

DEL EDITOR

EL TERREMOTO Y POSTERIOR TSUNAMI DEL 26 DE DICIEMBRE DE 2004 EN INDONESIA

BEATRIZ ELENA ESTRADA ROLDÁN

Centro de Proyectos e Investigaciones Sísmicas (CPIS). Universidad Nacional, Facultad de Minas

JOSEF FARBIARZ FARBIARZ

Centro de Proyectos e Investigaciones Sísmicas (CPIS). Universidad Nacional, Facultad de Minas

1. INTRODUCCIÓN

El 26 de diciembre de 2004, a las 0:58:53 hora internacional (UTC), 07:58:53 AM hora local de Sumatra, se generó un sismo de magnitud 9.0 (United States Geological Survey, USGS, 2005) en la costa occidental de la isla de Sumatra en Indonesia. Este evento es uno de los mayores ocurridos desde 1900 después del terremoto del año 1960 en Chile cuya magnitud fue de 9.5, y los de Alaska en 1957 y 1964 con magnitudes 9.1 y 9.2, respectivamente.

2. EFECTOS

El terremoto del pasado 26 de diciembre fue generado en el fondo oceánico, a 3.32° de latitud norte y 95.85° de longitud este y a una profundidad de 30 km, según la localización obtenida por el USGS (2004). Como consecuencia del movimiento producido por este sismo en el fondo oceánico, se generó un tsunami que viajó a través del océano Índico cobrando la vida de más de 150 000 personas en varios países del sur y sureste asiático. En la Figura 1 se presenta la localización del evento y el tiempo de viaje (en horas) del tsunami a través del océano.

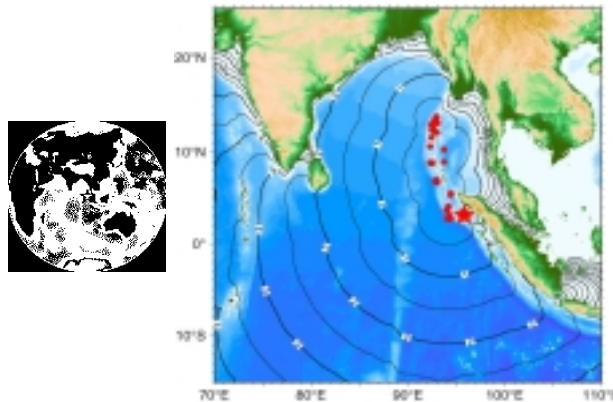


Figura 1. Localización del evento sísmico y tiempo de viaje (en horas) del tsunami que se generó. La estrella amarilla y roja en cada figura representa el epicentro del evento. Algunas de sus réplicas son representadas por los círculos rojos rellenos. Las figuras fueron tomadas de los servicios geológicos de Estados Unidos y Japón respectivamente.

Se calcula que más de 90 000 personas murieron en Indonesia como consecuencia del terremoto y posterior tsunami. 41 000 perecieron en Sri Lanka, 10 000 en India, 5 000 en Tailandia, 120 en Somalia, 90 en Myanmar, 66 en Malasia, 46 en las Islas Maldivas, 10 en Tanzania, 2 en Bangladesh, 1 en Seychelles y 1 en Kenya. Estas cifras podrían aumentar a medida que se continúe con los trabajos de rescate y limpieza en la zona.

El tsunami causó daños en Madagascar y Mauritius. Alcanzó costas de Australia y Nueva Zelanda e incluso la costa occidental de Sur América y Norte América (USGS, 2005). El terremoto como tal se reportó con una intensidad de VII (escala de Mercalli Modificada) en Banda Aceh, en Sumatra, Indonesia, a 250 km del epicentro. Un volcán de lodo cerca de Baratang en las Islas Andaman hizo erupción el 28 de diciembre, tal vez como consecuencia de este terremoto, como ocurrió tras las terremotos de Murindó en Colombia del 17 y 18 de octubre de 1992, en el que el volcán de lodo Cacahual, en el Urabá, hizo explosión pocos minutos después de los eventos (Martínez, et.al., 1995).

Además de la población local permanente, algunas de las víctimas eran parte de la importante población flotante conformada por turistas de todas partes del mundo, lo que hace que los efectos lleguen a lugares donde el tsunami no golpeó directamente. Tal es el caso de Suecia que afirma que es el peor desastre de su historia debido a la cantidad de turistas suecos que perdieron la vida en esta catástrofe. En algunas zonas afectadas directamente por el tsunami se reportaron olas de hasta 10 metros, mientras que en otras la altura no fue muy significativa, aunque la fuerza con la que el tsunami inundó la costa fue suficiente para que los daños causados se cataloguen como desastre.

La imagen de la Figura 2 muestra una región al sureste de Sri Lanka, en el pueblo de Kalutara antes del tsunami, durante y después del tsunami. (Las imágenes satelitales fueron tomadas por el satélite Digital Globe Quickbird y están publicadas en la página web de Global Security).



Figura 2. Imágenes de satélite de una región al sureste de Sri Lanka, en el pueblo de Kalutara, antes y después de la llegada del tsunami. a). Imagen de satélite de una región al sureste de Sri Lanka, en el pueblo de Kalutara. La imagen fue tomada antes del tsunami, en enero de 2004. b). Imagen de la misma región tomada 26 de diciembre antes de que el tsunami golpeará. Note el retroceso del océano que es un fenómeno observado en algunos tsunamis antes de que golpeen la costa. c). Imagen de la misma región tomada 26 de diciembre poco tiempo después de que el tsunami llegara.

3. GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis son grandes olas generadas por perturbaciones en el fondo oceánico. Estas perturbaciones pueden generarse por eventos sísmicos, deslizamientos en el lecho marino, erupciones volcánicas oceánicas o incluso por caída de meteoritos.

En aguas profundas, las olas de tsunami se propagan con velocidades de hasta 800 kilómetros por hora, y con alturas de pocas decenas de centímetros o menos. Las olas de tsunami se diferencian de las olas oceánicas comunes por la gran extensión entre sus crestas que a menudo es superior a 100 km en el océano profundo, y por el tiempo que transcurre entre dichas crestas, que varía desde 10 minutos hasta una hora. Cuando el tsunami llega a aguas poco profundas en la costa, las olas se frenan y el agua se concentra causando un levantamiento del agua que puede ser de decenas de metros de altura. A veces un tsunami inicialmente provoca un retiro de las aguas costeras, exponiendo el piso oceánico. Se han reportado tsunamis hasta de 30 metros de altura (NOAA, 2002; FEMA, 2004).

En todos los océanos del mundo se pueden generar tsunamis, pero en el Océano Pacífico y en sus mares marginales este fenómeno es más frecuente debido a la mayor ocurrencia de fuertes sismos a lo largo de sus márgenes. No todos los sismos generados en el fondo oceánico generan tsunamis. Para generar un tsunami, el foco del evento debe ser superficial (menor a 70 km), y la falla que lo produce debe desplazar verticalmente el suelo oceánico, sobre una área extensa. La mayoría de tsunamis destructores se generan en zonas

de subducción (Sauter, 1989; NOAA, 2002).

Cuando se produce un tsunami, las ondas viajan en todas las direcciones y sus características dependen de la cantidad de movimiento vertical y horizontal del piso oceánico, del área sobre la cual ocurre el sismo, de la eficiencia con la que la energía es transferida desde la corteza terrestre al agua oceánica, la trayectoria de las ondas y finalmente de las características de la costa a la que llega el tsunami (Caicedo et al., 1997(?), NOAA, 202)

4. CONTEXTO TECTÓNICO DE LA ZONA DE GENERACIÓN DEL TSUNAMI DEL 26 DE DICIEMBRE

La región de Indonesia es una de las más activas sísmicamente en el mundo. Indonesia es un arco de isla que de acuerdo con las características de este ambiente tectónico posee una fosa tectónica profunda y una cadena importante de volcanes. En la zona de generación del tsunami, la placa Índica subduce la placa Burma con un movimiento en dirección noreste y a una tasa de 6 cm/año. Este movimiento da como resultado una convergencia oblicua entre las dos placas en la fosa Sunda, la región donde la placa Índica se “dobla” para introducirse al manto (Figura 3). El movimiento oblicuo entre las placas se ajusta por medio de fallas inversas y de rumbo. El sismo del 26 de diciembre se produjo en las fallas inversas. Las localizaciones iniciales de las réplicas importantes muestran que aproximadamente 1 200 km del límite entre placas se desplazaron durante el evento. Como consecuencia del movimiento producido en la falla inversa, el desplazamiento vertical del suelo oceánico debió ser de varios metros (USGS, 2005).

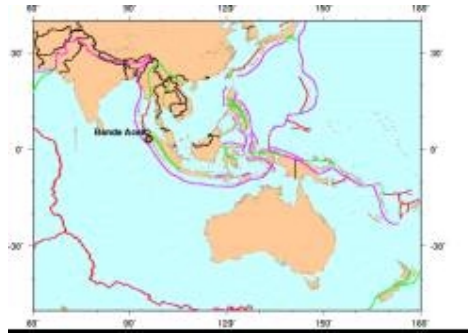


Figura 3. Límites tectónicos en la zona epicentral del terremoto del 26 de diciembre. Las zonas de subducción están representadas en púrpura, las zonas de rift en rojo y las fallas de transformación en verde. Figura tomada de USGS (2005).

Los mecanismos focales obtenidos para este evento por el USGS y la Universidad de Harvard confirman que el movimiento de una falla inversa de bajo ángulo produjo el terremoto que generó el tsunami.

Basado en los sismogramas de banda ancha distribuidos globalmente, Ji (2005) modeló la ruptura para este sismo. De acuerdo con su análisis, Ji determinó que la duración total de la ruptura fue de 200 segundos generando un deslizamiento máximo de 20 m y una propagación de la ruptura por 400 km con una velocidad de 2 km/s.

5. TSUNAMIS EN COLOMBIA

Debido a su ubicación en el cinturón de fuego del Pacífico, donde se produce la mayor actividad sísmica del mundo y los tsunamis más frecuentes, Colombia no ha sido ajena a este tipo de fenómenos. La costa Pacífica Colombiana está expuesta a fuentes de tsunami próximas, como la zona de subducción Colombo-Ecuatoriana, y a fuentes lejanas a lo largo de los límites de placas en la placa del Pacífico.

Aunque en el mar Caribe también se pueden generar tsunamis, los catálogos históricos muestran que este fenómeno no es tan común en esta región. Además, la amenaza por tsunami para Colombia en el Caribe no es tan significativa como en el Pacífico, debido a la lejanía de las fuentes tsunamigénicas más importantes como la zona de subducción de las antilla menores (Caicedo et al., 1997). Históricamente, ninguno de los tsunamis ocurridos en el

Caribe ha llegado a tener un efecto importante en las poblaciones Colombianas. La zona de subducción Colombo-Ecuatoriana, en el Pacífico, ha provocado en Colombia tragedias relacionadas con tsunamis en varias ocasiones; sin embargo no existen aun registros de impactos significativos de tsunamis generados en fuentes lejanas como las de Alaska, México, Perú, Chile, Tonga-Kermadec, Filipinas, Japón, etc. (Caicedo et al., 1997). El primer registro que se tiene en la historia sísmica de Colombia data de 1530. Este fuerte evento se generó en las costas Venezolanas el primero de septiembre de ese año y produjo un tsunami importante en esta región. Aunque el sismo fue sentido en Colombia, no se tiene ningún reporte de la llegada del tsunami ni de sus posibles efectos en el Caribe Colombiano (Ramírez, 1975).

El tsunami más importante del que se tiene registro en el país ocurrió el 31 de enero de 1906 en el Pacífico Colombiano. En esta fecha se generó un sismo de gran magnitud (M 8.4) frente a las costas de Colombia y Ecuador que produjo un tsunami que causó la mayoría de las muertes en ambos países. Se registraron un total de 400 muertes (Ramírez, 1975, Peralta, 2003).

Los reportes describen olas de 5 m en Tumaco, mientras que en Guapí se reportó una ola que avanzó en forma de columna con una altura que alcanzó los árboles más elevados, dejando en los alrededores sólo tres casas en pie de 400 (Ramírez, 1975).

Más recientemente, el 12 de diciembre de 1979, otro terremoto (Ms 8.1) se generó a 80 km al suroccidente de Tumaco. Minutos después del terremoto un tsunami que alcanzó olas de 2.5 m golpearon las costas del suroccidente Colombiano causando la muerte de más de 200 personas, la mayoría niños (Herd et al., 1981). Durante este sismo la Costa Colombiana, desde el borde con Ecuador hasta Guapi, sufrió una subsidencia de 1.6 m causando innumerables inundaciones (Herd et al., 1981; Ramírez y Goberna, 1980). En 1989 comenzó en Colombia el Programa Nacional para la Prevención de Tsunami, con el apoyo de varias instituciones nacionales y extranjeras, en el que se escogió la zona de Tumaco como zona piloto para el estudio. Como parte de este programa, el Observatorio Sismológico de Suroccidente, OSSO, inició en proyecto de modelamiento de propagación de tsunamis mediante métodos de simulación numérica con base en la aproximación para ondas largas, con el fin de calcular detalladamente tiempos de llegada, alturas de ola, corrientes y áreas de inundación en zonas de mayor vulnerabilidad en las costas Colombianas. Este trabajo modeló un sismo de fuente cercana, generado en la zona de subducción Colombo-Ecuatoriana, y uno de fuente lejana generado en la zona de subducción chilena (OSSO, 1998). Los efectos calculados a partir de la evaluación de eventos simulados (tiempo de llegada, alturas de olas máximas, áreas de inundación, y corrientes) coincidieron aceptablemente con los efectos observados a partir de sismos reales en la zona, lo que confirma la utilidad de el método usado (solución numérica de ecuaciones de onda para la aproximación de aguas someras). Para la costa Atlántica Colombiana, en el Caribe, Caicedo et al. (1997b), concluye que la fuente de tsunami más cercana es el Cinturón deformado del Norte de Panamá, mientras que las fuentes más importantes en el Caribe se localizan en la parte norte del arco de las Antillas Menores (Santa Lucía hasta la Hispaniola). Este estudio también concluye que la costa Caribe Colombiana no posee evidencias significativas de amenaza por tsunami y que en el caso de llegada de un tsunami a la costa norte de Colombia, las

alturas de las olas no sería mayores a aquellas producidas durante el fenómeno conocido como mar de leva.

REFERENCIAS

- [1] Caicedo, J., H., Martinelli, B., Meyer, H., Reyna, J.A., (1997a). Simulaciones numéricas de propagación de tsunami para la costa Pacífica Colombiana. Disponible en: <http://osso.univalle.edu.co/cgi-bin/osso.cgi?q=tsunami>
- [2] Caicedo, J., H., Martinelli, B., Meyer, H., Steer, R. (1997b). Efectos de tsunami del Mar Caribe en la Costa de Colombia. Disponible en: <http://osso.univalle.edu.co/cgi-bin/osso.cgi?q=tsunami>
- [3] Fema (2004). Tsunamis. Disponible en: <http://www.fema.gov/hazards/tsunamis/tsunami.shtm>
- [4] Global Security (2005). Indian Ocean Tsunami Imagery. Disponible en: <http://www.globalsecurity.org/eye/andaman-sri-lanka.htm>
- [5] Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango, J.L., Person, W.J., and Mendoza, C. (1981) The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979
- [6] Ji, Chen (2005). Preliminary Rupture Model. Disponible en: <http://neic.usgs.gov/neis/bulletin>
- [7] Martínez, J.M., Parra, E., París, G., Forero, C., Bustamante M., Cardona O.D. y Jaramillo J.D., (1995), Los Sismos del Atrato Medio, 17 y 18 de Octubre de 1992, Noroccidente de Colombia, Memorias Seminario Sismotectónica de Colombia, Revista INGEOMINAS, No. 4.
- [8] NOAA -National Oceanic and atmospheric Administration (2002). Tsunamis: Las grandes olas. Disponible en: http://www.prh.noaa.gov/itic/sp/library/pubs/great_waves
- [9] OSSO – Observatorio Sismológico del Suroccidente (2005). Tsunami. Disponible en: <http://osso.univalle.edu.co/cgi-bin/osso.cgi?q=tsunami>
- [10] Peralta, H., Arrellano, J., Leusson, A., Quiñónez, J., Camacho, R., Llanos, L.,

Mendoza, J. (2003). Evaluación de la vulnerabilidad física por terremoto y sus fenómenos asociados en las poblaciones del litoral de Nariño. Memorias II Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica (Colombia).

[11] Ramírez, J. E (1975). Historia de los terremotos en Colombia. 2da edición. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. 250p.

[12] Ramírez, J. E.; Goberna, J. R.; 1980. Terremotos Colombianos noviembre 23 y diciembre 12 de 1979, Informe preliminar. Bogotá, 95p.

[13] Sauter (1989). Introducción a la sismología.

[14] Servicio Geológico del Japón (2005). December 26 Tsunami in Indian Ocean. Disponible en:

<http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>

[15] USGS -United States Geological Survey (2005). Magnitude 9.0 OFF W COAST OF NORTHERN SUMATRA Preliminary Report. Disponible en: <http://neic.usgs.gov/neis/bulletin>

[16] WCATW -West Coast/Alaska Tsunami Warning (2004). Indian Ocean Tsunami of 26 December, 2004. Disponible en: <http://wcatwc.gov/IndianOSite/IndianO12-26-04.htm>