

FATORES GRAVIMÉTRICOS NO BRASIL PARA UM MODELO ANELÁSTICO DE TERRA

ROGERS ADEMIR DRUNN PEREIRA¹
SÍLVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS²

Universidade Federal do Paraná – UFPR
Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas – CPCG
r51505150@gmail.com¹, sfreitas@ufpr.br²

RESUMO - As mensurações geodésicas são afetadas pela perturbação luni-solar. Dentre elas o valor de g obtido gravimetricamente necessita de correção pelo *fator gravimétrico*. Esta correção é oriunda dos Números de Love, que dependem do modelo estrutural de Terra adotado nas reduções. Diante disso, faz-se necessária uma atualização da correção, uma vez que o fator gravimétrico amplamente usado no Brasil como $\delta=1,20$, desconsiderada a variabilidade reológica local e uma dependência da latitude. Uma discrepância de cerca de 1% é observada entre fatores gravimétricos de maré δ do “*Trans World Tidal Gravity Profiles*” (TWTGP) vinculado com a estação fundamental de Bruxelas e aqueles obtidos em muitas estações em recentes observações, conforme descrito por muitos autores. Também, experimentos baseados em efeitos de forças inerciais indicam uma variabilidade de 0,5% nos fatores observados. Uma diferença da mesma ordem de magnitude é obtida para um modelo inelástico da Terra quando comparado com um modelo visco-elástico e mesmo quando consideradas diferentes frequências das perturbações. No presente trabalho, modelos de regressão para os fatores gravimétricos no Brasil para as ondas O_1 e M_2 são apresentados. Estes modelos foram obtidos a partir de um conjunto de observações realizadas no segmento brasileiro do TWTGP.

ABSTRACT – Geodetic observations are affected by the luni-solar tide disturbing potential. Among them, the value of g obtained from gravimetric survey needs correction by the gravimetric factor. This correction is derived from the numbers of Love, which depend on the adopted model of Earth. Because this, it is necessary to update the correction since the gravimetric factor widely used in Brazil as $\delta= 1.20$ does not consider local reological variations and they are latitude dependent. A discrepancy of about 1% between the observed tidal gravimetric factors δ in the Trans World Tidal Gravity Profiles (TWTGP), related with to Brussels fundamental station, and those obtained by recent observations reported by some authors. Experiment based on inertial force effects also reveals a variation of about 0,5% in the observed δ . A difference of same order of magnitude is also obtained for an anelastic Earth model and even considered the frequencies of tidal perturbations. In this paper they are presented regression models for gravimetric factors for the lunar components O_1 and M_2 in Brazil. These models were obtained from a set of stations which are part of the TWTGP in Brazil.

1. FATORES GRAVIMÉTRICO, CLINOMÉTRICO E EXTENSOMÉTRICO

O fenômeno das marés terrestres é uma consequência da distribuição dos esforços internos que surgem na Terra em virtude das desigualdades locais entre a atração gravitacional de um corpo celeste (predominantemente a Lua e o Sol) e a força centrífuga devida ao movimento kepleriano. As marés terrestres são uma fonte de perturbação a ser corrigida para muitas medições geofísicas (WANG, 2006). Na Geodésia, os deslocamentos da superfície devido às marés terrestres devem ser levados em conta na análise e interpretação de medições por modernas técnicas geodésicas, como por exemplo VLBI, LLR, SLR e GPS (ZÜRN, 2006). As

marés terrestres são compostas por marés gravimétricas, extensométricas e clinométricas.

As marés terrestres são medidas indiretamente com a observação da variação da gravidade na superfície, de deformações da extensão crustal e de inclinações da superfície em relação ao eixo de rotação da Terra. As evidências mensuráveis estão concentradas na superfície externa da Terra ou próximas a esta. Desta forma, a descrição das deformações é desenvolvida principalmente, em termos dos carregamentos e respostas superficiais (FREITAS, 1993).

A determinação das relações esforço/deformação através do corpo planetário ou em feições delimitadas, em função de forças e carregamentos específicos pode partir da formulação das deformações elásticas (FARREL, 1972

apud FREITAS, 1993; LAMBECK & NAKIBOGLU, 1980, 1981). As condições iniciais para tal são:

- a) a suposição da continuidade das deformações e dos esforços através das superfícies limites;
- b) anulação dos esforços nas superfícies livres;
- c) a continuidade do potencial através dos limites;
- d) no interior do corpo planetário deve ser satisfeita a equação de Poisson. Para a descrição das deformações produzidas por um potencial harmônico, Love considerou a Terra como inicialmente em equilíbrio hidrostático, impondo ainda a simetria esférica e desprezando os efeitos de rotação.

As deformações são consideradas dentro da faixa de resposta elástica, ou seja, são consideradas lineares no desenvolvimento. As deformações de grau n (produzidas pelas componentes harmônicas grau n – associado com a frequência do potencial perturbador) podem ser representadas por seis equações diferenciais que denotam os fatores radiais relacionados com os deslocamentos, esforços e perturbações no potencial da gravidade. Estas equações são apresentadas na forma (MOLODENSKY, 1953 apud FREITAS, 1993; ALTERMAN et al., 1959; MOENS, 1979):

$$\frac{dy_i^n}{dr'} = a_{ij} \cdot y_j^n, \quad (01)$$

com i e $j = 1, 2, \dots, 6$.

onde os índices $i = 1$ e 2 relacionam-se respectivamente com o deslocamento e esforço radial, $i = 3$ e 4 com o deslocamento e esforço tangencial e $i = 5$ e 6 com a perturbação do potencial e o seu gradiente. Os fatores a_{ij} são funções do parâmetro de Lamé $\lambda(r')$, da rigidez ou módulo de cisalhamento $\mu(r')$, da densidade $\rho(r')$, da gravidade $g(r')$, admitida a simetria esférica e também de n e da frequência f de perturbação. Para a análise das interações das marés terrestres com o corpo planetário são de particular interesse os Números de Love de grau n (associados com as componentes harmônicas do potencial da maré):

$$H_n = y_1^n(r') \quad (02)$$

Relacionado com o deslocamento radial,

$$K_n = y_5^n(r') \quad (03)$$

associado com a variação do potencial em função do potencial da maré e,

$$L_n = y_3^n(r') \quad (04)$$

relacionado com o deslocamento tangencial. A partir da Formulação de Love e em função do potencial de maré W_n , produzido pelo astro perturbador, estes números podem ser definidos como as relações do potencial com os deslocamentos observados, nas formas:

$$u_r = \sum_{n=2}^{\infty} H_n(r') \frac{W_n}{g} \quad (05)$$

para o deslocamento radial,

$$u_\varphi = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} L_n(r') \frac{\partial W_n}{\partial \varphi} \quad (06)$$

para o deslocamento meridiano e

$$u_\lambda = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} L_n(r') \frac{\partial W_n}{\cos \varphi \cdot \partial \lambda} \quad (07)$$

para o deslocamento primeiro vertical.

O número $K_n(r')$ é obtido da expressão:

$$\Delta V_n = \sum_{n=2}^{\infty} K_n(r') \cdot W_n \quad (08)$$

Que relaciona o potencial de maré do astro perturbador W_n e a variação observada do potencial da Terra ΔV_n . Os três números de Love $H(r')$, $K(r')$ e $L(r')$ são usualmente expressos como h_n , k_n e l_n (l também é conhecido como número de Shida) para a superfície terrestre ($r'=R$). Existem soluções analíticas para estes números apenas para alguns modelos mais simples de Terra, como o modelo de Kelvin (esfera elástica, homogênea e incompressível, cujas propriedades médias são as mesmas que aquelas da Terra real). Love (1927), determinou para este modelo os valores:

$$h_n = \frac{(2n+1)}{2 \cdot (n-1) \cdot (1+\tilde{\mu})} \quad (09)$$

$$k_n = \frac{3}{2 \cdot (n-1) \cdot (1+\tilde{\mu})} \quad (10)$$

$$\tilde{\mu} = \frac{\mu \frac{(2n^2+4n+3)}{n}}{\rho \cdot g \cdot R} \quad (11)$$

Com $\tilde{\mu}$ sendo a rigidez normalizada.

A variação do potencial em um ponto da superfície ($r'=R$) de uma Terra deformável pode ser expresso (FREITAS, 1993, p.31) em termos da (08) como :

$$\Delta V_n(R) = \sum_n K_n \cdot W_n(R) \quad (12)$$

De acordo com a solução do problema de Dirichlet para a continuidade do potencial (HEISKANEN & MORITZ, 1985), deve-se supor a continuidade do potencial de maré no interior da Terra e no seu exterior e que ele inexistente no infinito. Assim, na superfície livre, o potencial é expresso por:

$$W_n(R) = \left(\frac{R}{r'}\right)^n \cdot W_n(r') \quad (13)$$

e a variação do potencial no exterior da Terra, considerada a solução de Love é:

$$\Delta V_n(r') = k_n \left(\frac{R}{r'}\right)^{n+1} \cdot W_n(R) = k_n \left(\frac{R}{r'}\right)^{2n+1} \cdot W_n(r') \quad (14)$$

O potencial resultante da adição do potencial de perturbação e o das massas deslocadas, em um ponto genérico, r' , será portanto:

$$W_n^* = W_n + \Delta V_n = \left(1 + k_n \left(\frac{R}{r'}\right)^{2n+1}\right) \cdot W_n \quad (15)$$

Desta forma, o deslocamento da superfície pode ser expresso de acordo com a expressão que dá a maré do geóide (FREITAS, 1993, p.30) e a (13):

$$u_n = \frac{h_n}{g} W_n(R) = \frac{h_n}{g} \left(\frac{R}{r'}\right)^n \cdot W_n(r') \quad (16)$$

Mas

$$g = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad (17)$$

E que, a variação da gravidade na superfície, considerada sua deformação (Ibid.):

$$\Delta g = -\frac{\partial W_n^*(r')}{\partial r'} + \frac{\partial g}{\partial r'} u_n \quad (18)$$

Das (14), (15), (16), (17) e (18), obtém-se

$$\Delta g = -\frac{n}{R} \left(1 + 2 \frac{h_n}{n} - k_n \frac{(n+1)}{n}\right) \cdot W_n(R) \quad (19)$$

De onde define-se o **fator gravimétrico** (Ibid.):

$$\delta_n = 1 + 2 \frac{h_n}{n} - k_n \frac{(n+1)}{n} \quad (20)$$

No domínio das frequências, o fator gravimétrico δ é definido como sendo a função de transferência entre a componente vertical da força de maré gravimétrica em um ponto da Terra e as variações da maré gravimétrica medidas por um gravímetro no mesmo ponto. Observa-se que o fator relaciona-se com os números de Love k (para o deslocamento radial) e h (para a variação do potencial). Os parâmetros h_n e k_n estão associados diretamente com os parâmetros de Lamé e a densidade ou ainda com a velocidade das ondas sísmicas S na feição considerada (Lambeck, 1988). Então as componentes espectrais de maré observadas permitem a identificação de heterogeneidades laterais na litosfera pela análise do fator gravimétrico correspondente, quando comparado ao fator gravimétrico previsto em modelo. A introdução de um formalismo de fatores gravimétricos generalizados permite o estudo de problemas associados com o potencial e esforços nos diversos extratos terrestres (HINDERER e LEGROS, 1989).

Dos Números de Love, ainda são definidos outros fatores, como segue:

Com a (19), a (20) pode ser reescrita como

$$\Delta g = -\delta_n \frac{n}{R} \cdot W_n(R) \quad (21)$$

A deflexão da vertical relativamente à superfície da Terra pode ser escrita como composta de três efeitos distintos:

- 1.º A deflexão das superfícies equipotenciais pela atração gravitacional direta;
- 2.º A modificação do potencial da Terra pela redistribuição interna das massas;
- 3.º A deformação da superfície física da Terra.

Estes três efeitos, de acordo com (02) e a (03), com (FREITAS, 2003) podem ser expressos, na superfície e ao longo de um meridiano como:

$$\frac{\partial}{\partial \phi} W_n(R); \quad k_n \frac{\partial}{\partial \phi} W_n(R); \quad -h_n \frac{\partial}{\partial \phi} W_n(R) \quad (22)$$

A componente meridiana da inclinação pode então ser escrita como:

$$\xi_n = \frac{1}{g \cdot R} (1 - h_n + k_n) \frac{\partial}{\partial \phi} W_n(R) \quad (23)$$

De onde define-se o **fator clinométrico** de grau n como:

$$\gamma_n = (1 - h_n + k_n) \quad (24)$$

Analogamente, a componente primeiro vertical da deflexão da vertical é dada por:

$$\eta_n = \frac{1}{g \cdot R \cdot \cos \phi} \gamma_n \frac{\partial}{\partial \lambda} W_n(R) \quad (25)$$

Em Freitas (2003, p. 34) ainda define-se a variação na latitude e longitude astronômicas observadas, como:

$$\Delta \phi_a = \frac{1}{g \cdot R} (1 + k_n - l_n) \frac{\partial W_n}{\partial \phi} \quad (26)$$

$$\Delta \lambda_a = \frac{1}{g \cdot R \cdot \cos \phi} (1 + k_n - l_n) \frac{\partial W_n}{\partial \lambda} \quad (27)$$

Das (26) e (27), define-se o termo entre parênteses como **fator extensométrico**:

$$\Lambda_n = (1 + k_n - l_n) \quad (28)$$

Os últimos dois fatores são especialmente interessantes quando se deseja associar a resposta às marés terrestres a outras quantidades que não a variação do potencial, como por exemplo a inclinação do desvio da vertical (MARIANNE, 2005), ainda que neste trabalho seja tratado somente o fator gravimétrico.

2. MARÉS TERRESTRES

Se a Terra fosse perfeitamente rígida, a força de maré produziria apenas uma variação máxima da gravidade da ordem de 250 μ Gal. A Terra, no entanto, é um corpo deformável e as deformações devidas às marés gravimétricas podem atingir 50 cm segundo a direção vertical e 15 segundos segundo a horizontal. Estas

deformações produzem redistribuição de massas e conseqüentemente um efeito de alteração do potencial da gravidade. Sobre a componente vertical, estes efeitos podem impor uma variação suplementar dada por um fator de aproximadamente 15% em relação ao efeito gravitacional direto sobre o valor da gravidade e com uma pequena variação com a latitude, em conseqüência dos efeitos de inércia e elipticidade da Terra (LOVE, 1911).

Melchior e De Becker (1983), comparando os fatores gravimétricos determinados a partir de cerca de 180 estações de marés gravimétricas do TWTGP, (“*Trans World Tidal Gravity Profiles*”) vinculados à estação fundamental de Bruxelas, com os valores previstos para um modelo elipsoidal rotante de Terra elástica (WAHR, 1981), encontraram uma discrepância de pouco mais de 1% entre estes fatores. Tal discrepância foi confirmada mais tarde para o mesmo TWTGP em relação ao modelo de Wahr como de cerca de 1,5%, para um perfil maior de estações (DEHANT & DUCARME, 1987). A discrepância observada provavelmente vincula-se a uma ou mais das causas:

- a. deficiências do modelo;
- b. influência de variações localizadas de parâmetros reológicos;
- c. heterogeneidades laterais;
- d. erros sistemáticos na base de calibração.

Dehant (1987), solucionando as equações diferenciais para deformação ao esforço de maré do modelo de Wahr, porém considerando um manto inelástico, mostrou que era possível corrigir cerca de 0,5% da referida discrepância. Análises de observações de maré gravimétrica vinculadas a outras bases de calibração (EDGE et al., 1985; DUCARME & VAN RUYMBEKE, 1989; BAKER et al., 1989; FREITAS & DUCARME, 1991) indicam a necessidade de ajustes de -0,5% a -1% nos fatores gravimétricos do TWTGP. Também, experimento baseado em forças inerciais (VAN RUYMBEKE, 1985) evidencia o valor de -0,5% para o ajuste.

No presente trabalho são apresentados os fatores gravimétricos recalculados para um perfil brasileiro de marés gravimétricas para as ondas lunares diurna O_1 , com amplitude média de 15,68 μGal e semi-diurna M_2 , com amplitude média de 68,95 μGal . São também apresentados os fatores gravimétricos corrigidos para a discrepância preconizada no TWTGP. Para comparação são também apresentados os valores dos fatores gravimétricos calculados para o modelo inelástico de Wahr-Dehant.

3. FATORES GRAVIMÉTRICOS PARA O PERFIL BRASILEIRO DE MARÉS GRAVIMÉTRICAS

Do perfil brasileiro de estações de marés gravimétricas, vinculado ao TWTGP, foram selecionadas treze estações (Tabela 1) estabelecidas entre 1993 e 1998 pelo Curso de Pós Graduação em Ciências Geodésicas da UFPR em cooperação com o Observatório Real da Bélgica (ORB).

Os resultados da análise preliminares das observações destas estações (MELCHIOR et al., 1989) mostravam um desvio padrão um pouco acima da média do perfil mundial.

Tabela 1: Estações Brasileiras do TWTGP.

Estação	Código	Latitude	Longitude
Curitiba	CTB	-25° 27'	-49° 14'
Santa Maria	SMA	-29° 40'	-53° 49'
Campo Grande	CGR	-20° 27'	-54° 36'
Viçosa	VSA	-20° 45'	-42° 52'
Cuiabá	CBA	-15° 36'	-56° 07'
Goiania	GOI	-16° 37'	-49° 15'
Caico	CAI	-06° 31'	-37° 08'
P. Prudente	PPR	-22° 07'	-51° 24'
Teresina	TER	-05° 03'	-42° 48'
Vassouras	VAS	-22° 24'	-43° 39'
Manaus	MAN	-03° 10'	-59° 50'
Belém	BEL	-01° 30'	-48° 30'
Salvador	SLV	-12° 58'	-38° 29'

Os gravímetros utilizados para o estabelecimento do perfil brasileiro foram calibrados junto à estação fundamental de Bruxelas com uma precisão interna melhor do que 0,2% (DUCARME & MELCHIOR, 1978). Os valores previstos dos fatores gravimétricos em função das fórmulas de regressão obtidas a partir de dados experimentais do TWTGP com correção do efeito oceânico são (MELCHIOR & DE BECKER, 1983):

$$\delta(O_1) = 1,1618 - 0,0028 \left\{ \frac{\sqrt{6}}{4} \cdot (7 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) \right\} \quad (29)$$

$$\delta(M_2) = 1,1751 - 0,0046 \left\{ \frac{\sqrt{3}}{2} \cdot (7 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) \right\} \quad (30)$$

Com ϕ sendo a latitude da estação. As estações brasileiras tiveram seus registros reprocessados. Freitas & Ducarme (1991), tendo em vista uma avaliação do comportamento instrumental e eliminação de instabilidade, determinaram novas tabelas de calibração para os gravímetros utilizados no estabelecimento das estações brasileiras. O reprocessamento baseou-se então em uma nova função de transferência para os instrumentos. Este procedimento possibilitou uma redução de cerca de 25% no desvio padrão das ondas semi-diurnas, as mais significativas do perfil brasileiro e de cerca de 10% na banda diurna. Os fatores gravimétricos obtidos neste reprocessamento, com correção para o efeito oceânico de acordo com Schiwiderski (1980a), são dados na Tabela 2.

Tabela 2: Fatores gravimétricos calculados por regressão com coeficientes obtidos do TWTGP e fatores obtidos do reprocessamento das observações de maré gravimétrica no Brasil.

Estação	Fator de Regressão	TWTGP δ (M2)	Fator Obs. δ (O1)	Brasil δ (M2)
CTB	1.1647	1.1739	1.1825	1.1746
SMA	1.164	1.1723	1.132	1.1432
CGR	1.1656	1.1757	1.127	1.1589
VSA	1.1654	1.1756	1.1471	1.1421
CBA	1.1661	1.1771	1.1657	1.1632
GOI	1.166	1.1768	1.1478	1.1502
CAI	1.1668	1.1787	1.1671	1.1551
PPR	1.1652	1.1751	1.1588	1.158
TER	1.1669	1.1789	1.1864	1.1756
VAS	1.1652	1.175	1.1618	1.1684
MAN	1.1669	1.179	1.181	1.1539
BEL	1.1663	1.1791	1.1948	1.1428
SLV	1.1663	1.1777	1.1475	1.1522
Média	1.1658	1.1765	1.1615	1.1568
Desvio Médio (%)			-0.37	-1.71

Dos fatores gravimétricos obtidos pelo reprocessamento das estações brasileiras foi eliminada a correção inercial aditiva introduzida para os gravímetros, proporcional ao quadrado da velocidade angular w da onda, dada por:

$$CI = 0,041 \cdot \frac{w^2}{w^2(S_2)} \quad (31)$$

Com $w(S_2)$ sendo a velocidade angular da onda S_2 (PARIINSKII, 1974). Foi também aplicada uma correção de -1% nos fatores gravimétricos utilizados na calibração junto a estação fundamental de Bruxelas, para adequação às correções preconizadas de acordo com os trabalhos citados. Os resultados são apresentados na Tabela 3 com correção do efeito de carregamento oceânico. Este efeito é consequência do carregamento direto da massa d'água deslocada sobre a placa litosférica, produzindo deformação mais atração direta destas massas no ponto considerado além de alteração do potencial de maré, com variação dos esforços internos (MELCHIOR, 1983).

Os fatores gravimétricos previstos para o modelo Wahr-Dehant (DEHANT, 1987) (baseado no modelo PREM, construído a partir de observações sismológicas), considerada a inelasticidade do manto, são obtidos quando se considera o princípio da correspondência, o qual permite escrever a equação da resposta ao esforço de maré da mesma forma que no caso elástico porém com parâmetros reológicos e variáveis complexas (PELTIER, 1974), considerados os três princípios:

- (1) a cada valor de esforço correspondente um único valor de equilíbrio para a deformação e vice-versa;
- (2) o equilíbrio em função de uma ação externa é obtido somente após decorrido um determinado intervalo de tempo;
- (3) a relação de esforço-deformação é linear.

Os valores obtidos para a resposta do modelo permitem a aproximação das expressões:

$$\delta(O_1) = 1,1551 - 0,0014 \cdot \left\{ \frac{\sqrt{6}}{4} \cdot (7 \cdot \text{sen}^2 \phi - 3) \right\} \quad (32)$$

$$\delta(M_2) = 1,1613 - 0,0010 \cdot \left\{ \frac{\sqrt{3}}{2} \cdot (7 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) \right\} \quad (33)$$

E destas são calculados os valores teóricos dos fatores gravimétricos para as estações brasileiras, apresentados a seguir:

Tabela 3: Fatores gravimétricos teóricos para o modelo inelástico e Terra Wahr-Dehant e fatores gravimétricos observados para o perfil brasileiro, ajustados para uma correção de -1% nos parâmetros de calibração da estação fundamental de Bruxelas.

Estação	Fator Mod. Inelástico		Fat. Corr. Brasil	
	δ (O1)	δ (M2)	δ (O1)	δ (M2)
CTB	1.1566	1.161	1.1716	1.1666
SMA	1.1562	1.1607	1.1216	1.1355
CGR	1.1569	1.1614	1.1166	1.151
VSA	1.1569	1.1614	1.1365	1.1344
CBA	1.1572	1.1617	1.1549	1.1533
GOI	1.1572	1.1617	1.1372	1.1425
CAI	1.1576	1.1621	1.1563	1.1473
PPR	1.1568	1.1613	1.1481	1.1502
TER	1.1576	1.1621	1.1754	1.1676
VAS	1.1568	1.1613	1.1511	1.1605
MAN	1.1577	1.1621	1.1701	1.1461
BEL	1.1577	1.1622	1.1837	1.1351
SLV	1.1574	1.1619	1.1369	1.1444
Média	1.1571	1.1616	1.1508	1.1488
Desvio Médio (%)			-0.55	-1.11

4 CONCLUSÕES

Na Tabela 2, pode-se verificar que os valores calculados por regressão a partir de coeficientes obtidos a partir de observações do TWTGP para as latitudes das estações brasileiras, são maiores, em média, 0,37% para a onda O_1 e 1,68% para a onda M_2 que os fatores obtidos do reprocessamento das observações no Brasil. Como as amplitudes de O_1 são relativamente pequenas para o perfil brasileiro e o efeito oceânico para a onda O_1 é fraco e bem modelado (SCHIWIDERSKI, 1980b), o desvio nesta banda deve ser um bom indicador do comportamento instrumental dentro do perfil brasileiro. Este desvio está de acordo com os valores preconizados para o TWTGP. A discrepância para M_2 pode ser interpretada como consequência de aspectos regionais. As heterogeneidades laterais e a variação localizada das propriedades visco-elásticas da litosfera estão diretamente associadas com estas variações (MELCHIOR & DE BECKER, 1983). Outro aspecto a ser considerado é o decorrente dos efeitos oceânicos residuais, consequência da grande amplitude da onda M_2 oceânica, erros na modelagem das bacias oceânicas e principalmente consequência das dimensões do "grid" adotada para a redução dos dados que não

permite uma delimitação melhor das linhas costeiras (Baker, 1985).

Da Tabela 3, onde são apresentados os fatores gravimétricos obtidos a partir do modelo Wahr-Dehant e por “correções” aos valores observados, os valores dos fatores gravimétricos modelados são, em média, 0,54% maiores para a onda O_1 e 1,08% para a onda M_2 . Com a mesma consideração feita em relação ao desvio observado para o valor médio do fator gravimétrico da onda O_1 no parágrafo anterior, conclui-se que a correção de -1% aplicada aos valores de calibração junto à estação fundamental de Bruxelas é um pouco elevada para o perfil brasileiro, sendo o mais adequado uma redução entre 0,3% e 0,8%, para ajuste dos valores observados ao modelo inelástico, considerado um erro de calibração menor que 0,2%. As correções apontadas estão ainda de acordo com observações ligadas a outras bases de calibração, já enumeradas e experimentos com forças inerciais aplicadas a gravímetros.

AGRADECIMENTOS

Ao Observatório Real da Bélgica pelo apoio material e cessão de tempo de computador para o reprocessamento das estações brasileiras. Ao “International Center for Earth Tides” por possibilitar acesso ao seu banco de dados. Ao PICD/CAPES pelo auxílio financeiro. Ao Dr. Bernard Ducarme pelas sugestões e cessão de software à Dr^a. Marta S.M. Mantovani pelas sugestões apresentadas. Sobretudo ao Prof.^o de Freitas, pelo ensinamento.

REFERÊNCIAS

BAKER, T. F., 1985. **Methods of tidal loading computation.** Bull. Inf. Marées Terr., 94:6365-73.

BAKER, T.F., EDGE, R.J. & JEFFRIES, G., 1989. **European tidal gravity: an improvement between observations and models.** Geophy. Res. Let., 16: 1109-12.

DEHANT, V., 1987. **Integration of the gravitational motion equations for an elliptical uniformly rotating Earth with an inelastic mantle.** Phys. Earth Plan. Inter., 49: 242-58.

DEHANT, V. & DUCARME, B., 1987. **Comparison between the theoretical and observed tidal gravimetric factors.** Phys. Earth Plan. Inter., 40:192-212.

DUCARME, B. & MELCHIOR, P., 1978. **A trans-world tidal gravity profile.** Phys. Earth Planet. Int., 16:257-76

DUCARME, B. & VAN RUYMBEKE, M., 1989. **On the tidal parameters at Brussels Fundamental Station.** In: 11th Int. Symp. Earth Tides, Helsinki. 10p.

EDGE, R.J., BAKER, T.F. & JEFFRIES, G., 1985. **Improving the accuracy of tidal gravity measurements.** In: 10th Int. Symp. Earth Tides, Madrid. Ed. Eduardo Vieira, pp.213-22.

FREITAS, S. R. C. **Marés Gravimétricas: Implicações para a Placa Sul-Americana.** 1993. 264 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FREITAS, S.R.C. & DUCARME, B., 1991. **Re-analysis of brazilian tidal gravity stations with sensitivity smoothing method and comparison of tidal gravimetric factors.** Ac. Bull. Inf. Marées, Ass. Int. Geod., 48p..

MARIANNE, G. et. Al. **Analytical solutions of love numbers for a hydrostatic ellipsoidal incompressible homogeneous earth.** In: Springer. **Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy.** Berlim, Springer, 2005. p.113-146.

HINDERER, J. & LEGROS, H., 1989. **Elasto-gravitational deformation, relative gravity changes and Earth dynamics.** Geophys. J., 97:481-95.

LAMBECK, K., 1998. **Geophysical Geodesy: The slow deformation of the Earth.** Oxford Science Publ., Oxford, 718p..

LOVE, A.E.F., 1911. **Some problems of geodynamics.** Dover Publications. New York.

MELCHIOR, P. 1980. **Earth tides in the 1980's.** ORB-Communications, Série B, 114:123-33

MELCHIOR, P. 1983. **The tides of the planet Earth.** Pergamon, Oxford, 2nd ed. 641p..

MELCHIOR, P. & DE BECKER, M., **A discussion of world wide measurements of tidal gravity with respect to oceanic interactions, lithospheric heterogeneities, Earth's flattening and inertial forces.** Phys. Earth Plan. Int., 31:27-53.

MELCHIOR, P., DUCARME, B., VAN RUYMBEKE, M. & POITEVIN, C., 1989. **Trans World Tidal Gravity Profiles II (West Africa and South America).** Bull. Obs. Marées Terr., ORB, 5(2): 1-131.

PARIINSKI, N. N., 1974. **Correction des accélérations verticales lors des observations des variations de mare de la force pesanteur.** Bull. Inf. Marées, Ass. Int. Geod., 69:3678-80.

PELTIER, W. R., 1974. **The impulse response of a Maxwell Earth.** *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12:549-669.

SCHWIDERSKI, E. W., 1980a. **Ocean tides. Part I: Global Ocean tidal equations. Part II: A hydrodynamical interpolation model.** *Mar. Geodet.*, 3: 161-255.

SCHWIDERSKI, E.W., 1980b. **On charting global ocean tides.** *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18:243-68.

TORGE, W. **Gravimetry.** Berlin: W. de Gruyter, 1989.

VAN RUYMBEKE, 1985. **Calibration of LaCoste & Romberg gravimetry by inertial force resulting from a vertical periodic movement.** In: 10th Int. Symp. Earth Tides. Madrid. Ed. Eduardo Vieira, pp. 35-42.

WAHR, J.M., 1981. **Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth.** *Earth. Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 64:677-703.

WANG, R., 1981. **Tidal Response of the Solid Earth.** In: Springer. **Tidal Phenomena.** Berlin, Springer, 2006. p.27-57.

ZÜRN, W. **Earth Tide Observations and Interpretation.** In: Springer. **Tidal Phenomena.** Berlin, Springer, 2006. p.77-94.