

Vanderlei C. Oliveira Jr.

Memorial

Brasil

2019

Vanderlei C. Oliveira Jr.

Memorial

Memorial apresentado para ingresso na classe de Pesquisador Titular I na área de Ciência e Tecnologia da Administração Federal Direta, das Autarquias e das Fundações Federais.

Observatório Nacional – ON

Coordenação de Geofísica

Brasil

2019

Sumário

| | | |
|---|--|----|
| 1 | RESUMO | 3 |
| 2 | ABSTRACT | 4 |
| 3 | INTRODUÇÃO | 5 |
| 4 | JUSTIFICATIVA PARA A ESCOLHA DO TEMA | 10 |
| 5 | OBJETIVOS | 11 |
| 6 | MÉTODO | 12 |
| 7 | METAS | 15 |
| 8 | RESULTADOS ESPERADOS | 16 |
| 9 | ORÇAMENTO DETALHADO E JUSTIFICADO | 17 |
| | REFERÊNCIAS | 18 |

1 Resumo

O presente projeto propõe utilizar a técnica da camada equivalente para realizar a separação regional-residual de dados magnéticos e estimar os limites horizontais de fontes magnéticas locais na crosta oceânica, em regiões de baixa latitude. A camada equivalente será formada por dipolos dispostos sobre uma superfície plana e com direção de magnetização definida pela componente principal do campo geomagnético local. O método será formulado como um problema inverso linear, que será resolvido utilizando o método dos mínimos quadrados ponderados iterativamente e o vínculo de variação total para lidar com a inerente instabilidade dos métodos de inversão de dados magnéticos em regiões de baixa latitude. Espera-se que a distribuição de magnetização sobre a camada equivalente seja capaz de reproduzir o padrão alternado observado na distribuição de magnetização regional da crosta oceânica e que seja útil para definir distribuições anômalas de magnetização associadas a feições geológicas locais, tais como montes submarinos e zonas de falha. O desempenho do método e a identificação de suas principais limitações serão avaliadas por meio de aplicações a dados sintéticos provenientes de simulações numéricas. Com base nos resultados obtidos com dados sintéticos, o método será aplicado aos dados provenientes do modelo EMAG2 e também aos dados adquiridos na expedição COLMEIA, ocorrida em 2013, com o intuito de contribuir na caracterização do complexo cenário geológico na região da Zona de Falhas Transformantes de São Paulo. Espera-se que o método seja útil na determinação da extensão das áreas com manto serpentizado e melhore os resultados obtidos previamente com a inversão de dados magnéticos na área de estudo.

2 Abstract

This project proposes to use the equivalent layer technique to perform the regional-residual separation of magnetic data and estimate the horizontal limits of local magnetic sources in the oceanic crust, at low-latitude regions. The equivalent layer will be formed by dipoles relying on a planar surface with magnetization direction defined by the main component of the local geomagnetic field. The method will be formulated as a linear inverse problem, which will be solved by using the iteratively re-weighted least squares method and the total variation constraint in order to deal with the inherent instability of magnetic data inversion at low-latitude regions. It is to be expected that the magnetization distribution on the equivalent layer be able to reproduce the regional alternated pattern observed at the oceanic crust and that be able to define anomalous magnetization distribution associated with local geological features, so that sea-mounts and fracture zones. The performance and main limitations of the method will be investigated with applications to synthetic data produced by numerical simulations. Based on the results obtained with synthetic data, the method will be applied to the data provided by the model EMAG2 and also to the data collected during the COLMEIA cruise, on 2013, for the purpose of contribute to the characterization of the complex geological environment at the St. Paul Fracture Zone. It is to be expected that the method be able in determining the extension of the areas containing serpentized mantle and improve the previously obtained result with magnetic inversion at the study area.

3 Introdução

Quando devidamente processados, dados gravimétricos e magnetométricos medidos na superfície representam, respectivamente, os campos gravitacional e magnético produzidos por distribuições anômalas de densidade e de magnetização em subsuperfície. Estas distribuições anômalas de propriedade física estão, em geral, associadas a corpos geológicos e estruturas geológicas presentes na crosta e no manto superior. Campos gravitacionais e magnéticos são representados por funções harmônicas, que são objeto de estudo da Teoria do Potencial (KELLOGG, 1929). De acordo com a teoria do potencial, uma determinada distribuição de propriedade física (densidade ou magnetização) produz um campo que pode ser descrito por uma única função harmônica. Contudo, diferentes distribuições de propriedade física podem produzir campos que são descritos pela mesma função harmônica. Esta ambiguidade em relação à determinação da distribuição de propriedade física é a base teórica sobre a qual a técnica da camada equivalente foi desenvolvida (ROY, 1962). A técnica da camada equivalente consiste em aproximar o conjunto de medidas de um determinado campo gravitacional ou magnético pelo campo produzido por uma camada fictícia de fontes simples, cada uma com um valor constante de densidade ou magnetização. Esta camada é denominada *camada equivalente*. As fontes simples que formam a camada equivalente são denominadas *fontes equivalentes* e podem ser, por exemplo, pontos de massa, dipolos ou prismas. Esta aproximação foi discutida na área de geofísica aplicada de maneira pioneira por (DAMPNEY, 1969). É importante ressaltar que, a princípio, nem a geometria da camada e nem a distribuição de propriedade física das fontes têm alguma relação direta com as fontes que causam os dados observados.

Na área de geofísica aplicada, a técnica da camada equivalente tem sido aplicada predominantemente para realizar diferentes tipos de processamento de dados gravimétricos e magnetométricos. Dentre estas aplicações estão: interpolação (CORDELL, 1992; MENDONÇA, 1992; MENDONÇA; SILVA, 1994; BARNES, 2012), continuação para cima e para baixo (EMILIA, 1973; HANSEN; MIYAZAKI, 1984; LI; OLDENBURG, 2010), filtragem de ruído em dados de gradiometria da gravidade (BARNES; LUMLEY, 2011; MARTINEZ; LI, 2016), combinação de múltiplos conjuntos de dados (BOGGS; DRANSFIELD, 2004; LANE, 2004; DAVIS; LI, 2011b) e cálculo da amplitude do campo magnético anômalo (LI; LI, 2014). Adicionalmente, a camada equivalente pode ser utilizada para reduzir dados magnetométricos ao polo de forma estável (SILVA, 1986; LEÃO; SILVA, 1989; GUSPÍ; NOVARA, 2009; OLIVEIRA JR.; BARBOSA; UIEDA, 2013), inclusive em áreas situadas em baixas latitudes. Nestas áreas, a redução ao polo calculada no domínio do número de onda via Transformada de Fourier é reconhecidamente instável.

A escolha das funções harmônicas que descrevem o campo produzido pela camada e

do tipo de fonte equivalente a ser utilizada (pontos de massa, dipolos e prismas, por exemplo) é determinada de forma conveniente, de acordo com as necessidades específicas de cada problema. O campo produzido pela camada é a soma do campo produzido por cada fonte. Do ponto de vista matemático, isso significa que a técnica da camada equivalente consiste em aproximar um determinado campo gravitacional ou magnético por uma combinação linear de funções harmônicas, em que os coeficientes representam a propriedade física de cada fonte. Estas funções harmônicas determinam a natureza física do campo produzido pelas fontes equivalentes, que pode ser igual à natureza física do campo observado ou não. Por exemplo, as funções harmônicas utilizadas em aplicações a dados gravimétricos, em geral, representam a componente vertical da atração gravitacional produzida pelas fontes equivalentes. Neste caso, os coeficientes que definem a propriedade física das fontes equivalentes têm unidade de densidade ou massa. Já as funções harmônicas utilizadas em aplicações a dados magnetométricos, em geral, representam a projeção da indução magnética produzida pelas fontes equivalentes na direção do campo geomagnético local. Neste caso, é comum que o intérprete especifique a direção da componente principal do campo geomagnético local, especifique a direção de magnetização das fontes equivalentes e que os coeficientes que definem a propriedade física das fontes tenham unidade de intensidade de magnetização ou de momento magnético. Estes dois exemplos ilustram o caso específico em que a natureza física dos dados observados e dos dados produzidos pela camada é a mesma. Contudo, a técnica da camada equivalente não está restrita a esta situação específica. Por exemplo, também é possível aplicar a técnica da camada equivalente a dados magnetométricos utilizando funções harmônicas que representem a componente vertical da atração gravitacional produzida pelas fontes equivalentes. Neste caso, os coeficientes que definem a propriedade física das fontes equivalentes tem sentido meramente matemático e, diferentemente dos dois exemplos anteriores, a natureza física dos dados observados e das funções harmônicas que definem o campo produzido pela camada são distintas.

A estimativa dos coeficientes que definem a propriedade física das fontes equivalentes é geralmente formulada como um problema inverso linear. Este problema, contudo, envolve a solução de sistemas lineares de larga escala em virtude da quantidade de fontes equivalentes necessárias para reproduzir o gigantesco volume de dados gravimétricos ou magnetométricos medidos. Do ponto de vista computacional, a aplicação da técnica da camada equivalente requer a superação de dois obstáculos. O primeiro é a grande quantidade de memória computacional necessária para armazenar os sistemas lineares. O segundo obstáculo é o tempo de CPU necessário para a realização das multiplicações de matrizes e a solução de grandes sistemas lineares. O custo computacional da técnica da camada equivalente é a sua principal desvantagem em relação às técnicas de processamento de dados gravimétricos e magnetométricos que utilizam a transformada rápida de Fourier (GUNN, 1975). Por outro lado, algumas das vantagens da técnica de camada equivalente são: 1) os dados

não precisam de ser extrapolados para além do limite das observações; 2) os dados não precisam ser igualmente espaçados e 3) os dados não precisam ser medidos sobre um plano.

A minimização da sobrecarga computacional é uma das principais linhas de pesquisa sobre camada equivalente hoje em dia. Por conta disso, vários trabalhos vêm sendo desenvolvidos na área de geofísica aplicada com o intuito de desenvolver métodos computacionalmente eficientes para o processamento de dados gravimétricos e magnetométricos via técnica da camada equivalente. Estes trabalhos podem ser divididos em dois grupos principais. O primeiro emprega a estratégia de comprimir o sistema linear definido pela equação 6.8 ou dividi-lo em vários sistemas lineares menores (LEÃO; SILVA, 1989; MENDONÇA; SILVA, 1994; LI; OLDENBURG, 2010; DAVIS; LI, 2011a; BARNES; LUMLEY, 2011; OLIVEIRA JR.; BARBOSA; UIEDA, 2013). O outro grupo emprega métodos iterativos que dispensam a solução de sistemas lineares (XIA; SPROWL, 1991; CORDELL, 1992; XIA; SPROWL; ADKINS-HELJESON, 1993; GUSPÍ; NOVARA, 2009; SIQUEIRA; OLIVEIRA JR.; BARBOSA, 2017).

A camada equivalente também é utilizada, nem sempre com este nome, em outras áreas das geociências. É amplamente utilizada na área de geodésia para a caracterização do campo de gravidade regional (WEIGHTMAN, 1967; NEEDHAM, 1970; BALMINO, 1972; REILLY; HERBRECHTSMEIER, 1978; VERMEER, 1982; BARTHELMES, 1986; BARTHELMES, 1988; BARTHELMES; DIETRICH, 1991; BARTHELMES; DIETRICH; LEHMANN, 1991; LEHMANN, 1993; CLAESSENS; FEATHERSTONE, 2001; ANTUNES; PAIL; CATALÃO, 2003; GUSPÍ; INTROCASO; INTROCASO, 2004; LIN; DENKER; MÜLLER, 2014; LU et al., 2017), na área de geomagnetismo para caracterização do campo geomagnético (VON FRESE; HINZE; BRAILE, 1981; MAYHEW, 1982; DYMENT; ARKANI-HAMED, 1998), na área de paleomagnetismo e magnetismo de rochas para a caracterização de grãos em amostras planares de rochas (WEISS et al., 2007) e mais recentemente para reduzir o efeito de distorções galvânicas nos dados provenientes de levantamentos CSEM (MACLENNAN; LI, 2013) e magnetoletúlico 3D (TANG et al., 2018).

A grande maioria dos trabalhos envolvendo a técnica da camada equivalente na área de geociências é voltada ao processamento de dados. Poucos autores utilizaram a camada equivalente na interpretação dos dados e na estimativa de parâmetros relacionados às fontes causadoras das anomalias. No caso de dados magnetométricos, a camada equivalente pode ser utilizada para estimar parâmetros relacionados às fontes magnéticas sob a premissa de que todas as fontes estão uniformemente magnetizadas em uma direção conhecida. Utilizando esta premissa, Silva e Hohmann (1984) utilizaram a camada equivalente para estimar mapas de suscetibilidade aparente e delimitar a seção horizontal de corpos geológicos magnetizados por indução, na direção da componente principal do campo geomagnético local. Este tipo de aplicação está baseada na seguinte propriedade teórica: *Seja um conjunto*

de dados de anomalia de campo total produzido por fontes magnetizadas por indução e seja uma camada equivalente plana, formada por dipolos, com a mesma direção de magnetização das fontes magnéticas. Neste caso, para que a camada equivalente reproduza os dados de anomalia de campo total, a distribuição de momentos magnéticos das fontes equivalentes deve ser toda positiva. Esta propriedade foi deduzida por [Pedersen \(1991\)](#) e [Li, Nabighian e Oldenburg \(2014\)](#), utilizando diferentes estratégias, no domínio de Fourier. Em outro exemplo de uso da camada equivalente para a interpretação das fontes magnéticas, [Oliveira Jr et al. \(2015\)](#) investigaram a direção de magnetização de corpos alcalinos na Província Alcalina de Goiás, Brasil, que é uma região de baixa latitude. Naquele trabalho, os autores estimaram a direção de magnetização de uma determinada fonte magnética não-aflorante e utilizaram a camada equivalente para verificar se aquela direção estimada produzia uma redução ao polo consistente em uma outra região, localizada sobre uma fonte aflorante e com geometria complexa.

Esta premissa acerca da uniformidade da direção magnetização de fontes magnéticas é uma boa aproximação em regiões sobre zonas de espalhamento oceânico. Nestas regiões, é comum representar as fontes magnéticas por um conjunto de blocos alongados, adjacentes, com eixo maior paralelo ao eixo de espalhamento oceânico e com magnetização paralela a direção do campo geomagnético na região. Considera-se que os blocos localizados sobre o eixo de espalhamento são magnetizados no mesmo sentido da componente principal do campo geomagnético atual e que os demais blocos são magnetizados de forma alternada, ora no sentido da componente principal atual, ora no sentido oposto ([VINE; MATTHEWS, 1963](#); [EMILIA; BODVARSSON, 1969](#)). É comum definir que blocos magnetizados na mesma direção do campo atual possuem *polaridade normal* e que os blocos no sentido contrário possuem *polaridade reversa*.

Este modelo clássico de distribuição de magnetização em regiões sobre zonas de espalhamento é comumente utilizado para caracterização regional da crosta oceânica. Este modelo falha em representar a crosta oceânica, por exemplo, em regiões onde há fontes magnéticas locais tais como montes submarinos e zonas de falhas. A presença destas estruturas perturbam localmente a distribuição de magnetização na crosta. Nestes casos, a distribuição de magnetização na crosta pode ser dividida em duas componentes. Uma componente regional, descrita pelo modelo clássico em zonas de espalhamento oceânico, e uma componente residual, representada pelas perturbações causadas pelas fontes locais. [Maia, Dymant e Jouannetaud \(2005\)](#), por exemplo, utilizaram esta ideia com sucesso para estudar montes submarinos localizados no sul do Oceano Pacífico.

Nesse contexto, este projeto propõe utilizar a técnica da camada equivalente em regiões de baixa latitude para 1) realizar a separação regional-residual de dados magnetométricos e 2) estimar os limites horizontais de fontes magnéticas locais na crosta oceânica. A princípio, o método será formulado como um problema inverso linear, que

será resolvido utilizando o *método dos mínimos quadrados reponderados iterativamente* (SCALES; GERSZTENKORN; TREITEL, 1988; ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005) e o *vínculo de variação total* (RUDIN; OSHER; FATEMI, 1992; VOGEL; OMAN, 1998; MARTINS et al., 2011). Espera-se que, de acordo com a propriedade de positividade definida por Pedersen (1991) e Li, Nabighian e Oldenburg (2014), a distribuição de magnetização sobre a camada equivalente fique positiva sobre regiões com polaridade normal e negativa sobre regiões com polaridade reversa. Adicionalmente, espera-se que o vínculo de variação total possibilite estimar descontinuidades abruptas na distribuição de magnetização, que são características em zonas de falhas.

O método será desenvolvido em colaboração com a Dra. Valéria C. F. Barbosa, do Observatório Nacional, Brasil, a Dra. Marcia Maia e o Dr. Pascal Tarits, do Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), França. Uma das principais aplicações do método será a caracterização do complexo cenário geológico na região da Zona de Falhas Transformantes de São Paulo (HEKINIAN et al., 2000; MOTOKI et al., 2009; CAMPOS et al., 2010; MAIA et al., 2016), onde há presença de manto serpentizado e deformado. Espera-se que o método contribua, por exemplo, na determinação da extensão das áreas de manto serpentizado e melhore os resultados obtidos previamente com a inversão de dados magnéticos (SICHLER; HÉKINIAN, 2002) sobre esta área de estudo. Testes com dados sintéticos provenientes de simulações numéricas serão utilizados para avaliar o desempenho e as principais limitações do método. Com base nos resultados obtidos com dados sintéticos, o método será aplicado aos dados provenientes do modelo EMAG2 (MAUS et al., 2009) e também aos dados adquiridos na expedição COLMEIA (MAIA et al., 2015), ocorrida em 2013. Espera-se que este método seja efetivo para lidar com a instabilidade numérica inerente aos problemas de inversão de dados magnetométricos em baixas latitudes.

4 Justificativa para a escolha do tema

Poucos autores na utilizaram a técnica da camada equivalente para estimar parâmetros relacionados às fontes causadoras das anomalias. No caso de dados magnetométricos, a camada equivalente pode ser utilizada para estimar parâmetros relacionados às fontes magnéticas, inclusive em regiões de baixa latitude, sob a premissa de que todas as fontes estão uniformemente magnetizadas em uma direção conhecida. Esta é uma das principais premissas do modelo clássico para descrever a distribuição regional de magnetização em regiões sobre zonas de espalhamento oceânico (VINE; MATTHEWS, 1963; EMILIA; BODVARSSON, 1969). Este modelo clássico é comumente utilizado na caracterização regional da crosta oceânica e também pode ser utilizado, por exemplo, para fazer a separação regional-residual de dados magnetométricos em regiões localizadas sobre montes submarinos (MAIA; DYMENT; JOUANNETAUD, 2005).

Espera-se que o método proposto neste projeto seja útil para separar a distribuição regional de magnetização na crosta oceânica, representada pelo modelo clássico sobre zonas de espalhamento oceânico, das heterogeneidades magnéticas causadas por montes submarinos e zonas de falha, por exemplo. Adicionalmente, espera-se que o método possa ser aplicado na interpretação de feições estruturais representadas por regiões com descontinuidades abruptas de magnetização.

Dessa forma, o método proposto neste projeto representa uma contribuição metodológica significativa e pode ser particularmente útil para caracterizar o complexo conjunto de feições estruturais presentes na região da Zona de Falhas Transformantes de São Paulo (HEKINIAN et al., 2000; MOTOKI et al., 2009; CAMPOS et al., 2010; MAIA et al., 2016), onde há presença de manto serpentinizado e deformado. Juntamente com modelos gravimétricos já desenvolvidos e com interpretação estrutural, a estimativa de um modelo magnético para esta região pode trazer informações essenciais, tais como a extensão das áreas de manto serpentinizado e, possivelmente, a profundidade de serpentinização. Estas questões estão entre as principais estudadas por diferentes grupos de pesquisa atualmente e o uso de dados magnéticos nesta região é pouco comum. Portanto, o presente projeto tem potencial para trazer uma contribuição importante e original.

5 Objetivos

O presente projeto propõe o desenvolvimento de um método para 1) realizar a separação regional-residual de dados magnetométricos e 2) estimar os limites horizontais de fontes magnéticas locais sobre a crosta oceânica, em regiões de baixa latitude. O método consiste em estimar a intensidade de magnetização sobre uma camada equivalente formada por dipolos magnetizados na direção da componente principal do campo geomagnético atual utilizando o *método dos mínimos quadrados reponderados iterativamente* (SCALES; GERSZTENKORN; TREITEL, 1988; ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005) e o *vínculo de variação total* (RUDIN; OSHER; FATEMI, 1992; VOGEL; OMAN, 1998; MARTINS et al., 2011). O método será desenvolvido em colaboração com a Dra. Valéria C. F. Barbosa, do Observatório Nacional, Brasil, com a Dra. Marcia Maia e com o Dr. Pascal Tarits, do Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), França. O desempenho do método será avaliado por meio de aplicações a dados sintéticos. Com base nestes resultados, o método será aplicado aos dados provenientes do modelo EMAG2 (MAUS et al., 2009) e também aos dados adquiridos na expedição COLMEIA (MAIA et al., 2015), ocorrida em 2013, para caracterizar o complexo conjunto de feições estruturais presentes na região da Zona de Falhas Transformantes de São Paulo (HEKINIAN et al., 2000; MOTOKI et al., 2009; CAMPOS et al., 2010; MAIA et al., 2016). Espera-se que o método contribua, por exemplo, para determinar os limites das áreas com manto serpentizado e contribua para melhorar os resultados obtidos previamente com a inversão de dados magnéticos (SICHLER; HÉKINIAN, 2002) sobre esta área de estudo.

6 Método

Seja $U(x, y, z)$ uma função escalar definida em um sistema de coordenadas Cartesianas com eixo x apontado para o Norte, y apontado para Leste e z apontado para baixo. Considere que esta função é harmônica em todos os pontos (x_i, y_i, z_i) localizados na região definida por uma superfície S , que é formada pela união de duas superfícies S_1 e S_2 , sendo a segunda representativa de uma semiesfera de raio R (Figura ??). Se considerarmos o caso particular em que a superfície S_1 é o plano horizontal localizado em $z' = z_c$ e que o raio R (Figura ??) tende ao infinito, é possível utilizar a terceira identidade de Green (KELLOGG, 1929; MACMILLAN, 1958) para deduzir a seguinte expressão:

$$U(x_i, y_i, z_i) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{(z_c - z_i) U(x', y', z')}{\sqrt{(x_i - x')^2 + (y_i - y')^2 + (z_i - z_c)^2}} dx' dy', \quad z_i < z_c. \quad (6.1)$$

Observe que, neste caso, a região cinza da Figura ?? passa a ser o semi-espço $z_i < z_c$, em que z_c define um plano horizontal infinito. Este plano horizontal define a camada equivalente. Na literatura de geofísica, vários autores apresentaram diferentes versões desta equação (SKEELS, 1947; HENDERSON; ZIETZ, 1949; HENDERSON, 1960; ROY, 1962; BHATTACHARYYA, 1967; HENDERSON, 1970; TWOMEY, 1977; BLAKELY, 1996).

A equação 6.1 pode ser generalizada para o caso em que a camada é definida sobre uma superfície ondulada. Neste caso, a equação 6.1 assume a seguinte forma:

$$U(x_i, y_i, z_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} p(x', y', f) g(x_i, y_i, z_i, x', y', f) dx' dy', \quad (6.2)$$

em que $f \equiv f(x', y')$ é uma função com primeira e segunda derivadas contínuas e limitadas que define a superfície ondulada S_1 (Figura ??), $g(x_i, y_i, z_i, x', y', f)$ é uma função harmônica que tende a zero quando a distância entre os pontos (x_i, y_i, z_i) e (x', y', f) tende ao infinito e $p(x', y', f)$ é uma função contínua sobre a superfície da camada. Ao presumir a existência da função harmônica $g(x_i, y_i, z_i, x', y', f)$, a função $p(x', y', f)$ deve ser tal que 1) $U(x_i, y_i, z_i)$ seja harmônica na região acima da camada e 2) $U(x', y', f)$ seja igual a $p(x', y', f)$ sobre a superfície da camada (KELLOGG, 1929).

No presente trabalho, $U(x_i, y_i, z_i)$ (equação 6.2) representa a anomalia de campo total na posição (x_i, y_i, z_i) e a função harmônica $g(x_i, y_i, z_i, x', y', f)$ é dada por:

$$g(x_i, y_i, z_i, x', y', f) = c_m \frac{\mu_0}{4\pi} \hat{\mathbf{F}}^\top \mathbf{H} \hat{\mathbf{h}}, \quad (6.3)$$

em que $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m é a permeabilidade magnética no vácuo, $c_m = 10^9$ é um fator que transforma a indução magnética de Tesla (T) para nanotesla (nT), $\hat{\mathbf{F}}$ é um vetor

unitário com a mesma direção da componente principal do campo geomagnético local, $\hat{\mathbf{h}}$ é o vetor unitário

$$\hat{\mathbf{h}} = \begin{bmatrix} \cos(I) \cos(D) \\ \cos(I) \sin(D) \\ \sin(I) \end{bmatrix}, \quad (6.4)$$

em que I e D são a inclinação e a declinação, respectivamente, da magnetização das fontes, e \mathbf{H} é uma matriz dada por

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} \partial_{xx} \frac{1}{r} & \partial_{xy} \frac{1}{r} & \partial_{xz} \frac{1}{r} \\ \partial_{xy} \frac{1}{r} & \partial_{yy} \frac{1}{r} & \partial_{yz} \frac{1}{r} \\ \partial_{xz} \frac{1}{r} & \partial_{yz} \frac{1}{r} & \partial_{zz} \frac{1}{r} \end{bmatrix}, \quad (6.5)$$

em que $\partial_{\alpha\beta} \frac{1}{r}$, $\alpha = x, y, z$, $\beta = x, y, z$, são derivadas segundas da função inverso da distância

$$\frac{1}{r} \equiv \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}}. \quad (6.6)$$

A função harmônica $g(x_i, y_i, z_i, x', y', f)$ (equação 6.3) representa o produto da constante $(c_m \mu_0 / 4\pi)$ e uma derivada direcional da função inverso da distância (equação 6.6) definida ao longo das direções dos vetores unitários $\hat{\mathbf{F}}$ e $\hat{\mathbf{h}}$. Do ponto de vista físico, esta função harmônica representa a projeção, na direção da componente principal do campo geomagnético local, da indução magnética produzida, no ponto (x_i, y_i, z_i) , por um dipolo com volume e momento magnético unitários, localizado no ponto (x', y', f) . Ao utilizar estas funções harmônicas, $p(x', y', f)$ (equation 6.2) representa a intensidade de magnetização (em Am^2) por unidade de área sobre a camada equivalente.

Na prática, a equação 6.2 é discretizada, tal como representado abaixo:

$$d_i \approx \sum_{j=1}^M p_j g_{ij}, \quad (6.7)$$

em que $d_i \equiv U(x_i, y_i, z_i)$ é o dado observado na posição (x_i, y_i, z_i) , $i = 1, \dots, N$, $g_{ij} \equiv g(x_i, y_i, z_i, x_j, y_j, f_j)$, $f_j \equiv f(x_j, y_j)$ e p_j é uma constante que aproxima o valor da função $p(x_j, y_j, f_j)$ em um ponto (x_j, y_j, f_j) localizado sobre a superfície da camada. Por fim, utilizando a equação 6.7, os coeficientes p_j são estimados resolvendo-se o seguinte sistema linear:

$$\mathbf{d} \approx \mathbf{G} \mathbf{p}, \quad (6.8)$$

em que \mathbf{d} é comumente denominado *vetor de dados observados*, cujo i -ésimo elemento d_i , $i = 1, \dots, N$, representa o dado magnetométrico na posição (x_i, y_i, z_i) , \mathbf{p} é um vetor cujo j -ésimo elemento p_j representa o j -ésimo coeficiente a ser estimado, $j = 1, \dots, M$, e \mathbf{G} é uma matriz $N \times M$ cujo elemento ij é definido pela função harmônica g_{ij} . Esta função harmônica é escolhida pelo intérprete de acordo com as especificidades de cada problema. Do ponto de vista físico, o elemento g_{ij} da matriz \mathbf{G} representa o campo produzido, no

ponto de observação (x_i, y_i, z_i) , por uma fonte (ponto de massa, dipolo, prisma) que possui propriedade física escalar definida pelo coeficiente p_j e está localizada no ponto (x_j, y_j, f_j) sobre a camada equivalente. Esta fonte é comumente denominada *fonte equivalente*. Note que, de acordo com as equações 6.7 e 6.8, o vetor de dados observados \mathbf{d} é aproximado por uma combinação linear de funções harmônicas ou, em outras palavras, pela soma dos campos produzidos pelas fontes equivalentes. Usualmente, o vetor \mathbf{p} é conhecido como *vetor de parâmetros* e o produto $\mathbf{G} \mathbf{p}$ é conhecido como *vetor de dados preditos*.

Após resolver o sistema linear representado pela equação 6.8 e estimar um vetor de parâmetros \mathbf{p}^* que produz um vetor de dados preditos próximo ao vetor de dados observados \mathbf{d} , é possível calcular diferentes transformações dos dados, tais como interpolação, continuação para cima/baixo e redução ao polo, por exemplo. No presente projeto, contudo, o foco será a utilização direta dos elementos do vetor de parâmetros estimados \mathbf{p}^* para inferir características das estruturas geológicas na área de estudo. Para tanto, o sistema linear definido pela equação 6.8 será resolvido utilizando-se o *método dos mínimos quadrados reponderados iterativamente* (SCALES; GERSZTENKORN; TREITEL, 1988; ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005). Adicionalmente, o vínculo de variação total (RUDIN; OSHER; FATEMI, 1992; VOGEL; OMAN, 1998; MARTINS et al., 2011) será utilizado para possibilitar a estimativa de descontinuidades abruptas na distribuição de magnetização sobre a camada.

7 Metas

Além de desenvolver um método para realizar a separação regional-residual de dados magnetométricos e estimar os limites horizontais de fontes magnéticas locais sobre a crosta oceânica em regiões de baixa latitude, também são metas deste projeto:

- Realizar parte do trabalho proposto neste projeto em conjunto com estudantes de pós-graduação visando a formação de recursos humanos;
- Desenvolver uma colaboração entre o grupo de “Inversão e Modelagem Numérica em Geofísica” do Observatório Nacional, formado essencialmente por mim, pela Dra. Valéria C. F. Barbosa e pelos nossos estudantes, e o grupo de pesquisa da Dra. Marcia Maia e do Dr. Pascal Tarits, do Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), França, que são especialistas em geofísica marinha e processos geodinâmicos;
- Realizar visitas técnicas ao Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), França, para desenvolvimento de atividades relacionadas ao projeto;
- Divulgar os resultados desenvolvidos neste projeto em eventos científicos internacionais;
- Disponibilizar livremente todos os códigos computacionais desenvolvidos neste projeto em repositórios online tais como GitHub e Zenodo;
- Publicar os resultados desenvolvidos neste projeto em periódicos internacionais classificados entre os mais altos estratos do Qualis CAPES.

8 Resultados esperados

Espera-se que o método a ser desenvolvido neste projeto seja efetivo para lidar com a instabilidade numérica inerente aos problemas de inversão de dados magnetométricos em baixas latitudes e que auxilie na interpretação de estruturas geológicas localizadas na crosta oceânica, sobretudo na região do complexo conjunto de feições estruturais presentes na Zona de Falhas Transformantes de São Paulo. Especificamente, espera-se que:

- O método a ser desenvolvido seja útil para definir os limites horizontais das áreas contendo manto serpentinizado na Zona de Falhas Transformantes de São Paulo;
- Parte da pesquisa proposta neste projeto seja desenvolvida em conjunto com pelo menos um(a) estudante de mestrado/doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional, sob minha orientação;
- Seja possível uma aproximação entre um grupo de pesquisa brasileiro, especialista em modelagem numérica e inversão de dados gravimétricos e magnetométricos, e um grupo de pesquisa francês com reconhecida competência em geofísica marinha e processos geodinâmicos;
- Este projeto contribua para a minha formação como pesquisador tanto no quesito “formação de recursos humanos” quanto no quesito “inserção internacional”;
- Os resultados produzidos ao longo deste projeto sejam amplamente divulgados não apenas em repositórios online, de forma acessível a todos, mas também em pelo menos um evento científico internacional e pelo menos um artigo científico submetido em periódico internacional indexado.

9 Orçamento detalhado e justificado

Caso aprovados, os recursos financeiros deste projeto (R\$ 75.600,00) serão gastos com despesas de custeio relacionadas a participação em eventos científicos internacionais e visitas técnicas do proponente ao Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), França. Uma estimativa dos gastos está apresentada na tabela abaixo:

Tabela 1 – Orçamento detalhado do projeto de pesquisa. Os valores das passagens foram estimados com base no valor para o trecho Rio de Janeiro - Brest, França. Os valores de diárias foram estimados multiplicando-se o número de diárias pelo valor de US\$ 370 estipulado na tabela do CNPq (RN-040/2013, grupo de países D). A taxa de conversão US\$ - R\$ foi de 3,7853, definida pelo Banco Central do Brasil para o dia de 10/Jun/2018.

| Atividade | Passagens (R\$) | Diárias (R\$) | Total (R\$) |
|---|------------------------|------------------------|--------------------|
| Participação em evento científico internacional | 5.000,00 | 15.000,00 [†] | 20.000,00 |
| Visita técnica 1 | 5.000,00 | 25.000,00 [‡] | 30.000,00 |
| Visita técnica 2 | 5.000,00 | 25.000,00 [‡] | 30.000,00 |

[†] Valor referente a 7 diárias. [‡] Valor referente a 18 diárias.

Na possibilidade de complementação de recursos provenientes de outras fontes, os gastos definidos na tabela acima poderão sofrer alterações. É possível, por exemplo, que seja incluída mais uma participação em evento científico e que seja feita apenas uma visita técnica por um período maior do que 18 dias. De qualquer forma, os recursos serão gastos, predominantemente, com a participação em eventos internacionais e visitas técnicas ao IUEM. Havendo necessidade e de acordo com as regras estabelecidas pela FAPERJ, alterações nos gastos serão devidamente solicitadas à FAPERJ pelo proponente.

Referências

- ANTUNES, C.; PAIL, R.; CATALÃO, J. Point mass method applied to the regional gravimetric determination of the geoid. *Studia Geophysica et Geodaetica*, v. 47, n. 3, p. 495–509, 2003. ISSN 1573-1626. Citado na página 7.
- ASTER, R. C.; BORCHERS, B.; THURBER, C. H. *Parameter Estimation and Inverse Problems (International Geophysics)*. [S.l.]: Academic Press, 2005. ISBN 0120656043. Citado 3 vezes nas páginas 9, 11 e 14.
- BALMINO, G. Representation of the earth potential by buried masses. In: HENRIKSEN, A. M. S. W.; CHOVITZ, B. H. (Ed.). *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*. American Geophysical Union, 1972. p. 121–124. ISBN 9781118663646. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/GM015p0121>>. Citado na página 7.
- BARNES, G. Interpolating the gravity field using full tensor gradient measurements. *First Break*, v. 30, p. 97–101, 2012. Citado na página 5.
- BARNES, G.; LUMLEY, J. Processing gravity gradient data. *GEOPHYSICS*, v. 76, n. 2, p. I33–I47, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- BARTHELMES, F. *Untersuchungen zur Approximation des äußeren Schwerefeldes der Erde durch Punktmassen mit optimierten Positionen*. Potsdam, Germany, 1986. Citado na página 7.
- BARTHELMES, F. Local gravity field approximation by point masses with optimized positions. In: *Proceedings of the 6th International Symposium "Geodesy and Physics of the Earth"*. Potsdam, Germany: [s.n.], 1988. Citado na página 7.
- BARTHELMES, F.; DIETRICH, R. Use of Point Masses on Optimized Positions for the Approximation of the Gravity Field. In: RAPP, R. H.; SANSÒ, F. (Ed.). *Determination of the Geoid: Present and Future*. New York, NY: Springer New York, 1991. p. 484–493. ISBN 978-1-4612-3104-2. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-3104-2_57>. Citado na página 7.
- BARTHELMES, F.; DIETRICH, R.; LEHMANN, R. Representation of the global gravity field by point masses on optimized positions based on recent spherical harmonics expansions. In: *XX General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)*. Vienna: [s.n.], 1991. Citado na página 7.
- BHATTACHARYYA, B. K. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration*, v. 5, p. 127–143, 1967. Citado na página 12.
- BLAKELY, R. J. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1996. ISBN 0521575478. Citado na página 12.
- BOGGS, D.; DRANSFIELD, M. Analysis of errors in gravity derived from the falcon airborne gravity gradiometer. In: *ASEG-PESA Airborne Gravity 2004 Workshop*. [S.l.]: Geoscience Australia Record, 2004. p. 135–141. Citado na página 5.

- CAMPOS, T. F. et al. Holocene tectonic uplift of the St Peter and St Paul Rocks (Equatorial Atlantic) consistent with emplacement by extrusion. *Marine Geology*, v. 271, n. 1-2, p. 177–186, maio 2010. ISSN 00253227. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322710000757>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 10 e 11.
- CLAESSENS, S.; FEATHERSTONE, W. Experiences with Point-Mass Gravity Field Modelling in the Perth Region, Western Australia. *Geomatics Research Australasia*, v. 75, p. 53–86, 2001. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/20.500.11937/31745>>. Citado na página 7.
- CORDELL, L. A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions. *GEOPHYSICS*, v. 57, n. 4, p. 629–636, 1992. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- DAMPNEY, C. N. G. The equivalent source technique. *GEOPHYSICS*, v. 34, n. 1, p. 39–53, 1969. Citado na página 5.
- DAVIS, K.; LI, Y. Fast solution of geophysical inversion using adaptive mesh, space-filling curves and wavelet compression. *Geophysical Journal International*, v. 185, n. 1, p. 157–166, 2011. Citado na página 7.
- DAVIS, K.; LI, Y. Joint processing of total-field and gradient magnetic data. *Exploration Geophysics*, v. 42, n. 3, p. 199–206, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1071/EG10012>>. Citado na página 5.
- DYMENT, J.; ARKANI-HAMED, J. Equivalent source magnetic dipoles revisited. *Geophysical Research Letters*, v. 25, n. 11, p. 2003–2006, 1998. ISSN 1944-8007. Citado na página 7.
- EMILIA, D. A. Equivalent sources used as an analytic base for processing total magnetic field profiles. *GEOPHYSICS*, v. 38, n. 2, p. 339–348, 1973. Citado na página 5.
- EMILIA, D. A.; BODVARSSON, G. Numerical methods in the direct interpretation of marine magnetic anomalies. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, n. 2, p. 194 – 200, 1969. ISSN 0012-821X. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X69900363>>. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 10.
- GUNN, P. J. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, v. 23, n. 2, p. 300–312, 1975. Citado na página 6.
- GUSPÍ, F.; INTROCASO, A.; INTROCASO, B. Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources. *Geophysical Journal International*, v. 159, n. 1, p. 1–8, 2004. Citado na página 7.
- GUSPÍ, F.; NOVARA, I. Reduction to the pole and transformations of scattered magnetic data using newtonian equivalent sources. *GEOPHYSICS*, v. 74, n. 5, p. L67–L73, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- HANSEN, R. O.; MIYAZAKI, Y. Continuation of potential fields between arbitrary surfaces. *GEOPHYSICS*, v. 49, n. 6, p. 787–795, 1984. Citado na página 5.

- HEKINIAN, R. et al. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region. *Marine Geophysical Researches*, v. 21, n. 6, p. 529–560, nov. 2000. ISSN 1573-0581. Disponível em: <<https://doi.org/10.1023/A:1004819701870>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 10 e 11.
- HENDERSON, R. G. A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *GEOPHYSICS*, v. 25, n. 3, p. 569–585, 1960. Citado na página 12.
- HENDERSON, R. G. On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *GEOPHYSICS*, v. 35, n. 5, p. 916–919, 1970. Citado na página 12.
- HENDERSON, R. G.; ZIETZ, I. The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *GEOPHYSICS*, v. 14, n. 4, p. 517–534, 1949. Citado na página 12.
- KELLOGG, O. D. *Foundations of Potential Theory*. [S.l.]: Frederick Ungar Publishing Company, 1929. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 12.
- LANE, R. Integrating ground and airborne data into regional gravity compilation. In: *ASEG-PESA Airborne Gravity 2004 Workshop*. [S.l.]: Geoscience Australia Record, 2004. p. 81–97. Citado na página 5.
- LEÃO, J. W. D.; SILVA, J. B. C. Discrete linear transformations of potential field data. *GEOPHYSICS*, v. 54, n. 4, p. 497–507, 1989. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- LEHMANN, R. The method of free-positioned point masses – geoid studies on the gulf of bothnia. *Journal of Geodesy*, Springer Berlin/Heidelberg, v. 67, n. 1, p. 31–40, 1993. Citado na página 7.
- LI, S.-L.; LI, Y. Inversion of magnetic anomaly on rugged observation surface in the presence of strong remanent magnetization. *GEOPHYSICS*, v. 79, n. 2, p. J11–J19, mar. 2014. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/geo2013-0126.1>>. Citado na página 5.
- LI, Y.; NABIGHIAN, M.; OLDENBURG, D. W. Using an equivalent source with positivity for low-latitude reduction to the pole without striation. *GEOPHYSICS*, v. 79, n. 6, p. J81–J90, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 9.
- LI, Y.; OLDENBURG, D. W. Rapid construction of equivalent sources using wavelets. *GEOPHYSICS*, v. 75, n. 3, p. L51–L59, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- LIN, M.; DENKER, H.; MÜLLER, J. Regional gravity field modeling using free-positioned point masses. *Studia Geophysica et Geodaetica*, v. 58, n. 2, p. 207–226, 2014. ISSN 1573-1626. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s11200-013-1145-7>>. Citado na página 7.
- LU, B. et al. Airborne gravimetry of GEOHALO mission: Data processing and gravity field modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, dez. 2017. ISSN 21699313. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2017JB014425>>. Citado na página 7.
- MACLENNAN, K.; LI, Y. Denoising multicomponent csem data with equivalent source processing techniques. *Geophysics*, v. 78, n. 3, p. E125–E135, 2013. Citado na página 7.

MACMILLAN, W. D. *Theory of the Potential*. [S.l.]: Dover Publications Inc., 1958. ISBN 0-486-60486-1. Citado na página 12.

MAIA, M. et al. *COLMEIA cruise report - Equatorial Atlantic - St. Paul transform zone*. [S.l.]: Unpublished, 2015. DOI: 10.13140/RG.2.1.3329.8002. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 11.

MAIA, M.; DYMENT, J.; JOUANNETAUD, D. Constraints on age and construction process of the Foundation chain submarine volcanoes from magnetic modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, n. 1-2, p. 183–199, jun. 2005. ISSN 0012821X. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X05002025>>. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 10.

MAIA, M. et al. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geoscience*, v. 9, n. 8, p. 619–623, ago. 2016. ISSN 1752-0894, 1752-0908. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/ngeo2759>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 10 e 11.

MARTINEZ, C.; LI, Y. Denoising of gravity gradient data using an equivalent source technique. *GEOPHYSICS*, v. 81, n. 4, p. G67–G79, 2016. Citado na página 5.

MARTINS, C. M. et al. Total variation regularization for depth-to-basement estimate: Part 1 — Mathematical details and applications. *GEOPHYSICS*, v. 76, n. 1, p. I1–I12, jan. 2011. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3524286>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 11 e 14.

MAUS, S. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 10, n. 8, p. n/a–n/a, ago. 2009. ISSN 15252027. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2009GC002471>>. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 11.

MAYHEW, M. A. Application of satellite magnetic anomaly data to curie isotherm mapping. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 87, n. B6, p. 4846–4854, 1982. Citado na página 7.

MENDONÇA, C. A. *Interpolação de dados de campo potencial através da camada equivalente*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Pará, Belém do Pará, Brazil, 1992. Citado na página 5.

MENDONÇA, C. A.; SILVA, J. B. C. The equivalent data concept applied to the interpolation of potential field data. *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 5, p. 722–732, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.

MOTOKI, A. et al. Taxa de soerguimento atual do arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. *Rem: Revista Escola de Minas*, v. 62, n. 3, p. 331–342, set. 2009. ISSN 0370-4467. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0370-44672009000300011&lng=pt&tlng=pt>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 10 e 11.

NEEDHAM, P. E. *The formation and evaluation of detailed geopotential models based on point masses*. Tese (Doutorado) — The Ohio State University, 1970. Citado na página 7.

- OLIVEIRA JR., V. C.; BARBOSA, V. C. F.; UIEDA, L. Polynomial equivalent layer. *GEOPHYSICS*, v. 78, n. 1, p. G1–G13, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 7.
- OLIVEIRA JR, V. C. et al. Estimation of the total magnetization direction of approximately spherical bodies. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 22, n. 2, p. 215–232, 2015. Citado na página 8.
- PEDERSEN, L. B. Relations between potential fields and some equivalent sources. *GEOPHYSICS*, v. 56, n. 7, p. 961–971, 1991. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 9.
- REILLY, J. P.; HERBRECHTSMEIER, E. H. A systematic approach to modeling the geopotential with point mass anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, n. B2, p. 841, 1978. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JB083iB02p00841>>. Citado na página 7.
- ROY, A. Ambiguity in geophysical interpretation. *GEOPHYSICS*, v. 27, n. 1, p. 90–99, 1962. Citado 2 vezes nas páginas 5 e 12.
- RUDIN, L. I.; OSHER, S.; FATEMI, E. Nonlinear total variation based noise removal algorithms. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, v. 60, n. 1-4, p. 259–268, nov. 1992. ISSN 01672789. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/016727899290242F>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 11 e 14.
- SCALES, J. A.; GERSZTENKORN, A.; TREITEL, S. Fast Ip solution of large, sparse, linear systems: Application to seismic travel time tomography. *Journal of Computational Physics*, v. 75, n. 2, p. 314 – 333, 1988. ISSN 0021-9991. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999188901155>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 11 e 14.
- SICHLER, B.; HÉKINIAN, R. Three-dimensional inversion of marine magnetic anomalies on the equatorial Atlantic Ridge (St. Paul Fracture Zone): Delayed magnetization in a magmatically starved spreading center? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, n. B12, p. EPM 7–1–EPM 7–14, dez. 2002. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2001JB000401>>. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 11.
- SILVA, J. B. C. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 2, p. 369–382, 1986. Citado na página 5.
- SILVA, J. B. C.; HOHMANN, G. W. Airborne magnetic susceptibility mapping. *Exploration Geophysics*, v. 15, n. 1, p. 1–13, 1984. Citado na página 7.
- SIQUEIRA, F. C. L.; OLIVEIRA JR., V. C.; BARBOSA, V. C. F. Fast iterative equivalent-layer technique for gravity data processing: A method grounded on excess mass constraint. *GEOPHYSICS*, v. 82, n. 4, p. G57–G69, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/geo2016-0332.1>>. Citado na página 7.
- SKEELS, D. C. Ambiguity in gravity interpretation. *GEOPHYSICS*, v. 12, n. 1, p. 43–56, 1947. Citado na página 12.
- TANG, W. et al. Removal of galvanic distortion effects in three-dimensional magnetotelluric data by an equivalent source technique. *GEOPHYSICS*, v. 0, n. ja, p. 1–54, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/geo2016-0668.1>>. Citado na página 7.

TWOMEY, S. *Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements*. [S.l.]: Dover Publications, Inc., 1977. ISBN 0486694518. Citado na página 12.

VERMEER, M. The use of mass point models for describing the Finnish gravity field. In: *Proceedings 9th General Meeting Nordic Geodetic Commission*. Gävle, Sweden: [s.n.], 1982. Citado na página 7.

VINE, F. J.; MATTHEWS, D. H. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. *Nature*, v. 199, n. 4897, p. 947–949, set. 1963. ISSN 0028-0836, 1476-4687. Disponível em: <<http://www.nature.com/doifinder/10.1038/199947a0>>. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 10.

VOGEL, C.; OMAN, M. Fast, robust total variation-based reconstruction of noisy, blurred images. *IEEE Transactions on Image Processing*, v. 7, n. 6, p. 813–824, jun. 1998. ISSN 10577149. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/679423/>>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 11 e 14.

VON FRESE, R. R. B.; HINZE, W. J.; BRAILE, L. W. Spherical earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, n. 1, p. 69 – 83, 1981. Citado na página 7.

WEIGHTMAN, J. A. Gravity, Geodesy and Artificial Satellites. A Unified Analytical Approach. In: VEIS, G. (Ed.). *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*. [S.l.: s.n.], 1967. p. 467. Citado na página 7.

WEISS, B. P. et al. Paleomagnetic analysis using squid microscopy. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 112, n. B9, 2007. Citado na página 7.

XIA, J.; SPROWL, D. R. Correction of topographic distortion in gravity data. *GEOPHYSICS*, v. 56, n. 4, p. 537–541, 1991. Citado na página 7.

XIA, J.; SPROWL, D. R.; ADKINS-HELJESON, D. Correction of topographic distortions in potential-field data; a fast and accurate approach. *GEOPHYSICS*, v. 58, n. 4, p. 515–523, 1993. Citado na página 7.