

## ESTIMATIVA DA ESPESSURA ELÁSTICA EFETIVA DA LITOSFERA DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO USANDO DADOS DA MISSÃO GRACE

Luiz Gabriel Souza de Oliveira<sup>1</sup>, Issamu Endo<sup>2</sup> e Denizar Blitzkow<sup>3</sup>

Recebido em 24 janeiro, 2008 / Aceito em 22 outubro, 2008  
Received on January 24, 2008 / Accepted on October 22, 2008

**ABSTRACT.** This paper presents the estimates of effective elastic thickness ( $T_e$ ) from free-air anomalies/geoid undulations and topography data in the southern São Francisco Craton, by using admittance function technique. The gravity field elements have been calculated from geopotential model *GGMO2C* (*GRACE* mission). The observed admittance was computed by dividing the cross-spectra of the free-air anomalies/geoid undulations by the power of topography. Theoretical admittances were estimated based on two hypothesis of flexural compensation mechanism: surface topographic loads or loads beneath of lithosphere. The best fit was obtained by using the second hypothesis, were a negative density contrast (located at depth of 150 km) suggested 45 km for  $T_e$  value. This low value of elastic thickness, combined with high heat flow and positive geoid undulations, can be explained by the presence of density perturbations in the mantle, which are associated with the chemical depletion and thermal anomalies, both are correlated with the complex geodynamic evolution of this important cratonic area in the South American plate.

**Keywords:** gravity, geoid, effective elastic thickness, southern São Francisco Craton.

**RESUMO.** Este trabalho apresenta os resultados de espessuras elásticas efetivas ( $T_e$ ) calculados com base em anomalias ar-livre/ondulações do geóide e topografia na região do Cráton São Francisco Meridional, por meio da técnica da função admitância. Os elementos do campo gravitacional foram obtidos utilizando-se o modelo geopotencial *GGMO2C* (Missão *GRACE*). A função admitância observada foi determinada pela divisão do espectro cruzado das anomalias ar-livre/ondulações do geóide e da topografia pelo espectro de potência da topografia. Numa etapa posterior foram construídas curvas de função admitância teóricas, supondo-se duas hipóteses de compensação isostática flexural: a topografia como única carga atuante ou a ação de cargas na base da litosfera. Os melhores ajustes foram obtidos adotando-se a segunda suposição, a uma profundidade média de 150 km, com uma estimativa para  $T_e$  de cerca de 45 km. A princípio, este valor baixo de espessura elástica, associado a um alto fluxo térmico e ondulações positivas do geóide, pode ser explicado pela presença de perturbações nas densidades mantélicas da região, originadas a partir de processos de empobrecimento químico e perturbações térmicas, ambos ocorrentes durante a complexa evolução geodinâmica desta importante região cratônica da placa Sul-Americana.

**Palavras-chave:** gravimetria, geóide, espessura elástica efetiva, Cráton São Francisco Meridional.

<sup>1</sup>Departamento de Engenharia e Ciências Exatas, Centro Universitário Norte do Espírito Santo, Universidade Federal do Espírito Santo, Rua Humberto de Almeida Francklin, 257, Bairro Universitário, 29933-415 São Mateus, ES, Brasil. Tel.: (27) 3763-8664; Fax: (27) 3763-8690 – E-mail: luizoliveira@ceunes.ufes.br

<sup>2</sup>Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Campus Morro do Cruzeiro s/n, Bauxita, 35400-000 Ouro Preto, MG, Brasil. Tel.: (31) 3559-1600; Fax: (31) 3559-1606 – E-mail: issamu@degeo.ufop.br

<sup>3</sup>Departamento de Engenharia de Transportes, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, Av. Prof. Almeida Prado, Travessa 2, 83, Cidade Universitária, 05424-970 São Paulo, SP, Brasil. Tel.: (11) 3091-5501; Fax: (11) 3091-5716 – E-mail: dblitzko@usp.br

## INTRODUÇÃO

O estudo dos processos que atuam como uma resposta a implementação de cargas na litosfera terrestre, através do fenômeno conhecido como isostasia, tem sido foco de inúmeras investigações geológicas nas últimas décadas (Watts, 2001).

O conhecimento do comportamento isostático da litosfera terrestre é desejável numa variedade de estudos geodinâmicos (Lowry & Smith, 1994). Informações sobre o equilíbrio litostático da litosfera podem fornecer argumentos para explicar a geometria de falhamentos presentes em sistemas extensionais (Buck, 1988; Wernicke & Axen, 1988) ou feições do tipo *platô* associadas à orógenos (Bird, 1991). Além disso, a resposta isostática em relação a distúrbios de densidades presentes na litosfera é essencial no entendimento da formação de bacias sedimentares nos mais diversos ambientes tectônicos (McKenzie, 1978; Watts, 2001). Em termos globais, Watts & Ribe (1984) sugerem que se o comportamento isostático da Terra é conhecido, seus efeitos podem ser removidos de anomalias de geóide, resultando num quadro claro dos processos geodinâmicos vinculados à convecção mantélica.

Estudos isostáticos envolvem, na maioria dos casos, o conhecimento das propriedades reológicas da litosfera, como rigidez flexural ( $D$ ) ou espessura elástica efetiva ( $Te$ ). Em particular, o uso da técnica espectral conhecida como *função admitância*, ou *função de transferência linear*, preconizada por Dorman & Lewis (1970), que utiliza a relação entre anomalias gravimétricas e batimetria/topografia de uma região, permite inferir os possíveis mecanismos de compensação isostática, sem a adoção de um modelo teórico previamente determinado. As primeiras aplicações da função admitância em regiões oceânicas, com auxílio de anomalias ar-livre, foram realizadas por McKenzie & Bowin (1976) e Watts (1978). Em regiões continentais, com o uso de anomalias Bouguer, a função admitância foi aplicada em estudos como os efetuados por Dorman & Lewis (1970); Banks et al. (1977); Karner & Watts (1983); Ussami (1986); Zuber et al. (1989); Hartley et al. (1996); e Simons et al. (2000).

Contudo, a presença de ruído associado à razão entre os espectros dos dados utilizados pode resultar em valores subestimados para os parâmetros reológicos, principalmente em regiões continentais (Watts, 2001). Com base neste questionamento, McKenzie & Fairhead (1997) atestam a influência significativa da erosão na determinação de  $Te$ , com base no uso de anomalias Bouguer. Segundo estes autores, a remoção da expressão topográfica da superfície pela erosão sempre reduzirá a coerência entre os dados gravimétricos e topográficos.

Na tentativa de solucionar este problema, McKenzie & Fairhead (1997) recomendam o uso da função admitância basea-

da em anomalias ar-livre, já que estas possuem uma melhor coerência com os dados topográficos. Por conseqüência, todos os modelos de compensação isostática poderiam ser vinculados a esta técnica.

Outra possibilidade é a utilização de ondulações do geóide geoidais no cálculo da função admitância, uma vez que estas representam de forma mais completa as distribuições de densidades no interior da Terra (Lambeck, 1988). Partindo deste princípio, anomalias geoidais podem ser aplicadas em estudos de estruturação da litosfera e de seu estado isostático.

Entretanto, os resultados de  $Te$  obtidos pela técnica da função admitância devem ser analisados com cautela, segundo argumentação apresentada por Forsyth (1985). Conforme este autor, a função admitância não é muito sensível a atuação de cargas em subsuperfície, subestimando os valores de espessura elástica efetiva. Neste caso, o uso da *coerência* parece ser mais adequado nas estimativas de  $Te$  envolvendo anomalias Bouguer e informação topográfica.

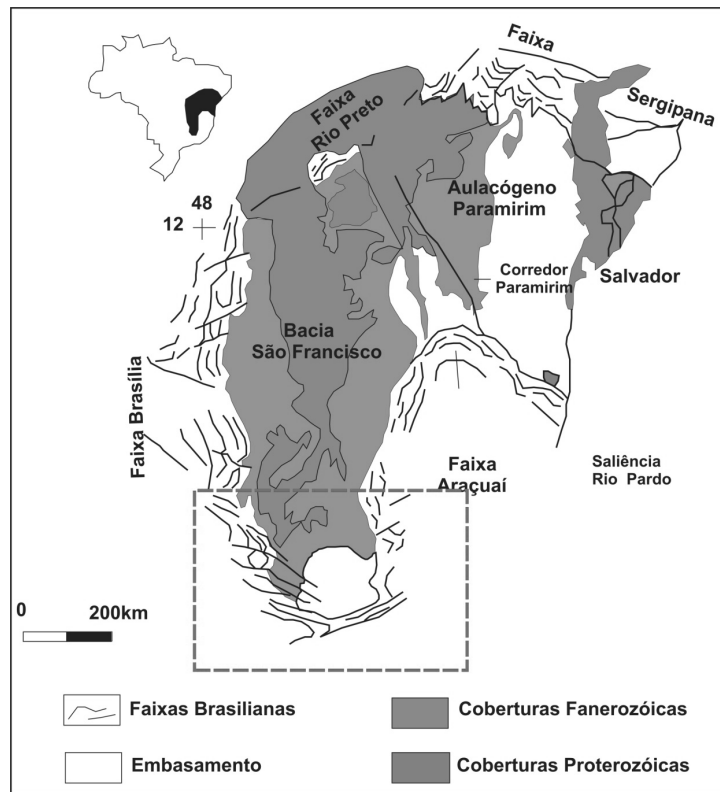
Sob este contexto, este artigo tem por objetivo a apresentação e discussão dos resultados da utilização da função admitância na região do Cráton São Francisco Meridional, com base em anomalias ar-livre e de geóide determinadas a partir de um modelo geopotencial derivado da missão GRACE – *Gravity Recovery and Climate Experiment* (Rummel et al., 2002). A principal motivação deste estudo, além da aplicação de modelos geopotenciais em estudos gravimétricos continentais, é a investigação da influência de uma provável anomalia térmica mantélica na região em questão (Molina & Ussami, 1999; Leite, 2005) no mecanismo de equilíbrio isostático e nos parâmetros reológicos do segmento litosférico estudado.

Os resultados aqui apresentados serão comparados com outros obtidos em estudos que visaram determinar valores de espessura elástica efetiva para o continente sul-americano, mas que utilizaram diferentes metodologias (Mantovani et al., 2005; Tassara et al., 2007; Pérez-Gussinyé et al., 2007).

## SÍNTESE GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

O Cráton São Francisco (Fig. 1) é uma expressiva entidade geotectônica da Plataforma Sul-Americana, sendo limitado pelas faixas de dobramentos brasileiras Brasília, a sul e a oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana, a norte e Araguaia a sudeste. No seu interior apresentam-se coberturas pré-cambrianas e fanerozóicas: a Bacia do São Francisco, o Alacógeno Paramirim e uma parte do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Alkmim, 2004).

Os terrenos que compõem a porção meridional do Cráton São Francisco constituem o Cinturão Mineiro (Teixeira et al., 1996,



**Figura 1** – Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (extraído e adaptado de Cruz & Alkmim, 2006). O retângulo destaca a área de estudo.

2000), representado pelo Quadrilátero Ferrífero e adjacências. As suas extensões nordeste e sudoeste, fora do cráton, foram intensamente retrabalhadas durante o Evento Brasiliano, e constituem o substrato das faixas Araçuaí e Brasília Sul, respectivamente (Endo, 1997). Em termos litológicos, envolve rochas granito-gnáissicas parcialmente migmatizadas, *greenstone belts*, além de diversos granitóides e intrusões máficas-ultramáficas (Teixeira et al., 2000). É bem aceita a idéia que esta região tem sua evolução geodinâmica relacionada a uma série de episódios tectônicos, como retrabalhamento e acreção crustal, durante o Arqueano e o Paleoproterozóico.

Terrenos granito-gnáissicos, presentes na forma domos e com evidências de metamorfismo de fácies anfíbolito, constituem a maior parte da crosta arqueana, sendo intrudidos por plútons de composição tonalítica a granítica (Teixeira et al., 2000). Estes terrenos cercam a uma sucessão do tipo *greenstone belt* (Supergrupo Rio das Velhas) e as seqüências sedimentares metamorfizadas que constituem o Supergrupo Minas (Alkmim & Marshak, 1998). Estudos geocronológicos (Carneiro et al., 1998; Noce et al., 1998; Teixeira et al., 1996, 2000) sugerem idades entre  $3,047 \pm 25$  Ga e 2,778–2,698 Ga para a formação dos complexos granito-gnáissicos.

Resquícios de rochas supracrustais (metapelitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas bandadas) estão associados aos *greenstones belts* ocorrentes no interior do Cráton São Francisco Meridional (Teixeira et al., 2000). Idades de ocorrência de eventos vulcânicos félsicos foram determinadas com base em geocronologia U/Pb, com valores entre 2,776–2,772 Ga (Machado et al., 1992).

Intrusões máfica-ultramáficas acamadadas, constituídas por camadas alternadas de peridotitos e piroxenitos, ocorrem na porção sudoeste da área, com idades Sm/Nd de alojamento na crosta sílica em torno de 2,75 Ga (Carneiro et al., 1997).

Granitóides associados ao ciclo Transamazônico (2,1–1,7 Ga) provavelmente possuem duas fontes: derivados do manto ou derivados da mistura de material Paleoproterozóico juvenil e proporções variáveis de material crustal Arqueano. Estes corpos se estendem por aproximadamente 300 km ao longo da borda sudoeste do Cráton São Francisco Meridional (Teixeira et al., 2000).

## A FUNÇÃO ADMITÂNCIA

No domínio da frequência, a razão entre os espectros da batimetria/topografia  $H(k)$  e das anomalias gravimétricas  $\Delta g(k)$ , cal-

culados com auxílio da transformada rápida de Fourier (Butkov, 1988), definem a *função admitância*  $Z(k)$  (McKenzie & Bowin, 1976; Watts, 2001)

$$Z(k) = \frac{\Delta g(k)}{H(k)} \quad (1)$$

onde  $k = 2\pi/\lambda$ , sendo  $\lambda$  o comprimento de onda.

Chapman (1979) apresenta uma relação simples entre  $\Delta g(k)$  e o espectro das anomalias geoidais  $N(k)$ , no domínio da frequência

$$N(k) = \frac{1}{gk} \Delta g(k) \quad (2)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade.

Com base na equação (2), a equação (1) pode fornecer a função admitância  $Z'(k)$  definida em relação às anomalias geoidais (Watts, 1979)

$$Z'(k) = \frac{Z(k)}{gk} \quad (3)$$

Assumindo que a resposta isostática da litosfera é isotrópica, a função admitância observada pode ser obtida a partir de grades de dados gravimétricos e batimétricos/topográficos por meio da relação (McKenzie & Bowin, 1976)

$$\begin{aligned} Z(k) &= \frac{\langle \Delta g(k) \cdot H(k)^* \rangle}{\langle H(k) \cdot H(k)^* \rangle} \\ Z'(k) &= \frac{\langle N(k) \cdot H(k)^* \rangle}{\langle H(k) \cdot H(k)^* \rangle} \end{aligned} \quad (4)$$

onde  $\Delta g(k) \cdot H(k)^*$  e  $N(k) \cdot H(k)^*$  indicam os espectros cruzados das anomalias gravimétricas ou ondulações geoidais,

respectivamente, e  $\langle H(k) \cdot H(k)^* \rangle$  o espectro de potência da batimetria/topografia. Os símbolos  $*$  e  $\langle \rangle$  indicam o complexo conjugado e o valor médio sobre o comprimento de onda centrado no número de onda  $k$ . Esta formulação visa minimizar ruídos e *aliasing* entre os dados topográficos e gravimétricos.

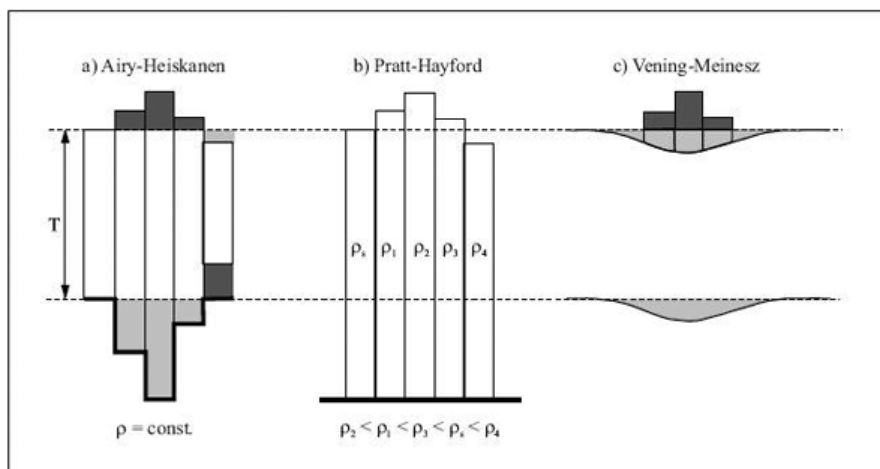
Uma análise das equações anteriores permite concluir que não é necessário assumir qualquer condição de equilíbrio isostático preliminar para a aplicação da função admitância. Estudos desta natureza basicamente envolvem a determinação da admitância observada, com uso dos espectros dos dados disponíveis, e uma posterior comparação com admitâncias teóricas calculadas a partir de modelos de compensação isostática.

### ISOSTASIA, GRAVIDADE E FLEXURA DA LITOSFERA

Os primeiros modelos isostáticos foram elaborados a partir da constatação de que o equilíbrio hidrostático prevaleceria para uma determinada profundidade de compensação. Assim, toda unidade de área nessa profundidade estaria sobre a mesma pressão.

Dependendo de como a compensação é alcançada, os modelos isostáticos (Fig. 2) postulados são os seguintes (Watts, 2001):

- *modelo de Airy-Heiskanen*: a topografia é compensada por mudanças de espessura da crosta. Abaixo do alto topográfico, a compensação toma a forma de uma raiz crustal. Em contraste, baixos topográficos correspondem a uma anti-raiz crustal;
- *modelo de Pratt-Hayford*: a topografia é compensada por mudanças laterais de densidade na crosta;



**Figura 2** – Diagramas apresentando os mecanismos de compensação isostática (Chapin, 1996). As linhas pontilhadas apresentam a crosta de referência com espessura T.

- *modelo flexural (Vening Meinesz)*: supõe o equilíbrio isostático atuante sobre a placa litosférica. Porém a compensação não é local, mas distribuída ao longo da região na qual a mesma se encontra flexurada.

Considerando que a investigação do estado isostático ocorre numa região cratônica, serão abordadas aqui hipóteses isostáticas derivadas do modelo de compensação flexural.

Matematicamente, a equação que governa a flexura de uma placa elástica uniforme (litosfera) que repousa sobre um fluido (astenosfera), devido à ação de uma carga, levando em consideração a ausência de forças horizontais, é dada por (Banks et al., 1977; Turcotte & Schubert, 2002)

$$D \cdot \nabla^4 w(\mathbf{r}) = q(\mathbf{r}) \quad (5)$$

onde  $w(\mathbf{r})$  representa a deflexão da litosfera, medida positivamente para cima,  $\mathbf{r}$  o vetor posição,  $\mathbf{r} = \mathbf{r}(x, y)$ , e  $q(\mathbf{r})$  a resultante das forças que atuam na placa, que possui dois componentes: o peso da carga topográfica de densidade  $\rho_0$  e a força de fluabilidade que atua na base da litosfera, com densidade  $\rho_m$ , causada pelo deslocamento da astenosfera. Portanto,

$$q(\mathbf{r}) = -\rho_0 g h_0(\mathbf{r}) - \rho_m g w(\mathbf{r}) \quad (6)$$

A carga topográfica,  $h_0(\mathbf{r})$ , adicionada a deformação da placa,  $w(\mathbf{r})$ , constitui a topografia medida  $h(\mathbf{r})$

$$h(\mathbf{r}) = h_0(\mathbf{r}) + w(\mathbf{r}) \quad (7)$$

Assumindo que a placa é contínua, homogênea e elástica, a rigidez flexural é expressa por meio da seguinte relação (Banks et al., 1977; Turcotte & Schubert, 2002)

$$D = \frac{E T e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (8)$$

sendo  $E$  o módulo de Young e  $\nu$  o coeficiente de Poisson.

Com base na aplicação da transformada de Fourier nas equações (5), (6) e (7), é obtida uma solução simplificada para a equação (5), no domínio da frequência. Considerando  $D$  constante, é obtida a seguinte equação algébrica (Sandwell, 1981)

$$D(2\pi)^4 \left( k_x^4 + k_x^2 k_y^2 + k_y^4 \right) W(k) + \rho_m g W(\mathbf{k}) = -\rho_0 g [H(\mathbf{k}) - W(\mathbf{k})] \quad (9)$$

onde  $\mathbf{k} = \mathbf{k}(k_x, k_y)$ . Sendo  $|\mathbf{k}|^4 = (k_x^2 + k_y^2)^2$ , é obtida a relação entre os espectros da deformação da litosfera  $W(\mathbf{k})$  e da topografia medida  $H(\mathbf{k})$

$$W(\mathbf{k}) = -\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_0} \left[ 1 + \frac{16\pi^4 |\mathbf{k}|^4 D}{(\rho_m - \rho_0)g} \right]^{-1} H(\mathbf{k}) \quad (10)$$

A função admitância observada, determinada a partir dos dados disponíveis, pode ser interpretada em termos de modelos isostáticos teóricos. Portanto, a determinação de funções admitâncias teóricas utiliza uma aproximação linear entre o efeito gravimétrico da topografia e sua compensação em profundidade (McKenzie & Bowin, 1976; Watts, 1979), que podem ser calculados pelo método proposto por Parker (1973). Considerando anomalias ar-livre e a relação proposta pela equação (10), é obtida a seguinte equação para a função admitância teórica assumindo a topografia com carga atuante (Watts, 2001)

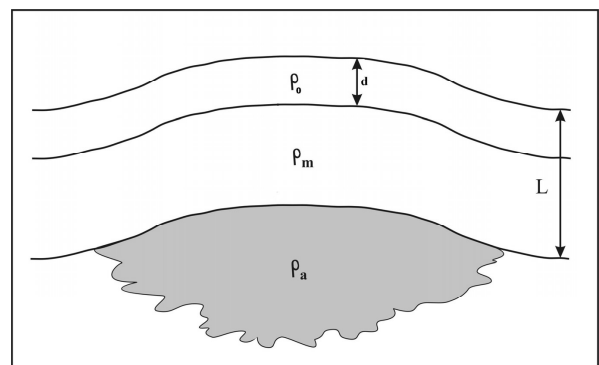
$$Z(s)(\mathbf{k}) = 2\pi G \left\{ \rho_0 [1 - R(\mathbf{k})e^{-2\pi \mathbf{k}d}] \right\} \quad (11)$$

onde  $d$  é a profundidade média da interface compensação e  $R(k)$  representa a *função-resposta flexural*

$$R(\mathbf{k}) = \left[ 1 + \frac{16\pi^4 |\mathbf{k}|^4 D}{(\rho_m - \rho_0)g} \right]^{-1} \quad (12)$$

Outro cenário pode ser contemplado na formulação de hipóteses envolvendo compensação isostática flexural. Em situações que envolvam distúrbios termais (ou composicionais) que provoquem um contraste negativo de densidades entre a litosfera e a astenosfera, há um soerguimento litosférico regional resultante das forças de fluabilidade (Fig. 3). Neste caso, é calculada a função admitância teórica para cargas em subsuperfície que atuam na base da litosfera, a uma profundidade média  $L$ , por meio da seguinte equação (Watts, 2001)

$$Z_B(\mathbf{k}) = 2\pi G \left\{ \rho_0 [1 - R(\mathbf{k})e^{-2\pi |\mathbf{k}|L}] + (\rho_m - \rho_0) [e^{-2\pi |\mathbf{k}|d} - R(k)e^{-2\pi |\mathbf{k}|L}] \right\} \quad (13)$$



**Figura 3** – Hipótese de compensação isostática flexural, porém, com carga de densidade  $\rho_a$  atuando na base da litosfera (extraído e adaptado de Barnett, 2001).

Contudo, a equação acima não explicita o contraste de densidade associado à carga em subsuperfície. Pensando neste aspecto, foi utilizada uma adaptação da abordagem descrita em

McKenzie (2003), que assume um método de cálculo simplificado para a função admitância contendo as seguintes situações: cargas na superfície, cargas em subsuperfície sem expressão topográfica e cargas em subsuperfície na com expressão topográfica. Cabe ressaltar que esta formulação pode tanto ser aplicada para o cálculo de admitâncias em relação a anomalias ar-livre como para anomalias Bouguer, além de ondulações do geóide.

As idéias principais da metodologia proposta McKenzie (2003) são:

- i) cargas impostas nas interfaces de densidades, associando a cada uma delas um peso (ou fração) específico (Fig. 4) levando em consideração os argumentos de Forsyth (1985), que cargas internas possuem efeito significativo nos valores calculados de admitância;
- ii) a profundidade de compensação efetiva estimada da admitância ar-livre para algumas regiões é menor que a espessura crustal McKenzie & Fairhead (1997). Neste caso, a admitância ar-livre é obtida pelo uso da seguinte equação

$$Z_M(\mathbf{k}) = \frac{\sum_i F_i^2 Y_i^2 Z_i}{\sum_i F_i^2 Y_i^2}, \quad i = 1, 2, 3 \quad (14)$$

onde

$$Y_1(\mathbf{k}) = \left( \frac{1}{\rho_0} \right) \frac{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_a - \rho_0}{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_a}$$

$$Y_2(\mathbf{k}) = Y_3(\mathbf{k}) = - \frac{1}{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_a}$$

$$Z_1(\mathbf{k}) = 2\pi G\rho_0[1 + Z_I(\mathbf{k})]$$

$$Z_2(\mathbf{k}) = 2\pi G\rho_0[1 + Z_{II}(\mathbf{k})]$$

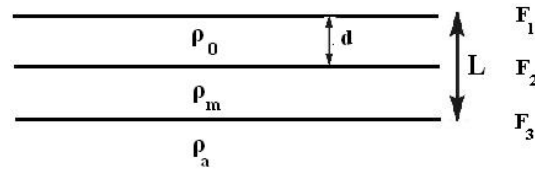
$$Z_3(\mathbf{k}) = 2\pi G\rho_0[1 + Z_{III}(\mathbf{k})]$$

$$Z_I(\mathbf{k}) = - \left[ \frac{(\rho_m - \rho_0)e^{-|\mathbf{k}|d} + (\rho_a - \rho_m)e^{-|\mathbf{k}|L}}{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_m - \rho_0} \right]$$

$$Z_{II}(\mathbf{k}) = - \left[ \frac{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_a - \rho_m + \rho_0}{\rho_0} \right] e^{-|\mathbf{k}|d} + \left( \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_0} \right) e^{-|\mathbf{k}|L}$$

$$Z_{III}(\mathbf{k}) = - \left[ \frac{(D|\mathbf{k}|^4/g) + \rho_m}{\rho_0} \right] e^{-|\mathbf{k}|L} + \left( \frac{\rho_m - \rho_0}{\rho_0} \right) e^{-|\mathbf{k}|d}$$

A equação (14) considera a carga total como sendo a soma de  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$  (igual a 1). Neste caso, o contraste de densidades na base da litosfera é dado por  $\rho_a - \rho_m$ .



**Figura 4** – Modelo utilizado no cálculo da função admitância envolvendo cargas em superfície e em subsuperfície, que são impostas nas interfaces correspondentes.  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$  são as frações atribuídas às cargas relacionadas à topografia, interface crosta-manto e limite litosfera-astenosfera. Extraído e adaptado de McKenzie (2003).

Para a obtenção de admitâncias teóricas em relação às anomalias do geóide, basta multiplicar as equações (11), (13) e (14) por  $l/gk$ , segundo a relação apresentada em (3).

### A MISSÃO GRACE E O CAMPO GRAVITACIONAL NO CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

A missão GRACE, desenvolvida pela agência espacial norte-americana *NASA* em cooperação com as instituições acadêmicas *University of Texas* e *GeoForschungsZentrum Potsdam*, tem por objetivo fornecer modelos de alta-resolução do campo de gravidade terrestre, calculados a partir de coeficientes do geopotencial, por um período de cinco anos, a partir do seu lançamento em 2002 (Tapley et al., 2005).

Modelos geopotenciais são caracterizados por um conjunto de coeficientes que podem ser aplicados na representação harmônica do campo gravitacional terrestre. Neste trabalho foi utilizado o modelo geopotencial *GGM02C* (Tapley et al., 2005), obtido através da combinação de dados de gravidade derivados do rastreamento de órbitas de satélites, de altimetria de satélite e dados gravimétricos terrestres. Na expansão harmônica, os coeficientes até o grau e ordem 120 são oriundos exclusivamente de medidas do satélite, enquanto que os coeficientes de grau 120 a 200 são obtidos pela combinação de dados gravimétricos obtidos pelos satélites e por dados gravimétricos terrestres, semelhante ao procedimento utilizado na determinação do modelo geopotencial *EGM96* (Lemoine et al., 1996).

O campo gravitacional da Terra pode ser descrito em termos da altura geoidal  $N$  por meio da seguinte equação (Heiskanen & Moritz, 1967)

$$N = \frac{GM}{\gamma r} \sum_{n=2}^{n_{\max}} \left( \frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] P_{nm}(\sin\theta) \quad (15)$$

onde  $GM$  é o produto da constante gravitacional e da massa da Terra,  $a$  é o raio equatorial,  $(r, \theta, \lambda)$  as coordenadas esféricas do ponto de cálculo,  $\bar{C}_{nm}$  e  $\bar{S}_{nm}$  os coeficientes normalizados

do modelo geopotencial,  $N_{\max}$  o grau máximo de expansão utilizado e  $P_{nm}(\cos \theta)$  funções associadas de Legendre normalizadas de grau  $n$  e ordem  $m$ .

Esta abordagem também permite a determinação de anomalias ar-livre ( $\Delta g_{FA}$ ) diretamente do modelo geopotencial escolhido, segundo a relação (Heiskanen & Moritz, 1967)

$$\Delta g_{FA} = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{n_{\max}} (n-1) \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] P_{nm}(\sin\theta) \quad (16)$$

Os valores de  $N$  e  $\Delta g_{FA}$  foram determinados com base nas equações supracitadas, tomando como elipsóide de referência o sistema *WGS84*.

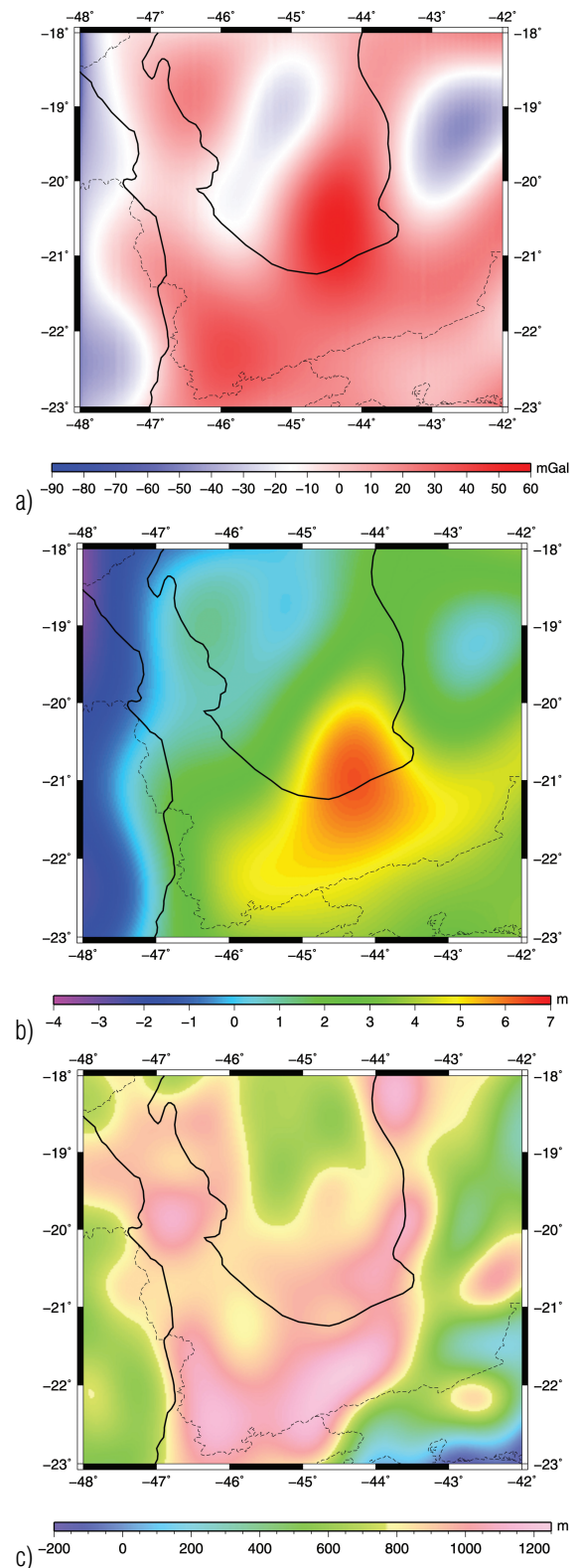
No intuito de garantir que os valores de  $N$  e  $\Delta g_{FA}$  estejam relacionados à litosfera na região do Cráton São Francisco, foi utilizada a técnica de decomposição espectral (Bowin, 1983), que retira o efeito de fontes anômalas presentes no manto inferior, associada aos longos comprimentos de onda. Ainda em relação às anomalias do geóide, foi utilizada a metodologia proposta por Rapp (1997) para o cálculo da componente topográfica, vinculada a irregularidade e densidade da topografia da superfície. Este etapa é importante, pois a área de estudo apresenta uma topografia bastante acentuada, podendo causar erros acima de 1 m nos valores de  $N$ .

Informações topográficas foram derivadas do modelo digital de terreno *GTOPO30* (Gesch et al., 1999). Para evitar que componentes espúrias de curto comprimento de onda fossem introduzidas no cálculo da função admitância, foi utilizado um filtro Gaussiano de 200 km.

Os mapas de anomalias ar-livre, ondulações do geóide e topografia filtrada da região meridional do Cráton São Francisco foram construídos utilizando-se o *software* GMT (Wessel & Smith, 1995), por meio da interpolação pela técnica de mínima curvatura, com células de  $5 \times 5$  minutos (Fig. 5).

### ADMITÂNCIAS NO CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

Para o cálculo das admitâncias observadas, foi utilizado o *software* *GRAVFFT* (Luis & Neves, 2006) em grades contendo as anomalias ar-livre, ondulações do geóide e topografia filtrada. Sendo assim, a parte real da função admitância, tanto de  $\Delta g$  quanto de  $N$ , em função do comprimento de onda, pode ser comparada com as funções admitância teóricas descritas anteriormente, e que foram calculadas com uso do pacote computacional *MATLAB* (Hanselman & Littlefield, 1999). Todos os parâmetros utilizados no cálculo das admitâncias teóricas estão disponíveis na Tabela 1.



**Figura 5** – Dados geofísicos utilizados neste estudo: a) anomalias ar-livre; b) ondulações do geóide e c) topografia filtrada. Limites geológicos do Cráton São Francisco e da Bacia do Paraná extraídos de Bizzi et al. (2003).

**Tabela 1** – Parâmetros utilizados neste estudo, compilados de Molina & Ussami (1999); Rocha (2003); e Leite (2005).

$\rho_0$	2700 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_m$	3300 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_a$	3275 kg/m <sup>3</sup>
$d$	40 km
$E$	100 GPa
$\nu$	0.25
$G$	$6.672 \times 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$
$g$	9.8 m/s <sup>2</sup>

Considerando a topografia como única carga atuante (Fig. 6), é verificada falta de um ajuste adequado entre os valores de admitâncias observada e teórica. A análise da admitância relacionada às anomalias ar-livre mostra que apenas os comprimentos de onda maiores que 400 km são compensados flexuralmente, com de espessura elástica em torno de 40 km. Já a mesma análise em relação às ondulações do geóide fornece valores entre 20 e 40 km para  $T_e$ .

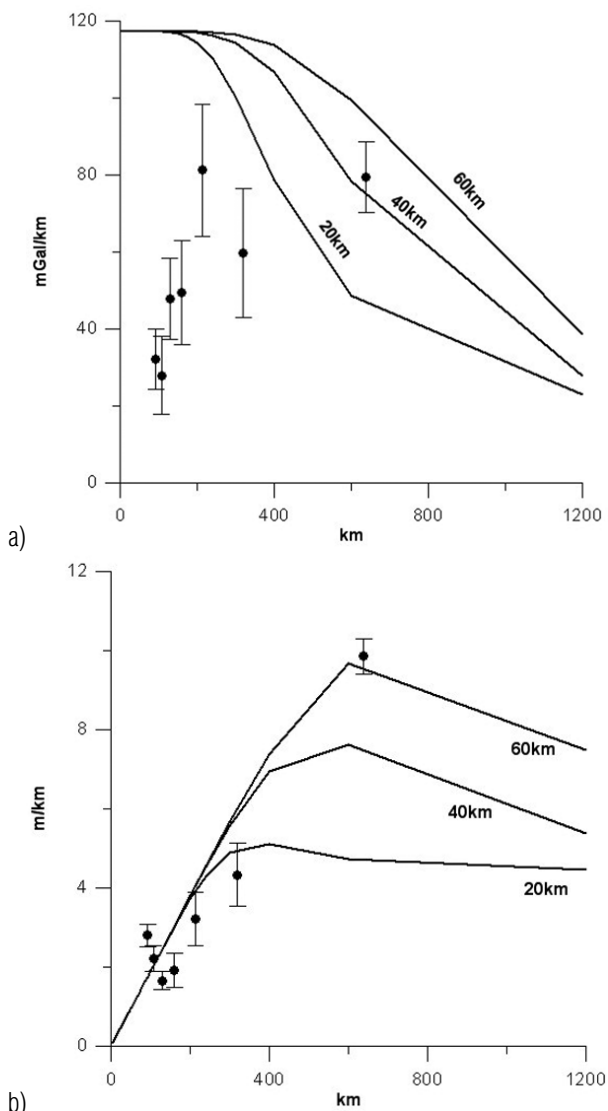
Quando é tomada a presença de um contraste negativo de densidades (carga em subsuperfície), localizado a uma profundidade de 150 km, os modelos teóricos de admitância ajustam-se de forma mais satisfatória (Fig. 7). As admitâncias ar-livre indicam um valor médio de 45 km para a espessura elástica efetiva, enquanto uma variação para  $T_e$  entre 20 e 40 km é notada quando a análise é baseada em ondulações do geóide.

Com base nas observações supracitadas, foi aplicada a metodologia proposta por McKenzie (2003), utilizando as seguintes hipóteses (Fig. 8):

- i)  $F_1 = 0.1$ ,  $F_2 = 0$ ,  $F_3 = 0.9$  (predomínio da carga presente na base da litosfera);
- ii)  $F_1 = 0.1$ ,  $F_2 = 0.5$ ,  $F_3 = 0.4$  (cargas na interface crosta-manto com pouca influência em relação às localizadas no limite litosfera-astenosfera);
- iii)  $F_1 = 0.1$ ;  $F_2 = 0.6$ ,  $F_3 = 0.3$  (a carga localizada na interface crosta-manto possui um peso maior do que na base da litosfera); e
- iv)  $F_1 = 0.1$ ;  $F_2 = 0.7$ ,  $F_3 = 0.2$ .

Além disso, admitiu-se o valor de  $-25 \text{ kg/m}^3$  para o contraste de densidades entre o manto astenosférico e o manto litosférico, como sugerido por Leite (2005), associado a um valor de 45 km para  $T_e$ . Neste caso, tanto as admitâncias ar-livre quanto as admitâncias relacionadas a ondulações do geóide mostram uma maior influência de cargas associadas à interface crosta-manto. Porém, a presença de uma carga em subsuperfície na base da

litosfera, relacionada a um contraste negativo de densidades, também deve ser levada em consideração na análise isostática.

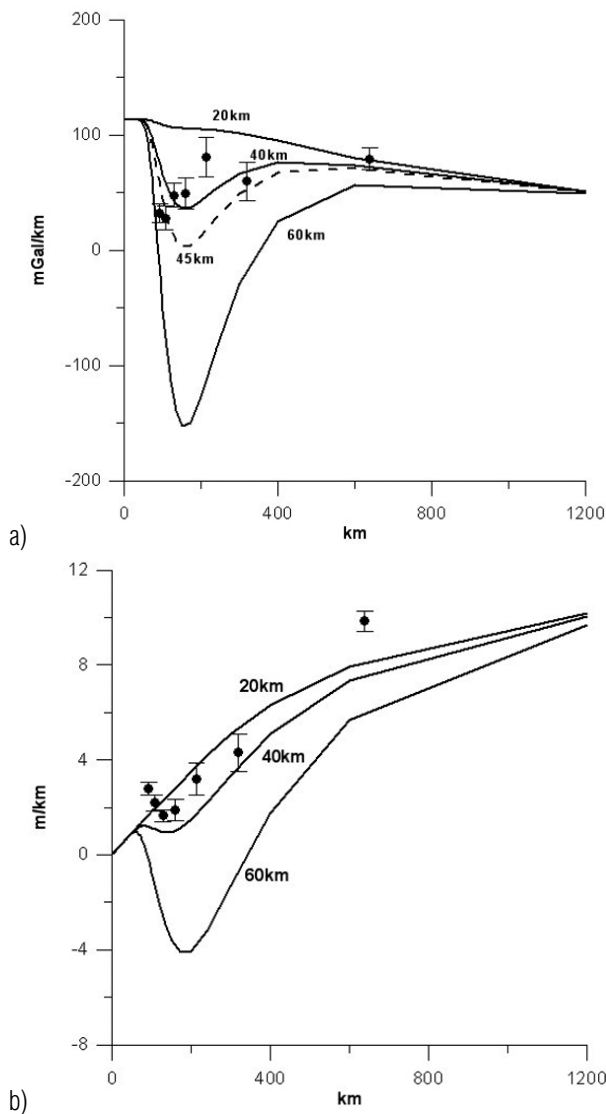


**Figura 6** – Admitâncias para o Cráton São Francisco Meridional, em função do comprimento de onda, assumindo a topografia como carga atuante, levando em consideração anomalias ar-livre (a) e ondulações do geóide (b). As linhas contínuas representam as admitâncias teóricas e os círculos preenchidos as admitâncias observadas a partir dos dados disponíveis. Os números indicam os valores de  $T_e$  adotados.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Uma análise dos resultados obtidos pela aplicação da técnica da função admitância na porção meridional do Cráton São Francisco será apresentada e discutida com base nas evidências geofísicas disponíveis sobre a estruturação litosférica da região.





**Figura 7** – Admitâncias para o Cráton São Francisco Meridional, em função do comprimento de onda, assumindo um contraste de densidades negativo na base da litosfera como carga atuante, levando em consideração anomalias ar-livre (a) e ondulações do geóide (b).

O melhor ajuste entre valores de admitância, tanto para anomalias ar-livre quanto ondulações do geóide, assumindo um modelo isostático com cargas em subsuperfície, pode ser um argumento positivo para justificar a presença de uma anomalia de densidades na litosfera da área de estudo.

Inversões lineares 3D de ondulações do geóide (Leite, 2005) atestam um contraste negativo de aproximadamente  $25 \text{ kg/m}^3$  na região do Cráton São Francisco Meridional, que pode estar relacionado a um aumento de temperatura na base da litosfera, ocasionando um soerguimento na região, sendo bem marcado pelas anomalias positivas do geóide. O valor de profundidade média do contraste negativo de densidades aqui utilizado não é muito dife-

rente dos valores de espessura da litosfera termal obtida a partir de dados geotérmicos e petrológicos (Artemieva, 2006). Outros estudos geofísicos na área em questão atestaram:

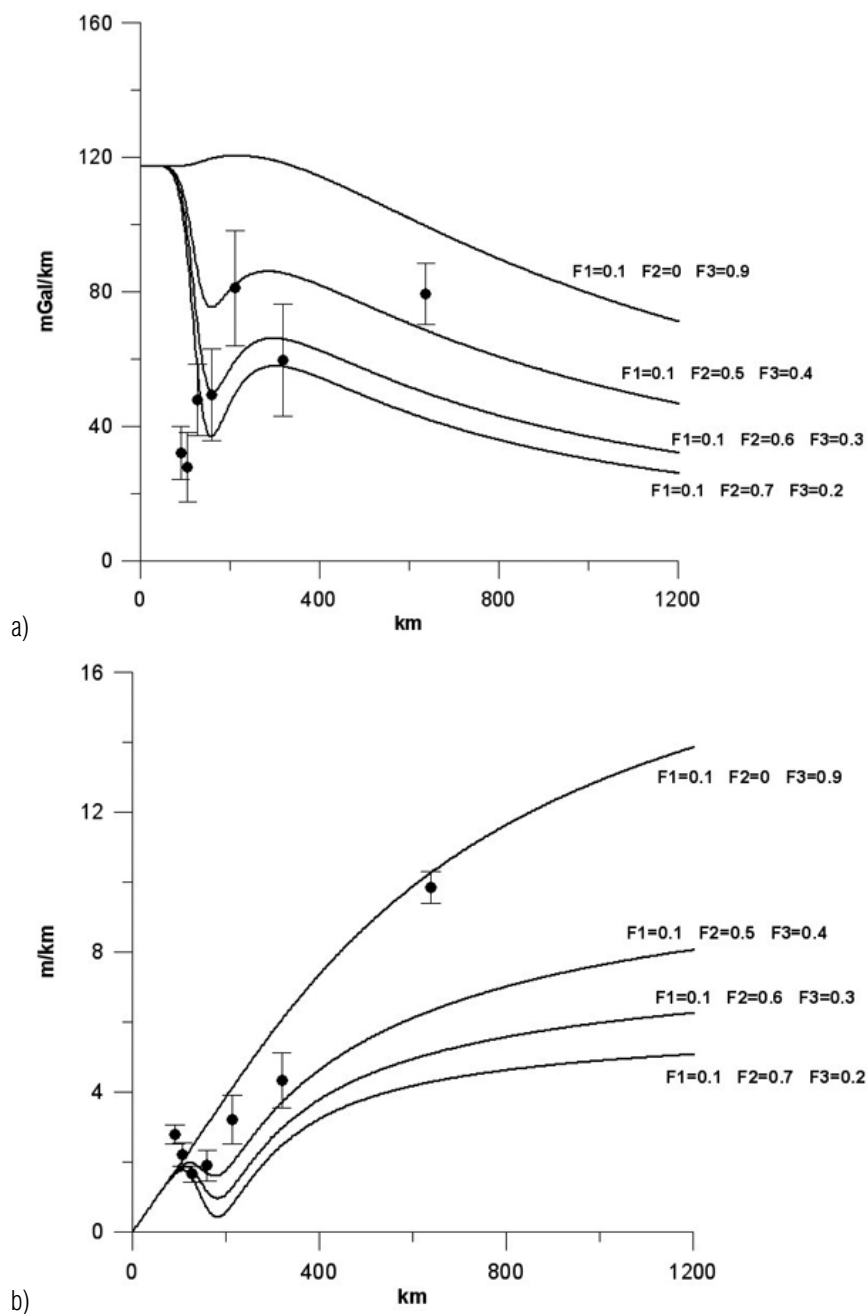
- i) variações de condutividade elétrica obtidas em sondagens magnetotelúricas de banda larga e longo período (Pádua, 2004);
- ii) alta densidade de fluxo térmico para uma região cratônica (Hamza et al., 2005);
- iii) anomalias de velocidade compatíveis com aquecimento no manto por meio de tomografia sísmica de ondas P (Rocha, 2003) e tomografia sísmica de ondas S (Pacheco, 2003) indicando um possível distúrbio térmico no manto sublitosférico da região.

Portanto, o valor médio de  $Te$  aqui determinado, em torno de 45 km, é compatível com uma região onde a litosfera apresenta-se aquecida, diminuindo assim sua rigidez flexural, e por conseqüência, sua espessura elástica efetiva. *A priori*, regiões cratônicas não apresentam ondulações positivas do geóide, nem altos valores de fluxo térmico (Hackney, 2004). Assim, a presença de uma suposta anomalia térmica pode ser a responsável pela heterogeneidade de densidades no manto do Cráton São Francisco Meridional.

Contudo, é plausível pensar num processo combinado de empobrecimento químico do manto e perturbação termal para explicar a presença da anomalia positiva do geóide, além dos baixos valores na espessura elástica efetiva na área de estudo.

É bem conhecido que durante a evolução tectônica da área em questão, vários episódios de vulcanismo máfico-ultramáfico ocorreram entre o Arqueano e Proterozóico basicamente, sendo bem documentados (Silva et al., 1995; Carneiro et al., 1997; Teixeira et al., 2000). Como conseqüência, é possível que um mecanismo de empobrecimento químico tenha contribuído para uma diminuição paulatina nos valores de densidade do manto litosférico, uma vez que elementos como Fe e Mg foram retirados do mesmo, acarretando no aumento de sua fluabilidade (Djomani et al., 2001).

Um manto litosférico quimicamente empobrecido pode ter o efeito de sua fluabilidade amplificada se a porção astenosférica subjacente passar por um episódio posterior de aquecimento, decorrente da ação de uma pluma mantélica (Artemieva & Mooney, 2001; Sleep, 2003). No caso da porção meridional do Cráton São Francisco, o episódio de abertura do Atlântico Sul, responsável tanto pela injeção de material máfico a aproximadamente 120 Ma (Silva et al., 1995) quanto alcalino (Thompson et al., 1998), entre 80 e 55 Ma. Análise de dados sísmicos envolvendo função do receptor atestam densidades do manto litosférico/sublitosférico



**Figura 8** – Admitâncias para o Crátom São Francisco Meridional, em função do comprimento de onda, assumindo a atuação de cargas em superfície e em subsuperfície, levando em consideração anomalias ar-livre (a) e ondulações do geóide (b). As admitâncias teóricas foram calculadas por meio da metodologia presente em McKenzie (2003), com  $T_e = 45$  km. Os números indicam a frações relacionadas a cada carga ( $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ ).

compatíveis com este cenário de evolução tectônica (Assumpção et al., 2002). Adicionalmente, dados geoquímicos provenientes de xenólitos e geotermas construídas com base em mediadas de fluxo térmico atestam a atuação do mesmo mecanismo nos terrenos cratônicos presentes no sul do continente africano (Bell et al., 2003).

## CONCLUSÕES

O estudo da função admitância na região do Crátom São Francisco Meridional, baseada em informações provenientes do modelo geopotencial GGM02C, permitiu a verificação da condição isostática da área em questão, além de possibilitar a determinação dos parâmetros reológicos da litosfera.

Os baixos valores de espessura elástica efetiva na área de estudo, determinados por meio de anomalias ar-livre e ondulações do geóide, estão em desacordo com as determinações obtidas para outras regiões cratônicas localizadas no Canadá (80 km), na Austrália (132 km) e na África (77 km) em estudos envolvendo uso da função admitância e da coerência (Watts, 2001).

Pérez-Gussinyé et al. (2007), baseando-se em valores na aplicação da técnica da coerência em dados topográficos e gravimétricos (anomalias Bouguer) derivados de modelos geopotenciais e obtidos em levantamentos tradicionais, obtiveram valores de  $T_e$  para região superiores a 70 km. Já Mantovani et al. (2005), por meio do estudo da componente M2 das marés de gravidade, determinaram valores entre 76 e 89 km para a espessura elástica efetiva deste segmento litosférico.

Porém, os resultados deste trabalho são compatíveis com as estimativas de  $T_e$  para a mesma região, baseada na aplicação da técnica de ondaletas (*wavelets*) no estudo da coerência entre anomalias Bouguer e dados topográficos, com valores entre 40 e 50 km (Tassara et al., 2007). A metodologia de cálculo de admitâncias teóricas proposta por McKenzie (2003) foi aplicada com sucesso, possibilitando investigar as relações entre cargas superficiais e subsuperficiais. Em relação ao trabalho de Forsyth (1985), esta apresenta a vantagem de não superestimar os valores de  $T_e$  em regiões que apresentam notoriamente processos de sedimentação e/ou erosão.

A possível existência de uma anomalia de densidades presente no manto sublitosférico pode ser a justificativa para os resultados alcançados neste estudo. Num cenário de evolução geodinâmica para o Cráton São Francisco Meridional, processos de empobrecimento químico experimentados pela litosfera, somados a atuação de um desequilíbrio térmico induzido pela ação de plumas mantélicas atuantes na fragmentação do Gondwana, podem ser fatores responsáveis pela presença da referida anomalia.

Sendo assim, o valor sugerido neste estudo deve ser encarado como um valor médio de espessura elástica, que leva em consideração a possibilidade de interferência causada pelo aquecimento na base da litosfera nos valores de rigidez flexural da mesma, graças a formulação teórica apresentada por McKenzie (2003), que possibilitou quantificar a influência de cargas superficiais/subsuperficiais no equilíbrio isostático da área de estudo.

A análise isostática 2D mostrou-se eficiente, e a utilização de modelos geopotenciais permitiu trabalhar diretamente com comprimentos de onda do campo gravitacional referentes à litosfera terrestre, permitindo assim um melhor entendimento dos processos de equilíbrio de massas em subsuperfície na região do Cráton São Francisco Meridional.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à NASA pelo uso do modelo geopotencial *GGM02C*; ao professor Joaquim F. Luis (Universidade do Algarve) por ceder o *software GRAVFFT*; aos revisores da RBGf pelas críticas e sugestões que contribuíram na melhoria do manuscrito original. O primeiro autor agradece ao CNPq pela bolsa de estudos cedida nos três primeiros anos do seu projeto de doutorado e ao professor Marcelo Assumpção (IAG/USP) pela bibliografia cedida e pelo auxílio com o *software* GMT.

## REFERÊNCIAS

- ALKMIM FF. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO NETO V, BARTORELLI A, CARNEIRO CDR & BRITO NEVES BB (Org.). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Editora Beca/SP, 17–35.
- ALKMIM FF & MARSHAK S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29–58.
- ARTEMIEVA IM. 2006. Global 1<sup>st</sup> × 1<sup>st</sup> thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416: 245–277.
- ARTEMIEVA IM & MOONEY WD. 2001. Thermal structure and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. *Journal of Geophysical Research*, 106: 16387–16414.
- ASSUMPÇÃO M, JAMES D & SNOKE A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, 107. doi:10.1029/2001JB000422.
- BANKS RJ, PARKER RL & HUESTIS SP. 1977. Isostatic compensation on a continental scale: local *versus* regional mechanisms. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51: 431–452.
- BARNETT DN. 2001. Convection, elasticity and flexure inside terrestrial planets. PhD thesis, University of Cambridge. 201 pp.
- BELL DR, SCHMITZ MD & JANNEY PE. 2003. Mesozoic thermal evolution of the southern African mantle lithosphere. *Lithos*, 71: 273–287.
- BIRD P. 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research*, 96: 10275–10286.
- BIZZI LA, SCHOBENHAUS C, VIDOTTI RM & GONÇALVES JH. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 692 pp.

- BOWIN CO. 1983. Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, 7: 61–100.
- BUCK WR. 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7: 959–973.
- BUTKOV E. 1988. Física Matemática. LTC Editora, Rio de Janeiro. 725 pp.
- CARNEIRO MA, TEIXEIRA W, CARVALHO JÚNIOR IM, OLIVEIRA AH & FERNANDES RA. 1997. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas Layered rock sequence, southern São Francisco Craton, Brazil. In: 1<sup>st</sup> South-American Symp. Isotope Geology, Extended Abstracts, Campos do Jordão: 1997, 63–64.
- CARNEIRO MA, CARVALHO JÚNIOR IM & TEIXEIRA W. 1998. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero) e suas implicações na evolução crustal do Cráton do São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 29–44.
- CHAPIN DA. 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals – A case study from South America. *Geophysics*, 61: 1022–1033.
- CHAPMAN ME. 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 84: 3793–3801.
- CRUZ SCP & ALKIMIM FF. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78: 151–173.
- DJOMANI YHP, O'REILLY SY, GRIFFIN WL & MORGAN P. 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth and Planetary Science Letters*, 184: 605–621.
- DORMAN LM & LEWIS BTR. 1970. Experimental isostasy 1: theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research*, 75: 3357–3365.
- ENDO I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de doutorado, Instituto de Geociências/USP. 243 pp.
- FORSYTH DW. 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90: 12623–12632.
- GESCH D, VERDIN KL & GREENLEE SK. 1999. New land surface digital elevation model covers the Earth. *EOS Transactions*, 80: 69–70.
- HACKNEY R. 2004. Gravity anomalies, crustal structure and isostasy associated with the Proterozoic Capricorn Orogen, Western Australia. *Precambrian Research*, 128: 219–236.
- HAMZA VM, DIAS FJSS, GOMES AJL & TERCEROS ZGD. 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152: 223–256.
- HANSELMAN D & LITTLEFIELD B. 1999. MATLAB 5 – Guia do Usuário. São Paulo, Makron Books. 413 pp.
- HARTLEY R, WATTS AB & FAIRHEAD JD. 1996. Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 137: 1–18.
- HEISKANEN WA & MORITZ H. 1967. *Physical Geodesy*. W.H. Freeman & Co., San Francisco, 364 pp.
- KARNER GD & WATTS AB. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88: 10449–10477.
- LAMBECK K. 1988. *Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth*. Oxford Science Publications, Oxford, 718 pp.
- LEITE EP. 2005. Inversão 3-D de anomalias do geóide com aplicação no estudo da evolução térmica da margem continental leste do Brasil. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP. 185 pp.
- LEMOINE FG, KENYON SC, FACTOR JK, TRIMMER RG, PAVLIS NK, CHINN DS, COX CM, KLOSKO SM, LUTHCKE SB, TORRENCE MH, WANG YM, WILLIAMSON RG, PAVLIS EC, RAPP RH & OLSON TR. 1996. The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. NASA Technical Paper NASA/TP1998206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA. 575 pp.
- LOWRY AR & SMITH RB. 1994. Flexural rigidity of the Basin and Range-Colorado Plateau-Rock Mountain transition from the coherence analysis of gravity and topography. *Journal of Geophysical Research*, 99: 20123–20140.
- LUIS JF & NEVES MC. 2006. The isostatic compensation of the Azores Plateau: A 3D admittance and coherence analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 10–22.
- MACHADO N, NOCE CM, LADEIRA EA & BELO DE OLIVEIRA O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1221–1227.
- MANTOVANI MSM, SHUKOWSKY W, FREITAS SRC & BRITO NEVES BB. 2005. Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 397–412.
- McKENZIE D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25–32.
- McKENZIE DP. 2003. Estimating  $T_e$  in the presence of internal loads. *Journal of Geophysical Research*, 108. doi:10.1029/2002JB001766.
- McKENZIE DP & BOWIN CO. 1976. The relationship between bathymetry and gravity in Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 81: 1903–1915.

- McKENZIE DP & FAIRHEAD JD. 1997. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free-air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 102: 27523–27552.
- MOLINA EC & USSAMI N. 1999. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 28: 357–374.
- NOCE CM, MACHADO N & TEIXEIRA W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 95–102.
- PACHECO RP. 2003. Imageamento tridimensional da onda S na litosfera do sudeste brasileiro e adjacências. Tese de doutorado, Observatório Nacional/RJ, 482 pp.
- PÁDUA MB. 2004. Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco. Tese de doutorado, Instituto de Pesquisas Espaciais/SP, 162 pp.
- PARKER RL. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 31: 447–455.
- PÉREZ-GUSSINYÉ M, LOWRY AR & WATTS AB. 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intra-continental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, doi:10.1029/2006GC001511.
- RAPP RH. 1997. Use of potential coefficient models for geoid undulation determinations using a spherical harmonic representation of the height anomaly/geoid undulation difference. *Journal of Geodesy*, 71: 282–289.
- ROCHA MP. 2003. Ampliação da tomografia sísmica do manto superior no sudeste e centro-oeste do Brasil com ondas P. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP, 71 pp.
- RUMMEL R, BALMINO G, JOHANNESSEN J, VISSER P & WOODWORTH P. 2002. Dedicated gravity field missions – principles and aims. *Journal of Geodynamics*, 33: 3–20.
- SANDWELL DT. 1981. Thermal isostasy: spreading ridges, fractures zones and thermal swells. PhD thesis, University of California. 214 pp.
- SILVA AM, CHEMALE JR F, KUYUMJIAN RM & HEAMAN L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 124–137.
- SIMONS FJ, ZUBER MT & KORENAGA J. 2000. Isostatic response of the Australian lithosphere: Estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis. *Journal of Geophysical Research*, 105: 19163–19184.
- SLEEP NH. 2003. Survival of Archean cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 108. doi:10.1029/2001JB000169.
- TAPLEY B, RIES J, BETTADPUR S, CHAMBERS D, CHENG M, CONDI F, GUNTER B, KANG Z, NAGEL P, PASTOR R, PEKKER T, POOLE S & WANG F. 2005. GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, 79: 467–478.
- TASSARA A, SWAIN C, HACKNEY R & KIRBY J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 17–36.
- TEIXEIRA W, CARNEIRO MA, NOCE CM, MACHADO N, SATO K & TAYLOR PN. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constrains on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78: 151–164.
- TEIXEIRA W, SABATÉ P, BARBOSA JSF, NOCE CM & CARNEIRO MA. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI UG, MILANI EJ, THOMAZ FILHO A & CAMPOS DA (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31<sup>st</sup> IGC, 101–137.
- THOMPSON RN, GIBSON SA, MITCHELL JG, DICKIN AP, LEONARDOS OH, BROD JA & GREENWOOD JC. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? *J. Petrol.*, 39: 1493–1526.
- TURCOTTE DL & SCHUBERT G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 456 pp.
- USSAMI N. 1986. Interpretation of the gravity anomalies of Bahia state, Brazil. Ph.D. Thesis, University of Durham, 138 pp.
- WATTS AB. 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5989–6004.
- WATTS AB. 1979. On geoid heights derived from Geos 3 altimeter data along the Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research*, 84: 3817–3826.
- WATTS AB. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 458 pp.
- WATTS AB & RIBE NM. 1984. On geoid heights and flexure of lithosphere at seamounts. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11152–11170.
- WERNICKE BP & AXEN GJ. 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16: 848–851.
- WESSEL P & SMITH WHF. 1995. New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions*, 72: 329.
- ZUBER MT, BECHTEL TD & FORSYTH DW. 1989. Effective elastic thickness of the lithosphere and mechanisms of isostatic compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research*, 94: 13919–13930.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES

**Luiz Gabriel Souza de Oliveira.** Graduado em Geologia pela Universidade de Brasília (2000), mestre em Geologia Estrutural/Tectônica pela Universidade Federal de Ouro Preto (2003) e doutorando em Geologia Estrutural/Tectônica pela mesma instituição. Professor Assistente do Departamento de Engenharia e Ciências Exatas da Universidade Federal do Espírito Santo, atuando nos seguintes temas: Gravimetria, Inversão de Dados Geofísicos e Métodos Numéricos em Tectônica.

**Issamu Endo.** Graduado em Engenharia Geológica pela Escola de Minas de Ouro Preto da Universidade Federal de Ouro Preto (1980), mestre em Geologia Estrutural pela Universidade Federal de Ouro Preto (1988) e doutor em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (1997). Professor Associado do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Experiência profissional na área de Geociências, com ênfase em Geologia Estrutural e Tectônica, atuando principalmente nos seguintes temas: Tectônica de Terrenos Arqueanos e Proterozóicos, Controle Estrutural de Mineralização, Geometalurgia do Minério de Ferro, Mapeamento Geológico de Terrenos Polideformados: Metassedimentos e Complexos Metamórficos.

**Denizar Blitzkow.** Possui graduação em Licenciatura em Matemática pela Universidade Federal do Paraná (1970), mestrado em Ciências Geodésicas pela Universidade Federal do Paraná (1973) e doutorado em Geofísica pela Universidade de São Paulo (1986). Atualmente é professor titular do Departamento de Engenharia de Transportes da Universidade de São Paulo. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geodésia, atuando principalmente nos seguintes temas: geóide, gravimetria, posicionamento por satélite, referenciais cartesianos e sistemas de altitude.