

EVALUACIÓN DEL PELIGRO DE TSUNAMI PARA LA COSTA CENTRAL DE PERÚ MEDIANTE EL MODELAMIENTO NUMÉRICO DE LOS TERREMOTOS DE 1974, 1966 Y 1746

Sheila Yauri¹⁾, Yoshiro Fujii²⁾, Bunichiro Shibasaki²⁾ y Hernando Tavera¹⁾

1) Instituto Geofísico del Perú, Lima – Perú

2) Instituto Internacional de Sismología e Ingeniería Sísmica, Instituto de Investigación, Japón.

sheila.yauri@igp.gob.pe, hernando.tavera@igp.gob.pe

1. INTRODUCCIÓN

Los recientes tsunamis de origen sísmico ocurridos en Sumatra 2004 (Mw9.0), Chile 2010 (Mw8.8) y Japón 2011 (Mw9.0) han mostrado al mundo su gran potencial destructivo. El Perú por su ubicación geográfica, dentro de una zona de convergencia de placas, también ha sido escenario de importantes tsunamis como el de 1586, 1687, 1746, 1868, 1974, 1966, 2001 y 2007. Considerando que estos eventos son recurrentes en el tiempo y espacio, es necesario realizar el estudio de los tsunamis históricos como posibles escenarios en el futuro. En este sentido, se evalúa el peligro de tsunami para la costa central de Perú mediante el modelamiento numérico de dos tsunamis originados por los sismos de 1974 (Mw8.0), 1966 (Mw8.1) y el sismo histórico de 1746 (Mw8.5-9.0), haciendo uso del código no lineal TUNAMI-N2. Para validar los resultados obtenidos de estos dos eventos, se utilizó los registros del tsunami de tres estaciones mareográficas; mientras que, para el tsunami histórico de 1746, se realizó la simulación numérica con cuatro posibles escenarios considerando magnitudes de 8.5Mw, 8.8Mw, 9.0Mw y 9.2Mw. Finalmente, se propone un posible escenario de tsunami para la costa central de Perú, considerando el modelo de acoplamiento intersísmico propuesto por Chlieh et al. (2011) a partir de observaciones GPS.

2. DATOS

Para llevar a cabo el modelamiento de propagación de un tsunami, la batimetría es un dato importante para conocer la profundidad y/o morfología del fondo marino. Esta data es obtenida del GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) con resolución batimétrica de 1 arco minuto y 30 arco segundos. Adicionalmente, se considera la batimetría local proporcionada por la DHN para la zona que rodea La Punta - Callao. Por otro lado, a fin de validar los modelos de fuente para el tsunami de 1966, se hace uso de los registros mareográficos de las estaciones Chimbote (09°14'S, 79°00'O), Callao (12°03'S, 77°09'O) y San Juan (15°21'S, 75°10'O), y para el tsunami de 1974 los registros de las estaciones Callao y San Juan, todos obtenidos de Kuroiwa (2004) y Murty y Wigen (1975), respectivamente. Asimismo, a fin de estimar la altura y el tiempo arribo del tsunami en zonas importantes de la costa peruana, se considera la ubicación actual de las estaciones mareográficas de la DHN y se asume otros puntos a lo largo de la costa central de Perú. Los registros mareográficos utilizados fueron digitalizados y filtrados a fin de eliminar el efecto de marea.

3. METODOLOGÍA

3.1. Área de estudio

Para los tsunamis de 1966 y 1974, se consideró un área computacional entre los 84°O a 74°O y desde los 17°S hasta los 7°S (600 x 600 nodos para 1 arco minuto y 1200 x 1200 nodos para 30 arco segundos) y para el tsunami histórico de 1746, entre 91°O hasta los 72°O y desde 20°S hasta los 4°S (1140 x 960 nodos para 1 arco minuto y 2280 x 1920 nodos para 30 arco segundos). Teniendo en cuenta el criterio CFL (Courant-Friedrichs-Lewy), se consideró un intervalo de tiempo computacional de 2 s para la batimetría con resolución de 1 arco minuto y 3 s para la de 30 arco segundo, a fin de evitar inestabilidades numéricas. En todo los casos y a fin de contar con suficiente secuencia de olas para realizar la validación mediante la comparación entre los mareogramas registrados y los sintéticos, se modeló un tiempo de propagación para el tsunami de 3 horas después de ocurrido el evento sísmico.

3.2 Parámetros de la fuente

La deformación repentina del fondo marino, asociada a un terremoto, es considerada como condición inicial para la formación de un tsunami y esta deformación es calculada en todos los casos haciendo uso del algoritmo de Okada (1985), adoptado para un modelo elástico homogéneo e isotrópico en un espacio semi-infinito. A partir de los parámetros que definen la fuente sísmica (latitud, longitud, profundidad del tope de la falla, longitud de la falla, ancho de la falla, rumbo, buzamiento, desplazamiento y ángulo de desplazamiento), se procedió a calcular la deformación del fondo marino para los tres eventos. Para una mejor estimación de los parámetros iniciales de la fuente, se toma en cuenta la geometría de la subducción de la placa de Nazca en la región central entre 10°S y 15°S, en donde la distribución de la sismicidad en profundidad es de 10° de inclinación a una profundidad entre 20-25 km aumentando a 30° hasta una profundidad de 100 km, para luego seguir con una tendencia sub-horizontal (Bernal y Tavera, 2002).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Tsunamis del 3 de Octubre de 1974 y 17 Octubre de 1966

Con el fin de encontrar el mejor modelo de fuente y reproducir los tsunamis de 1974 y 1966, se realizó el modelamiento numérico iterativo para cada evento, tratando de encontrar el que mejor reproduce la secuencia de olas registradas en los mareogramas. En ambos casos, previamente se utilizó la ley de escala propuesta por Papazachos et al. (2004) para estimar el área de la fuente y desplazamiento asociado a la magnitud Momento (Mw).

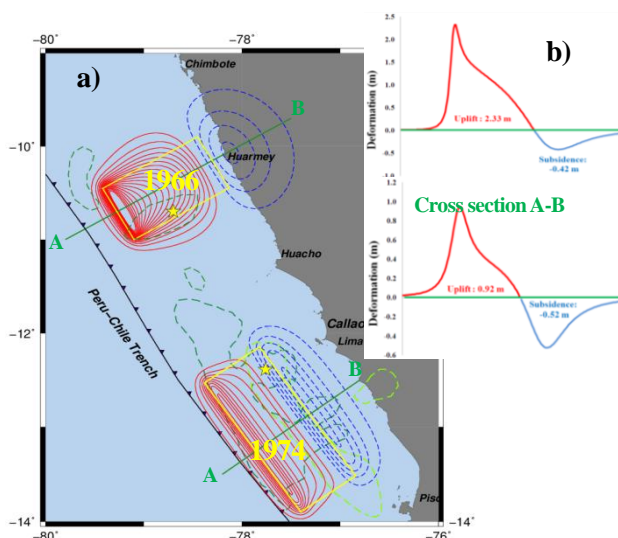


Figura 1: a) Modelos de fuente de tsunami proyectado en superficie (rectángulo amarillo) para los eventos de 1974 y 1966. Localización epicentral según el USGS (estrella amarilla). Áreas con levantamiento (líneas rojas) y subsidencia (líneas azules) con líneas separadas de 0.1 m. El área de réplicas y las zonas de ruptura son indicadas con líneas discontinuas de color verde claro y oscuro. b)

Sección transversal de la deformación vertical (considerada como condición inicial) a lo largo A –B.

Asimismo, se consideró el área de distribución espacial de réplicas y de ruptura (Hartzell y Langer, 1994; Langer y Spence, 1995). Después de numerosas iteraciones el mejor modelo de fuente fue validado mediante la comparación entre los mareogramas registrados y los sintéticos, haciendo uso de la batimetría con resolución de 30 arc segundos. De esta manera, es posible la determinación de la altura y tiempo de arribo de la ola en puntos estratégicos de la costa peruana. El tsunami de 1974, se habría generado debido a la deformación del fondo marino con un levantamiento de 0.92 m y una subsidencia de 0.52 m y el tsunamis de 1966 con un levantamiento de 2.33 m y una subsidencia de 0.42 m. En ambos casos, la geometría de la fuente propuesta coincide con el área de réplicas determinadas por Langer y Spence (1995), ver Figura 1a y b. La altura máxima del tsunami de 1974, se habría dado alrededor de la estación Cerro Azul; mientras que, el tsunami de 1966 al rededor de la estación Puerto Supe, con olas de 1.4 y 1.7 m, respectivamente. El tiempo de arribo de la primera ola a la costa peruana en ambos casos fue después de los 20 minutos de ocurrido el evento sísmico.

Tabla 1: Parámetros de la fuente sísmica propuestos en este estudio para los terremotos de 1974 y 1966.

<i>Year</i>	<i>Lat.</i> (° S)	<i>Long.</i> (° W)	<i>Slip</i> (m)	<i>Length</i> (km)	<i>Width</i> (km)	<i>Strike</i> (°)	<i>Dip</i> (°)	<i>Rake</i> (°)	<i>Top depth</i> (km)
1974	13.9	77.4	2.4	185	75	325	10	90	9
1966	11.0	79.0	4.9	70	130	330	20	90	7

4.2 Tsunami histórico del 28 de Octubre de 1746

Uno de los eventos históricos más notables en la zona central de Perú fue el terremoto y tsunami de 1746. Según estudios (Dorbath et al., 1990) este evento habría tenido una magnitud entre 8.5Mw y 9.0Mw y una longitud de ruptura entre 350 - 500 km, generando un tsunami con olas entre 14 y 24 m, inundando completamente el puerto del Callao. Considerando esas descripciones se realizó el modelamiento numérico del tsunami para cuatro escenarios con sismos de magnitudes 8.5Mw, 8.8Mw, 9.0Mw y 9.2Mw. De acuerdo a los resultados obtenidos, las magnitudes más probables que reproducirían el tsunami de 1746 podrían ser 8.8Mw o 9.0Mw, generando alturas de olas de 6.5 m y 9.8 m en el Callao, respectivamente. Estas alturas estimadas, evidentemente son mucho menores a las propuestas por los diferentes autores, sin embargo, es importante considerar que tanto la magnitud como la altura del tsunami son también estimadas a partir de las intensidades macrosísmicas y/o comparación de los daños de este evento histórico con tsunamis relativamente recientes.

4.2.1 Escenario considerando la zona de alto acoplamiento intersísmico

4.2.2 Parámetros de la fuente

A partir del modelo de acoplamiento intersísmico propuesto por Chlieh et al. (2011) para la región Centro y Sur de Perú, Pulido et al. (2011) propone un modelo de desplazamiento de la fuente, identificándose claramente la presencia de dos asperezas (Figura 2a). La primera se ubica al norte del departamento de Lima entre los 11.0°S - 12.5°S y la segunda

hacia el sur entre 12.5°S - 15.0°S. De acuerdo con el déficit del momento sísmico estimado (12×10^{21} N.m.), ambas asperezas podrían producir un terremoto de 8.7Mw. La Figura 2b muestra la deformación cortical vertical en superficie considerando las dos asperezas con levantamientos de 4.6 m y subsidencias de 2.2 m.

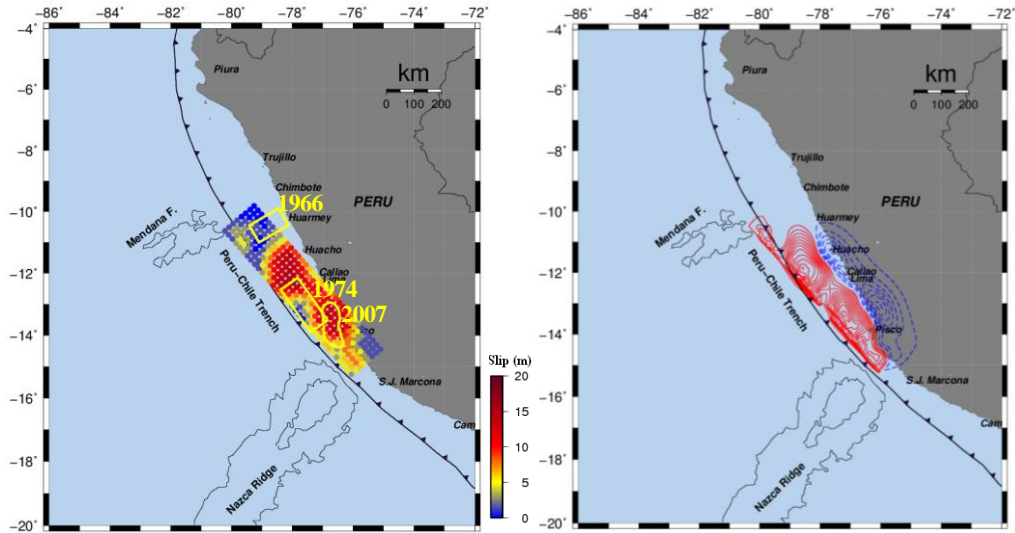


Figura 2: a) Distribución del desplazamiento a partir del modelo de acoplamiento propuesto por Chlieh et al. (2011) y Pulido et al. (2011). Los rectángulos y polígono muestran los modelos de fuente propuestos en este estudio para los eventos de 1966 y 1974 y el propuesto por Sladen et al. (2010) para el evento de 2007, b) Áreas de levantamiento y subsidencia con equidistancia de 0.3 m.

4.3.2 Altura máxima y tiempo de arribo del tsunami

La Figura 3 muestra la distribución espacial de las máximas alturas de la ola del tsunami y su tiempo de arribo a lo largo de la costa peruana. De acuerdo a este escenario, las máximas alturas del tsunami se darían perpendicular a la dirección de ruptura, la cual es coherente con la directividad del tsunami. Según este escenario, las localidades que se ubican entre las estaciones de Huacho y Pisco se verán fuertemente afectadas por olas con alturas entre 5 m y 8 m, siendo la máxima en la estación de Huacho.

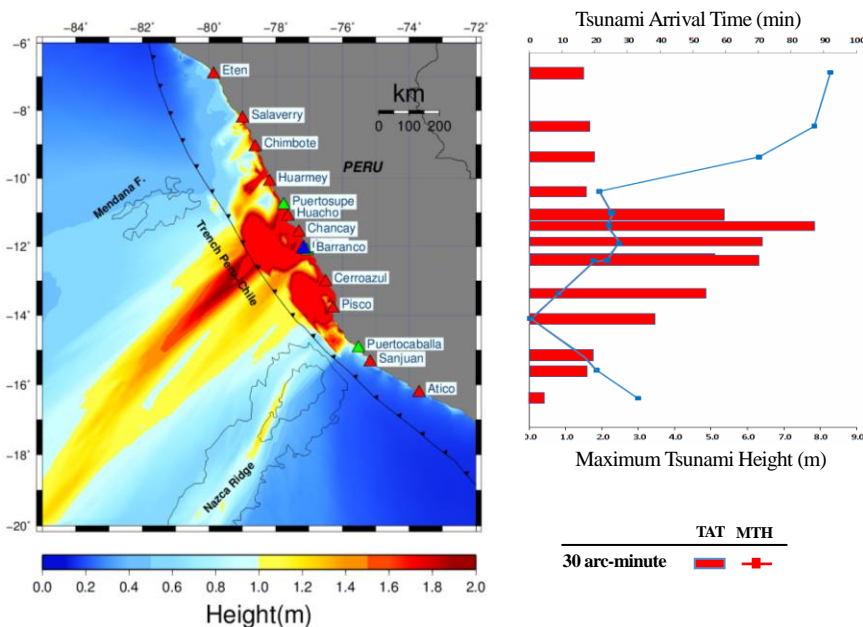


Figura 3: a) Mapa con la distribución espacial de las máximas alturas del tsunami y b) diagrama de comparación entre alturas máximas y tiempo de arribo del tsunami en las estaciones ubicadas a lo largo de la costa peruana.

En las estaciones ubicadas al norte y sur de las asperezas, el tsunami presentaría olas con altura menores a los 2 m. El tiempo de arribo del tsunami en la zona de máxima altura de ola, será de aproximadamente 20 minutos después de ocurrido el sismo. Otro escenario podría ser considerando únicamente la aspereza ubicada al norte, el mismo que mantiene las máximas altura del tsunami entre las estaciones Huacho y Barranco; mientras que, las estaciones de Cerro Azul y Pisco se ven reducidas entre 2.5 m y 1 m, respectivamente. El tiempo de arribo es entre 20 y 30 minutos después de ocurrido el evento sísmico. Finalmente, la propagación del tsunami en los tres casos presenta una tendencia de mayor velocidad de propagación hacia la costa Sur de Perú con respecto a la costa Norte.

5. CONCLUSIONES

Se evaluó el peligro de tsunami en la costa central del Perú mediante el estudio de dos tsunamis recientes ocurridos en 1974 (8.0Mw) y 1966 (8.1Mw) y un histórico en 1746 (8.5Mw - 9.0Mw). En ambos casos, a partir del modelamiento de propagación del tsunami y su validación a través de la comparación entre los registros mareográficos registrados y sintéticos, se proponen los parámetros que caracterizan su fuente sísmica. Asimismo, se determina la altura del tsunami y tiempo de arribo en algunas zonas importantes de la costa peruana. Para el evento de 1746, se estima la magnitud que mejor reproduce la altura de olas y tiempo de arribo, según relatos históricos y se propone que los escenarios con magnitud 8.8Mw y 9.0Mw reproducirían mejor el tsunami de 1746. Finalmente, se proponen dos escenarios de tsunami considerando como condición inicial el modelo de acoplamiento intersísmico estimado para la costa central de Perú a partir de observaciones GPS (Chlieh et al., 2011 y Pulido et al., 2011). De acuerdo a esto, las localidades más afectadas serían las ubicadas entre las estaciones de Puerto Supe y Pisco con una altura máxima del tsunami de 7.8 m en la estación Huacho y un tiempo de arribo mínimo de 20 minutos después ocurrido el sismo, con la excepción de la estación Pisco, donde según este modelo, el tsunami arribaría al mismo tiempo que la ocurrencia del evento sísmico.

6. REFERENCIAS

- Barazangi, M., and Isacks, B. L., 1976, *Geology*, 4: 686-692
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J., Remy, D., Nocquet, J., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, J., Bonvalot, S. 2011, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 116, B12405, doi:10.1029/2010JB008166
- Bernal, I., Tavera, H. 2002, *Congreso Peruano de Geología*, Lima
- Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C., 1990, *Bull. seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.
- Hartzell, H. and Langer, S., 1994, *JGR*, 98, B12, 22123-22134.
- Kuroiwa, J., 2004, *DISASTER REDUCTION*, Editorial NSG S.A.C.
- Langer, C. and Spence, W., 1995, *A , Earthquakes*, notes, 49 1, 54.
- Lomnitz, C. and Cabré, R., 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58,645-661.
- Murty, T.S., and Wigen, S. O., 1975. *Tsunami Newsletter*, Vol. 8, No. 1, pp 2- 17.
- Okada, Y., 1985, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, Hellenic, *Geol. Soc., Thessaloniki, Greece*, 14-17, pp 539-540.
- Pulido, N., H. Tavera, H. Perfettini, M. Chlieh, Z. Aguilar, S. Aoi, S. Nakai, and F. Yamazaki, 2011, 4th IASPEI/IAEE International Symposium (ESG2011), 8/2011.
- Sladen A, Tavera H, Simons M, Avouac J, P, 2010, *JGR*, VOL. 115, B02405.