

SIMULACION NUMERICA DEL TSUNAMI DEL CALLAO DE 1746

Jiménez, César; Ortega, Erick

Dirección de Hidrografía y Navegación, División de Geofísica
Email: cesarsud86@hotmail.com, e_ortega@speedy.com.pe

El 28 de octubre de 1746 a las 10:30 pm. la ciudad de Lima y el Callao fueron remecidas por un fuerte terremoto de magnitud 8.6 Mw e intensidad X en la escala de Mercalli, El epicentro se ubicó en el mar frente al Callao. El tsunami generado destruyó la ciudad del Callao y produjo la muerte de 5,000 personas, quedando sólo 200 sobrevivientes. Con la ayuda de modelos físico matemáticos y el uso de la computadora podemos realizar la simulación numérica del tsunami y obtener los parámetros tales como tiempos de arribo y “run-up” o máxima altura de inundación para la elaboración de un mapa de inundación, el cual será de utilidad para efectos de mitigación del desastre por parte de las autoridades correspondientes.

Palabras clave: tsunami, simulación, tiempo de arribo, run-up.

INTRODUCCION

Un tsunami es un conjunto de ondas de agua de gran longitud (con períodos en el rango de 5 a 60 minutos o más), generadas por mecanismos tales como erupciones volcánicas submarinas, deslizamientos de tierra submarinos, caída de rocas a bahías o al océano y desplazamientos tectónicos asociados con terremotos. Un terremoto generador de tsunamis usualmente está asociado a zonas de subducción. Dado que muchas de estas zonas se encuentran bordeando la cuenca del Pacífico, la gran mayoría de los tsunamis ocurren en el Océano Pacífico.

Los tsunamis se clasifican, en el lugar de arribo a la costa, según la distancia (o tiempo de viaje) de su lugar de origen, en:

- a) *Tsunamis locales*, si el lugar de arribo en la costa está muy cercano o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del tsunami, o a menos de una hora de tiempo de viaje desde su origen.
- b) *Tsunamis lejanos*, si el lugar de arribo está a más de 1000 Km. de distancia de la zona de generación o en costas extremo-opuestas a través del Océano Pacífico y a aproximadamente medio día o más de tiempo de viaje del tsunami desde esa zona.

Según las crónicas, en 1746 el Callao fue destruido por un tsunami local que generó varias olas (con una duración total de más de 6 horas), una de las cuales alcanzó más de 10 metros de altura, con un run-up de 24 metros y una distancia de inundación de hasta 4 Km. Hubo más de 5,000 muertos, con tan solo 200 sobrevivientes; probablemente sea el maremoto más destructivo registrado a la fecha en el Perú. Diecinueve barcos, incluidos los de guerra, fueron destruidos y uno de ellos fue varado a 1.5 Km. tierra adentro. También hubo destrucción en los puertos de Chancay y Huacho (*Ortega et al., 2008*). El periodo de recurrencia de este tipo de evento para la región del Perú y norte de Chile es de 100 años (*Kulikov et al., 2005*). Los parámetros hipocentrales deducidos (*Carpio y Tavera, 2002*) fueron los siguientes:

Hora local = 28 Oct 1746 22h 30m
Latitud = -12.0
Longitud = -77.2
Profundidad = 30 Km.
Magnitud = 8.6 Mw
Intensidad = X en Lima, Callao
Localización: 9 Km. al Nor Oeste del Callao

CALCULO DE LOS PARAMETROS FOCALES

A partir de las relaciones empíricas de Papazachos 2004, entre la magnitud de momento sísmico M_w y los parámetros focales: longitud L , ancho W , y dislocación U de la falla para zonas de subducción:

$$\begin{aligned}\log(L) &= 0.55M - 2.19 \\ \log(W) &= 0.31M - 0.63 \\ \log(U) &= 0.64M - 2.78\end{aligned}\quad (1)$$

se obtuvieron los siguientes resultados:

$$\begin{aligned}\text{Área de ruptura:} & \quad S = 37,670 \text{ Km}^2 \\ \text{Longitud de ruptura:} & \quad L = 347 \text{ Km.} \\ \text{Ancho de ruptura:} & \quad W = 109 \text{ Km.} \\ \text{Dislocación de la falla:} & \quad U = 5.3\text{m}\end{aligned}$$

Se asume que el área de ruptura tiene una forma elíptica con el eje mayor orientado en la dirección de la línea de costa (ver Figura 1). Para esta superficie de ruptura de geometría elíptica de igual área S y parámetros a y b proporcionales a W y L , tenemos los siguientes parámetros:

$$\begin{aligned}\text{Semieje menor:} & \quad a = \frac{W}{\sqrt{\pi}} & \quad a = 61 \text{ Km.} \\ \text{Semieje mayor:} & \quad b = \frac{L}{\sqrt{\pi}} & \quad b = 195 \text{ Km.}\end{aligned}$$

El momento sísmico M_0 se define como: $M_0 = \mu LWU = 9 \cdot 10^{21} \text{ Nm}$. donde $\mu = 4.5 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$ es el módulo de rigidez del medio. *Talandier (1993)*, proporciona una relación entre el momento sísmico M_0 y el potencial destructivo de un maremoto. El valor del momento sísmico M_0 indica que el terremoto del Callao generó un maremoto destructivo.

Rango de valores	Tipo de tsunami
$M_0 < 10^{21} \text{ N.m}$	No se genera tsunami
$10^{21} < M_0 < 5 \cdot 10^{21} \text{ N.m}$	Tsunami pequeño
$5 \cdot 10^{21} < M_0 < 2 \cdot 10^{22} \text{ N.m}$	Potencialmente destructivo
$M_0 > 2 \cdot 10^{22} \text{ N.m}$	Grande y destructivo

Tabla 1. Clasificación de tsunamis (Talandier 1993)

GENERACION DEL TSUNAMI

Para que un sismo genere un tsunami es necesario que cumpla los siguientes requisitos:

- Que el epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 Km. (sismo superficial).
- Que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas en el mar, es decir que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral.
- Que el sismo libere suficiente energía en un cierto lapso de tiempo y que ésta sea eficientemente transmitida. Por lo general: magnitud $M_w > 6.5$.

La condición inicial del maremoto (campo de deformación debido a la dislocación de la falla geológica) se determina empleando el modelo de *Mansinha y Smylie (1971)* que asume una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la componente vertical del campo de deformación del lecho marino. Este es un modelo de fractura y requiere conocer el mecanismo focal del terremoto. Los parámetros focales obtenidos en el ítem anterior son utilizados como datos de entrada del modelo WinITDB (Windows Integrated Tsunami Data Base) el cual genera un mapa de tiempos de arribo (ver *Figura 1*) y un mapa de máxima altura de olas, este último dato se utilizará para generar el modelo de inundación.

FASE DE PROPAGACION. ESTIMACION DEL TIEMPO DE ARRIBO

Es de mucha importancia conocer los tiempos de arribo de la primera ola del tsunami a los distintos puertos y localidades para dar la alerta respectiva. Se realizará la estimación del tiempo de arribo del tsunami teniendo en cuenta que la longitud de onda del tsunami es mucho mayor que la profundidad del mar, en este caso se cumple que la velocidad de la onda es:

$$v = \frac{dr}{dt} = \sqrt{gh(r)} \quad (2)$$

$$dt = \frac{dr}{v} = \frac{dr}{\sqrt{gh(r)}}, \quad \text{de donde:} \quad T = \int_C \frac{dr}{\sqrt{gh(r)}} \quad (3)$$

C representa la trayectoria o camino seguido por la onda para un tiempo mínimo. La batimetría $h(r)$ se obtiene a partir del modelo "Etopo2v2" (Smith et al., 2006) para toda la región del mar del Perú. Por interpolación 2D se halla la profundidad del lecho marino en el epicentro. Se divide la trayectoria que une al epicentro con la localidad especificada en "n" particiones. Se calcula la profundidad para cada partición y se forma el perfil $h(r)$. Finalmente el tiempo de arribo se calcula mediante integración numérica por el método de Simpson 1/3. En algunos casos se añade un factor de corrección.

Puertos	Este modelo	WinITDB
Zorritos	1:39	1:40
Paita	1:29	1:15
Huarmey	0:32	0:25
Callao	0:09	0:05
Pisco	0:30	0:20
San Juan	0:49	0:45
Matarani	1:19	1:10
Ilo	1:29	1:20

Tabla 2: Tiempos de arribo de la primera ola.

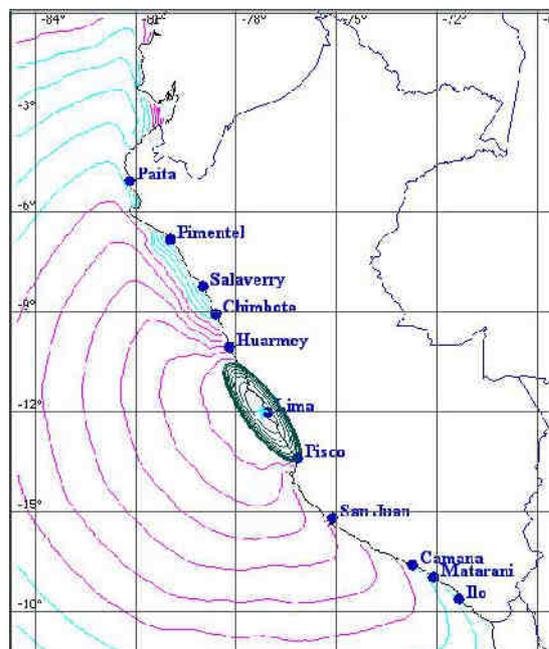


Fig. 1 Mapa de tiempos de arribo: cada isócrona representa 10 min (WinITDB)

FASE DE INUNDACION. CALCULO DEL RUN-UP

Como aproximación, se empleará un análisis dinámico y energético a partir de las leyes de la conservación de la energía y de las leyes de la dinámica de una partícula. Para los parámetros focales calculados y con la ayuda del modelo WinITDB se calculará la máxima altura de la ola. Consideremos el diagrama de la *Figura 2*, aplicando el teorema del Trabajo y la Energía:

$$mgh + \frac{1}{2}mv^2 = mgH + f_r d \quad (4)$$

donde: h = altura de la ola, H = altura del run-up,

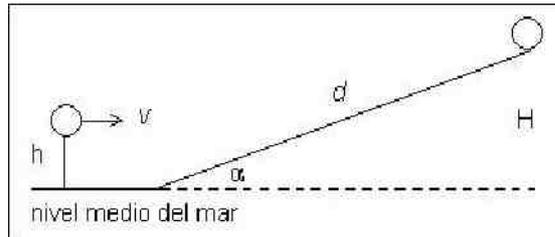


Fig. 2 Esquema del modelo dinámico de una partícula.

Donde la fuerza de rozamiento es: $f_r = \mu N = \mu mg(\cos \alpha)d$ (5)

donde: μ = coeficiente de rozamiento, α = ángulo de inclinación de la pendiente.

Luego: $mgh + \frac{1}{2}mv^2 = mgH + \mu(mg \cos \alpha)d$

De donde: $H = h + \frac{v^2}{2g} - \mu d \cos \alpha$ (6)

Pero, de la Figura 2: $\text{sen} \alpha = \frac{H}{d}$, entonces: $d = \frac{H}{\text{sen} \alpha}$

Reemplazando: $H = \frac{(v^2 / 2g) + h}{1 + \mu \text{ctg} \alpha}$ (7)

El coeficiente de fricción μ y el coeficiente de rugosidad de Manning η para fluidos están relacionados mediante la fórmula:

$$n = \sqrt{\frac{\mu D^{1/3}}{2g}} \quad \text{de donde:} \quad \mu = \frac{2gn^2}{D^{1/3}}, \quad \text{para } D \approx h/2$$

Finalmente: $H = \frac{(v^2 / 2g) + h}{1 + \frac{2gn^2}{(h/2)^{1/3}} \text{ctg} \alpha}$ (8)

Para los valores numéricos de los parámetros:

$$g = 9.81 \text{ m/s}^2$$

$$v = 60 \text{ km/h}$$

$$h = 10\text{m} \text{ (máxima altura de la ola obtenida del modelo WinITDB)}$$

$$\text{alfa} = 1^\circ$$

$$n = 0.015 \text{ (coeficiente de rugosidad de Manning, obtenido en tablas)}$$

Obtenemos un run-up: $H = 21.1\text{m}$. Este resultado concuerda con los datos de observación históricos de 24m de run-up, considerando la corrección de la marea alta, el runup podría haber sido de 23m. La

Figura 3 muestra un mapa de inundación para este evento, restringida a la región comprendida entre las latitudes -12.08 y -11.91. Los datos de la topografía del Callao fueron obtenidos de "Shuttle Radar Topographic Mission" SRTM (Jarvis et al., 2006), topografía satelital con una resolución de 3" (90m en el ecuador). Se observa que la inundación llegaría hasta antes del actual Ovalo de la Perla y hasta parte de la pista del Aeropuerto Jorge Chávez (pequeño círculo rojo), entre otros puntos de referencia. La mancha azul aislada representa al cerro La Regla, el cual sería un punto de evacuación natural. Las coordenadas de los puntos de inundación se pueden cambiar de formato ASCII a formato KML o KMZ para ser leídos por el programa Google Earth, en el cual se apreciarían las avenidas y calles afectadas por el tsunami (ver Figura 4).

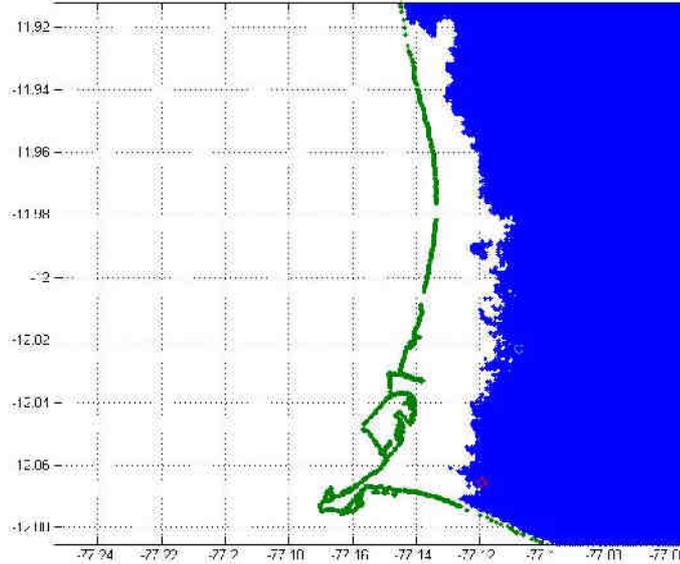


Fig. 3 Mapa de inundación para el Callao según el presente modelo.



Fig. 4 Mapa de inundación utilizando el programa Google Earth.

CONCLUSIONES

Los parámetros hipocentrales no son exactamente reales, puesto que se deducen a partir de la información histórica disponible y de los catálogos sísmicos.

La ciudad del Callao está asentada en una zona altamente vulnerable ante la ocurrencia de un tsunami, lo que significa que en el futuro puede ocurrir un evento similar al de 1746.

El valor del momento sísmico $M_0 = 9 \cdot 10^{21} \text{Nm}$ calculado en el presente trabajo indica que el terremoto del Callao de 1746 generó un maremoto destructivo.

Para un tsunami local, el tiempo de arribo de la primera ola será entre 5 y 9 minutos, lo cual proporciona poco tiempo para realizar una evacuación. Sin embargo, no siempre la primera ola es la más grande.

El run-up (máxima altura de inundación) del tsunami de 1746 llegó a una cota de 21m, lo que implica que algunos lugares como parte de las pistas del Aeropuerto Jorge Chávez y parte de la Refinería La Pampilla, entre otros, serían puntos potencialmente inundables.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo corresponden a un modelo físico matemático que, en cierta medida, están validados por los datos y testimonios históricos.

BIBLIOGRAFIA

Carpio, J., Tavera, H. 2002. Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el Catálogo de Gusiakov. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 94, p. 45-49.

Jarvis A., Reuter, A. Nelson, E. Guevara, 2006. Hole-filled seamless SRTM data V3, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>.

Kulikov, E., Rabinovich, A., Thomson, R. 2005. Estimation of Tsunami Risk for the Coasts of Peru and Northern Chile. Natural Hazards vol. 35, p. 185-209.

Mansinha, L., D. Smylie, 1971. The Displacement Fields of Inclined Faults. Bulletin of the Seismological Society of America, V. 61, No 5, p. 1433-1440.

Ortega, E., Jiménez, C., 2008. Revista de Tsunamis. Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú.

Papazachos, B., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, p. 1482-1489.

Smith, W., Sandwell, D. 2006. (ETOPO2v2) 2-minute Gridded Global Relief Data. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06magg01.html>

Talandier J., 1993. French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT). Natural Hazards and Earth System Sciences 7, p. 237-256.