MEMORIAL

Candidato: Vanderlei Coelho de Oliveira Junior

Cargo: Pesquisador Adjunto I

Área de atuação: Métodos Potenciais, Problemas Inversos, Modelagem

Introdução

Ingressei no curso de bacharelado em geofísica no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) em 2004 e me tornei bacharel em Geofísica em 2008 após defender o trabalho de graduação intitulado *"Modelagem gravimétrica 3D da borda norte da Bacia do Paraná"*. Este trabalho foi financiado pela agência FAPESP e consiste na caracterização da distribuição de densidades na Bacia do Paraná via inversão de dados gravimétricos. Em março de 2009, iniciei o mestrado em geofísica no Observatório Nacional (bolsa CAPES) e obtive o título de mestre em novembro de 2010, defendendo a dissertação intitulada *"Inversão gravimétrica radial por camadas para reconstrução de corpos 3D"*. Neste trabalho, desenvolvi uma metodologia para a determinação da forma de corpos 3D via inversão de dados gravimétricos. Em dezembro de 2010, comecei o doutorado em geofísica no Observatório Nacional (bolsa CNPq) e, desde então, venho desenvolvendo metodologias para i) inversão de dados do tensor gravimétrico, ii) inversão de dados magnetométricos e iii) camada equivalente em gravimetria e magnetometria.

Atualmente, sou revisor da *Revista Brasileira de Geofísica*, da revista croata *Geofizika* e minha produção científica contém 1 (um) artigo publicado na revista internacional *Geophysical Journal International* e 1 (um) artigo em processo de revisão na revista internacional *Geophysics*, com recomendação favorável à publicação. Quanto a participação em congressos, publiquei 2 (dois) resumos expandidos nos anais dos congressos científicos da *Society of Exploration Geophysicists* (SEG), 3 (três) resumos expandidos nos anais dos congressos científicos da *Brazilian Geophysical Society* (SBGf), 1 (um) resumo expandido nos anais do congresso científico da *European Association of Geoscientists & Engineers* (EAGE), 1 (um) resumo nos anais do congresso da *American Geophysical Union* (AGU) e 1 (um) resumo nos anais do simpósio da *Brazilian Geophysical Society* (SBGf). Além disso, apresentei o seminário *"Determinação do relevo do embasamento e da Moho por* *inversão de dados gravimétricos. Aplicação na borda norte da bacia do Paraná"* a convite do departamento de geofísica do IAG-USP e ministrei o curso *"Tópicos de Inversão em Geofísica"* na XIV Escola de Verão de Geofísica do IAG-USP. Para este curso, desenvolvi a apostila *"Tópicos de Inversão em Geofísica"*, que está disponível em formato digital no site:

fatiando.org/courses/topicos-de-inversao-em-geofisica-usp-2012

A seguir, apresento uma análise dos trabalhos citados acima e dos trabalhos que venho desenvolvendo atualmente. Por conveniência, dividi esta análise em três partes:

- PARTE I – Determinação do relevo do embasamento de bacias sedimentares
- PARTE II – Camada Equivalente Polinomial
- PARTE III – Determinação da forma de corpos 3D via inversão de dados de campos potenciais

Lista de Especialistas

Dr. João Batista Corrêa da Silva – Universidade Federal do Pará – Dep. de Geofísica – CG – e-mail: joaobcs@oi.com.br

Dr. Wladimir Shukowsky – Universidade de São Paulo – Dep. de Geofísica – IAG – e-mail: wladimir@iag.usp.br

Dr. Webe João Mansur – Universidade Federal do Rio de Janeiro – Programa de Engenharia Civil – COPPE – e-mail: webe@coc.ufrj.br

Dr. Carlos Alberto Mendonça – Universidade de São Paulo – Dep. de Geofísica – IAG – e-mail: mendonça@iag.usp.br

Dra. Naomi Ussami – Universidade de São Paulo – Dep. de Geofísica – IAG – e-mail: naomi@iag.usp.br

Análise da produção científica

PARTE I – Determinação do relevo do embasamento de bacias sedimentares

Introdução

Durante a graduação, comecei a trabalhar com inversão em métodos potenciais. Na ocasião, eu fazia iniciação científica (bolsa FAPESP) e o objetivo era determinar a distribuição de densidades na borda norte da bacia do Paraná.

Neste trabalho, interpretamos um conjunto de dados gravimétricos na borda norte da Bacia do Paraná, que possui feições gravimétricas com sinal negativo, alongadas na direção NS e de difícil correlação com as camadas sedimentares observadas em superfície. Por meio da modelagem direta de perfis cortando essas feições, Vidotti et al. (1998) consideraram as hipóteses de graben no embasamento ou a presença de rochas menos densas dentro do embasamento.

O estudo da estrutura da crosta sob estações sismográficas dentro da bacia usando a função do receptor forneceu informações sobre a profundidade do embasamento (Costa, 2006) e da Moho (Bianchi, 2008). Essas informações independentes serviram como informações adicionais na inversão 3D em uma tentativa de responder onde as massas anômalas estão alojadas.

Neste trabalho, produzimos modelos que descrevem fontes de massa conhecidas com base em informações geológicas. A contribuição gravimétrica desses modelos foi removida da anomalia Bouguer e a anomalia resultante foi separada em uma componente regional e outra residual. A primeira foi associada ao relevo da interface crosta-manto e a outra ao da interface bacia-embasamento. O cálculo dos modelos que descrevem essas interfaces foi feito por inversão 3D. Várias informações geofísicas e geológicas, como a profundidade do embasamento e da Moho em alguns locais na área, espessura dos sedimentos e da camada de basaltos, serviram para controlar os resultados obtidos.

Metodologia

Seja $\bar{d}$ um conjunto de N observações gravimétricas produzidas por uma bacia sedimentar constituída de sedimentos e embasamento homogêneos, com contraste de densidade $\Delta\rho$ entre eles conhecido. Para estimar o relevo do embasamento desta bacia, presumimos como modelo interpretativo um conjunto de M prismas verticais justapostos, tridimensionais (3-D) cujas espessuras são os parâmetros a serem estimados. O topo de cada prisma coincide com a superfície da Terra e todos os prismas têm dimensões horizontais iguais e conhecidas. Por simplicidade, presumimos que os dados gravimétricos foram interpolados em uma malha regular com espaçamentos dx e dy ao longo das direções x e y, respectivamente. Estes espaçamentos são iguais às dimensões horizontais dos prismas e as coordenadas x e y do centro de cada prisma coincidem com um ponto de observação gravimétrica. Seja $\bar{p}$ o vetor M-dimensional cujos os elementos p_i são as espessuras dos prismas a serem estimadas e $\bar{g}(\bar{p})$ o vetor N-dimensional cujo i-ésimo elemento $g_i(\bar{p})$ é o campo gravimétrico produzido pelos M prismas no i -ésimo ponto de observação. Por simplicidade, consideramos que os dados estão amostrados sobre o centro de cada prisma, o que implica em N = M, ou seja, que o número de dados N é igual ao número de parâmetros M. O problema inverso não linear de estimar $\bar{p}$ a partir dos dados gravimétricos pode ser formulado como um esquema iterativo similar ao desenvolvido por Bott (1959) e Rao, Prakash e Babu (1993). Neste esquema, atribuímos uma aproximação inicial p_i^0 , $i=1,\ldots,M$, para a profundidade da base de cada prisma. Em seguida, calculamos uma correção Δp_i^k , $i=1,\ldots,M$, para a profundidade da base de cada prisma dada pela equação

$$\Delta p_i^k=\frac{d_i-g_i(\bar{p}^{k-1})}{\left(\partial g_i(\bar{p}^{k-1})\big/\partial p_i\right)}\ .$$

Iterativamente, atualizamos essas profundidades por meio da equação

$$p_i^k=p_i^{k-1}+\Delta p_i^k\ .$$

Este processo é repetido até que a variação relativa dos resíduos (diferença entre os dados observados e preditos) seja menor que um escalar δ .

Resultados

Este método foi aplicado na determinação do relevo do embasamento e da Moho na Bacia do Paraná. Os resultados diretamente e indiretamente relacionados e este trabalho foram apresentados nos seguintes anais de congressos científicos:

OLIVEIRA JUNIOR, V. C. ; MARANGONI, Y. R. . Relevo Do Embasamento E Da Moho Na Borda Norte Da Bacia Do Paraná Através De Dados Gravimétricos. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2009, Salvador. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2009.

OLIVEIRA JUNIOR, V. C. ; MARANGONI, Y. R. . Inversão de Anomalia Gravimétrica na Borda Norte da Bacia do Paraná. In: 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2007, Rio de Janeiro. 10 congresso Intern. SBGf. Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: SBGf, 2007.

MORAES, R. F. ; **OLIVEIRA JUNIOR, V. C.** ; MARANGONI, Y. R. . Estudo De Anomalias Gravimétricas Na Borda Norte Da Bacia Do Paraná. In: II Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2006, Natal. II Simpósio Brasileiro de Geofísica. Natal: SBGf, 2006.

Referências

BIANCHI, M. B. **Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a Plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S**. 2008. 134f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

BOTT, M. H. P. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**. v. 3, p. 63-67, 1959.

COSTA, T. N. **Estudo de espessura sedimentar na Bacia do Paraná com função do receptor de alta freqüência**. 2006. 92f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

RAO, B.; PRAKASH, M. J.; BABU, N. R. 3D and 21/2D modeling of gravity anomalies with variable density contrast. **Geophysical Prospecting**. v. 38, p. 411-422, 1990.

VIDOTTI, R. M.; EBINGER, C. J.; FAIRHEAD, J. D. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters.** v. 159, 117-132.

PARTE II – Camada Equivalente Polinomial

Introdução

Apresentamos um novo método computacionalmente efetivo para o processamento de dados de campos potenciais via técnica da camada equivalente. Em nossa abordagem, as propriedades físicas das fontes equivalentes são descritas por polinômios. Aplicações a conjuntos de dados sintéticos e reais mostram que o nosso método produz camadas equivalentes capazes de computar as transformações lineares padrões de dados de campos potenciais. Ao comparar o número total de operações com ponto-flutuante necessárias para estimar uma camada equivalente via nosso método com a abordagem clássica, verificamos que os tempos computacionais necessários para construir o sistema linear e resolver o problema inverso linear podem ser reduzidos em até duas e três ordens de grandeza, respectivamente.

Metodologia

Seja $\bar{d}$ um vetor N-dimensional de observações de um campo potencial e $\bar{p}$ um vetor M-dimensional dos valores da propriedade física das M fontes equivalentes. Presumimos que as fontes equivalentes estão distribuídas em uma malha regular, com uma profundidade constante formando uma camada equivalente. As fontes equivalentes podem ser massas pontuais ou dipolos, dependendo se as observações do campo potencial são dados gravimétricos ou magnéticos, respectivamente. Assim, o vetor $\bar{p}$ contém um conjunto de densidades, no caso de dados gravimétricos, ou intensidades magnéticas, no caso de dados magnéticos. O campo potencial predito pela camada equivalente nos pontos de observação pode ser descrito em notação da matricial como

$$\bar{g}(\bar{p}) = \bar{\bar{G}}\bar{p} \quad ,$$

(1)

em que $\bar{g}(\bar{p})$ é um vetor N-dimensional cujo i-ésimo elemento $g_i(\bar{p})$ é o dado do campo potencial predito no i-ésimo ponto de observação ($x = x_i$, $y = y_i$ e

$z=z_i$) e $\bar{\bar{G}}$ é a matriz N x M das funções e Green cujo ij-ésimo elemento é o campo potencial no i-ésimo ponto de observação produzido pela j-ésima fonte equivalente localizada em ($x=x_j'$, $y=y_j'$ e $z=z_0$) e com a propriedade física unitária.

Na aplicação clássica da técnica da camada equivalente, os parâmetros a serem estimados são as propriedades físicas (densidades ou intensidades magnéticas) das M fontes equivalentes (massas pontuais ou dipolos). O problema inverso de estimar esta distribuição discreta de propriedade física (o vetor de parâmetros $\bar{p}$ na Eq. 1) a partir de dados observados é um problema matematicamente mal posto porque a sua solução é instável. Na formulação clássica da técnica da camada equivalente, uma estimativa estável de $\bar{p}$ pode ser obtida usando-se o regularizador de Tikhonov de ordem zero (Tikhonov & Arsenin 1977). Esta estimativa estável pode ser obtida através do estimador no espaço dos parâmetros, i.e.:

$$\bar{\hat{p}}=\left(\bar{\bar{G}}^T\bar{\bar{G}}+\mu\,\bar{\bar{I}}\right)^{-1}\bar{\bar{G}}^T\bar{d} \quad , \tag{2a}$$

ou usando-se o estimador no espaço dos dados, i.e.:

$$\bar{\hat{p}}=\bar{\bar{G}}^T\left(\bar{\bar{G}}\bar{\bar{G}}^T+\mu\,\bar{\bar{I}}\right)^{-1}\bar{d} \quad , \tag{2b}$$

em que T significa transposição, μ é o parametro de regularização e $\bar{\bar{I}}$ é a matriz identidade de ordens M (Eq. 2a) e N (Eq. 2b). Depois de estimar o vetor $\bar{\hat{p}}$, a transformação linear deseja, tal como interpolação, redução ao pólo e continuação para cima (ou para baixo) é realizada por

$$\bar{t}=\bar{\bar{T}}\,\bar{\hat{p}} \quad , \tag{3}$$

em que $\bar{t}$ é um vetor N-dimensional contendo o campo transformado e $\bar{\bar{T}}$ é a matriz N x M das funções de Green cujo ij-ésimo elemento é o campo potencial transformado no i-ésimo ponto de observação produzido pela j-ésima fonte com a propriedade física unitária.

Uma transformação linear através da técnica da camada equivalente é realizada em duas etapas: 1) estima-se a distribuição da propriedade física ($\bar{\hat{p}}$ *, Eq.* 2) e 2) calcula-se o campo transformado $\bar{t}$ (Eq. 3) que requer uma multiplicação de uma matriz por um vetor. Em termos de carga computacional, a primeira etapa é o grande obstáculo no uso da técnica da camada equivalente. Esta etapa sempre requer a solução de grandes sistemas lineares (Eq. 2). Os estimadores nos espaços dos parâmetros (Eq. 2a) e dos dados (Eq. 2b) requerem a formação e a inversão de matrizes $\left(\bar{\bar{G}}^T\bar{\bar{G}}+\mu\,\bar{\bar{I}}\right)$ e $\left(\bar{\bar{G}}\bar{\bar{G}}^T+\mu\,\bar{\bar{I}}\right)$ com dimensões M x M e N x N*,* respectivamente. Como a técnica da camada equivalente geralmente requer um número de fontes equivalentes M muito maior que o número de observações *N*, então o estimador no espaço dos dados (Eq. 2b) é a alternativa computacionalmente mais viável. Para reduzir ainda mais o esforço computacional, $\hat{\bar{p}}$ (Eq. 2b) pode ser obtida em dois passos. No primeiro, solucionamos o sistema linear

$$\left(\bar{\bar{G}}\bar{\bar{G}}^T+\mu\,\bar{\bar{I}}\right)\bar{w}=\bar{d} \quad , \tag{4}$$

em que o vetor $\bar{w}$ é uma variável auxiliar. No segundo passo avaliamos

$$\bar{\bar{G}}^T\bar{w}=\hat{\bar{p}} \quad . \tag{5}$$

Como o sistema linear da Eq. 4 envolve uma matriz simétrica e definida positiva (dependendo do μ), a solução deste sistema pode ser obtida via decomposição de Cholesky. A complexidade demandada para a obtenção de $\hat{\bar{p}}$ a partir das equações 4 e 5 pode ser verificada através da contagem do número de operações com ponto flutuante (flops). Flop é um acrônimo (em inglês) de “operação ponto flutuante” que é definido como uma operação de adição, subtração, multiplicação ou divisão de dois números reais. A solução do sistema linear (Eq. 4) através da decomposição de Cholesky requer m_s flops, em que

$$m_s = 1/3\, N^3 + 2N^2 \quad . \tag{6a}$$

A construção do sistema linear e da avaliação das operações auxiliares (Eq. 5) requer m_c flops, em que

$$m_c = M\,N^2 + 2NM \; , \tag{6b}$$

em que $M\,N^2$ e $2NM$ são os flops para avaliar a matriz $\bar{\bar{G}}\bar{\bar{G}}^T$ e a Eq. 5, respectivamente. Então, a estimativa de $\hat{\bar{p}}$ através das Eqs. 4 e 5 demanda $m_s + m_c$ flops.

Embora a formulação do problema da camada equivalente no espaço dos dados (Eq. 2b) reduz significativamente o tempo computacional quando comparada à formulação no espaço dos parâmetros (Eq. 2a), o tempo computacional é ainda excessivo. Na prática, este gasto computacional torna o problema inviável quando o número de observações é grande. Para superar esta dificuldade, propomos um novo conceito de camada equivalente que leva a um método computacionalmente eficiente para estimar $\hat{\bar{p}}$.

Camada equivalente Polinomial (PEL)

Seja uma camada equivalente composta por M fontes equivalentes cujas propriedades físicas (densidades ou intensidade de magnetização) são os elementos de um vetor M-dimensional $\bar{p}$ **.** Vamos dividir esta camada equivalente em Q janelas de fontes equivalentes com dimensões horizontais iguais e contendo o mesmo número M_s de fontes equivalentes, em que $M_s \ll M$ e $M = M_s \times Q$. Então, particionamos o vetor de parâmetros como $\bar{p} = [\,\bar{p}^{1^T} \cdots \bar{p}^{Q^T}\,]^T$, em que $\bar{p}^k$, k = 1,…, Q, é um vetor M_s-dimensional contendo as propriedades físicas das fontes equivalentes dentro da k-ésima janela de fonte equivalente. Neste trabalho, descrevemos a distribuição da propriedade física dentro da k-ésima janela por um polinômio bivariante q_k, k = 1,…, Q, de grau α. O número P de coeficientes deste polinômio q_k é dado por

$$P = \sum_{l=1}^{\alpha+1} l \quad . \tag{7}$$

Então as propriedades físicas das fontes equivalentes dentro da k-ésima janela de fontes equivalente, $\bar{p}^k$, pode ser expressa em termos dos coeficientes c_l^k, l = 1, …, P, da função polinomial q_k, de ordem α, i.e.,

$$\bar{p}^k = \sum_{l=1}^{P} \bar{b}_l^k c_l^k \quad . \tag{8}$$

Esta relação linear pode ser reescrita como

$$\bar{p}^k = \bar{\bar{B}}^k \bar{c}^k \quad , k = 1, \ldots, Q \,, \tag{9}$$

em que $\bar{c}^k$ é um vetor P-dimensional cujo l-ésimo elemento c_l^k é o l-ésimo coeficiente do polinômio q_k, e $\bar{\bar{B}}^k$ é a matriz M_s x P cuja l-ésima coluna é o vetor M_s-dimensional $\bar{b}_l^k$. Um elemento genérico da matriz $\bar{\bar{B}}^k$ é a primeira derivada da função polinomial q$_k$, de ordem α com respeito a um dos P coeficientes ($c_1^k, \ldots, c_P^k$). Para ilustrar esta matriz, vamos considerer que a k-ésima janela de fontes equivalente é composta por M_s =12 fontes equivalentes cuja distribuição de propriedade física pode ser descrita por um polinômio de segunda ordem (α = 2 e P = 6, Eq. 7). Neste caso, o j-ésimo elemento do vetor de parâmetros $\bar{p}^k$ (12 x1) (equações 8 e 9) é

$$p_j^k = c_1^k + c_2^k x_j' + c_3^k y_j' + c_4^k x_j^{¿} + c_5^k x_j' y_j' + c_6^k y_j^{¿} \quad , \tag{10}$$

em que j = 1,…,12 e a matriz $\bar{\bar{B}}^k$ (12 x 6) é

$$\bar{\bar{B}}^k = \begin{bmatrix} 1 & x_1' & y_1' & x_1'^2 & x_1' y_1' & x_1'^2 \\ 1 & x_2' & y_2' & x_2'^2 & x_2' y_2' & x_2'^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & x_{M_s}' & y_{M_s}' & x_{M_s}'^2 & x_{M_s}' y_{M_s}' & y_{M_s}'^2 \end{bmatrix} \quad . \tag{11}$$

Numericamente, p_j^k, $j = 1,\ldots,12$, é igual ao polinômio de segunda ordem q_k avaliado nas coordenadas horizontais (x_j' , y_j') de localização da j-ésima fonte equivalente dentro da k-ésima janela de fontes equivalentes.

Presumimos, neste trabalho, que a distribuição da propriedade física dentro da camada equivalente é um conjunto de Q funções polinomiais de ordem α (i.e., q_k, $k = 1, \ldots, Q$) definidas por um conjunto de Q janelas de fontes equivalentes especificado pelo interprete. Então, a distribuição da propriedade física dentro de toda a camada equivalente, que inclui todas as fontes equivalentes de todas as janelas, pode ser descrita como

$$\bar{p} = \bar{\bar{B}}\,\bar{c} \quad , \tag{12}$$

em que $\bar{\bar{B}}$ é uma matriz M_s x H ($H = P$ x Q) que pode ser particionada como

$$\bar{\bar{B}} = \begin{bmatrix} \bar{\bar{B}}^1 & \bar{\bar{0}} & \cdots & \bar{\bar{0}} \\ \bar{\bar{0}} & \bar{\bar{B}}^2 & \cdots & \bar{\bar{0}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \bar{\bar{0}} & \bar{\bar{0}} & \cdots & \bar{\bar{B}}^Q \end{bmatrix} \quad , \tag{13}$$

em que $\bar{\bar{0}}$ é uma matriz M_s x P de zeros. O vetor H-dimensional $\bar{c}$ (Eq. 12) é particionado como $\bar{c} = [\bar{c}^{1^T} \cdots \bar{c}^{Q^T}]^T$. Então, o vetor $\bar{c}$ contem todos os coeficientes descrevendo todas as funções polinomiais, q_k, $k = 1, \ldots, Q,$ que estão associados às Q janelas de fontes equivalentes que compõem a camada equivalente. Usando a Eq. 12, o sistema linear em que a Eq. 1, de N equações em M variáveis desconhecidas, pode ser reescrito como

$$\bar{g}(\bar{p}) = \bar{\bar{G}}\,\bar{\bar{B}}\,\bar{c} \quad . \tag{14}$$

A Eq. 14 representa um sistema de N equações em H variáveis desconhecidas.

Na nossa abordagem, chamada Camada Equivalente Polinomial (PEL), solucionamos primeiro o problema inverso de estimar o vetor de coeficientes polinomiais $\bar{c}$ a partir das observações do campo potencial. Em seguida, calculamos a distribuição da propriedade física usando a Eq. 12. Finalmente, computamos a transformação dos dados desejada usando a Eq. 3. Para obter uma estimativa estável de $\bar{c}$, impomos as regularizações de Tikhonov de ordens zero e um (Tikhonov & Arsenin, 1977) formulando-se o problema de otimização vinculado de minimizar

$$\|\bar{c}\|^2 \quad , \tag{14a}$$

e

$$\|\bar{\bar{R}}\,\bar{\bar{B}}\,\bar{c}\|^2 \quad , \tag{14b}$$

sujeito a

$$\|\bar{d}-\bar{g}(\bar{p})\|^2=\delta \quad , \qquad (14c)$$

em que $\|\cdot\|$ é a norma Euclideana, δ é o valor esperado para a media da soma dos quadrados do ruído nos dados, e $\bar{\bar{R}}$ é uma matriz L x M representando um conjunto de L diferenças finitas de primeira ordem (Aster *et al.* 2004). O regularizador de Tikhonov de ordem zero (Eq. 14a) impõe que todos os coeficientes estimados (vetor $\bar{c}$) devam estar os mais próximos possíveis de zero. O regularizador de Tikhonov de ordem um (Eq. 14b) impõe o vínculo de suavidade na distribuição da propriedade física das fontes da camada equivalente que estão localizadas nas bordas de janelas adjacentes. Solucionando este problema de otimização vinculado (Eq. 14), obtemos a equação normal para o estimador $\hat{\bar{c}}$,

$$[\bar{\bar{B}}^T\bar{\bar{G}}^T\bar{\bar{G}}\,\bar{\bar{B}}+\mu(\mu_0\,\bar{\bar{I}}+\mu_1\,\bar{\bar{B}}^T\bar{\bar{R}}^T\bar{\bar{B}}\,\bar{\bar{R}})]\,\hat{\bar{c}}=\bar{\bar{B}}^T\bar{\bar{G}}^T\bar{d} \quad , \qquad (15)$$

em que $\bar{\bar{I}}$ é a matriz identidade de ordem H e μ é o parâmetro de regularização que equilibra a importância relativa entre a função do ajuste (Eq. 14c) e os dois vínculos (equações 14a e 14b). As constantes μ_0 e μ_1 (na Eq. 15) são números reais positivos que controlam a importância dos dois vínculos dados pelas Eqs. 14a e 14b, respectivamente. A Eq. 15 representa um sistema de H equações lineares em H variáveis desconhecidas, em que H é o número total de coeficientes dos polinômios que formam todas as Q janelas de fontes equivalentes. Este número de coeficientes é menor que o número de fontes equivalentes M e o número de dados N. Então, a PEL requer um esforço computacional muito menor que a abordagem clássica da camada equivalente, mesmo na formulação no espaço dos dados, que requer a solução de um sistema de N equações lineares em N variáveis desconhecidas, (Eq. 2b).

O número de flops h_s demandado para solucionar o sistema linear (Eq. 15) através da decomposição Cholesky é

$$h_s = 1/3\, H^3 + 2H^2 \quad . \qquad (16a)$$

Considerando-se que $\bar{\bar{B}}$ é uma matriz esparsa, o número de flops h_c demandado para a construção do sistema linear e a avaliação das operações auxiliares é dado por

$$h_c = 2NM_s\,H + H^2N + 2NH + 2MP, \qquad (16b)$$

em que $2NM_sH$, H^2N, $2NH$ e $2MP$ são os números de flops demandados para avaliar os termos $\bar{\bar{G}}\,\bar{\bar{B}}$, $\bar{\bar{B}}^T\bar{\bar{G}}^T\bar{\bar{G}}\,\bar{\bar{B}}$, $\bar{\bar{B}}^T\bar{\bar{G}}^T\bar{d}$ e a distribuição de propriedade física (vetor de parâmetros $\bar{p}$ na Eq. 12), respectivamente. Note que o uso do regularizador de Tikhonov de ordem zero na abordagem clássica da camada equivalente (Eq. 2b) e na abordagem da PEL (Eq. 15) demanda, respectivamente, N e H operações de adição; isto equivale adicionar N flops a m_c (Eq. 6b) e H flops a h_c (Eq. 16b). Como H é muito menor que N ($H << N$), o uso do regularizador de Tikhonov de ordem zero na PEL requer um esforço computacional muito menor que a abordagem clássica da camada equivalente. Por outro lado, abordagem clássica da camada equivalente (Eqs. 2a e 2b) não usa o regularizador de Tikhonov de ordem um. O uso do regularizador de Tikhonov de ordem um na PEL (Eq. 14b) poderia erroneamente sugerir um aumento expressivo do número de flops h_c (Eq. 16b) porque avalia-se o termo $\bar{\bar{B}}^T \bar{\bar{R}}^T \bar{\bar{R}} \bar{\bar{B}}$. Este aumento não é expressivo porque as matrizes $\bar{\bar{B}}$ e $\bar{\bar{R}}$ são esparsas, o que implica em um aumento desprezível do número de flops h_c (Eq. 16b). Note que a PEL requer a etapa adicional de calcular a distribuição da propriedade física (Eq. 12) após a solução do sistema de equações lineares para estimar os coeficientes do polinômio (Eq. 15). Este cálculo deve ser feito antes de computarmos a transformação desejada dos dados (Eq. 3). Esta etapa adicional não aumenta significativamente o custo computacional, porque computar a distribuição da propriedade física (Eq. 12) apenas requer a multiplicação de uma matriz esparsa por um vetor. Em resumo, mesmo usando uma função regularizadora adicional (Eq. 14b) e introduzindo uma etapa adicional no fluxo do processamento (Eq. 12), nosso método de camada equivalente (PEL) requer um baixo esforço computacional quando comparado à abordagem clássica da camada equivalente.

Resultados

Este método foi aplicado em dados magnetométricos sobre o Arco Magmático de Goías. Os resultados deste trabalho serão divulgados em uma apresentação oral no congresso da *Society of Exploration Geophysicists* (SEG), em novembro deste ano, e em uma apresentação oral no V Simpósio Brasileiro de Geofísica da SBGf, em novembro deste ano. Este trabalho foi submetido para publicação na revista *Geophysics* e está sendo revisado por Fernando Guspí, Xiong Li, Gary Barnes e Changli Yao. Todos os revisores deram pareceres favoráveis à publicação deste trabalho.

OLIVEIRA JR, V. C. ; BARBOSA, V. C. F.; UIEDA, L. Polynomial Equivalent Layer. Geophysics, em processo de revisão R2.

OLIVEIRA JR, V. C. ; BARBOSA, V. C. F.; UIEDA, L. Camada Equivalente Polinomial. In: V Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2012, Salvador. V Simpósio Brasileiro de Geofísica. Salvador: SBGf, 2012.

Referências

ASTER, R. C., B. BORCHERS, e C. H. THURBER. **Parameter estimation and inverse problems**. Elsevier Academic Press, 2004.

TIKHONOV, A. N. e ARSENIN, V. Y. **Solutions of ill-posed problems**. W. H. Winston & Sons, 1977.

PARTE III – Determinação da forma de corpos 3D via inversão de dados de campos potenciais

Introdução

Apresentamos um novo método de inversão 3D de dados de campos potenciais para recuperar a geometria de corpos isolados com contraste de densidade e profundidade do topo conhecidos. Aproximamos a fonte por um modelo interpretativo formado por um conjunto de prismas retos e verticalmente justapostos. Cada prisma possui a seção horizontal descrita por um polígono. As coordenadas horizontais que definem os vértices do polígono de cada prisma são os parâmetros a serem estimados pela inversão. A profundidade da base do modelo interpretativo é estimada por um novo critério baseado na curva do volume total estimado pela norma L1 dos resíduos entre os dados observados e preditos. Aplicações a dados sintéticos e reais mostram que nosso método obtém soluções estáveis que recuperam a geometria da fonte 3D e ajustam os dados, mesmo no caso de uma fonte complexa. Nosso método tem a vantagem de não requerer vínculos que favoreçam homogeneidade e compacidade, tornando-o operacionalmente simples.

Metodologia

Problema direto

Seja g_i^{obs} a i-ésima observação, no ponto (x_i, y_i, z_i), da anomalia de um campo potencial produzida por uma fonte localizada em subsuperfície e com profundidade z_0 do topo conhecida. Consideramos que o contraste de propriedade física entre a fonte geológica e as rochas encaixantes seja constante. Para delinear o contorno 3D da fonte, aproximamos o seu volume por um conjunto de L prismas retos e justapostos verticalmente. O contraste de propriedade física de cada prisma, ρ^k, k =

1, …, L, é considerado constante e conhecido. Cada prisma tem a espessura dz constante e conhecida e a seção horizontal descrita por um polígono com um número M fixo de vértices igualmente espaçados entre 0° e 360°. Os vértices do polígono são descritos em coordenadas polares referidas a uma origem arbitrária O^k dentro do polígono.

As distâncias radiais dos vértices (r_j^k , j = 1, …, M, k = 1, …, L) e as coordenadas Cartesianas horizontais (x_0^k and y_0^k , k = 1, …, L) da origem arbitrária O^k, k = 1, …, L, do conjunto de L prismas verticalmente justapostos são os elementos do vetor P-dimensional de parâmetros $\bar{m}$, em que $P = L\ (M + 2)$. O campo potencial anômalo produzido pelo conjunto de L prismas na i-ésima posição (x_i , y_i, z_i) é dada por

$$g_i(\bar{m}) \equiv \sum_{k=1}^{L} f_i^k(\rho^k,\ dz, z_0, \bar{m}) \quad , i = 1, \ldots, N, \tag{1}$$

sendo N o número de observações da anomalia de campo potencial e $f_i^k(\ \rho^k,\ dz\ ,\ z_0\ ,\ \bar{m})$ uma função não-linear, definida com base no trabalho de Plouff (1976), que calcula o campo potencial anômalo produzido pelo k-ésimo prisma na posição (x_i, y_i, z_i).

Problema inverso

Formulamos uma inversão não-linear que consiste em estimar, a partir dos dados gravimétricos, o vetor de parâmetros $\bar{m}$ que minimiza a função objetivo

$$\Gamma(\bar{m}) = \Psi(\bar{m}) + \mu \sum_{\ell=1}^{6} \alpha_\ell \Phi_\ell(\bar{m}) \quad , \tag{2a}$$

sujeito a

$$m_{i\,min} < m_i < m_{i\,max}\ , i = 1, \ldots, P, \tag{2a}$$

em que m_{imin} e m_{imax} são estabelecidos pelo intérprete como os limites inferior e superior, respectivamente, do i-ésimo elemento m_i do vetor $\bar{m}$ e $\Psi(\bar{m})$ é a função do ajuste dada por

$$\Psi(\bar{m}) = \frac{1}{N-P} \sum_{i=1}^{N} [\, g_i^{obs} - g_i(\bar{m})\,]^2 \quad . \tag{3}$$

As funções $\Phi_\ell(\bar{m})$, ℓ =1,…,6, na equação 2a, representam os vínculos impostos sobre a geometria da fonte, α_ℓ define o peso do ℓ -ésimo vínculo e, finalmente,

μ é um escalar positivo que controla a importância relativa entre a função do ajuste e os vínculos. O mínimo da função $\Gamma(\bar{m})$ (Equação 2a) será obtido pelo método de Marquardt. Para incorporar as desigualdades dadas na equação 2b, utilizamos uma função homeomórfica (Barbosa *et al*. 1999). Neste método, introduzimos seis tipos de vínculos:

- Vínculo de suavidade sobre distâncias radiais adjacentes pertencentes a um mesmo prisma – Este vínculo impõe que distâncias radiais adjacentes dentro de um mesmo prisma sejam próximas.

- Vínculo de suavidade sobre distâncias radiais adjacentes pertencentes a prismas verticalmente adjacentes – Este vínculo impõe que distâncias radiais adjacentes pertencentes a prismas adjacentes sejam próximas.

- Vínculo do contorno aflorante – No caso de corpos aflorantes, este vínculo impõe que a seção horizontal do prisma mais raso seja próxima ao contorno da parte aflorante do corpo geológico.

- Vínculo das coordenadas horizontais de posição de um ponto sobre o afloramento de corpo – No caso de corpos aflorantes, este vínculo impõe que as coordenadas Cartesianas horizontais da origem arbitrária do prisma mais raso sejam próximas as coordenadas Cartesiana horizontais de um ponto conhecido sobre a parte aflorante do corpo geológico.

- Vínculo de suavidade sobre as origens – Este vínculo impõe que as coordenadas Cartesianas Horizontais das origens de prismas adjacentes sejam próximas

- Vínculo de mínima norma Euclidiana sobre as distâncias radiais – Este vínculo impõe que todas as distâncias radiais estimadas sejam próximas ao valor nulo.

Resultados

Este método foi aplicado em dados gravimétricos sobre o complexo intrusivo Matsitama, localizado em Botswana, e os resultados foram publicados na revista indexada *Geophysical Journal International*. Na ocasião, os revisores Horst Holstein e Fabio Caratori Tontini elogiaram muito o trabalho. Os resultados provenientes da aplicação a dados gravimétrico foram divulgados em congressos da *Society of Exploration Geophysicists* (SEG), *Brazilian Geophysical Society* (SBGf), *European Association of Geoscientists & Engineers* (EAGE) e *American Geophysical Union* (AGU). No congresso da *Society of Exploration Geophysicists* (SEG), o trabalho foi selecionado para a gravação multimídia.

A adaptação do método para a inversão de dados de tensor gravimétrico já foi finalizada e os resultados provenientes da aplicação aos dados de tensor gravimétrico sobre o domo de sal Vinton, localizado nos EUA, estão sendo escritos para que sejam submetidos em formato de artigo à revista *Geophysical Journal International*. A adaptação deste método para a inversão de dados magnetométricos também já foi finalizada, no entanto ainda é necessário aplicar a dados reais.

OLIVEIRA JR, V. C.; BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C. Source geometry estimation using the mass excess criterion to constrain 3-D radial inversion of gravity data. Geophysical Journal International, v. 187, p. 754-772, 2011.

OLIVEIRA JR, V. C.; BARBOSA, V. C. F. 3D Radial inversion of gravity data for estimating the source's geometry. In: 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011, 2011, Vienna. 73rd EAGE - 2011. Vienna, 2011. v. 01. p. 1-5.

OLIVEIRA JR, V. C.; BARBOSA, V. C. F. Radial gravity inversion constrained by total anomalous mass excess for retrieving 3D bodies. In: SEG 2011 International Exposition and 81st Annual Meeting, 2011, San Antonio. SEG - Society of Exploration Geophysicists. San Antonio, 2011.

OLIVEIRA JR, V. C.; BARBOSA, V. C. F. Estimação da Geometria de Corpos 3D Via Inversão Gravimétrica Radial e Massa Anômala. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2011, Rio de Janeiro. 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro: SBGf, 2011.

OLIVEIRA JR, V. C.; BARBOSA, V. C. F. Horizontal radial gravity inversion for retrieving 3D geologic bodies. In: 2010 Meeting of the Americas, 2010, Foz do Iguassu. Eos Trans. AGU. Foz do Iguassu: Meet. Am. Suppl., 2010. v. 91.

Referências

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C. e MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. **Geophysics**, vol. 64, n.° 5, p. 1429 – 1437, 1999.

PLOUFF, D. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. **Geophysics.** vol. 41, n.° 4, p. 727-741, 1976.

Relato pessoal

A seguir, apresentarei comentários pessoais sobre o contexto em que os trabalhos expostos acima foram desenvolvidos. O meu primeiro trabalho, *Determinação do relevo do embasamento de bacias sedimentares*, foi desenvolvido quando eu ainda me encontrava na graduação. Considero este trabalho uma experiência essencial na minha decisão em trabalhar com problemas inversos. Na ocasião, eu fazia iniciação científica (bolsa FAPESP) e decidi, sozinho, começar a trabalhar com inversão. O problema de estimar o relevo de uma interface separando dois meios homogêneos por meio da inversão não-linear de dados gravimétricos é um problema matematicamente complexo para um aluno de iniciação científica. Na minha avaliação, todas as dificuldades envolvidas na implementação computacional, interpretação dos resultados e compreensão de toda a base teórica por trás da metodologia serviram para que eu optasse por fazer mestrado em inversão no Observatório Nacional. Hoje eu percebo que a metodologia desenvolvida na graduação tem falhas, como a falta de regularização. No entanto, considerei esta primeira experiência científica o passo fundamental no aprendizado de problemas inversos em métodos potenciais. O interesse por problemas inversos enquanto eu estava cursando o bacharelado em geofísica me fez cursar disciplinas na pós-graduação do IAG e foram de suma importância quando eu ingressei no mestrado. Quando comecei o mestrado no Observatório Nacional, em março de 2009, a experiência com a implementação computacional de problemas inversos não-lineares foi fundamental no desenvolvimento do projeto de pesquisa desenvolvido. Esta experiência fez com que o código computacional do tema de meu mestrado fosse implementado em 6 meses.

Durante o mestrado, adquiri uma base sólida sobre inversão que, associada a orientação que recebi, fez-me vislumbrar o estado da arte em minha linha de pesquisa e culminou na publicação de um artigo científico em uma importante revista internacional (*Geophysical Journal International*). Este trabalho apresenta um critério baseado na curva entre a massa da estimativa obtida na inversão e a norma L1 dos resíduos entre os dados observados e preditos. Esta curva indica se os dados têm ou não resolução suficiente para recuperar completamente a geometria da fonte. Nas palavras da minha orientadora e dos revisores do artigo, os resultados foram surpreendentes. Além disso, os resultados do trabalho me renderam a participação em congressos internacionais (e.g., SEG, EAGE, SBGf, AGU) e o contato com grandes pesquisadores.

Terminado o mestrado em novembro de 2010, as disciplinas avançadas que cursei no Observatório Nacional viabilizaram o meu conhecimento sobre o estado da arte em métodos potenciais. Este conhecimento acumulado me possibilitou ter a minha primeira ideia completamente independente, que foi o desenvolvimento de um novo método computacionalmente efetivo na estimação de uma camada equivalente. Este trabalho começou a ser desenvolvido no final do mestrado e foi submetido em

2012 para publicação na revista *Geophysics*. Atualmente o trabalho está em processo de revisão e os pareceres dos revisores são extremamente favoráveis à publicação. Além disso, este trabalho será apresentado no congresso da *Society of Exploration Geophysicists* (SEG) e no V Simpósio da Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf) em novembro deste ano.

Desde que comecei o doutorado em geofísica no Observatório Nacional em dezembro de 2010, tenho trabalhado com inversão de dados de tensor gravimétrico e de dados magnetométricos. A obtenção de dados de tensor gravimétrico é muito difícil, uma vez que este tipo de dado está concentrado na indústria. Felizmente a empresa Bell Geospace nos concedeu os dados provenientes de um levantamento sobre o domo de sal Vinton, no estado da Louisiana, EUA. Após enfrentar as dificuldades inerentes à interpretação de dados de tensor gravimétrico e adaptar a metodologia desenvolvida durante o mestrado, vejo a inversão de dados de tensor gravimétrico como uma linha de pesquisa muito promissora. É visível que a experiência adquirida no mestrado me possibilitou ganhar agilidade no desenvolvimento de novas metodologias e na elaboração de trabalhos científicos. Isso está sendo de fundamental importância para que eu possa terminar o doutorado em dezembro deste ano, mês em que eu completarei 2 anos no doutorado.

Hoje eu estou desenvolvendo vários projetos concomitantemente e as metodologias desenvolvidas até então me possibilitam vislumbrar outras linhas de pesquisa como inversão conjunta, por exemplo. Em 2011 eu tive honra de ser convidado a revisar trabalhos científicos para a *Revista Brasileira de Geofísica* e para a revista croata *GEOFIZIKA*. Em 2012, tive a honra de ser convidado a ministrar o curso *Tópicos de Inversão em Geofísica* na XIV Escola de Verão de Geofísica do IAG-USP. Eu acredito que os resultados que eu venho obtendo ao longo dos últimos anos são frutos, em primeiro lugar, da base adquirida sobre o estado da arte em métodos potenciais e em problemas inversos, que são temas áridos e requerem conhecimentos multidisciplinares tais como física, matemática, computação e geologia. Em segundo lugar, eu atribuo os frutos do meu trabalho ao meu comprometimento com aquilo que escolhi como profissão, que é a pesquisa. Tenho plena consciência de que não sou brilhante, ainda tenho muitas falhas a serem corrigidas, mas acredito plenamente nas pessoas que estão ao meu redor na minha vontade de me tornar pesquisador. Hoje, aqui no ON, temos um grupo de pesquisa, em métodos potenciais e problemas inversos, formado por mim (Vanderlei), Leonardo Uieda, Dionísio Carlos e a professora Valéria. Somos especialistas que atuam de forma independente e complementar, mas trabalhamos de modo integrado. Por este motivo estamos conseguindo publicar trabalhos que estão ganhando reconhecimento internacional na área científica. Este ano, 4 trabalhos do nosso grupo de pesquisa serão apresentados no congresso da SEG, sendo que dois deles foram selecionados para gravação multimídia. Este grupo precisa crescer em termos de pessoas permanentes. Hoje eu não tenho experiência administrativa, mas tenho experiências científicas que já estão garantindo ter as minhas próprias ideias científicas. Minha perspectiva (ou sonho) é continuar trabalhando dentro deste grupo de pesquisa e este concurso viabilizaria a continuidade deste grupo de pesquisa.

No momento, terminei meu doutorado e estou escrevendo um artigo sobre "Inversão Radial 3D das componentes do tensor gravimétrico", que é o meu tema de tese. Este artigo será submetido até novembro de 2012 e eu defenderei minha tese no mês seguinte, em dezembro de 2012. Este prazo é possível porque o Observatório Nacional possibilita que o aluno obtenha o título de doutor sem que seja necessário escrever uma tese no formato "clássico", mas sim uma tese composta por 2 artigos. Além disso, estou i) finalizando o trabalho sobre "Inversão Radial 3D de dados magnetométricos", faltando apenas a aplicação a dados reais, ii) sou coautor no artigo *"A method for estimating the horizontal and vertical positions of 3D magnetic sources by using Euler Deconvolution"*, que será submetido em outubro de 2012 com autores do grupo de pesquisa da professora Valéria e iii) estou iniciando um trabalho conjunto de interpretação com autores do grupo de pesquisa da professora Valéria. Por fim, tenho a satisfação em dizer que fui convidado a trabalhar com o pesquisador Dr. Mark Pilkington, do Serviço Geológico Canadense.