

TERREMOTOS Y TSUNAMIS: CÓMO SE GENERAN ESTOS PROCESOS NATURALES *Earthquake and tsunamis: how these natural processes are generated*

J. M. Martínez-Solares (*), C. del Fresno (**), T. Goded (**), B. Gaité (**), F. Sánchez (**), y E. Buforn (**)

RESUMEN

Un gran terremoto con epicentro marino y unas características tectónicas peculiares fueron los causantes, el 26 de diciembre de 2004, de una de las mayores catástrofes mundiales del último siglo. El estudio de generación de los tsunamis de origen sísmico, su forma de propagación hasta la llegada a las costas y el conocimiento de la peligrosidad de las zonas tsunamigénicas, permiten establecer sistemas de alerta capaces de reducir al máximo los costes sociales y económicos que producen estos desastres.

ABSTRACT

The great earthquake with epicentre under the sea and specific tectonic characteristics which occurred last 26th December 2004, caused one of the largest disaster in the world during the last century. The study of seismic tsunamis generation, its propagation toward seashore and hazard understanding of the tsunamigenic zones, permit to establish warning systems in order to reduce the social and economical losses produced by these disasters.

Palabras clave: *generación de terremotos y tsunamis, propagación de ondas, alerta.*

Keywords: *earthquake and tsunami generation, wave propagation, warning.*

INTRODUCCIÓN

El tsunami del pasado 26 de diciembre de 2004 en Sumatra originado por un terremoto de gran magnitud, ha reavivado el interés de la sociedad por un fenómeno de la naturaleza que es más frecuente de lo que parece, si bien en la mayoría de las ocasiones no produce daños tan elevados como los ocurridos en éste. El tiempo transcurrido entre la ocurrencia del terremoto y la llegada del tsunami oscila entre algunos minutos y varias horas, lo que hace que la sociedad se haya planteado la posibilidad de predecir la catástrofe como método para la mitigación de los efectos destructores.

Desde un punto de vista geofísico, el tsunami, o maremoto, se define como una serie de grandes olas de gravedad de muy larga longitud de onda, generadas por una violenta e impulsiva perturbación en el mar. El tiempo que transcurre entre dos crestas sucesivas oscila entre varios minutos y una hora. Las olas del tsunami se propagan a gran velocidad y al llegar a las costas penetran gran distancia en tierra firme. Las causas que pueden desencadenar este fenómeno son diversas: terremotos de epicentro mari-

no con movimientos verticales de falla, deslizamientos o caída de material en el mar (tierra, nieve, lava, meteoritos, etc.), explosiones volcánicas o incluso alteraciones generadas por el hombre como pruebas nucleares o cargas explosivas submarinas.

El tipo de tsunami más común es el de origen sísmico, no obstante existen ejemplos de otra clase bastante elocuentes. Uno de los más conocidos fue la explosión del volcán Krakatoa, en la isla del mismo nombre situada entre Java y Sumatra, ocurrida el 23 de agosto de 1883. Esta erupción explosiva produjo, según las crónicas de la época, olas de más de 10 metros de altura que ocasionaron unas 36.000 víctimas en las costas más próximas, teniendo también una gran incidencia meteorológica al producir alteraciones en la alta atmósfera y en el clima durante varios años. Actualmente se está especulando, muchas veces en foros poco científicos, sobre la posible erupción del volcán Cumbre Vieja en la isla canaria de La Palma, susceptible de desplazar hacia el mar gran cantidad de rocas y de generar un gran tsunami con olas superiores a los 20 metros de altura, capaces de arrasar ciudades costeras de ambos lados del Atlántico. La probabilidad de que esto su-

(*) Instituto Geográfico Nacional. C/General Ibáñez de Ibero, 3. 28003 Madrid. jmmsolares@mfom.es

(**) Dpto. de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Físicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. cfresno@fis.ucm.es

ceda es tan pequeña que entra dentro de la futurología científica. Como catástrofe medioambiental pueden considerarse los maremotos originados por pruebas nucleares submarinas, ya desechadas, realizadas en plena guerra fría por los Estados Unidos y la Unión Soviética entre 1946 y 1962, que aunque generaron olas de una altura muy pequeña, sólo registradas por mareógrafos, debieron afectar notablemente al ecosistema marino.

En la Tabla I se reseñan los mayores tsunamis de origen sísmico registrados en el mundo, donde podemos observar cómo la casi totalidad se producen en el cinturón del Océano Pacífico. No obstante, también llegan a generarse en otras zonas del planeta como es el caso de la Península Ibérica, donde los efectos han sido catastróficos en épocas relativamente recientes (Campos Romero, 1992).

En este artículo se abordan las principales características de la generación y ocurrencia de terremotos, las condiciones necesarias para la generación de tsunamis de origen sísmico, las características de la propagación de las olas hasta las costas y los sistemas de alerta desarrollados hasta el momento.

En primer lugar se describe el proceso de generación de un terremoto y los parámetros que definen su tamaño.

¿POR QUÉ OCURRE UN TERREMOTO?

La Tierra es un planeta en actividad permanente sometido a una serie de procesos tectónicos relacionados con el movimiento de las placas litosféricas, y que originan una acumulación de esfuerzos en su interior. Cuando los esfuerzos superan la resistencia del material que constituye la capa más externa de la Tierra, litosfera, ésta se rompe súbitamente liberando la energía acumulada que se propaga por el medio en forma de ondas elásticas. La perturbación

originada es un terremoto tectónico y su registro en una estación sísmica se conoce con el nombre de sismograma (figura 1).

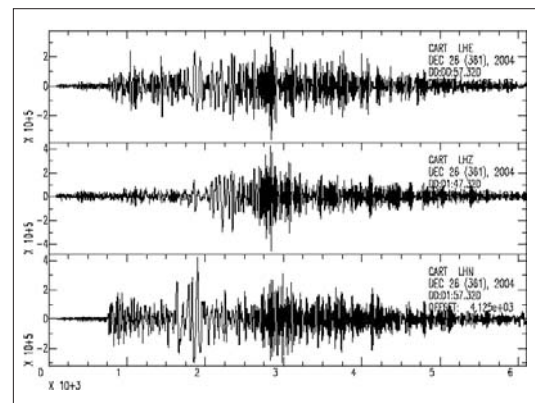


Fig. 1: Registro del terremoto de Sumatra de 26-12-2004 ($M_w=9.2$) en la estación de CART (Cartagena) de la red ROA/UCM/GFZ situada a una distancia epicentral de 98° . Se muestran de arriba abajo las componentes E-W, Z y N-S.

Por tanto, los terremotos están asociados al movimiento de las placas. Se denomina capa sismogénica a la región de la Tierra en la que se generan los terremotos. En ella el material litosférico está rígido y frío y puede fracturarse bajo los esfuerzos tectónicos generando un terremoto. La ruptura se produce de una forma u otra dependiendo de los esfuerzos que gobiernen la zona. Cuando el foco o hipocentro del terremoto es superficial y por tanto ocurre en la corteza ($h < 60\text{km}$), su fractura corresponde a una falla geológica. Existen diversos tipos de fallas:

- De desgarre, en las que el movimiento se produce en el plano horizontal y asociadas a esfuerzos de cizalla.

Fecha	Región fuente	Altura de inundación (m)	Observaciones	Mt
3-feb-1923	Kamchatka	5		
2-mar-1933	Honshu (Japón)	> 20	3.000 muertos	
1-abr-1946	Aleutianas	10	150 muertos en Hawái y 5 en Alaska	
4-nov-1952	Kamchatka	< 5	Registrado en Hawái	9,0
9-mar-1957	Aleutianas	< 5	Terremoto $M_w=9.1$	9,0
23-may-1960	Chile	> 10	Daños en Japón	9,4
28-mar-1964	Alaska	6	119 muertos	9,1
29-nov-1975	Hawái	4		
26-may-1983	Honshu (Japón)	14	104 muertos	
26-dic-2004	Sumatra	> 20	240.000 muertos	9,1

Tabla I. Mayores tsunamis en el mundo en los últimos 100 años

- Vertical, caracterizadas por generar movimiento en el plano vertical.
- Fallas normales e inversas, en las que el movimiento se produce en un plano con buzamiento inferior a 90° (habitualmente de 60 a 45° para fallas normales e inferior a 30° para fallas inversas). Las fallas normales están asociadas a esfuerzos extensionales y las fallas inversas son típicas de regiones con esfuerzos compresivos.

Cuando el hipocentro es más profundo, el terremoto ocurre en una zona de subducción, es decir en una zona de contacto de placas en la que una de ellas, la más densa, se introduce (subduce) por debajo de la otra, pudiendo generar terremotos hasta unos 700 km que es la profundidad límite cuyas características elásticas permiten su ocurrencia.

El tamaño de un terremoto es proporcional a la energía liberada y se mide utilizando un parámetro denominado magnitud. Como la energía de una onda es proporcional a su amplitud, éste es el parámetro en el que se basan la mayoría de las escalas de magnitud existentes. Así, por ejemplo, la escala m_b utiliza la amplitud de las ondas internas y la M_s la magnitud de las ondas superficiales. Otro parámetro que se utiliza para medir el tamaño del terremoto es el momento sísmico escalar, M_0 , que está relacionado con el tamaño de la ruptura y la rigidez del material. La escala de magnitud M_w está relacionada con este parámetro. Por ejemplo, el terremoto de Sumatra de diciembre de 2004 tuvo una magnitud $M_w=9.2$, siendo uno de los mayores que se ha registrado.

Un problema que plantea la escala de magnitudes es la necesidad de disponer del registro instrumental del terremoto, es decir del sismograma. Una alternativa es la utilización del parámetro intensidad. La intensidad sísmica se define como la medida de un terremoto a partir de sus efectos, es decir, de los daños ocasionados en estructuras y edificaciones y sobre el terreno. También existen diversas escalas de intensidad (Mercalli, MSK, EMS-98...) que miden la intensidad en grados hasta un valor máximo de grado XII en la mayoría de ellas (MSK, EMS-98).

¿QUÉ TERREMOTOS PUEDEN PRODUCIR UN TSUNAMI?

Está claro que no todos los terremotos pueden desencadenar un tsunami, sino que para ello se deben dar una serie de condiciones.

En primer lugar, es evidente que el terremoto debe tener epicentro marino, aunque también terremotos próximos a la costa pueden generar tsunamis; asimismo su foco ha de ser superficial.

Por otro lado, el sismo debe tener la magnitud suficiente para que la energía transmitida al agua forme olas. El momento sísmico escalar ha de ser superior a 10^{20} Nm, lo que equivale a una magnitud $M_w = 7.3$. No obstante, existen terremotos que no alcanzan una gran magnitud pero que si son capaces de generar grandes tsunamis; se llaman “terremotos

tsunami” y se pueden cuantificar ya que su magnitud tsunami, M_r , es mayor que su magnitud M_s obtenida a partir de las ondas sísmicas superficiales. Estos terremotos tienen una lenta liberación del momento sísmico por lo que también se denominan terremotos lentos.

Otra característica que debe tener el terremoto es que su mecanismo focal tenga una fuerte componente vertical en el desplazamiento del plano de falla (Figura 2). Este movimiento vertical es el que desplaza la columna de agua que hay sobre el suelo oceánico formando el tren de olas. Los mayores tsunamis han sido ocasionados a partir de fallas inversas con pequeño ángulo de inclinación, típicas de las zonas de subducción, en las que se han generado estos grandes desplazamientos verticales.

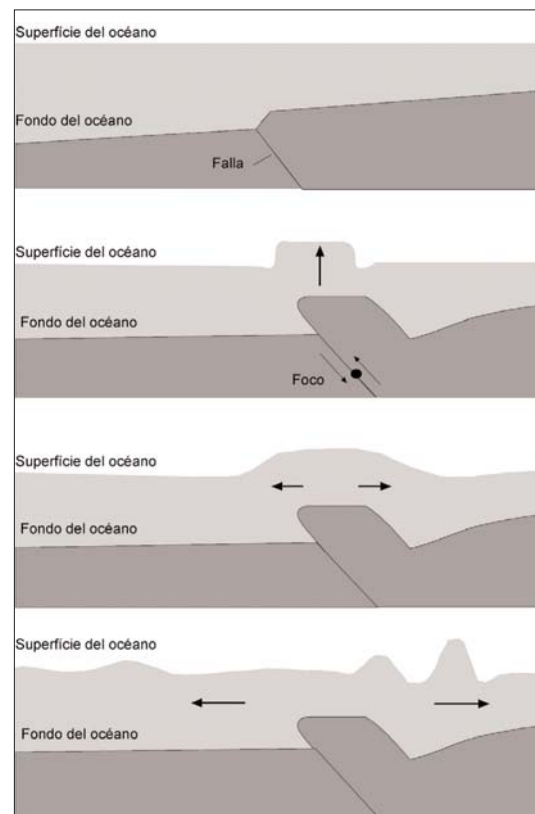


Fig. 2: Generación de un tsunami a partir de una falla inversa. De arriba abajo se muestra una falla inversa en la que se produce un terremoto con foco superficial. El movimiento del fondo del mar (hacia arriba) se transmite a la masa de agua, propagándose de forma bilateral y generando el tsunami al llegar a la costa (<http://www.usgs.gov>).

¿CÓMO SE PROPAGA UN TSUNAMI? ¿QUÉ CARACTERÍSTICAS TIENEN SUS OLAS?

El desplazamiento vertical originado por el terremoto en el fondo marino induce en la superficie del agua un movimiento ondulatorio de carácter estacionario. Estas olas son muy diferentes a las generadas por el viento:

La principal diferencia es la longitud de onda o distancia entre crestas sucesivas, en el caso de las olas de tsunami este parámetro es mucho mayor que en el caso de las olas de viento y está directamente relacionado con el tamaño del terremoto. En el caso de grandes terremotos como el de Sumatra de 2004, la ruptura producida puede estimarse en unos 1300km de longitud.

Además, la velocidad de fase de las olas de un tsunami en el foco es muy alta, del orden de unos 700 km/h, y la altura de la ola sobre el epicentro es del orden de centímetros. La velocidad de las olas está relacionada con la profundidad del suelo marino, de tal manera que a medida que las ondas se acercan a la costa, disminuyen su velocidad, aumentando considerablemente su altura. Al alcanzar la costa la velocidad ha disminuido hasta unos 35 km/h y la altura de la ola ha aumentando notablemente (el tsunami de Okushiri, Japón, el 12 de julio de 1993 llegó a alcanzar una altura de 31m), penetrando tierra adentro y arrasando con lo que encuentra a su paso. En contra de lo que se suele pensar, la primera ola no tiene por qué ser la más grande de la serie.

En la figura 3 se observa la relación existente entre las longitudes de onda del tsunami, su velocidad y la profundidad del fondo marino, considerando ondas de periodo próximo a 1.000s.

La distancia que alcanzan las olas del tsunami tierra adentro depende mucho del relieve de la costa: si es plana las olas penetran más distancia que si es escarpada. Además el efecto del tsunami puede verse amplificado en bahías o puertos.

La llegada de los tsunamis a las costas se puede estudiar con la teoría denominada "teoría de ondas largas" y las inundaciones son predecibles mediante modelización del comportamiento de las ondas. Si se conoce la velocidad de propagación, la batimetría y se aplica la teoría geométrica de rayos de óptica, es posible analizar los efectos de difracción, reflexión y refracción, llegando a formar los frentes de onda que pueden ser usados en los sistemas de alerta de tsunamis.

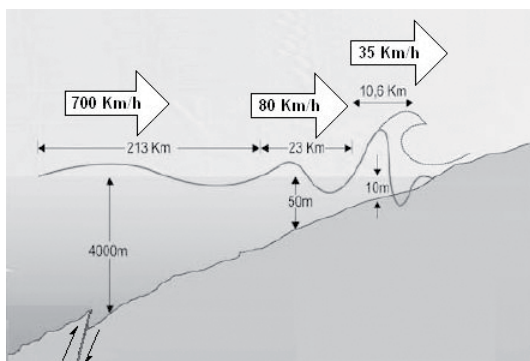


Fig. 3: Propagación de las olas del tsunami. Se muestra la relación entre la profundidad del fondo marino, la longitud de onda y la velocidad del tsunami. (<http://www.usgs.gov>).

¿CÓMO SE MIDE EL TAMAÑO DE UN TSUNAMI?

Al igual que en el caso de los terremotos, para determinar el tamaño de un tsunami existen distintos criterios, todos ellos basados en la altura que consigue la ola. Esta medida se puede llevar a cabo mediante mareógrafos o mediante medidas directas sobre el terreno pero en ambos casos, las alturas absolutas dependerán del nivel de la marea en el momento de llegada del tsunami. Si se consideran medidas directas, se pueden definir a su vez una serie de conceptos:

- *altura de inundación*: la altura que tiene la ola en tierra medida sobre el nivel del mar.
- *distancia de inundación*: la distancia horizontal en tierra medida desde la costa.
- *"Run-up"*: la altura de inundación del tsunami a la máxima distancia de inundación.

Existen distintas escalas para medir la magnitud de un tsunami, la más antigua es la escala de Iamura-Iida (Iida *et al*, 1967) que está relacionada con la máxima altura de inundación. En 1970 Soloviev definió la intensidad del tsunami en función de la altura media de la ola. Por último Abe en 1981 introdujo el concepto de magnitud tsunami, M_r (ver Tabla I) que es directamente proporcional a la máxima amplitud en metros medida con el mareógrafo y está relacionada también con su distancia en km, Δ . Esta magnitud es válida para distancias regionales ($100 \text{ km} < \Delta < 3500 \text{ km}$) y se puede relacionar con la magnitud sísmica M_w de los terremotos.

¿EN QUÉ CONSISTE UN SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMI?

A la vista de la información expuesta hay que preguntarse si es posible prevenir a la población y disminuir, dentro de lo posible, las graves consecuencias sociales y económicas que puede generar un tsunami.

Como se ha comentado, desde que se produce el terremoto hasta que el tren de ondas llega a la costa, transcurre un intervalo de tiempo: el terremoto de Chile de 1960 ($M_w=9.5$) produjo un tsunami que resultó devastador en Japón 24 horas más tarde y el reciente tsunami de Sumatra llegó varias horas después a las costas de la India y Sri Lanka. Por tanto, una vez detectado un terremoto susceptible de generar un tsunami, es posible prevenir a la población mediante un sistema de alerta para minimizar así los efectos del fenómeno.

Los sistemas parten de la información que proporcionan las estaciones sísmicas, aportando los datos en tiempo real que permiten caracterizar el terremoto y su potencial generación de tsunami. Mediante un dispositivo situado en el fondo oceánico se miden variaciones de presión y se transmite la señal a una boya situada en la superficie del mar, ésta a su vez la retransmite a un satélite. Por último, mediante un sistema de difusión del aviso de tsuna-

mi, la alerta se difunde por radio a los habitantes de las zonas a las que puede llegar el tsunami.

Para el Océano Pacífico, varios países tienen establecidos sistemas de alerta (Estados Unidos, Rusia, Japón, Chile, Francia, etc.) ya sean para tsunamis generados en fuentes próximas o muy lejanas. El Laboratorio Marino Ambiental del Pacífico de la NOAA ha encabezado el desarrollo de boyas de detección de tsunamis, y desde finales de 2002 siete boyas DART se encuentran en operación en el Pacífico norte y oriental, encontrándose disponibles para su utilización por los centros de alerta de tsunamis. El reciente desarrollo y mejora de los equipos y métodos de modelización está contribuyendo a que se comprenda mejor el mecanismo de generación de tsunamis.

Como se verá en otro artículo de este mismo monográfico, en la Península Ibérica existen dos zonas tsunamigénicas (el suroeste del cabo San Vicente y las costas de Argelia) que sería necesario controlar con un sistema de alerta. Este sistema no está operativo en España, pero sí existe un diseño basado en la instrumentación sísmica en tiempo real disponible en el Instituto Geográfico Nacional (Rueda y Mezcua, 2003). Este sistema sigue un proceso lógico en el que una vez que la Red Sísmica Nacional detecta un terremoto, va analizando y confirmando de forma consecutiva su localización, magnitud, tipo de mecanismo focal, momento sísmico escalar y, si todo es afirmativo, se procede a confirmar o desmentir la llegada del tsunami mediante boyas de presión situadas en lugares estratégicos y, en su caso, establecer la alerta. La duración de todo este proceso, desde que se produce el terre-

moto hasta el aviso, se estima en unos 17 minutos, y dada la situación de estas zonas tsunamigénicas, sería posible disponer de entre 20 y 30 minutos antes de que llegase el tsunami a las costas españolas, bien las del Golfo de Cádiz o las de las Islas Baleares.

Por otro lado, está prevista la instalación en los próximos meses de dos sismógrafos de fondo marino (OBS) en España, uno por parte del Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) frente a las costas de Tarragona y otro en la isla de Alborán por parte del Real Instituto y Observatorio de la Armada de San Fernando (ROA) y la Universidad Complutense de Madrid (UCM). Esta instrumentación podría utilizarse para un posible sistema de alerta de tsunamis en el Mediterráneo.

BIBLIOGRAFÍA

Abe, K. (1981). Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific. *Phys. Earth Planet. Inter.* 27, pp. 194-205.

Campos Romero, M. L. (1992). *El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica*. Monografía 9. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. 204págs.

Iida, K., Cox, D.C. and Pararas-Carayannis, G. (1967). *Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean*. Data Report HIG67-10, University of Hawaii.

Rueda, J. y Mezcua, J. (2003). Fundamentos sismológicos para una alerta temprana de tsunamis en las costas españolas. Aplicación al tsunami producido por el terremoto de Argel de 21 de mayo de 2003. *Seminario Euro-mediterráneo sobre nuevas tecnologías aplicadas a la gestión de desastres*. Dirección General de Protección Civil, 11 págs. ■