



Inversão gravimétrica do relevo de bacias extencionais através da variação total

Williams Almeida Lima*, João Batista Corrêa da Silva, CPGF/UFPA, Brasil e Valéria Cristina Ferreira Barbosa, ON, Brasil

Copyright 2008, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém, 26 a 28 de novembro de 2008. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do III SimBGF, mas não necessariamente representa a opinião da SBGF ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGF.

Resumo

Apresentamos um método de inversão gravimétrica para reconstituição do relevo descontínuo do embasamento de uma bacia sedimentar cujo contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é constante e conhecido. A solução é estabilizada usando o funcional da variação total (VT) que não impõe continuidade da solução. Comparamos o método proposto com a suavidade global (SG), a suavidade ponderada (SP) e a regularização entrópica (RE) usando dados sintéticos produzidos por bacias 2D e 3D com relevos descontínuos. A solução obtida com o método proposto é melhor que aquela obtida com a SG e similar ou melhor que aquelas obtidas com a SP e a RE. Diferentemente da SP, a VT não requer informação a priori sobre a profundidade máxima da bacia. Comparado à RE, a VT é operacionalmente mais simples e requer a especificação de apenas um parâmetro de regularização. Os métodos VT, SG e a SP foram aplicados à anomalia gravimétrica sobre o Steptoe Valley, Nevada, USA. A VT produziu estimativa do relevo do embasamento apresentando descontinuidades abruptas e de alto ângulo. A SG não produziu uma solução compatível com o ambiente tectônico da área e a SP produziu bordas menos abruptas para a bacia. Além disso, uma sub-bacia pequena e rasa ao sul da área foi melhor definida pela VT do que pela SP.

Introdução

A interpretação de anomalias gravimétricas voltadas à exploração de petróleo em bacias sedimentares consiste principalmente na busca de possíveis armadilhas estruturais, tais como falhas, através do mapeamento do relevo do embasamento. A solução deste problema é instável, retratando a insuficiente informação contida na anomalia gravimétrica para o resgate da informação desejada. O procedimento comumente adotado neste caso é a introdução de informação geológica a priori através da minimização de um funcional estabilizante (Tikhonov e Arsenin, 1977). É importante que o funcional a ser minimizado incorpore informação geológica factual a respeito do embasamento da bacia, caso contrário, a solução explicará os dados geofísicos, será estável, mas não fará sentido geológico.

No caso das armadilhas estruturais originadas por

pequenas flexuras, como no caso de bacias intracratônicas, o relevo do embasamento apresenta-se suave e esta informação geológica a priori é incorporada à solução estimada através do funcional conhecido como suavidade global (Oldenburg, 1974; Guspí, 1993 e Barbosa et al., 1997). A minimização deste funcional favorece soluções nas quais as profundidades estimadas do relevo em pontos vizinhos estejam próximas entre si. Por outro lado, em bacias extensionais, o relevo do embasamento é fortemente modelado por falhas normais, apresentando patamares localmente suaves e separados por descontinuidades abruptas. Neste tipo de ambiente geológico é mais adequada a minimização de funcionais que, diferentemente da suavidade global (SG), não penalizam descontinuidades espaciais na solução. Existem atualmente dois funcionais comprovadamente adequados à interpretação de relevos descontínuos de bacias sedimentares: a suavidade ponderada (SP) e a regularização entrópica (RE).

A SP (Barbosa et al., 1999) impõe que profundidades estimadas do relevo em pontos vizinhos estejam em geral próximas entre si, podendo, em alguns pontos, diferir bastante. Esse funcional introduz um certo grau de instabilidade nas soluções, necessitando, como informação a priori adicional a exigência que todas as estimativas das profundidades estejam o mais próximo do fundo da bacia, que é presumido ser achatado e ter sua profundidade conhecida.

A RE (Campos Velho e Ramos, 1997; Ramos et al., 1999; Silva et al., 2007a) consiste em minimizar a entropia de ordem um da solução, o que favorece relevos estimados apresentando descontinuidades com grande rejeito, em contraste com a SG que restringe a presença de tais descontinuidades. A minimização da entropia de ordem um incorpora informação a priori semelhante àquela incorporada pela SP, diferindo desta por não exigir o conhecimento da profundidade máxima do embasamento. Esta característica torna a RE mais robusta que a SP, uma vez que exige menos informação geológica a priori para estabilizar as soluções. Por outro lado, a minimização da entropia de ordem um tende a minimizar concomitantemente a entropia de ordem zero, favorecendo soluções que apresentam pouquíssimas descontinuidades com altíssimos rejeitos. Estas soluções não são factíveis geologicamente, sendo evitadas através da "maximização" da entropia de ordem zero. Esta "maximização", na realidade, apenas impede a minimização excessiva da entropia de ordem zero. A combinação da minimização da entropia de ordem um com a maximização da entropia de ordem zero requer a introdução de dois parâmetros de regularização, produzindo uma acentuada dificuldade operacional.

Neste trabalho apresentamos um novo método de inversão de dados gravimétricos voltado ao mapeamento de relevos descontínuos do embasamento de bacias sedimentares. O funcional estabilizador é a variação total (Rudin et al., 1992; Acar e Vogel, 1994), que consiste em minimizar a norma um da derivada espacial da estimativa da função que descreve o relevo do embasamento. A vantagem deste funcional é que ele não requer continuidade da derivada do relevo, mas apenas que ela seja suave por partes.

A aplicação do método a dados sintéticos 1D e 2D mostrou que ele produz resultados semelhantes ou melhores que os da SP e da RE, não requer o conhecimento da profundidade máxima da bacia, e é operacionalmente mais simples porque necessita a sintonia de apenas um parâmetro de regularização. O método também foi aplicado à anomalia Bouguer da porção norte do Steptoe Valley, Nevada, pertencente à província Great Basin, que apresenta baixos gravimétricos devidos à presença de falhas de alto ângulo com grandes deslocamentos verticais (Carlson e Mabey, 1963). Os resultados, comparados com aqueles produzidos pela SG e pela SP, mostraram um relevo exibindo descontinuidades mais abruptas, bem como a melhor definição de uma sub-bacia na porção sul da área estudada.

Metodologia

Seja \mathbf{g}^o um conjunto de N observações gravimétricas referidas a um sistema destre de coordenadas cartesianas. Estas observações são produzidas por uma bacia cujos sedimentos são homogêneos e apresentam contraste de densidade constante e conhecido em relação ao embasamento. Deseja-se estimar o relevo do embasamento, S , (Figuras 1a e 1b) presumindo como modelo interpretativo um conjunto de M prismas 2D, verticais e justapostos ao longo de x , no caso de bacias 2D (Figura 1a), e de prismas 3D justapostos ao longo de x e y no caso de bacias 3D (Figura 1b). As espessuras, p_j , dos prismas são os parâmetros a serem determinados (Figuras 1a e 1b). O topo de cada prisma está localizado na superfície e todos os prismas possuem as mesmas extensões horizontais.

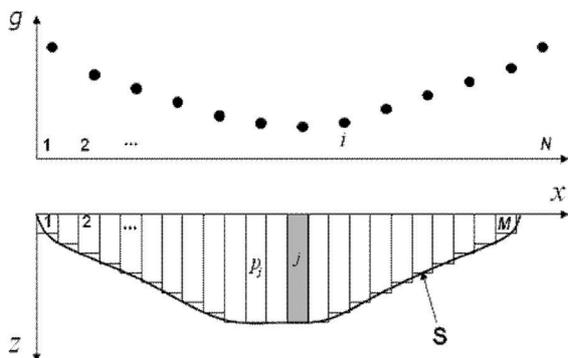


Figura 1 – Modelo interpretativo empregado no caso de bacias 2D.

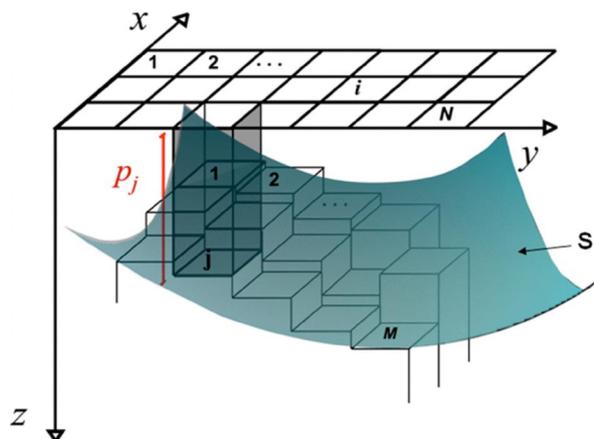


Figura 1b – Modelo interpretativo empregado no caso de bacias 3D.

A inversão gravimétrica consiste em estimar o vetor $\mathbf{p} = [p_1, \dots, p_M]^T$, a partir do vetor $\mathbf{g}^o(\mathbf{p}) = [g_1^o, \dots, g_N^o]^T$ contendo N observações da anomalia gravimétrica. O ajuste dos dados gravimétricos é imposto pela minimização, em relação a \mathbf{p} , do funcional não linear $\|\mathbf{g}^o - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|^2$, em que $\mathbf{g}(\mathbf{p})$ é um vetor N -dimensional contendo a anomalia computada, através do modelo interpretativo, nos mesmos pontos de observação. O i -ésimo elemento $g_i(\mathbf{p})$ é a anomalia gravimétrica produzida pelos M prismas na i -ésima observação e $\|\cdot\|$ é a norma Euclidiana. Este problema inverso é mal posto por apresentar soluções instáveis. Assim, para estabilizá-las, é necessário incorporar informação geológica a priori. Isto pode ser realizado através de técnicas clássicas de regularização como a SG, em que é imposta a condição que a estimativa de cada parâmetro \hat{p}_i (espessura do i -ésimo prisma) esteja o mais próximo possível da estimativa do parâmetro \hat{p}_j (espessura do prisma adjacente), sujeito aos dados serem explicados dentro da precisão experimental. No caso de bacias 2D, esta condição de proximidade é imposta ao longo da direção x , ao passo que, em bacias 3D, ela é imposta ao longo das direções x e y . Matematicamente, esta condição é imposta através da minimização do funcional $\rho(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^o - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|_2^2 + \mu \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2^2$, em que μ é o menor valor positivo capaz de produzir soluções estáveis e \mathbf{R} é uma matriz cujas linhas contêm apenas dois elementos não nulos iguais a 1 e -1 , localizados nas colunas correspondentes aos parâmetros i e j , cujas estimativas devem estar o mais próximo possível.

O método SP, desenvolvido por Barbosa et al. (1999), é especialmente voltado à interpretação de relevos descontínuos do embasamento de bacias sedimentares. Este método minimiza o funcional

$$\sigma(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|^2 + \mu_s \|\mathbf{WRp}\|^2 + \mu_r \|\mathbf{p} - \mathbf{p}_{\max}\|^2,$$

em que μ_s é o menor valor positivo que, combinado com o maior valor positivo de μ_r produz soluções estáveis e que apresentam um número de descontinuidades compatíveis com a informação geológica disponível, \mathbf{W} é uma matriz diagonal de pesos e \mathbf{p}_{\max} é um vetor M -dimensional de profundidades máximas do relevo do embasamento, conhecidas a priori. O elemento diagonal w_{kk} da matriz \mathbf{W} assinala pesos menores ao vínculo de proximidade entre as estimativas do k -ésimo par de espessuras de prismas adjacentes, \hat{p}_i e \hat{p}_j , que estão associadas a regiões de descontinuidades abruptas do relevo do embasamento. A matriz \mathbf{W} é definida de modo iterativo e automático, sendo inicializada como a matriz identidade.

Silva et al. (2007a) aplicaram a RE (Campos Velho e Ramos, 1997; Ramos et al., 1999) a dados gravimétricos produzidos por bacias sedimentares 2D, cujo embasamento apresenta descontinuidades abruptas. A RE consiste em minimizar a entropia de ordem um das estimativas dos parâmetros:

$$Q_1(\mathbf{p}) = -\sum_{k=1}^L S_k \log(S_k), \quad (1)$$

com

$$S_k = |r_k| / \sum_{i=1}^L |r_i| \quad \text{e} \quad r_k = |\hat{p}_i - \hat{p}_j| + \varepsilon, \quad \text{sujeito aos}$$

dados serem ajustados dentro da precisão experimental, sendo \hat{p}_i e \hat{p}_j estimativas de profundidades de prismas contíguos e L o número de pares desses prismas. O significado físico da minimização da entropia é mostrado na Figura 2. De acordo com Silva et al. (2007b) a minimização de $Q_1(\mathbf{p})$ implica a minimização do número de descontinuidades nas estimativas das espessuras dos prismas do modelo interpretativo. O vínculo de suavidade global produz estimativas similares à bacia B1 (Figura 2a), ao passo que a minimização de $Q_1(\mathbf{p})$ favorece estimativas similares às bacias B2 e B3 (Figuras 2b e 2c). A figura 2d mostra os valores de $Q_1(\mathbf{p})$ associados às bacias B1-B3 e também os valores da entropia de ordem zero, $Q_0(\mathbf{p})$, igualmente definida pela equação (1) com

$$S_k = |r_k| / \sum_{i=1}^M |r_i| \quad \text{e} \quad r_k = |\hat{p}_i| + \varepsilon. \quad \text{Note que um pequeno}$$

decréscimo em $Q_1(\mathbf{p})$ (entre B2 e B3 na Figura 2d) corresponde a um grande decréscimo em $Q_0(\mathbf{p})$. Na interpretação gravimétrica de bacias extencionais, estamos interessados em relevos do tipo B2, uma vez que bacias estreitas e pouco profundas como B3 não são geologicamente factíveis. Desse modo, é necessário impedir a minimização excessiva de $Q_0(\mathbf{p})$, o que é conseguido, de maneira algorítmica, com a sua "maximização". Desse modo, a RE consiste em minimizar o funcional $\tau(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|^2 - \gamma_0 Q_0(\mathbf{p}) + \gamma_1 Q_1(\mathbf{p})$, em

que γ_0 e γ_1 são números reais não negativos escolhidos de acordo com o seguinte critério. O valor escolhido para γ_1 , semelhantemente a μ_r , deve ser o maior valor positivo que produza soluções estáveis sem, no entanto, apresentar um número maior de descontinuidades que o esperado para o embasamento sendo interpretado. Ao parâmetro γ_0 , por sua vez, deve ser atribuído, inicialmente, um valor muito pequeno, incluindo zero. Se a geometria da solução (pacote sedimentar) for reduzida a uma forma cujas dimensões horizontais são substancialmente menores que aquelas esperadas para a fonte verdadeira, o valor atribuído a γ_0 deve ser aumentado.

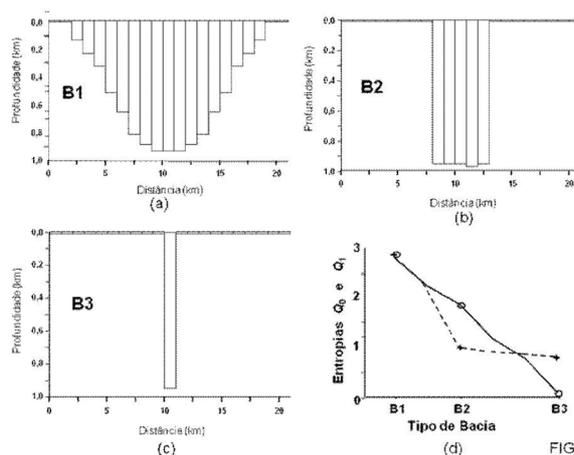


Figura 2 – (a)-(c) Tipos de bacia. (d) Correspondentes valores de $Q_0(\mathbf{p})$ (linha contínua) e $Q_1(\mathbf{p})$ (linha tracejada) associados aos valores das profundidades

O método da variação total (VT) consiste em minimizar o

$$\text{funcional} \quad \varphi(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|^2 + \alpha \sum_{i=1}^K \sqrt{|p_i - p_j|^2} + \beta,$$

em que p_i e p_j são espessuras de prismas adjacentes, K é o número de pares desses prismas, α e β são escalares não negativos, sendo β sempre um valor pequeno (da ordem de 10^{-4}), introduzido para evitar singularidades numéricas. O parâmetro α controla o quão estável e o quão abrupto é o relevo estimado. Valores muito pequenos produzem soluções instáveis. Valores grandes tornam a solução mais estável e com descontinuidades maiores e mais numerosas. Valores excessivamente grandes levam a soluções suaves que não mais explicam as observações. Assim, o valor ótimo de α , no caso de interpretação de bacias extencionais é o maior valor que explique as observações e produza o relevo mais abrupto.

A implementação de todos os métodos descritos acima necessita a resolução de um problema de equações não lineares. A SG e a SP são implementadas através do método de Newton enquanto a RE e a VT são implementadas via método quasi-Newton. Em todos os casos, a modificação proposta por Marquardt (1963) foi incorporada para garantir que a matriz Hessiana seja

definida positiva. Em todos os métodos, o processo iterativo é interrompido quando o valor absoluto, normalizado, da diferença entre as normas Euclidianas dos vetores de correção dos parâmetros em iterações sucessivas torna-se menor que um valor pequeno igual ou menor que de 10^{-2} .

Aplicação a dados sintéticos

Bacia 2D

A Figura 3a mostra em pontos vermelhos as observações gravimétricas geradas por uma bacia sedimentar 2-D, simulada, cujo embasamento é, em geral suave, mas apresenta, localmente, descontinuidades abruptas (linha vermelha na Figura 3b). O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é de $-0,3 \text{ g/cm}^3$.

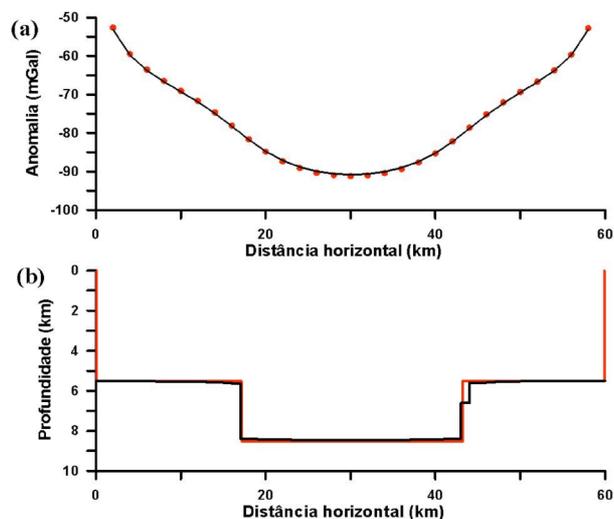


Figura 3 – (a) Bacia 2D. Teste em dados sintéticos. Anomalias gravimétricas observada (pontos) e ajustada pela VT. (b) Relevo verdadeiro e estimado pela VT.

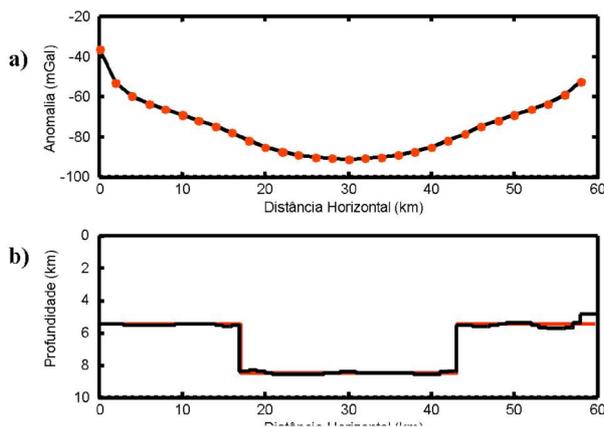


Figura 4 – (a) Bacia 2D. Teste em dados sintéticos. Anomalias gravimétricas observada (pontos) e ajustada pela RE. (b) Relevo verdadeiro e estimado pela RE.

As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de $0,1 \text{ mGal}$. O modelo interpretativo consiste de 60 prismas elementares com contrastes de densidade de $-0,3 \text{ g/cm}^3$. A solução produzida pela VT com $\alpha=20$ e $\beta=0,001$ (linha preta na Figura 3b) delineou com excelente precisão o relevo do embasamento, em particular, as suas descontinuidades. A Figura 3a mostra, em linha preta, a anomalia gravimétrica ajustada. Para comparação, mostramos na Figura 4b, em linha preta a inversão, da mesma anomalia da Figura 3a, produzidas pelo método RE, usando o mesmo modelo interpretativo com $M=60$, $\gamma_\sigma=2$ e $\gamma_f=0,0375$. A anomalia ajustada está representada na Figura 4a em linha preta. A solução da VT, delineou o relevo do embasamento, inclusive suas descontinuidades, com precisão ligeiramente superior à da RE. Além disso, a VT, requer a sintonia de apenas um parâmetro de regularização (α).

Bacia 3D

As Figuras 5a e 5c mostram, respectivamente, em curvas de contorno pretas e em perspectiva, a anomalia gravimétrica gerada pela bacia sedimentar 3D, simulada, cujo embasamento apresenta um relevo modelado por falhas escalonadas (Figura 5b). O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é de $-0,2 \text{ g/cm}^3$. As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de $0,1 \text{ mGal}$. O modelo interpretativo consiste de uma malha de 25×25 prismas com dimensões de 2 km nas direções x e y , com contrastes de densidade de $-0,2 \text{ g/cm}^3$. A solução produzida pelo método VT com $\alpha=1$ e $\beta=0,001$ (Figura 5d) delineou com excelente precisão os patamares que definem o relevo do embasamento, bem como as descontinuidades que os separam. A Figura 5a mostra, em linha vermelha, a anomalia gravimétrica ajustada. Para comparação, mostramos nas Figuras 5e e 5f, as inversões, da mesma anomalia das Figuras 5a e 5c, produzidas pelos métodos SG e SP, respectivamente, usando o mesmo modelo interpretativo e parâmetros de regularização $\mu=1,0$, $\mu_s=0,005$, $\mu_r=0,01$ e presumindo profundidade máxima de 4 km para o caso da SP. As anomalias ajustadas (não mostradas) explicam as observações dentro da precisão experimental. O estimador SG (Figura 7e), como esperado, produziu um resultado inferior ao da SP (Figura 5f) e da VT (Figura 5d) não delineando as descontinuidades do relevo do embasamento.

As soluções da SP e da VT, por sua vez, delinearam as descontinuidades do relevo do embasamento com precisões comparáveis. A VT, no entanto, estima patamares mais planos que a SP. Além disso, diferentemente da SP, a VT não requer o conhecimento a priori sobre a profundidade máxima do embasamento e requer a especificação de apenas um parâmetro de regularização.

Aplicação a dados reais

A anomalia Bouguer do Steptoe Valley (Carlson e Mabey,

1963), corrigida para efeitos crustais profundos é mostrada em curvas de contorno pretas na Figura 6a e em perspectiva na Figura 6b. O Steptoe Valley situa-se na província tectônica *Basin and Range*, onde a topografia é dominada por alternâncias de cadeias lineares de montanhas e vales alongados. Esta topografia é causada pelo abatimento e soerguimento de grandes blocos crustais em decorrência da ação de enormes forças distensoras relacionadas à movimentação das grandes placas tectônicas. O modelo interpretativo consiste de uma malha de 42×26 prismas com dimensões de 1,25 km nas direções x (N-S) e y (E-W), com contraste de densidade de $-0,3 \text{ g/cm}^3$. A Figura 8c mostra a solução estabilizada pela VT com $\alpha=1,25$ e $\beta=0,001$, enquanto as Figuras 8d e 8e mostram, respectivamente, as estimativas produzidas pela SG com $\mu=1,5$ e pela SP com $\mu_s = 0,05$ e $\mu_r = 0,001$ e profundidade máxima presumida de 3 km. A solução estabilizada pela VT (Figura 6c) apresenta um relevo bastante abrupto, com descontinuidades bem definidas, tanto para a bacia principal, como para a sub-bacia situada na parte sul, em consonância com a tectônica de forças distensoras, dominante na província *Basin and Range*. A Figura 6a mostra em curvas de contorno vermelhas a anomalia ajustada. A SG, como esperado, produz um relevo suavizado (Figura 6d), com bordas abauladas, sem evidências de descontinuidades produzidas por falhas de gravidade. O relevo estimado pela SP (Figura 6e) apresenta diversas descontinuidades típicas de falhas de gravidade, mas com inclinações menos acentuadas que aquelas produzidas pela VT. Além disso, a sub-bacia situada no extremo sul está mal definida, tanto nas suas bordas, que apresenta inclinações pouco acentuadas, como no fundo, que não se apresenta plano. Os ajustes produzidos pela SG e pela SP (não mostrados) explicam as observações dentro da precisão experimental.

Discussão e Conclusões

Apresentamos um método de inversão gravimétrica, para mapear relevos descontínuos do embasamento de bacias sedimentares. A solução é estabilizada minimizando a variação total do vetor de soluções. As soluções obtidas delineiam com melhor precisão o relevo do embasamento, (inclusive suas descontinuidades), quando comparadas com as soluções obtidas pelo método SG. Em comparação com o método SP, o presente método apresenta soluções semelhantes, mas tem a vantagem de não requerer o conhecimento a priori da profundidade máxima do embasamento, tendo, portanto, maior aplicabilidade prática. Em relação à RE, a minimização da variação total apresenta a vantagem de ser operacionalmente mais simples, necessitando a sintonia de apenas um parâmetro de regularização. O presente método apresenta, assim, potencial utilidade na interpretação gravimétrica de bacias causadas por esforços distensores, como as bacias marginais, através do mapeamento de falhas que podem estar relacionadas ao aprisionamento de petróleo.

Agradecimentos

Esta pesquisa recebeu suporte financeiro do Conselho

Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) na forma de bolsas de produtividade científica.

Referências

- Acar, R., e Vogel, C. R., 1994, Analysis of total variation penalty methods: *Inverse Problems*, **10**, 1217–1229.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., e Medeiros, W. E., 1997, Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths: *Geophysics*, **62**, 1745–1757.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., e Medeiros, W. E., 1999, Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth: *Geophysics*, **64**, p. 1429–1438.
- Carlson J. E., e Mabey, D. R., 1963, Gravity and aeromagnetic map of the Ely area, White Pine County, Nevada: U.S Geol. Surv., map GP-392.
- Campos Velho, H. F. e Ramos, F. M., 1997, Numerical inversion of two-dimensional geoelectric conductivity distributions from electromagnetic ground data: *Revista Brasileira de Geofísica*, **15**, 133–144.
- Guspi, F., 1990, General 2D gravity inversion with density contrast varying with depth: *Geoexploration*, **26**, 253–265.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: *J. Soc. of Ind. and Applied Math.*, **2**, 601–612.
- Oldenburg, D. W., 1974, The inversion and interpretation of gravity anomalies: *Geophysics*, **39**, 526–536.
- Oliveira, A. S., 2007, Inversão gravimétrica do relevo do embasamento usando regularização entrópica: Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Ramos, F. M., Campos Velho, H. F., Carvalho, J. C. e Ferreira, N. J., 1999, Novel Approaches on Entropic Regularization: *Inverse Problems*, **15**, 1139 – 1148.
- Rudin, L.I., Osher, S. e Fatemi, E., 1992. Nonlinear total variation based noise removal algorithms, *Physica D*, **60**, 259–268.
- Silva, J. B. C., Oliveira, A. S. e Barbosa, V. C. F., 2007a, Inversão gravimétrica do relevo do embasamento usando regularização entrópica: X Congresso Brasileiro de Geofísica.
- Silva, J. B. C., Oliveira, A. S. e Barbosa, V. C. F., 2007b, Apparent-density mapping using entropic regularization: *Geophysics*, **72**, I51–I60,
- Tikhonov, A. N. e Arsenin, V. Y., 1977, Solutions of ill-posed problems: V. H. Winston & Sons.

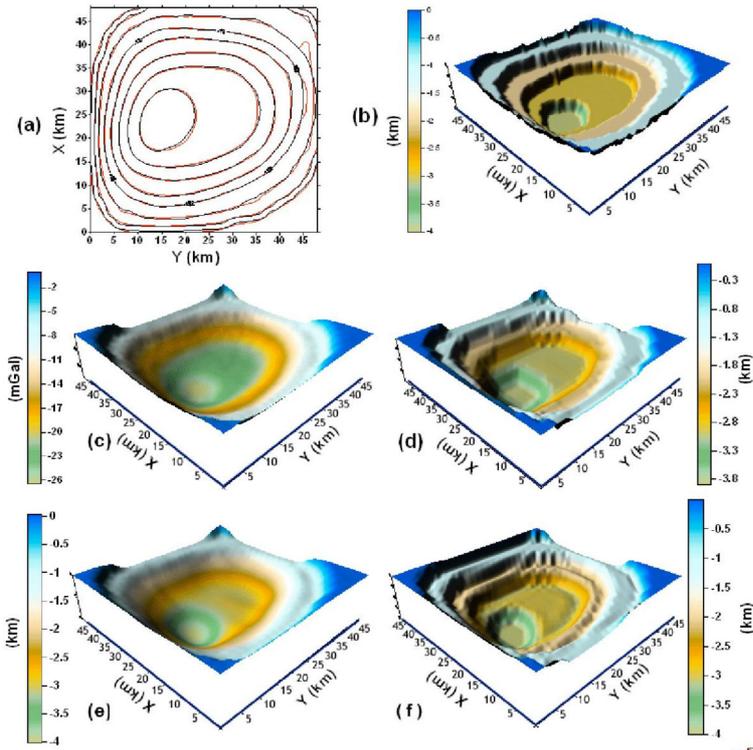


Figura 5 – Teste em dados sintéticos. Bacia 3D. (a) Anomalias gravimétricas observada (linhas pretas) e ajustada pela VT (linhas vermelhas). (b) Relevo verdadeiro. (c) Anomalia gravimétrica em perspectiva. (d) Estimativa da VT. (e) Estimativa da SG. (f) Estimativa da SP.

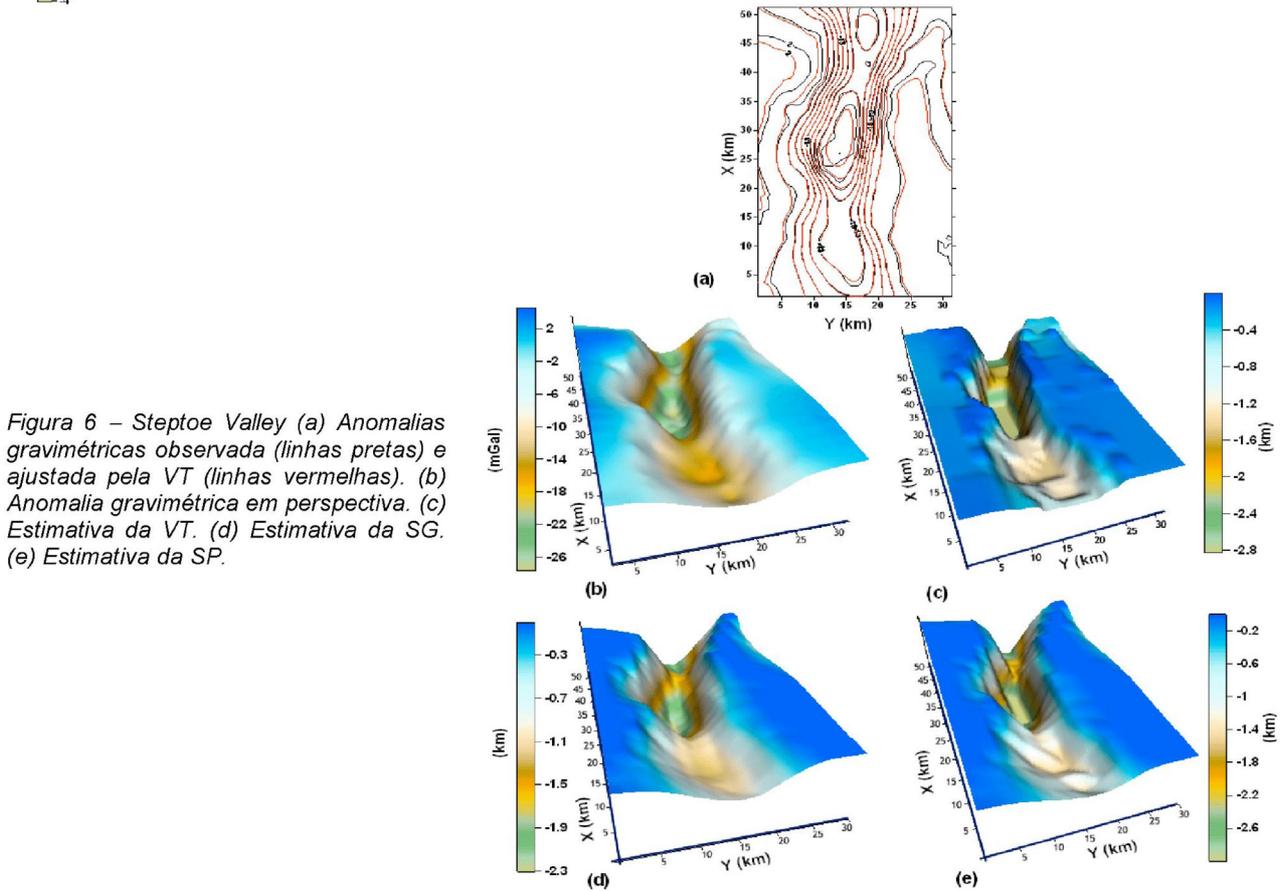


Figura 6 – Steptoe Valley (a) Anomalias gravimétricas observada (linhas pretas) e ajustada pela VT (linhas vermelhas). (b) Anomalia gravimétrica em perspectiva. (c) Estimativa da VT. (d) Estimativa da SG. (e) Estimativa da SP.