

Quadro geral em estuários:

Ao longo do estuário: equilíbrio entre gradiente de pressão e fricção

Fatores que podem modificar quadro geral:

Marés

Forçantes atmosféricas: vento e pressão

Descarga de Rios

Batimetria

Morfologia

Marés em estuários

Maré – termo genérico para definir subidas e descidas do nível do mar com relação à Terra, produzida pela resultante entre Força Gravitacional (Lua e Sol) e a Força Centrífuga

Marés também ocorrem na atmosfera, em lagos e na crosta terrestre

Força Gravitacional:

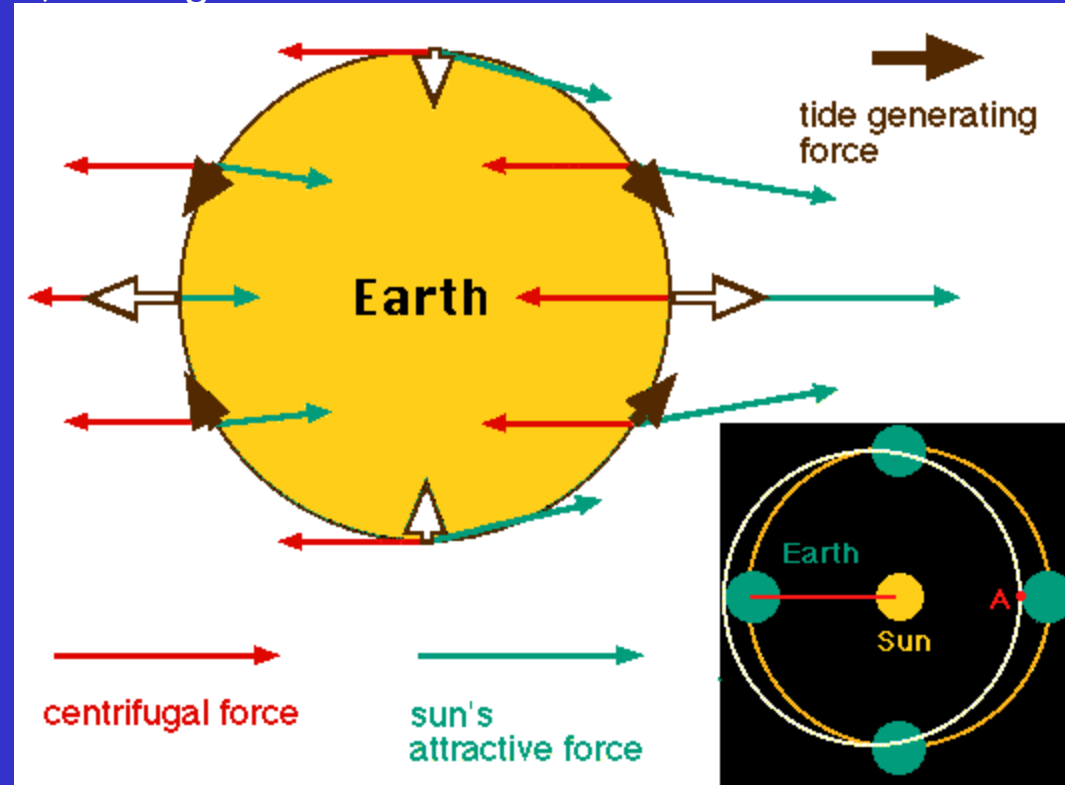
$$GmM/R^2$$

A Força Gravitacional muda de um lado a outro da Terra

Força Centrífuga- constante

Força Geradora de Maré:

$$2GmM/R^3$$



A massa do Sol é de 2×10^{27} t enquanto que a da Lua é de 7.3×10^{19} t. O Sol está 390 vezes mais longe da Terra do que a Lua

A Força Geradora de Maré relativa é $= [(2 \times 10^{27} / 7.3 \times 10^{19})] / (390^3)$

ou $= 27 \times 10^6 / 59 \times 10^6 = 0.46$ or 46%

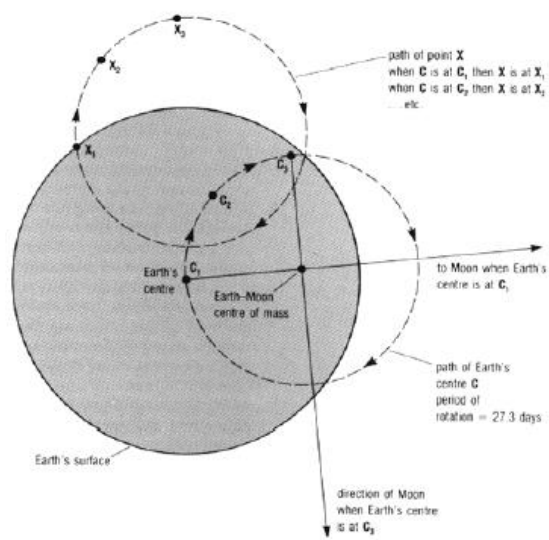
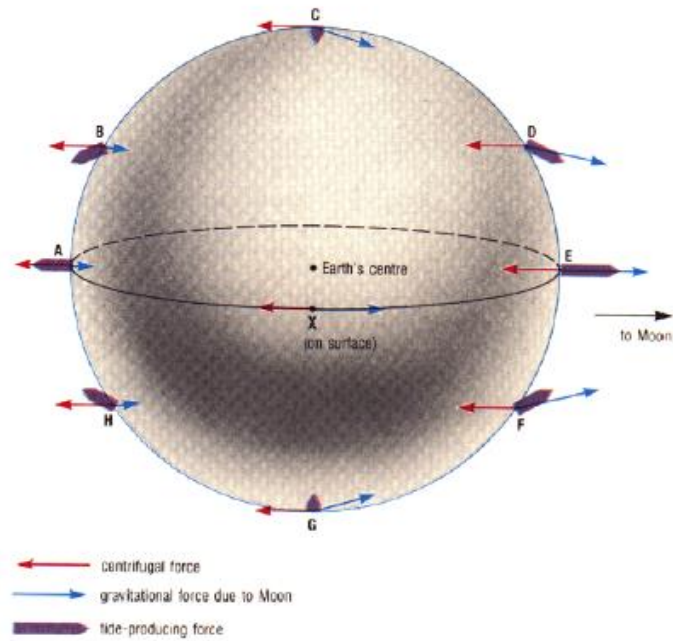


Figura 1 - Revolução excêntrica da Terra em torno do centro de massa Terra-Lua vista de um dos pólos quando a Lua esta diretamente acima do Equador. Cada ponto na Terra segue uma trajetória circular análoga à aquela dos pontos C e X. Figura em Open University, pp 44.

Força Geradora de Maré:
 $2GmM/R^3$



Pontos Anfidrômicos

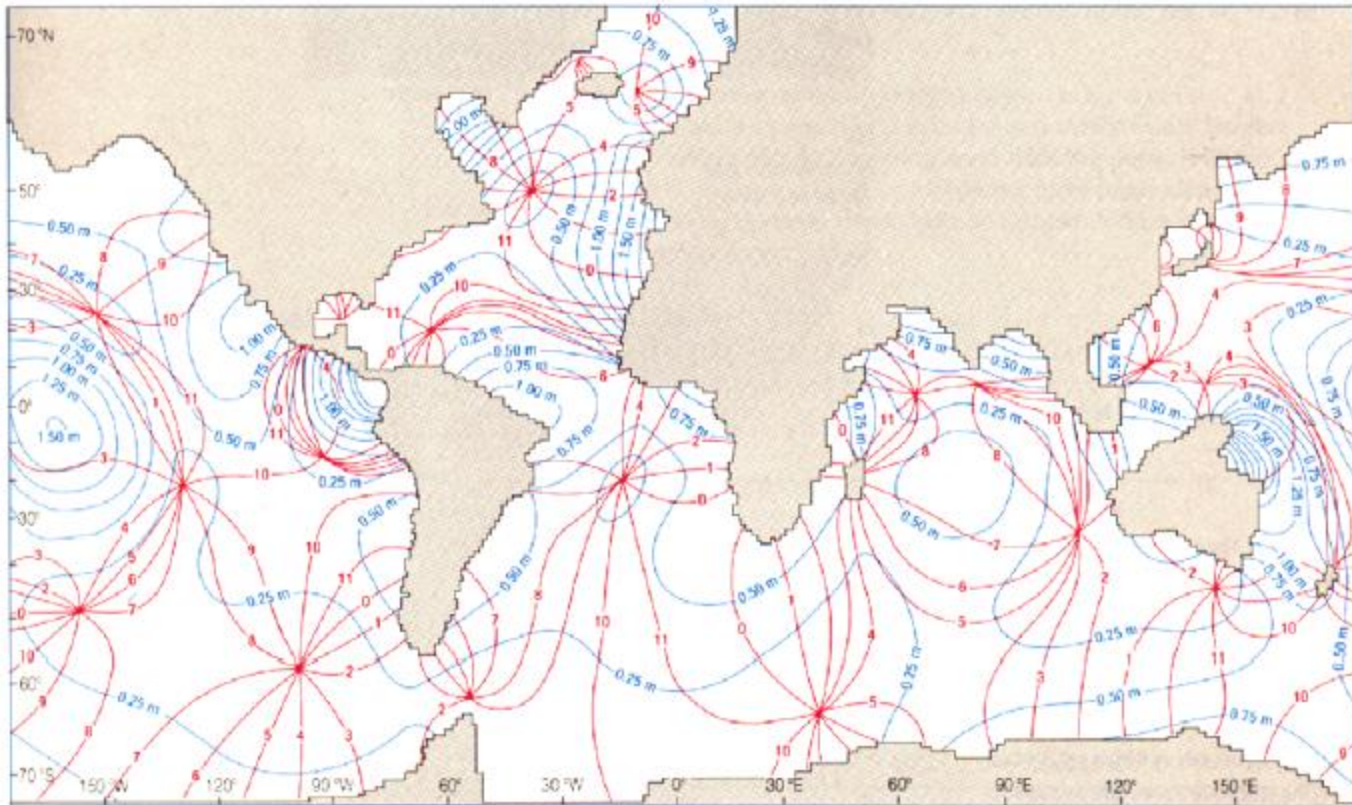


Figura 8 - Diagrama de sistemas anfidrômicos ao redor do mundo para o componente semi-diurno lunar da maré. Linhas de co-maré são vermelhas e linhas de co-variação são azuis. Figura em Open University, pp 55.

Marés de sizígia e quadratura

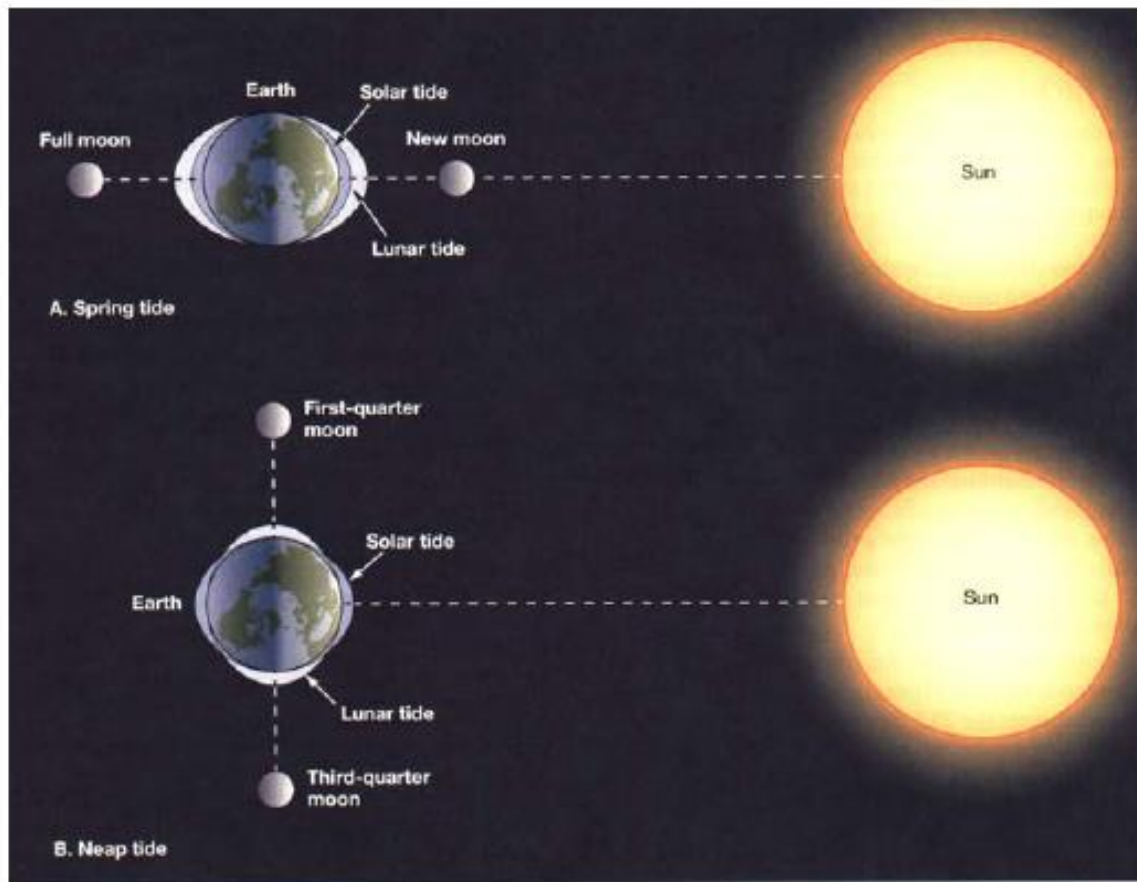


Figura 6 – As posições da Terra, da Lua e do Sol e o comportamento das marés. Figura em Thurman & Trujillo (1999), pp 283.

O que altera a amplitude e fase da onda da maré produzidas na Teoria do

Fatores não astronômicos:

configuração da costa

batimetria

forçante atmosférico (velocidade do vento, pressão atm.)

hidrografia

Podem alterar velocidade, produzir ressonância, seiches e variações do nível (storm surges)

Em mar aberto as oscilações de nível são de poucos centímetros.

Quando a onda se propaga na plataforma continental estas variações aumentam

Tendo em conta que ondas de marés se comportam como ondas longas

Típico comprimento = 4500 km (onda semi-diurna sobre 1000 m of water)

Razão profundidade/comprimento de onda = 1 / 4500

A velocidade de fase é dada por: $C = [gH]^{0.5}$

A maré observada corresponde a sobreposição de várias ondas geradas por diferentes mecanismos

Principais constituintes:

Principal Lunar Semidiurnal	M_2	12.42 h
Principal Solar Semidiurnal	S_2	12.00 h
Larger Lunar Elliptic Semidiurnal	N_2	12.66 h
Lunisolar diurnal	K_1	23.93 h
Lunar Diurnal	O_1	25.82 h

$$\eta = A_{M_2} \sin(\sigma_{M_2} + \phi_{M_2}) + A_{S_2} \sin(\sigma_{S_2} + \phi_{S_2}) + A_{N_2} \sin(\sigma_{N_2} + \phi_{N_2}) + \dots$$

Análise Harmônica

$$\eta_t = a_0 + \sum_1^n f_i a_i \cos\left(\frac{2\pi}{T_i} + V_{o,i} + u_i - g_i\right)$$

η_t - nível no instante t

a_0 - nível médio com respeito a um *datum*

a_i - amplitude do harmônico de ordem i

T_i - período do harmônico de ordem i

N - número de componentes

f_i - fator de correção

$V_{o,i}$ - fator de correção

u_i - fator de correção

g_i - fase do harmônico de ordem i

Fator de Forma $F = [K_1 + O_1] / [M_2 + S_2]$

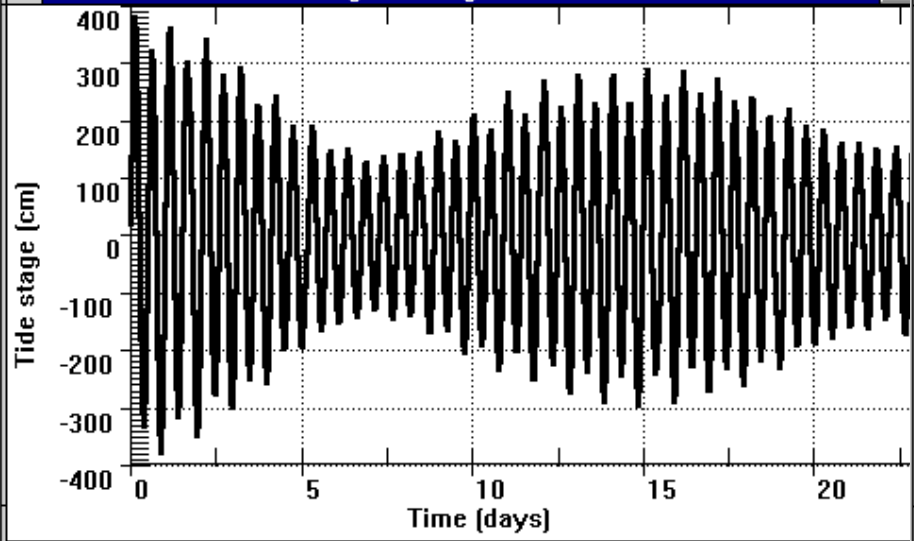
$F < 0.25$ SD

$0.25 < F < 1.25$ Mista com predominância SD

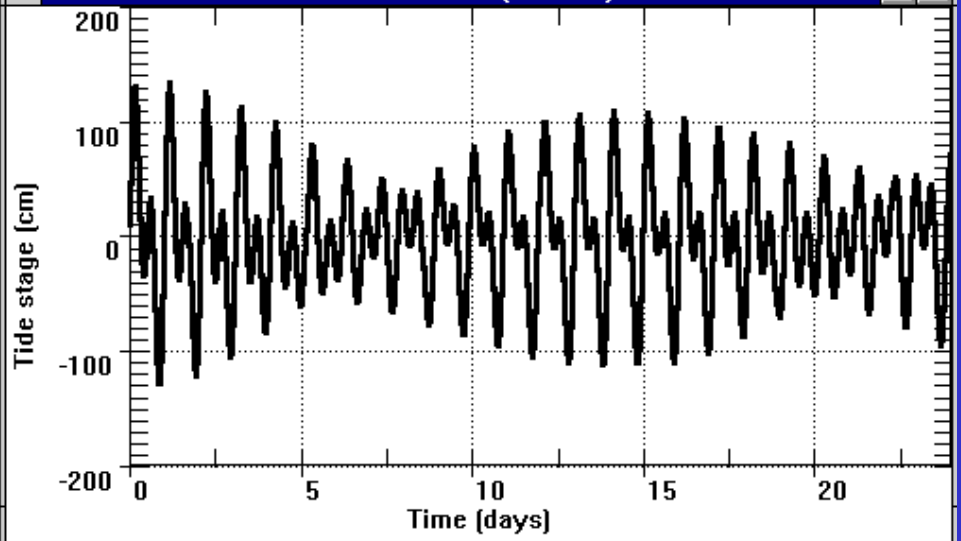
$1.25 < F < 3.00$ Mista com predominância D

$F > 3$ D

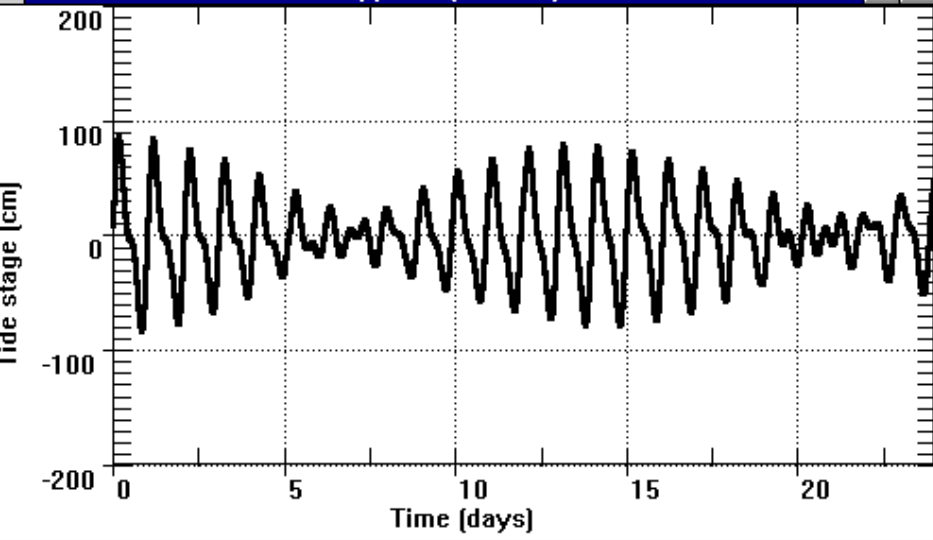
Immingham, England F= 0.10



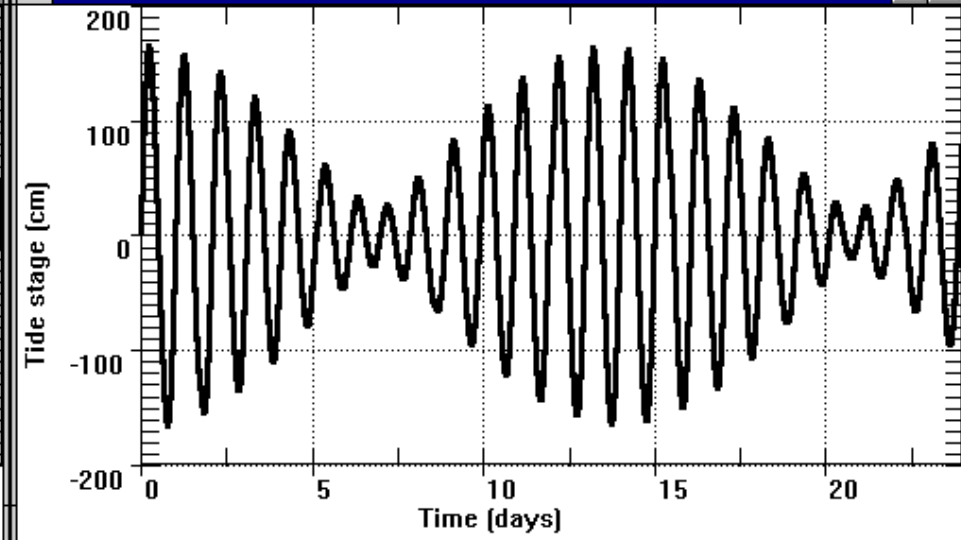
San Francisco, California (37°45'N) F= 0.91



Manila, Philippines (14°37'N) F= 2.15



Do San, Vietnam F=20.29



Ajuste da maré por Mínimos Quadrados

O fluxo observado u' pode ser representado como a soma de M harmônicos:

$$u' = u_0 + \sum_{j=1}^M A_j \sin(\omega_j t + \phi_j)$$

Para $M = 1$ harmônico (i.e uma componente diurna ou semidiurna):

$$u' = u_0 + A_1 \sin(\omega_1 t + \phi_1)$$

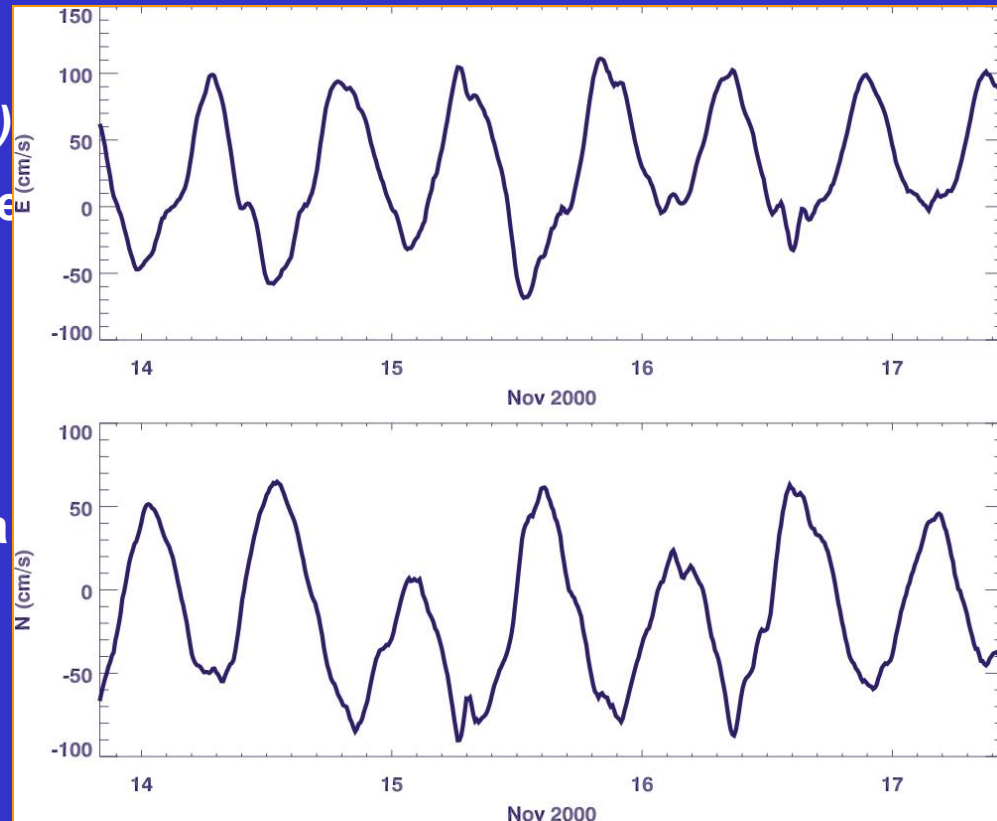
A partir da identidade trigonométrica
 $\sin(A + B) = \cos B \sin A + \cos A \sin B$

$$u' = u_0 + a_1 \sin(\omega_1 t) + b_1 \cos(\omega_1 t)$$

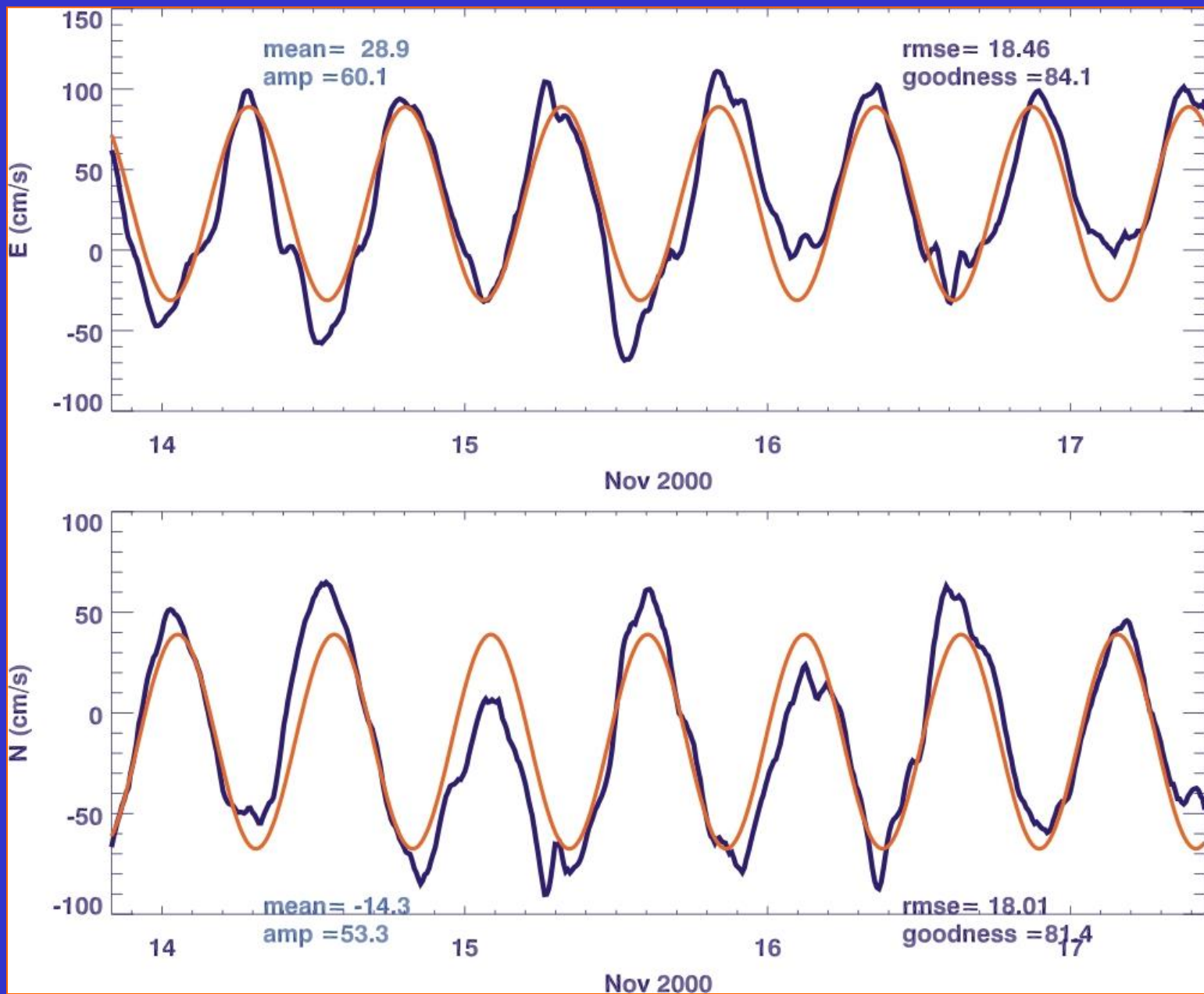
fazendo:

$$a_1 = A_1 \cos \phi_1$$

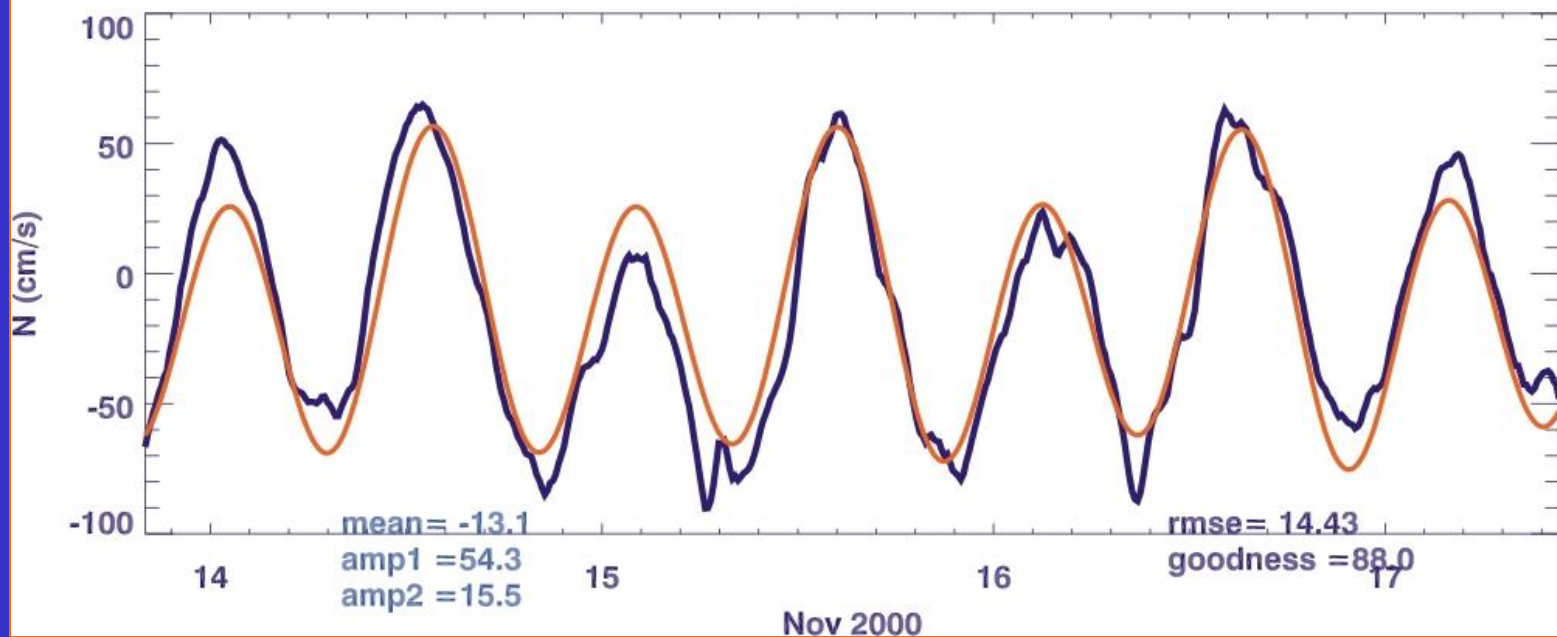
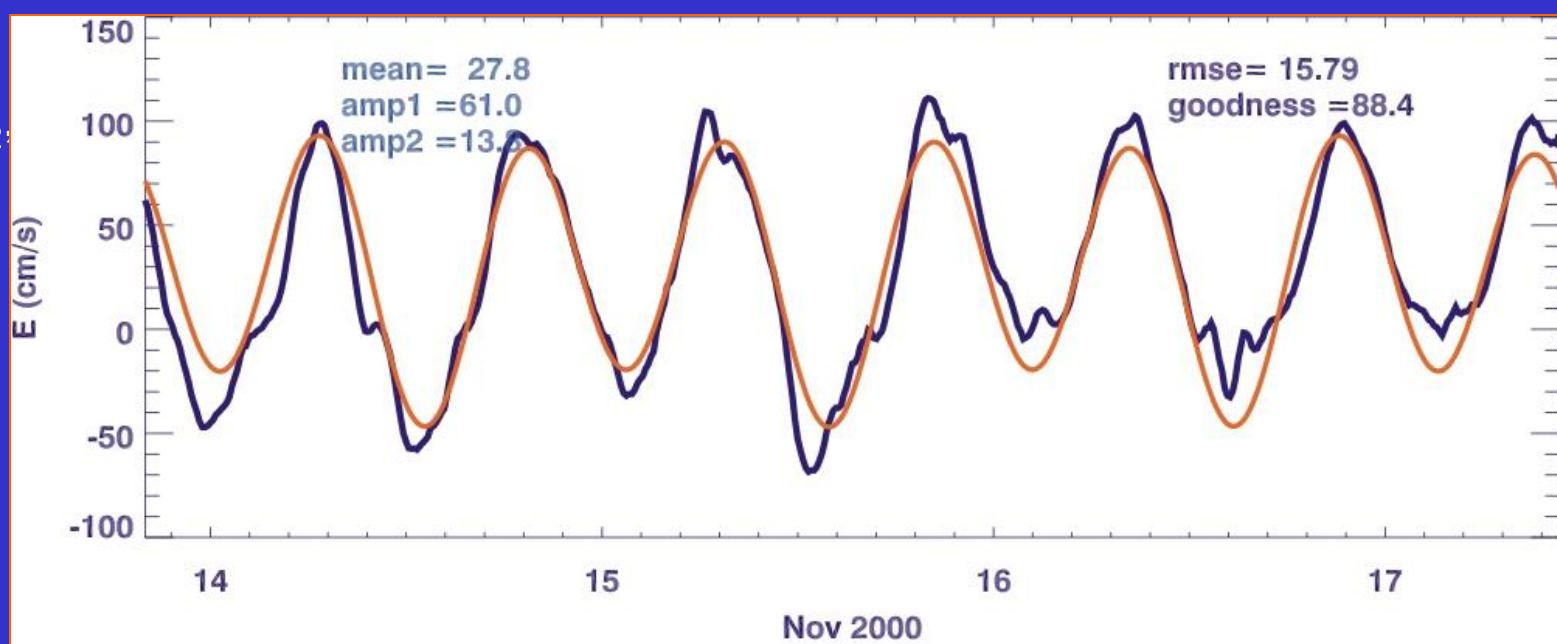
$$b_1 = A_1 \sin \phi_1$$



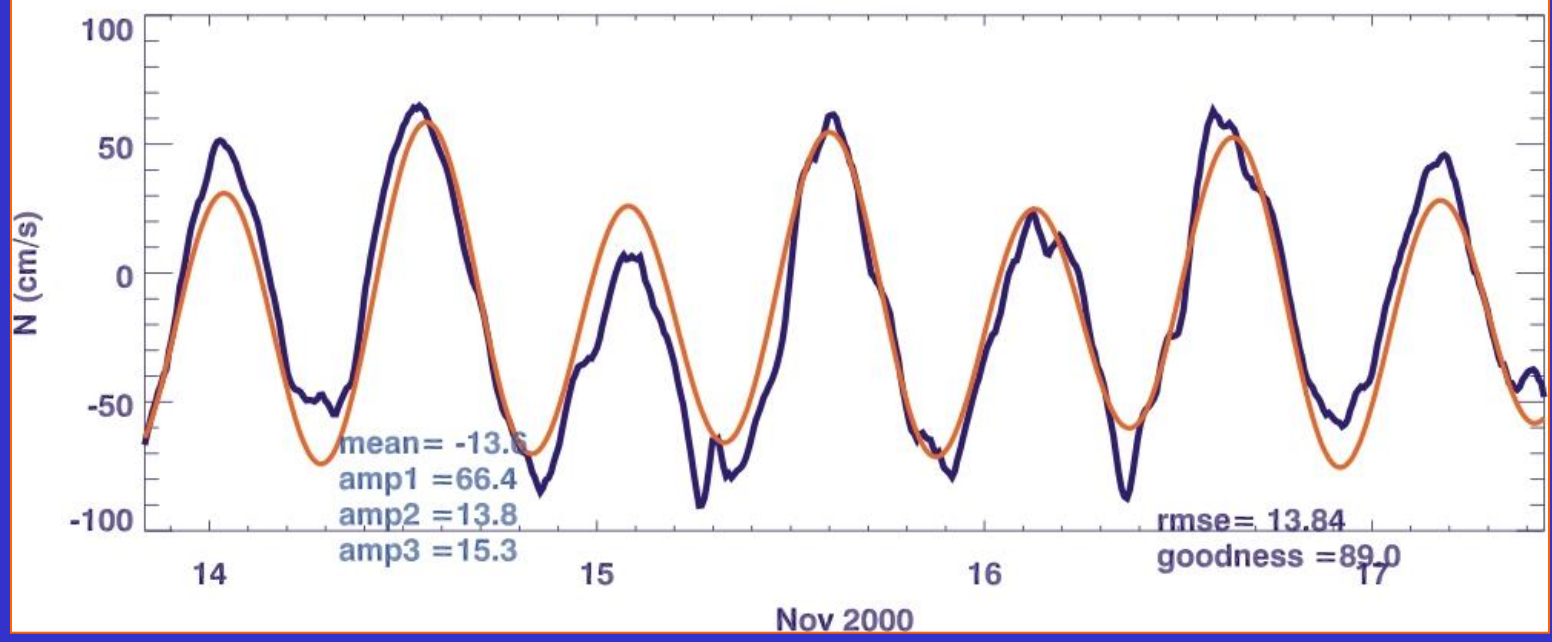
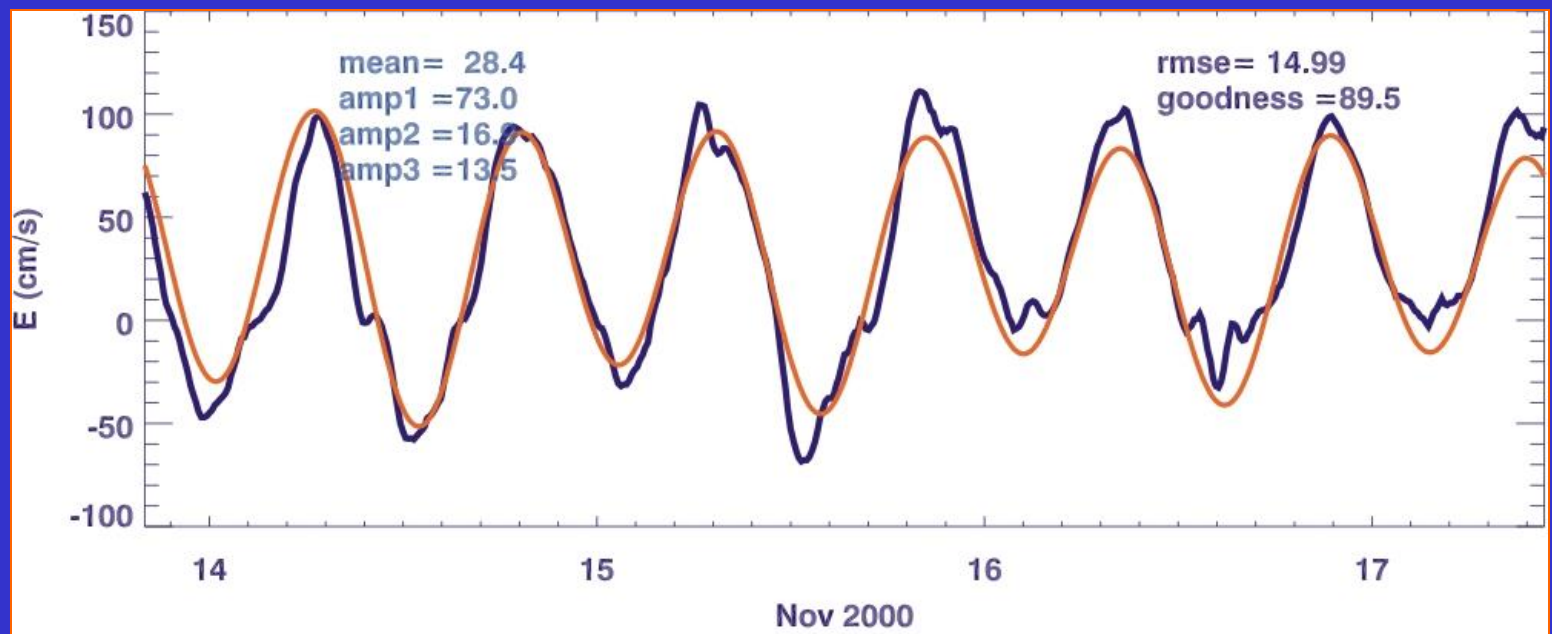
Ajuste com M_2



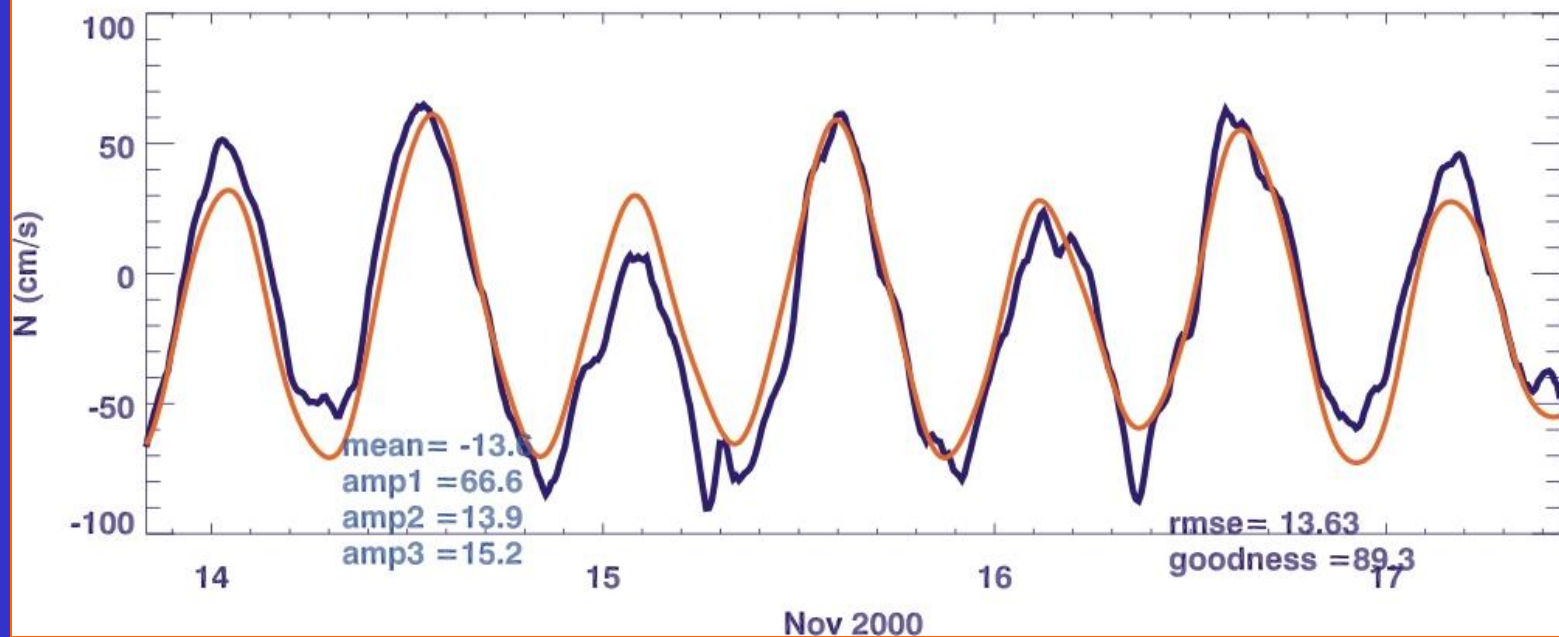
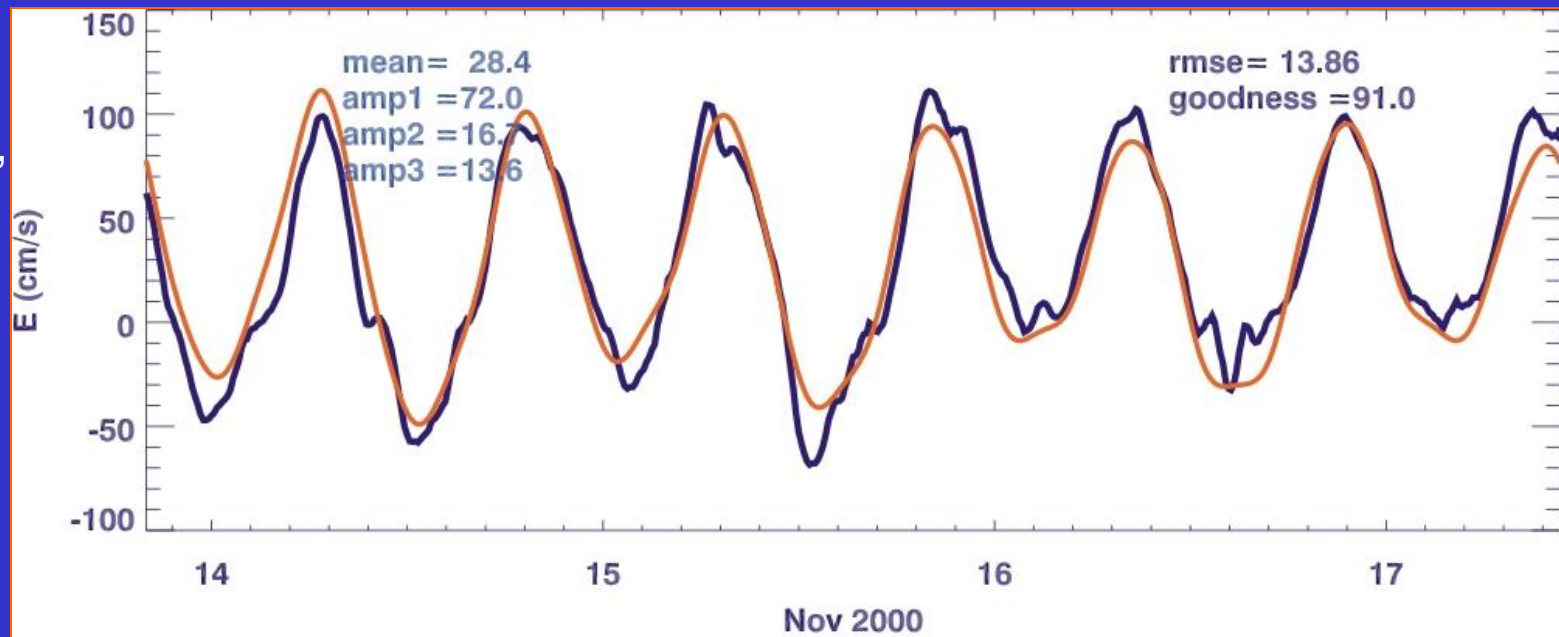
Ajuste com M_2
 K_1



Ajuste com M_2 ,
 S_2 , K_1



Fit with M_2 , S_2 ,
 K_1 ,
 M_4 , M_6



Co-oscilação

Maré Independente – causada por forças de atração gravitacional e centrífuga diretamente sobre o corpo estuarino – normalmente negligenciável

Maré Co-oscilante – causada pela maré oceânica na entrada do estuário

A onda que se propaga numa bacia pode ser sujeita a **RESSONÂNCIA** e a **RETIFICAÇÃO**

Onda Progressiva

Assumindo movimentos lineares e sem fricção na direção x em condições homogêneas

O equilíbrio de movimento é:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

A equação da Continuidade:

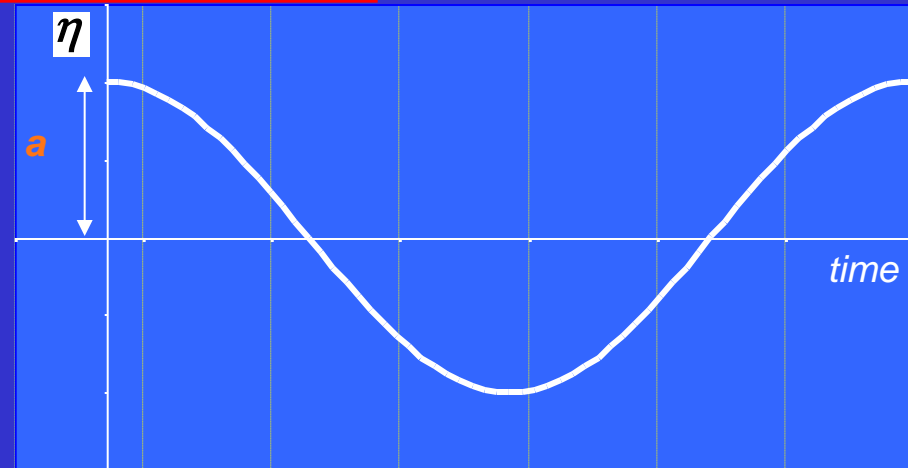
$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

A solução:

$$\eta = a \sin\left(\frac{2\pi}{L} x - \frac{2\pi}{T} t\right) = a \sin(\kappa x - \sigma t)$$

$$-\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{H} a \sigma \cos(\kappa x - \sigma t) = \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\therefore u = \frac{1}{H} \frac{\sigma}{\kappa} a \sin(\kappa x - \sigma t) = \frac{C}{H} a \sin(\kappa x - \sigma t)$$

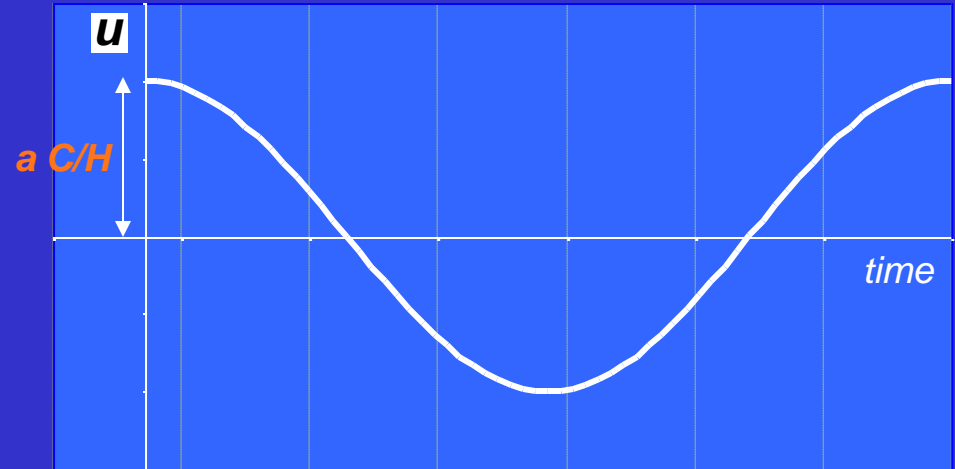
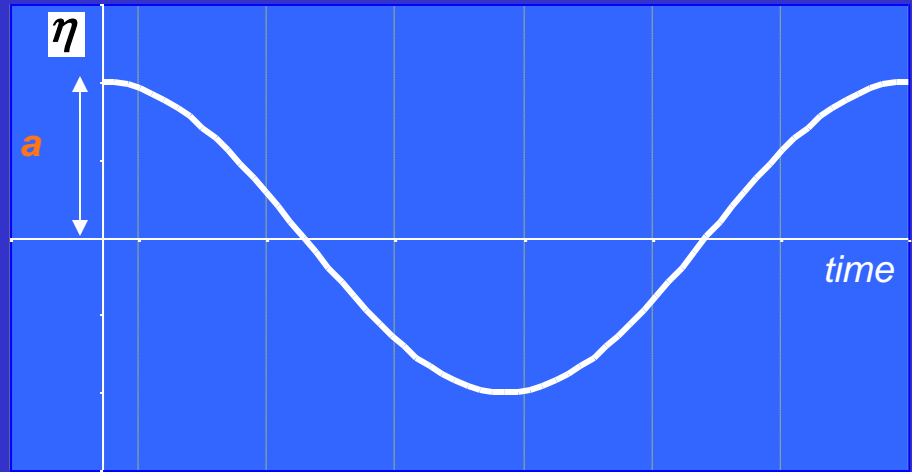


$$\eta = a \sin(\kappa x - \sigma t)$$

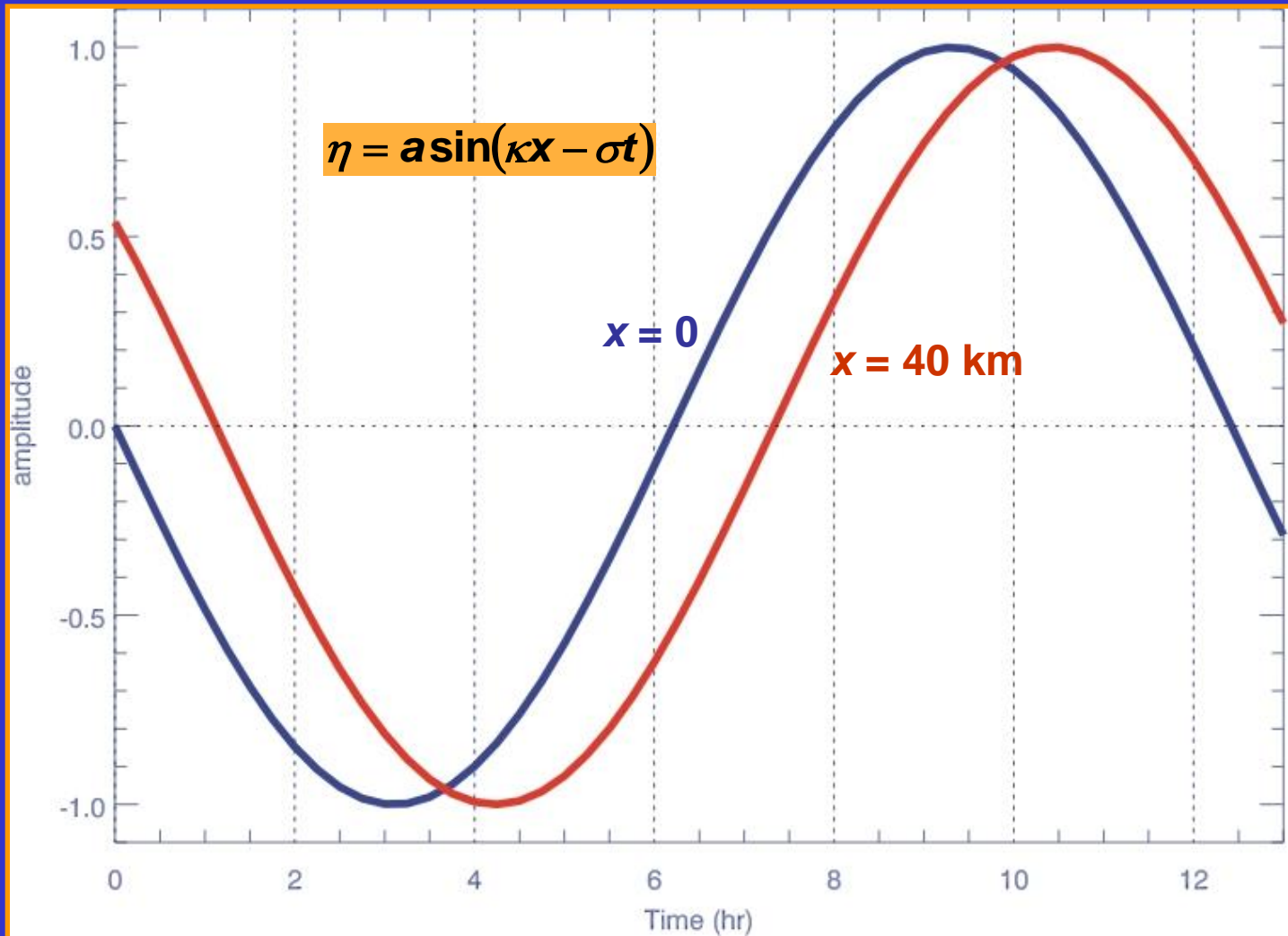
$$u = \frac{C}{H} a \sin(\kappa x - \sigma t)$$

$$\frac{\eta}{u} = \frac{H}{C}$$

Fluxo está em fase com a velocidade



Elevação ou corrente ao longo de um estuário



$$\kappa = \frac{2\pi}{\lambda}; \sigma = \frac{2\pi}{T}$$

$$\lambda = CT; C = \sqrt{gH}$$

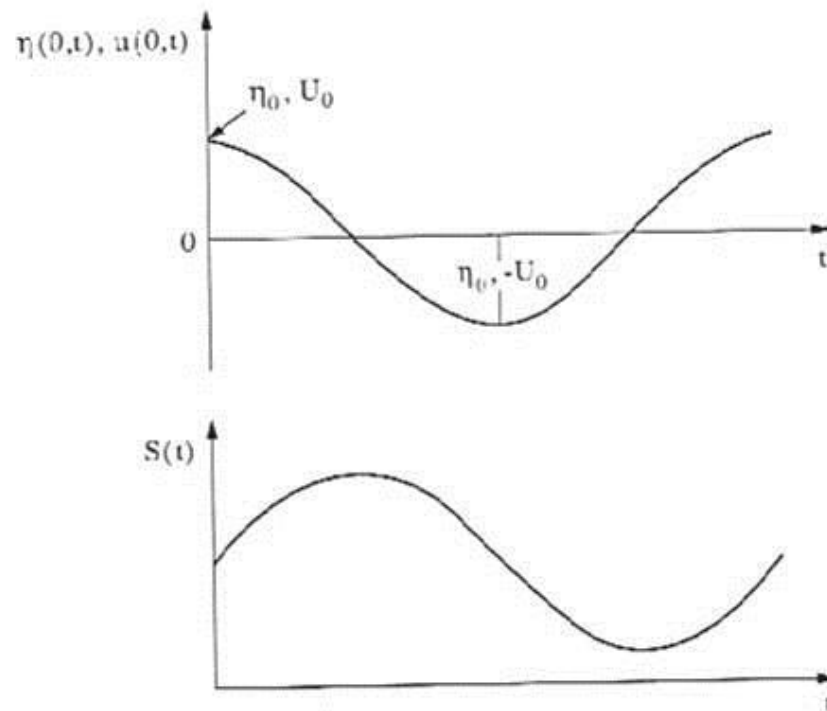


Figura 2.11 Co-oscilação da maré na boca de um canal estuarino infinito, gerando a propagação de um progressiva $\eta(0, t)$, e respostas da corrente de maré $u(0, t)$ e da salinidade $S(t)$ (adaptado de Dyer, 1979).

Onda estacionária

Equilíbrio de Movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

Equação da Continuidade:

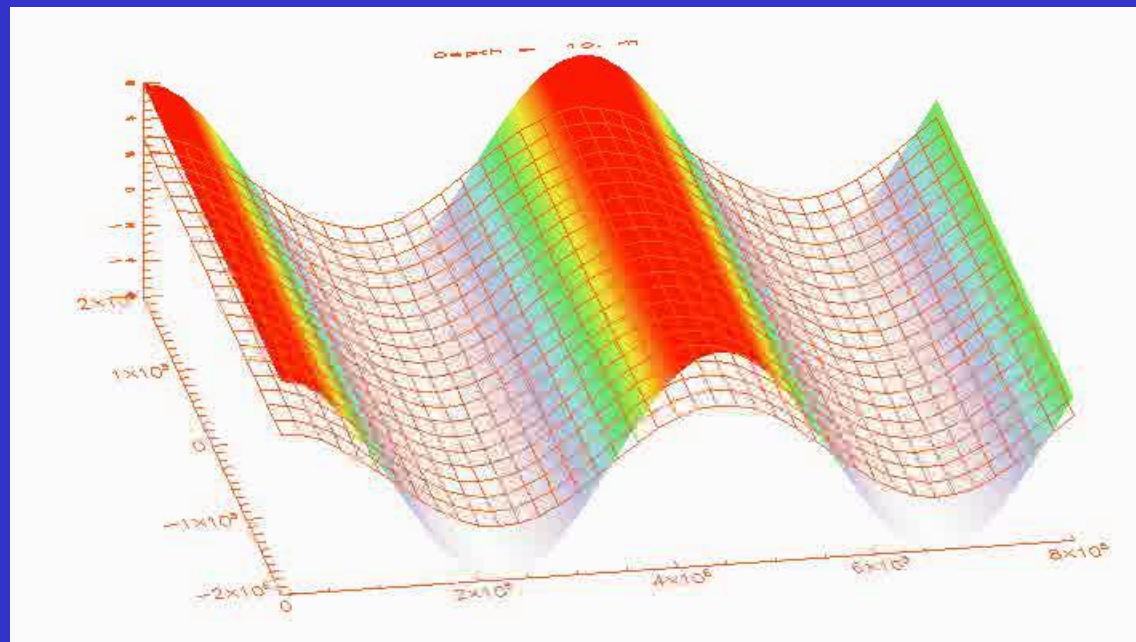
$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

Solução:

$$\eta = a \sin(\kappa x - \sigma t) - a \sin(\kappa x + \sigma t) = -a \cos \kappa x \sin \sigma t$$

$$-\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{H} a \sigma \cos \kappa x \cos \sigma t = \frac{\partial u}{\partial x}$$

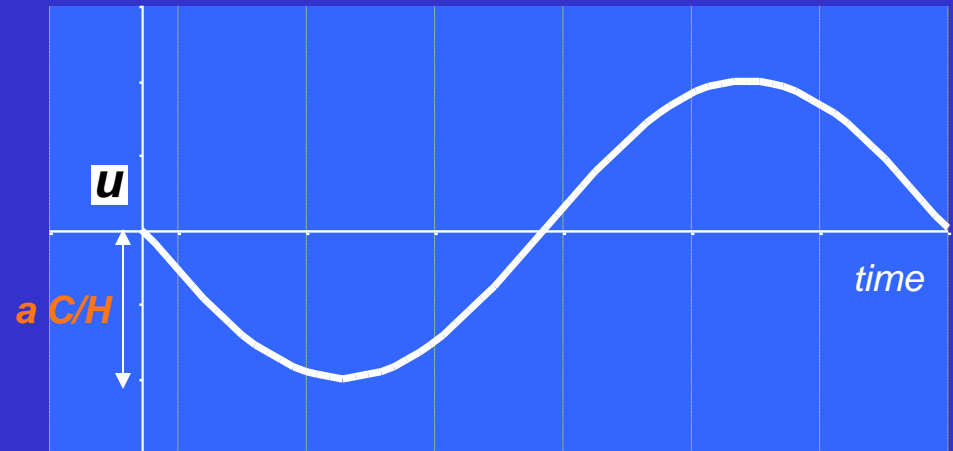
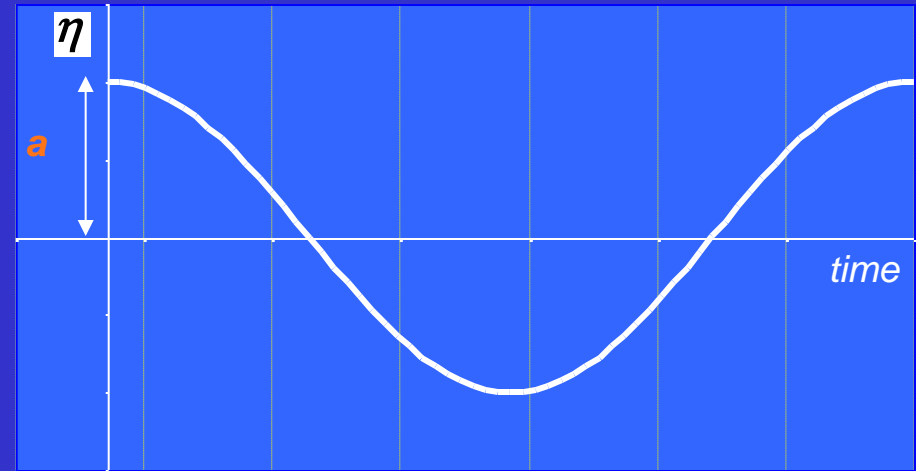
$$\therefore u = -\frac{1}{H} \frac{\sigma}{\kappa} a \cos \sigma t \sin \kappa x = -\frac{C}{H} a \cos \sigma t \sin \kappa x$$



$$\eta = -a \cos \kappa x \sin \sigma t$$

$$u = -\frac{C}{H} a \sin \kappa x \cos \sigma t$$

Fluxo e nível estão defasados de 90 graus



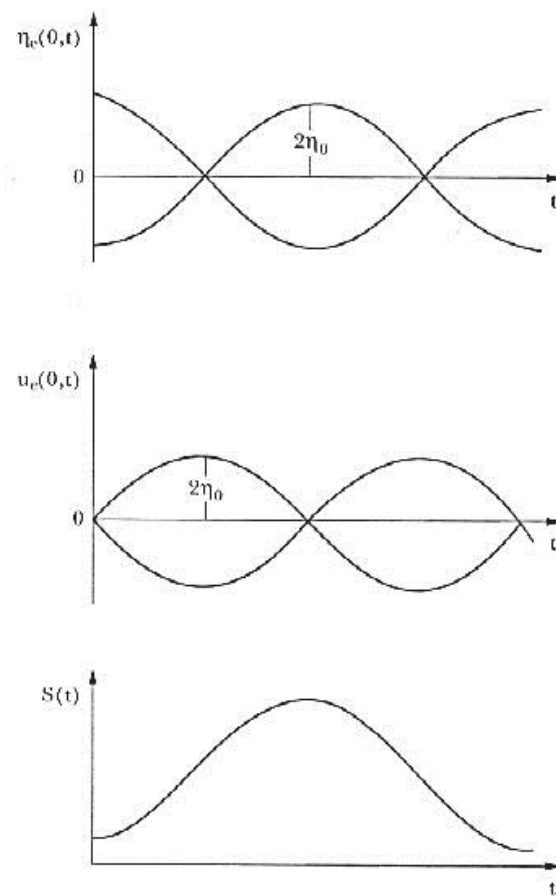


Figura 2.12 Co-oscilação da maré na boca de um canal estuarino finito gerando uma onda estacionária $\eta_e(0, t)$, respostas da corrente de maré $u_e(0, t)$ e da salinidade $S(t)$.

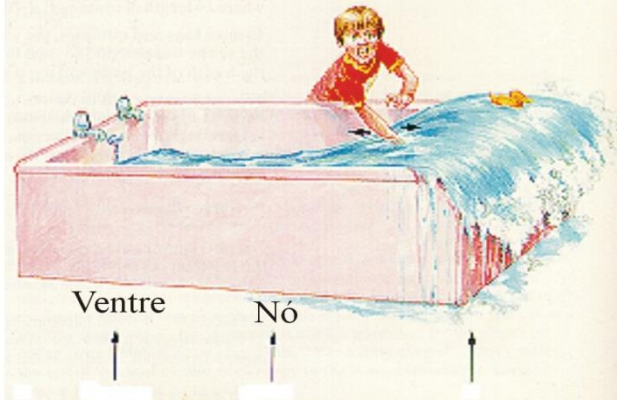
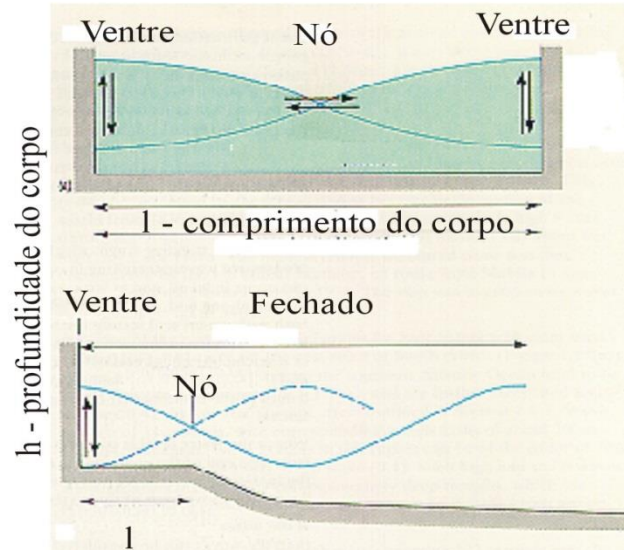
Oscilações Naturais - Ressonância (Seiches)

Lei de Merian

$$T = 2l / n (gh)^{1/2} - \text{corpos fechados}$$

$$T = 4l / n (gh)^{1/2} - \text{corpos abertos}$$

Aberto



Veneza
Baía de Fundy - 15 m
Amazonas
Baía de São Luís - 7 m

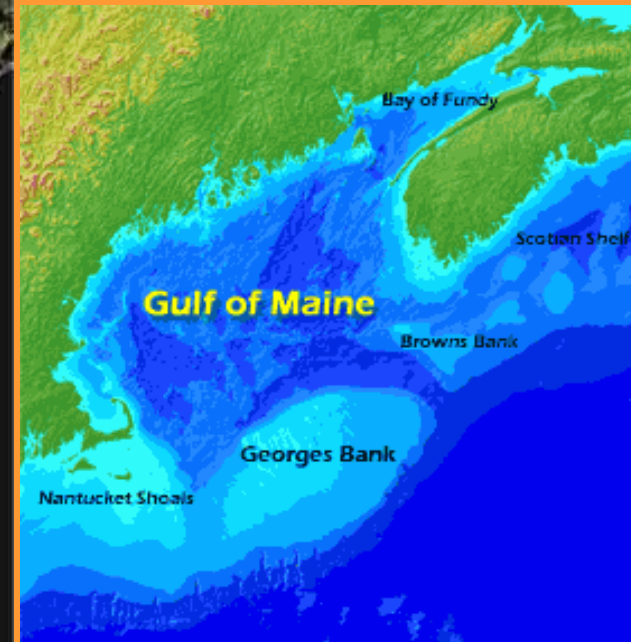
Ventre Nó

	H (m)	L (km)	C (m/s)	T_N (h)
Long Island Sound	20	180	14	14
Chesapeake Bay	10	250	10	28
Bay of Fundy	70	250	26	10.7

Merion's Formula

$$T_N = \frac{4L}{C} \left[\frac{1}{2n-1} \right]$$

Mode 1
($n=1$)



$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \underbrace{\frac{8 C_b U_0}{3\pi H}}_r U$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -H \frac{\partial U}{\partial x}$$

Fazendo-se

$$r = \frac{8 C_b U_0}{3\pi H} \quad \text{e}$$

$$\mu = \frac{r}{2C} = \frac{r}{2\sqrt{gH}}$$

A solução:

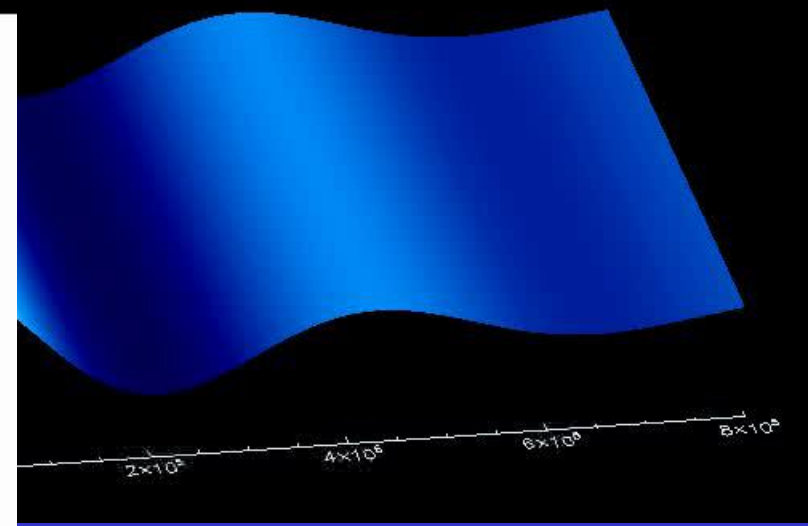
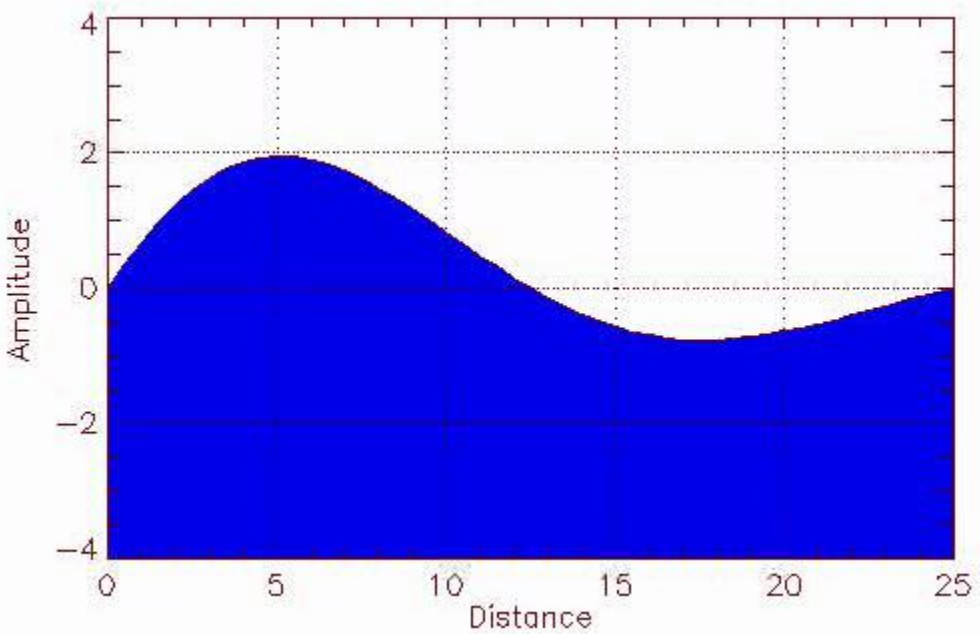
$$\eta = a e^{-\mu x} \cos(\sigma t - \kappa x)$$

$$U = \frac{a\sigma}{H\sqrt{\mu^2 + \kappa^2}} e^{-\mu x} \cos(\sigma t - \kappa x + \alpha)$$

onde

$$\alpha = \text{atan} \left[\frac{r}{2\sigma} \right]$$

maximo U antecede maxima elevação η



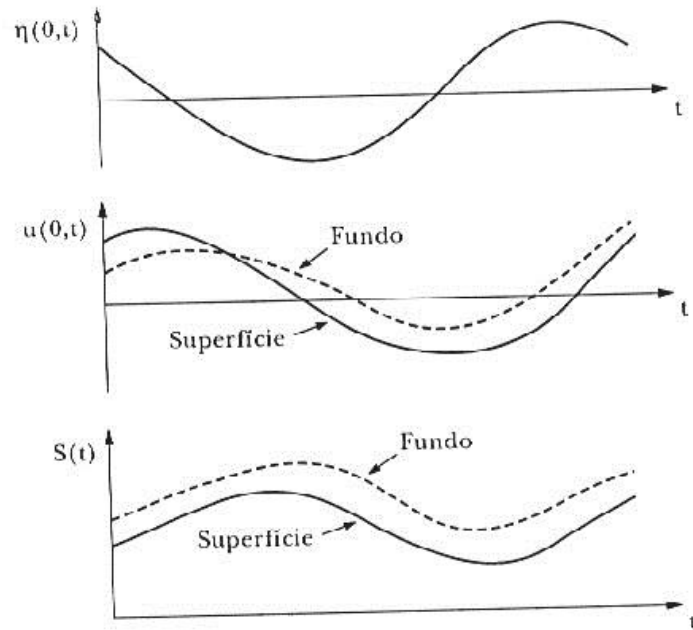


Figura 2.13 Oscilação complexa da composição de ondas progressiva e estacionária $\eta(0, t)$ na boca de um canal estuarino e respostas da corrente de maré $u(0, t)$ e da salinidade $S(t)$ (adaptada de Dyer, 1973).

Deformações

- Assimetria
- Efeitos de fluxo de água doce
- Overtides M_4
- Tidal bore, pororoca, mascaret
- $C_b = ((gh_2)(h_1+h_2)/2h_1))^{1/2}$
- NÚMERO F=O1+K1/M2+S2

Deformações

- Redução de amplitude – tidal choking
 - Guarapina (Kjerfve e Knoppers, 1991)
 - Maré radiacional S_2
 - Corpus Christ (Smith, 1977)
 - Smith (1980), Hill (1994)
 - Lagoa dos Patos
 - Maré
 - Seiches

Efeitos não lineares em estuários

(Parker, 1991, *Tidal Hydrodynamics*, p. 247)

Olhando para interações não lineares

Considere a maré: $u = \sum_i u_{0i} \cos(\sigma_i t)$

E o termo não linear $u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} (u^2)$ e $i = M_2$

$$\Rightarrow u^2 = u_{0M_2} \cos(\sigma_{M_2} t) \cdot u_{0M_2} \cos(\sigma_{M_2} t) = u_{0M_2}^2 \cos^2(\sigma_{M_2} t) = u_{0M_2}^2 \left[\frac{1}{2} (1 + \cos(2\sigma_{M_2} t)) \right]$$

$$\Rightarrow u \frac{\partial u}{\partial x} \propto \underbrace{\frac{1}{2} u_{0M_2}^2}_{\text{residual not } f(t)} + \frac{1}{2} u_{0M_2}^2 \cos \left(\underbrace{2\sigma_{M_2} t}_{\sigma_{M_4}} \right)$$

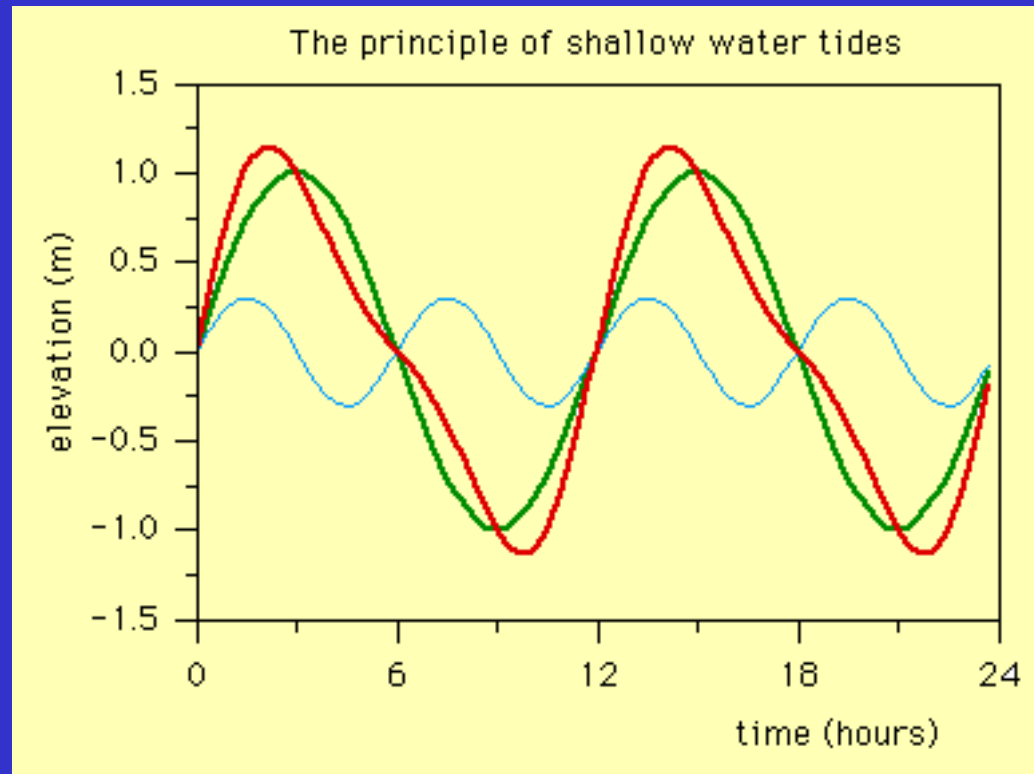
$$2\sigma_{M_2} = 2 \left[\frac{2\pi}{12.42 \text{ h}} \right] = \frac{2\pi}{6.21 \text{ h}} = \sigma_{M_4} \longrightarrow \text{“overtide”}$$

Se M_2 interage com S_2 :

$$u_{0M_2} \cos(\sigma_{M_2} t) \cdot u_{0S_2} \cos(\sigma_{S_2} t) = u_{0M_2} u_{0S_2} \left[\underbrace{\cos(\sigma_{M_2} + \sigma_{S_2}) t}_{\substack{\text{high freq distortion} \\ 6.1 \text{ h}}} + \underbrace{\cos(\sigma_{M_2} - \sigma_{S_2}) t}_{\substack{\text{low freq modulation} \\ 14.8 \text{ days}}} \right]$$

$$i.e., \sigma_{M_2} - \sigma_{S_2} = \frac{2\pi}{12.42} - \frac{2\pi}{12} = 0.0177; \quad T = \frac{2\pi}{(24)(0.0177)} = 14.8 \text{ days}$$

Componentes de águas rasas - overtides



Interações da M_2 com outros constituintes

geram constituintes com as seguintes frequencias:

	$\sigma_{M_2} - \sigma_x$	$\sigma_{M_2} + \sigma_x$	$2\sigma_{M_2} - \sigma_x$	$2\sigma_{M_2} + \sigma_x$	$4\sigma_{M_2} - \sigma_x$
M_2	Residual	M_4	-	M_6	M_6
(12.42 h)	-	(6.21 h)	-	(4.14 h)	(4.14 h)
N_2	$MN (M_m)$	MN_4	$2MN_2$	$2MN_6$	$4MN_6$
(12.66 h)	(27.3 d)	(6.27 h)	(12.19 h)	(4.17 h)	(4.11 h)
S_2	$MS (MS_f)$	MS_4	$2MS_2 (\mu_2)$	$2MS_6$	$4MS_6$
(12 h)	(14.8 d)	(6.10 h)	(12.87 h)	(4.09 h)	(4.19 h)
K_1	$MK_1 (O_1)$	MK_3	$2MK_3$	$2MK_5$	$4MK_7$
(23.93 h)	(1.07 d)	(8.17 h)	(8.38 h)	(4.93 h)	(3.57 h)
O_1	$MO_1 (K_1)$	MO_3	$2MO_3$	$2MO_5$	$4MO_7$
(25.82 h)	(0.99 d)	(8.38 h)	(8.17 h)	(5 h)	(3.52 h)
	1-1	1+1	2-1	2+1	4-1
	even	even	odd	odd	odd
Mech	A, B, C	A, B, C	C	C	C

Termos não lineares de constituintes da maré modulam e distorcem aquele constituinte

$$A) \frac{\partial}{\partial x} [\eta u];$$

$$B) u \frac{\partial u}{\partial x};$$

$$C) u|u|$$

Efeito da maré

Deformações

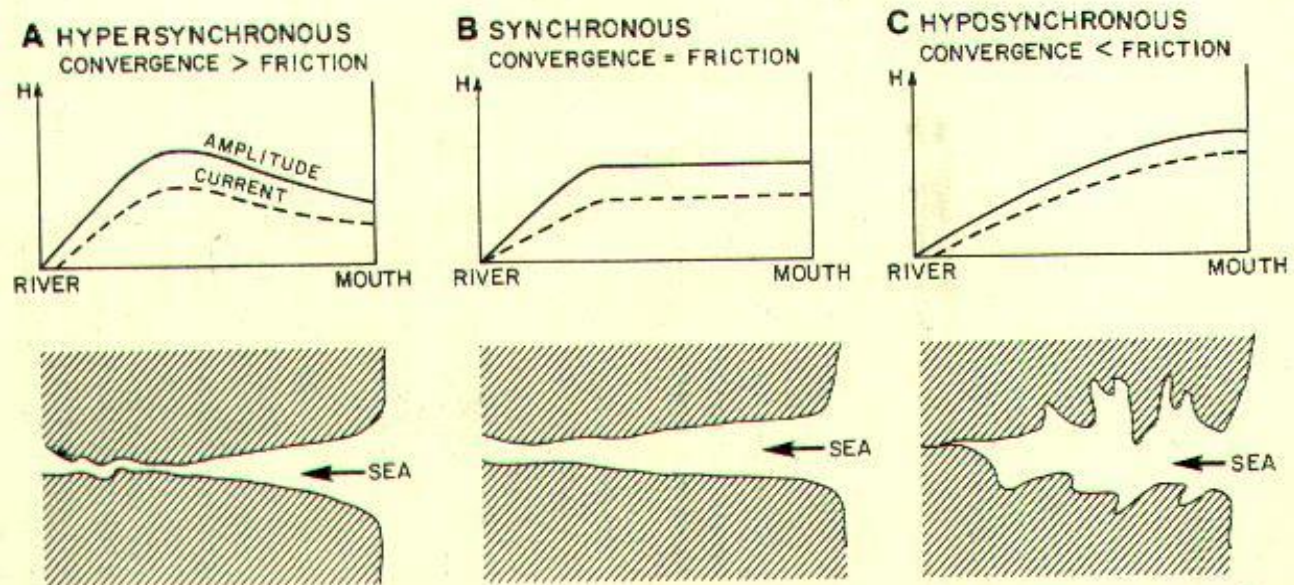


Figure 2-23. Modification of tide range in estuaries with varying ratios of convergence to friction effects (from Salomon and Allen, 1983; adapted from LeFloch, 1961).

NONLINEAR TIDAL INTERACTIONS IN SHALLOW WATER

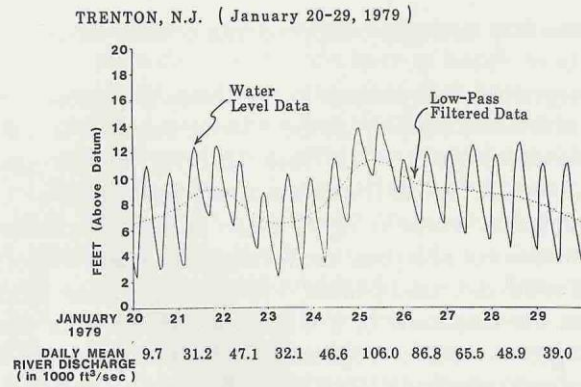


Figure 2: Water level data from the tide gage at Trenton during a high river discharge period (January 20-29, 1979).

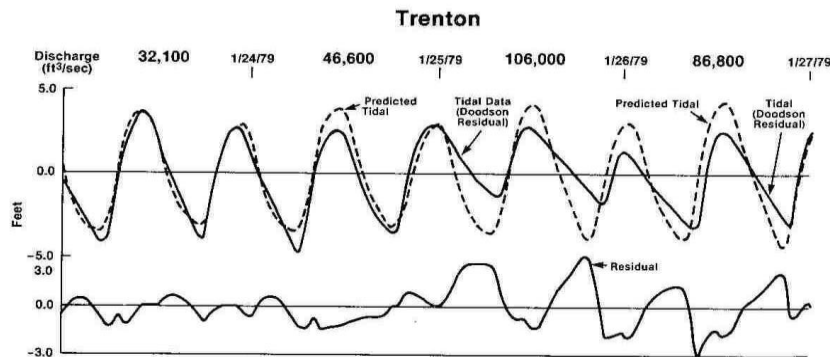
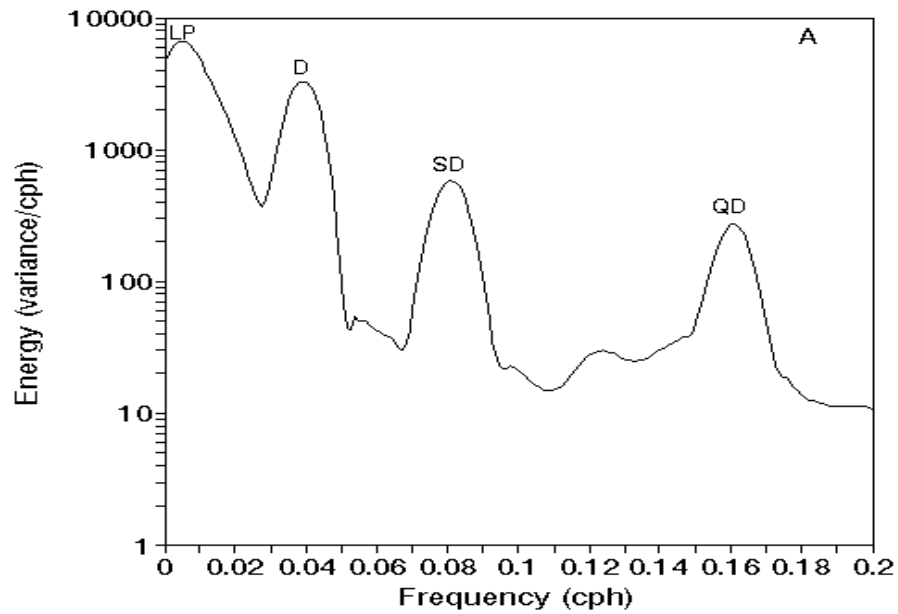


Figure 3: The tidal portion of a Trenton water level record during a high river discharge period and the tidal predictions for the period if there had been no river discharge.

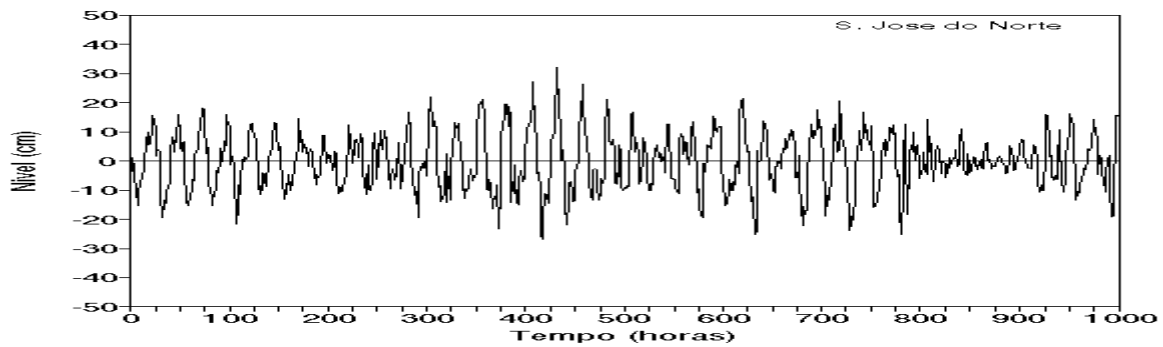
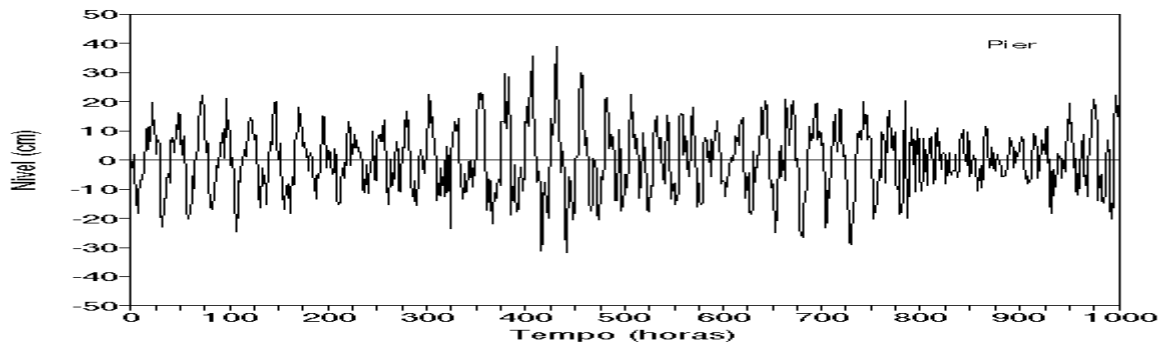
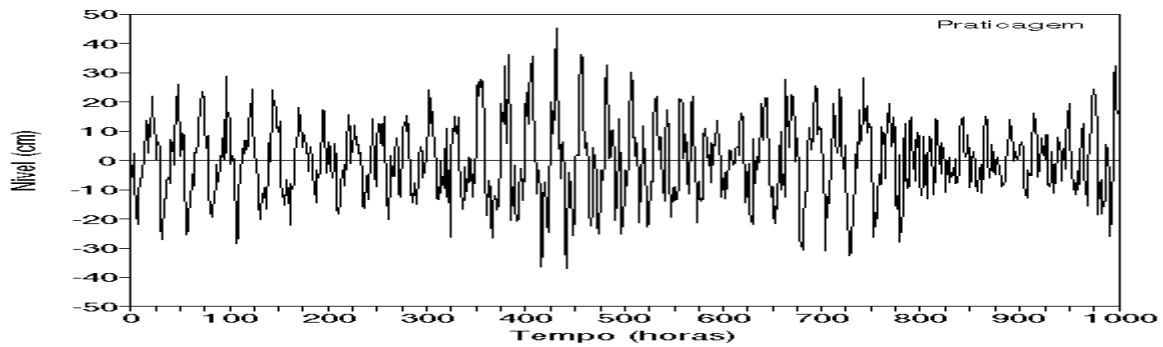
O aumento do fluxo do rio não só diminui a altura da maré como também transfere energia para o próximo harmônico. Isto é verificado pelo aumento na assimetria da curva que altera a razão M_4/M_2 .

Pelo aumento do nível médio, a descarga também pode aumentar a amplitude por diminuir fricção.





Análise espectral de nível na
Lagoa dos Patos – Möller, 1996; Möller et al.,
2006

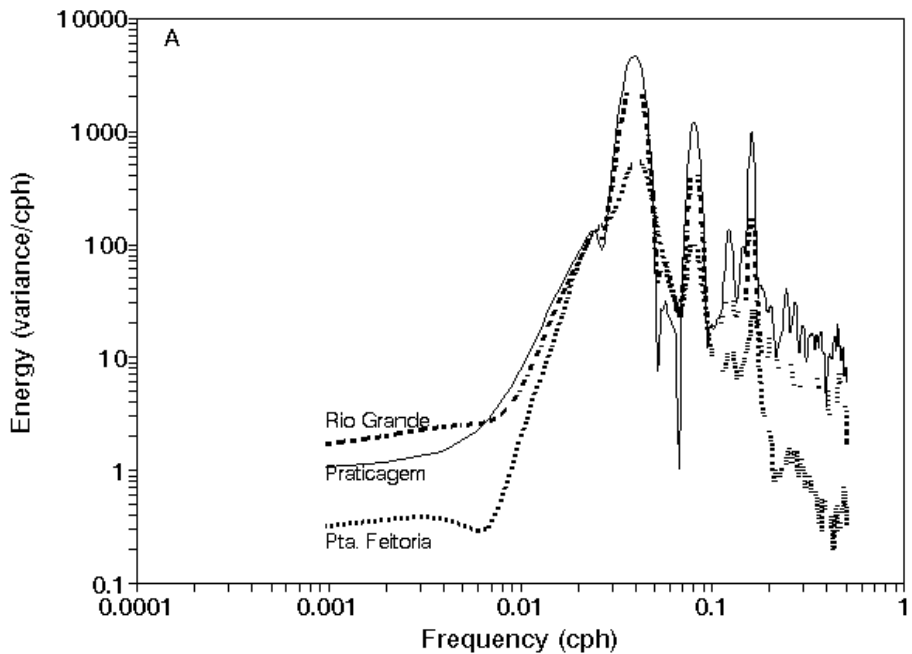


Maré no Canal de Acesso da L. Patos (Möller, 1996)

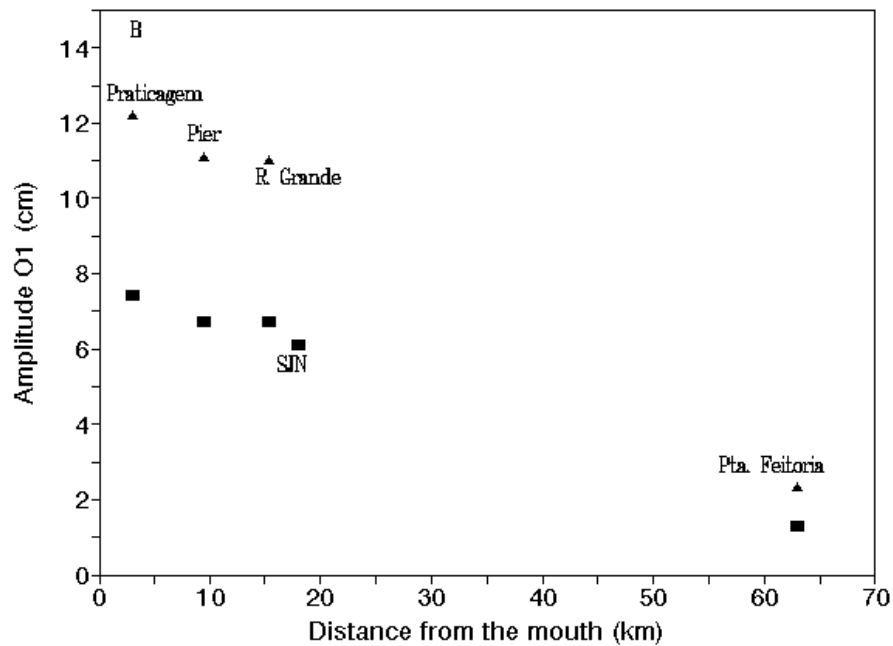
Table 1 Results from the classical harmonic analysis carried out in the 1992 time series of water elevation measured at the mouth

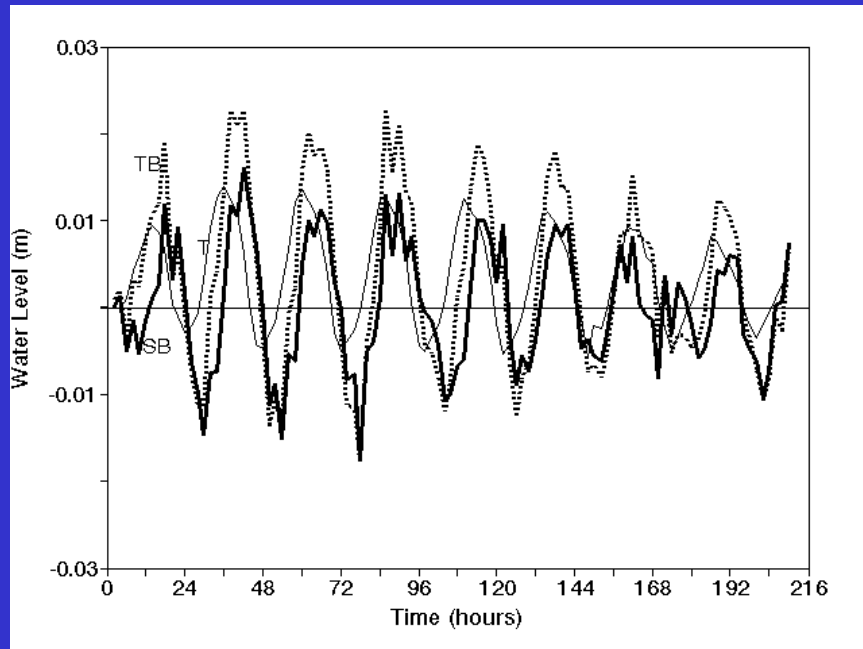
Constituent ^a	Amplitude (m)	Amp_error	Phase (°)	Pha_error
O ₁ (diurnal principal lunar)	0.1154	0.006	326	3.3
P ₁ (diurnal principal solar)	0.0132	0.006	330	26.0
K ₁ (diurnal luni-solar)	0.0432	0.007	310	8.4
N ₂ (semi-D larger lunar elliptic)	0.0446	0.004	242	5.2
M ₂ (semi-D principal lunar)	0.0253	0.004	303	9.0
S ₂ (semi-D principal solar)	0.0404	0.004	69	6.15
K ₂ (semi-D luni-solar)	0.0173	0.004	208	13.3
M ₃ (third diurnal lunar)	0.0123	0.002	98	10.3
M ₄ (shallow-water diurnal)	0.0518	0.005	254	5.0
MN ₄ (shallow-water diurnal)	0.0293	0.005	200	9.9
MS ₄ (shallow-water diurnal)	0.0192	0.005	285	16.3
SA (solar annual)	0.1110	0.06	347	26.5
SSA (solar semi-annual)	0.0745	0.05	289	37.1
MSM (solar monthly)	0.0299	0.05	289	102.5
MM (lunar monthly)	0.0299	0.05	100	95.5
MF (lunar fortnightly)	0.0269	0.04	166	98.7

^a Phases are relative to the start of the record

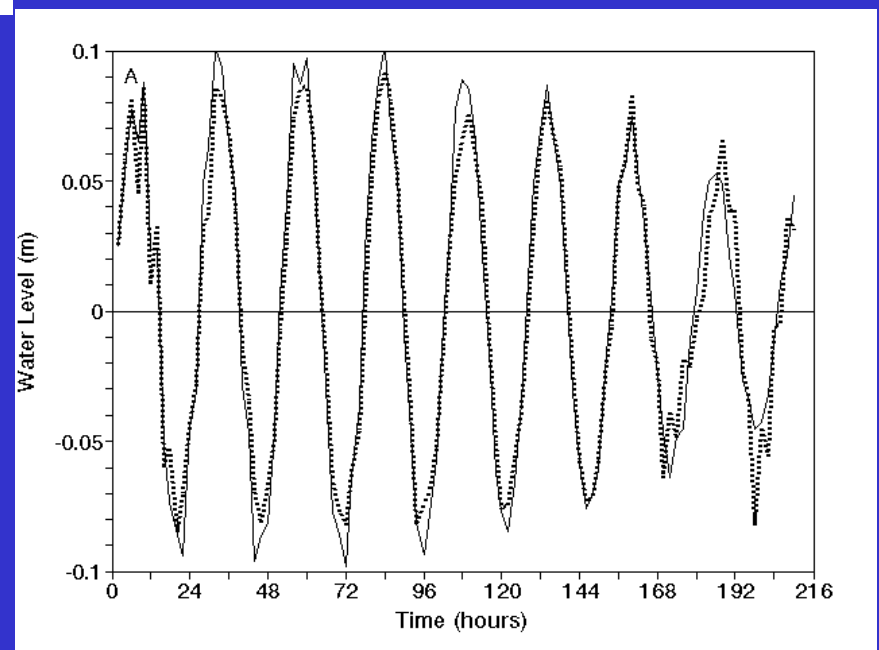


“tidal choking” na Lagoa dos Patos — Möller, 1996; Möller et al., 2006





Resultado de modelos (Möller et al. 2006)



The Development of Amphidromic

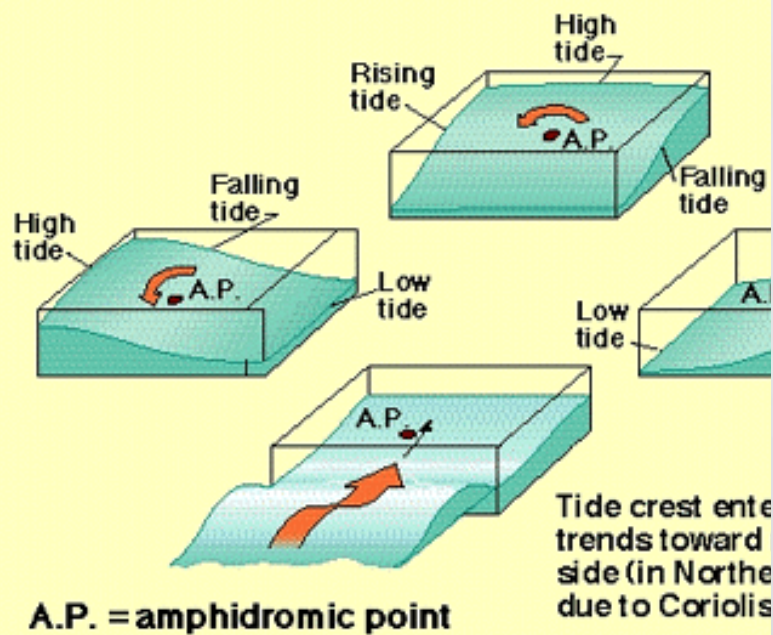
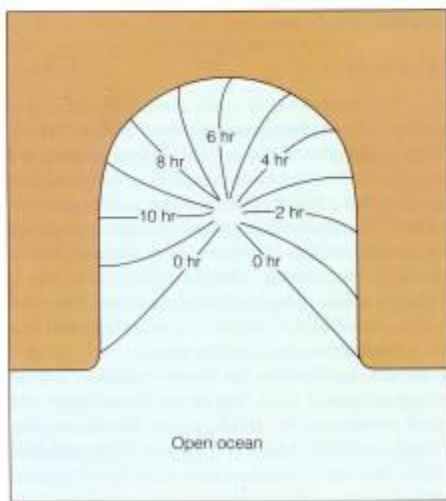
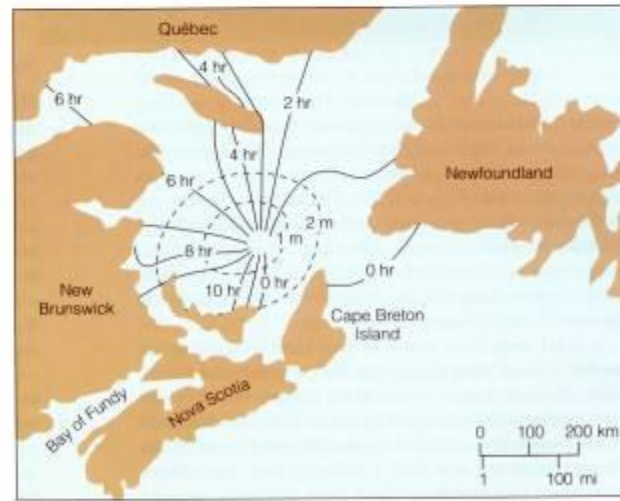


Figure 11.24 Amphidromic points in the world ocean. Tidal ranges generally increase with increasing distance from amphidromic points. Lines radiating from the points indicate tide waves moving around these points, counterclockwise in the Northern Hemisphere and clockwise in the Southern Hemisphere. The numbers represent the positions of a hypothetical tidal crest in hours.



a Broad basin



b Amphidromic system: Gulf of St. Lawrence. Dashed lines show tide height

Figure 11.25 Tides in broad confined basins. **(a)** An imaginary amphidromic system in a broad, shallow basin. The numbers indicate the hourly positions of tide crests as a cycle progresses. **(b)** The amphidromic system for the Gulf of St. Lawrence between New Brunswick and Newfoundland, in southeastern Canada. Compare the situation in this limited basin with the tides surrounding the amphidromic point in the open ocean south of Greenland in Figure 11.24.

