



Estimativa de parâmetros hidrológicos a partir dos dados do GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) na região do aquífero Guarani

E. P. Bomfim e E. C. Molina, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências atmosféricas – IAG. Universidade de São Paulo.

Copyright 2006, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no II Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, 21-23 de setembro de 2006. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do II 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

Este trabalho tem por objetivo avaliar a influência da variação da massa de água em subsuperfície ao longo do tempo nos dados gravimétricos obtidos pelos satélites da missão GRACE na região do aquífero Guarani. Os coeficientes geopotenciais fornecidos pela missão para diversos meses consecutivos, de fevereiro de 2003 a julho de 2004, foram corrigidos de todos os efeitos observáveis ocasionados pelas componentes estáticas da distribuição de massa na Terra, de forma que o sinal residual refletisse a variação da componente hidrológica ao longo do tempo. Observou-se que, de fato, a variação da massa de água em subsuperfície gera um sinal observável no campo de gravidade, que pode ser modelado para a determinação de parâmetros hidrológicos associados ao aquífero Guarani.

Introdução

O uso de observações associadas ao campo de gravidade para a estimativa de parâmetros hidrológicos associados a grandes aquíferos é uma ferramenta poderosa para o estudo das características de armazenamento de água. *Wahr et al.* (1998) estudaram as condições sob as quais a variação na massa de água em subsuperfície poderia ser detectada no campo de gravidade pela missão GRACE.

O campo de gravidade terrestre consiste de uma parte estática e uma outra parte variável no tempo. A parte estática é principalmente devido às distribuições de massa que variam somente em uma escala de tempo geológica, como continentes, montanhas e depressões na crosta. A parte variável no tempo ocorre devido aos processos como a redistribuição do armazenamento de água terrestre, marés oceânicas, mudanças atmosféricas, reação pós-glacial, etc. Assim, o sinal hidrológico deve estar incluído nos sinais de gravidade, e a medição precisa de parâmetros associados ao campo de gravidade

terrestre podem oferecer informações importantes a respeito deste sinal hidrológico variável no tempo.

Os primeiros indícios de que a hidrologia poderia ser uma das causas para as variações temporais da gravidade, foram obtidos com o satélite LAGEOS (LAsER GEODynamics Satellite) (Yoder et al., 1983). Acreditava-se então que as mudanças na órbita do satélite eram principalmente causadas pela redistribuição de água terrestre, da massa de ar e das mudanças no nível do mar. *Gutierrez & Wilson* (1978) tentaram calcular os distúrbios na órbita do satélite devido à redistribuição sazonal da massa de ar e do armazenamento de água terrestre. Estes autores concluíram que podiam prever aproximadamente as perturbações da órbita de satélites causada por variações sazonais no armazenamento de água terrestre.

Após diversos outros estudos sobre a componente do campo de gravidade terrestre variável no tempo, *Dickey et al.* (1997) estabeleceram uma metodologia capaz de recuperar, a partir dos dados do campo de gravidade, parâmetros associados à variação de massa causada por fatores climáticos, e levantaram as possibilidades deste tipo de estudo para o campo da hidrologia.

A missão GRACE, projetada para um período de 5 anos a partir de março de 2002, tem como principal objetivo determinar as mudanças temporais do campo de gravidade terrestre associadas à redistribuição de massa das componentes do oceano, do continente, da massa de gelo e da atmosfera.

Metodologia/ Problema Investigado

As componentes do campo de gravidade terrestre, como a altura geoidal e a anomalia gravimétrica, podem ser descritas por meio da representação em harmônicos esféricos, na forma

$$N(\theta, \phi) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_m(\cos \theta) (C_{lm} \cos(m\phi) + S_{lm} \sin(m\phi)) \quad (1)$$

onde N é a altura geoidal, a é o raio médio da Terra, θ é a co-latidade, ϕ é a longitude, C_{lm} e S_{lm} são coeficientes de Stokes, l e m são o grau e a ordem da expansão, respectivamente, e \tilde{P}_m são as funções associadas de Legendre normalizadas. Assim, conhecendo-se o conjunto de coeficientes de Stokes para um certo grau e ordem da expansão, pode-se determinar o valor da grandeza representada para qualquer ponto da superfície terrestre.

Os coeficientes C_{lm} e S_{lm} podem ser obtidos pelos dados do GRACE para um certo período de coleta de dados, como por exemplo, um mês. Para medir mudanças

temporais na forma do geóide (ΔN), a equação (1) pode ser expressa em termos das mudanças nos coeficientes ΔC_{lm} e ΔS_{lm} . As mudanças nesses coeficientes podem ser assumidas como causadas pela redistribuição de densidade superficial ($\Delta\sigma$), que é definida como massa dividida pela área.

A mudança nos coeficientes consistem de duas partes (equação (2)). A primeira parte descreve a contribuição da atração gravitacional resultante da distribuição superficial de massa ao campo de gravidade. Essa distribuição superficial de massa também carrega e deforma elasticamente a Terra sólida adjacente, gerando uma segunda contribuição ao campo de gravidade, resultando na equação (3) (Wahr et al., 1998).

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix}_{surf\ mass} + \begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix}_{solid\ E} \quad (2)$$

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix} = \frac{3(1+k_l)}{4\pi a \rho_{ave} (2l+1)} \int \Delta\sigma(\theta, \phi) \tilde{P}_{lm}(\cos\theta) \times \begin{Bmatrix} \cos(m\phi) \\ \sin(m\phi) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\phi \quad (3)$$

Nesta equação, ΔC_{lm} e ΔS_{lm} são as mudanças nos coeficientes de Stokes e $\Delta\sigma$ é a mudança na densidade superficial associadas às mudanças de massa na superfície e no interior da Terra sólida, k_l é número de Love elástico de grau l , e ρ_{ave} é a densidade média da Terra.

Esta fórmula pode então ser usada para obter o sinal associado aos parâmetros hidrológicos esperado nos dados do GRACE.

Reescrevendo a equação (3), com ρ_w sendo a densidade da água, resulta na equação (4):

$$\Delta\sigma(\theta, \phi) = \frac{a\rho_{ave}}{3} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos\theta) \frac{2l+1}{1+k_l} \begin{pmatrix} \Delta C_{lm} \cos(m\phi) \\ + \Delta S_{lm} \sin(m\phi) \end{pmatrix} \quad (4)$$

Dividindo-se $\Delta\sigma$ por ρ_w , a mudança na massa superficial obtida é expressa em espessura equivalente em água. Esta equação pode ser usada para calcular o sinal hidrológico a partir dos dados medidos pelo GRACE (Gerrits, 2005).

Resultados

Com o processamento dos dados das soluções mensais fornecidas pelo GRACE pode-se construir os mapas mensais da altura geoidal e da anomalia ar-livre de abril de 2002 a julho de 2004. Neste trabalho são representadas apenas 2 das 25 soluções mensais do geóide calculadas, a título de ilustração (abril e outubro de 2003). A altura geoidal foi calculada com a expansão da série em harmônicos esféricos até grau e ordem 150,

originando uma grade da área de estudo com intervalo de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Os resultados obtidos para estes dois meses representam duas diferentes situações de extremos sazonais no armazenamento de água da região em estudo. Além da altura geoidal (Figura 1), foram calculadas e representadas as anomalias ar-livre (Figura 2) e a altura geoidal residual (Figura 3) para estes mesmos meses na região do aquífero Guarani.

A partir da obtenção da componente estática, calculada como sendo a média de um ano de observações, obteve-se as alturas geoidais residuais para as soluções mensais de grau e ordem 150.

Este estudo mostra mudanças significativas nos elementos do campo de gravidade (variação da altura geoidal e anomalia ar-livre) da região em estudo. Essas observações das variações sazonais do campo de gravidade constituem uma informação importante para a modelagem da distribuição de massa e variação de matéria no sistema subsuperfície-contidente-oceano-atmosfera, em particular no que se refere a grandezas de difícil monitoramento, como o monitoramento sazonal da variação da massa de água em superfície e subsuperfície nessa região de estudo.

Para verificar se os dados do GRACE fornecem informação com o nível de precisão requerido para esta análise, foi analisado o erro do GRACE na forma do grau de amplitude (variância do grau) e constatou-se que os erros aumentam com o aumento do grau l , isto é, com a diminuição da escala espacial (Figura 4). Foi considerado aqui o erro total determinado de 16 soluções do campo de gravidade GRACE de grau e ordem 150, obtidas no período de fevereiro de 2003 a julho de 2004, ou seja, a média do erro formal (erro de calibração) fornecido pelo GRACE para cada conjunto de soluções obtido.

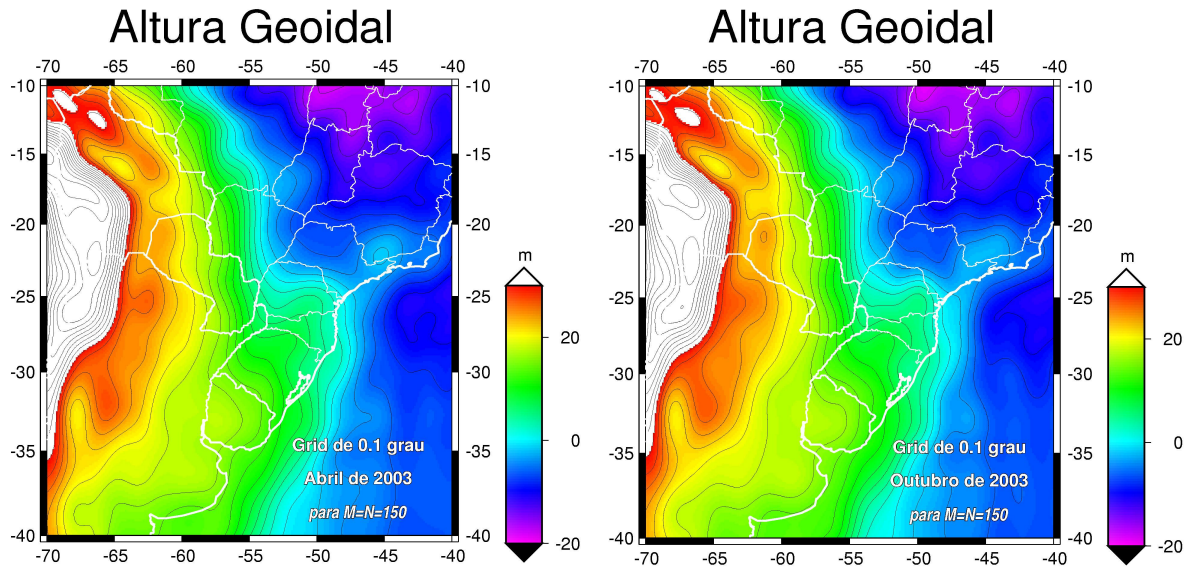


Figura 1: Mapas da altura geoidal (m) da área de estudo obtidos para grau e ordem 150 da solução mensal do GRACE de abril e outubro de 2003.

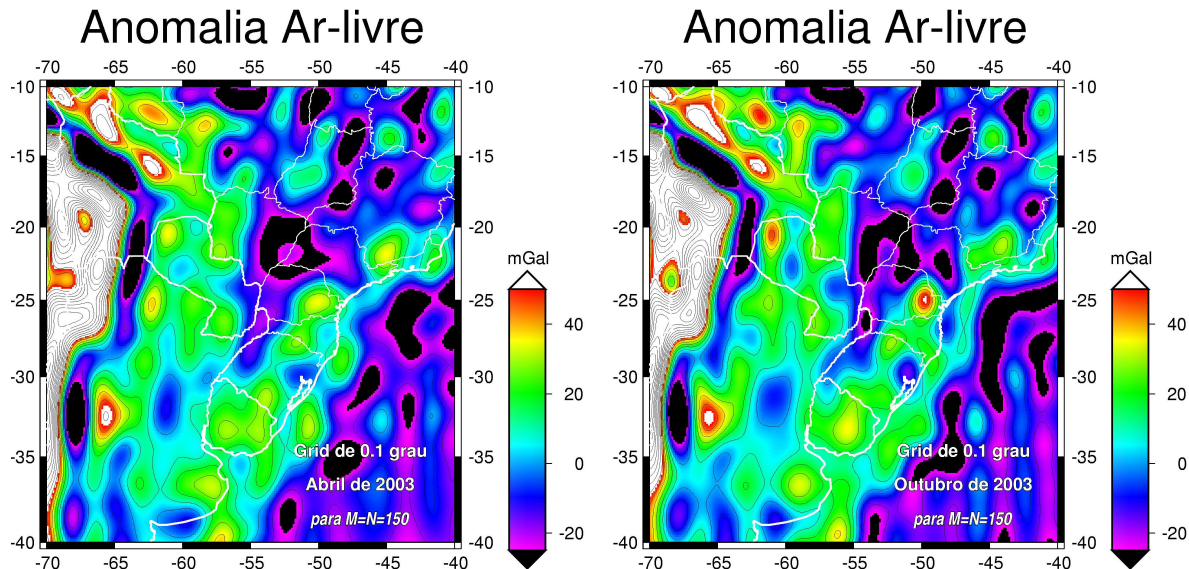


Figura 2: Mapas da Anomalia ar-livre ($mGal$) da área de estudo para grau e ordem 150 a partir da solução mensal do GRACE de abril e outubro de 2003.

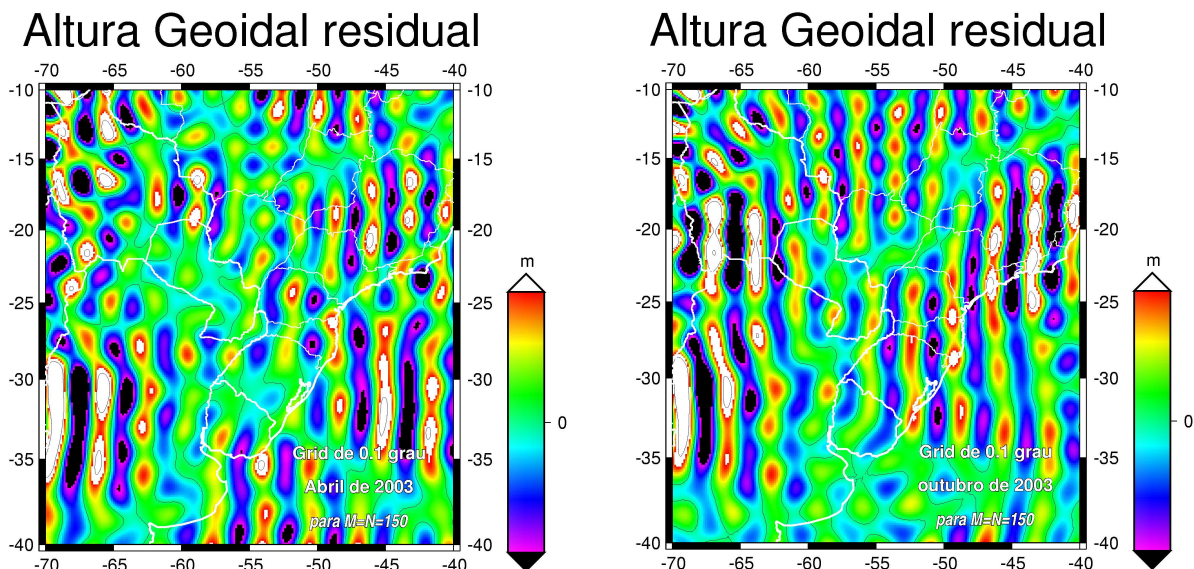


Figura 3: Mapa da altura geoidal residual em metros (m) da área do Aquífero Guarani, para grau e ordem 150 da solução mensal do GRACE de abril e outubro de 2003. A componente estática foi removida considerando os dados adquiridos no período de 1 ano nesta região.

Discussão e Conclusões

A Figura 4(a) mostra os erros calibrados das soluções mensais com relação à escala espacial ($20.000 \text{ km}/l$). De forma idêntica ao trabalho de Warh *et. al.* (2004) assume-se que os coeficientes C_{lm} e S_{lm} estão afetados por diversos tipos de erro (ruído do sistema, erros nas medidas de alcance de microondas satélite a satélite, erros no acelerômetro e no oscilador ultra-estável dos satélites e erros de órbita). A acurácia depende um tanto da configuração orbital, dada principalmente pela altitude e separação das espaçonaves. No cálculo dos erros calibrados das soluções mensais não foi incluído o termo C_{20} , pois os resultados do C_{20} do GRACE exibem uma grande variabilidade anômala nas soluções mensais devido às suas características orbitais e de coleta de dados (Warh *et. al.*, 2004). De maneira análoga, também não foi estimado o erro para os graus $l = 0$ e $l = 1$ (δN_0 e δN_1), uma vez que o termo $l = 0$ é proporcional à massa total da Terra, que se assume que não muda com o tempo.

A Figura 4(a) mostra, assim, a incerteza esperada dos dados do GRACE para cada grau l . Nota-se que o erro

dos dados do GRACE aumenta com o aumento do grau l , e que, com o aumento de l , a resolução espacial torna-se maior, mas o erro acumulado também aumenta. O erro máximo aqui verificado foi de aproximadamente 460 mm para o grau igual a 139.

Na Figura 4(b) mostra que com a aplicação de um filtro espacial de raio médio de suavização de 500 km nos dados do GRACE é possível diminuir o erro nos graus mais elevados da expansão em harmônicos esféricos. Nesta figura foi obtido um erro máximo de aproximadamente 1.72 mm para grau e ordem 40.

Com esta verificação de que os valores das grandezas associadas ao campo de gravidade fornecidos pelo GRACE são compatíveis com o grau de precisão requerido para avaliar a variabilidade das massas de água no aquífero Guarani, pode-se partir para a determinação da variação da massa de água em subsuperfície a partir dos dados de altura geoidal residual, por meio da equação (4), bem como realizar a modelagem da distribuição de massa a partir desta grandeza por técnicas de inversão de dados (Leite, 2005).

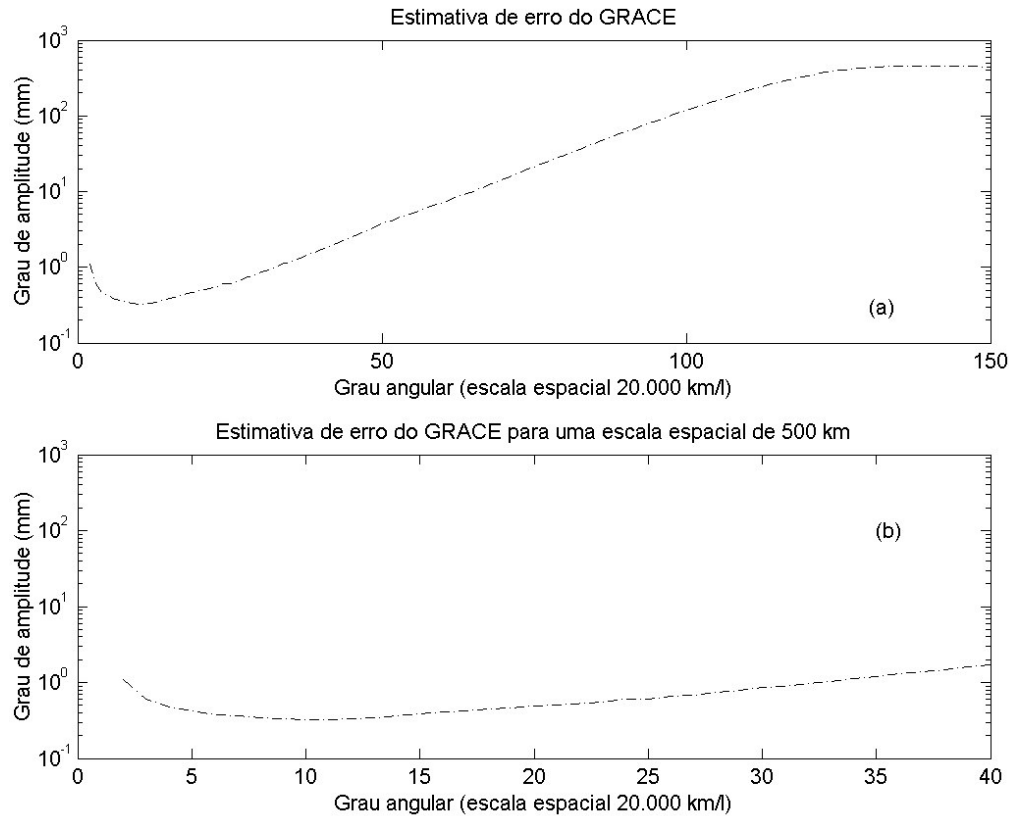


Figura 4: Grau de amplitude para a componente de variação da altura geoidal: estimativas do grau de amplitude dos erros GRACE calibrados. (a) Erro para os dados do GRACE com $L = M = 150$ (grau e ordem máximos). (b) Grau de amplitude para uma resolução espacial de 500 km (raio de suavização espacial).

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo apoio financeiro no desenvolvimento desta pesquisa (processo número 04/11503-4) e ao departamento de Geofísica do IAG/USP por disponibilizar toda a sua estrutura no auxílio a este trabalho.

Referências

Dickey, J.O., Bentley, C.R., Bilham, R., Carton, J.A., Eanes, R.J., Herring, T.A., Kaula, W. M., Lagerhof, G.S.E., Rojstaczer, S., Smith, W.H.F., van den Dool, H.M., Wahr, J. M. e Zuber, M., 1997. Satellite Gravity and the Geosphere: Contributions to the Study of the Solid Earth and Its Fluid Earth, Global Change and Natural Hazards Research, *National Academy Committee on Earth Gravity from Space*. Natl. Acad. Press, Washington, D.C., 112 pp.

Gerrits, A. M. J., 2005. Hydrological modelling of the Zambezi catchment for gravity measurements. Master's Thesis.

Gutierrez, R., e Wilson, C.R., 1987. Seasonal air and water mass redistribution effects on LAGEOS and Starlette. *Geophys. Res. Lett.*, 14(9), 929-932.

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

Wahr, J., Molenaar, M., Bryan, F., 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B12): 30205-30229.

Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V., e Velicogna, I., 2004. Time-variable gravity from GRACE: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11501, doi:10.1029/2004GL019779.

Yoder, C.F., Williams, J.G., Dickey, J.O., Schutz, B.E., Eanes, R.J. e Tapley, B.D., 1983. Secular variation of the Earth's gravitational harmonic J2 coefficient from LAGEOS and nontidal acceleration of Earth rotation. *Nature*, 303, 757-762.