



Modelado Numérico del Maremoto de Lambayeque 1960 (7.6 Mw)

Nick Moreno^{*1} y Cesar Jiménez²

¹Dirección de Hidrografía y Navegación

²Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Ap. Postal 14-0149, Lima, Perú

Recibido 03 octubre 2018 – Aceptado 30 noviembre 2018

En este artículo se estudia la dinámica y simulación numérica del maremoto de Lambayeque, Perú ocurrido el 20 de noviembre de 1960 ($M_w = 7.6$) en sus tres procesos: generación, propagación e inundación. El modelo numérico TUNAMI fue utilizado para simular los procesos de propagación e inundación. Se requiere como datos de entrada la información de batimetría y topografía obtenidas del modelo GEBCO con resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 927 m). Los resultados del modelo son los parámetros como: tiempos de arribo de la primera ola del maremoto, máximas alturas de olas y las áreas de inundación para cada zona a modelar, estos resultados han sido corroborados con información proporcionada por la población que soportó los efectos del sismo y posterior maremoto y que se detalla en el presente artículo. Los resultados de los tiempos de arribo para las zonas de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten fueron de 30, 35 y 40 minutos respectivamente. La máxima inundación en Pimentel fue de 1.86 km de distancia y la altura de la ola llegó aproximadamente a los 6 m.

Palabras clave: Modelado numérico, terremoto, maremoto.

Numerical Modeling of the 1960 Lambayeque Tsunami (Mw 7.6)

In this article the dynamics and numerical simulation of the Lambayeque tsunami, Peru, occurred on November 20, 1960 ($M_w = 7.6$) in its three processes: generation, propagation and inundation, are studied. The numerical model TUNAMI was used to simulate the processes of propagation and flooding. The bathymetry and topography information obtained from the GEBCO model with resolution of 30 seconds of arc (approximately 927 m) is required as input data. The results of the model are the parameters such as: arrival times of the first tsunami wave, maximum height wave and inundation areas for each zone to be modeled, these results have been corroborated with information provided by the population that endured the effects of the earthquake and subsequent tsunami and that is detailed in this article. The results of the arrival times for the Pimentel, Santa Rosa and Puerto Eten areas were 30, 35 and 40 minutes respectively. The maximum horizontal inundation in Pimentel was of 1.86 km of distance and the height of the wave arrived approximately at 6 m.

Keywords: Numerical modeling, earthquake, tsunami.

Introducción

La costa del Perú es una región altamente sísmica por encontrarse en una zona de subducción (convergencia de la placa de Nazca y la placa Sudamericana). Por ello, una buena parte de los epicentros de los sismos superficiales ocurren en el mar, lo cual aumenta la posibilidad de ocurrencia de un maremoto. La mayoría de los sismos superficiales se ubican entre la fosa marina y la costa peruana. El norte del Perú se caracteriza por la ausencia de grandes sismos y la escasa ocurrencia de sismos de magnitud moderada a grande, capaces de desencadenar maremotos

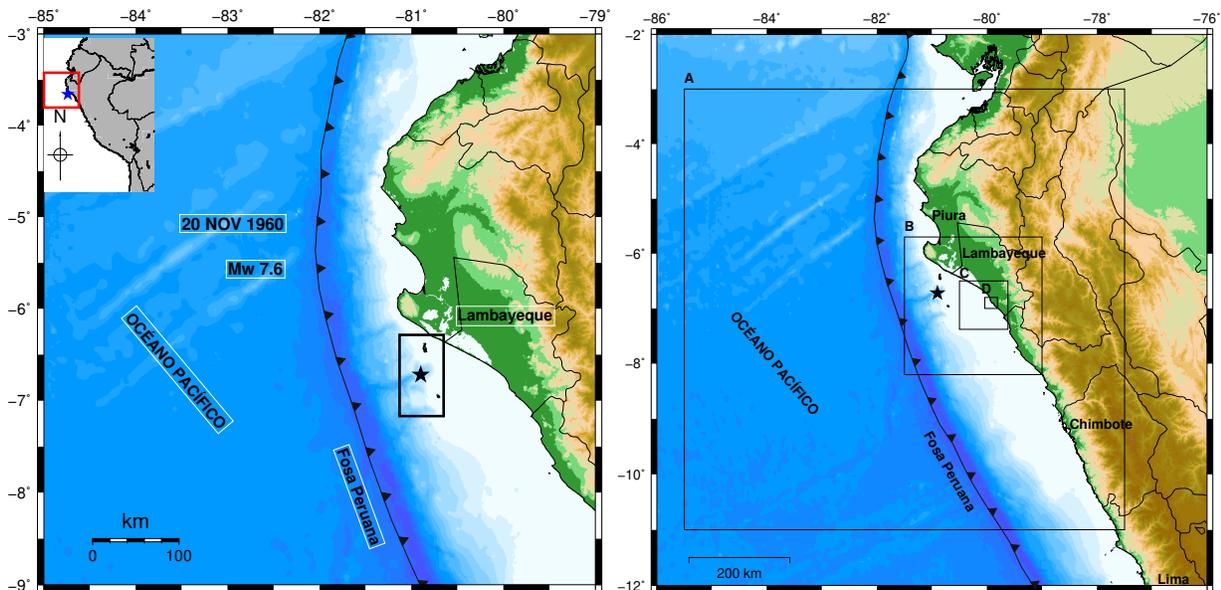
locales. Los sismos de subducción más grandes reportados hasta ahora para el norte de Perú son los eventos de 1619 (7.7 Mw), 1953 (7.8 Mw), 1959 (7.5 Mw), 1960 (7.6 Mw) y 1996 (7.5 Mw). En el norte de Perú, el acoplamiento inter-sísmico parece estar confinado dentro de los 25 km de profundidad, con asperezas cuyas dimensiones son de 100 km a lo largo de la dirección del azimut y 70 km a lo largo de la dirección del buzamiento. Este patrón de acoplamiento concuerda con la presencia de asperezas poco profundas de eventos sísmicos de propagación de ruptura lenta conocidos como "Tsunami earthquake" que, jun-

*nick.moreno@unmsm.edu.pe

to con el deslizamiento sísmico-asísmico transitorio mixto, podría ser el modo común de comportamiento sísmico en el norte del Perú. El ángulo de buzamiento en el norte del Perú tiene un valor mínimo de 10° y un máximo de 15° hasta una profundidad de 100 km en toda la costa norte (Tavera y Buforn, 1998; Bernal y Tavera, 2002; Villegas et al., 2016).

Pelayo y Wiens (1990), estudiaron el sismo del 20 de noviembre de 1960, el cual generó un maremoto que fue anómalamente grande para un sismo de moderada magnitud (7.6 Mw) y cuyo epicentro fue ubicado en el mar, frente a Piura (Latitud = -5.6° , Longitud = -80.9°). Este evento representa el mayor sismo ocurrido a lo largo de esta porción relativamente asísmica de la costa norte del Perú. Pelayo y Wiens (1990) obtuvieron el mecanismo

focal de la ruptura superficial producido por la inversión de las formas de onda de volumen a través de una función temporal cuya duración total fue 110 segundos. La duración del proceso de ruptura fue mucho más largo de lo esperado para un evento con un momento sísmico de 3.4×10^{20} Nm, equivalente a 7.6 Mw (Figura 1a). Utilizando las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) se obtuvo las dimensiones del área de ruptura considerando el valor de la magnitud del sismo en 7.6 Mw los cuales registraron una longitud de 97.7 km y un ancho de 53.2 km, asimismo el valor del coeficiente de rigidez usado fue de 3×10^{10} N/m² (Ide et al., 2007; Pelayo y Wiens, 1990; Pelayo y Wiens, 1992; Okal y Newman, 2001; Bilek y Lay, 2002; Kulikov et al., 2005).



(a) Modelo de fuente sísmica homogénea. La estrella representa el epicentro del evento sísmico

(b) Grillas computacionales anidadas para estudiar el posterior maremoto.

Figura 1: Región de ruptura de la fuente sísmica y características de las grillas anidadas del evento sísmico de 1960.

L (km)	W (km)	H (km)	Azimet	Dip	Rake	Slip (m)	Lat	Lon
97.7	53.2	9	360°	6°	100°	18	-81.13°	-7.17°

Tabla 1: Parámetros de la fuente sísmica observadas en la Figura 1 los cuales son datos proporcionados por Pelayo y Wiens (1990). Las dimensiones de la geometría de ruptura (L y W) son el resultado de las ecuaciones de escalamiento propuesto por Papazachos (2004).

Después de una hora de ocurrido el sismo arribó al litoral del departamento de Lambayeque un maremoto cuya primera ola alcanzó los 4.82 m de altura llegando a producir daños severos en los puertos de Pimentel, así como en

las Caletas Santa Rosa y San José, con máximas alturas de olas de 4.20 m y 4.50 m respectivamente. Este maremoto ocasionó la inundación de la Isla de Lobos ubicada a unos 16 km frente al puerto de Pimentel. Las demás

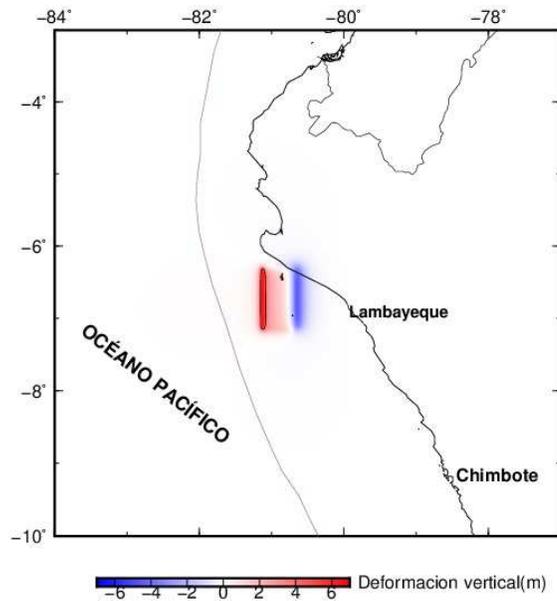


Figura 2: Deformación cosísmica vertical del fondo marino, condición inicial para la generación del maremoto. Se muestra los valores máximos en rojo para el levantamiento cosísmico y mínimos en azul para la subsidencia.

olas fueron de menor tamaño e intensidad (Jiménez et al., 2010; Silgado, 1978; Pelayo y Wiens, 1990; Pelayo y Wiens, 1992).

Para el cálculo de la deformación cosísmica se utilizó la formulación de Okada (1992) en base a los parámetros de la fuente homogénea propuesta por Pelayo y Wiens (1990) registrados en la Tabla 1. La formulación de Okada calcula la solución analítica para la deformación inicial de la

superficie libre del mar debido a fallas por cizallamiento y tracción en un espacio semi-elástico, la cual representa una condición inicial del modelo numérico. Los resultados del cálculo registraron un valor máximo de la deformación vertical obtenida fue de 7 m como levantamiento cosísmico y el valor mínimo fue de -3 m como subsidencia cosísmica (Figura 2).

Grillas	Longitud	Latitud	Resolución (")	Fuente de datos
A	-85.50°/-79.49°	-2.98°/-10.99°	27	Gebco 30
B	-81.50°/-79.00°	-5.70°/-8.19°	9	Gebco 30
C	-80.50°/-79.62°	-6.50°/-7.38°	3	Gebco 30
D	-80.04°/-79.81°	-6.80°/-7.00°	1	DHN, Google Earth, SRTM90

Tabla 2: Características de las grillas anidadas y fuente de datos.

Datos

La primera parte del procesamiento consiste en definir la zona de estudio, zona que será utilizada para modelar la dinámica del maremoto, tomando en cuenta las coordenadas geográficas, como también los datos de batimetría, topografía y las grillas anidadas como dominio computacional de diferente resolución espacial (Figura 1b). En la grilla donde se calcula la inundación, se requiere una alta resolución de datos topográficos y batimétricos para obtener un buen modelo digital de elevación. También se

necesita el mecanismo focal del evento para obtener un buen modelo de fuente sísmica (Tabla 1) y la deformación cosísmica e iniciar el proceso de modelado de la propagación e inundación del maremoto.

La topografía y batimetría se obtuvieron de la base de datos GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) (<http://www.gebco.net/>) cuya resolución es de 30 segundos de arco (aprox. 927 m), estos datos fueron procesados mediante interpolación bidimensional por el método Kriging con el software Surfer. Para la construcción de la topografía y batimetría dentro de la grilla D (grilla de

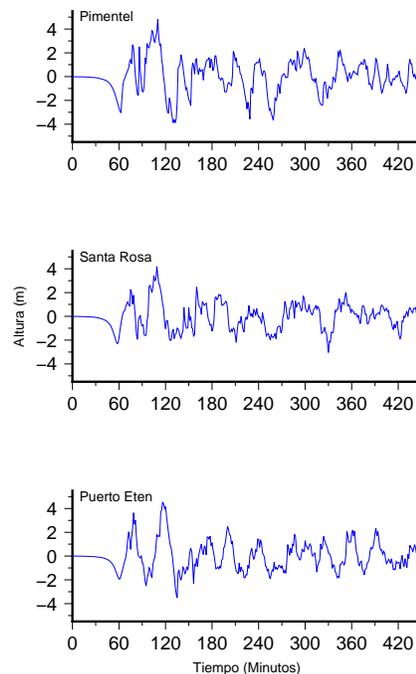


Figura 3: Mareogramas sintéticos obtenidos por simulación numérica en los balnearios de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten. Se observa un retiro del mar (onda negativa en color azul) previo a la inundación.

inundación) se utilizó datos del satélite SRTM de 3" de resolución (aprox. 90 m) y de sondajes marinos proporcionados por la DHN, la línea de costa fue obtenida del Google Earth (<https://www.google.es/intl/es/earth/download>).

dos por la DHN, la línea de costa fue obtenida del Google Earth (<https://www.google.es/intl/es/earth/download>).

Metodología

La metodología consiste en utilizar el modelo numérico TUNAMI, el cual requiere como datos de entrada el modelo digital de elevación (topografía y batimetría) de las costas de Lambayeque, entre los puertos de Eten y Pimentel, asimismo del modelo de la fuente sísmica que será utilizada como condición inicial del maremoto. El modelo numérico TUNAMI resuelve en forma numérica las ecuaciones de momentum lineal para aguas someras, integradas verticalmente y la ecuación de continuidad, despreciando el efecto Coriolis. Se incluye, además, un algoritmo de rozamiento de fondo marino construido al interior del modelo. Las ecuaciones de continuidad y de momentum lineal se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales denominado "salto de rana escalonado" (Imamura et al, 2006; Imamura, 2009).

Se elaboraron 4 grillas anidadas de diferente resolución espacial (27", 9", 3", 1"), grillas A, B, C y D. La grilla A contiene el área de ruptura, las grillas B y C son grillas intermedias que permiten ahorrar tiempo computacional y en la grilla D está la información topográfica y batimétrica al detalle donde se calculará el área de inundación debido al maremoto de Lambayeque 1960 (Figura 1b) (Ortiz,

2006; Goto and Ogawa, 1992; Imamura, 1996), específicamente para las zonas costeras de Puerto Eten, Santa Rosa y Pimentel. La Figura 1(b) muestra las grillas anidadas listadas en la Tabla 2.

Resultados

Después de ejecutar el modelo numérico de simulación para cada una de las zonas descritas dentro de la grilla computacional D, los resultados de los tiempos de arribo para las zonas de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten fueron de 30, 35 y 40 minutos respectivamente. La máxima inundación en Pimentel fue de 1.86 km de distancia y la altura de la ola llegó aproximadamente a los 6 metros (Figura 3), los cuales se muestran en las tablas 3 y 4 respectivamente. Como parte de los resultados, también se han obtenido los mapas de inundación para cada una de las zonas dentro de la grilla computacional D. Estos resultados nos ayudan a implementar programas de prevención de riesgos y de desastres, junto con el gobierno local y la población como también para futuros trabajos de ampliación en zonas aledañas costeras a la zona de estudio donde también existe grandes probabilidades de inundación ante próximos eventos sísmicos de la misma naturaleza.

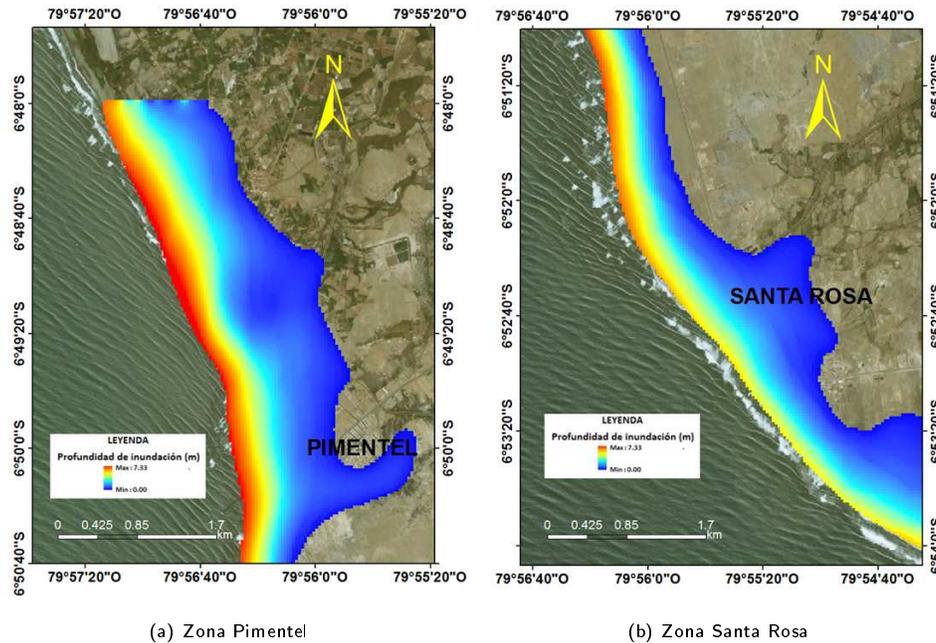


Figura 4: Imagen satelital de las zonas de Pimentel y Santa Rosa, donde se muestra la inundación. El color rojo indica una mayor inundación superior a los 6 m cercano a costa, la cual se va disipando en color azul lo cual indica una menos profundidad de inundación.

Estación	Lat(°)	Lon(°)	Tiempo de arribo(min)
Pimentel	-6.84	-79.97	30
Santa Rosa	-6.89	-79.96	35
Puerto Eten	-6.95	-79.89	40

Tabla 3: Ubicación de los mareógrafos sintéticos y tiempo de arribo de la primera onda negativa (en el orden de minutos).

Para la zona de Pimentel (Figura 4a), la máxima altura del maremoto en las costas fue de 4.82 m a los 110 minutos de ocurrido el sismo. El muelle de Pimentel es una zona turística y pesquera, la ciudad se encuentra a 60 m de distancia de la línea de costa y está entre los 4-6 msnm. El Malecón Seoane que está a unos 90 m de la línea de costa sería barrida por el maremoto. La ruta de evacuación sería la avenida Santa Rosa de Lima camino hacia la ciudad de Chiclayo.

Para la zona de Santa Rosa (Figura 4b), la máxima altura del maremoto en las costas de Santa Rosa fue de 4.20 m, la ciudad está a unos 5-7 msnm. A unos 60 m de la playa está el cruce de las avenidas Venezuela y Mariscal Castilla, de alto peligro por la inundación del maremoto. La ruta de evacuación es la conexión de la avenida Venezuela con la avenida Carlos O' Neil Conroy camino hacia la ciudad de Monsefú. Se muestra una mayor inundación hacia el sur de Santa Rosa, camino hacia la ciudad de Eten. La

mínima inundación en la zona de Santa Rosa está hacia el sur con 0.58 km.

Para la zona de Puerto Eten (Figura 5), la máxima altura del maremoto en las costas de Puerto Eten fue de 4.51 m. Hacia el norte de Puerto Eten siguiendo la línea de costa disminuye la altitud hasta los 4 m, es probable que la inundación de la ciudad se halla iniciado por las calles García y García, Alfonso Ugarte y Diego Ferre que están entre los 4-5 msnm, la ciudad está aproximadamente a 100 m de la costa. La ruta de evacuación sería la avenida Sáenz Peña hacia la ciudad de Monsefú y la avenida que está por la comisaría de Puerto Eten hacia la Panamericana Norte.

El norte del Perú se caracteriza por la ausencia de grandes sismos y la escasa ocurrencia de estos sismos en magnitud moderada a grande, capaces de desencadenar maremotos locales. Villegas et al.(2016) describen que el acoplamiento en el norte de Perú es superficial y coinciden

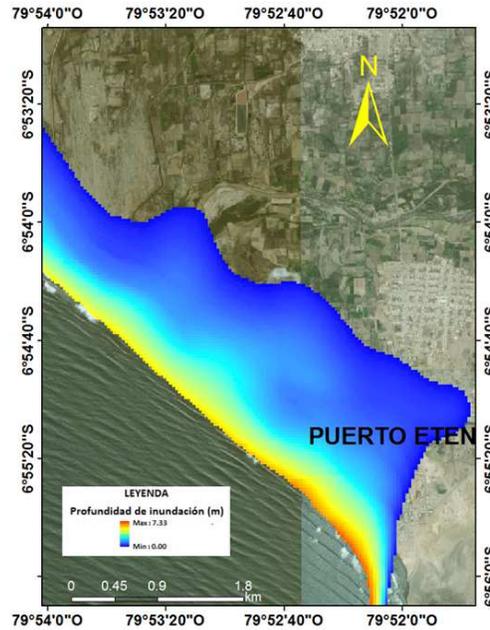


Figura 5: Imagen satelital de la zona de Santa Rosa, donde se muestra la inundación. El color rojo indica una mayor inundación superior a los 6 m cercano a costa, la cual se va disipando en color azul lo cual indica una menor profundidad de inundación.

con la región de la fuente de los Tsunamis Earthquakes de tamaño moderado y superficial, este acoplamiento superficial está confinado entre los 25 km más superficiales de la interfase de la fosa, con asperezas locales con tamaños típicos de 100 km a lo largo de la dirección del azimuth y

70 km a lo largo de la dirección del buzamiento (Villegas et al., 2016). En conclusión el norte del Perú tiene un débil acoplamiento que describiría la poca actividad sísmica de gran magnitud.

Localidad	Máxima distancia de inundación	Máxima altura de inundación
Pimentel	1.86 km	6 m
Santa Rosa	1.66 km	4 m
Puerto Eten	1.37 km	6 m

Tabla 4: Tabla de las distancias horizontales y la altura respecto al nivel del mar de cada ciudad en estudio.

Conclusiones

Se ha realizado la simulación de la dinámica del maremoto de Lambayeque 1960 (Mw=7.6) mediante el modelado numérico. El sismo ocurrió cerca a la fosa, en la zona considerada como prisma de acreción (cuña de las placas tectónicas a consecuencia de los residuos debido al rozamiento entre la placa continental y la de Nazca). Las alturas del maremoto (Tabla 4) y tiempos de arribo (Tabla 3) pueden ser obtenidos a partir de los mareogramas sintéticos (Figura 3). La máxima altura de la ola fue de 4.82 m cerca de las costas de Pimentel y el tiempo de arribo fue de 30 minutos. Para la zona de Santa Rosa, la

máxima altura de la ola fue de 4.20 m y el tiempo de arribo de la ola fue de 35 minutos. En Puerto Eten (Figura 5) la máxima altura de la ola fue de 4.51 m y el tiempo de arribo fue de 40 minutos. Una zona de refugio para los pobladores de Puerto Eten es el cerro La Campana con una altura máxima de 116 msnm.

Agradecimientos

Agradezco a mi asesor de tesis, el profesor Mg. Cesar Jiménez por inculcarme sus conocimientos en el área de Geofísica, asimismo agradezco a la Facultad de Ciencias Físicas de la UNMSM por mi formación académica.

Referencias

- [1] I. Bernal, H. Tavera. Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en Perú. Monografía editada por IGP, Lima. (2002).
- [2] S. Bilek, T. Lay. Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 14, 1673, 10.1029/2002GL015215, (2002).
- [3] Goto y Ogawa. Numerical Method of Tsunami simulation with the leap-frog scheme. Tohoku University. (1992).
- [4] S. Ide, G. Berazo, D. Shelly, T. Uchide. A scaling law for slow earthquakes. Vol 447. Doi: 10.1038/nature05780. (2007).
- [5] F. Imamura. Review of Tsunami Simulation with a Finite Difference Method. Long Waves Runup Models. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. Singapore. (1996).
- [6] F. Imamura, A. Yalciner y G. Ozyurt. Tsunami Modelling Manual. DCRC, Tohoku University, Japan, pp 76. (2006).
- [7] F. Imamura. Tsunami modeling: calculating inundation and hazard maps. *the Sea: Tsunamis*. Vol 15, pp 321-332. Harvard University Press, England. (2009).
- [8] C. Jiménez, H. Perfettini, N. Puma, N. Moggiano, E. Ortega, P. Vernier, P. Gluski, R. D'Ercole. Estudio de peligro de maremoto en Lima y Callao y cartografía de las zonas inundables. Informe Técnico Proyecto SIRAD. (2010).
- [9] E. Kulikov, A. Rabinovich y R. Thomson. Estimation of Tsunami risk for the Coasts of Peru and Northern Chile. *Natural Hazard*. Springer. DOI 10.1007/s11069-004-4809-3. (2005).
- [10] Y. Okada. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82(2), 1018-1040. (1992).
- [11] E. Okal, A. Newman. Tsunami earthquake: the quest for a regional signal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 124. 45-70. (2001).
- [12] M. Ortiz. Curso Taller de Modelado Numérico de Maremotos. INOCAR-Ecuador. (2006).
- [13] B. Papazachos, E. Scordilis, D. Panagiotopoulos, G. Karakaisis. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXX-VI, p. 1482-1489. (2004).
- [14] A. Pelayo y D. Wiens. The November 20, 1960 Peru Tsunami Earthquake: Source Mechanism of a slow event. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 6, pp 661-664. (1990).
- [15] A. Pelayo y D. Wiens. Tsunami Earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, No. B11, pp 15,321-15,337. (1992).
- [16] E. Silgado. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Boletín N° 3, Serie C, pp 130. Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú. (1978).
- [17] H. Tavera y E. Buforn. Sismicidad y Sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, N° 10, pp. 187-219. Madrid. (1998).
- [18] J. Villegas, M. Chlieh, O. Cavalié, H. Tavera, P. Baby, J. Chire-Chira, J. Nocquet. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Doi: 10.1002/2016JB013080. (2016).

