

IMPORTANCIA DE LA BATIMETRÍA DE LAS PLANICIES ABISALES EN LA PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS TRANSOCEÁNICOS

Silvia E. Chacón Barrantes

Departamento de Física, Universidad Nacional, Heredia, 40101, Costa Rica.
Teléfonos: 2773616, 2773617, 2773594.
Fax: 22602546

Abstract

The initial form of a tsunami originated by an homogeneous seismic source consists on a simple wave front. While the tsunami propagates in deep water, this simple form suffers several modifications by the tsunami's interaction with the ocean basin's bathymetry. When the tsunami climbs the continental slope, it suffers more modifications due to the bathymetry and topography of the coastal region. The manner in which these local features modify the tsunami's form depends on the tsunami's form itself, i.e., different tsunamis arriving at the same location do not have the same form, though resemblances can be identified among them, and also among the same tsunami arriving to different regions. In this paper the importance that these modifications on the tsunami's form acquires when it approaches to the coast, is identified for the arrival of the Alaska 1964's tsunami to Hilo Bay in Hawaii and of the Indonesia 2004 and 2005's tsunamis to Colombo in Sri Lanka.

Keywords: tsunami propagation, tsunami tail, seismic deformation, tsunami of Alaska 1964, tsunami of Indonesia 2004, tsunami of Indonesia 2005, Colombo, Hilo Bay

Palabras clave: propagación de un tsunami, cola de un tsunami, deformación sísmica, tsunami de Alaska de 1964, tsunami de Indonesia de 2004, tsunami de Indonesia de 2005, Colombo, Bahía de Hilo

I. Introducción

La propagación de un tsunami a través de las planicies abisales se puede describir con las ecuaciones lineales de aguas someras [3]. Estas en dos dimensiones son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{M} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{M}}{\partial t} + gh\vec{\nabla}\eta = 0 \quad (2)$$

donde $\vec{M} = (U, V)$ es la velocidad horizontal del flujo de agua integrada en la columna de fluido, η representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel del mar, h es la profundidad de la columna de agua, t es el tiempo y g es la aceleración gravitacional de la Tierra. De estas ecuaciones se obtiene que la velocidad de propagación de un tsunami está directamente relacionada con la profundidad, por medio de $c = \sqrt{gh}$.

Por lo tanto si un tsunami fuera provocado por una fuente sísmica homogénea y se propagara en un océano infinito de fondo plano, consistiría únicamente en un frente de onda simple, es decir, tendría una forma similar a la mostrada en la Figura 1. Este frente de onda simple se propagaría a lo largo de un círculo máximo perpendicular a la longitud de ruptura (es decir, a lo largo de una línea teórica que divide la Tierra en dos mitades iguales) y además el fenómeno tendría una duración de unas pocas horas cuando mucho [8]. Sin embargo, en circunstancias reales, el tsunami interactúa con la batimetría y topografía del océano en el cual se propaga, modificando su forma. Adicionalmente las fuentes sísmicas reales son raramente homogéneas, y esto a su vez, modifica la forma original del tsunami, sobre todo durante el origen de éste. A la parte del tsunami posterior al frente de onda, consistente en diferentes frecuencias y alturas cuyas causas se mencionan anteriormente, se le conoce como **cola o coda del tsunami**.

La evidencia de la cola de los tsunamis se presenta en investigaciones sobre el tema desde hace varias décadas, así como la teoría que la predice [9]. Sin embargo, es sólo en años recientes, como consecuencia de los avances tecnológicos, que se han podido registrar tsunamis en aguas profundas y observar directamente que la forma de éstos antes de atravesar los taludes continentales, no consiste en un frente de onda simple; como ejemplo podemos ver en la Figura 2 el registro del tsunami de Shikotan de 1994 [10], en el sensor de presión de fondo WC62, localizado en 45.95°N, 129.99°W, a una profundidad de 1550m.

Resultados de numerosas investigaciones sobre tsunamis han permitido concluir que cada tsunami presenta características distintivas de alturas y frecuencias, algunas de ellas sin embargo, similares a las de otros tsunamis provenientes de la misma región de generación, y que cada costa responde de forma diferente ante el arribo de éstos. Loomis [6] encuentra evidencia de esto al efectuar un análisis espectral

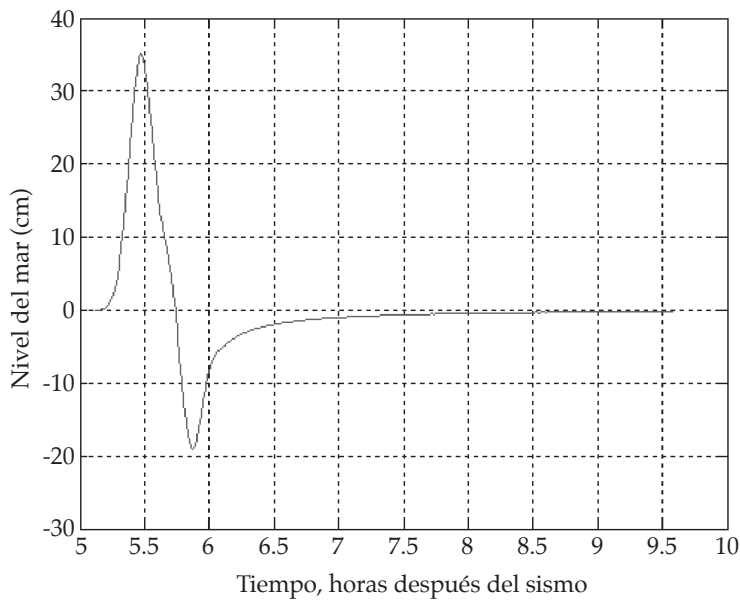


Figura 1. Forma de un tsunami provocado por una fuente sísmica homogénea, después de propagarse por un océano infinito de fondo plano.

de varios registros de tsunamis en las islas Hawaii y muestra que los espectros de diferentes tsunamis en la misma localidad presentan semejanzas importantes entre sí para frecuencias bajas. Sin embargo, para frecuencias altas las semejanzas son pocas, inclusive picos en el espectro de un tsunami corresponden a valles en el espectro de otro. De aquí se puede inferir que en la cola de un tsunami, las frecuencias bajas están determinadas por la respuesta local y las altas por la propagación de tsunami en océano profundo.

La respuesta local ante el arribo de tsunamis (es decir, las modificaciones impuestas a la forma del tsunami por la batimetría y topografía de la localidad a la que éste arriba) ha sido ampliamente estudiada y calculada [1], inclusive se han identificado varias localidades que tienden a entrar en resonancia ante el arribo de un tsunami.

Finalmente, ciertas particularidades de la fuente sísmica, como por ejemplo el grado de heterogeneidad de la deformación del suelo marino, pueden influir en la forma de un tsunami en aguas profundas. Por ejemplo, se señala que el tsunami de Alaska de 1964 presentó una difusión muy lenta [14], lo cual podría deberse a las características de la deformación sísmica, que se dio en un único plano de ruptura, concentrando la energía en pocas frecuencias. Por otro lado [12] establecen que la ruptura del sismo de Sumatra-Andaman de 2004, se dividió en tres segmentos consecutivos, y que el último de ellos rompió en forma lenta. Esto ocasionó que los tsunamis provocados por los segmentos central y sur llegaran a Port Blair aproximadamente 10 y 50

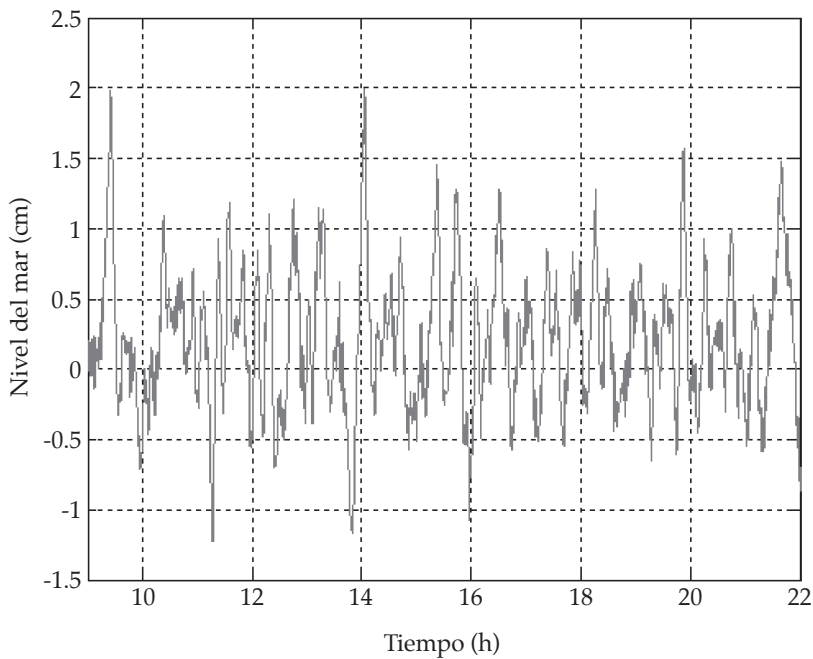


Figura 2. Serie de tiempo de las alturas del tsunami de Shikotan de 1994, a su arribo a una boya de presión de fondo frente a las costas de EEUU.

minutos después, respectivamente, del tsunami provocado por el segmento norte. Es decir, en este caso se puede hablar de tres tsunamis superpuestos, lo cual provoca la presencia de diferentes frecuencias debidas a la fuente.

II. Métodos

En este trabajo se pretende averiguar el efecto que la cola de un tsunami tiene en las ciudades costeras de Hilo en Hawaii y Colombo en Sri Lanka, analizando específicamente el arribo de los tsunamis de Alaska de 1964 en el primer caso, Indonesia de 2004 e Indonesia de 2005 en el segundo. Se escogieron dichas localidades porque respondieron de una forma excepcional ante el arribo de los tsunamis mencionados, reportando más daños que otras situadas a una distancia similar del punto de generación de éstos y presentando un patrón resonante en el registro mareográfico, es decir, se puede observar la presencia de varios picos casi de la misma altura, cuando lo común para otras localidades es que el primer pico del tsunami sea mayor que los siguientes.

Para analizar dicho efecto se utilizan dos métodos basados en cuatro modelos. La diferencia entre los dos métodos es que en uno de ellos se toma en cuenta la cola de los tsunamis y en el otro no. Para ambos métodos se emplea un modelo numérico que

recrea la deformación sísmica homogénea [7]. Posteriormente se propaga el tsunami a través de las planicies abisales usando modelos diferentes para cada método, uno da como resultado un tsunami con forma simple y el otro da como resultado un tsunami con cola. Finalmente se emplea un modelo numérico que propaga el tsunami, ya sea con cola o sin cola, a través del talud continental, desde la planicie abisal hasta la costa. Cada uno de los modelos empleados se detalla a continuación.

Suponiendo que la deformación instantánea de la superficie del mar es la misma que la deformación del lecho marino, se obtuvieron las deformaciones sísmicas utilizadas como condiciones iniciales de los tsunamis, a partir del modelo de dislocación cosísmica de Mansinha y Smylie [7], modelando deformaciones homogéneas, para así eliminar la influencia de la fuente sísmica en la cola del tsunami.

Para obtener el tsunami con cola se utilizó el modelo numérico de propagación de tsunamis de Goto *et al.* [4] que resuelve las ecuaciones lineales de aguas someras propagando la condición inicial a través de la planicie abisal, desde la región de generación del tsunami hasta un punto en océano profundo frente a la localidad de interés. En el Océano Pacífico se empleó una malla de cinco minutos de arco empleando la batimetría de ETOPO5 [13] en el Océano Índico se usó una malla de dos minutos de arco con la batimetría de ETOPO2 de los mismos autores. La cola del tsunami aparece debido a que este modelo contempla las interacciones del tsunami con las variaciones de la batimetría y las masas de tierra de la cuenca en la que se propaga.

Por otra parte, el tsunami sin cola se obtuvo de los resultados de [2], donde el tsunami se propaga en aguas profundas por medio de un modelo analítico, consistente en la solución analítica de las ecuaciones lineales de aguas someras, considerando un océano infinito de fondo plano y empleando una condición inicial definida por la superposición de varias funciones impulso, cuyas dimensiones son consecuentes con la deformación sísmica.

Una vez que se tiene el tsunami en aguas profundas (con cola o sin ella), se utiliza como forzamiento de frontera en el modelo numérico de inundación por tsunami de Goto *et al.* [4], que resuelve numéricamente las ecuaciones no lineales de aguas someras propagando el tsunami hasta la costa. En el caso de Hawaii se emplearon dos mallas anidadas de 27 y 9 segundos de arco, para las cuales se empleó batimetría digitalizada. En el otro caso, no se contaba con una batimetría digitalizada del estrecho de Palk, por lo que se interpoló la batimetría de ETOPO2 [13] para utilizar tres mallas anidadas de 120, 40 y 13.33 segundos de arco. En ambos casos de estudio la malla de mayor resolución abarca únicamente la franja de costa donde se encuentra la ciudad respectiva.

III. Resultados y discusión

En el arribo del tsunami de Alaska de 1964 a Hilo (Figura 3) se puede observar que en el resultado del forzamiento analítico aparece un tercer pico más alto que los dos primeros, el cual no aparece ni en el resultado del forzamiento numérico ni en las

observaciones. Se puede concluir entonces, para este caso en particular que la cola del tsunami interfiere destructivamente con la batimetría local para eliminar este tercer máximo. Esto no quiere decir que las colas de todos los tsunamis que arriben a Hilo interferirán destructivamente con la batimetría, sino simplemente que los tsunamis provenientes de la región de generación mencionada muy probablemente lo hagan.

Caso contrario, en Colombo, tanto en el arribo del tsunami de Indonesia del 2004, como en el del 2005, se puede observar en la Figura 4 que los primeros tres picos de ambos resultados son muy similares. Sin embargo, el resultado correspondiente al forzamiento numérico presenta un cuarto y quinto pico, mayores que el segundo y tercero, pero menores que el primero. Como ambos tsunamis vienen de una zona próxima entre sí, se puede postular que la presencia de este cuarto y quinto máximo se debe a la interacción de la cola de los tsunamis provenientes de esa zona con la batimetría local.

En el caso del tsunami del 2005, las observaciones corroboran la presencia de estos máximos posteriores. Para el tsunami del 2004 no es posible corroborar la presencia del cuarto y quinto pico porque existe un vacío de más de cinco horas en las observaciones, debido a que los carretes del mareógrafo se salieron de lugar después del primer arribo.

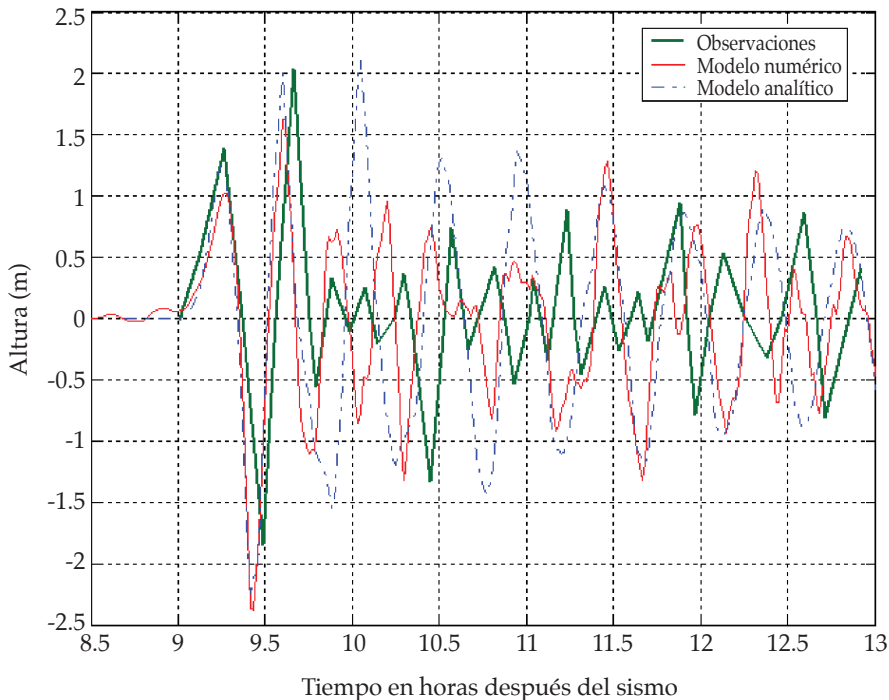


Figura 3. Comparación de las salidas correspondientes a los forzamientos numérico y analítico y las observaciones en la Bahía de Hilo, para el tsunami de Alaska de 1964. La línea continua gruesa corresponde a las observaciones, la línea continua delgada al resultado de la propagación del tsunami con cola y la línea discontinua al resultado del modelo sin cola.

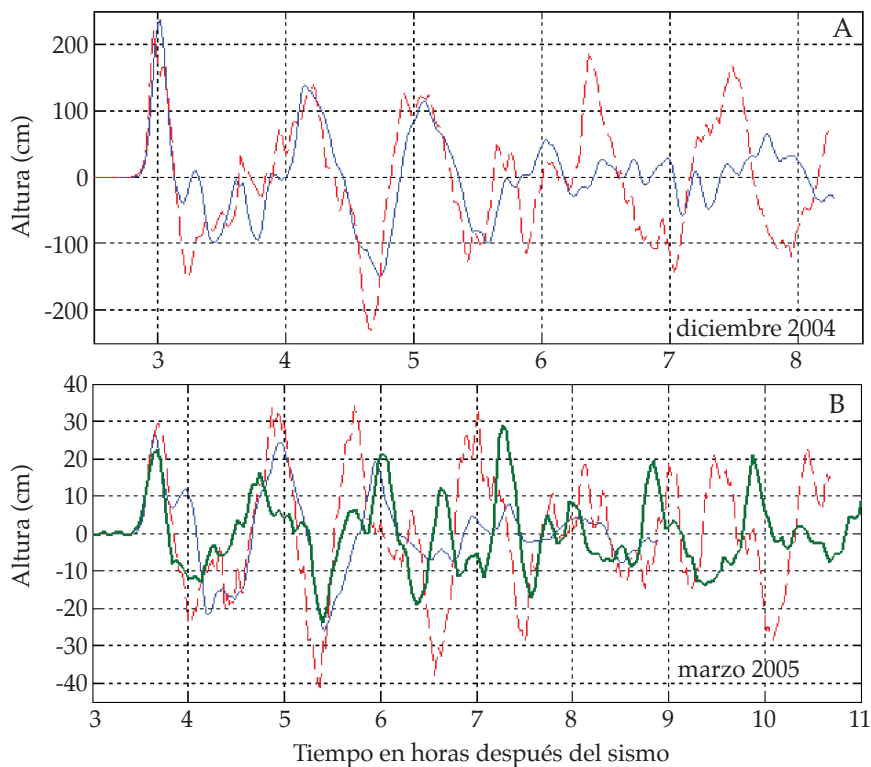


Figura 4. Comparación de los resultados de propagar los tsunamis con cola (línea discontinua) y sin cola (línea continua delgada) en Colombo, para el arribo de los tsunamis de 2004 y 2005. Con la línea gruesa se muestran las observaciones del tsunami de 2005.

Coincidentemente, los medios de prensa informaron que ese 26 de diciembre de 2004, el tren que hacía el recorrido de Colombo a Matara, en el sur del país, recogió los sobrevivientes del tsunami que fue encontrando a su paso, pero cuando llegó a Akurala, fue golpeado por éste. Los pocos sobrevivientes reportaron que una primera ola alcanzó el tren provocando el pánico de los pasajeros, pero fue la segunda ola la que lo descarriló. A pesar de las evidencias de que la segunda ola fue mayor que la primera, en ninguno de los resultados de las simulaciones de este tsunami (el caso con cola y el caso sin cola) aparece esto.

Se pueden dar dos explicaciones para la ausencia de esta gran segunda ola en los resultados de las simulaciones. La primera explicación es que la interpolación de la batimetría del estrecho de Palk haya pasado por alto algún factor de importancia que provocó una segunda ola mayor que la primera. Sin embargo, como esta característica no aparece en el tsunami del 2005 para el cual se empleó la misma batimetría, resulta poco probable.

La segunda y más probable es que esta segunda ola de mayor altura tuviera como causa la heterogeneidad de la fuente sísmica. Como se mencionó anteriormente,

en Singh *et al.* [12] se habla de la complejidad de la deformación sísmica causante de este tsunami, y se plantea que el último plano en experimentar ruptura fue el situado al noroeste y sufrió una ruptura lenta. Los sismos lentos en zonas de subducción son llamados a menudo sismo-tsunamis, porque provocan tsunamis más grandes que lo esperado por su magnitud [5], [11], por lo tanto, la ruptura lenta de este tercer plano de falla pudo haber sido responsable de la segunda ola que descarriló el tren y sacó de funcionamiento el mareógrafo, ya que además dicho plano era el que se encontraba más cercano a Sri Lanka.

La heterogeneidad de las deformaciones sísmicas es también la responsable de las diferencias entre los resultados de los modelos y las observaciones, cierto tiempo después del primer arribo del tsunami, como se puede observar en las Figuras 3 y 4.

Finalmente, resulta notable que los resultados de ambos forzamientos para los tres casos presentan un período muy similar, pero que difiere del de las observaciones. Es probable que esto se deba, nuevamente, al empleo de deformaciones sísmicas homogéneas como condiciones iniciales de los tsunamis, las cuales son aproximaciones gruesas de las deformaciones sísmicas reales.

El grado de destrucción ocasionado por los desastres naturales depende de que tan preparados estemos a enfrentar los fenómenos naturales y esto a su vez depende de que tanto sepamos de ellos. En localidades donde históricamente los arribos de tsunamis han resultado particularmente destructivos se debe acumular más información sobre ellos y estar más preparados todavía. Este trabajo demuestra que, en las ciudades analizadas, y para tsunamis procedentes de las zonas referidas, la cola de un tsunami juega un papel trascendente en la forma en la que el tsunami arriba a la costa, y que, a la hora de emitir alertas y realizar evacuaciones, se debe estar consciente de que el peligro que acarrea un tsunami no concluye con la llegada de la primera ola, sino que en estos lugares en particular, tiene una duración mayor.

IV. Agradecimiento

A Modesto Ortiz por facilitarme las batimetrías de la Bahía de Hilo, y los modelos numéricos de Goto y Mansinha.

V. Referencias

- [1] Aste Evans, A. A. *Optimización del sistema regional de alerta de tsunamis en Perú mediante la detección temprana y simulación numérica*. Tesis de Maestría en Ciencias en Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE): Ensenada, México. 2003.
- [2] Chacón Barrantes, S. E., *Estimación temprana de la altura esperada de tsunamis transoceánicos*, Tesis de Maestría en Ciencias en Oceanografía Física, Centro

de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE): Ensenada, México. 2005.

- [3] Gill, A., *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academia Press, Inc: 1982, pp 108-109.
- [4] Goto, C.; Y. Ogawa; N. Shuto & F. Imamura, IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme. Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides #35, París, 4 Parts. 1997.
- [5] Kanamori, H. & Kikuchi, M.,: *Nature* **1993**, 361, 714 – 716.
- [6] Loomis, H. G., *Bulletin of the Seismological Society of America*, **1966**, 56(3), 697-713.
- [7] Mansinha, L.; Smylie, E., *Bulletin of the Seismological Society of America*, **1971**, 61: 1433-1440.
- [8] Munk, W. H., *Proc. Tsunami Meetings, 10th Pacific Science Congress, 1963* Honolulu, Hawaii. IUGG Monogr., # 24. París, 53-72.
- [9] Murty, T.S., *Seismic Sea Waves: Tsunamis*, Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada: 1977, pp 75-144.
- [10] Ortiz, M., *ITS Proceedings, Session 7, #7-3: 723-739*
- [11] Satake, K., *Geophysical Research Letters*, **1994**, 21(23), 2519-2522.
- [12] Singh, S. K.; Ortiz, M.; Gupta, H. K.; & Ramadass, D. G. A., *Geophysical Research Letters*, **2006**, 33, 13-16.
- [13] Smith, W. H. F. & Sandwell, D. T., *Science*, **1997**. 277, 1956-1962.
- [14] Van Dorn, W. G., *Journal of Physical Oceanography*, **1984**, 14, 353-363.

