



O EFEITO DA CARGA OCEÂNICA NAS SÉRIES TEMPORAIS GNSS

José Nuno LIMA

Núcleo de Geodesia Aplicada do Laboratório Nacional de Engenharia Civil

Resumo: Nesta comunicação procura-se analisar o efeito da carga oceânica na componente altimétrica das séries temporais GNSS, mesmo naquelas que são obtidas a partir de sessões de observação com 24 horas de duração. Este efeito é estudado em duas bases, uma com 25km e outra com 1,5km de comprimento, na região de Lisboa.

Palavras-chave: GNSS/ carga oceânica/ série temporal

1. MARÉS OCEÂNICAS E CARGA OCEÂNICA

Um dos maiores problemas na Geodesia e na Geofísica é a deformação elástica da Terra devida às forças motrizes externas. As deformações causadas pela atracção gravitacional do Sol e da Lua são bem conhecidas e podem ser modeladas com bastante rigor (Kahn, 2005). Estas deformações de maré são conhecidas como deformações directas e designadas por marés terrestres. Contudo, a acção do Sol e da Lua também originam marés harmónicas nos oceanos, causando indirectamente deformações harmónicas na crosta terrestre. Parte destas deformações é originada pelas variações harmónicas dos oceanos, que apesar destas últimas serem bem conhecidas, a modelação dos seus efeitos, contudo, ainda não é rigorosamente conseguida. As deformações devidas à variação das marés dos oceanos são conhecidas por carga oceânica (tradução do inglês de *Ocean Loading* ou *Ocean Tide Loading*). É difícil separar os efeitos das marés terrestres da carga oceânica, uma vez que ambos são função das posições do Sol e da Lua relativamente à Terra, e, por isso, com características temporais muito semelhantes. No entanto, as características espaciais destes dois tipos de marés são bem distintas. As marés terrestres variam suavemente ao longo da superfície da terrestre e dependem mais das propriedades da reologia global da Terra do que das propriedades locais. Por outro lado, os efeitos da carga oceânica têm uma variação mais irregular e dependem mais das propriedades elásticas locais da litosfera (manto superior e crosta) em combinação com as variações das amplitudes das marés oceânicas, resultando grandes variações do efeito da carga oceânica nas proximidades das zonas costeiras. Actualmente existem vários modelos da Terra (por exemplo, o *Preliminary Reference Earth Model*, PREM) que permitem calcular com rigor o efeito das marés terrestres na variação dos valores da gravidade e nas deformações da superfície terrestre. Desta forma, é possível separar o efeito da carga oceânica do efeito das marés terrestres se se subtrair às observações o efeito das marés terrestres dadas pelo modelo.

Para modelar o efeito da carga oceânica, é necessário ter um modelo, em função do tempo e do espaço, da superfície de carga e um modelo da estrutura da Terra. Um modelo da Terra é usado para determinar as funções de Green para a carga, que são somas pesadas dos Números de Love, e, assim, produzir a resposta da Terra à pressão (carga) originada por uma superfície com a massa dos oceanos. Em 1972, W. E. Farrell (1972) publicou um método para calcular os vários efeitos da carga dos oceanos. O seu método ainda hoje é utilizado na maior parte dos modelos da carga oceânica, pois disponibiliza os Números de Love até à ordem $n = 10000$ e associados às funções de Green para a carga elástica para os diferentes modelos de Terra.

Para calcular os efeitos da carga oceânica em qualquer ponto são necessários os modelos globais das marés oceânicas cobrindo todos os oceanos. Nas últimas décadas, desenvolveram-se vários modelos de marés oceâ-



nicas, alguns baseados na modelação hidrodinâmica e outros baseados na observação de satélites altimétricos. Em geral, os modelos baseados nas observações dos satélites altimétricos são mais eficientes nas áreas correspondentes ao mar aberto, ao passo que, os modelos baseados nos marégrafos e na modelação hidrodinâmica são mais adequados para as zonas costeiras. A maior parte dos modelos baseados nos satélites altimétricos utilizam os dados altimétricos do satélite TOPEX/POSEIDON (T/P) (e os seus sucessores Jason-1 e Jason-2). O satélite T/P mediu durante vários anos a altitude da superfície oceânica e foi especialmente construído para os estudos da oceanografia. Foi lançado a 10 de Agosto de 1992, na Guiana Francesa, ficando inoperacional no final de 2005. A sua órbita tinha uma altitude de 1336km e uma inclinação de 66°. Para desenvolver modelos globais das marés oceânicas é necessário combinar os dados altimétricos do T/P com os dados altimétricos doutro satélite com mais inclinação (por exemplo, ERS1/2) ou usar um modelo hidrodinâmico. Por exemplo, o modelo de marés oceânicas GOT99.2b (Ray, 1999) utiliza os dados altimétricos do T/P com uma resolução 0.5°x0.5°, mas acima das latitudes de 66° utiliza o modelo FES94.1 (Le Provost *et al.*, 1994), que é um modelo hidrodinâmico ajustado globalmente aos marégrafos e usando o método dos elementos finitos com uma elevada resolução junto às zonas costeiras.

Os vários modelos das marés oceânicas baseiam-se na soma das componentes harmónicas (ondas), que são determinados pelas suas frequências ω_i , pelas suas amplitudes A_i e pelas suas fases φ_i . A variação de maré total é a soma de todas as harmónicas de maré, no entanto, para a maior parte das aplicações basta considerar as principais 11 componentes harmónicas (cada uma delas tem um nome). O Quadro 1 mostra o nome, o período e a frequência das componentes diurnas, semi-diurnas e de longo período. A altura da maré oceânica pode ser dada pela equação (1) (o índice MO significa Maré Oceânica):

$$H_{MO} = \sum_{j=1}^N H_{j,MO} = \sum_{j=1}^N A_j \cos(\omega_j t + \varphi_j) \quad (1)$$

sendo N o número total de componentes de maré. O efeito da carga oceânica é dado por (Khan, 2005):

$$C_{MO}(\lambda, \theta, r, t) = \sum_{i=1}^M \rho_i H_{MO}(\lambda_i, \theta_i, t) G(\alpha_i) d\Omega_i \quad (2)$$

onde as amplitudes e as fases da equação (2) dependem das coordenadas de superfície (λ_i, θ_i) , por isso $H_{MO}(\lambda_i, \theta_i, t)$ representa a altura da maré oceânica da célula i no instante t; M representa o número total de células; $d\Omega_i$ representa a área da célula i; G representa as funções elásticas de Green; α_i representa a distância angular entre o ponto de observação e o ponto médio da célula i; e ρ_i representa a densidade da água do mar médio na célula i – este parâmetro depende da salinidade e da variação temperatura, mas muitas vezes é considerado como uma constante.

Quadro 1 – Principais Componentes de maré e os seus períodos (cpd significa ciclos por dia)

Componentes de maré	Período	Frequência	Componentes de maré	Período	Frequência
K ₂	11 h 58 m (11.97 h)	2.006 cpd	O ₁	25 h 49 m (25.82 h)	0.930 cpd
S ₂	12 h 00 m (12.00 h)	2.000 cpd	Q ₁	26 h 52 m (26.87 h)	0.893 cpd
M ₂	12 h 25 m (12.42 h)	1.993 cpd	M _f	13.66 dias	0.073 cpd
N ₂	12 h 39 m (12.66 h)	1.897 cpd	M _m	27.55 dias	0.036 cpd
K ₁	23 h 56 m (23.93 h)	1.003 cpd	S _{sa}	0.5 anos	0.011cpd
P ₁	24 h 04 m (24.07 h)	0.997 cpd			



2. O EFEITO DA CARGA OCEÂNICA EM SOBREPOSIÇÃO ESPECTRAL NAS SÉRIES TEMPORAIS GNSS DE 24 HORAS

A maior parte das séries temporais das estações permanentes GNSS são obtidas em sessões de 24 horas: uma solução por sessão. Se bem que os efeitos das principais componentes da carga oceânica tenham periodicidades semi-diurna e diurna (ver Quadro 1) podem, no entanto, introduzir efeitos com outras periodicidades conhecido por efeito de sobreposição espectral (tradução de *aliasing effect*) nas séries temporais GNSS cuja modelação da carga oceânica foi ignorada (Penna e Stewart, 2003; e Penna *et al.*, 2007). De facto, a análise das séries temporais resultantes de cerca de uma década de observação GPS contínuo, em várias estações espalhadas pela Terra, mostra que a não modelação destes efeitos dá origem a novos sinais cujos períodos variam de 15 dias a 1 ano, ou seja, origina erros de longo período (Penna *et al.*, 2007). Estes efeitos são essencialmente sentidos na componente altimétrica.

A frequência do efeito de sobreposição espectral pode ser calculado pela equação (3) para um dado intervalo (Jacobs *et al.*, 1992):

$$f' = \text{abs} \left[f - \frac{1}{\Delta} \text{int}(f \cdot \Delta + 0.5) \right] \quad (3)$$

sendo f' a frequência do efeito sobreposição espectral, f a frequência do sinal original, Δ a frequência de amostragem e onde a função "int" transforma um número real no maior número inteiro que seja menor ou igual ao seu argumento.

O Quadro 2 mostra os valores dos períodos do efeito de sobreposição espectral, calculados pela equação (3), para os períodos de 24 horas, da repetição orbital do GPS (23h 56m, 1 dia sideral) e da repetição orbital do GLONASS (8x 23h 56m, 8 dias siderais). Neste quadro, verifica-se, por exemplo, que enquanto o valor teórico para o período do efeito de sobreposição espectral para S_2 devido ao processamento de sessões de 24 horas é infinito, espera-se um efeito com um período de meio ano para S_2 devido à repetição orbital do GPS (23h 56m).

Quadro 2 – Períodos do efeito de sobreposição espectral originados pelas principais componentes de maré para os períodos de 24 horas, da repetição orbital do GPS (23h 56m) e da repetição orbital do GLONASS (8x 23h56m).

		Período do efeito de sobreposição espectral (dias)		
Componentes de maré	Período	24 horas de processamento	Repetição orbital (GPS)	Repetição orbital (GLONASS)
K_2	11 h 58 m (11.97 h)	181.32	∞	∞
S_2	12 h 00 m (12.00 h)	∞	181.32	181.32
M_2	12 h 25 m (12.42 h)	14.75	13.64	19.22
N_2	12 h 39 m (12.66 h)	9.62	9.13	63.04
K_1	23 h 56 m (23.93 h)	362.64	∞	∞
P_1	24 h 04 m (24.07 h)	364.64	181.82	181.82
O_1	25 h 49 m (25.82 h)	14.19	13.66	19.18
Q_1	26 h 52 m (26.87 h)	9.36	9.13	63.39

Apesar de poder originar erros consideráveis, a maior parte do *software* para processar observações GNSS não permite corrigir os efeitos da carga oceânica e das marés terrestres. Não é o caso dos *software* científicos mais



conhecidos como BERNESE, GAMIT e GIPSY que, a partir de valores tabelados para cada uma das estações (por exemplo, obtidos em <http://www.oso.chalmers.se/~loading/>), podem corrigir este efeito.

A Figura 1 mostra a série temporal GNSS Cascais – IST, na variação da componente vertical. As soluções que compõem esta série resultam de processamentos de observação de 24 horas com o *software* BERNESE, sem entrar com a correcção da carga oceânica. As estações que definem este vector com 25km de comprimento são a de Cascais (pertencente a Rede Nacional de Estações Permanentes, RENEP, e à EUREF) e do Instituto Superior Técnico (IST1)), mais detalhes sobre estas e sobre o seu processamento podem ser vistas em Lima *et al.*, (2009).

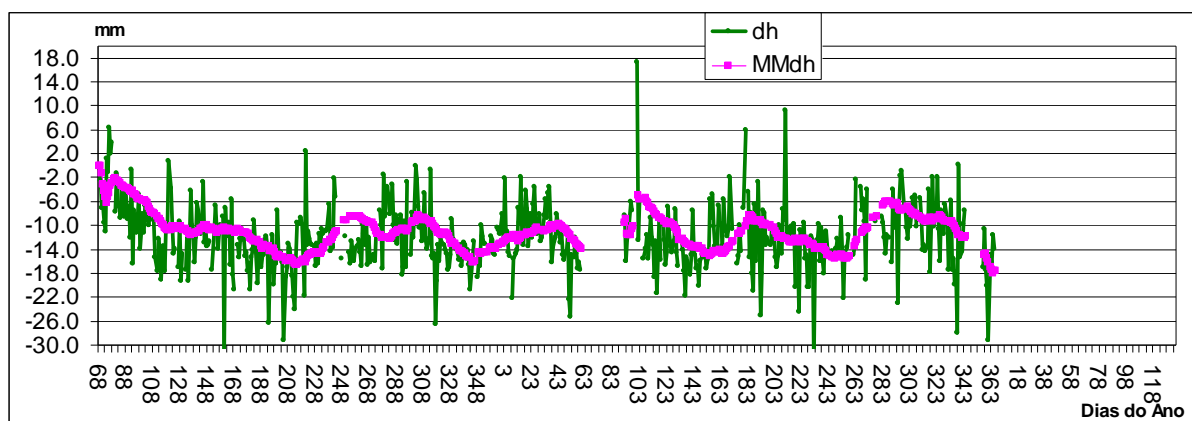


Figura 1 – Série temporal da componente vertical Cascais – IST (a partir do dia 68 de 2001 até ao final de 2002). O traço mais fino representa a variação da componente vertical e o traço mais grosso representa a respectiva média móvel de ordem 28.

A média móvel de ordem 28 sugere a existência de um ou vários sinais. De forma a ser possível identificar as amplitudes e as frequências dos sinais, esta série temporal foi expandida em série de Fourier, cujo periodograma se representa na Figura 2. As amplitudes mais elevadas e respectivos períodos são: 11mm^2 para 1 ano, 5mm^2 para $\frac{1}{2}$ ano e 4mm^2 para $\frac{1}{4}$ ano. Não tendo amplitudes significativas os períodos de cerca de 15 dias.

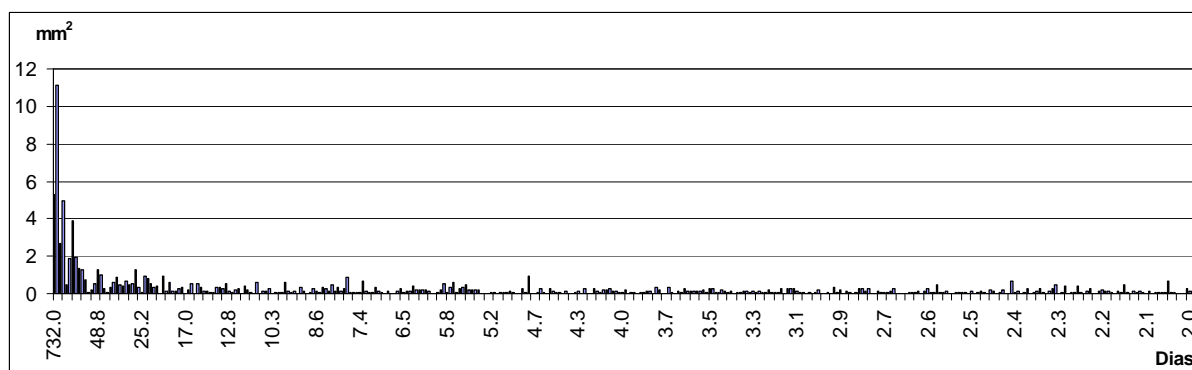


Figura 2 – Periodograma da série temporal da variação da componente vertical. As amplitudes mais elevadas e respectivos períodos são: 11mm^2 para 1 ano, 5mm^2 para $\frac{1}{2}$ ano e 4mm^2 para $\frac{1}{4}$ ano.

3. O EFEITO DA CARGA OCEÂNICA EM VECTORES GNSS NA REGIÃO DE LISBOA

Com os valores tabelados (amplitude e fases para as principais componentes) para as estações de Cascais, IST, FCUL (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) e DBB (Departamento de Barragens de Betão, LNEC) obtidos do serviço da Internet promovido pelo *Onsala Space Observatory* (<ftp://www.oso.chalmers.se/~loading/>) e usando o programa Hardisp (<http://tai.bipm.org/iers/conupdt/chapter7/>) desenvolvido pelo Prof. Duncan Agnew



foi possível calcular os valores do efeito da carga oceânica nestas estações. As Figuras 3 e 4 mostram os valores do efeito da carga oceânica nos vectores Cascais – IST (25km de comprimento) e FCUL – DBB (1.5Km).

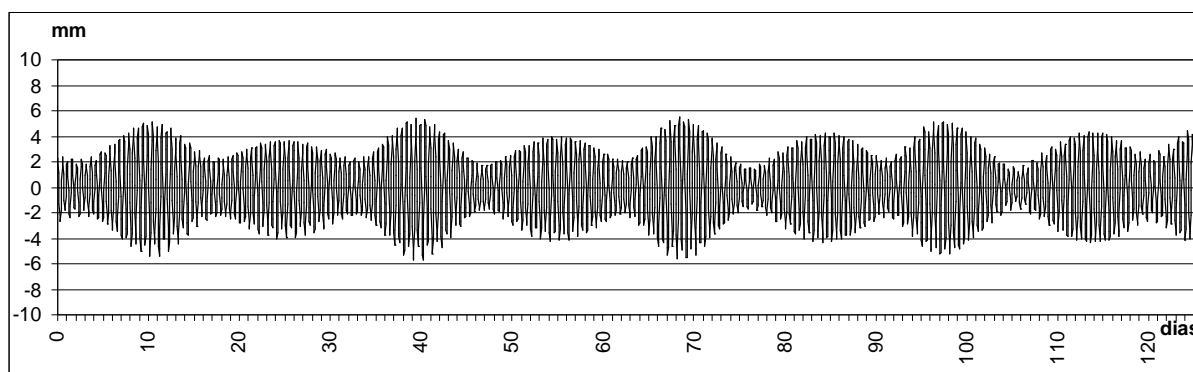


Figura 3 – Efeito da carga oceânica para a componente vertical do vector Cascais – IST calculado pelo programa Hardisp para os primeiros 120 dias do ano de 2001. Note-se que como o vector é definido pelas diferenças de coordenadas, estes valores são dados pelas diferenças entre os efeitos da carga oceânica nas duas estações.

Estes gráficos permitem inferir que se pode cometer um erro de cerca de 1cm, na componente altimétrica, no vector Cascais – IST quando se ignora o efeito da carga oceânica e se utilizam soluções provenientes de sessões inferiores a 24 horas. No caso do vector FCUL – DBB o erro será significativamente inferior (cerca de 1mm) não só porque a dimensão do vector é inferior, mas, também, pelo facto de ambas estações se encontrarem um pouco mais distante do Oceano Atlântico.

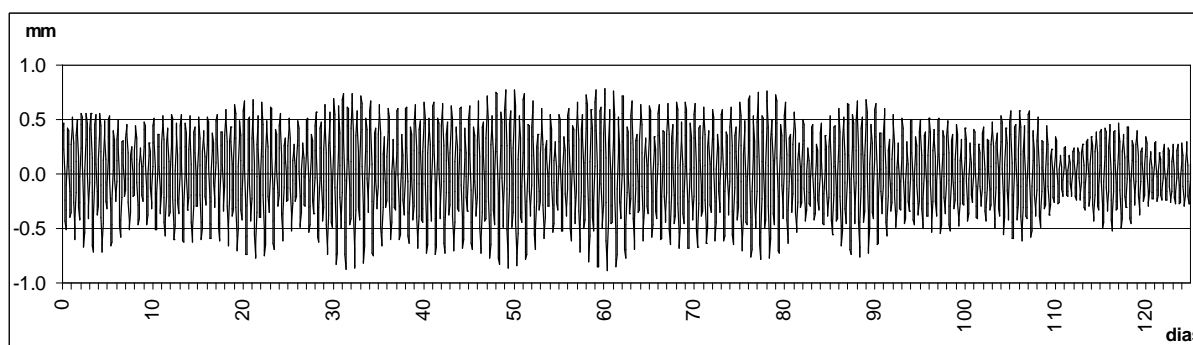


Figura 4 – Efeito da carga oceânica para a componente vertical do vector FCUL – DBB calculado pelo programa Hardisp para os primeiros 120 dias do ano de 2001. Note-se que como o vector é definido pelas diferenças de coordenadas, estes valores são dados pelas diferenças entre os efeitos da carga oceânica nas duas estações.

4. CONCLUSÃO

Procurou-se mostrar o efeito da carga oceânica nas séries temporais GNSS quer seja o caso de sessões de curta duração quer no caso de sessões diárias: no primeiro caso pode originar erros superiores a 1cm; no segundo caso, devido ao efeito de sobreposição espectral a amplitude do efeito será menor (2 a 3mm no caso do vector Cascais – IST) e sentida em períodos longos (de 15 dias a 1 ano).

No caso da série temporal Cascais – IST, foram detectados sinais de período de 1 ano, ½ ano e de ¼ ano na variação da componente altimétrica. Os dois primeiros devem estar associados ao efeito da carga oceânica, o



terceiro deve estar correlacionado com os movimentos de origem térmica (a estação IST está localizada no topo de um edifício).

Agradecimentos

O presente trabalho está inserido no Projecto SUBSIn (PTDC/CTE-GEX/6521/2006) financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

Referências

- Farrell, W.E. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 10, nº3, 762 – 795, Aug. 1972.
- Jacobs, G. A., Born, G. H., Parke, M. E., and Allen, P. C. (1992). The global structure of the annual and semianual sea surface height variability from Geosat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 97, 17813 – 17828, 1992.
- Kahn, S.A. (2005). *Surface Deformations Analyzed using GPS Time Series*. Danish National Space Center, Scientific Report, nº 1, Copenhagen, Dinamarca.
- Le Provost, C., Genco, M. L., Lyard, F., Vicent, P., and Canceil, P. (1994). Spectroscopy of the world ocean tides from a finite-element hydrodynamic model. *J. Geophys. Res.* 99 (C12): 24777 – 24797, 1994.
- Lima, J. N., Henriques, M. J., Heleno, S. I., Fonseca, J. e Falcão, A. P. (2009). A Monitorização Altimétrica da Zona de Lisboa com GNSS e Nivelamento Geométrico. *Actas da VI Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*, Caldas da Rainha, 7 – 8 de Maio, 2009.
- Penna, N. T., and Stewart, M. P. (2003). Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (23), 2184, doi:10.1029/2003GL018828.
- Penna, N. T., King, M. A., and Stewart, M. P. (2007). GPS height time series: Short-period origins of spurious long-period signals. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 112, B02402, doi:10.1029/2005JB004047.
- Ray, R. (1999). *A Global ocean tide model from T/P altimetry: GOT99.2*, NASA Technical Memorandum, 209478. Nasa, Greenbelt, MD, USA, 1999.

Contactos

José Nuno LIMA
jnplima@lnec.pt
Laboratório Nacional de Engenharia Civil – Núcleo de Geodesia Aplicada
<http://www.lnec.pt/>
Portugal