



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANA CAROLINA MELO DE ARAÚJO

**INVERSÃO GRAVIMÉTRICA LINEAR DO RELEVO DO EMBASAMENTO DE BACIAS
SEDIMENTARES**

BELÉM - PARÁ

2010

ANA CAROLINA MELO DE ARAÚJO

**INVERSÃO GRAVIMÉTRICA LINEAR DO RELEVO DO EMBASAMENTO DE BACIAS
SEDIMENTARES**

Trabalho de conclusão de curso apresentada a Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Potenciais

Orientador: Prof. Dr. João Batista Corrêa da Silva

BELÉM - PARÁ

2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

A663i Araújo, Ana Carolina Melo de

Inversão gravimétrica linear do relevo do embasamento de bacias sedimentares. / Ana Carolina Melo de Araújo; Orientador: João Batista Corrêa da Silva – 2010

59 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2009.

1. Exploração geofísica. 2. Inversão Gravimétrica. Interpretação Gravimétrica. Gravimetria. Aproximação Linear. Bacias Sedimentares. Relevo do Embasamento. Suavidade Global. I. Universidade Federal do Pará. II. Silva, João Batista Corrêa da, *orient.* III. Título.

CDD 20^o ed.: 622.15

ANA CAROLINA MELO DE ARAÚJO

**INVERSÃO GRAVIMÉTRICA LINEAR DO RELEVO DO EMBASAMENTO DE BACIAS
SEDIMENTARES**

Trabalho de conclusão de curso apresentada a Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Potenciais

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

BANCA EXAMINADORA:

Prof. João Batista Corrêa da Silva – Orientador
Doutor em Métodos Potenciais
Universidade Federal do Pará

Prof. Darciclêa Ferreira Santos – Membro
Doutora em Métodos Potenciais
Universidade Federal do Pará

Prof. José Gouvêa Luiz - Membro
Doutor em Métodos Elétricos
Universidade Federal do Pará

*A todos que me cativaram e hoje tem
meu eterno carinho.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida e por tudo que ele ainda há de fazer.

Gostaria de agradecer ao Professor João Batista que me concedeu o privilégio de trabalhar sob sua orientação e com quem aprendi bastante nestes anos, sempre muito compromissado, paciente e acessível durante a orientação.

Ao meu pai, Moisés por seu apoio sentimental e pelo investimento em minha educação em todos os momentos da minha vida.

A minha mãe, Ana Célia pelas suas orações, pelo amor, carinho incondicional e cuidado com a minha vida física e espiritual.

Aos meus amados irmãos e maravilhosos amigos Marcos e Ana Paula pelo amor e força diária.

As melhores amigas que uma mulher pode ter Bioca e Robertinha.

Ao Kauê pelo afeto e companheirismo todos esses anos.

Aos grandes amigos que fiz durante o curso Pat, Akel, Kívia, Anderson, Thiago Rosa, Williams e Elias por suas amizades, carinho e até pelas gloriosas bagunças.

Aos maravilhosos Liken e Jean por serem como são, amigos inconfundíveis.

À Roberta por todo seu apoio e carinho durante meu estágio em Manaus e aos seus pais, Sr. e Sr^a. Rodrigues por terem me recebido como uma filha em sua casa.

Quero agradecer também à UFPA, que forneceu a infra-estrutura necessária para a conclusão do curso de Graduação.

Agradeço a todos os amigos que não foram citados mas que sabem o valor de sua importância em minha vida.

RESUMO

A interpretação de anomalias gravimétricas em bacias sedimentares é de extrema importância na prospecção de hidrocarbonetos. A demanda por interpretações cada vez mais detalhadas, contendo um número muito grande de observações e parâmetros a serem estimados tem forçado a busca de métodos eficientes de inversão gravimétrica aplicadas a estes ambientes. Apresentamos um novo método para a inversão de anomalias gravimétricas devidas ao relevo do embasamento de bacias sedimentares baseado na aproximação linear entre a anomalia gravimétrica e a espessura do modelo fita horizontal. As observações são modeladas por um conjunto de fitas horizontais justapostas cujas espessuras são os parâmetros a serem determinados. Cada observação é modelada por um conjunto de fitas a uma determinada profundidade, sendo que as observações com menor amplitude em valor absoluto estão associadas a conjuntos de fitas localizados em profundidades menores. Este procedimento realça as estimativas de feições muito profundas do embasamento, o que normalmente não é possível com os métodos existentes baseados em aproximações lineares. Os resultados obtidos, estabilizados pelo funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem (suavidade) reproduzem a forma do relevo do embasamento, mas em uma escala diferente da verdadeira. O conhecimento da profundidade do relevo em um ponto do embasamento é usado para trazer o relevo estimado para a escala correta. O método proposto foi testado em anomalias sintéticas e reais, produzindo sempre resultados comparáveis ao método não linear, que é mais preciso. O método proposto, no entanto exigiu sempre menor tempo computacional. A diferença no tempo exigido é tanto maior quanto maior o número de observações e parâmetros.

Palavras chaves: Exploração geofísica. Inversão Gravimétrica. Interpretação Gravimétrica. Gravimetria. Aproximação Linear. Bacias Sedimentares. Relevo do Embasamento. Suavidade Global.

ABSTRACT

The gravity interpretation of sedimentary basins is of utmost importance in hydrocarbon prospecting. The increasing demand of detailed interpretations using a huge number of observations and parameters to be estimated has compelled the development of efficient gravity inversion methods applied to this sort of geological environment. We present a new gravity inversion method applicable to the estimation of the basement relief of a sedimentary basin based on the linear approximation between the gravity anomaly and the thickness of the horizontal ribbon model. The observations are modeled by a set of juxtaposed horizontal ribbons, whose thicknesses are the parameters to be estimated. Each observation is modeled by a set of ribbons located at a given depth. The observations displaying smaller amplitude in absolute value are associated with shallower sets of ribbons. This procedure enhances the estimates of very deep basement features, which usually is not possible using the available methods based on linear approximations. The estimates, stabilized by the first-order Tikhonov stabilizing functional, retrieve the basement relief shape, but in a different scale from the true relief. The knowledge of the basement depth at a single point of the basement is then used to bring the estimated relief to the correct scale. The proposed method has been tested on synthetic and real gravity data, and produced always similar results as compared with the more precise nonlinear method. The proposed method, however, required less computational time. The difference between the required computer times increases with the number of observations and parameters.

Key words: Geophysical exploration. Gravity Inversion. Gravity interpretation. Gravity. Linear Approximation. Sedimentary Basins. Basement Relief. Global Smoothness.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- 1- Observações gravimétricas (acima) e modelo interpretativo (abaixo) consistindo de M prismas bidimensionais verticais justapostos. A espessura dos prismas ($P_j, j=1, \dots, M$) são os parâmetros a serem estimados p.19
- 2- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida. p.22
- 3- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos intermediários em que a aproximação linear começa a falhar. p.22
- 4- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. p.23
- 5- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida. p.25
- 6- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos intermediários em que a aproximação linear começa a falhar. p.25
- 7- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. p.26
- 8- Modelo empregado no método de Chavez e Garland (1985). p.28

- 9- (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=0$ p.30
- 10-(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=0$ p.30
- 11-(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=1,5$ km. p.31
- 12-(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=2,5$ km. p.31
- 13-(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=3,0$ km. p.32
- 14-Modelo usado na aproximação linear empregada no método proposto. (a) a observação em $x=x_k$ é ajustada por uma distribuição de fitas horizontais justapostas situadas à profundidade $d_k = g(x_k)/2\pi\gamma\Delta\rho$. (b) a observação em $x=x_i$ ajustada por uma distribuição de fitas horizontais justapostas situadas à profundidade $d_i = g(x_i)/2\pi\gamma\Delta\rho$ p.34

- 15-**Relevo verdadeiro (linha contínua) e estimado preliminarmente pelo método proposto (linha tracejada). P é o ponto do relevo verdadeiro cuja profundidade é conhecida e Q é o ponto do relevo preliminarmente estimado pelo método proposto na mesma coordenada horizontal de P. Todo o relevo é corrigido pelo fator d_p / d_q p.36
- 16-**(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método proposto para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida. p.37
- 17-**(a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método proposto para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. p.37
- 18-**Bacia apresentando falhas escalonadas - Resultado com o método proposto. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 0,09$ (linha tracejada vermelha). p.39
- 19-**Bacia apresentando falhas escalonadas - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 2$ (linha tracejada vermelha). p.39
- 20-**Graben isolado - Resultado com o método proposto (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 0,0009$ (linha tracejada vermelha). p.41
- 21-**Graben isolado - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 2$ (linha tracejada vermelha). p.41
- 22-**Erro médio quadrático do resíduo entre as anomalias observada e ajustada usando o método proposto, em função do gradiente do relevo e da profundidade do embasamento no ponto conhecido. Os pontos azuis e vermelhos estão associados a erros médios quadráticos, respectivamente, menores e maiores que 1 mGal. p.43

- 23-**Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto A (Figura 22). (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 0,08$ (linha tracejada vermelha). p.44
- 24-** Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto B (Figura 22). (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 0,08$ (linha tracejada vermelha). p.44
- 25-**Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto C. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 1$ (linha tracejada vermelha). p.45
- 26-**Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto D. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $m = 1$ (linha tracejada vermelha). p.45
- 27-**Tempo computacional requerido pelo método proposto (linha verde) e pelo método não linear (linha azul), referidos à escala do eixo de ordenadas à esquerda. p.46
- 28-**Localização, limites e arcabouço estrutural da bacia do Recôncavo, mapeado ao nível da seção pré-rift. Segundo Milhomem et al. (2003). p.47
- 29-**Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de hemi- graben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste. Segundo Milhomem et al. (2003). p.48
- 30-**Mapa gravimétrico devido ao relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo mostrando a posição do perfil gravimétrico interpretado. Intervalo de contorno: 2 mGal. Segundo Leão et al. (1996). p.49
- 31-**Bacia do Recôncavo - Resultado com o método proposto. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade $m = 0,0007$ (linha quebrada em azul). p.51

- 32**-Bacia do Recôncavo - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade $m = 0,009$ (linha quebrada em azul). p.51
- 33**-Steptoe Valley. Mapa gravimétrico Bouger após a remoção do efeito de fontes profundas (Barbosa et al., 1999) e localização do perfil gravimétrico interpretado (AA'). p.53
- 34**-Steptoe Valley - Resultado com o método linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade, $m = 0,009$ (linha step em azul). ... p. 55
- 35**-Steptoe Valley - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade, $m = 0,8$ (linha step em azul) e 3 iterações. p.55

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	METODOLOGIA	18
2.1	O MÉTODO NÃO LINEAR.....	18
2.2	MÉTODOS LINEARES ANTERIORES.....	21
2.2.1	Método de Litinsky	21
2.2.2	Método de Bott	24
2.2.3	Método de Chavez e Garland	27
2.3	MÉTODO PROPOSTO.....	33
3	AVALIAÇÃO DO MÉTODO PROPOSTO	38
3.1	TESTES COM DADOS SINTÉTICOS.....	38
3.1.1	Bacia com relevo suave e falhas escalonadas	38
3.1.2	Graben Isolado	40
3.2	INFLUÊNCIA DA POSIÇÃO DO PONTO COM A PROFUNDIDADE CONHECIDA.....	42
3.3	AVALIAÇÃO DE EFICIÊNCIA DO MÉTODO.....	46
4	APLICAÇÃO A DADOS REAIS 1D	47
4.1	BACIA DO RECÔNCAVO.....	47
4.1.1	Informações geológicas e geofísicas	47
4.1.2	Resultados	50
4.2	STEPTOE VALLEY.....	52
4.2.1	Informações geológicas e geofísicas	52
4.2.2	Resultados	54
5	CONCLUSÕES	56
	REFERÊNCIAS	58

1 INTRODUÇÃO

Os métodos geofísicos desempenham um papel importante na prospecção de hidrocarbonetos através da detecção de feições propícias à acumulação de óleo e gás. Estas feições incluem falhas e elevações na topografia do embasamento de uma bacia sedimentar. As falhas, ao colocarem lado a lado rochas permeáveis e impermeáveis pré-existentes, permitem que a rocha-reservatório seja selada, constituindo assim uma armadilha estrutural para o petróleo. Uma elevação no relevo do embasamento, por sua vez, pode levar à sedimentação de camadas em forma de cunha nos seus flancos, tal que uma camada de rocha-reservatório pode ficar aprisionada entre camadas de rochas impermeáveis constituindo assim uma armadilha estratigráfica para o petróleo. Desse modo, o delineamento da topografia do embasamento, na busca de feições que indiquem a presença de falhas ou elevações, é de extrema importância para a localização de armadilhas estratigráficas ou estruturais.

Entre os métodos geofísicos voltados para esse fim, a gravimetria tem se destacado como um método eficiente e econômico (BARBOSA et al., 1997; BOTT, 1960; CORBATÓ, 1965; EL-BATROUKH; ZENTANI, 1980; GIMENEZ et al., 2009; KIENIEWICZ; LUYENDYK, 1986; MENEZES et al., 2007; SILVA et al., 2006; TANNER, 1967, por exemplo). 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) têm demandado tempos computacionais cada vez maiores. Isto ocorre porque a determinação da espessura de fontes gravimétricas é um problema não linear que é, em geral, resolvido iterativamente. A cada iteração, um sistema linear é resolvido uma ou diversas vezes (BARBOSA et al., 1997; CHAKRAVARTHI; SUNDARARAJAN, 2007; e.g. TANNER, 1967;), fazendo com que o tempo computacional necessário para a solução do problema não linear seja pelo menos uma ordem de grandeza superior ao tempo necessário para a solução de um problema linear.

Diversos procedimentos voltados à redução do tempo computacional necessário para a resolução de problemas inversos gravimétricos não lineares têm sido propostos e que podem ser classificados em três grupos. No primeiro, o relevo do embasamento é obtido através de um simples redimensionamento da anomalia gravimétrica, ou seja, a

profundidade em cada ponto é obtida multiplicando-se a anomalia observada nesse ponto por um fator constante (LITINSKY, 1989, por exemplo).

No segundo grupo, o procedimento permanece iterativo, mas o tempo envolvido nas operações a cada iteração é reduzido. Bott (1960), por exemplo, adota um modelo interpretativo consistindo de prismas verticais 2D justapostos e estima a profundidade de cada prisma dividindo a anomalia diretamente acima dele por $2\pi\gamma\Delta\rho$, sendo γ a constante gravitacional e $\Delta\rho$ o contraste de densidade entre o pacote sedimentar e o embasamento, presumivelmente constante e conhecido. O resíduo entre a anomalia observada e a anomalia gerada por esta estimativa é computado e o processo é repetido substituindo-se a anomalia observada pelo resíduo e somando-se o novo conjunto de profundidades estimadas à estimativa anterior do relevo, até o resíduo se tornar desprezível.

No terceiro grupo o problema não linear é formulado através de uma aproximação linear e é resolvido em uma única iteração. Chavez e Garland (1985), por exemplo, estimam, a partir da anomalia gravimétrica, uma distribuição superficial de massa localizada a uma profundidade constante e conhecida e transformam essa distribuição de massa em um mapa de profundidades, dividindo-a pelo contraste de densidade, presumivelmente constante e conhecido. O método de Chavez e Garland (op.cit.) corresponde à primeira iteração do método de Tanner (1967).

Os métodos pertencentes aos três grupos acima descritos produzem ótimos resultados apenas em bacias muito rasas, com profundidades máximas de apenas algumas centenas de metros. Esses métodos começam a falhar no caso de bacias com profundidade máxima no entorno de 1 km e, quando aplicados a bacias com profundidade máxima acima de 3 km, eles não mais conseguem detectar oscilações no relevo do embasamento da ordem de 500 m ou menores.

As limitações destes métodos são devidas à limitada amplitude das componentes das anomalias medidas na superfície e que são devidas a oscilações do embasamento localizadas a uma grande profundidade. Quando isto acontece, é necessário formular o problema inverso de modo que ele amplifique o sinal oriundo das partes mais profundas da bacia, introduzindo-se, simultaneamente informação a priori sobre o relevo do embasamento a fim de evitar instabilidade nas soluções.

Neste trabalho propomos um novo método linear para estimar o relevo suave de uma bacia sedimentar 2D. O procedimento é semelhante ao de Chavez e Garland (1985), diferindo dele em três aspectos. Primeiro, o modelo empregado, ao invés de uma distribuição superficial planar de massa, é a fita fina horizontal cujo parâmetro a ser estimado é a sua espessura. Segundo, ao invés de uma única distribuição planar, utilizamos diversos conjuntos de fitas situados a profundidades diferentes, que são calculadas através das estimativas das espessuras de placas Bouguer ajustadas a cada valor da anomalia gravimétrica observada. Assim, teremos tantas fitas quanto o número de observações. Esse procedimento garante que as fitas associadas a observações com alta amplitude, em módulo (correspondendo a grandes profundidades), estejam situadas a profundidades maiores, permitindo assim uma maior amplificação do sinal nestas áreas. Finalmente, para eliminar a instabilidade nas soluções, causada pela mencionada amplificação, introduzimos, explicitamente, informação a priori sobre a suavidade do relevo do embasamento e sobre a profundidade de um ponto do embasamento, presumivelmente conhecido através de furos de sondagem.

O método foi testado em dados sintéticos, tendo produzido bons resultados na estimação de relevos de bacias tão profundas quanto 6 km, desde que o embasamento, no ponto conhecido, seja profundo e apresente baixo gradiente. O método foi aplicado a perfis transversais às bacias do Steptoe Valley, Nevada, Estados Unidos e do Recôncavo. Os resultados obtidos foram compatíveis com aqueles produzidos pelo método não linear de Barbosa et al. (1997), adaptado para bacias 2D, mas o tempo computacional foi uma ordem de magnitude menor.

2 METODOLOGIA

2.1 O MÉTODO NÃO LINEAR

Seja g^0 um conjunto de N observações gravimétricas realizadas ao longo de um perfil transversal à direção alongada de uma bacia sedimentar bidimensional. O perfil é paralelo ao eixo x de um sistema de coordenadas. A direção da bacia coincide com o eixo y , e o pacote sedimentar é presumido ser homogêneo com o contraste de densidade, $\Delta\rho$, entre os sedimentos e o embasamento constante e conhecido. Deseja-se estimar o relevo do embasamento da bacia (linha S na Figura 1), estabelecendo como modelo interpretativo um conjunto de M prismas 2D verticais, justapostos, com topos na superfície e larguras constantes, estabelecidas pelo intérprete. As espessuras dos prismas são os parâmetros a serem estimados e estão relacionados à anomalia gravimétrica g_i através da relação não linear

$$g_i = \sum_{j=1}^M A(p_j, \Delta\rho, r_i), i = 1, 2, \dots, N, \quad (1)$$

em que $A(p_j, \Delta\rho, r_i)$ é uma função não linear (e.g. TALWANI et al., 1959) que fornece a anomalia, no ponto definido pelo vetor posição r_i , produzida pelo j -ésimo prisma com espessura p_j e contraste de densidade constante.

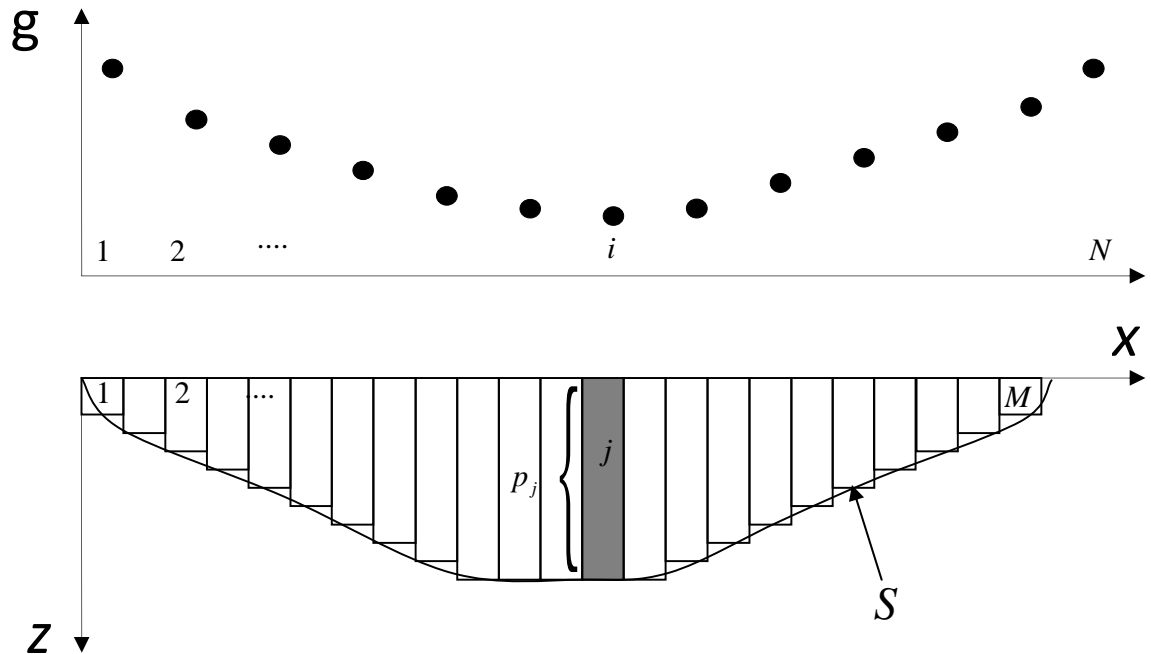


Figura 1: Observações gravimétricas (acima) e modelo interpretativo (abaixo) consistindo de M prismas bidimensionais verticais justapostos. A espessura dos prismas ($p_j, j=1, \dots, M$) são os parâmetros a serem estimados.

A inversão gravimétrica consiste em estimar o vetor $\mathbf{p} \equiv [p_1, \dots, p_M]^T$, a partir do vetor $\mathbf{g}^0(\mathbf{p}) \equiv [g_1^0, \dots, g_N^0]^T$ contendo as observações da anomalia gravimétrica. A solução deste problema requer que os dados observados sejam ajustados pelo funcional (1), o que pode ser obtido através da minimização do seguinte funcional não linear:

$$\Omega(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|_2^2, \quad (2)$$

em que $\mathbf{g}(\mathbf{p})$ é um vetor N -dimensional contendo a anomalia teórica, produzida pelo modelo interpretativo (funcional (1)), computada nos mesmos pontos de observação. O i -ésimo elemento, $g_i(\mathbf{p})$ desse vetor é a anomalia gravimétrica produzida pelos M prismas na i -ésima observação e $\|\cdot\|_2$ é a norma Euclidiana. O problema inverso de estimar o vetor \mathbf{p} que minimiza o funcional (2) é mal posto por apresentar soluções instáveis, sendo, portanto, necessário incorporar informação geológica a priori para a obtenção de soluções estáveis. Isto pode ser realizado através de técnicas clássicas de

regularização. A técnica de regularização mais comumente empregada na Geofísica, conhecida como *suavidade global*, impõe 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}_{i+1} (espessura do prisma adjacente), sujeito aos dados serem ajustados pela anomalia produzida pelo modelo interpretativo dentro da precisão experimental dos dados. Matematicamente, este problema é expresso por:

$$\min \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2^2 \quad (3)$$

sujeito a

$$\|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|_2^2 = \delta \quad (4)$$

em que δ é uma estimativa da variância do ruído contido nos dados e \mathbf{R} é uma matriz cujas linhas contém apenas dois elementos não nulos iguais a 1 e -1 , localizados nas colunas correspondentes aos parâmetros i e $i+1$ cujas estimativas devem estar o mais próximo possível. A matriz \mathbf{R} será referida como matriz de primeiras derivadas discretas. O problema acima é resolvido minimizando o funcional

$$\rho(\mathbf{p}) = \|\mathbf{g}^0 - \mathbf{g}(\mathbf{p})\|_2^2 + \mu \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2^2, \quad (5)$$

em que μ é um escalar não negativo, conhecido como parâmetro de regularização. Este problema de minimização não apresenta uma solução explícita para \mathbf{p} , sendo em geral resolvido por métodos iterativos, resolvendo-se, em cada iteração, um problema linear por diversas vezes. Neste trabalho, a minimização do funcional (5) foi obtida através do método de Marquardt (1963).

2.2 MÉTODOS LINEARES ANTERIORES

Nesta seção apresentaremos as metodologias relacionadas a técnicas que buscaram reduzir o esforço computacional envolvido na estimação do relevo de bacias sedimentares através de métodos não lineares.

2.2.1 Método de Litinsky

Litinsky (1989) propôs estimar o relevo de uma bacia sedimentar, h_i através de uma mudança de escala para a anomalia gravimétrica, g_i , dada por

$$h_i = \frac{g_j}{2\pi\gamma\Delta\rho}, i = 1, \dots, M, \quad (6)$$

em que γ é a constante gravitacional, $\Delta\rho$ é o contraste de densidade, presumivelmente constante e conhecido e j é o índice da observação mais próxima do ponto i onde o relevo está sendo calculado. Este método aproxima localmente o pacote sedimentar por uma placa Bouguer, de onde a equação (6) é derivada. Conseqüentemente, esta aproximação será válida para pacotes sedimentares com pequenas espessuras, comparadas com as distâncias entre as observações, como mostra a Figura 2. Quando as espessuras se aproximam das distâncias entre as observações, a aproximação começa a perder a validade, como evidenciado na Figura 3. Para pacotes sedimentares com espessuras maiores que o espaçamento entre as observações, a aproximação se torna grosseira e as estimativas do relevo do embasamento tornam-se pobres (Figura 4).

O método de Litinsky corresponde à primeira iteração do método de Bott (1960), apresentado a seguir.

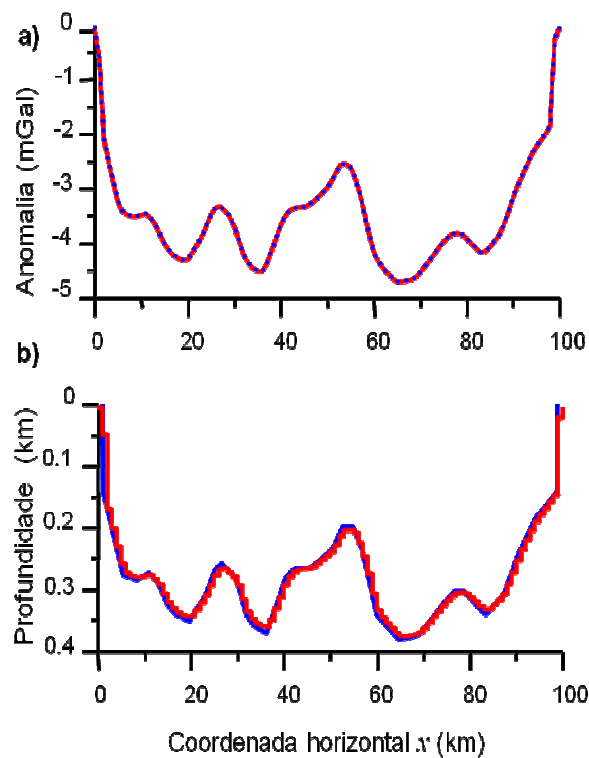


Figura 2: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida.

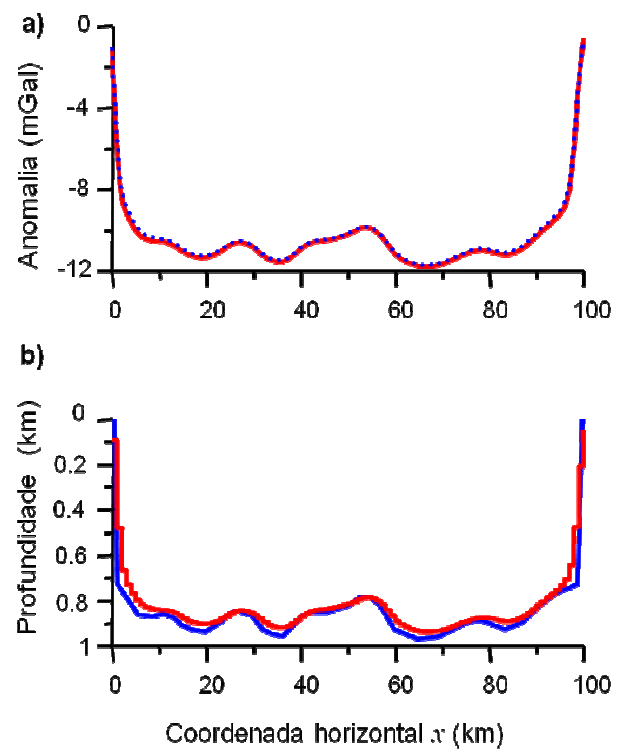


Figura 3: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos intermediários em que a aproximação linear começa a falhar.

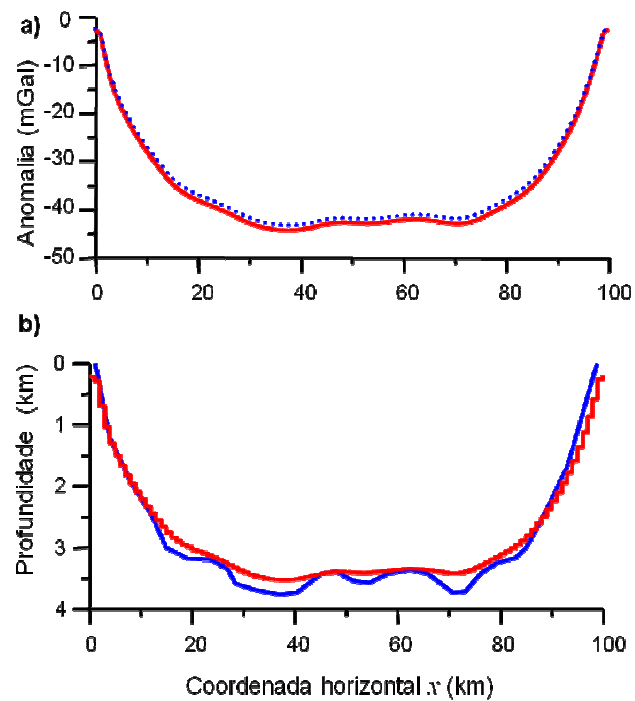


Figura 4: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Litinsky (1989) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida.

2.2.2 Método de Bott

Bott (1960) propôs um método iterativo cuja primeira iteração corresponde ao método de Litinsky (1989). As próximas iterações são definidas do seguinte modo.

a) Na k -ésima aproximação do relevo ($k > 1$), expressa pelo vetor \mathbf{h}^k , calcule o vetor contendo os valores da anomalia gravimétrica, $\mathbf{g}^k(\mathbf{h}^k)$ produzidos por esta aproximação nos mesmos pontos de observação;

b) Calcule os resíduos $r_i^k = g_i^{obs} - g_i^k, i = 1 \dots N$, em que g_i^{obs} é a i -ésima observação, g_i^k é o i -ésimo elemento do vetor $\mathbf{g}^k(\mathbf{h}^k)$, e N é o número de observações;

c) Obtenha a correção do relevo, $\Delta \mathbf{h}^k$, aproximando o resíduo r_i^k pela anomalia produzida por uma placa Bouguer, obtendo:

$$\Delta h_i^k = \frac{r_j^k}{2\pi\gamma\Delta\rho}, i = 1 \dots M, \quad (7)$$

sendo j o índice da observação mais próxima do ponto i onde o relevo está sendo calculado.

d) Obtenha a aproximação da próxima iteração, $h_i^{k+1} = h_i^k + \Delta h_i^k, i = 1 \dots M$, em que h_i^k é o i -ésimo elemento do vetor \mathbf{h}^k ;

e) Incremente o contador: $k=k+1$ e retorne ao passo 1 até que os resíduos sejam desprezíveis.

O método de Bott (1960), sendo baseado na aproximação iterativa do relevo por uma placa Bouguer, sofre restrições semelhantes àquelas pertencentes ao método de Litinsky (1989), como mostram as Figuras 5-7.

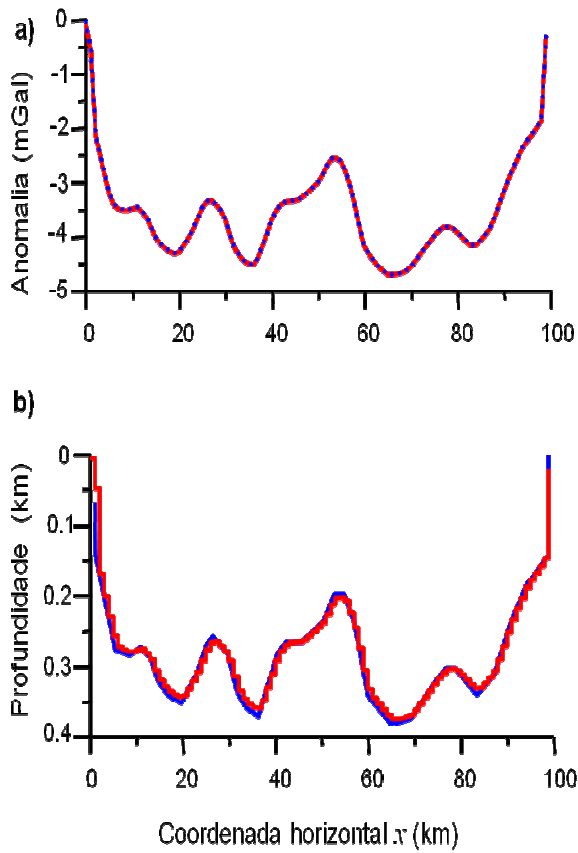


Figura 5: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida.

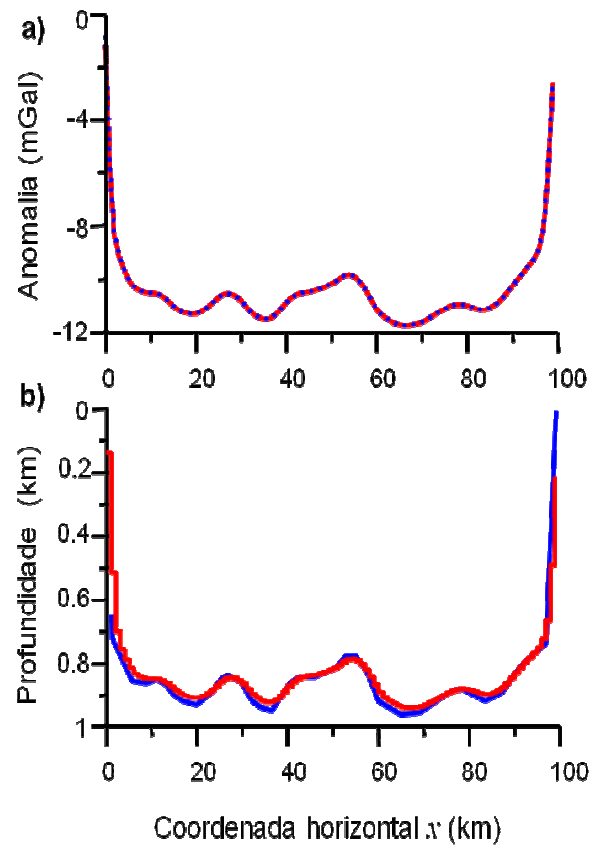


Figura 6: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos intermediários em que a aproximação linear começa a falhar.

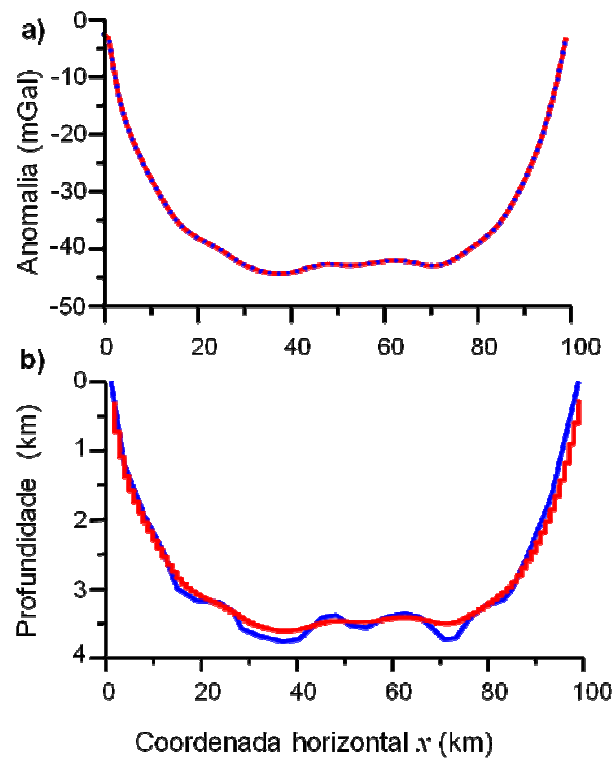


Figura 7: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Bott (1960) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida.

2.2.3 Método de Chavez e Garland

Chavez e Garland (1985) apresentaram uma aproximação linear para a determinação do relevo do embasamento através do cálculo de uma distribuição superficial de massa. A anomalia gravimétrica, g_i , observada em $x=x_i$ e devida a um elemento de uma distribuição superficial de massa, p_j , usando a aproximação de modelo geométrico *fita* (Figura 8), é dada por (NETTLETON, 1976)

$$g_i = 2\gamma(\alpha_{ij} - \beta_{ij})p_j, \quad i=1 \cdots N, \quad (8)$$

em que γ é a constante gravitacional, N é o número de observações e t é a espessura da fita, que deve ser pequena em relação à sua profundidade d (Figura 8). A anomalia gravimétrica em $x=x_i$ produzida por todos os M elementos de massa superficial é

$$g_i = \sum_{j=1}^M 2\gamma(\alpha_{ij} - \beta_{ij})p_j, \quad i=1 \cdots N \quad (9)$$

O sistema de equações lineares (9) pode ser expresso em notação matricial como

$$\mathbf{g} = \mathbf{A}\mathbf{p}, \quad (10)$$

em que \mathbf{g} é o vetor N -dimensional, cujo i -ésimo elemento é dado na equação (9), \mathbf{p} é o vetor M -dimensional cujos elementos, p_j , contém os valores da distribuição superficial de massa e \mathbf{A} é uma matriz $N \times M$, cujo i -ésimo elemento, a_{ij} é dado por

$$a_{ij} = 2\gamma(\alpha_{ij} - \beta_{ij}). \quad (11)$$

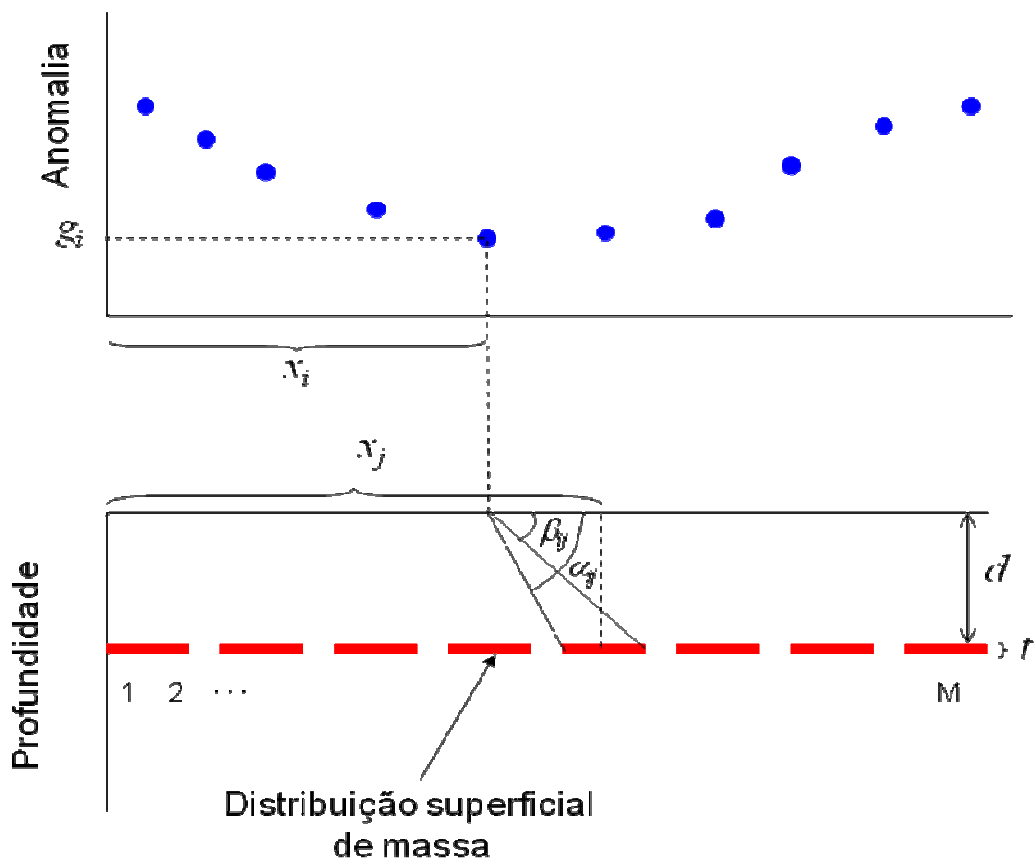


Figura 8: Modelo empregado no método de Chavez e Garland (1985).

Chavez e Garland (1985) resolveram a equação (10) para \mathbf{p} através do método da Inversa Generalizada (JACKSON, 1972) reduzindo assim a instabilidade da solução. Eles estimaram o relevo da fonte gravimétrica calculando

$$h_j = \frac{p_j}{\Delta\rho}, j = 1, \dots, M, \quad (12)$$

em que $\Delta\rho$ é o contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento, presumivelmente conhecido.

Para bacias rasas (< 400m), o método de Chavez e Garland (1985) fornece bons resultados presumindo-se uma distribuição superficial de massa a uma profundidade $d=0$ (Figura 9). No entanto, para bacias profundas (>3000 m), a aproximação linear torna-se pobre, especialmente nas partes mais profundas (Figura 10). A estimativa do relevo mais profundo pode ser melhorada, estabelecendo-se profundidades maiores para a distribuição superficial de massa. As figuras 11, 12 e 13 mostram os resultados presumindo-se profundidades de 1,5 km, 2,5 km e 3 km para a distribuição superficial de massa. Observa-se, em geral, uma melhora na estimativa do relevo localizado abaixo da profundidade da distribuição superficial de massa, mas uma degradação da estimativa do relevo situado acima da distribuição. Nota-se também que o ajuste da anomalia, nestes três exemplos, são pobres. Em todos os exemplos usando o método de Chavez e Garland (op.cit.), estabilizamos a solução através do funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem.

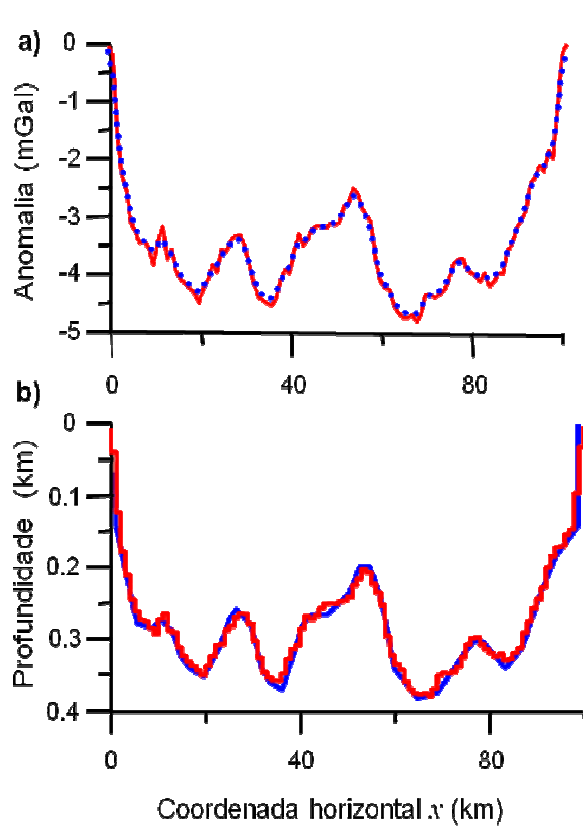


Figura 9: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=0$.

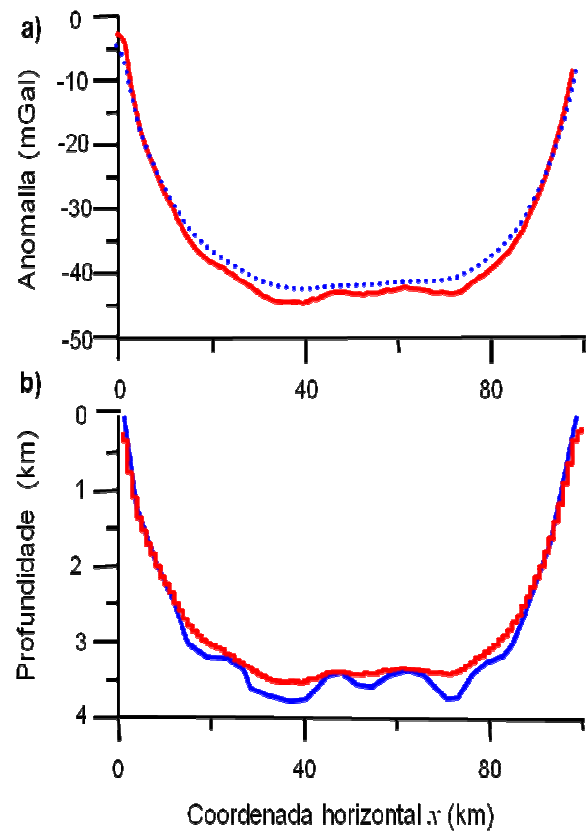


Figura 10: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=0$.

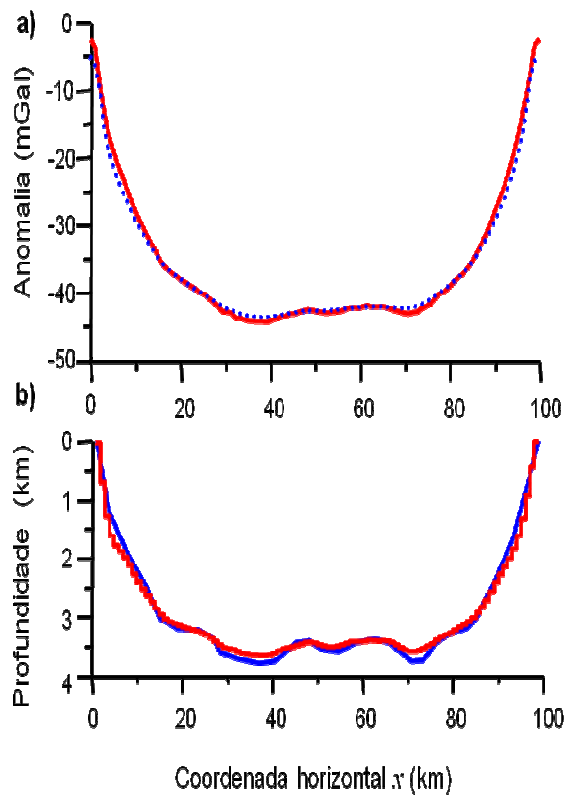


Figura 11: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=1,5$ km.

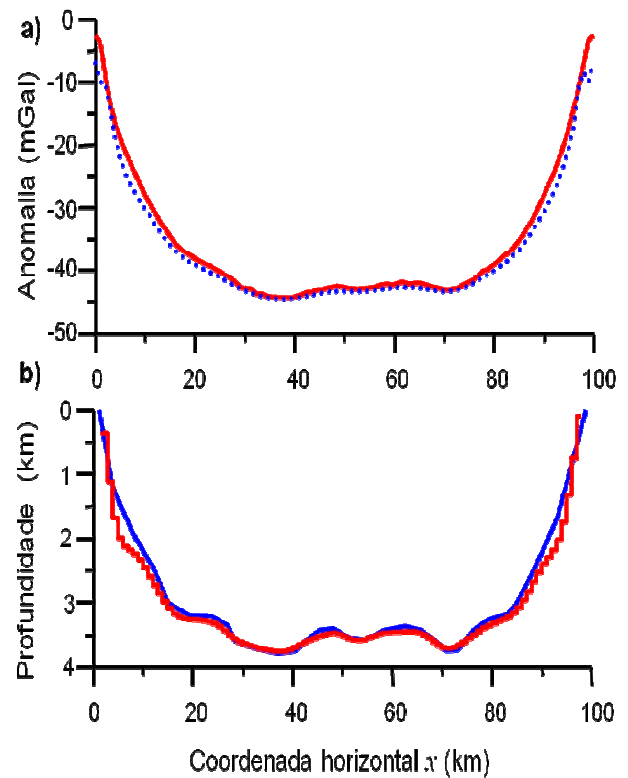


Figura 12: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=2,5$ km

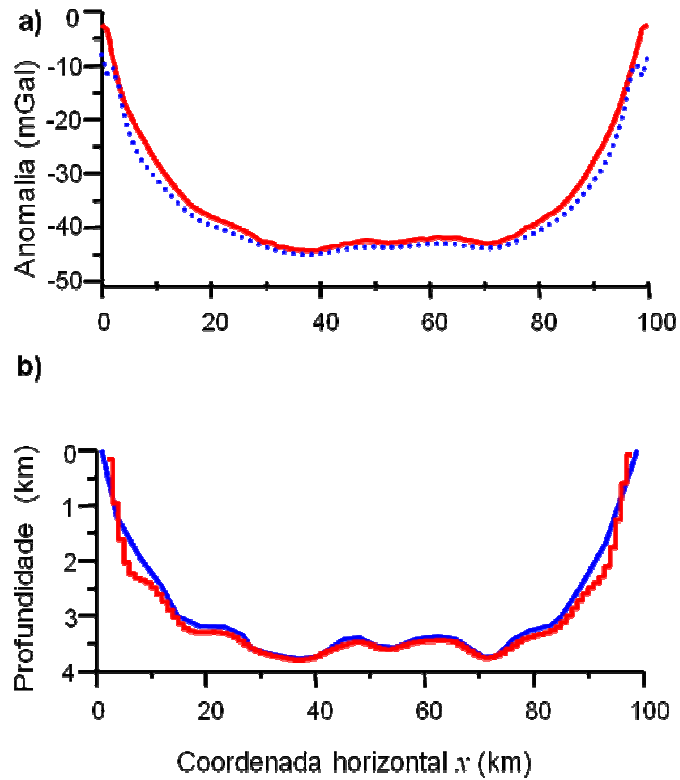


Figura 13: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método de Chavez e Garland (1985) para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida. A distribuição superficial de massa está situada em $z=3,0$ km.

2.3 O Método Proposto

Neste trabalho propomos um novo método para estimar o relevo de bacias sedimentares usando o mesmo modelo da abordagem de Chavez e Garland (1985), mas diferindo dela em três aspectos:

- a) O parâmetro a ser estimado, no modelo *fita*, é a sua espessura e não a distribuição superficial de massa. A fita é presumida apresentar um contraste de densidade, $\Delta\rho$, constante e conhecido,
- b) Ao invés de uma única fita contendo a distribuição planar de massa, empregamos N fitas situadas a diferentes profundidades. A profundidade de cada fita, d_i , é determinada por

$$d_i = \frac{g_i}{2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad (13)$$

ou seja, a profundidade está associada ao valor de uma observação. Uma observação com baixa amplitude (em valor absoluto) será ajustada através de elementos justapostos de uma fita situada em uma profundidade rasa (Figura 14a), ao passo que uma observação com maior amplitude será ajustada por elementos de fitas situados em maiores profundidades (Figura 14b). Este procedimento permite uma maior amplificação nas estimativas de espessuras associadas às observações ajustadas por fontes profundas, uma vez que, neste caso, o ângulo $\alpha_{ii} - \beta_{ii}$ (entre a i -ésima observação e o elemento da fita com maior influência no seu ajuste) será menor.

- c) Informação a priori sobre o relevo do embasamento é explicitamente introduzido, incorporando-se ao relevo estimado um grau de suavidade suficiente para que a solução seja estável. Além disso, introduzimos, nas estimativas do relevo, informação da profundidade do embasamento em um ponto.

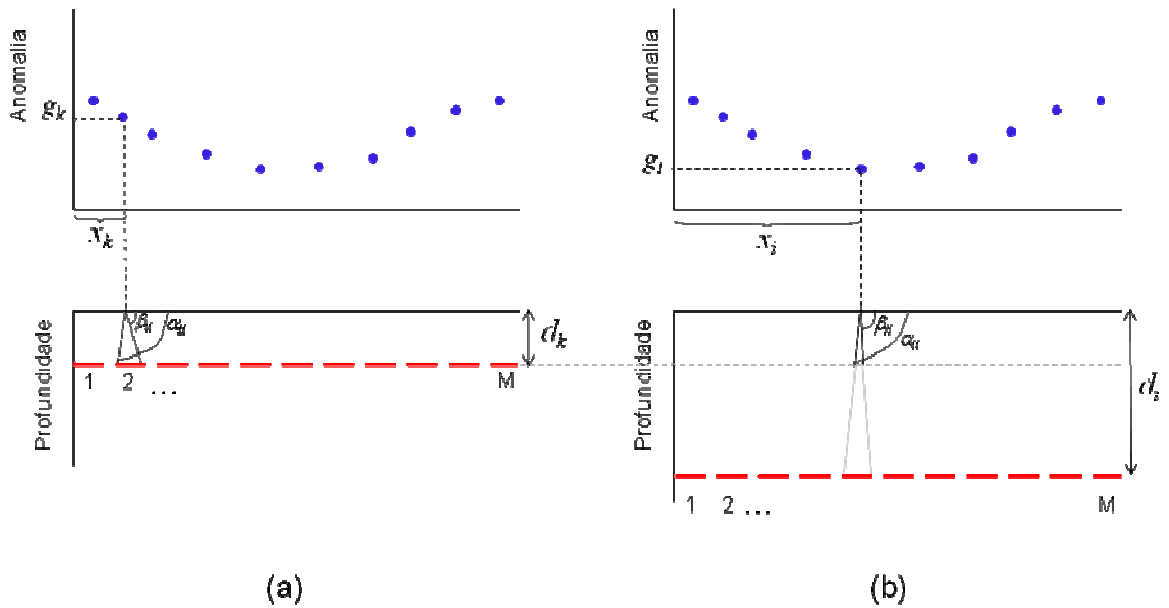


Figura 14: Modelo usado na aproximação linear empregada no método proposto. (a) a observação em $x=x_k$ é ajustada por uma distribuição de fitas horizontais justapostas situadas à profundidade $d_k = g(x_k) / 2\pi\gamma\Delta\rho$. (b) a observação em $x=x_i$ ajustada por uma distribuição de fitas horizontais justapostas situadas à profundidade $d_i = g(x_i) / 2\pi\gamma\Delta\rho$.

Os itens a e b acima definem a relação entre a anomalia gravimétrica, g_i , observada em $x=x_i$, devida a um elemento elementar do modelo fita situado em $x=x_j$, e a sua espessura, t_j , como

$$g_i = 2 \gamma \Delta\rho [\alpha_{ij}(g_i) - \beta_{ij}(g_i)] t_j, \quad i = 1 \dots N, \quad (14)$$

isto é, os elementos α_{ij} e β_{ij} dependem, nesse caso, não somente das posições das observações, como também do seu valor (Figuras 14 a e b).

A anomalia gravimétrica devida a todos os elementos da fita é dada por

$$g_i = \sum_{j=1}^M 2 \gamma \Delta\rho [\alpha_{ij}(g_i) - \beta_{ij}(g_i)] t_j, \quad i = 1 \dots N \quad (15)$$

O sistema de equações lineares (15) pode ser expresso em notação matricial como

$$\mathbf{g} = \mathbf{Bt}, \quad (16)$$

em que \mathbf{g} é o vetor N -dimensional, cujo i -ésimo elemento é dado na equação (15), \mathbf{t} é o vetor M -dimensional cujos elementos, t_i , contém os valores das espessuras dos elementos que compõem o modelo fita e \mathbf{B} é uma matriz $N \times M$, cujo i -ésimo elemento, b_{ij} é dado por

$$b_{ij} = 2 \gamma \Delta \rho [\alpha_{ij}(g_i) - \beta_{ij}(g_i)]. \quad (17)$$

A equação (16) é resolvida para \mathbf{t} através do método dos mínimos quadrados, estabilizando-se a solução através do funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem:

$$\Phi = \mathbf{t}^T \mathbf{R}^T \mathbf{R} \mathbf{t}, \quad (18)$$

em que \mathbf{R} é matriz de primeiras derivadas discretas. A solução deste problema é dada por:

$$\hat{\mathbf{t}} = (\mathbf{B}^T \mathbf{B} + \mu \mathbf{R}^T \mathbf{R})^{-1} \mathbf{B}^T \mathbf{g}. \quad (19)$$

Uma vez obtida a estimativa $\hat{\mathbf{t}}$, um ajuste é feito, forçando-se o relevo estimado a passar pela profundidade, d_P , presumivelmente conhecida, de um ponto do embasamento. Para tanto, considere a geometria da Figura 15. O ponto P é um ponto do embasamento cuja profundidade, d_P é conhecida. O ponto Q, cuja profundidade estimada é d_Q , situa-se na mesma posição horizontal de P. Procedemos então à seguinte correção:

$$\tilde{t}_j = \frac{d_P}{d_Q} t_j, \quad j = 1 \dots M. \quad (20)$$

O ajuste é então recalculado usando-se os parâmetros \tilde{t}_j . Uma última correção é aplicada às estimativas computando-se

$$\tilde{t}_j^F = \tilde{t}_j + \frac{\sum_{i=1}^N g_i^{obs} - g_i^c(\tilde{\mathbf{t}})}{N \cdot 2\pi\gamma\Delta\rho}, \quad (21)$$

sendo g_i^{obs} a i -ésima observação e $g_i^c(\tilde{\mathbf{t}})$ o ajuste calculado em $x=x_i$ usando a aproximação $\tilde{\mathbf{t}} \equiv \{\tilde{t}_j, j=1 \dots M\}$ do relevo. Este ajuste é dado por

$$g_i^c(\tilde{\mathbf{t}}) = \sum_{j=1}^M 2\gamma\Delta\rho[\alpha_{ij}(g_i) - \beta_{ij}(g_i)]\tilde{t}_j. \quad (22)$$

A correção expressa na equação (21) corresponde à espessura de uma placa Bouguer ajustada ao resíduo médio entre as observações e os correspondentes ajustes usando as estimativas \tilde{t}_j .

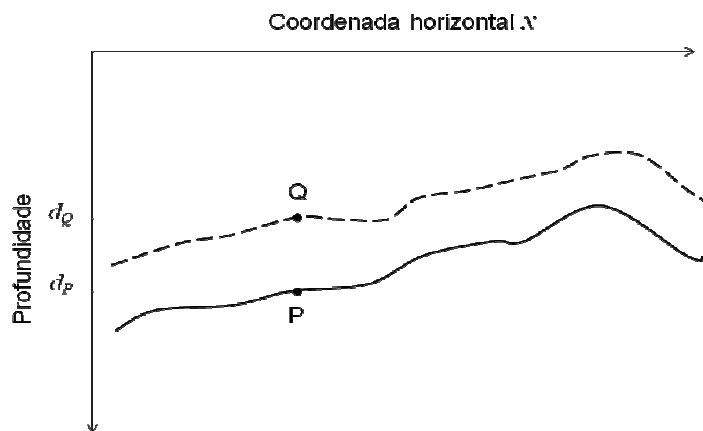


Figura 15: Relevo verdadeiro (linha contínua) e estimado preliminarmente pelo método proposto (linha tracejada). P é o ponto do relevo verdadeiro cuja profundidade é conhecida e Q é o ponto do relevo preliminarmente estimado pelo método proposto na mesma coordenada horizontal de P. Todo o relevo é corrigido pelo fator d_p / d_q .

As Figuras 16 e 17 mostram que o método proposto fornece boas estimativas do relevo do embasamento, tanto para bacias rasas (Figura 16) como para bacias profundas (Figura 17).

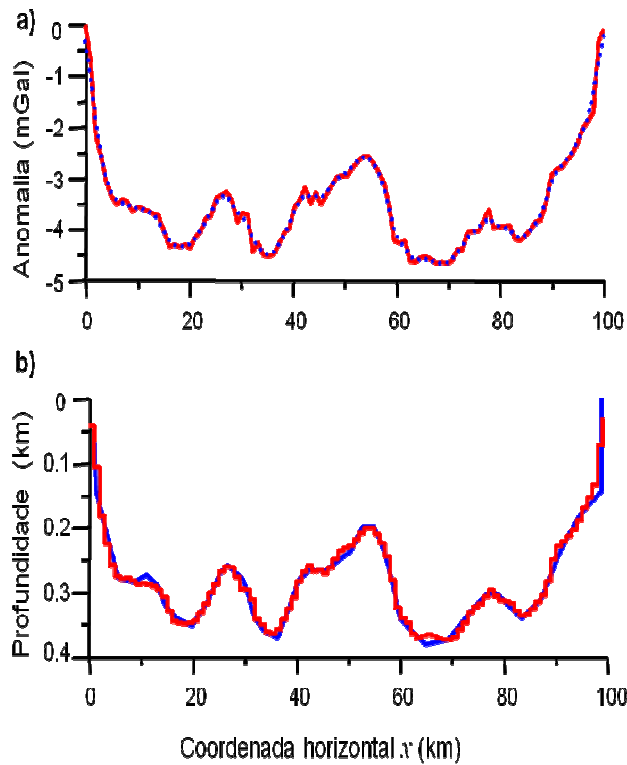


Figura 16: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método proposto para o caso de relevos pouco profundos em que a aproximação linear é válida.

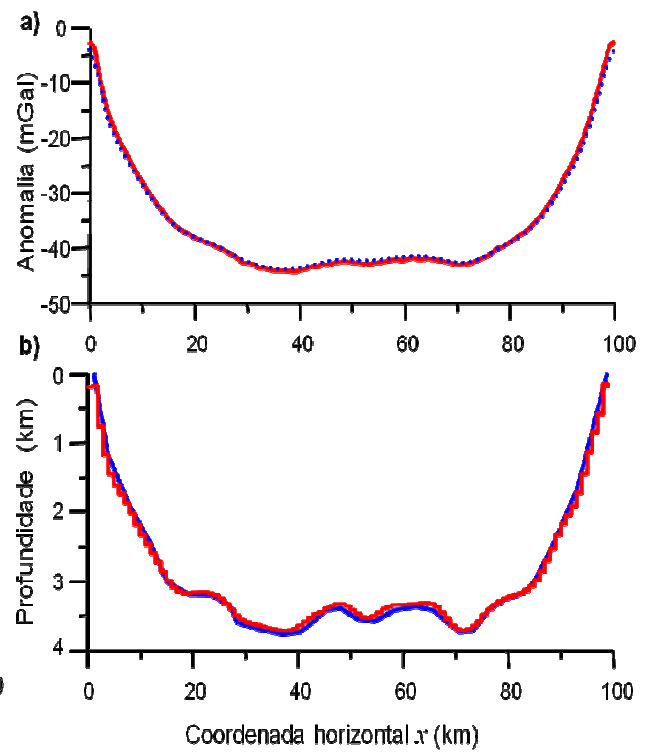


Figura 17: (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha contínua); (b) relevos verdadeiro (linha azul) e estimado (linha vermelha) pelo método proposto para o caso de relevos profundos em que a aproximação linear não é válida.

3 AVALIAÇÃO DO DESEMPENHO DO MÉTODO PROPOSTO

Neste capítulo avaliamos o desempenho do método proposto, aplicando-o a anomalias gravimétricas produzidos por bacias sedimentares simuladas apresentando contraste de densidade com o embasamento constante e conhecido. As soluções foram estabilizadas pelo funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem, ao qual nos referiremos como suavidade. Foram simulados dois ambientes geológicos: (I) bacia com relevo do embasamento suave e falhas escalonadas e (II) graben isolado com embasamento apresentando descontinuidades de alto ângulo. Em todos os testes, as soluções obtidas pelo método proposto são comparadas com as correspondentes soluções obtidas pelo método não linear de Barbosa et al. (1997) adaptado para o caso de bacias 2D.

3.1 Testes com dados sintéticos

3.1.1 Bacia com relevo suave e falhas escalonadas.

A Figura 18a mostra, em pontos azuis, as observações gravimétricas geradas por uma bacia sedimentar simulada, cujo embasamento é em geral suave, mas apresenta descontinuidades locais (linha azul na Figura 18b). O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é constante e igual a $-0,3 \text{ g/cm}^3$. As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,15 mGal. O modelo para este teste consistiu de 301 fitas espaçadas regularmente ao longo do perfil, cuja extensão foi de 300 km. Por simplicidade, os números de observações e de fitas foram iguais. No entanto, esses números podem ser diferentes.

A solução produzida pelo método proposto usando parâmetro de estabilização da suavidade, μ , igual a 0,09, (linha tracejada vermelha Figura 18b) e informação a priori que a profundidade do embasamento em $x=137,64$ é 5,38 km, delineou de forma satisfatória o relevo do embasamento com suas descontinuidades. A Figura 18a mostra, em linha vermelha, a anomalia gravimétrica ajustada. A Figura 19b mostra em linha

tracejada vermelha o resultado da inversão das mesmas observações utilizando o método não linear cuja correspondente anomalia ajustada é mostrada na Figura 19a em linha vermelha. O método não linear, usando $\mu = 2$, como esperado, produziu também bons resultados no delineamento do relevo, mas gastou aproximadamente vinte vezes mais tempo computacional em relação ao método proposto.

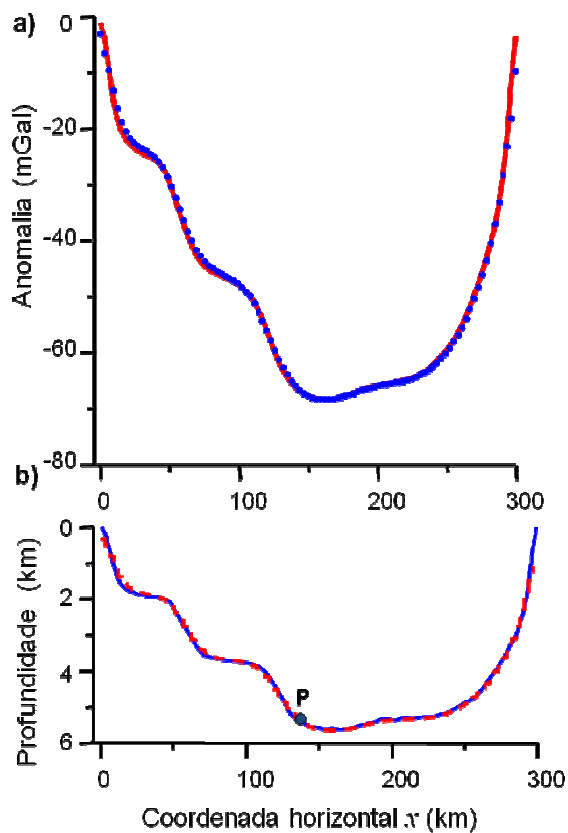


Figura 18: Bacia apresentando falhas escalonadas - Resultado com o método proposto. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 0,09$ (linha tracejada vermelha).

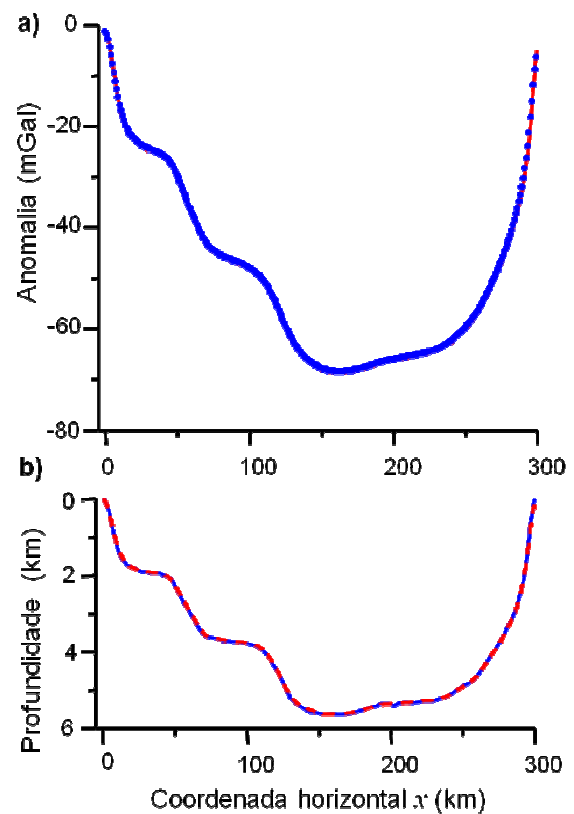


Figura 19: Bacia apresentando falhas escalonadas - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 2$ (linha tracejada vermelha).

3.1.2 Graben isolado.

A Figura 20 mostra, em pontos azuis, as observações gravimétricas geradas por uma bacia sedimentar simulada, cujo embasamento (linha azul na Figura 20b) apresenta descontinuidades abruptas locais, simulando um graben. O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é constante e igual a $-0,3 \text{ g/cm}^3$. As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de $0,15 \text{ mGal}$. O modelo para este teste consistiu de 101 fitas espaçadas regularmente ao longo do perfil, cuja extensão foi de 100 km.

A Figura 20b mostra (em tracejado vermelho) a inversão da anomalia da Figura 20a, utilizando o método proposto com $\mu = 0,0009$. Presume-se que a profundidade do embasamento (3,02 km) em $x = 42,02$ é conhecida. A anomalia ajustada é mostrada na Figura 20a em linha vermelha. Para comparação, a solução obtida pelo método não linear é mostrada em linha tracejada vermelha na Figura 21b. A Figura 21a, mostra a anomalia ajustada (linha contínua vermelha) para o método não linear.

A solução obtida com o método proposto apresentou um bom delineamento do relevo do embasamento e de suas descontinuidades mesmo usando um estabilizador voltado para ambientes de bacias com relevos de embasamento suaves. Estes resultados assemelham-se bastante aos resultados obtidos com o método não linear, mas foram obtidos com um tempo computacional aproximadamente dez vezes menor que aquele requerido pelo método não linear.

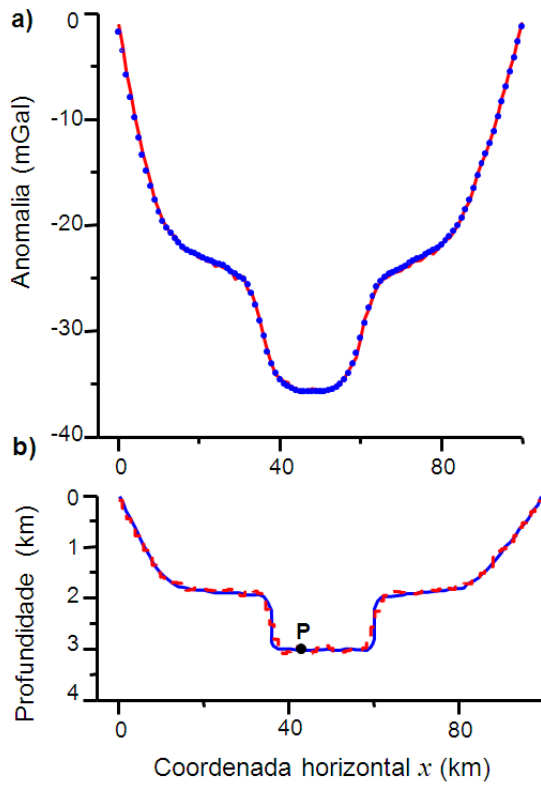


Figura 20: Graben isolado - Resultado com o método proposto (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 0,0009$ (linha tracejada vermelha).

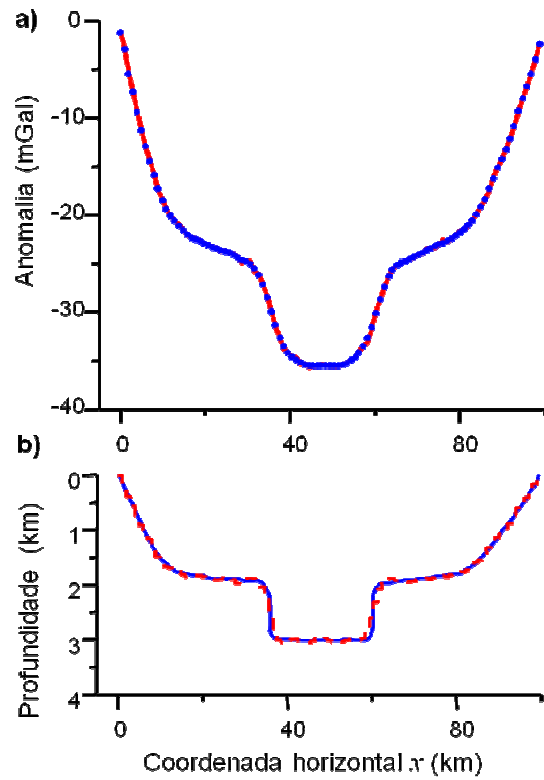


Figura 21: Graben isolado - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado $\mu = 2$ (linha tracejada vermelha).

3.2 Influência da posição do ponto com a profundidade conhecida

Nesta seção investigamos a sensibilidade do método proposto à informação a priori sobre a profundidade do relevo obtida em furos de sondagem, através da análise do comportamento do erro médio quadrático do resíduo entre as observações e os correspondentes ajustes em função do gradiente do relevo e da profundidade do embasamento no ponto conhecido. Para tanto, aplicamos o método proposto à anomalia gravimétrica produzida por diversos relevos simulados do embasamento, presumindo profundidades conhecidas em pontos situados na superfície do embasamento com diferentes gradientes topográficos e diversas profundidades

Foram selecionados relevos cujos pontos de profundidade conhecida variam entre 1 e 5 km e localizam-se num relevo com gradiente variando de 0° a 22° . Os resultados foram sintetizados em um mapa tridimensional (Figura 22) cuja coordenada x é o gradiente da topografia no ponto utilizado e a coordenada y é a sua profundidade. A coordenada z é o erro médio quadrático associado a estimativas do relevo, obtidas com o método proposto usando informação a priori sobre pontos situados na superfície do embasamento apresentando gradientes e profundidades dados pelas correspondentes coordenadas x e y . Este procedimento foi aplicado a 180 inversões e os resultados estão mostrados em pontos azuis e vermelhos na Figura 22 para valores do erro médio quadrático do resíduo abaixo e acima de 1 mGal, respectivamente. Esta figura mostra que as melhores soluções estão distribuídas em uma faixa aproximadamente paralela ao eixo x (gradientes), indicando que o método é mais sensível à profundidade do ponto conhecido do que ao gradiente do relevo onde ele se situa. Profundidades maiores e gradientes menores tendem a produzir os melhores resultados.

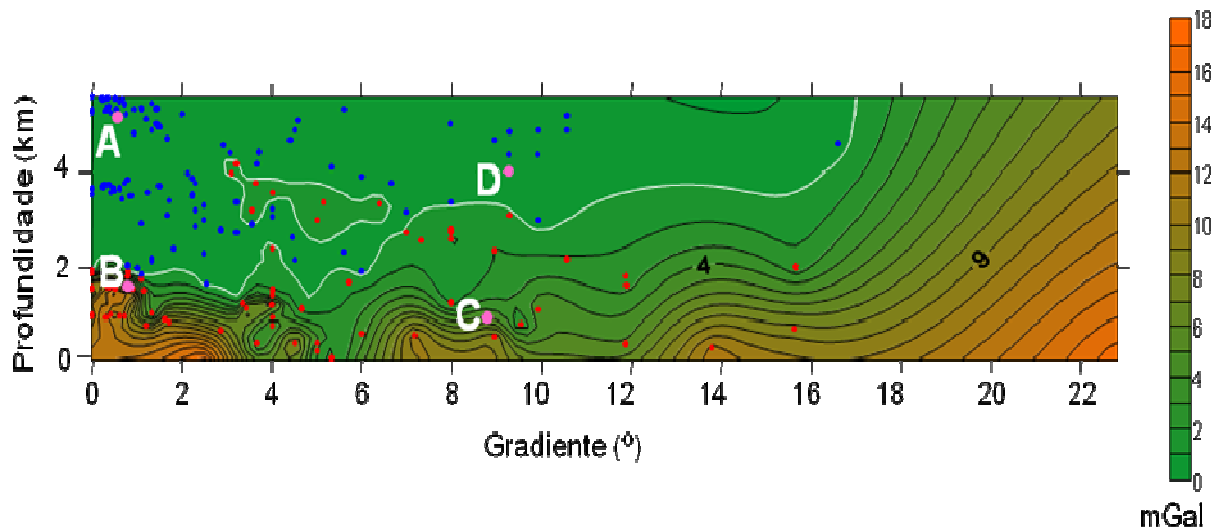


Figura 22: Erro médio quadrático do resíduo entre as anomalias observada e ajustada usando o método proposto, em função do gradiente do relevo e da profundidade do embasamento no ponto conhecido. Os pontos azuis e vermelhos estão associados a erros médios quadráticos, respectivamente, menores e maiores que 1 mGal. Os pontos A, B, C e D correspondem às estimativas do relevo mostradas nas Figuras 23-26

As Figuras 23-26 mostram os resultados das inversões correspondentes, respectivamente, aos pontos A-D assinalados na Figura 22 em rosa, confirmando que as soluções A, B e D apresentam bons ajustes (e consequentemente boas interpretações do relevo) ao passo que o ajuste correspondente ao ponto C é inaceitável. A Tabela 1 mostra as profundidades e os gradientes do relevo do embasamento, bem como os correspondentes valores do erro médio quadrático do resíduo para os pontos A-D.

Tabela 1. Profundidades e gradientes do relevo do embasamento e erro médio quadrático dos pontos conhecidos a priori assinalados na Figura 22.

PONTO	PROFUNDIDADE (km)	GRADIENTE (°)	ERRO MÉDIO QUADRÁTICO DO RESÍDUO (mGal)
A	5,19	0,57	0,72786
B	1,62	0,80	0,29658
C	1,01	8,94	3,01971
D	4,13	9,27	1,25288

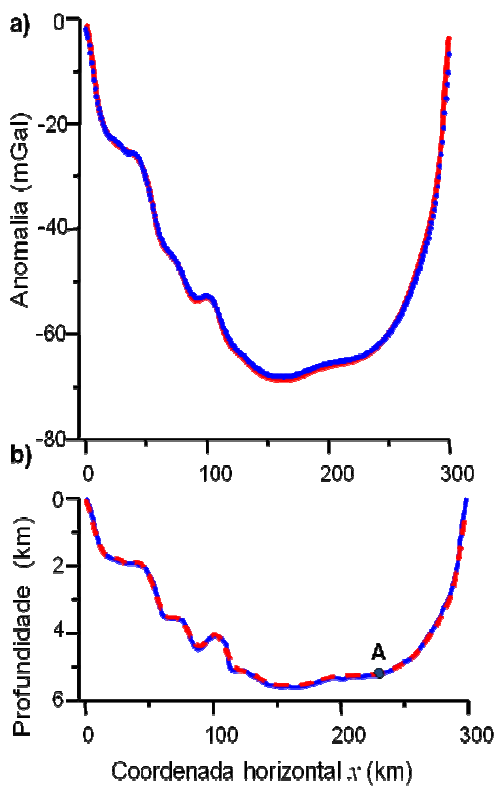


Figura 23: Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto A (Figura 22). (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 0,08$ (linha tracejada vermelha).

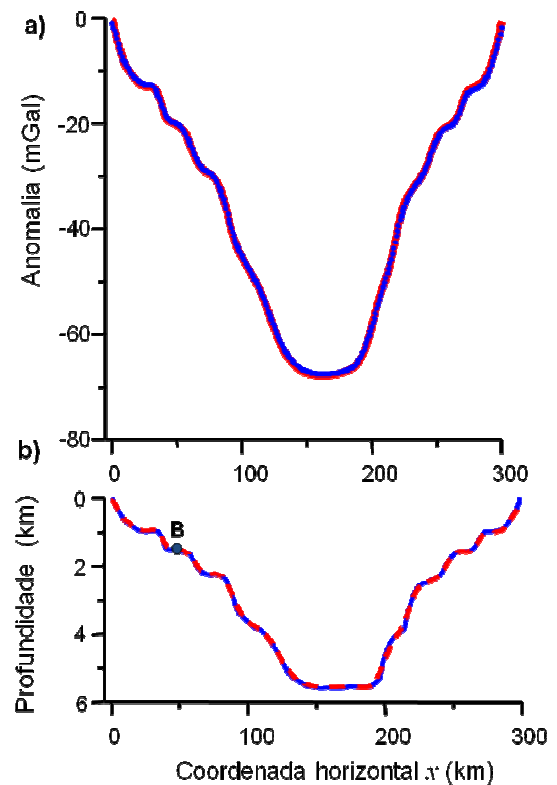


Figura 24: Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto B (Figura 22). (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 0,08$ (linha tracejada vermelha).

A análise apresentada nesta seção pode guiar o intérprete na escolha do ponto mais adequado para incorporação de informação a priori sobre a profundidade, ou seja, deve-se escolher sempre o ponto mais profundo.

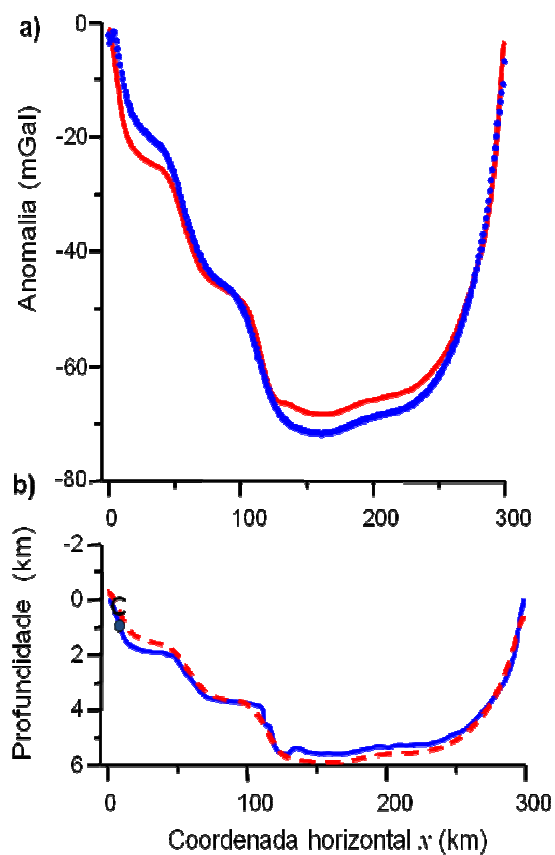


Figura 25: Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto C. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 1$ (linha tracejada vermelha).

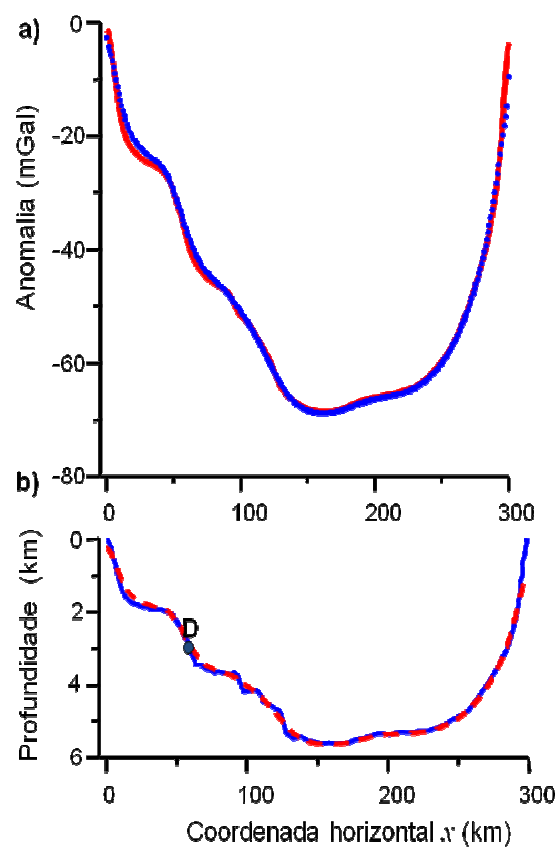


Figura 26: Resultado obtido com o método proposto usando informação a priori sobre o ponto D. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevos, verdadeiro (linha azul) e estimado com $\mu = 1$ (linha tracejada vermelha).

3.3 Avaliação da eficiência do método

A eficiência do método proposto foi avaliada comparando-se o tempo computacional exigido pelo método com o tempo exigido pelo método não linear (Barbosa et al., 1997) para resultados em que as estimativas do relevo e os ajustes das observações são comparáveis aos obtidos pelo método não linear. Ambos os métodos foram aplicados a anomalias com diferentes números de observações, por simplicidade presumidos serem iguais aos números de parâmetros. O resultado é mostrado na Figura 27. Nota-se que o tempo exigido pelo método proposto é sempre menor que aquele exigido para o método não linear. Nota-se também que a diferença entre os tempos exigidos pelo método não linear e pelo método proposto cresce substancialmente com o número de observações (ou de parâmetros).

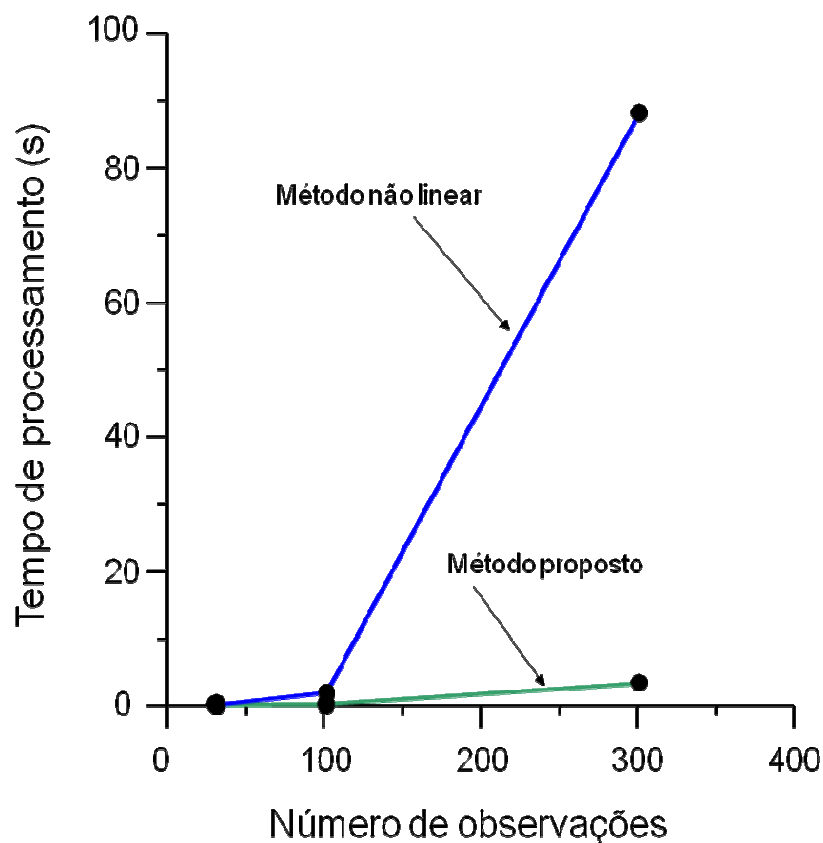


Figura 27: Tempo computacional requerido pelo método proposto (linha verde) e pelo método não linear (linha azul).

4 APLICAÇÃO A DADOS REAIS

Neste capítulo validamos a eficiência do método proposto em dados reais, aplicando-o às anomalias gravimétricas da Bacia do Recôncavo e do Steptoe Valley, localizado no estado de Nevada nos Estados Unidos.

4.1 Bacia do Recôncavo

4.1.1 Informações geológicas e geofísicas



A Bacia do Recôncavo, localizada no estado da Bahia, é uma bacia *onshore* half graben, cobrindo uma área de aproximadamente 11.500 km².

Seus limites geográficos são o Alto de Aporá ao Norte e a ilha de Itaparica (falha da barra) ao Sul. O sistema de falhas de Maragogipe limita a Bacia a oeste e o Horst block (falha de Salvador) na sua fronteira oriental. A Bacia do Recôncavo, assim como várias bacias da margem continental brasileira, evoluiu a partir do quebramento do continente da Gondwana e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul.

Figura 28: Localização, limites e arcabouço estrutural da bacia do Recôncavo, mapeado ao nível da seção pré-rift. Segundo Milhomem et al. (2003).

A espessura estimada da seção sedimentar preservada na bacia do Recôncavo é aproximadamente da ordem de 6.900 m, no Baixo de Camaçari. O estágio pré-rift é caracterizado pela instalação de uma depressão onde depositaram-se sedimentos dominados pelos processos essencialmente continentais. O relevo do embasamento apresenta sistemas de falhas escalonadas, associadas às fases rift e pré-rift (Figura 29).

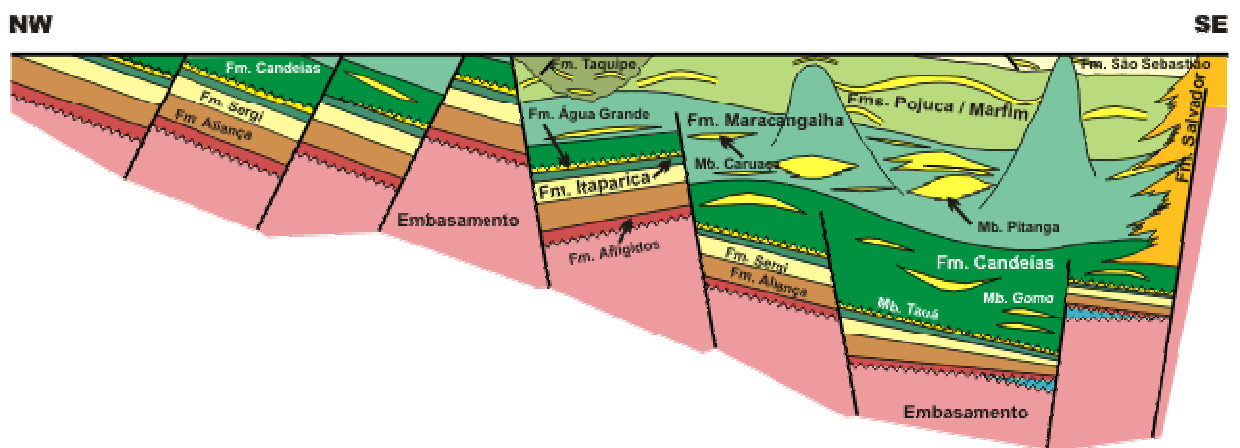


Figura 29: Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de hemi-graben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste. Segundo Milhomem et al. (2003).

Os depósitos fluvio-eólicos das formações Sergi e Água Grande relacionam-se às principais acumulações de petróleo desta bacia. Há poucos anos atrás o sistema Água Grande detinha a maior produção acumulada de óleo por campo no Brasil (BRUHN, C.H.L; De ROS, L. F. 1987).

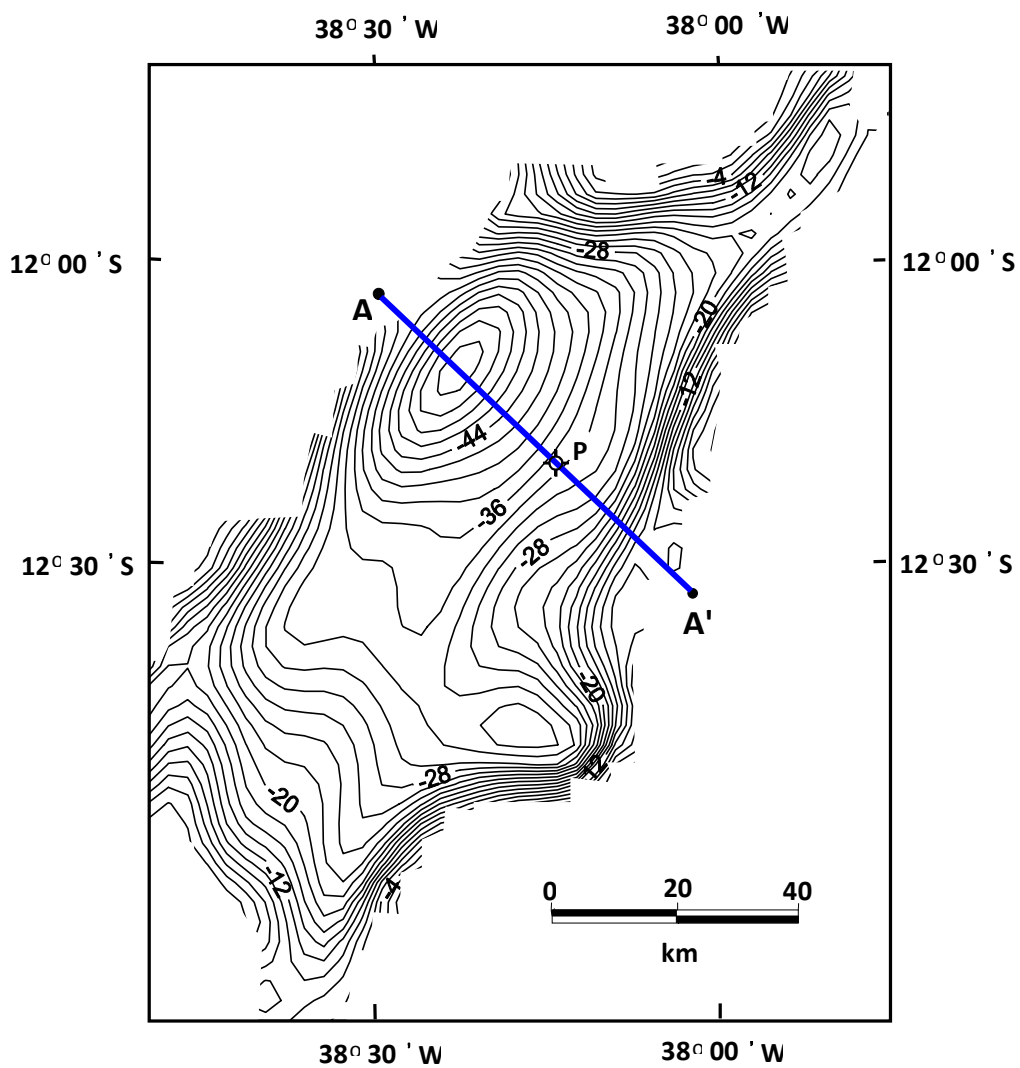


Figura 30: Mapa gravimétrico devido ao relevo do embasamento da Bacia do Recôncavo mostrando a posição do perfil gravimétrico interpretado AA'. Intervalo de contorno: 2 mGal. Segundo Leão et al. (1996).

4.1.2 Resultados

A Figura 30 mostra o mapa de anomalias Bouguer corrigido dos efeitos da variação do nível da Moho e de fontes intra-sedimentares (LEÃO et. al., 1996). O método foi aplicado a um perfil NW-SE transversal à bacia (Figura 30 em azul), passando pela região onde o pacote sedimentar é mais espesso. A anomalia gravimétrica observada ao longo deste perfil é mostrada na Figura 31a em pontos azuis. O modelo adotado para a inversão gravimétrica é um conjunto de 31 fitas verticais bidimensionais justapostos cujo contraste de densidade foi presumido ser constante e igual a $-0,3 \text{ g/cm}^3$.

O resultado da inversão desta anomalia com o método proposto, usando o estabilizador da suavidade e parâmetro de estabilização $\mu=0,0007$, é mostrado na Figura 31b. A profundidade do embasamento (2,88 km) em $x=39,7$ é conhecida através de um furo de sondagem (ponto P nas Figuras 30 e 31b).

O relevo obtido com o método proposto é similar ao resultado obtido com o método não linear com parâmetro de estabilização $\mu=0,009$ (Figura 32b). As profundidades máximas estimadas por estes dois métodos (no em torno de 5 km) são próximas entre si, bem como as larguras da parte central do relevo estimado. Ambos os métodos estimaram um patamar e uma descontinuidade no relevo em $x=45 \text{ km}$ e $x=55 \text{ km}$, respectivamente. O método proposto, no entanto exigiu um tempo de processamento duas vezes e meia menor que o tempo exigido pelo método não linear. As anomalias ajustadas são exibidas em linhas vermelhas nas Figuras 31a e 32a para os métodos proposto e não linear, respectivamente.

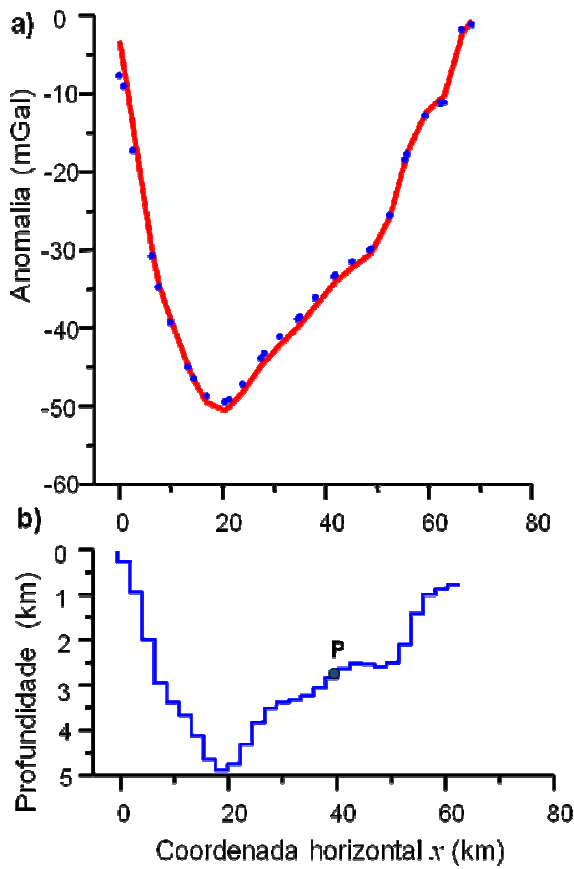


Figura 31: Bacia do Recôncavo - Resultado com o método proposto. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade $\mu = 0,0007$ (linha quebrada em azul).

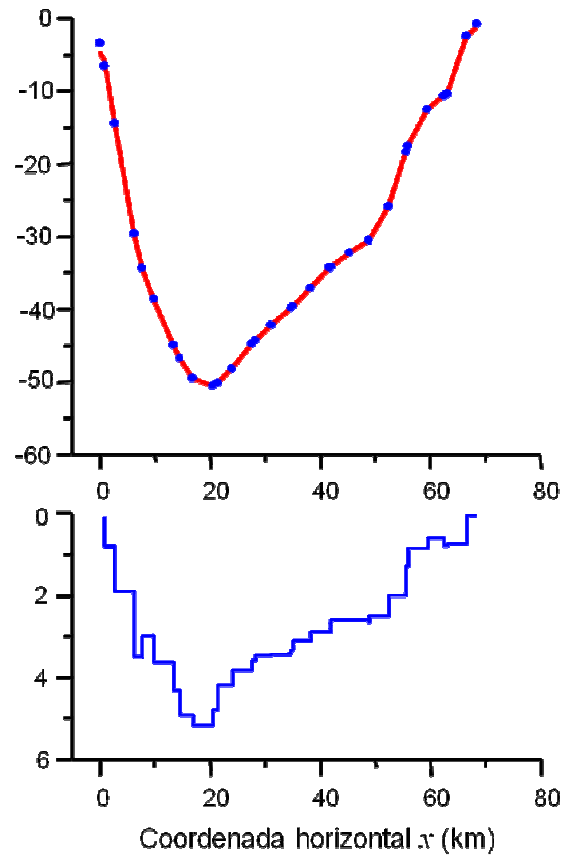


Figura 32: Bacia do Recôncavo - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade $\mu = 0,009$ (linha quebrada em azul).

4.2 STEPTOE VALLEY

4.2.1 Informações geológicas e geofísicas

O Steptoe Valley, localizado no estado de Nevada nos Estados Unidos, pertence à província Great Basin (que abrange todo o estado de Nevada), que por sua vez faz parte de uma unidade geológica maior, a província Basin and Range.

A topografia da província Basin and Range resulta de extensões crustais da Placa da América do Norte. A crosta nesse local foi estirada até 100% da sua largura original. A crosta abaixo da província Basin and Range, particularmente na região de Great Basin, é uma das mais finas do mundo, produzindo vales extensos e padrões lineares alternados de cadeias montanhosas e vales planos. Esta área, por conter uma variedade de depósitos minerais decorrentes de sua complexa história geológica, apresenta grande importância econômica. De acordo com Carlson e Mabey (1963), as anomalias gravimétricas no Steptoe Valley são produzidas por falhas de alto ângulo com amplos deslocamentos verticais, associadas ao processo de estiramento crustal sofrido por esta região.

O mapa da anomalia Bouguer referente à porção norte do Steptoe Valley, corrigido para o efeito de fontes profundas (Barbosa et al., 1999) é mostrado na Figura 33.

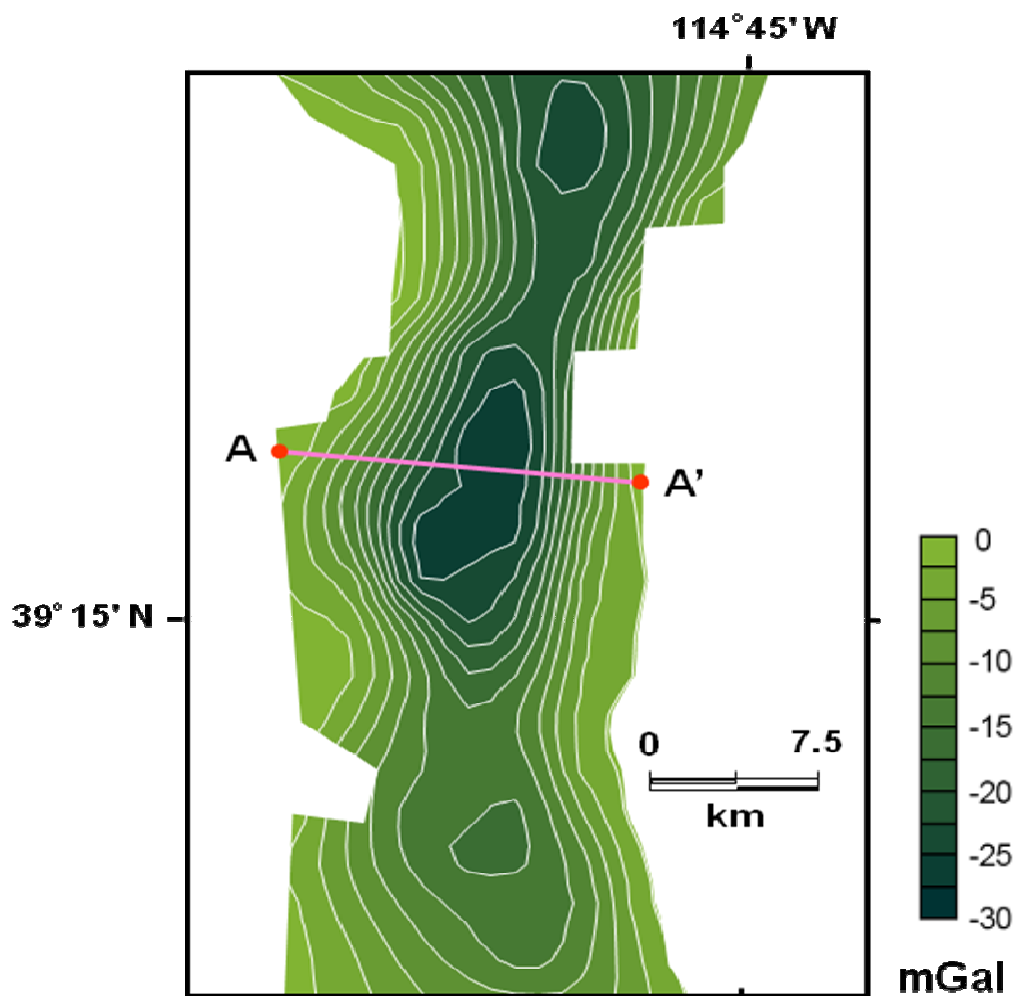


Figura 33: Steptoe Valley. Mapa gravimétrico Bouguer após a remoção do efeito de fontes profundas (BARBOSA et al., 1999) e localização do perfil gravimétrico interpretado (AA').

4.2.2 Resultados

O modelo utilizado consistiu de 100 fitas bidimensionais justapostas ao longo do perfil AA', cuja localização é mostrada na Figura 33, o qual tem uma extensão de 30 km. O contraste de densidade foi considerado constante e igual a $-0,3 \text{ g/cm}^3$, com base na descrição geológica de Carlson e Mabey (1963). O resultado da inversão desta anomalia com o método proposto estabilizado pela suavidade é mostrado na Figura 34b usando parâmetro de estabilização $\mu = 0,009$. Com base na estimativa de Carlson e Mabey (op.cit.), presumimos que a profundidade do embasamento no centro do vale ($x=6,00$) é de 3 km.

O relevo obtido é similar ao resultado obtido com o método não linear (Figura 35b) estabilizado pela suavidade com $\mu = 0,8$. As anomalias ajustadas para o método linear e não linear são exibidas, respectivamente, nas Figuras 34a e 35a em linhas vermelhas.

As profundidades máximas estimadas por estes dois métodos (no entorno de 3,5 km) bem como a larguras da parte central do relevo estimado tiveram praticamente os mesmos valores. Os resultados de ambos os métodos, por sua vez, não estimaram relevos descontínuos, o que seria esperado considerando-se a informação geológica disponível. Esta é uma limitação do estabilizador empregado que presume um relevo suave, tal que as estimativas das espessuras de elementos adjacentes do modelo estejam o mais próximo entre si sujeito às observações serem ajustadas. O método não linear exigiu um tempo total de processamento uma vez e meia maior que a necessária para a execução do método linear.

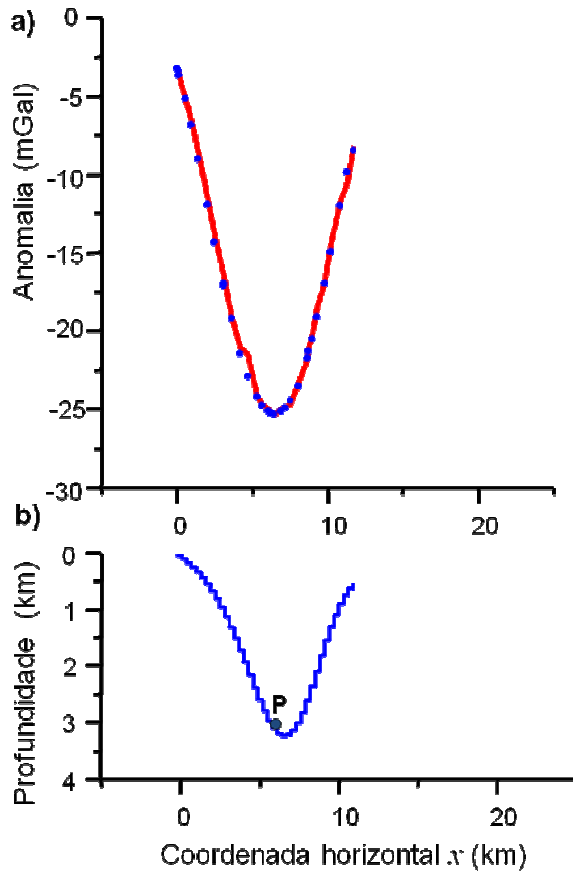


Figura 34: Steptoe Valley - Resultado com o método linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade, $\mu = 0,009$ (linha step em azul).

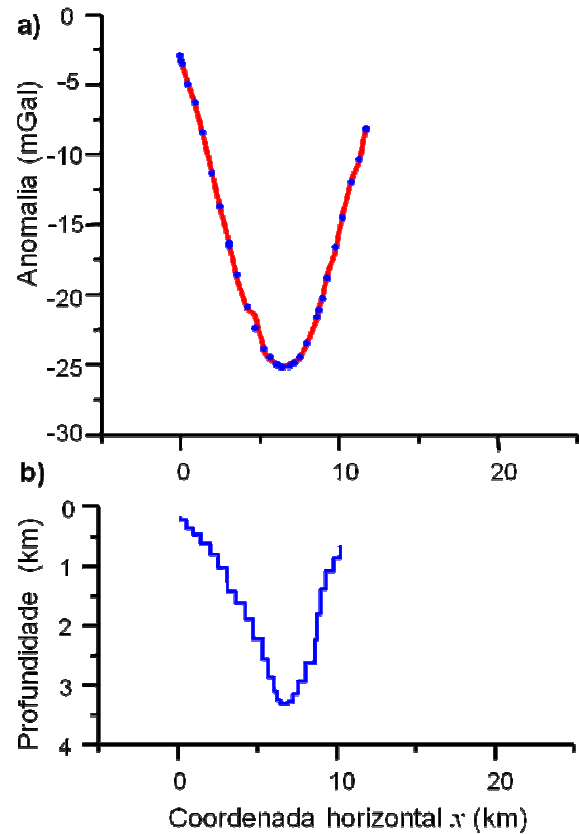


Figura 35: Steptoe Valley - Resultado com o método não linear. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos azuis) e ajustada (linha vermelha). (b) Relevo estimado com parâmetro de estabilização da suavidade, $\mu = 0,8$ (linha step em azul) e 3 iterações.

5 CONCLUSÕES

Apresentamos um novo método de inversão gravimétrica para estimar o relevo do embasamento de bacias sedimentares, baseado na aproximação linear entre a anomalia gravimétrica e a espessura do modelo fita horizontal. Diferentemente dos métodos anteriores baseados em aproximações lineares, o método proposto não é restrito a relevos situados a pequenas profundidades, da ordem de centenas de metros, onde a aproximação linear é válida. Oscilações do relevo do embasamento da ordem de 500 m, localizadas a profundidades médias maiores que 3 km, são delineadas com razoável precisão pelo método proposto.

Testes em dados sintéticos e reais mostraram que os resultados obtidos com o método proposto são equivalentes àqueles produzidos pelo método não linear. No entanto, o método proposto sempre requer menor tempo de computação do que método não linear. A diferença entre os tempos computacionais exigidos por estes métodos (e, conseqüentemente, a eficiência do método proposto) aumenta com o aumento do número de observações e parâmetros.

O método exige o conhecimento a priori da profundidade de um ponto do embasamento. Uma análise da sensibilidade do método proposto, em relação à profundidade e o gradiente do relevo do embasamento no ponto conhecido, mostrou que o método é mais sensível à profundidade do que ao gradiente. Pontos com grandes profundidades conhecidas produzem melhores estimativas do relevo do embasamento.

O método foi testado apenas em dados 1D (perfis), mas não há qualquer restrição teórica para a sua extensão para dados 2D. Neste caso, a eficiência do método em relação ao método não linear será mais acentuada devido ao aumento do número de parâmetros e observações em uma ordem de grandeza no caso 2D em relação a aplicações a dados 1D. Por simplicidade, as soluções foram estabilizadas através da funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem que impõe suavidade na estimativa do relevo. No entanto, outros estabilizadores, como a suavidade ponderada, a regularização entrópica e a variação total, podem ser

empregados para estimar um relevo descontínuo no caso de bacias sedimentares desenvolvidas em regime de forças extensivas.

REFERÊNCIAS

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

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth: **Geophysics**, n. **64**, p. 1429-1438, 1999.

BOTT, M. H. P. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins: **Geophysics. J. Roy. Astr. Soc.**, n. **3**, p. 63-67, 1960.

BRUHN, C. H. L.; De ROS, L. F. Formação Sergi: evolução de conceitos e tendências na geologia de reservatórios. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. **1**, n. **1**, p. 25-40, 1987.

CARLSON, J. E.; MABEY, D. R. **Gravity and aeromagnetic map of the Ely area, White Pine County**. Nevada: U.S. Geol. Surv., mapa GP-392, escala 1: 250.000, 1963.

CHAKRAVARTHI, V.; N. SUNDARARAJAN, 3D gravity inversion of basement relief - A depth-dependent density approach: **Geophysics**, n. **72**, p. 123-132, 2007.

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

CORBATÓ, C. E., A least-squares procedure for gravity interpretation: **Geophysics**, n. **30**, p. 228-233, 1965.

EL-BATROUKH, S. I.; ZENTANI, A. S., Gravity interpretation of Raguba field, Sirte basin, Libya **Geophysics**, n. **45**, p. 1153-1163, 1980.

Gimenez, M. E et al. Gravity characterization of the La Rioja Valley Basin, Argentina: **Geophysics**, n. **74**, p. 3, B83-B94, 2009.

JACKSON, D. D., Interpretation of inaccurate, insufficient, and inconsistent data: **Geophy. J. R. Astr. Soc.**, n. **28**, p. 97-110, 1972.

KIENIEWICZ, P. M.; LUYENDYK, B. P., A gravity model of the basement structure in the Santa Maria Basin, California, **Geophysics**, n. **51**, p. 1127-1140, 1986.

LEÃO, J. W. D. et al. Gravity inversion of basement relief constrained by the knowledge of depth at isolated points. **Geophysics**, n. **61**, p. 1702-1714, 1996.

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

MARQUARDT, D. W., An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: **J. Soc. of Ind. and Applied Math.**, n. **2**, p. 601-612, 1963.

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**, n. **72**, p. 3, B59-B68, 2007.

MILHOMEM, P. S. et al. Bacias sedimentares Brasileiras: Bacia do Recôncavo. Disponível em: < http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html >, n. **51**. 2003.

NETTLETON, L. L. Gravity and magnetics in oil prospecting. New York: McGraw-Hill Book Co, 1976.

SILVA, J. B. C.; COSTA, D. C. L. e BARBOSA, V. C. F., Gravity inversion of basement relief and estimation of density contrast variation with depth: **Geophysics**, n. **71**, p. 5, J51-J58, 2006.

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

TALWANI, M., WORZEL, J. C. e LANDISMAN, M., Rapid gravity calculations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone: **Journal of Geophysical Research**, n. **64**, p. 49-59, 1959.

TANNER, J. G., An automated method of gravity interpretation: **Geophys. J. Roy. Astr. Soc.**, n. **13**, p. 339-347. 1967.