

Detecção do Sinal do Tsunami do Japão em Arraial do Cabo

Rogério Neder Candella

Pesquisador Titular do IEAPM. Encarregado da Divisão de Oceanografia Física. Graduado em Oceanografia e pós-graduado (D.Sc.) em Engenharia Oceânica pela Universidade Federal do Rio de Janeiro.



Introdução

O terremoto ocorrido em 11 de março de 2011, às 05:46 UTC (08:46P), nas coordenadas 38.322°N, 142.369°E, a cerca de 130 km de Sendai, Honshu, Japão, com intensidade de $M_w = 8,9$ (NOAA Center for Tsunami Research - <http://nctr.pmel.noaa.gov/honshu20110311>), gerou um intenso tsunami que provocou grande destruição naquele país. No lado da falha voltada para o oceano, as ondas propagaram-se por, praticamente, todo o Pacífico, originando alerta em diversos países, tendo provocado perdas materiais na costa oeste da América do Norte.

Embora o sinal do tsunami de Sumatra em 2004 tenha sido claramente registrado em todos os oceanos (Rabinovich et al., 2011, entre outros), as características desse evento, quando comparadas com episódios similares naquele oceano, levavam a crer que as ondas não seriam nitidamente percebidas fora do oceano Pacífico, principalmente no

oceano Atlântico. As razões para isso são a pequena dimensão do estreito de Drake, entre a América do Sul e a Antártica, e a grande distância através do oceano Índico e do próprio Atlântico Sul, ocasionando grande perda de energia por espalhamento e com interações com as bordas dos continentes e o leito dos oceanos.

A direção de propagação da energia é ditada pelo posicionamento da falha geológica

que dá origem ao terremoto e, conseqüentemente, ao tsunami. Os resultados do modelo de propagação da NOAA (Fig. 1) indicam que a maior parte da energia foi direcionada para sudeste. Assim, o Estreito de Drake tornou-se a opção mais plausível para que as ondas chegassem ao oceano Atlântico com energia suficiente para serem perceptivelmente registradas pelos medidores.

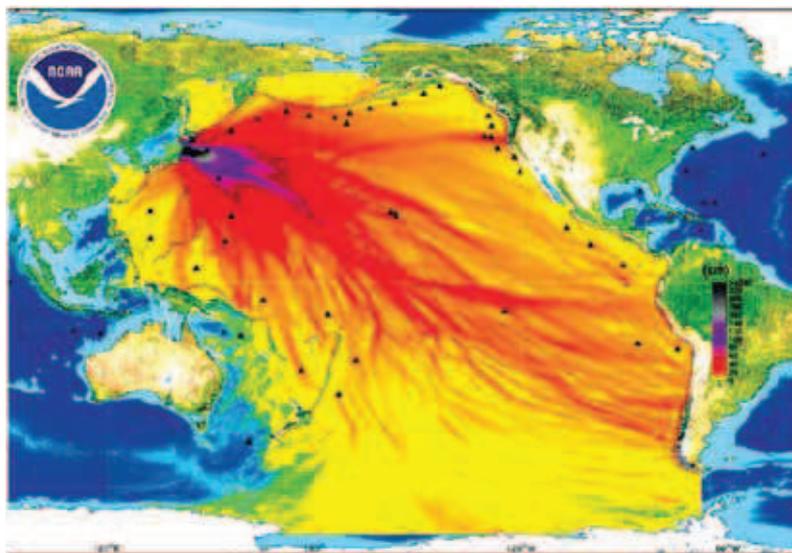


Figura 1 - Representação da propagação da energia do tsunami do Japão, segundo o modelo MOST (Method of Splitting Tsunami) da NOAA, obtido em http://nctr.pmel.noaa.gov/honshu20110311/Energy_plot20110311-1000.png.

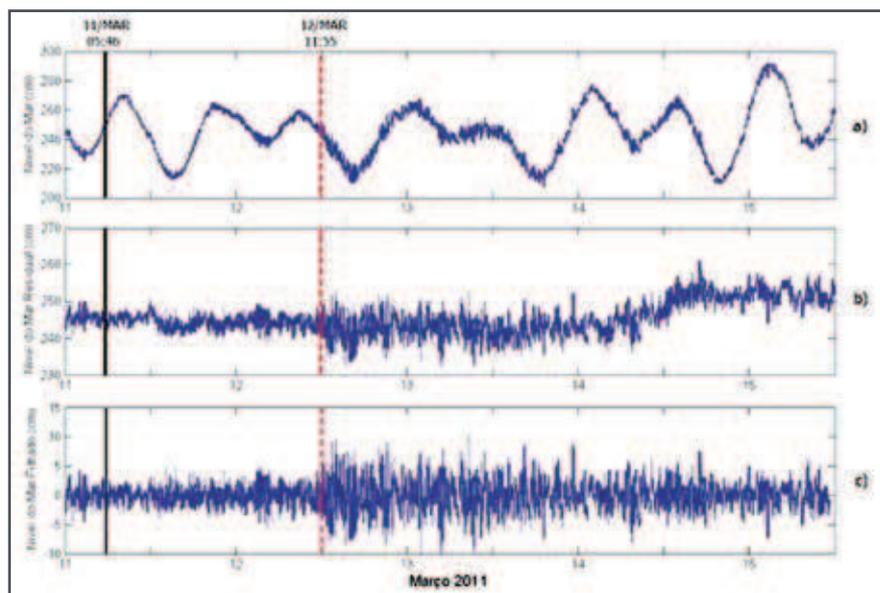


Figura 2 - Registro original do nível do mar em Arraial do Cabo (a), variações sem a presença da maré astronômica (b) e série tratada com filtro passa-alta Kaiser-Bessel, com período de corte de 180 min (c). A linha cheia preta marca o momento do terremoto, enquanto aquela vermelha pontilhada indica o instante de chegada da primeira onda. Os horários estão em UTC (Universal Time Coordinated).

No maregrama obtido pelo registrador analógico também é possível perceber as ondas. Porém, devido a sua baixa resolução para eventos de alta frequência, não foi possível extrair maiores informações.

Metodologia

Os dados foram coletados pelo mareógrafo digital baseado em ultrassom instalado na estação maregráfica mantida pelo IEAPM no porto do Forno, Arraial do Cabo, RJ e não apresentaram valor espúrio (Fig. 2a). Nesta figura já é possível notar uma alteração de alta frequência do nível do mar no dia 12 de março.

Para facilitar a análise, foi retirado do sinal de maré, obtido através do método de mínimos quadrados da análise harmônica, resultando na série residual apresentada na figura 2b. A vantagem da subtração da maré sobre a filtragem é a não atenuação do registro, permitindo estimativas mais fidedignas, especialmente das amplitudes das ondas.

A presença de oscilações de baixa frequência pode, também, dificultar ou mesmo mascarar certas feições, principalmente na determinação da hora da chegada da primeira onda. Dessa forma, um filtro passa-alta de Kaiser-Bessel, com período de corte de 3 horas, foi empregado, tendo como resultado a série temporal mostrada na figura 2c. Nestas figuras, o momento do terremoto está indicado por uma linha cheia preta.

Resultados e discussão

A distância entre o epicentro do tremor e o sul da América do Sul é de, aproximadamente, 17.000 km e, daí até Arraial do Cabo, são mais 4.700 km, ambas tomadas através de um arco de grande círculo.

A velocidade de propagação dessas oscilações, consideradas como "ondas de água rasa" é dada por $c = \sqrt{gh}$, onde g é a gravidade e h é a profundidade local. Assim, tomando-se $g = 10 \text{ m.s}^{-2}$ e a profundidade média do oceano como $h = 4.000 \text{ m}$, tem-se uma estimativa da velocidade de propagação de 200 m/s ou 720 km/h. Dessa forma, o tempo de percurso até o extremo sul da América do Sul é de, aproximadamente, 24 horas, o que, somado ao tempo de deslocamento até Arraial do Cabo, ~ 6,5 horas, resulta num total de 30,5 horas.

Nas figuras 2a, b, c, o início das ondas do tsunami, representado por uma linha vermelha tracejada, pode ser notado no dia 12 de março, às 11:55 UTC (08:55P), 30 horas e 19 minutos após o abalo sísmico, através do súbito aumento da altura das ondas. Mesmo levando-se em consideração que os valores de distância e velocidade são estimativas simplificadas, verifica-se que os resultados são plenamente compatíveis.

Na figura 3, pode-se verificar, no gráfico referente à transformada wavelet do registro, que a exemplo do ocorrido em 2004, o período de oscilação natural da enseada dos Anjos, de aproximadamente 20 min, é o que concentra maior energia (Candella et al., 2008), mas que há oscilações com períodos maiores, até cerca de 60 min.

O decaimento da energia de um tsunami é exponencial e dado por $E(t) = E_0 \cdot e^{-\lambda t}$ (Rabinovich et al., 2011). Para avaliação desses

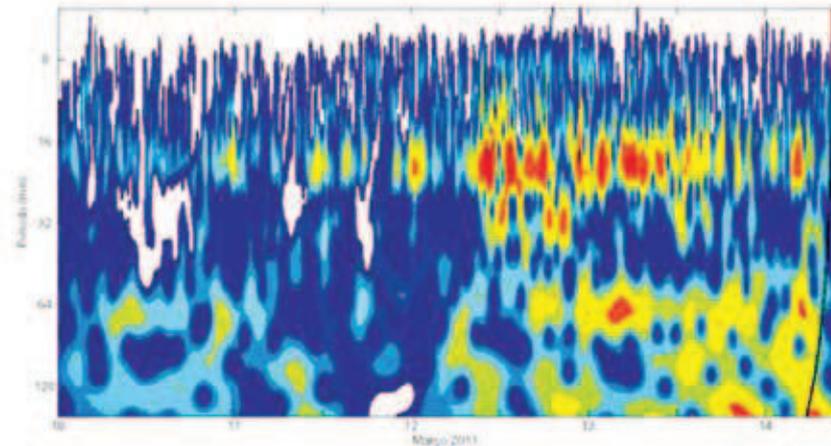


Figura 3 - Representação da transformada wavelet do registro de nível do mar entre os dias 10 e 15 de março, indicando o momento da chegada das primeiras ondas, os períodos com maior energia e o tempo de duração da influência do evento.

parâmetros utilizou-se a variância em segmentos de 6 horas, com sobreposição de 3 horas, o que resulta em um dado a cada 3 horas. Nesse caso, o índice do tsunami (tsunami index) E_0 foi $18,0 \text{ cm}^2$ e o índice de decaimento de energia $t_0 = 29,51 \pm 3,2 \text{ h}$ (Fig. 4). A comparação com o episódio de 2004 ($E_0 = 242,0 \text{ cm}^2$; $t_0 = 18,0 \pm 0,7 \text{ h}$ [Rabinovich et al., 2011]), indica que, em 2011, a energia que chegou ao Arraial do Cabo foi significativamente menor, o que pode ser relacionado com a maior distância e a trajetória não direta das ondas, e seu decaimento mais lento, concordando com os resultados de Rabinovich et al. (2011), que concluíram que o decaimento da energia tem influência direta da distância à fonte.

A maior onda registrada nesse evento teve 17.5 cm de altura e 18 min de período.

Conclusões

A exemplo de 2004, foi possível registrar os efeitos de um evento transoceânico nos

marégrafos localizados no porto do Forno. A detecção, em Arraial do Cabo, das ondas do tsunami, originado próximo ao Japão, demonstrou ser possível a efetiva transmissão da energia de ondas longas originadas no oceano Pacífico para o Atlântico através do estreito de Drake, o que não vinha sendo considerado.

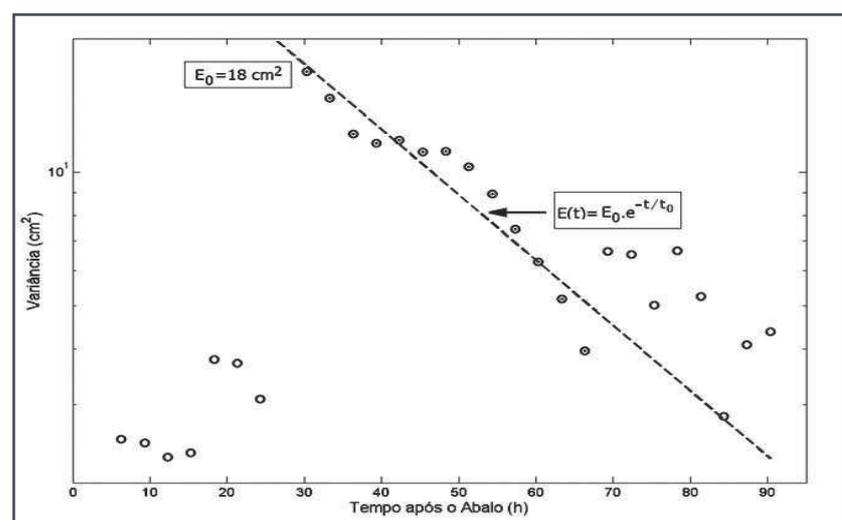


Figura 4 - Variação de energia do tsunami de 2011 em Arraial do Cabo, indicando um índice de decaimento $t_0 = 29,51 \pm 3,2 \text{ h}$. A marcas com pontos internos são as utilizadas no ajuste da equação de decaimento.

Pela pequena quantidade de energia do tsunami no oceano Atlântico, a baixa relação sinal/ruído dificulta a identificação das ondas ao longo da costa brasileira. No entanto, a ressonância no período natural de oscilação da enseada dos Anjos permitiu a clara determinação das ondulações e de suas características.

Referências Bibliográficas:

CANDELLA, R. N., RABINOVICH, A. B. & THOMSON, R. E.. 2008. *The 2004 Sumatra tsunami as recorded on the Atlantic Coast of South America*. *Adv. Geosci.*, 14, 117–128.

RABINOVICH, A. B., CANDELLA, R. N., & THOMSON, R. E.. 2011. *Energy Decay of the 2004 Sumatra Tsunami in the World Ocean*. *Pure Appl. Geophys.* DOI 10.1007/s00024-011-0279-1.

Agradecimentos - Ao SC-NI Márcio Farias de Abreu e ao 1SG-ME Sidnei Alves dos Santos pelo constante auxílio na manutenção e operação da estação maregráfica.

Contato com o autor: rcandella@ieapm.mar.mil.br