



ANÁLISE NUMÉRICA DO SINAL GRAVIMÉTRICO E DO GRADIENTE E APLICAÇÃO À INVERSÃO

Ingrid Rocha do Nascimento UFPA, Brasil, Cristiano M. Martins, UFPA and Valéria C. F. Barbosa, ON.

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

We present numerical analysis of the decrease in the vertical component of the gravity anomaly produced by deepening simulated in a elementary mass of a synthetic sedimentary basin and characterize the depth from which this mass does not produce, on the surface, sensitive signal to the instrumentation. We also evaluated numerically the decrease of the magnitude of vertical gradient of the vertical component of gravity anomaly caused by increased depth of one elementary source and illustrate that this mass may not produce sensitive variation being still positioned in relatively shallow depths. In all cases we assume that the density increases with depth in the sedimentary pack caused by the compaction of the sediments. Evaluated numerically the decrease of the intensity gradient of the function that describes the signal gravimetric calculated on a point of observation caused by the removal of a volume element that can be associated with a disturbance of the j -th parameter of the interpretative model. This evaluation showed the distance between the position of the perturbation and the position of observation, from which the sensitivity coefficient tends to zero, for a given volume of disturbance. We present two procedures for gravimetric inversion, both stabilized with Tikhonov regularization of first order to estimate the basement relief of the simulated sedimentary basin considering vertical variation of density contrast in the sedimentary pack. In one of these procedures we executed a modification in the Jacobian matrix in order to validate the application of the nullity of the sensitivity coefficients. The results of both inversion procedures were equally effective in recovering the basement relief.

Introdução

Estimativa precisa da profundidade do embasamento de bacias sedimentares tem significativo impacto tanto para o entendimento da formação e evolução geológica da bacia como no auxílio a outros métodos geofísicos. A inversão gravimétrica pode, na maioria dos casos, recuperar com precisão o relevo do embasamento de bacias sedimentares considerando-se as profundidades e o contraste de densidade característicos da maioria das bacias. Em geral pode-se presumir que a compactação dos sedimentos que preenchem a bacia produz uma diminuição do contraste de densidade com a profundidade. Esta compactação pode ser ou não

monotonicamente decrescente, se este pacote sedimentar é ou não principalmente siliclástico. Modelagens gravimétricas diretas, para a interpretação de bacias sedimentares, que permitam uma variação de densidade nos sedimentos, geralmente aproximam a variação do contraste de densidade com a profundidade por uma lei monotônica, como por exemplo, a lei linear (AGARWAL 1971; MURTHY e RAO, 1979), a lei quadrática (RAO 1986), a lei exponencial (GRANSER 1987), a lei hiperbólica (RAO et al., 1994), a lei parabólica (CHAKRAVARTHI et al., 2002) e a lei polinomial cúbica (GARCÍA-ABDESLEM 2005). A aproximação de uma lei monotônica da variação do contraste de densidade com a profundidade foi adotada por muitos autores, pois geralmente leva a uma expressão de forma fechada para o cálculo da anomalia gravimétrica. Assim, a decisão de descrever a compactação do sedimento numa bacia por uma lei monotônica normalmente vem da viabilidade de uma solução numérica da modelagem gravitacional direta, ao invés de se modelar todos os atributos geológicos. Neste contexto, uma lei monotônica deve ser vista como uma aproximação grosseira porém razoável da dependência do contraste de densidade com a profundidade. Independentemente de se presumir as corretas funções do contraste de densidade com a profundidade, se a compactação do sedimento for severa, o contraste de densidade nas porções mais profundas da bacia pode se tornar muito pequeno, ou mesmo desaparecer, de modo que o embasamento pode aprofundar-se infinitamente sem causar alterações significativas no efeito da gravidade. Se este for o caso, seria possível avaliar qual a profundidade máxima detectável para o embasamento de uma bacia, assumindo uma dada diminuição do contraste de densidade com a profundidade?

Metodologia

Problema direto

Seja uma bacia sedimentar com embasamento homogêneo e sedimentos heterogêneos. Presumimos que o contraste de densidade entre o embasamento e os sedimentos diminui com a profundidade, z , de acordo com uma lei parabólica (RAO et al., 1994)

$$\Delta\rho(z) = \frac{\Delta\rho_0^3}{(\Delta\rho_0 - \alpha z)^2}, \quad (1)$$

sendo $\Delta\rho_0$ o contraste de densidade na superfície da Terra expresso em g/cm^3 e α um fator que controla o gradiente do contraste de densidade com a profundidade, expresso em $\text{g.cm}^{-3}/\text{km}$.

Seja uma interface arbitrária separando o pacote sedimentar heterogêneo do embasamento homogêneo. Para estimar o relevo desta interface, selecionamos uma região finita no espaço $x - y$, contendo completamente a

projeção horizontal da bacia, e discretizamos esse espaço, ao longo das direções x e y , em uma malha de $m_x \times m_y$ prismas 3D verticais justapostos, (Figura 1) em um sistema de coordenadas em que z é positivo para baixo. O topo de cada prisma coincide com a superfície da Terra, nível $z_0 = 0,0$ km, e todos os prismas têm dimensões horizontais iguais a dx e dy ao longo das direções x e y , respectivamente. As espessuras p_j dos M prismas ($M = m_x \times m_y$) são os elementos do vetor de parâmetros \mathbf{p} , ($p_j, j = 1, \dots, M$) a serem estimados a partir dos dados gravimétricos. Essas espessuras dos M prismas representam as profundidades do embasamento em M pontos e estão relacionadas à i -ésima componente vertical do campo gravimétrico teórico g_i , no i -ésimo ponto de observação (x_i, y_i, z_i) , pela relação não linear

$$g_i = \sum_{j=1}^M f_i(p_j, \Delta\rho_0, \alpha), \quad i = 1, \dots, M. \quad (2)$$

A função não linear $f_i(p_j, \Delta\rho_0, \alpha) \equiv f_i$ produzida por um único prisma com espessura p_j computada no i -ésimo ponto de observação, pode ser escrita como

$$f_i = \gamma \int_0^{p_j} \int_{y_{0j}-dy/2}^{y_{0j}+dy/2} \int_{x_{0j}-dx/2}^{x_{0j}+dx/2} \Delta\rho(z) \frac{dz}{z_i - z_j} \cdot \frac{dx_j' dy_j' dz_j'}{\left[(x_i - x_j')^2 + (y_i - y_j')^2 + (z_i - z_j')^2 \right]^{3/2}}, \quad (3)$$

sendo γ a constante gravitacional de Newton, (x_j', y_j', z_j') as coordenadas de um pequeno prisma de volume ($dv_j = dx_j' \cdot dy_j' \cdot dz_j'$) dentro do j -ésimo prisma e x_{0j} e y_{0j} as coordenadas do centro do j -ésimo prisma em relação a x e y , respectivamente. CHAKRAVARTHI et al. (2002) apresentaram expressão fechada para a integral em 3.

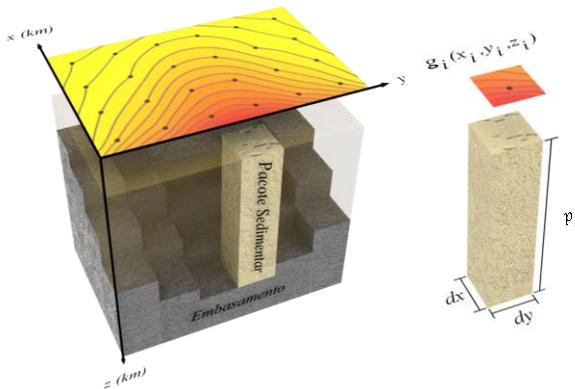


Figura 1. Modelo interpretativo – Anomalia gravimétrica produzida por um pacote sedimentar cujo contraste de densidade decresce verticalmente segundo lei parabólica. O pacote sedimentar é discretizado por uma malha $m_x \times m_y$ de M prismas 3D cujas espessuras p_j são os parâmetros a serem estimados. O detalhe à direita mostra o i -ésimo prisma 3D e a i -ésima componente vertical da anomalia gravimétrica g_i na posição (x_i, y_i, z_i) .

Por simplicidade, presumimos que os dados gravimétricos são interpolados em uma malha regularmente espaçada (Figura 1) e que as coordenadas x e y de cada ponto de observação coincidem com as respectivas coordenadas horizontais dos centros dos prismas. O termo g_i define o i -ésimo elemento do vetor $\mathbf{g} \equiv (g_1, \dots, g_M)^T$ que contém a anomalia gravimétrica teórica causada por M prismas que simulam um pacote sedimentar com contraste de densidade que decai com a profundidade segundo a equação 1. O sobrescrito T representa transposição.

Problema Inverso

A inversão gravimétrica consiste em estimar, a partir de um vetor \mathbf{g}^0 da anomalia gravimétrica observada, o vetor \mathbf{p} contendo as profundidades do embasamento em M pontos discretos. Os parâmetros a serem estimados (\mathbf{p}) estão relacionados aos dados gravimétricos (\mathbf{g}^0) através da relação não linear dada pela equação 2. O problema inverso não linear de estimar \mathbf{p} a partir de \mathbf{g}^0 pode ser formulado como um problema de minimização, em relação a \mathbf{p} , do funcional

$$\phi_g = \frac{1}{M} \|\mathbf{g} - \mathbf{g}^0\|_2^2, \quad (4)$$

em que $\|\cdot\|_2$ é a norma Euclidiana e \mathbf{g} é um vetor M -dimensional cujo i -ésimo elemento contém a componente vertical da anomalia teórica computada no i -ésimo ponto de observação (equação 2). Note que \mathbf{g} depende não só das espessuras dos M prismas (\mathbf{p}), como também das variáveis $\Delta\rho_0$ e α (equação 1). Assim $\mathbf{g} \equiv \mathbf{g}(\mathbf{p}, \Delta\rho_0, \alpha)$. O problema inverso de estimar o vetor $\hat{\mathbf{p}}$ que minimiza o funcional 4 é mal posto e apresenta solução sem estabilidade. Para obter uma estimativa ($\hat{\mathbf{p}}$) única e estável procuramos uma solução que satisfaça a anomalia gravimétrica observada, \mathbf{g}^0 , e que seja uma superfície do relevo do embasamento globalmente suave. Para tanto, formulamos o problema inverso vinculado e não linear de estimar as profundidades do embasamento 3D através da minimização de:

$$\phi_s = \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2 \quad (5)$$

sujeito a

$$\phi_g = \delta^2. \quad (6)$$

No funcional ϕ_s (equação 5) \mathbf{R} é uma matriz $L \times M$ representando o operador diferencial discreto de primeira ordem. O funcional ϕ_s é o regularizador de Tikhonov de primeira ordem (TIKHONOV e ARSENIN, 1977) minimizado via norma Euclidiana denotada por $\|\cdot\|_2$. Através da minimização de $\|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2$ (funcional 5), ficam favorecidas as soluções relativamente suaves e, implicitamente, é introduzida a informação geológica de que o relevo do embasamento da bacia sedimentar é globalmente suave (BARBOSA et al., 1997). Na equação 6, ϕ_g é definido pela equação 4 e δ^2 é o valor esperado para a média da soma dos quadrados ruído nos dados gravimétricos observados. O vetor $\hat{\mathbf{p}}$, contendo as M estimativas das profundidades do embasamento, que soluciona o problema de otimização vinculado dado pela minimização do funcional 5 sujeito a explicar os dados geofísicos (condição 6), será obtido minimizando-se o funcional não vinculado:

$$\lambda_S(\mathbf{p}) = \phi_g + \mu\phi_S, \quad (7)$$

em que, μ é o parâmetro de regularização, um escalar positivos. Resolvemos este problema não linear iterativamente pelo método Gauss-Newton empregando-se a estratégia de MARQUARDT (1963) como apresentado por MARTINS (2009).

Análise no Modelo Direto

Intensidade do sinal da anomalia gravimétrica e do gradiente versus profundidade

Porções profundas do pacote sedimentar podem produzir sinal gravimétrico muito inferior à precisão instrumental, por causa da distância e/ou do contraste de densidade próximo à zero. Isto pode afetar a eficácia da inversão gravimétrica para a estimativa do relevo do embasamento de bacias. Realizamos testes simples para exemplificar qualitativa e quantitativamente a relação do sinal da anomalia gravimétrica com os parâmetros envolvidos no modelo interpretativo.

Considere um único prisma de pequeno volume (dv), de dimensões dx , dy e dz , com centro localizado a uma profundidade z_p e coordenadas horizontais x_p e y_p . Considere também que o contraste de densidade varia com a profundidade segundo uma lei parabólica definida pela equação 01. Dimensionamos esse prisma com comprimentos horizontais (dx , dy) iguais a 1 km e espessura (dz) 0,5 km, portanto com um volume (dv) igual a $0,5 \text{ km}^3$. Calculamos a componente vertical da anomalia gravimétrica g gerada por esse prisma na superfície ($z = 0,0 \text{ km}$), nas mesmas coordenadas horizontais do centro do prisma (x_p , y_p), utilizando seis diferentes constantes de decaimento α e um único contraste de densidade superficial ($\Delta\rho_0 = -0,7 \text{ g/cm}^3$), mostradas na Figura 2. Em cada uma das seis diferentes leis parabólicas de variação vertical do contraste de densidade o valor de α é tal que o contraste de densidade na profundidade máxima z_{max} (7 km) é um percentual (η) de $\Delta\rho_0$ ($\Delta\rho_{z_{max}} = \eta\% \cdot \Delta\rho_0$).

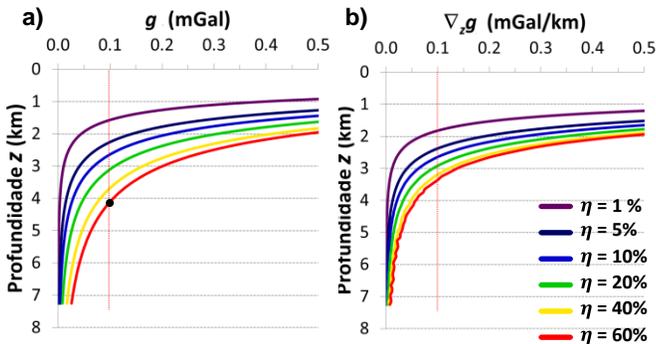


Figura 2 - (a) Curvas da variação da componente vertical da anomalia gravimétrica g gerada pelo pequeno prisma de volume dv em diferentes profundidades. Cada curva é obtida considerando diferentes leis parabólicas de variação vertical do contraste de densidade de modo que o contraste de densidade na profundidade máxima z_{max} seja igual a $\eta\%$ de $\Delta\rho_0$. Em todos os casos $\Delta\rho_0 = -0,7 \text{ g/cm}^3$. **(b)** Curvas do gradiente vertical da componente vertical da anomalia gravimétrica $\nabla_z g$ gerada pelo pequeno prisma em diferentes profundidades.

Na Figura 2a cada uma das curvas coloridas mostra a variação da intensidade da componente vertical da anomalia gravimétrica $g(x_p, y_p, 0)$ causada pela variação da profundidade do pequeno prisma para cada lei do decaimento vertical do contraste de densidade selecionada. Variamos discretamente a profundidade inicial do centro do prisma $z_p = 0,1 \text{ km}$ até a profundidade máxima $z_p = z_{max} = 7 \text{ km}$, com um incremento de $0,1 \text{ km}$, mas mantendo as mesmas coordenadas horizontais (x_p, y_p) do centro do prisma.

Na Figura 2b as curvas coloridas mostram a variação do gradiente vertical da componente vertical da anomalia gravimétrica ($\nabla_z g$) causada pela variação da profundidade do pequeno prisma para cada lei do decaimento vertical do contraste de densidade selecionada.

Note que mesmo com um grande contraste de densidade na máxima profundidade, 7 km (e.g., Figura 2a, curva vermelha em que $\Delta\rho_0 = -0,7 \text{ g/cm}^3$ e $\eta = 60\%$), um prisma de volume $0,5 \text{ km}^3$ posicionado a uma profundidade maior que $4,2 \text{ km}$ produz, um sinal gravimétrico na superfície com intensidade da ordem de $0,1 \text{ mGal}$ (ponto preto, Figura 2a). Assim, ilustramos a dificuldade em estimar com precisão, a partir da inversão gravimétrica, as profundidades que definem o relevo de um embasamento muito profundo. Esta dificuldade ocorre inclusive porque a adição ou não de um volume com espessura de algumas centenas de metros e localizado em grandes profundidades, pode significar uma variação no sinal de anomalia gravimétrica muito inferior à precisão instrumental. A Figura 2b mostra que a taxa variação da intensidade no sinal gravimétrico com variação da profundidade da fonte pode não ser significativa a partir de profundidades mais rasas que profundidades comuns a relevos do embasamento de muitas bacias sedimentares.

Calculamos também a variação de magnitude da componente vertical da anomalia gravimétrica calculada g_o causada em (x_o, y_o, z_o) pela perturbação Δp na espessura p de um prisma 3D vertical. A razão desta variação de magnitude por $2\Delta p$, quando Δp tende a zero é, numericamente igual a $\partial g_o / \partial p$, e portanto é aproximadamente igua ao coeficiente de sensibilidade, ou ij -ésimo elemento que compõe a matriz sensibilidade utilizada no procedimento de inversão. Avaliamos discretamente essa derivada numérica no ponto (x_o, y_o, z_o) para N prismas 3D verticais justapostos de um perfil horizontal ao longo da direção x , variando discretamente a espessura p destes prismas de p_0 até a espessura máxima p_m , e variando a posição do prisma ao longo do perfil, produzindo assim uma varredura no plano $x \times z$ de $\partial g_o / \partial p_j$ ($j = 1, \dots, N$).

A Figura 3 mostra a varredura no plano $x \times z$, de $\partial g_o / \partial p_j$ produzido em (x_o, y_o, z_o) pela perturbação $\Delta p = 0,25 \text{ km}$, sendo o eixo x a direção horizontal e z o eixo vertical que contém a espessura p do prisma, ambos em km. As leis parabólicas de decréscimo vertical de densidade são definidas pelo par $\Delta\rho_0$ e α , sendo $\Delta\rho_0 = -0,4 \text{ g/cm}^3$ e α dado por $\eta = 10\%$ e $\eta = 60\%$ nas varreduras de $\partial g_o / \partial p_j$ no plano $x \times z$ mostradas nas Figuras 3a e 3b, respectivamente.

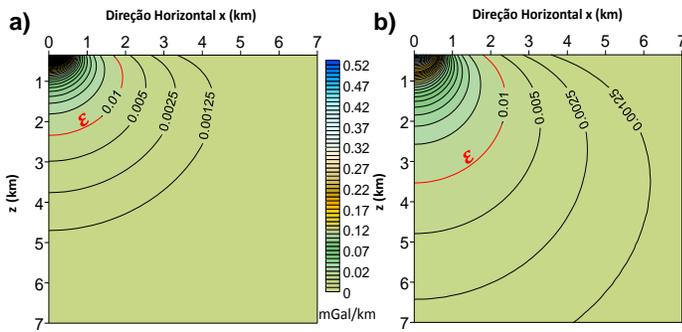


Figura 3 – Varreduras, de $\partial g_o/\partial p_j$ produzida em (x_o, y_o, z_o) pela perturbação $\Delta p = 0,25$ km, com contraste superficial de densidade $\Delta\rho_0 = -0,4$ g/cm³. **a)** $\eta = 10\%$ de $\Delta\rho_0$. **b)** $\eta = 60\%$ de $\Delta\rho_0$. Em a) e b) o intervalo entre as curvas de contorno de valores maiores que ε é igual a 0,1 mGal/km, sendo ε o valor da curva de contorno (curva vermelha) a partir da qual a superfície mapeada apresenta comportamento assintótico ao plano $\frac{\partial g_{z0}}{\partial p_j} = 0$.

Note que o avaliamos a variação de $\partial g_o/\partial p_j$ pela variação da posição da perturbação Δp (de 0,25 km) do prisma de espessura p no plano $x \times z$, e que o valor de $\partial g_o/\partial p_j$ tende assintoticamente ao plano $\partial g_o/\partial p_j$ igual a zero, principalmente após a curva de contorno de valor $\varepsilon = 0,01$ mGal/km. Este resultado pode ser usado para evitar o cálculo de todos os elementos da matriz sensibilidade. Ao considerar uma lei parabólica especificando a variação do contraste de densidade com a profundidade, o j -ésimo elemento da i -ésima linha da matriz sensibilidade somente precisa ser calculado se a distancia, considerando a profundidade, a partir da i -ésima observação, é menor do que um valor limite extraído do mapeamento $\partial g_o/\partial p_j$ no plano $x \times z$, que produz um gradiente não desprezível.

Resultados

Bacia sedimentar simulada

A Figura 4a mostra a anomalia Bouguer (linhas contínuas azuis) contaminada por ruído produzida pelo relevo do embasamento de uma bacia sedimentar sintética simulada na Figura 4b. Esta anomalia foi gerada em uma malha regular de 26×78 pontos com espaçamentos de 1 km em ambas as direções x e y (norte-sul e leste-oeste, respectivamente). Foi adicionada a cada uma das anomalias teóricas a realização de uma variável pseudo-aleatória Gaussiana com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. A Figura 4b mostra o mapa de contorno e a vista em perspectiva das profundidades do relevo do embasamento verdadeiro. A bacia sedimentar simulada é formada por sedimentos heterogêneos e embasamento homogêneo com complexo arcabouço estrutural 3D. A lei parabólica do contraste de densidade da bacia é definida pelo par $(\Delta\rho_0, \alpha)$, e valem respectivamente, $-0,4$ g/cm³ e $0,12$ g/cm³/km. A bacia caracteriza-se por duas sub-bacias, uma a leste, extensa com direção noroeste e com dois baixos estruturais bem definidos atingindo a profundidade de 7,2 km, outra a oeste composta por quatro sub-bacias estreitas, com direção noroeste e com profundidades variando entre 3,5 a 7,2 km. Vale ressaltar

que é impossível inferir analisando-se apenas a anomalia gravimétrica a existência de dois baixos estruturais na porção leste e a existência de uma sequência de quatro sub-bacias com direção noroeste-sudeste na porção oeste.

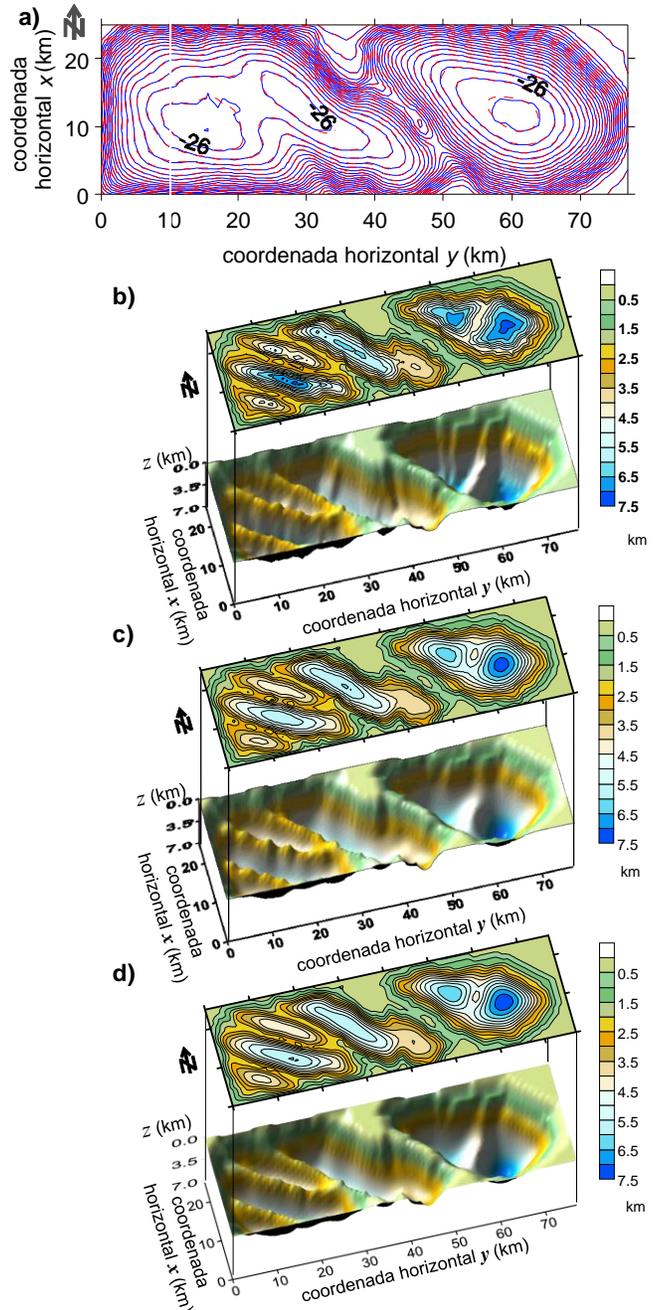


Figura 4: **(a)** Anomalia Bouguer contaminada com ruído (linha contínua azul) devido à bacia sedimentar simulada em **(b)** com $\Delta\rho_0 = -0,4$ g/cm³ e $\alpha = 0,12$ g/cm³/km e anomalia ajustada (linha tracejada vermelha) produzida pela solução **(c)**. **(b)** Mapas de contorno e vista em perspectivas das profundidades do embasamento verdadeiro. **(c)** Idem para o relevo estimado via inversão gravimétrica. **(d)** para o relevo estimado via inversão gravimétrica com matriz de sensibilidade modificada.

A Figura 4c mostra o mapa de contorno e a vista em perspectiva das estimativas das profundidades do relevo do embasamento de toda a bacia obtidas via inversão gravimétrica utilizando os valores verdadeiros de $\Delta\rho_o$ e α . A Figura 4a mostra, em linhas tracejadas vermelhas, a correspondente anomalia gravimétrica ajustada. Comparando-se profundidades estimadas (Figura 4c) com as profundidades verdadeiras do relevo do embasamento (Figura 4b), evidenciamos o ótimo desempenho da inversão gravimétrica na recuperação da interface sedimento-embasamento.

A Figura 4d mostra o mapa de contorno e a vista em perspectiva das profundidades do relevo do embasamento estimado via inversão empregando um procedimento com matriz sensibilidade modificada a partir da segunda iteração. Neste procedimento modificamos a matriz de sensibilidade substituindo seus elementos a_{ij} com valores menores que ε por zero, sendo ε selecionado na varredura no plano $x \times z$, de $\partial g_o / \partial p_j$ (Figura 3) como valor da curva de contorno a partir da qual a superfície mapeada apresenta comportamento assintótico à zero.

Note que o relevo estimado utilizando-se a inversão com matriz de sensibilidade modificada, mostrado na Figura 4d, recuperou virtualmente o mesmo relevo estimado que a inversão utilizando a matriz sensibilidade completa, mostrado na Figura 4c. Adicionalmente, o número de iterações, bem como o valor da avaliação do funcional $\lambda(\mathbf{p})$, também foi virtualmente o mesmo em ambos os procedimentos de inversão. Portanto, validamos a possibilidade de se aplicar a matriz sensibilidade modificada sem prejuízo à qualidade dos resultados, e à eficiência da inversão. Este fato evidencia a não necessidade de se calcular todos os elementos da matriz sensibilidade e é concomitantemente corroborado pelo teste mostrado na Figura 3. Essa dispensa do cálculo de muitos dos elementos da matriz sensibilidade pode tornar o procedimento de inversão computacionalmente menos dispendioso, uma vez que o cálculo da matriz sensibilidade pode ser a maior demanda por operações computacionais. Portanto qualquer otimização neste procedimento pode propiciar maior eficiência computacional na inversão. Computamos o número de elementos da matriz sensibilidade substituídos por zero a cada iteração da inversão com a matriz sensibilidade modificada. Na última iteração, aproximadamente 97% dos elementos desta matriz foram substituídos por zero. Assim, seria necessário calcularmos apenas 3% dos elementos da matriz sensibilidade.

Conclusões

Caracterizamos numericamente que uma massa considerável posicionada a uma profundidade ainda típica para a porção mais profunda de muitas bacias sedimentares pode produzir na superfície um sinal gravimétrico com intensidade menor que a precisão instrumental. Assim, ilustramos a dificuldade para estimar com precisão, a partir da inversão gravimétrica, as profundidades que definem o relevo profundo do embasamento de bacias sedimentares. Adicionalmente mostramos que a taxa variação da intensidade no sinal gravimétrico com a variação da profundidade da massa

fonte pode não ser significativa a partir de profundidades mais rasas que profundidades comuns a relevos do embasamento de muitas bacias sedimentares.

Avaliamos numericamente que o coeficiente de sensibilidade, que contém a variação da magnitude da observação gravimétrica calculada causada pela variação no parâmetro espessura, tende assintoticamente a zero a partir de certa distância entre a posição da perturbação e posição onde esta observação é avaliada.

Aplicamos esta invariância modificando a matriz sensibilidade utilizada no procedimento de inversão e comparamos o resultado ao resultado da inversão utilizando a matriz sensibilidade exata. Evidenciamos que ambos os procedimentos de inversão recuperam eficazmente o relevo do embasamento simulado e adicionalmente validamos que não é necessário calcular-se todos os elementos da matriz sensibilidade.

Como próximo passo a ser dado considerando estes resultados, indicamos a possibilidade de se produzir algoritmo de inversão que nem mesmo avalie todos os elementos da matriz sensibilidade, o que pode tornar o procedimento de inversão computacionalmente muito menos dispendioso.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio do curso de graduação em Geofísica da UFPA dos programas de pós-graduação em Geofísica do ON e UFPA. C.M.M. agradece o apoio financeiro do CNPq / INCT-GP (processo 573890/2008-0). V.F.C.B. agradece o apoio financeiro recebido do CNPq via bolsa de pesquisa. I. R. N. agradece a o apoio financeiro recebido do SESu / MEC via bolsa PET Geofísica.

Referencias

- BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths. *Geophysics*, v. 62, p. 1745–1757. 1997.
- CHAKRAVARTHI, V.; RAGHURAM, H. M.; SINGH, S. B. 3D forward gravity modeling of density interfaces above which the density contrast varies continuously with depth. *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 53–57. 2002.
- GARCÍA-ABDESLEM, J. The gravitational attraction of a right rectangular prism with density varying with depth following a cubic polynomial. *Geophysics*, v. 70, J39–J42. 2005.
- GRANSER, H. Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function. *Geophysical Prospecting*, v. 35, p. 1030–1041. 1987
- MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, v. 2, p. 601–612. 1963.
- MARTINS, C. M. Inversão Gravimétrica do Relevo 3D de Bacias Sedimentares e da Variação da Densidade usando Informação a priori sobre o Ambiente Geológico. Tese de Doutorado – ON, 2009.

MURTHY, I. V. R.; RAO, D. B. Gravity anomalies of two dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth. *Geophysics*, v. 44, p. 1525–1530. 1979

RAO, D. B. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.84, p. 207–212. 1986.

RAO, V.; CHAKRAVARTHI, C. V.; RAJU, M. L. Forward modelling: Gravity anomalies of two-dimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions. *Computers and Geosciences*, v. 20, p. 873–880. 1994.

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