



# PROCEDIMENTOS LINEARES DE INVERSÃO GRAVIMÉTRICA PARA ESTIMAR O RELEVO DO EMBASAMENTO DE BACIAS SEDIMENTARES

Láisse Costa Ramos, UFPA, Brasil, Martins, C. M. UFPA, and, Silva, J. B. C. UFPA.

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13<sup>th</sup> 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 13<sup>th</sup> 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

In order to obtain effective and computationally efficient solutions propose two new methods that incorporate linear inversion procedure for the solution of a nonlinear inversion problem. The first proposed method approximates the solution of the nonlinear inversion by linear inversion procedures and applies corrections in iterations from the initial approach, obeyed until the convergence criterion. The second method proposed solution approximates the nonlinear inversion of the linear inversion procedures only on the first iteration, the second iteration from the additional iterations are applied for correction. The investments made in the two new methods are stabilized by Tikhonov regularization functional first order. The observations are modeled by a set of 3D vertical rectangular prisms whose thicknesses are parameters that define discretely relief estimated at some points. We evaluate the efficiency and effectiveness of the proposed methods with the nonlinear inversion from synthetic tests. The proposed methods have proved more efficient than the nonlinear inversion method, since reduced computational time required to recover virtually identical reliefs. As regards the effectiveness conclude that the proposed method is not as efficient as the nonlinear inversion, since the estimates of the basement relief scale and are equivalent to each other in shape.

## Introdução

A interpretação de anomalias gravimétricas em bacias sedimentares é de extrema importância na prospecção de hidrocarbonetos por auxiliar na localização de feições que indiquem a presença de falhas e/ou elevações que podem abrigar armadilhas estratigráficas ou estruturais propícias à acumulação de óleo e gás. Como o embasamento da maioria das bacias sedimentares tem elevado contraste de densidade, o delineamento do relevo do embasamento pode ser obtido através da inversão de dados gravimétricos. No entanto, a crescente demanda de interpretações 3D e o uso de estabilizadores cada vez mais sofisticados (e.g. BARBOSA et al., 1999; SILVA et al., 2010; MARTINS et al 2010; MARTINS et al 2011;) têm demandado tempos computacionais cada vez maiores. Adicionalmente, como a determinação da espessura de fontes gravimétricas é um problema não linear, em geral resolvido iterativamente, o tempo computacional necessário para se obter a solução é superior ao tempo necessário para a solução de um

problema linear. Trabalhos anteriores (BOTT, 1960; LITINSKY, 1989 e CHAVEZ e GARLAND, 1985) conseguem bons resultados apenas para bacias rasas, devido à limitação de amplitude das componentes das anomalias medidas na superfície, produzidas por oscilações do embasamento profundo. Propomos dois novos métodos de inversão regularizada para estimar o relevo suave do embasamento de bacias sedimentares profundas. O primeiro método, Método 1, aproxima a solução da inversão não linear por procedimentos de inversão linear e aplica correções a cada iteração (semelhante a do método proposto por CHAVEZ e GARLAND (1985)). O segundo método proposto, Método 2, é idêntico ao primeiro método apenas na primeira iteração, a partir da segunda iteração as correções aditivas são realizadas de forma idêntica ao método de BOTT (1960). Em ambos os métodos as iterações são realizadas até que o desvio padrão das espessuras adicionadas se torne desprezível. Para a comparação e validação dos novos métodos utilizamos a metodologia de inversão não linear (BARBOSA, 1997), a fim de caracterizar a efetividade e a eficiência dos novos métodos. Os três métodos foram testados em dados sintéticos e depois aplicados a dados reais (Bacia do Recôncavo – MENEZES, 1990). Nos três casos caracterizamos a eficácia da inversão gravimétrica na recuperação do relevo de embasamento, seja simples e raso, seja complexo e profundo. Em todos os casos o tempo computacional para as estimativas foi menor para os métodos propostos que para a inversão não linear.

## Metodologia

### Modelo direto

Seja uma bacia sedimentar com embasamento e sedimentos homogêneos. Este pacote sedimentar é discretizado por  $M$  prismas contidos em uma região finita no espaço  $x - y$ , ao longo das direções horizontais  $x$  e  $y$ , em um sistema de coordenadas com  $z$  positivo para baixo, em uma malha de  $m_x \times m_y$  prismas retangulares verticais justapostos (Figura 01) de dimensões horizontais iguais a  $dx$  e  $dy$  e de topo coincidente com a superfície da Terra (nível  $z_1 = 0,0$  km) e espessuras representadas pelos elementos do vetor  $M$ -dimensional  $\mathbf{p}$ . A componente vertical do campo gravimétrico teórico  $g_i$ , calculada no  $i$ -ésimo ponto de observação  $(x_i, y_i, z_i)$ , está relacionada com as espessuras dos  $M$  prismas pela relação não linear

$$g_i(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^M f_i(p_j). \quad (01)$$

A função não linear  $f_i(p_j) \equiv f_i(x_i, y_i, z_i)$  calculada no  $i$ -ésimo ponto de observação para o  $j$ -ésimo prisma com centro localizado nas coordenadas horizontais  $x_j$  e  $y_j$ , com espessura  $p_j$ , é

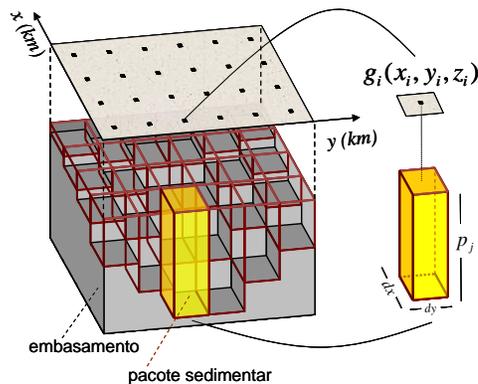
$$f_i(x_i, y_i, z_i) = \gamma \Delta \rho \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z_i - z_j \, dx_j \, dy_j \, dz_j}{\left[ (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i - z_j)^2 \right]^{\frac{3}{2}}} \quad (02)$$

sendo  $\gamma$  a constante gravitacional de Newton,  $\Delta\rho$  o contraste de densidade entre o sedimento e o embasamento,  $x_j, y_j$  e  $z_j$  as coordenadas do centro de um prisma de volume infinitesimal ( $dv_j = dx_j \cdot dy_j \cdot dz_j$ ) dentro do  $j$ -ésimo prisma e os limites de integração  $x_1 = x_j - dx/2$ ,  $x_2 = x_j + dx/2$ ,  $y_1 = y_j - dy/2$  e  $y_2 = y_j + dy/2$ ,  $z_1 = 0$  e  $z_2 = p_j$  para  $z_i = 0$ . PLOUFF (1976) apresentou solução algorítmica para a integral da equação 02

$$f_i(x_i, y_i, z_i) = \gamma \Delta \rho \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \mu_{klm} \left[ z_m \arctan \frac{x_k y_l}{z_m R_{klm}} - x_k \log(R_{klm} + y_l) - y_l \log(R_{klm} + x_k) \right] \quad (03)$$

sendo,  $R_{klm} = \sqrt{x_k^2 + y_l^2 + z_m^2}$ ,  $\mu_{klm} = (-1)^k (-1)^l (-1)^m$ ,  $x_1 = (x_i - x_j) - dx/2$ ,  $x_2 = (x_i - x_j) + dx/2$ ,  $y_1 = (y_i - y_j) - dy/2$ ,  $y_2 = (y_i - y_j) + dy/2$ ,  $z_1 = 0$  e  $z_2 = p_j$  para  $z_i = 0$ .

Por simplicidade, presumimos que os dados gravimétricos são interpolados em uma malha regularmente espaçada (Figura 01) e que as coordenadas  $x$  e  $y$  de cada ponto de observação coincidem com as respectivas coordenadas horizontais dos centros dos prismas.



**Figura 1:** Modelo interpretativo – O pacote sedimentar é discretizado por uma malha  $m \times n$  de  $M$  prismas 3D cujas espessura  $p_j$  são os parâmetros a serem estimados.

**Modelo Inverso**

A inversão gravimétrica consiste em estimar, a partir de um vetor  $g^0$  da anomalia gravimétrica observada, o vetor  $p$  contendo as profundidades do embasamento em  $M$  pontos discretos. Os parâmetros a serem estimados ( $p$ ) estão relacionados aos dados gravimétricos ( $g^0$ ) através da relação não linear dada pela equação 1. O problema inverso não linear de estimar  $p$  a partir de  $g^0$  pode ser formulado como um problema de minimização, em relação a  $p$ , do funcional

$$\phi_g = \frac{1}{M} \|g - g^0\|_2^2, \quad (04)$$

em que  $\|\cdot\|_2$  é a norma Euclidiana e  $g^c$  é um vetor  $M$ -dimensional cujo  $i$ -ésimo elemento contém a componente vertical da anomalia teórica computada na  $i$ -ésima observação (equação 01) e depende das espessuras  $p_j$  dos  $M$  prismas. O problema inverso de estimar o vetor  $p$  que minimiza o funcional 4 é mal posto e apresenta solução sem estabilidade. Para obter uma estimativa ( $\hat{p}$ ) única e estável procuramos uma solução que satisfaça a anomalia gravimétrica observada,  $g^0$ , 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:

$$\phi_s = \|R p\|_2 \quad (05)$$

sujeito a

$$\phi_g = \delta^2. \quad (06)$$

No funcional  $\phi_s$  (equação 05)  $R$  é uma matriz  $L \times M$  representando o operador diferencial discreto de primeira ordem. O funcional  $\phi_s$  é o regularizador de Tikhonov de primeira ordem (TIKHONOV e ARSENIN, 1977) minimizado via norma Euclidiana denotada por  $\|\cdot\|_2$ . Através da minimização de  $\|R p\|_2$  (funcional 05), 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 06,  $\phi_g$  é definido pela equação 04 e  $\delta^2$  é o valor esperado para a média da soma dos quadrados ruído nos dados gravimétricos observados. O vetor  $p$ , contendo as  $M$  estimativas das profundidades do embasamento, que soluciona o problema de otimização vinculado dado pela minimização do funcional 05 sujeito a explicar os dados geofísicos (condição 06), será obtido minimizando-se o funcional não vinculado:

$$\lambda_s(p) = \phi_g + \mu \phi_s, \quad (07)$$

em que,  $\mu$  é o parâmetro de regularização, um escalar positivos. Resolvemos o problema inverso não linear de estimar o vetor  $p$  minimizando-se o funcional 07 utilizando a abordagem de que a solução da inversão não linear é obtida com aproximações envolvendo procedimentos de Inversão linear, a qual resultou em dois diferentes métodos, Métodos 1 e 2.

**Inversão não linear aproximada por procedimentos lineares**

Os métodos de inversão linear iterativa que desenvolvemos são idênticos quanto à aproximação inicial utilizada e quanto ao procedimento aplicado na primeira iteração, e diferem apenas nas correções iterativas subsequentes.

**Método 1 - Solução com formulação de Inversão Linear Iterativa**

Neste procedimento o vetor de parâmetros estimados  $p$  é obtido partindo-se de uma aproximação inicial  $p_0$  sendo atualizado a cada iteração  $k$  sucessiva até que o critério de parada seja satisfeito. Na aproximação inicial, iteração em que  $k = 0$ ,  $p_0$  é obtido por

$$p_{0i} = \frac{g_i^o}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad i = 1, \dots, M, \quad (08)$$

sendo  $\gamma$  a constante gravitacional de Newton.

Na primeira iteração ( $k = 1$ ) obtemos um vetor provisório  $\tilde{\mathbf{p}}_1$  utilizando uma formulação semelhante à aplicada a problemas inversos lineares,

$$\tilde{\mathbf{p}}_1 = \mathbf{p}_0 + (\mathbf{W}^{1T}\mathbf{W}^1 + \mu_s\mathbf{R}^T\mathbf{R})^{-1}\mathbf{W}^{1T}\mathbf{g}^o, \quad (09)$$

sendo  $\mu_s$  o parâmetro de regularização,  $\mathbf{R}$  a matriz de primeiras derivadas discretas e a matriz  $\mathbf{W}^1$  definida apenas na primeira iteração. A cada  $ij$ -ésimo elemento ( $w_{ij}^1$ ) de  $\mathbf{W}^1$  é atribuído o valor da componente vertical do sinal gravimétrico ( $f_i$ , equação 02, sendo  $z_1 = p_{0i}$  e  $z_2 = p_{0i} + t$ ) produzido no  $i$ -ésimo ponto de observação por um pequeno prisma de topo coincidente com a profundidade informada pelo  $i$ -ésimo elemento da aproximação inicial  $p_{0i}$  (equação 8). Calculando-se desta maneira a matriz  $\mathbf{W}^1$  obtemos uma matriz com elementos com valores próximos de zero e elementos de valores muito diferentes de zero, dependendo da distância fonte observação, de forma muito semelhante a da matriz  $\mathbf{A}$  calculada como descrito pela equação 9. Em ambas as matrizes, esta maior amplitude do  $ij$ -ésimo elemento ocorre principalmente quando a  $i$ -ésima observação está espacialmente próxima do  $j$ -ésimo parâmetro do modelo interpretativo. No entanto os elementos de maior amplitude da matriz  $\mathbf{W}^1$  são muito maiores que os da matriz  $\mathbf{A}$ , sendo esta característica da matriz  $\mathbf{W}^1$  a responsável pela amplificação da relação entre o sinal observado e o parâmetro a ser estimado. Note que em todos os cálculos dos  $ij$ -ésimos elementos da matriz  $\mathbf{W}^1$  em uma mesma  $i$ -ésima linha, os pequenos prismas estão posicionados a uma mesma profundidade dada por  $p_{0i}$ .

O termo  $\mathbf{R}^T\mathbf{R}$  na equação 9 é decorrente da introdução do regularizador de Tikhonov de primeira ordem (TIKHONOV e ARSENIN, 1977) para produzir soluções estáveis.

A aproximação provisória  $\tilde{\mathbf{p}}_1$  obtida na equação 19 resulta na estimação de um relevo do embasamento cujas feições são semelhantes em forma ao relevo do embasamento verdadeiro, mas diferente principalmente quanto à escala em que esta superfície se posiciona. De igual modo, o sinal gravimétrico  $\mathbf{g}_{(\tilde{\mathbf{p}}_1)}^c$  produzido por este relevo estimado  $\tilde{\mathbf{p}}_1$ , se comparado aos dados observados  $\mathbf{g}^o$ , guarda as mesmas características de semelhança na forma e diferença na escala. Notamos em testes sintéticos que dependendo do valor de  $t$  esta diferença na escala entre os relevos é maior ou menor, e o relevo estimado posiciona-se acima ou abaixo do relevo verdadeiro. Utilizamos valores de  $t = 1,2 \text{ km}$  por tornar esta diferença na escala aproximadamente igual a zero.

Ainda nesta primeira iteração procedemos com a correção ponto a ponto do relevo estimado provisório  $\tilde{\mathbf{p}}_1$  somando um vetor de correções  $M$ -dimensional  $\Delta\tilde{\mathbf{p}}_1$ , para enfim obtermos o vetor estimado  $\mathbf{p}_1$  desta primeira iteração,

$$\mathbf{p}_1 = \tilde{\mathbf{p}}_1 + \Delta\tilde{\mathbf{p}}_1 \quad (10)$$

sendo cada elemento do vetor  $\Delta\tilde{\mathbf{p}}_1$  calculado pela razão,

$$\Delta\tilde{p}_{1i} = \frac{(g_i^o - g_{(\tilde{p}_1)_i}^c)}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad i = 1, \dots, M. \quad (11)$$

Nas iterações seguintes, ( $k > 2$ ) novamente calcula-se primeiro um vetor de parâmetros provisório de cada iteração  $\tilde{\mathbf{p}}_k$ , obtido com uma formulação semelhante a da equação 9, ao qual é somado a um vetor correção  $\Delta\tilde{\mathbf{p}}_k$ ,

$$\mathbf{p}_k = \tilde{\mathbf{p}}_k + \Delta\tilde{\mathbf{p}}_k. \quad (12)$$

Cada elemento do vetor correção  $\Delta\tilde{\mathbf{p}}_k$  (equação 22) da  $k$ -ésima iteração é dado por

$$\Delta\tilde{p}_{ki} = \frac{(g_i^o - g_{(\tilde{p}_k)_i}^c)}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad i = 1, \dots, M, \quad (13)$$

sendo e o vetor  $\mathbf{g}_{(\tilde{\mathbf{p}}_k)}^c$  a anomalia gravimétrica produzida pelo relevo estimado provisório  $\tilde{\mathbf{p}}_k$ .

O vetor de parâmetros provisório da  $k$ -ésima iteração  $\tilde{\mathbf{p}}_k$  é dado por

$$\tilde{\mathbf{p}}_k = \mathbf{p}_{k-1} + (\mathbf{W}^{kT}\mathbf{W}^k + \mu_s\mathbf{R}^T\mathbf{R})^{-1}\mathbf{W}^{kT}(\mathbf{g}^o - \mathbf{g}_{(\mathbf{p}_{k-1})}^c), \quad (14)$$

sendo  $\mathbf{g}_{(\mathbf{p}_{k-1})}^c$  a anomalia gravimétrica produzida pelo relevo estimado na iteração anterior  $\mathbf{p}_{k-1}$ , a matriz  $\mathbf{W}^k$  é calculada a cada iteração e de maneira semelhante ao da matriz  $\mathbf{W}^1$ . Sendo que  $z_1 = h_i^k$ ,  $z_2 = h_i^k + t$  e o topo coincidente com  $h_i^k$ . Estas profundidades dos prismas utilizados no cálculo da matriz  $\mathbf{W}^k$  são calculadas por

$$h_i^k = \frac{(g_i^o - g_{(\mathbf{p}_{k-1})_i}^c)}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad i = 1, \dots, M. \quad (15)$$

O vetor de parâmetros estimados  $\mathbf{p}_k$  (equação 12) é obtido a cada iteração até que a diferença entre cada elemento dos vetores  $\mathbf{p}_k - \mathbf{p}_{k-1}$  seja praticamente zero. Especificamente até que o desvio padrão  $\sigma$  desta diferença seja da ordem de uma dezena de metros ( $\sigma \leq 0.01 \text{ km}$ ),

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M [(p_{ki} - p_{(k-1)i}) - \bar{d}_k]^2}{M-1}} \leq 0.01, \quad (16)$$

sendo  $\bar{d}_k$  o valor médio das  $M$  diferenças entre os  $i$ -ésimos elementos dos vetores  $\mathbf{p}_k - \mathbf{p}_{k-1}$ .

## Método 2 - Solução com formulação de Inversão Linear seguida de Correções Iterativas Aditivas

Neste procedimento o vetor de parâmetros estimados  $\mathbf{p}$  é obtido sendo atualizado a cada iteração  $k$  sucessiva até que o critério de parada seja satisfeito, de maneira idêntica ao descrito no Método 1 para a aproximação inicial ( $k = 0$ ) e na primeira iteração ( $k = 1$ ), mas, a partir da segunda iteração ( $k > 2$ ), cada elemento do vetor de parâmetros estimados  $\mathbf{p}_k$  é obtido por

$$p_{ki} = \frac{g_i^o - g_{(\mathbf{p}_{k-1})_i}^c}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad i = 1, \dots, M, \quad (17)$$

novamente, até que a condição 16 seja satisfeita.

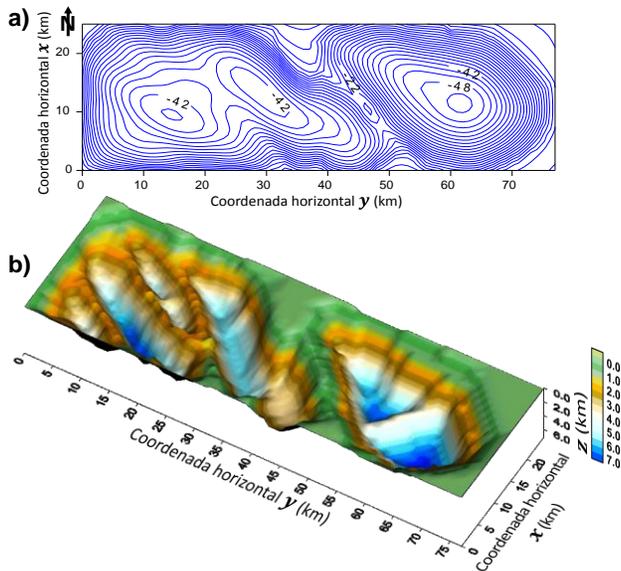
Nas iterações onde  $k > 2$ , as correções aditivas seguintes são idênticas ao método de BOTT (1960). Note que o vínculo de suavidade é incorporado indiretamente ao Método 2 uma vez que a correção do relevo estimado é obtida a cada iteração diretamente do dado observado, que no caso gravimétrico é de comportamento suave.

**Aplicação a dados sintéticos**

Relevo Complexo

Para avaliarmos o desempenho dos métodos propostos em ambientes mais realísticos e complexos, simulamos uma bacia em que o pacote sedimentar cobre um embasamento com complexo arcabouço estrutural fortemente controlado por uma sucessão de falhas que segmentam o relevo do embasamento em um mosaico estrutural com baixos e altos estruturais.

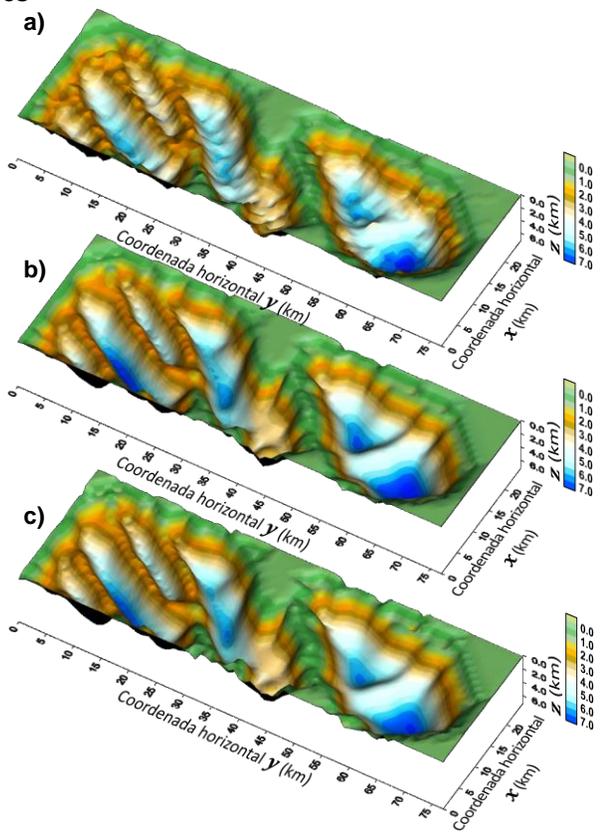
A Figura 12a mostra a anomalia Bouguer (linhas contínuas azuis) contaminada por ruído produzida pelo relevo simulado na Figura 12b. Esta anomalia foi gerada em uma malha regular de 26 × 78 com 2028 pontos regularmente espaçados de 1 km em  $x$  e  $y$  (N-S e L-O, respectivamente). Foi adicionada a cada uma das anomalias teóricas a realização de uma variável pseudo-aleatória Gaussiana com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. A Figura 12b mostra vista em perspectiva das profundidades do relevo do embasamento verdadeiro. Presumimos constante o contraste de densidade  $\Delta\rho$  entre o pacote sedimentar e o embasamento e igual a  $-0,4 \text{ g/cm}^3$ .



**Figura 2 - a)** Anomalia Bouguer (linhas contínuas azuis) contaminada por ruído pseudoaleatório produzida pelo relevo do embasamento da bacia simulada em b). **b)** Vista em perspectiva das profundidades do embasamento da bacia sedimentar simulada.

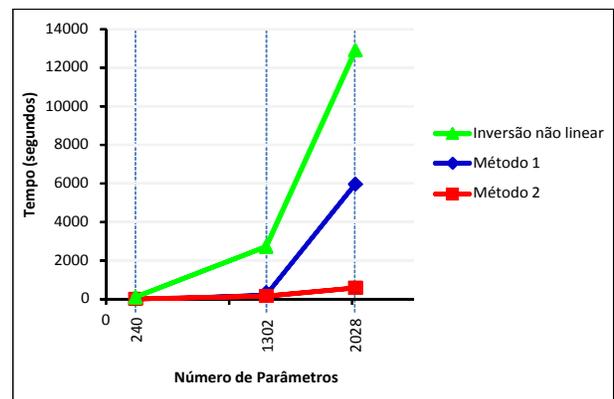
Avaliação da eficiência dos métodos

Comparamos a eficiência dos três métodos de inversão apresentados utilizando três modelos de bacias sedimentares sintéticas, o modelo com 240 parâmetros do teste relevo simples, outro modelo com 1302 parâmetros (resultados não apresentados) e o modelo do teste relevo complexo com 2028 parâmetros. A Figura 17 mostra o tempo em segundos consumido por cada um dos 3 métodos para estimar os parâmetros de cada modelo.



**Figura 3 - a)** Relevo do embasamento estimado, da bacia simulada na Figura 2, via Inversão não linear. **b)** Relevo estimado via Método 1. **c)** Relevo estimado via Método 2.

A Figura 4 mostra que o Método 2 (linha vermelha) é o mais eficiente, e que a inversão não linear (linha verde) é o mais dispendioso computacionalmente, enquanto que o Método 1 (linha azul) tem desempenho intermediário, mas guarda a vantagem, como a inversão não linear, da possibilidade de introdução de informação a priori via funcional regularizador.

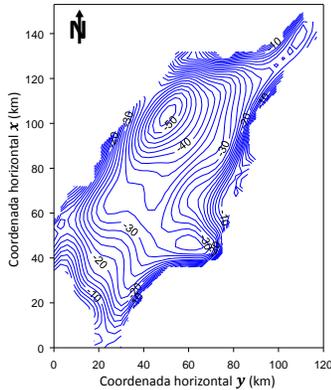


**Figura 4 -** Tempo de processamento em segundos consumido pelos procedimentos de inversão não linear e dos Métodos 1 e 2 para estimar, 240, 1302 e 2028 parâmetros.

## Aplicação a Dados Reais

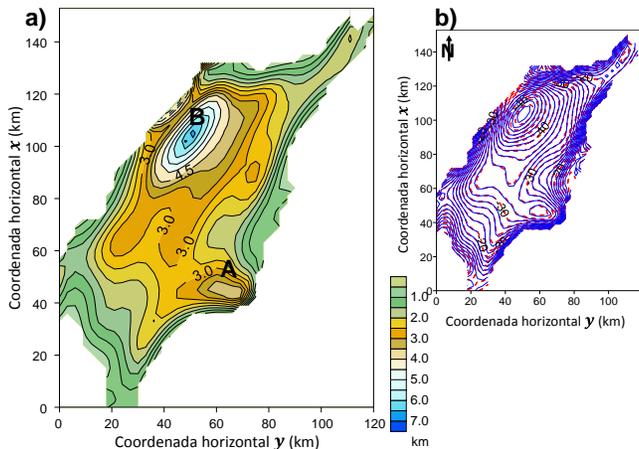
### Estimativa do Relevo do embasamento Bacia do Recôncavo

Aplicamos os métodos de inversão gravimétrica para estimar o relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo, a partir de dados gravimétricos. A Figura 19 mostra o mapa de contorno da anomalia gravimétrica produzida pelo pacote sedimentar que cobre o relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo (MENEZES, 1990).



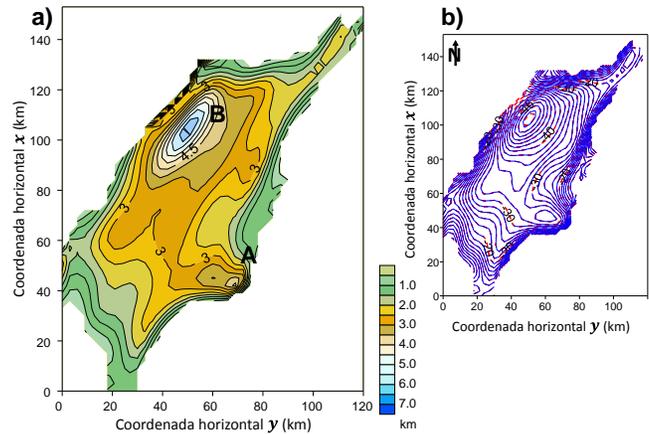
**Figura 5** - Mapa de contorno da anomalia gravimétrica produzida pelo pacote sedimentar que cobre o relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo (MENEZES, 1990) interpolado de uma malha regularmente espaçada de 3 km nas direções horizontais  $x$  (Norte-Sul) e  $y$  (Leste-Oeste).

Estimamos o relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo utilizando um contraste de densidade efetivo e constante entre o pacote sedimentar e o embasamento  $\Delta\rho$  igual a  $-0,26 \text{ g/cm}^3$  (BARBOSA, 1997). A Figura 6 mostra o mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo e a correspondente anomalia ajustada pelo método de inversão não linear de Barbosa et al (1997).



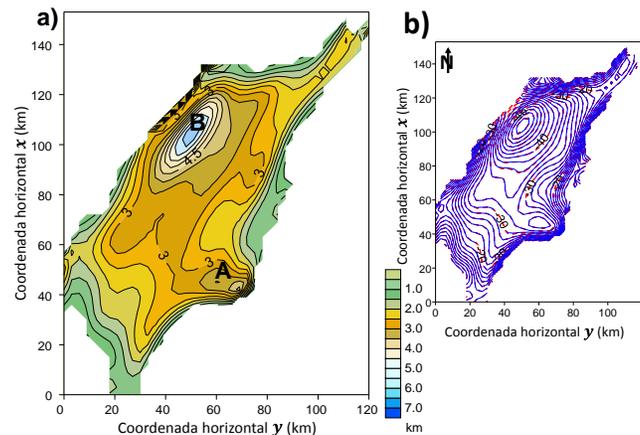
**Figura 6** - **a)** Mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo pela Inversão não linear. Os símbolos **A** e **B** indicam os Baixo de Camaçari e Baixo de Alagoínhas, respectivamente. **b)** Anomalia gravimétrica em linhas contínuas azuis e anomalia ajustada em linhas tracejadas vermelhas.

A Figura 7 mostra o mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo pelo Método 1 e a correspondente anomalia ajustada.



**Figura 7** - **a)** Mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo pelo Método 1. Os símbolos **A** e **B** indicam os Baixo de Camaçari e Baixo de Alagoínhas, respectivamente. **b)** Anomalia gravimétrica em linhas contínuas azuis e anomalia ajustada em linhas tracejadas vermelhas.

A Figura 8 mostra o mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo pelo Método 2 e a correspondente anomalia ajustada.



**Figura 8** - **a)** Mapa de contorno do relevo do embasamento estimado da Bacia do Recôncavo pelo Método 2. Os símbolos **A** e **B** indicam os Baixo de Camaçari e Baixo de Alagoínhas, respectivamente. **b)** Anomalia gravimétrica em linhas contínuas azuis e anomalia ajustada em linhas tracejadas vermelhas.

Note que os relevos estimados pelos três métodos recuperaram feições muito semelhantes, como o depocentro indicado pelo símbolo **A** nas Figuras 6a, 7a e 8a, (Baixo de Camaçari). A profundidade máxima estimada também é bastante semelhante, sendo maior que 6500 m nos três casos. Uma comparação mais minuciosa destes relevos estimados mostra que a principal diferença ocorre próximo ao Baixo de Alagoínhas, indicado pelo símbolo **B** nas Figuras 6a, 7a e 8a. Esta feição é muito semelhante nos relevos estimados pelos Métodos 1 e 2, mas ligeiramente diferentes na estimativa da Inversão não linear.

## Conclusões

Propomos dois novos métodos de inversão não linear utilizando procedimentos de inversão linear para estimar o relevo do embasamento de bacias sedimentares. Realizamos testes sintéticos simulando relevos do embasamento complexo e simples. Em ambos os casos evidenciamos a eficácia dos métodos para a recuperação de relevos rasos e complexos simulados. Destacamos a vantagem quanto à eficiência que cada um dos métodos propostos apresenta por serem menos dispendiosos que a inversão não linear. Esta eficiência pode ser a diferença entre a possibilidade e a impossibilidade computacional de se proceder à inversão gravimétrica em levantamentos com grande volume de dados. O método mais rápido é o que chamamos Método 2. Por causa da simplicidade na formulação, este método não incorpora formalmente nenhum vínculo ou regularizador, antes, vale-se da suavidade já contida nos dados. O Método 1 não é tão rápido quanto o Método 2 mas permite a introdução a cada iteração de um vínculo à informação geológica a priori.

Como indicação de novas possibilidades consideramos a possibilidade da introdução de outros vínculos ao procedimento de inversão do método 2.

## Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio do curso de graduação em Geofísica e do programa de pós-graduação em Geofísica da UFPA. C.M.M. agradece o apoio financeiro do CNPq / INCT-GP (processo 573890/2008-0). L.C.R. agradece o apoio financeiro da Capes via bolsa de mestrado.

## Referencias

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C. e MEDEIROS, W. E., Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths. *Geophysics*, v. 62, p. 1745–1757. 1997.

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*, v. 64, p. 1429-1438, 1999.

BEISL, C. H.; FILHO, R. A., Utilização do geoprocessamento para integração de dados Geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto, no Nordeste da bacia do recôncavo – Bahia. Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, Brasil, 14-19 abril 1996, INPE, p. 605-606.

BLAKELY, R. J., *Potential Theory in Gravity and Magnetics Applications*. Cambridge University Press, USA, 1996.

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. 1960.

CHAKRAVARTHI, V. e SUNDARARAJAN, N., 3D gravity inversion of basement relief - A depth-dependent density approach: *Geophysics*, 72, I23-I32, 2007.

CHAVEZ, R. E. e GARLAND, G. D., Linear inversion of gravity data using the spectral expansion method: *Geophysics*, 50, 820-824, 1985.

LITINSKY, V. A., Concept of effective density: Key to gravity depth determinations for sedimentary basins: *Geophysics*, 54, 1474-1482, 1989.

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.; BARBOSA, V. C. F. and SILVA, J. B. C., Simultaneous 3D depth-to-basement and density-contrast estimates using gravity data and depth control at few points: *Geophysics*, 75, no. 3, I21–I28, 2010.

MARTINS, C. M.; LIMA, W. A.; BARBOSA, V. C. F. and SILVA, J. B. C., Total variation regularization for depth-to-basement estimate: Part1—Mathematical details and applications: *Geophysics*, 76, no 01, I1 – I12, 2011.

MENEZES, P. T. L., Uma nova abordagem na interpretação de anomalias gravimétricas em bacias sedimentares – exemplo Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. Tese de Doutorado em Geofísica – Universidade Federal do Pará, Pará, 1990.

MENEZES, P. T. L.; BARBOSA, V. C. F. e SILVA, J. B. C., Gravity inversion of basement relief and estimation of density contrast variation with depth: *Geophysics*, 72, 3, B59-B68, 2007.

PLOUFF, D., "Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections," *Geophysics* 41, 727-41, 1976.

SILVA, J. B. C.; OLIVEIRA, A. S. e BARBOSA, V. C. F., Gravity inversion of 2D basement relief using entropic regularization: *Geophysics*, 2010.

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