínua com distribuição de momentos magnéticos positiva. Esta propriedade teórica é válida para os casos nos quais a camada equivalente possui a mesma direção de magnetização das fontes verdadeiras, ainda que a magnetização seja puramente induzida ou não. Utilizando este vínculo de positividade, apresentamos um método iterativo para estimar a magnetização total de fontes 3D baseados na técnica da camada equivalente. A cada iteração, aplicamos este vínculo de positividade sobre a distribuição de momentos magnéticos estimada da camada e resolvemos um problema inverso não-linear para estimar a direção de magnetização das fontes equivalentes. Este método não requer nenhum conhecimento prévio sobre a forma e a profundidade das fontes magnéticas, nem mesmo o uso de dados regularmente espaçados. Esta abordagem pode ser aplicada para determinar a direção de magnetização de múltiplas fontes, presumindo que todas tenham a mesma direção de magnetização. Provamos matematicamente também que, utilizando somente uma das componentes campo magnético, a técnica camada equivalente é capaz de reproduzir as componentes e a amplitude do campo produzido por fontes magnéticas sem o conhecimento prévio de sua direção de magnetização. Neste caso, fixamos uma direção de magnetização arbitrária para a camada equivalente e estimamos uma distribuição de momentos magnéticos resolvendo um problema inverso linear. Através de uma transformação conseguimos calcular as componentes e a amplitude do campo magnético. Esta propriedade é válida para qualquer tipo de magnetização, seja ela induzida ou não, e também para dados que não estão regularmente espaçados.

Resultados obtidos com dados sintéticos produzidos por múltiplas fontes mostraram que a direção de magnetização pode ser recuperada através do nosso método iterativo. Estes testes também ilustraram como a presença de fontes rasas afetam o resultado obtido por nosso método, para os casos nos quais estas fontes rasas possuem direções de magnetização iguais ou diferentes das demais. Em ambos os casos,

a camada equivalente produziu grandes resíduos logo acima das fontes rasas; no entanto, não podemos distinguir se a direção de magnetização da fonte rasa é igual ou diferente das demais. Além disso, nosso método não produz resultados satisfatórios se a fonte rasa tem direção de magnetização diferente das outras fontes. Aplicamos o método a dados de campo provenientes da província alcalina de Goiás, região central do Brasil, confirmaram que nosso método pode ser uma confiável ferramenta para a interpretação de cenários geológicos complexos. Os resultados para as anomalias no complexo de Montes Claros de Goiás sugerem a presença de uma forte componente remanente na magnetização destas fontes, que corroboram com estudos anteriores conduzidos nesta mesma área. A distribuição de momentos magnéticos estimada sobre a camada nos leva a uma aceitável redução ao polo, mas também produz grandes desajustes em algumas áreas isoladas. Consideramos que estes desajustes locais são devido a fontes rasa e, no entanto, não conseguimos inferir se elas possuem a mesma direção de magnetização das outras fontes. Vale ressaltar também que, caso a fonte esteja magnetizada verticalmente, o método não é capaz de recuperar uma direção de magnetização para estes corpos.

Além disso, resultados com dados sintéticos produzidos por modelos que simulam amostras de laboratório mostraram que a técnica da camada equivalente pode recuperar as componentes e a amplitude do campo magnético sem termo o conhecimento prévio da direção de magnetização das fontes. Estes testes ilustram que este tipo de processamento pode ser aplicado a dados gerados por microscópios magnéticos. Este fato é confirmado através da aplicação da técnica da camada equivalente no processamento das medidas da componente vertical do campo magnético gerado por uma amostra de rocha proveniente da cratera de Vredefort, na África do Sul. Diferente das técnicas no domínio de Fourier, calculamos as componentes do campo magnético e a sua amplitude no domínio do espaço. Estes resultados mostram que esse tipo de processamento pode ser uma ferramenta confiável para descrever a distribuição de magnetização sobre uma amostra de rocha, identificando regiões livres com ou sem portadores magnéticos ao longo de amostras geológicas.

Apêndice A

Dedução da equação 2.19

Neste apêndice, provamos a existência da distribuição de momentos magnéticos positiva $p(x'', y'', z_c)$ que resolve a integral apresentada na equação 2.18.

Considere a superfície fechada localizada acima das fontes magnéticas, formada por um plano $z = z_c$ contendo a camada equivalente e uma semi-esfera com radio infinito (Figura A.1). Esta superfície cerca a região na qual $\Gamma(x'', y'', z_c)$ (equação 2.7) é uma função harmônica. Utilizando a segunda indentidade de Green (KELLOGG, 1967, p. 215), mostramos que

$$0 = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \partial_z \Gamma(x'', y'', z_c) \frac{1}{\ell} - \Gamma(x'', y'', z_c) \partial_z \frac{1}{\ell} dS'', \quad z_c > z, \quad (\text{A.1})$$

em que $\Gamma(x'', y'', z_c)$ é a integral de volume definida pela equação 2.7 e

$$\frac{1}{\ell} \equiv \frac{1}{\sqrt{(x - x'')^2 + (y - y'')^2 + (z_s - z_c)^2}} \quad (\text{A.2})$$

é o inverso da distância entre o ponto fixo (x'', y'', z_c) , localizado sobre a camada equivalente, e o ponto (x, y, z_s) , com $z_s = z_c + \Delta z$, $\Delta z > 0$.

O ponto (x, y, z_s) é convenientemente definido como o espelho do ponto (x, y, z) , localizado em $z = z_c - \Delta z$, com respeito ao plano $z = z_c$ que contém a camada equivalente (Figura A.1). A equação A.1 combinada com a terceira identidade de Green (KELLOGG, 1967, p. 219) nos fornece como resultado

$$\Gamma(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \partial_z \Gamma(x'', y'', z_c) \left(\frac{1}{r} + \frac{1}{\ell} \right) \Gamma(x'', y'', z_c) \left(\partial_z \frac{1}{r} + \partial_z \frac{1}{\ell} \right) dS'', \quad z_c > z, \quad (\text{A.3})$$

em que $\frac{1}{r}$ é definida pela equação 2.17. O termo $\left(\frac{1}{r} + \frac{1}{\ell}\right)$ representa a *função de*

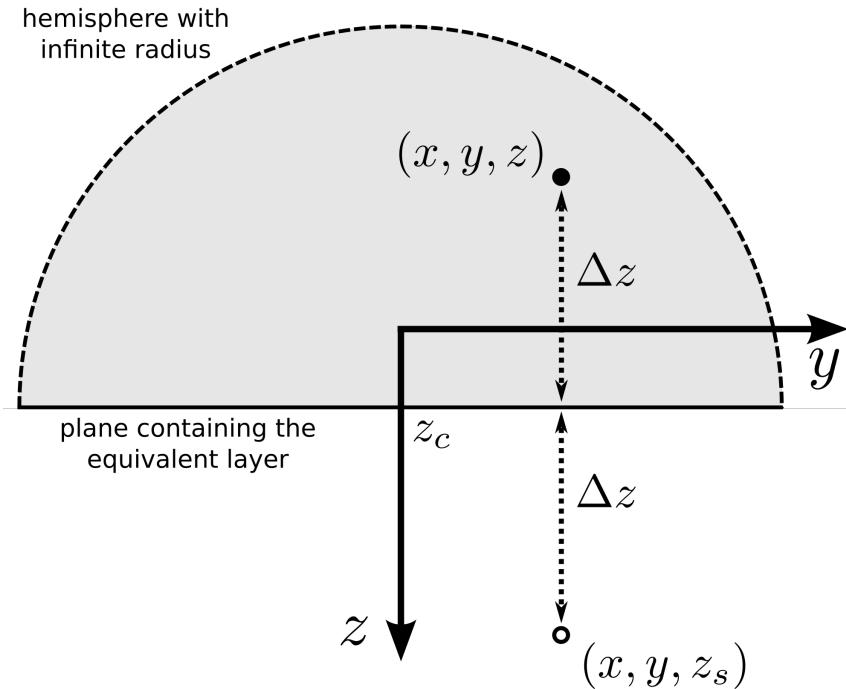


Figura A.1: Representação 2D da superfície utilizada para aplicar as identidades de Green. A superfície é formada por uma semi-esfera (linha traçejada) com raio infinito e o plano $z = z_c$ contendo a camada equivalente. Os pontos (x, y, z) (ponto fechado) e (x, y, z_s) (ponto aberto) são posicionados simetricamente com respeito ao plano $z = z_c$ e definidos como $z = z_c - \Delta z$ e $z = z_c + \Delta z$, respectivamente.

Green de segunda ordem (KELLOGG, 1967, p. 246) associada a esta integral.

Note que $\frac{1}{r} = \frac{1}{\ell}$, $\partial_z(1/r) = -\partial_z(1/\ell)$ e, consequentemente,

$$\Gamma(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \partial_z \Gamma(x'', y'', z_c) \frac{1}{r} dS'' , \quad z_c > z . \quad (\text{A.4})$$

Esta equação mostra que a ambiguidade inerente a campos potenciais (ROY, 1962) é resolvida pelo *problema de Neumann* ou o *problema de contorno de segunda ordem da teoria do potencial* (KELLOGG, 1967, p. 246). Neste caso, este problema consiste em definir a função harmônica $\Gamma(x, y, z)$ (equação 2.7) na região acima da camada equivalente, a partir dos valores de suas derivadas verticais sobre o plano que contém a camada.

Apêndice B

Fontes magnetizadas verticalmente

Nosso método falha quando a magnetização total das fontes possui a direção igual ou aproximadamente vertical. Neste apêndice, fornecemos a base teórica para o entendimento desta limitação.

Considere o caso limite no qual a magnetização total das fontes é vertical e.g., $I = \pm 90^\circ$). Neste caso, a anomalia de campo total $\Delta T(x, y, z)$ (equação 2.4) não depende da declinação D , demonstrado pelo fato que: fontes magnetizadas verticalmente não possuem uma declinação definida. Consequentemente, o mínimo da função objetivo (equação 2.42a) não é bem definida no espaço dos parâmetros; isto é, ela é alongada na direção de D . Infelizmente, o vínculo de positividade sobre o vetor de momentos magnéticos (equação 2.42b) não resolve esta ambiguidade com respeito a declinação D .

Para melhor entender como esta ambiguidade afeta nosso método, começamos a analisar a matriz \mathbf{G}_q^k de dimensão $N \times 2$ (equação 2.51) necessária para estimar a correção $\bar{\Delta q}^k$ para a direção de magnetização (equação 2.53). Sua i -ésima linha é definida como o produto do vetor de momentos magnéticos estimado $\bar{\mathbf{p}}^k$ e as primeiras derivadas $\partial_\alpha \mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k) \equiv \frac{\partial \mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k)}{\partial \alpha}$, $\alpha = I, D$, do vetor $\mathbf{g}_i(\mathbf{q})$ (equação 2.34), avaliada em $\mathbf{q} = \bar{\mathbf{q}}^k$, com respeito a inclinação I e a declinação D da magnetização total das fontes. O j -ésimo elemento $\partial_\alpha g_{ij}(\bar{\mathbf{q}}^k) \equiv \frac{\partial g_{ij}(\bar{\mathbf{q}}^k)}{\partial \alpha}$ do vetor $\partial_\alpha \mathbf{g}_i(\bar{\mathbf{q}}^k)$ de dimensão $M \times 1$ é definido como a derivada da função harmônica $g_{ij}(\mathbf{q})$ (equação 2.36) igual a

$$\partial_\alpha g_{ij}(\bar{\mathbf{q}}^k) = \gamma_m \hat{\mathbf{F}}_0^T \mathbf{M}_{ij} \partial_\alpha \hat{\mathbf{m}}(\bar{\mathbf{q}}^k), \quad \alpha = I, D, \quad (\text{B.1})$$

em que

$$\partial_I \hat{\mathbf{m}}(\bar{\mathbf{q}}^k) = \begin{bmatrix} -\sin \bar{I}^k \cos \bar{D}^k \\ -\sin \bar{I}^k \sin \bar{D}^k \\ \cos \bar{I}^k \end{bmatrix} \quad (\text{B.2})$$

e

$$\partial_D \hat{\mathbf{m}}(\bar{\mathbf{q}}^k) = \begin{bmatrix} -\cos \bar{I}^k \sin \bar{D}^k \\ \cos \bar{I}^k \cos \bar{D}^k \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{B.3})$$

são as derivadas do vetor unitário $\hat{\mathbf{m}}(\mathbf{q})$ (equação 2.2), avaliadas na direção de magnetização $\bar{\mathbf{q}}^k = [\bar{I}^k \ \bar{D}^k]^\top$, com respeito a I e D .

Note que, quando a inclinação estimada \bar{I}^k se aproxima de $\pm 90^\circ$, todos os elementos que formam o vetor $\partial_D \hat{\mathbf{m}}(\bar{\mathbf{q}}^k)$ (equação B.3)e, consequentemente, a segunda coluna da matriz \mathbf{G}_q^k (equação 2.51) tendem a zero. Como consequência, o problema não-linear para estimar a direção de magnetização (equação 2.53) não é sensível a mudanças na declinação D e a convergência do nosso método é muito lenta devido a suavidade da função objetivo $\Psi(\mathbf{s})$ (equação 2.42a) no espaço de parâmetros.

Referências Bibliográficas

- ASTER, R. C., BORCHERS, B., THURBER, C. H., 2005, *Parameter Estimation and Inverse Problems (International Geophysics)*. Academic Press. ISBN: 0120656043.
- BARATCHART, L., HARDIN, D. P., LIMA, E. A., et al., 2013, “Characterizing kernels of operators related to thin-plate magnetizations via generalizations of Hodge decompositions”, *Inverse Problems*, v. 29, n. 1 (jan.), pp. 015004(29pp). ISSN: 0266-5611. doi: 10.1088/0266-5611/29/1/015004. Disponível em: <<http://iopscience.iop.org/0266-5611/29/1/015004>>.
- BARNES, G., LUMLEY, J., 2011, “Processing gravity gradient data”, *GEOPHYSICS*, v. 76, n. 2, pp. I33–I47. doi: 10.1190/1.3548548.
- BHATTACHARYYA, B. K., 1966, “A method for computing the total magnetization vector and the dimensions of a rectangular block shaped from magnetic anomalies”, *GEOPHYSICS*, v. 31, n. 1, pp. 74–96. doi: 10.1190/1.1439765.
- BUTLER, R. F., 1998, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Univertsity of Arizona.
- CARLSON, R. W., ARAUJO, A. L. N., JUNQUEIRA-BROD, T. C., et al., 2007, “Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil”, *Chemical Geology*, v. 242, n. 3, pp. 415 – 434. ISSN: 0009-2541. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.04.009>. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254107001933>>.
- CARPORZEN, L., GILDER, S., HART, R., 2005, “Palaeomagnetism of the Vrededorf meteorite crater and implications for craters on Mars”, *Nature*, v. 435, pp. 198–201. doi: 10.1038/nature03560.

- CLARK, D., 1997, “Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys”, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, pp. 83–104.
- COLLINSON, D., 1983, *Methods in rock magnetism and palaeomagnetism techniques and instrumentation*. Chapman and Hall. ISBN: 978-94-015-3979-1.
- CORDELL, L., 1992, “A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions”, *GEOPHYSICS*, v. 57, n. 4, pp. 629–636. doi: 10.1190/1.1443275.
- DAMPNEY, C. N. G., 1969, “The equivalent source technique”, *GEOPHYSICS*, v. 34, n. 1, pp. 39–53. doi: 10.1190/1.1439996.
- DANNEMILLER, N., LI, Y., 2006, “A new method for determination of magnetization direction”, *GEOPHYSICS*, v. 71, n. 6, pp. L69–L73. doi: 10.1190/1.2356116.
- DIAS, F. J. S., BARBOSA, V. C., SILVA, J. B., 2007, “2D gravity inversion of a complex interface in the presence of interfering sources”, *GEOPHYSICS*, v. 72, n. 2, pp. I13–I22. doi: 10.1190/1.2424545.
- DRESSLER, B., REIMOLD, W., 2004, “Order or chaos? Origin and mode of emplacement of breccias in floors of large impact structures”, *Earth-Science Reviews*, v. 67, n. 1, pp. 1 – 54. ISSN: 0012-8252. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.007>. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001282520400008X>>.
- DUNLOP, D. J., ÖZDEMİR, 1997, *Rock Magnetism*. Cambridge University Press. ISBN: 9780511612794. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511612794>>. Cambridge Books Online.
- DUTRA, A. C., MARANGONI, Y., TRINDADE, R. I. F., 2014, “Aeromagnetic and physical-chemical properties of some complexes from Goiás Alkaline Province”, *Brazilian Journal of Geology*, v. 44 (09), pp. 361 – 373. ISSN: 2317-4889. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-48892014000200361&nrm=iso>.
- EMILIA, D. A., MASSEY, R. L., 1974, “MAGNETIZATION ESTIMATION FOR NONUNIFORMLY MAGNETIZED SEAMOUNTS”, *GEOPHYSICS*, v. 39, n. 2, pp. 223–231. doi: 10.1190/1.1440423.

- FEDI, M., FLORIO, G., RAPOLLA, A., 1994, “A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies”, *Geophysical Prospecting*, v. 42, n. 3, pp. 261–274.
- GEROVSKA, D., ARAÚZO-BRAVO, M. J., STAVREV, P., 2009, “Estimating the magnetization direction of sources from southeast Bulgaria through correlation between reduced-to-the-pole and total magnitude anomalies”, *Geophysical Prospecting*, v. 57, n. 4, pp. 491–505. doi: 10.1111/j.1365-2478.2008.00761.x.
- GUSPÍ, F., NOVARA, I., 2009, “Reduction to the pole and transformations of scattered magnetic data using Newtonian equivalent sources”, *GEOPHYSICS*, v. 74, n. 5, pp. L67–L73. doi: 10.1190/1.3170690.
- HANSEN, R. O., MIYAZAKI, Y., 1984, “Continuation of potential fields between arbitrary surfaces”, *GEOPHYSICS*, v. 49, n. 6, pp. 787–795. doi: 10.1190/1.1441707.
- JUNQUEIRA-BROD, T. C., GASPAR, J. C., BROD, J. A., et al., 2005, “Kamafugitic diatremes: their textures and field relationships with examples from the Goiás alkaline province, Brazil”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3, pp. 337 – 353. ISSN: 0895-9811. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.002>. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981105000167>>. Volcanic rocks in Brazil through time and different tectonic settings.
- KELLOGG, O. D., 1967, *Foundations of Potential Theory*. Springer-Verlag. ISBN: 978-3-642-86750-7.
- LANA, C., GIBSON, R. L., REIMOLD, W. U., et al., 2003, “Geology and geochemistry of a granite-greenstone association in the southeastern Vredefort dome, South Africa”, *South African Journal of Geology*, v. 106, n. 4 (12), pp. 291–314. ISSN: 1012-0750. doi: 10.2113/106.4.291. Disponível em: <<https://doi.org/10.2113/106.4.291>>.
- LAWSON, C. L., HANSON, R. J., 1974, *Solving least squares problems*. SIAM.
- LEÃO, J. W. D., SILVA, J. B. C., 1989, “Discrete linear transformations of potential field data”, *GEOPHYSICS*, v. 54, n. 4, pp. 497–507. doi: 10.1190/1.1442676.

- LELIÈVRE, P. G., OLDENBURG, D. W., 2009, “A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present”, *GEOPHYSICS*, v. 74, n. 3, pp. L21–L30. doi: 10.1190/1.3103249.
- LI, S.-L., LI, Y., 2014, “Inversion of magnetic anomaly on rugged observation surface in the presence of strong remanent magnetization”, *GEOPHYSICS*, v. 79, n. 2, pp. J11–J19. doi: 10.1190/geo2013-0126.1.
- LI, Y., OLDENBURG, D. W., 2010, “Rapid construction of equivalent sources using wavelets”, *GEOPHYSICS*, v. 75, n. 3, pp. L51–L59. doi: 10.1190/1.3378764.
- LI, Y., NABIGHIAN, M., OLDENBURG, D. W., 2014, “Using an equivalent source with positivity for low-latitude reduction to the pole without striation”, *GEOPHYSICS*, v. 79, n. 6, pp. J81–J90. doi: 10.1190/geo2014-0134.1.
- LIMA, E. A., WEISS, B. P., BARATCHART, L., et al., 2013, “Fast inversion of magnetic field maps of unidirectional planar geological magnetization”, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 118, n. 6, pp. 2723–2752. doi: 10.1002/jgrb.50229.
- LIU, S., HU, X., XI, Y., et al., 2015, “2D sequential inversion of total magnitude and total magnetic anomaly data affected by remanent magnetization”, *GEOPHYSICS*, v. 80, n. 3, pp. K1–K12. doi: 10.1190/geo2014-0019.1.
- MARANGONI, Y., ZHANG, H., FERREIRA, H., 2016, “GRAVITY AND MAGNETIC INTEGRATED DATA INTERPRETATION OF THE CORRÉGO DOS BOIS COMPLEX, GOIÁS ALKALINE PROVINCE, CENTRAL BRAZIL”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 33, n. 4, pp. 599–610. ISSN: 1809-4511. doi: 10.22564/rbgf.v33i4.756.
- MARANGONI, Y. R., MANTOVANI, M. S., 2013, “Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 41, pp. 83 – 98. ISSN: 0895-9811. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.08.004>. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S089598111200140X>>. Alkaline Magmatism and the Lithospheric Mantle : a special issue in honour of the work of Celso de Barros Gomes on the occasion of his 77th birthday.
- MARTINEZ, C., LI, Y., 2016, “Denoising of gravity gradient data using an equivalent source technique”, *GEOPHYSICS*, v. 81, n. 4, pp. G67–G79. doi: 10.1190/geo2015-0379.1.

- MEDEIROS, W. E., SILVA, J. B. C., 1996, “Geophysical inversion using approximate equality constraints”, *GEOPHYSICS*, v. 61, n. 6, pp. 1678–1688. doi: 10.1190/1.1444086.
- MENDONÇA, C. A., SILVA, J. B. C., 1994, “The equivalent data concept applied to the interpolation of potential field data”, *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 5, pp. 722–732. doi: 10.1190/1.1443630.
- OLIVEIRA JR., V. C., BARBOSA, V. C. F., UIEDA, L., 2013, “Polynomial equivalent layer”, *GEOPHYSICS*, v. 78, n. 1, pp. G1–G13. doi: 10.1190/geo2012-0196.1.
- OLIVEIRA JR, V. C., SALES, D. P., BARBOSA, V. C. F., et al., 2015, “Estimation of the total magnetization direction of approximately spherical bodies”, *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 22, n. 2, pp. 215–232. doi: 10.5194/npg-22-215-2015. Disponível em: <<https://www.nonlin-processes-geophys.net/22/215/2015/>>.
- PARKER, R. L., SHURE, L., HILDEBRAND, J. A., 1987, “The application of inverse theory to seamount magnetism”, *Reviews of Geophysics*, v. 25, n. 1, pp. 17–40. doi: 10.1029/RG025i001p00017.
- PASSCHIER, C., 1982, “Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees”, *Journal of Structural Geology*, v. 4, n. 1, pp. 69 – 79. ISSN: 0191-8141. doi: [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(82\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90008-6). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0191814182900086>>.
- PEDERSEN, L. B., 1991, “Relations between potential fields and some equivalent sources”, *GEOPHYSICS*, v. 56, n. 7, pp. 961–971. doi: 10.1190/1.1443129.
- PEDERSEN, L. B., RASMUSSEN, T. M., 1990, “The gradient tensor of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps”, *GEOPHYSICS*, v. 55, n. 12, pp. 1558–1566. doi: 10.1190/1.1442807. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.1442807>>.
- PHILLIPS, D. J., 2005, “Can we estimate total magnetization directions from aeromagnetic data using Helbig’s integrals?” *Earth, Planets and Space*, v. 57, n. 8 (Aug), pp. 681–689. ISSN: 1880-5981. doi: 10.1186/BF03351848.
- PILKINGTON, M., GRIEVE, R. A. F., 1992, “The geophysical signature of terrestrial impact craters”, *Reviews of Geophysics*, v. 30, n. 2, pp. 161–181. doi: 10.1029/92RG00192. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/92RG00192>>.

- PILKINGTON, M., HILDEBRAND, A. R., 2003, “Transient and disruption cavity dimensions of complex terrestrial impact structures derived from magnetic data”, *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 21. doi: 10.1029/2003GL018294.
- ROY, A., 1962, “Ambiguity in geophysical interpretation”, *GEOPHYSICS*, v. 27, n. 1, pp. 90–99. doi: 10.1190/1.1438985.
- RYUJI, K., UCHIYAMA, A., 2005, “Three-dimensional magnetization vector inversion of a seamount”, *Earth, Planets and Space*, v. 57, n. 8 (Aug), pp. 691–699”. doi: 10.1186/BF03351849.
- SILVA, J. B. C., 1986, “Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies”, *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 2, pp. 369–382. doi: 10.1190/1.1442096.
- SIQUEIRA, F. C. L., JR., V. C. O., BARBOSA, V. C. F., 2017, “Fast iterative equivalent-layer technique for gravity data processing: A method grounded on excess mass constraint”, *GEOPHYSICS*, v. 82, n. 4, pp. G57–G69. doi: 10.1190/geo2016-0332.1.
- TONTINI, F. C., PEDERSEN, L. B., 2008, “Interpreting magnetic data by integral moments”, *Geophysical Journal International*, v. 174, n. 3, pp. 815–824. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03872.x.
- WEISS, B. P., LIMA, E. A., FONG, L. E., et al., 2007, “Paleomagnetic analysis using SQUID microscopy”, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 112, n. B9, pp. n/a–n/a. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/2007JB004940. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007JB004940>>. B09105.
- YOKOYAMA, E., NÉDÉLEC, A., BARATOUX, D., et al., 2015, “Hydrothermal alteration in basalts from Vargeão impact structure, south Brazil, and implications for recognition of impact-induced hydrothermalism on Mars”, *Icarus*, v. 252, pp. 347 – 365. ISSN: 0019-1035. doi: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.02.001>.
- ZHANG, H., RAVAT, D., MARANGONI, Y. R., et al., 2018, “Improved total magnetization direction determination by correlation of the normalized source strength derivative and the RTP fields”, *GEOPHYSICS*, v. 0, n. ja, pp. 1–45. doi: 10.1190/geo2017-0178.1.