



Inversão linear 3-D de anomalias do geóide da Província Borborema

Emilson Pereira Leite - Departamento de Geologia e Recursos Naturais – Instituto de Geociências/Unicamp.

Copyright 2004, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no I Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, 26-28 de setembro de 2004. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do I SR-SBGf 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

Uma metodologia de inversão linear 3-D de anomalias do geóide foi aplicada na modelagem das fontes causadoras das anomalias do geóide da Província Borborema, NE do Brasil. A componente da anomalia do geóide causada por variações na espessura crustal foi calculada e subtraída do mapa de anomalias do geóide. Com isso obteve-se o mapa de anomalias do geóide de origem na parte mais profunda da litosfera. A anomalia do geóide de origem mais profunda tem sinal negativo e extensão lateral de aproximadamente 610 km na direção LO e de 330 km na direção NS. Os resultados da inversão mostram variações de densidade de até -18 kg/m^3 na litosfera, estendendo-se entre 30 e 110 km, que são interpretadas principalmente como sendo conseqüência de um aumento de temperatura da ordem de 180 K. A diminuição de densidade de uma parte significativa da litosfera pode produzir soerguimento e erosão de uma grande área, que no caso da Província Borborema explicaria a reativação térmica acompanhada de vulcanismo cenozóico, discordâncias erosionais nas bacias marginais afetadas pelo soerguimento, e modificação do campo de esforços locais que pode explicar a sismicidade intraplaca na província.

Introdução

A Província Borborema é uma complexa faixa colisional, produto da movimentação convergente de placas, envolvendo possíveis processos de amalgamação e acresção de micropalacas e terrenos. Admite-se que tais processos tenham sido consolidados ao final do evento Brasileiro. As delimitações norte e leste da Província Borborema pela margem continental nordestina estão diretamente ligadas à abertura do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior. Segundo Chang *et al.* (1988), o processo de abertura e formação da crosta oceânica no Atlântico Sul pode ser dividido em três estágios de rifteamento. O nordeste setentrional do Brasil sofreu

maior influência dos dois estágios finais, correspondentes à reativação das extensas zonas de cisalhamento brasileiras e a fase principal de estiramento e ruptura da crosta. A evolução deste sistema de rifteamento resultou numa margem continental mais atenuada em relação às demais porções da margem continental brasileira. O mapa de anomalias do geóide na Província Borborema, apresentado na Figura 1, foi obtido após a remoção da componente de longo comprimento de onda ($> 1000 \text{ km}$), utilizando o modelo geopotencial EGM96, truncando em grau e ordem 10, das alturas geoidais calculadas através da metodologia de Colocação por Mínimos Quadrados descrita em Molina (1996), e o efeito das massas topográficas sobre o geóide também foi removida segundo metodologia descrita em Leite (2005).

O objetivo deste trabalho foi o de obter a distribuição 3-D de densidades na litosfera a partir das anomalias do geóide apresentadas no mapa da Figura 1, de forma a fornecer dados adicionais para entender a evolução da litosfera, desde a fase do rifteamento principal no início da abertura do Atlântico Sul até os dias atuais. Para tanto, foi desenvolvida uma metodologia de inversão 3-D de anomalias do geóide que permite a inclusão de vínculos que podem conter informações geológicas previamente conhecidas. No entanto, diversos fatores influenciam na história de evolução térmica da litosfera local, tais como: o tempo desde o aquecimento; o mecanismo de aquecimento e perda de calor; a espessura da litosfera; e o magmatismo associado. Portanto, a integração de dados geológicos e geofísicos independentes pode fornecer um quadro evolutivo mais completo da margem continental.

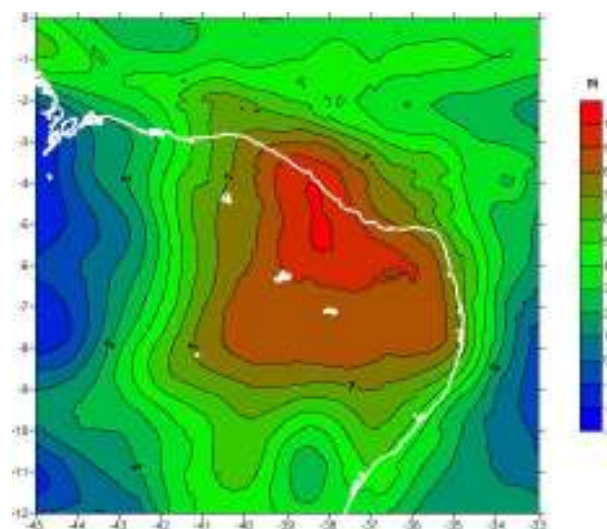


Figura 1 - Anomalia do geóide na Província Borborema com a componente topográfica removida.

Metodologia

Do ponto de vista matemático, a inversão das anomalias do geóide é um problema *mal-posto*. Isto significa que a solução não é estável e não é única. O processo de transformação do problema *mal-posto* em um problema *bem-posto* foi feito através da introdução de vínculos matemáticos relacionados a parâmetros geológicos previamente conhecidos. Foram utilizados vínculos de igualdade absoluta e relativa (Barbosa *et al.*, 1997) que permitem, respectivamente, a introdução de valores de contrastes de densidade previamente conhecidos, e a introdução de relações numéricas entre os contrastes de densidades de diferentes regiões da litosfera.

O problema inverso consiste na minimização de três funcionais que ajudam a garantir a existência, unicidade, estabilidade e plausibilidade geológica da solução. A Figura 2 apresenta as etapas envolvidas no processo de inversão. Para garantir existência e unicidade da solução, minimiza-se o funcional:

$$\varphi_N(\mathbf{N}^o, \mathbf{N}) = \|\mathbf{N}^o - \mathbf{N}\|^2 \quad (1)$$

onde $\|\cdot\|$ é a norma euclidiana, \mathbf{N}^o é a anomalia do geóide observada e \mathbf{N} é a anomalia do geóide calculada. A estabilidade e plausibilidade geológica são garantidas pelos funcionais apresentados a seguir. O funcional abaixo é chamado de vínculo de igualdade relativa (Barbosa *et al.*, 1997).

$$\varphi_r(\Delta\rho) = f_r \|\mathbf{R}\Delta\rho\|^2 \quad (2)$$

onde f_r é um fator de normalização, \mathbf{R} é uma matriz $l \times m$, onde l é o número de relações *a priori* entre pares de parâmetros. O funcional abaixo é chamado de vínculo de igualdade absoluta (Barbosa *et al.*, 1997)

$$\varphi_a(\Delta\rho) = f_a \|\mathbf{A}\Delta\rho - \mathbf{h}\|^2 \quad (3)$$

onde \mathbf{A} é uma matriz $k \times m$ (com $k \leq m$) cujas colunas contêm somente um elemento não-nulo, de valor unitário, e \mathbf{h} é um vetor com k valores de densidades. O termo f_a é um fator de normalização. As constantes μ_a e μ_r são pesos associados a cada um dos vínculos. μ_a deve ser estipulado de acordo com o grau de confiança que o interpretador tem no seu modelo de densidades fixas. O funcional a ser minimizado, no sentido dos mínimos quadrados, consiste na soma ponderada dos três funcionais apresentados acima:

$$\varphi(\Delta\rho) = \mu_r \varphi_r(\Delta\rho) + \mu_a \varphi_a(\Delta\rho) + \varphi_N(\mathbf{N}^o, \mathbf{N}) \quad (4)$$

A solução deste funcional para o vetor $\Delta\rho$ é

$$\Delta\rho = \begin{pmatrix} \mu_a f_a (\mathbf{A}^T \mathbf{A}) + \mathbf{G}^T \mathbf{G} \\ \mu_r f_r (\mathbf{R}^T \mathbf{R}) \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \mu_a f_a \mathbf{A}^t + \mathbf{G}^t \mathbf{N}^o \end{pmatrix} \quad (5)$$

Um importante aspecto deste método é que ele fornece uma análise estatística da solução em termos da matriz de resolução dos parâmetros (\mathbf{Rm})

$$\mathbf{Rm} = \begin{bmatrix} \mu_a f_a (\mathbf{A}^T \mathbf{A}) + \mathbf{G}^T \mathbf{G} \\ \mu_r f_r (\mathbf{R}^T \mathbf{R}) \end{bmatrix}^{-1} (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \mu_a f_a (\mathbf{A}^T \mathbf{A})) \quad (6)$$

e da matriz de covariância dos parâmetros (\mathbf{C})

$$\mathbf{C} = \sigma \left[\mu_a f_a (\mathbf{A}^T \mathbf{A}) + \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \mu_r f_r (\mathbf{R}^T \mathbf{R}) \right]^{-1} \mathbf{Rm} \quad (7)$$

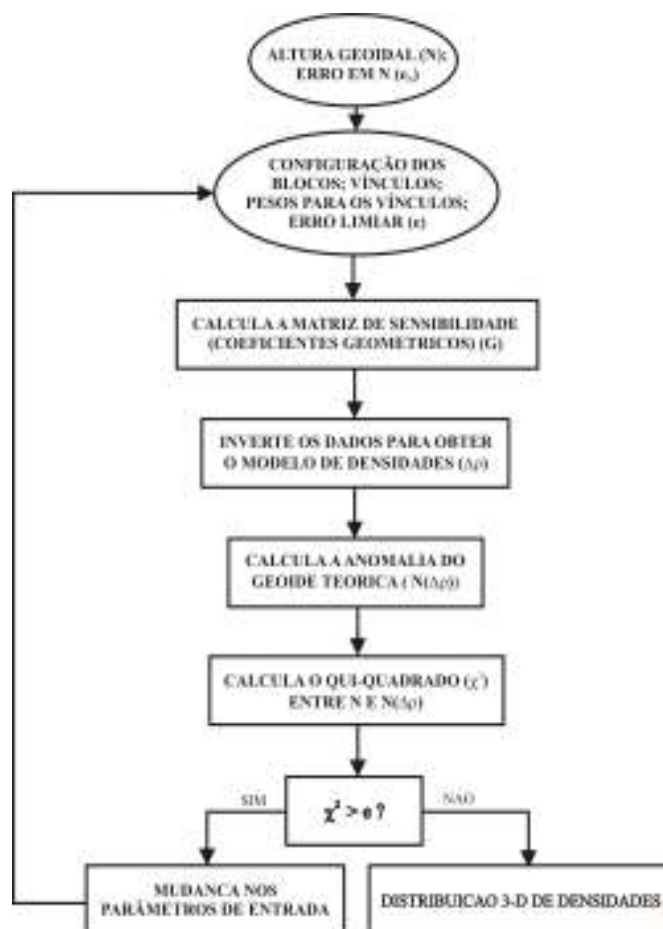


Figura 2 – Fluxograma do procedimento de inversão 3-D de anomalias do geóide.

Resultados

Castro *et al.* (1998) processou os dados gravimétricos da região, obtendo um mapa de anomalias Bouguer e um mapa da interface crosta-manto, tendo como premissa a hipótese de isostasia associada ao modelo flexural de Banks *et al.* (1997). Nesse modelo flexural a litosfera é aproximada por uma placa elástica fina, lateralmente homogênea e contínua, repousando sobre um meio fluido não-viscoso (astenosfera). No presente trabalho, foi calculada a contribuição desta variação da espessura crustal sobre anomalia do geóide (Figura 3). A espessura crustal média foi considerada como sendo igual a 32 km e o contraste de densidade entre a crosta e o manto igual a $\pm 400 \text{ kg/m}^3$ (Castro *et al.*, 1998). A anomalia do geóide utilizada no procedimento de inversão (Figura 4) foi obtida após a subtração entre as anomalias do geóide observadas (Figura 1) e as anomalias do geóide causadas pela variação na espessura crustal (Figura 3). A extensão lateral da área foi ampliada na direção leste-oeste afim de que a anomalia do geóide a ser utilizada na inversão cruzasse o valor nulo na borda oeste.

A anomalia do geóide negativa na região da Província Borborema tem extensão lateral de cerca de $5,5^\circ$ na direção leste-oeste e de cerca de 3° na direção norte-sul (Figura 4). Considerando a média das extensões laterais, o comprimento de onda associado é de cerca de $8,5^\circ$ ($4,25 \times 2$). Portanto, a fonte causadora da anomalia do geóide está situada a uma profundidade máxima de 154,1 km, considerando que esta fonte é pontual (Leite, 2005). Desta forma, a realização da inversão entre as profundidades de 0 e 200 km é adequada, pois a profundidade máxima do centro de massa da fonte situa-se neste intervalo. A grade de dados é composta de 30×30 pontos com espaçamento de 32×53 km respectivamente nas direções LO e NS. O modelo interpretativo consiste em um conjunto de $9 \times 9 \times 20$ blocos respectivamente nas direções LO, NS e vertical, com dimensões de $108 \times 53 \times 20$ km. Os blocos laterais foram fixados com valor de contraste de densidade igual a zero e blocos adjacentes são forçados a terem seus contrastes de densidades próximos entre si. A Figura 5 mostra o resultado da inversão das anomalias do geóide da Figura 4. O mapa calculado utilizando este modelo de densidades obtido com a inversão é apresentado na Figura 6. As diagonais das matrizes de resolução e covariância são apresentadas na Figura 7. Os mapas da Figura 5 mostram a presença de um corpo de contraste de densidade negativa entre 30 e 110 km, com amplitude de contraste de densidade máxima entre -16 e -18 kg/m^3 e com extensão lateral de 330 km na direção NS e 610 km na direção LO. A resolução média do modelo está em torno de 0,15, atingindo valores próximos a 1 na primeira camada. Em termos de precisão, a maioria dos contrastes de densidades calculados apresentam variâncias entre 0,3 e $0,5 \text{ kg/m}^3$. Na última camada o modelo tem variância entre 0,4 e $2,1 \text{ kg/m}^3$.

Considerando que a variação de densidade é causada por variação de temperatura, segundo a equação da dilatação volumétrica $\Delta\rho = \rho_m \alpha \Delta T$, onde α é o coeficiente de dilatação volumétrica e ΔT a variação de temperatura, atribuindo os valores: $\Delta\rho = -18 \text{ kg/m}^3$; $\rho_m =$

3300 kg/m^3 ; e $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, obtemos $\Delta T = + 180 \text{ K}$ para a variação de temperatura na região da anomalia de densidade.

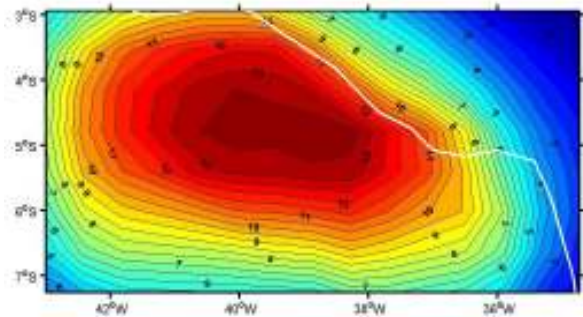


Figura 3 – Mapa de anomalias do geóide calculado a partir do mapa de variação na espessura crustal sob a região da Província Borborema. Intervalo de contorno = 0,5 m.

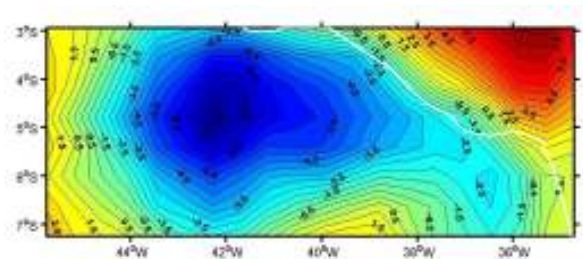


Figura 4 – Mapa de anomalias do geóide resultante da subtração entre as anomalias observadas (Figura 1) e as anomalias calculadas a partir da variação na espessura crustal sob a região da Província Borborema (Figura 3). Intervalo de contorno = 0,5 m.

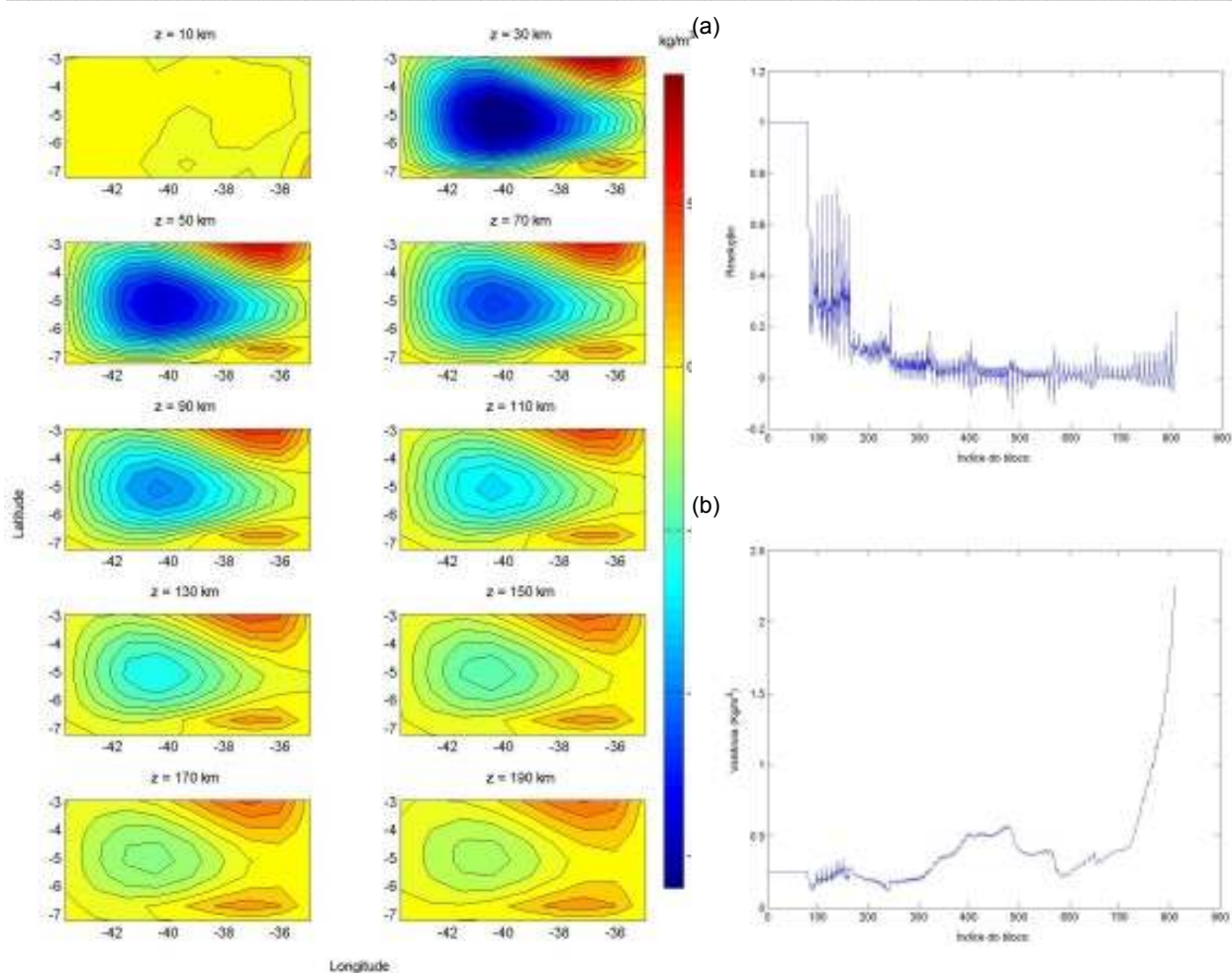


Figura 5 - Resultados da inversão dos dados da Província Borborema: Camadas horizontais extraídas do modelo 3-D de densidades. Os números acima de cada mapa indicam a profundidade média da camada. Os pesos utilizados nos vínculos foram: $\mu_a = 1,0$ e $\mu_r = 0,001$.

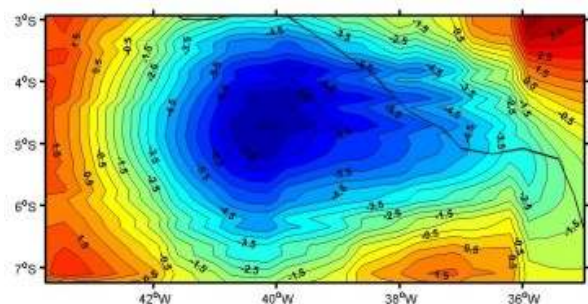


Figura 6 – Anomalias do geóide calculadas a partir do modelo de densidades calculado pela inversão do mapa apresentado na Figura 4 ($\chi^2 = 0,91$).

Figura 7 -(a) Diagonal da matriz de resolução calculada pela Equação 6. (b) Diagonal da matriz de covariâncias calculada pela Equação 7.

Discussão e Conclusões

Os mapas da Figura 5 mostram a presença de um corpo de contraste de densidade negativo entre 30 e 110 km, com amplitude de contraste de densidade máxima entre -16 e -18 kg/m^3 e com extensão lateral de 330 km no sentido norte-sul e 610 km no sentido leste-oeste. Estes valores são típicos de variações na composição mineral devido a empobrecimento químico em elementos pesados (Kaban *et al.*, 2003). No entanto, a crosta da região da Província Borborema possui espessura média de 29 km, ou seja, o contraste de densidade negativo está situado abaixo da interface crosta/manto, podendo desta forma estar associado a outro tipo de processo como o *underplating*. Dados de traço de fissão em apatitas (Morais Neto, 1999) mostram dois eventos de reativação térmica, soerguimento e erosão, o primeiro entre 100 e 90 Ma e o segundo entre 30 e 20 Ma., sendo que a este último eventam-se pulsos de vulcanismo básicos e alcalinos, conhecidos respectivamente como “Vulcanismo Macau” (42 Ma) e “Vulcanismo Cabugi” (19 Ma). Além disso, dados de fluxo térmico em Hamza & Muñoz (1996) mostram valores acima de 80 mW/m^2 para a região onde encontra-se a

anomalia do geóide, o que sugere uma litosfera mais aquecida.

Embora, em geral, admita-se que o campo de tensões intraplaca seja localmente estável, estando relacionado somente aos movimentos tectônicos provenientes da separação dos continentes sul-americano e africano (Assumpção, 1998) e da subducção na região andina (Lima & Lima Neto, 1998), o registro de estruturas contracionais (v. p. ex. Cremonini, 1993) e a existência de estruturas compatíveis com movimentação reversa nos capamentos sedimentares da Borborema (Morais Neto, 1999) apontam para a hipótese de que a região sofreu soerguimento regional no Terciário. Tal soerguimento pode ter sido causado pela diminuição da densidade do material do manto devido às altas temperaturas ocorridas nos episódios de reativação térmica. A princípio, o afinamento crustal pode ser causado por um regime de esforços distensionais da região, que foi a última porção do continente a se separar do continente Africano, mas esta hipótese por si só não explica a componente negativa observada no geóide. Levando em conta as diferentes informações geofísicas e geológicas disponíveis, a hipótese da presença de uma anomalia térmica, atualmente com cerca de $\Delta T = +180$ K, parece mais adequada.

Agradecimentos

À FAPESP, pela bolsa concedida durante grande parte deste trabalho (processo nº: 99/12333-5); à Prof. Dra. Naomi Ussami, do IAG/USP, pela contribuição no desenvolvimento da metodologia de inversão e nas implicações geológicas dos resultados; e ao Prof. Dr. Spiros Pagiatakis, da Universidade de York, Toronto, Canadá, com quem realizei estágio de doutorado no exterior pelas discussões sobre a metodologia de remoção do efeito topográfico no geóide e sobre o algoritmo de inversão.

Bibliografia

ASSUMPÇÃO, M. - 1998 - Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):160-169.

BANKS, R.J., PARKER, R.L. & HUESTIS, S.P. - 1977 - Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 51: 431-452.

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

CASTRO, D. L., MEDEIROS, W. E., JARDIM DE SÁ, E. F. & MOREIRA, J.A.M. - 1998 - Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Rev. Bras. Geof.*, 16(2-3):115-132.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O. & FIGUEREDO, A.M.F. - 1988 - New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11: 194-202.

CREMONINI, O.A. - 1993 - Caracterização estrutural e evolução tectônica da área e Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto/MG., 143 pp.

KABAN, M.K., ARTEMIEVA, I.M., SCHWINTZER, P., MOONEY, W.D. - 2003 - Density of the continental roots: compositional and thermal contributions, *Earth and Plan Sci Let*, 209(1): 53-69(17).

HAMZA V.M. & MUÑOZ M. - 1996 - Heat flow map of South America, *Geothermics*, 138, 599-616.

LEITE E.P. E USSAMI, N. - 2005 - Inversão 3-D de anomalias do geóide com a aplicação no estudo da evolução térmica da margem continental leste do Brasil. Tese de doutorado, IAG/USP, São Paulo/SP, 185 pp.

LIMA, C.C. & LIMA NETO, F.F. - 1998 - Topographic and structural expressions of the South América plate ongoing compression. In: AAPG Intern. Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts Volume, 786-787.

MOLINA, E.C. - 1996 - Ajustamento e integração de dados gravimétricos e de altimetria por satélite na representação do campo de gravidade no Atlântico Sul. Tese de doutorado, IAG/USP, 137 pp.

MORAIS NETO, J.M. - 1999 - As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da antéclise da Borborema. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto/MG. pp 170.