

## O PROGRAMA DE MARÉS TERRESTRES DA UFPR: SUA IMPORTÂNCIA GEODÉSICA

CAMIL GEMAEEL

*Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas – UFPR  
C.P. 19011, 81504 – Curitiba, PR, Brasil*

The graduate Program on Geodesy of the "Universidade Federal do Paraná", in the frame of a Cooperative agreement with the "Observatoire Royal de Belgique" and the University of Bonn, is developing earth tide studies on a national scale. A permanent station (fundamental station) was installed in Curitiba with two instruments: a LCR transformed into a zero method gravimeter (feedback system) and an Askania GS-11 – BN02. Since November 1983 seven temporary tidal gravity stations (Santa Maria, Curitiba, Viçosa, Campo Grande, Cuiabá and Caicó) were installed and have worked successfully during a six months interval each one, using 3 LCR (also equipped with zero method electronics) and a Geodynamics. Three other stations are now running (Manaus, Belém, Salvador), and five new ones are under preparation. Some preliminary results, expressed in the Brussels Tidal System, are presented in this paper as an initial information about the project.

### INTRODUÇÃO

Até recentemente o interesse do geodesta, no que concerne ao fenômeno das marés terrestres, se restringia à chamada "correção gravimétrica", também utilizada pelo geofísico e pelo geólogo em seus levantamentos gravimétricos (e, às vezes, até negligenciada). Isso porque a precisão das determinações relativas da gravidade, na chamada "densificação", pode chegar ao décimo de miligal ( $\text{ms}^{-2} \times 10^{-6}$ ) enquanto a mencionada correção, quando certas condições convergem, pode alcançar um valor duas vezes e meia maior.

Mas em Geodésia, como ocorre em muitas outras ciências, a tecnologia da era espacial proporcionou avanços jamais sonhados. Ao mesmo tempo que o equipamento se sofisticava a teoria progredia a passos largos, estimulada por aquela sofisticação.

Como primeiro exemplo, lembramos as determinações *absolutas da gravidade*; até há bem pouco o método pendular reinava soberanamente não obstante a técnica laboriosa e a precisão precária. Porém, com as modernas facilidades para a medida precisa de pequenos intervalos de tempo, os métodos de "queda livre" foram ganhando terreno a ponto de tornarem obsoletas as determinações pendulares; a vírgula, no que tange à precisão, foi deslocada duas casas para à esquerda, já se antevendo a aplicação de tais métodos no monitoramento de movimentos verticais da crosta. Com isso passou-se a exigir o cálculo da componente vertical da força de maré ao nível do microgal, ou seja,  $10\text{nm s}^{-2}$ .

O rastreamento Doppler de satélites do NNSS (Navy Navigational Satellite System) determinou uma verdadeira revolução no importante problema do posicionamento geodésico. Em condições favoráveis, a precisão de uma po-

sição pode chegar ao nível de um metro e deverá aumentar com o GPS (Global Positioning System) que já funciona em caráter experimental adiantado, devendo atingir a operacionalidade plena ainda no decorrer deste década.

Técnicas espaciais como o rastreamento de satélites a laser e o VLBI (Very Long Base Interferometry) tornam possível monitorar movimentos da crosta de  $1\text{cm/ano}$  sobre distâncias de milhares de quilômetros.

Tais fatos, aliados ao refinamento das operações de nivelamento geométrico, à necessidade de determinar o geóide ao nível de poucos centímetros, etc, foram compelindo o geodesta a se aplicar mais ao estudo da força de maré, dos fatores que a perturbam e dos efeitos sobre as principais "grandezas geodésicas".

É bem verdade que considerando a hipótese da Terra sólida (sem oceanos) e *rígida* (indeformável) torna-se possível, com as modernas teorias do movimento do Sol e da Lua, calcular os efeitos da maré com precisão de  $0,1\%$ .

Mas a Terra não é sólida nem rígida. As previsões de Kelvin no século passado já estão confirmadas: sujeito a solicitações externas o nosso planeta sofre deformações elásticas as quais, dependendo da precisão considerada, afetam várias grandezas geodésicas. Por exemplo deslocamentos radiais de pontos superficiais podem atingir até  $50\text{centímetros}$ ; ora, uma determinação absoluta da gravidade ao nível de  $3\mu\text{Gal}$  exige o monitoramento de tais deslocamentos com precisão de  $1\%$ . Basta lembrar que  $5\text{mm}$  correspondem a uma correção "free-air" de  $1,5\mu\text{Gal}$ .

Para complicar o problema sabe-se hoje que a componente vertical da força de maré, registrada gráfica ou digitalmente numa estação de marés terrestres, é perturbada pelas marés oceânicas. O grau dessa perturbação dependerá de vários fatores tais como a distância da estação considerada ao oceano, a espessura da litosfera, suas característi-

cas reológicas, etc. As águas oceânicas em seu movimento periódico além de perturbarem as equipotenciais do campo gravífico pressionam a litosfera; esta por não ser rígida se deforma o que implica, além do deslocamento radial do ponto considerado, numa redistribuição de massas que por sua vez afeta o potencial (efeito indireto). Adotando um modelo reológico do interior da Terra (JEFFREYS, MOLODENSKI, WAHR) e um modelo dos constituintes da maré oceânica (mapa cotidal de SCHWIDERSKI (1978), p. ex) essa interação pode ser predita (LONGMAN (1959), FARREL (1972), GOAD (1979)). Dispondo-se de estações de marés terrestres geograficamente bem distribuídas sobre a Terra a validade daqueles modelos pode ser testada.

Isso tudo justifica o crescente interesse na instalação de estações de marés terrestres que se observa em várias partes do mundo, inclusive na América do Sul onde a necessidade é mais aguda pois até recentemente a ausência de dados era total.

### CORREÇÃO GRAVIMÉTRICA

Vamos exemplificar apenas com a *correção total de maré* ao valor observado da gravidade considerando-a formada de duas partes:

- a) a parte *principal*: componente vertical da força de maré propriamente dita, isto é, a perturbação luni-solar sobre a Terra *sólida e elástica*;
- b) a parte *secundária*, induzida pelo tríplice efeito da maré oceânica: variação da atração devida à oscilação periódica do nível do mar, pressão da maré sobre a crosta (load) e efeito indireto.

A parte principal pode assumir a forma (Gemael, 1986):

$$C_n = \sum \delta_n \frac{dW_n}{dr} = \sum \frac{\delta_n n W_n}{r} \quad (1)$$

sendo  $W_n$  o potencial de maré de ordem  $n$  da Terra sólida e rígida:

$$W = \frac{kM}{d} \sum_{n=2}^{\infty} (r/d)^n P_n(Z), \quad (2)$$

e  $\delta_n$  o fator gravimétrico (que faz concessão à Terra elástica):

$$\delta_n = 1 + \frac{2h_n}{n} - \frac{(n+1)k_n}{n} \quad (3)$$

Nas expressões supra:

$kM = 986\,005 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$  (SGR-80) = constante gravitacional geocêntrica;

$r$  = raio vetor do ponto considerado;

$d$  e  $Z$  = distância e distância zenital geocêntrica do astro perturbador;

$h_n$  e  $k_n$  = números de Love;

$P_n(Z)$  = polinômio de Legendre do grau  $n$ .

Para  $n = 2$ .

$$W_2 = \frac{kM r^2 (3\cos^2 Z - 1)}{2d^3} \quad (4)$$

$$\delta_2 = (1 + h_2 - 1,5k_2). \quad (5)$$

Segundo WAHR (1981) o fator gravimétrico apresenta uma dependência da latitude; para a onda lunar principal  $M_2$ :

$$\delta = 1,160 - 0,005 [0,5 \sqrt{3 (7\cos^2 \Theta - 1)}]. \quad (6)$$

Vejamos agora as parcelas que compõem a parte secundária:

- a) Variação da atração das massas oceânicas:

$$\sum_{n=1}^{\infty} \frac{d(W_M)_n}{dr} = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(W_M)_n}{r}, \quad (7)$$

sendo  $W_M$  o potencial da *maré oceânica*:

$$W_M = \sum_{n=1}^{\infty} (W_m)_n \quad (8)$$

- b) Contribuição devida ao deslocamento radial:

$$\sum_{n=1}^{\infty} \frac{2h'_n (W_M)_n}{r} \quad (9)$$

- c) Contribuição decorrente do potencial de deformação (redistribuição de massas):

$$\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(n+1) k'_n (W_M)_n}{r} \quad (10)$$

sendo  $h'_n$  e  $k'_n$  os *números de deformação* (MUNK & MACDONALD, 1960).

O potencial da maré oceânica  $W_M$  pode ser expresso por

$$W_M = \int_0 H ds, \quad (11)$$

na qual  $H$  representa a altura da maré oceânica no elemento de área  $ds$ ; a integral deve ser estendida à total superfície dos oceanos e o kernel de integração é uma função de Green:

$$G(\Psi) = \frac{k\rho}{r} \sum_{n=1}^{\infty} (a/r)^n P_n(\Psi). \quad (12)$$

Na (12)  $\Psi$  é a distância angular entre o ponto de cálculo e o elemento de área e  $\rho$  a densidade das águas oceânicas.

Para maiores detalhes, inclusive sobre os números de deformação ver, por exemplo FARREL (1972), GOAD (1979), LONGMAN (1959) e PAGIATAKIS (1982).

Portanto a correção total de maré ao valor observado da gravidade é:

$$\Delta g = \frac{1}{r} \{ 2W_2 \delta_2 - \sum_{n=1}^{\infty} (W_M)_n [n+2 h'_n + (n+1) k'_n] \} \quad (13)$$

Outras grandezas geodésicas, passíveis de receber uma correção devida à força de maré, são: geopotencial, altitude ortométrica, desníveis, raio vetor, ondulação geoidal e elementos keplerianos.

## MARÉS TERRESTRES NO BRASIL

Até início de 1983 os estudos no Brasil sobre a força de maré praticamente se limitavam à sua consequência mais sensível: as marés *oceânicas*, que pouco ou nenhum interesse despertavam ao geodesta.

Nos últimos dois anos esse panorama sofreu radical transformação graças às investigações que vem sendo conduzidas pela UFPr através do seu Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Gostaríamos de enfatizar, face à pobreza de informações existentes no hemisfério sul, a importância de tais investigações não apenas para o Brasil mas para a comunidade geofísica e geodésica internacional.

Dois são os programas em desenvolvimento:

- Estação Permanente de Marés Terrestres de Curitiba.*
- Estações Temporárias* (em colaboração com o Observatório Real da Bélgica (ORB) e com o Centro internacional de Marés Terrestres (CIMT).

A primeira estação permanente de marés terrestres do país foi implantada no Centro Politécnico da UFPr por iniciativa do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Sua posição geográfica é a seguinte:

$$\phi = 25^\circ 27' 15,25''S;$$

$$\lambda = 49^\circ 14' 15,56''W;$$

$$h = 913,2m$$

e recebeu do Centro Internacional de Marés Terrestres a matrícula 7305.

Dispõe no momento de dois gravímetros: um Askânia GS-11 modificado pelo professor Bonatz da Universidade de Bonn; e um LaCoste Romberg modelo D cedido em comodato pelo CNPq. Ambos acham-se instalados no subsolo da estação sobre um pilar de concreto armado e são dotados de capacitor transdutor para o registro gráfico das variações temporais da gravidade. Na sala superior, ao nível do solo, acham-se os registradores e os relógios que comandam as marcas horárias. Equipamento auxiliar permite o fornecimento automático de energia nas eventuais falhas do sistema local.

No caso do Askânia o registrador tem dois canais; o segundo está sendo utilizado para o registro contínuo da temperatura ao lado da curva de maré; um barógrafo permite o registro da variação de pressão.

O LC-R nº 99 foi convertido, pelo Dr. Van Ruymbeke, do ORB, em gravímetro "método zero" (sistema feedback) o que melhorou o seu desempenho.

A estação de Curitiba teve oportunidade de abrigar outros quatro gravímetros do CIMT (três Lacoste Romberg e um Geodinâmico, este dotado de microprocessador que

acumula na memória informações digitalizadas durante uma hora quando então são transferidas para uma fita magnética). A comparação dos resultados, ainda não concluída, conferirá à estação de Curitiba a condição de "estação fundamental" para o país e, possivelmente, para a América do Sul.

### Estações temporárias

A UFPr visando inicialmente:

#### *no plano nacional*

- determinar o fator gravimétrico em várias regiões dos países;
- realizar estudos sobre a interação marés terrestres – marés oceânicas;
- despertar o interesse da comunidade geodésica brasileira para o assunto;

#### *no plano internacional*

colaborar com o "Trans-World tidal gravity profile" (Melchior et al. 1984), engajou-se num programa conjunto com o ORB e com CIMT para a implantação de 12 a 15 estações temporárias (6 meses) no território nacional (Gemael, 1984).

Com equipamento cedido por empréstimo pelas mencionadas instituições foram instaladas e funcionaram com êxito as estações temporárias de

Santa Maria	(RS)	LC-R nº 32,
Curitiba	(PR)	LC-R nº 3, 8, 32, 99 – Geo 783,
Viçosa	(MG)	LC-R nº 3,
Campo Grande	(MS)	LC-R nº 3,
Cuiabá	(MT)	Geo 783,
Goiânia	(GO)	Geo 783,
Caicó	(RN)	LC-R nº 8.

No momento acham-se em funcionamento as estações de

Manaus	(AM)	LC-R nº 3,
Belém	(PA)	Geo 783,
Salvador	(BA)	LC-R nº 8,

que deverão ser desativadas em março de 1986 e o equipamento trasladado provavelmente para Terezina (PI), Presidente Prudente (SP) e Viçosa (reocupação).

Será também instalada uma estação de marés terrestres junto ao posto brasileiro Comandante Ferraz, na Ilha Rei George, no continente antártico.

### PRIMEIROS RESULTADOS

Os projetos mencionados acham-se em franco desenvolvimento; os resultados globais somente estarão disponíveis em fins de 1987. Podemos, entretanto, antecipar à

comunidade brasileira de geociências alguns resultados parciais, semi-definitivos, bem como dar uma idéia da metodologia utilizada na análise dos dados.

As séries temporais constituídas de grupos de 48 ordenadas horárias da "curva de maré" foram analisadas pelo método de VENEDIKOV; a principal característica desse método consiste no aproveitamento de longas séries mesmo que incompletas, pois que as interrupções de registro (infelizmente inevitáveis) não as deterioram. Uma filtragem preliminar, além de eliminar a deriva, permite a separação das três constituintes: diurnas, semi-diurnas, e ter-diurnas. Quando a estação apresenta um elevado índice de aproveitamento é possível, em seis meses de operação, a separação de até as seguintes ondas:

Domínio diurno:

- $Q_1$  elítica lunar maior,
- $O_1$  lunar principal,
- $P_1$  solar principal,
- $K_1$  luni-solar de declinação,
- $OO_1$  lunar de declinação,
- $J_1$  elítica lunar.

Domínio semi-diurno:

- $2N_2$  elítica lunar,
- $N_2$  elítica lunar maior,
- $M_2$  lunar principal,
- $L_2$  elítica lunar menor,
- $S_2$  solar principal,
- $K_2$  luni-solar de declinação.

Domínio ter-diurno:

- $M_3$  lunar principal.

A maré teórica para a Terra rígida foi calculada com base no desenvolvimento do potencial de maré de CARTWRIGHT & TAYLER (1971) e CARTWRIGHT & EDDEN (1973). A aplicação do método dos mínimos quadrados conduziu ao fator gravimétrico para cada onda separada enquanto a contribuição da maré oceânica foi calculada com coeficientes de deformação de FARREL (1972) e as cartas cotidianas de SCHWIDERSKI (1978, 1979).

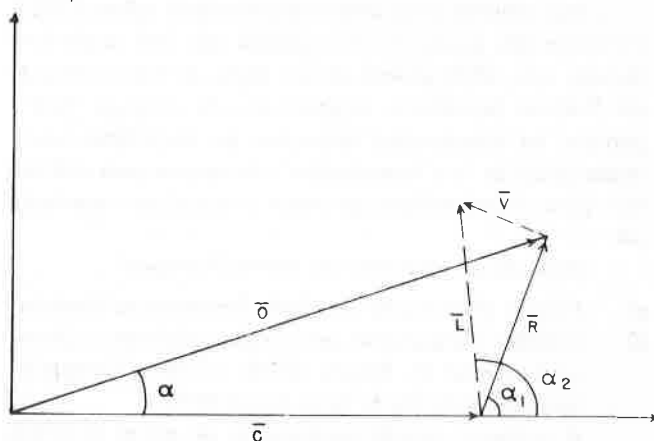


Figura 1 — Gráfico vetorial do resíduo final.

- $\bar{C}$  = vetor da maré calculada (Terra sólida e elástica);
- $\bar{O}$  = vetor da maré observada (Terra real);
- $\bar{R}$  = vetor residual parcial;
- $\bar{L}$  = vetor efeito da maré oceânica;
- $\bar{V}$  = vetor residual final.

Tabela 1 — Fator gravimétrico ( $\delta$ ) para várias ondas em várias estações brasileiras.

ONDA	CURITIBA	CAICÓ	S. MARIA	VIÇOSA	GOIÂNIA	C. GRANDE	CUIABÁ
$Q_1$	1,2285	1,0890	1,1282	1,1805	1,2395	1,2851	1,0834
$O_1$	1,1845	1,1087	1,1589	1,1985	1,1607	1,1405	1,1581
$NO_1$	1,2486	1,3060	1,3610	1,1628	1,1279		
$P_1$	1,1382	1,3010	1,1402	1,3341	1,1561		
$S_1 K_1$	1,1524	1,1896	1,1058	1,1899	1,1498		
$J_1$	1,2052	1,0592	1,1403	1,3962	1,2876		
$OO_1$	1,1371	1,4331		1,4440	1,0239		
$P_1 S_1 K_1$						1,1559	1,1495
$2N_2$	1,2474	1,2122	1,2492	1,0995	1,1024	1,1337	1,1614
$N_2$	1,2143	1,2309	1,1664	1,2261	1,1802		
$M_2$	1,1746	1,2344	1,1442	1,1956	1,1713	1,1792	1,1665
$L_2$	1,1699	1,2424	1,1861	1,1472	1,1928		
$S_2$	1,1725	1,2358	1,1435	1,2129	1,1751		
$K_2$	1,1393	1,2491	1,1486	1,2224	1,1556		
$S_2 K_2$						1,1843	1,1663
$M_3$	1,1104	1,1103	1,2549	1,0665	1,1071	0,9925	1,1107
Grav.	Geo 783	LCR nº 8	LCR nº 32	LCR nº 3	Geo 783	LCR nº 8	Geo 783
ordenad.	3984	4876	2640	2736	3792	1824	1104

Tabela 2 — Resíduo final na estação temporária CAICÓ para várias ondas. (Melchior & Gemael, 1985) Unidade:  $\mu\text{Gal}$ .

ONDA	$\delta$	$\alpha^0$	R	$\alpha_1^0$	L	$\alpha_2^0$	V
Q <sub>1</sub>	1,0890	12,732	0,35	67,9	0,14	52,9	0,22
O <sub>1</sub>	1,1087	1,029	0,38	21,4	1,49	18,7	0,11
P <sub>1</sub>	1,3010	9,931	0,84	119,7	0,18	70,7	0,74
S <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	1,1896	4,201	0,98	119,2	0,51	65,3	0,79
N <sub>2</sub>	1,2309	4,268	1,61	53,7	1,65	49,4	0,13
M <sub>2</sub>	1,2344	3,112	7,31	42,8	7,34	38,0	0,62
S <sub>2</sub>	1,2358	1,605	2,85	24,7	2,40	24,9	0,45
K <sub>2</sub>	1,2491	1,978	0,92	26,0	0,65	26,9	0,27

A Tabela 1 mostra o fator gravimétrico obtido em diferentes estações temporárias brasileiras para as constituintes separadas em cada estação.

As Tabelas 2 e 3 mostram o resíduo final (V) após a

Tabela 3 — Resíduo final para a onda lunar principal M<sub>2</sub> em várias estações brasileiras (Melchior & Gemael, 1985) Unidade:  $\mu\text{Gal}$ .

ESTAÇÃO	$\delta$	$\alpha^0$	R	$\alpha_1^0$	L	$\alpha_2^0$	V
Curitiba	1,1746	1,240	1,96	63,9	1,61	78,4	0,45
Santa Maria	1,1442	0,214	0,93	165,0	0,80	40,1	1,54
Campo Grande	1,1792	0,821	1,23	64,0	1,31	58,0	0,15
Viçosa	1,1956	1,771	3,34	46,6	3,06	64,0	1,00
Cuiabá	1,1665	1,155	1,69	75,8	1,57	57,2	0,54
Goiânia	1,1713	1,647	2,43	72,3	2,17	57,4	0,65
Caicó	1,2344	3,112	7,31	42,8	7,34	38,0	0,62

eliminação do efeito da maré oceânica para Caicó (várias ondas) e para a onda M<sub>2</sub> em todas as estações temporárias (MELCHIOR & GEMAE, 1985).

## REFERÊNCIAS

- CARTWRIGHT, D.E. & TAYLER, R.J. — 1971 — New computations of the tide-generating potencial, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* **23**, 45-74.
- CARTWRIGHT, D.E. & EDDEN, A.C. — 1973 — Corrected tables of tidal harmonics — *Geophys. J.R. Astr. Soc.* **33**, 253-264.
- FARREL, W.E. — 1972 — Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 761-797.
- GEMAE, C. — 1984 — Earth tides in Brazil. 9. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Marburg (Alemanha)*.
- GEMAE, C. — 1986 — Introdução ao estudo das marés terrestres; aplicações geodésicas (em preparo).
- GOAD, C.C. — 1979 — Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's functions. NOAA Technical Memorandum NOS NGS 22, Rockville, Md. 15pp.
- LONGMAN, I.M. — 1959 — Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *J. Geophys. Res.* **64**(12).
- MELCHIOR, P. et alii — 1984 — Trans world tidal gravity profiles — *Bulletin d'Observations (ORB)*, Vol. V, fasc. 1.
- MELCHIOR, P., GEMAE, C. — 1985 — Tidal gravity measurements in Brazil. 10<sup>th</sup> International Symposium on Earth Tides, Madrid.
- MUNK, W.H. & MACDONALD, G.J.F. — 1960 — The rotation of the earth. Cambridge, University Press, London, 323pp.
- PAGIATAKIS, S.D. — 1982 — Ocean loading, body tide and polar motion effects on VLBI. U.N.B., Technical Report n<sup>o</sup> 92.
- SCHWIDERSKI, E.W. — 1978 — Global ocean tides. Part I; a detailed hydrodynamical interpolation model, Naval Surface Weapons Center NSWC TR 3866, Maryland.
- SCHWIDERSKI, E.W. — 1979 — Global ocean tides, Part II: the semidiurnal principal lunar tide (M<sub>2</sub>), Atlas of tidal charts and maps. NSWC TR 79-414 — Maryland.
- WAHR, J.M. — 1981 — Body tides on an elliptical, rotating and oceanless Earth. *Geophys. J.R. astr. Soc.* **64**, 677-703.