

Este artículo ha aparecido publicado en el Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid para el año 2015.

## LA SORPRENDENTE FUERZA DEL AGUA: LOS TSUNAMIS

**Juan V. Cantavella Nadal**

*Red Sísmica Nacional  
Instituto Geográfico Nacional - Ministerio de Fomento*

### Introducción

Todo parecía estar en calma en el inmenso océano hasta que los tsunamis se hicieron tristemente populares. En los últimos años se han dado casos extraordinarios. ¿Quién no recuerda la crisis nuclear generada en Fukushima (Japón) tras el terremoto y tsunami del año 2011 en Japón o el gran maremoto que asoló Indonesia en 2004? En este artículo se intenta responder a algunas de las preguntas que surgen después de conocer estos hechos. Pero a su vez, también pretende provocar que aparezcan otras muchas, animando a que el lector siga indagando en la materia.

Comenzaremos explicando en qué consisten para, a continuación, hablar de sus características a partir de distintos ejemplos reales. No será ni mucho menos una lista exhaustiva de los tsunamis ocurridos en el mundo, ni siquiera de los más importantes, sino tan solo una muestra de distintos aspectos o curiosidades para que el lector pueda conocer mejor el fenómeno y sacar sus propias conclusiones. Finalmente, se hace una revisión de los tsunamis que han afectado a las costas españolas, ya que nuestro país no está exento de este peligro. En España han ocurrido tsunamis importantes, aunque afortunadamente, han sido poco frecuentes.

### ¿Qué son?

La palabra tsunami<sup>1</sup> viene del japonés y significa “ola de puerto”. Este término alude a una serie de olas causadas por el desplazamiento de un

<sup>1</sup>El término español “maremoto” que según la Real Academia es la “agitación violenta de las aguas del mar a consecuencia de una sacudida del fondo, que a veces se propaga hasta las costas dando lugar a inundaciones” puede aludir al mismo concepto. Sin embargo el término tsunami es más general, tanto en el origen de la ola (sacudida del fondo, volcán, deslizamiento de tierra, caída de asteroide,...) como en el medio donde se propaga (mar, lago, embalse,...).

gran volumen de agua, generalmente en el océano o un gran lago. Estas olas pueden generarse por multitud de fenómenos como son los terremotos, erupciones volcánicas, deslizamientos del terreno, ruptura de glaciares en contacto con el agua, impacto de meteoritos, explosiones submarinas o incluso cuando la presión atmosférica cambia rápidamente. A diferencia de las olas marinas que acostumbramos a ver, generadas por el viento y producidas en la superficie del agua, en las olas de tsunami se produce el movimiento de toda una columna de agua, desde la superficie hasta el fondo, y en una extensión horizontal mucho más grande. Por tanto, transportan muchísima más energía que las olas generadas por el viento, puesto que el volumen de agua desplazado es considerablemente mayor.

### Física de los tsunamis

En la figura 1 podemos ver un ejemplo esquemático de la generación de un tsunami a consecuencia de un terremoto. En el dibujo 1b se muestra un gran sismo que ocurre a poca profundidad, bajo el fondo oceánico, produciendo una deformación vertical del terreno. Esta deformación genera, a su vez, el desplazamiento en esa dirección de la columna de agua situada sobre el terreno deformado. En el siguiente dibujo 1c se observa cómo ese movimiento vertical de la columna de agua se propaga como una onda de forma horizontal. Por último, en el esquema 1d se muestra el efecto que produce la disminución de la profundidad del fondo oceánico. La distancia entre las crestas de las olas disminuye y la altura de la ola aumenta considerablemente, inundando zonas próximas a la costa.

Un terremoto con las características mencionadas en el párrafo anterior (gran magnitud, bajo el agua<sup>2</sup>, a poca profundidad, y que produzca una importante deformación vertical en el fondo oceánico), puede llegar a generar un ascenso del agua en torno a un metro de amplitud en un círculo de cientos de kilómetros de radio. De la misma manera que provocamos una perturbación en las aguas tranquilas de un lago al tirar una piedra, la ola inicial de un tsunami se propagará horizontalmente. Sin embargo, a diferencia de las pequeñas olas que generaríamos en el lago, las olas producidas por un terremoto tienen una longitud de onda (distancia entre las crestas de dos olas consecutivas) de unos 500 kilómetros y un periodo (tiempo entre dos olas consecutivas) del orden de una hora. Estas grandes longitudes de onda y periodos, las hacen imperceptibles en alta mar por los barcos y las engloban dentro del grupo de “olas en aguas someras”. Sin embargo, las olas generadas por el viento, con longitudes de onda de unos 100 metros y periodos de unos 10 segundos, pertenecen al tipo de “olas en

<sup>2</sup>Un terremoto con epicentro en tierra pero a pocos kilómetros de la costa, también puede generar un tsunami, siempre que produzca un desplazamiento vertical importante del fondo marino.

aguas profundas”<sup>3</sup>.

Dado que la pérdida de energía de una ola es inversamente proporcional a su longitud de onda, las olas de tsunami pierden muy poca energía en su propagación y por lo tanto pueden atravesar océanos y afectar a zonas de otros continentes.

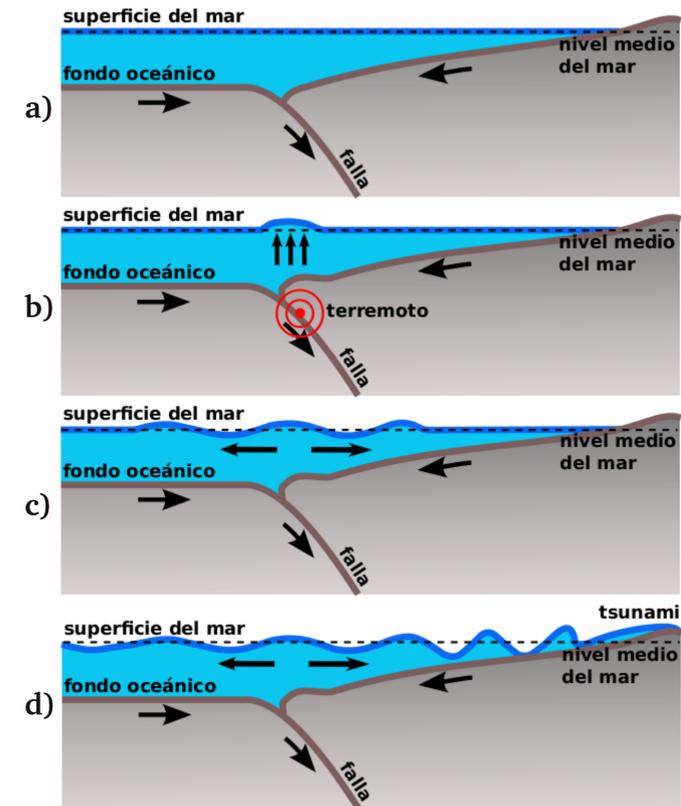


Figura 1: Esquema de la generación de un tsunami por un terremoto en una zona de subducción, a) representación de los movimientos convergentes de las dos placas tectónicas, b) ocurrencia de un terremoto en la zona intraplaca acompañado de la deformación vertical del terreno de la columna de agua, c) propagación horizontal en el mar de la perturbación inicial, d) llegada de la ola de tsunami a la costa.

<sup>3</sup>Se denominan “olas en aguas profundas” a aquellas en las que la profundidad es al menos el doble que la longitud de onda y “olas en aguas someras” a aquellas en las que la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad.

Para las olas en aguas someras, como las de los tsunamis, la velocidad de propagación horizontal depende únicamente de la profundidad del fondo oceánico, siendo proporcional a este valor<sup>4</sup>. Cuanto más profundas son las aguas, más rápido van estas olas. Por ejemplo, en alta mar, donde la profundidad puede ser de unos cuatro kilómetros, se propagan a una velocidad de unos 700 kilómetros por hora. Sin embargo, cuando estas olas se acercan a la costa la profundidad disminuye, y por lo tanto, también la velocidad. Lo que ocurre en el momento de aproximación de la primera de las olas a la costa es que esta se va frenando, reduciéndose la distancia hasta la siguiente ola. Por otro lado, la disminución de la velocidad se ve compensada con el aumento de la altura de la ola. De este modo las olas que en alta mar tienen amplitudes de un metro, pueden llegar a tener amplitudes de veinte metros cerca de la orilla.

Finalmente, al llegar la ola a la costa, el agua continúa su avance con gran fuerza por las zonas secas. Normalmente estas olas se observan en la costa como una marea que evoluciona rápidamente, pudiendo repetirse este fenómeno varias veces. Se llama altura de la inundación o “run-up” a la máxima altura sobre el nivel medio del mar que alcanza el agua. Si la parte de la primera ola que llega a la costa no es la cresta sino el “valle”, entonces se observará que las aguas se retraen, dejando al descubierto zonas normalmente inundadas y a continuación, el avance del agua tierra adentro.

### Terremotos y deslizamientos: la causa más frecuente

El origen más común de un tsunami son los terremotos y los lugares donde más terremotos se producen son las zonas de subducción. Estas zonas son límites convergentes de placas tectónicas, donde la placa más densa se introduce bajo la menos densa. La intersección de estos límites de placas con la superficie terrestre ocurre bajo el mar, en las llamadas fosas oceánicas, allá donde el fondo marino presenta las mayores profundidades del planeta. En esta región interplaca, cerca de las fosas oceánicas, es donde con mayor frecuencia se dan los terremotos con las características necesarias para generar un tsunami: situados bajo el agua, con una magnitud elevada -en general mayor de 7,5-, a poca profundidad -normalmente menor de unos 30 kilómetros-, y con movimiento hacia arriba o hacia abajo. Estas zonas de subducción (figura 2) son principalmente el cinturón de fuego del Pacífico (afectando a las costa pacífica de todo Sudamérica y Centroamérica, México, parte de los Estados Unidos y de Canadá, las Islas Aleutianas y costa pacífica de Rusia, norte de Japón, Papúa Nueva Guinea y Nueva Zelanda) y las existentes en la costa índica de Indonesia, costa pacífica de Filipinas, Taiwán y sur de Japón, sureste del Caribe, y Mediterráneo (afectando principalmente a Italia, Grecia y Turquía).

<sup>4</sup>La velocidad de propagación de las olas de tsunami es igual a la raíz cuadrada de la aceleración de la gravedad multiplicada por la profundidad del fondo oceánico.

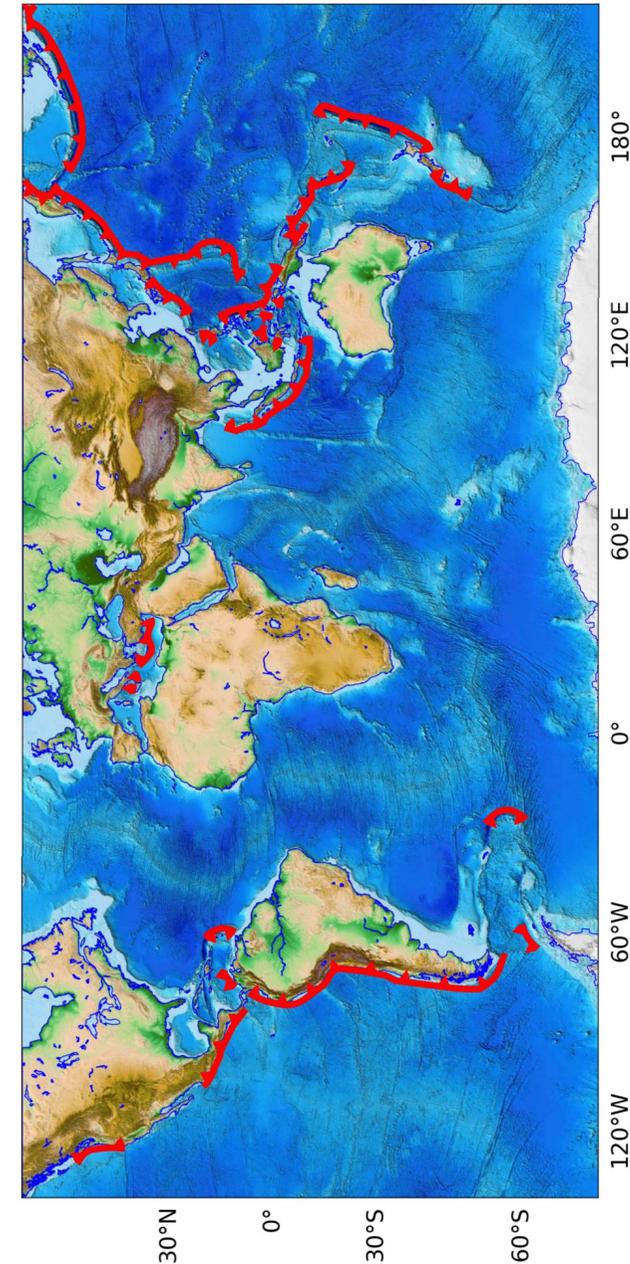


Figura 2: Mapa con las zonas de subducción.

Sin embargo, como ya hemos mencionado anteriormente, los terremotos no son el único origen de los tsunamis. Dentro de las causas más frecuentes, los deslizamientos de tierra ocupan el segundo lugar, aunque hay que decir que muchas veces estos deslizamientos son provocados por un terremoto. Los corrimientos de tierra que generan tsunamis pueden consistir en una parte de terreno emergido que se desploma dentro del agua o ser totalmente submarinos. En cualquier caso, al igual que con los terremotos, el deslizamiento produce en el agua una perturbación vertical de una enorme masa de agua, de modo que esta perturbación se propaga en dirección horizontal llegando a la orilla como una ola de gran energía.



Figura 3: Fotografía por satélite de la ciudad de Lhoknga, en la costa noroeste de Sumatra, antes (izquierda) y después (derecha) del tsunami del Océano Índico en 2004. El único edificio que se mantuvo en pie fue la mezquita (estructura blanca visible en la parte derecha de las dos imágenes). Fuente: Bondevik (2008).

## Tsunami del Océano Índico de 2004

### Probablemente el tsunami más catastrófico conocido

El 26 de diciembre de 2004 a las 00:58:53 UTC, bajo el mar y cerca de la costa oeste de Sumatra y de las islas de Nicobar y Andamán, tuvo lugar el tercer mayor terremoto nunca registrado por un sismómetro (magnitud 9,1-9,3). Este terremoto ocurrió en un segmento de unos 1 300 km dentro del límite convergente de las placas Indo-australiana al oeste y Euroasiática<sup>5</sup> al este, de modo que la placa Euroasiática se levantó y desplazó hacia el oeste una distancia que llegó a alcanzar los 20 metros en algunos puntos. Esto supuso la ascensión hasta 2 metros del fondo marino sobre esta falla. La perturbación en el agua generada por esta ascensión dio lugar a una serie de olas que se propagaron por todo el Océano Índico y acabó con la vida de más de 280 000 personas, causando una de las catástrofes naturales más mortíferas de toda la historia.

Sabemos que la primera de las olas llegó a Sumatra 25 minutos después del inicio del terremoto y a Tailandia, Sri Lanka y la costa este de la India 2 horas después. Por imágenes de radar, obtenidas dos horas después del terremoto es posible saber que la altura máxima de las olas en alta mar en ese momento no superó los 80 centímetros. Sin embargo, al llegar a la costa las olas alcanzaron alturas sobre el nivel del mar de 50 metros en Banda Aceh, 16 metros en las costas tailandesas, 12 metros en Sri Lanka y la India o de 9 metros en Somalia, y el agua inundó zonas a más de dos kilómetros tierra adentro. En la figura 3 podemos ver un ejemplo de cómo este tsunami asoló grandes áreas cercanas a la costa.

### Propagación del tsunami por todo el planeta

Una de las características más llamativas del tsunami del Océano Índico de 2004 fue su gran alcance. En Sudáfrica se detectó una ola de 1,6 metros dieciséis horas después del terremoto; en la Antártida se registraron oscilaciones en el nivel del mar de más de medio metro que duraron al menos tres días y, aunque no se produjeron daños fuera de las costas del Océano Índico, este se propagó por el Atlántico, Pacífico y Antártico, produciendo tsunamis en zonas tan alejadas como Manzanillo (México), Arica (Chile) o Vancouver (Canadá). En la figura 4 podemos ver un mapa con las amplitudes máximas del tsunami registradas por mareógrafos de distintas partes del mundo.

<sup>5</sup>En su extremo denominado placa de Burma.

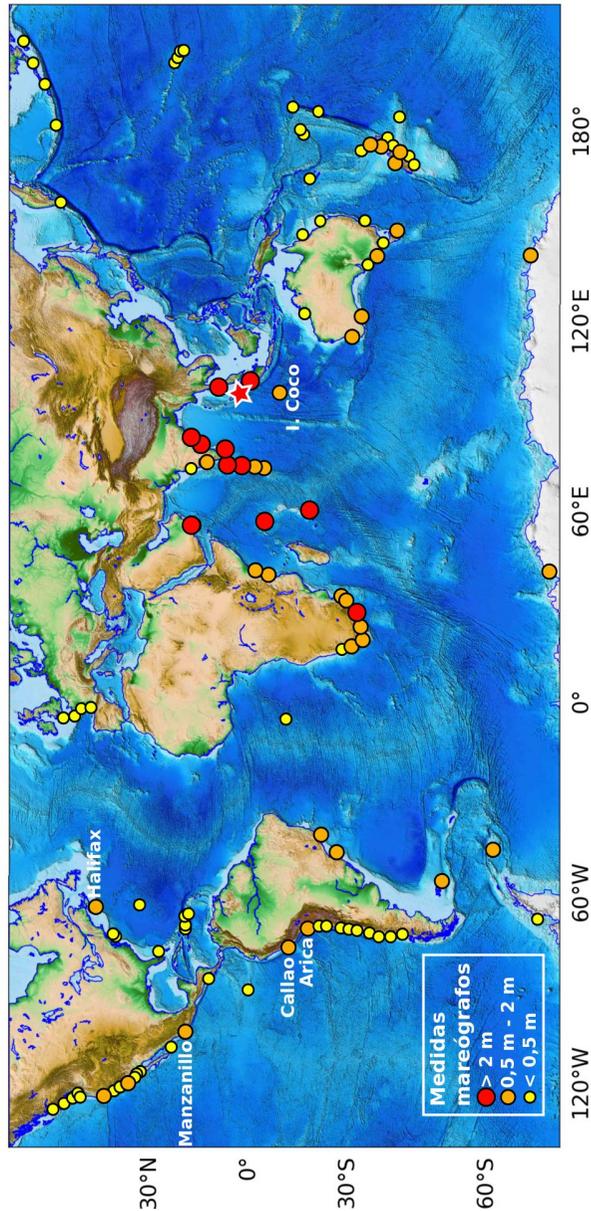


Figura 4: Altura máxima del tsunami del Océano Índico de 2004 medidas por mareógrafos en distintas partes del mundo. La estrella representa el epicentro del terremoto. Fuente: Modificado de Titov et al. (2005).

Una característica a tener en cuenta en la propagación de las olas de un tsunami es que cuando estas viajan a través del océano interaccionan con la orografía del fondo oceánico y con las costas, las cuales reflejan las olas. De hecho, en zonas lejanas al epicentro, la primera ola no suele ser la de mayor amplitud. Por ejemplo, en el norte del Atlántico y del Pacífico la ola de mayor altura llegó desde varias horas hasta un día después de la aparición de la primera ola. Esto se debe a que, para las zonas cercanas, las olas siguen caminos directos desde la fuente, en cambio para las zonas lejanas muchas de ellas llegan después de reflexiones en otras costas o encauzadas dentro del océano por caminos más largos. Del mismo modo, en los lugares próximos al epicentro, la amplitud de las oscilaciones del nivel del mar decrece rápidamente. En cambio, en las zonas distantes, las oscilaciones se mantienen durante varios días. Por ejemplo, en Timaru, en la costa este de la Isla Sur neozelandesa, se midieron olas de más de medio metro 50 horas después del terremoto.

En este tsunami también se observó una fuerte direccionalidad de la propagación, prevaleciendo la dirección este-oeste. Por ejemplo, las olas que llegaron a Callao (Perú) 19 000 km al este del epicentro, o a Halifax, en la costa este de Canadá, y que por tanto tuvieron que viajar 24 000 km hacia el oeste a través del Océano Índico y luego hacia el norte a través de todo el Océano Atlántico, eran más altas que las que llegaron a la isla del Coco, 1 700 km al sur del epicentro.

El investigador Vasily Titov y sus colaboradores, en un trabajo publicado en la revista Science en 2005, realizan simulaciones numéricas de la propagación del tsunami del Océano Índico por todo el planeta llegando a la conclusión de que existen dos causas que influyen fuertemente en la propagación del tsunami: (1) en las zonas cercanas al epicentro, el principal factor es la geometría de la falla que genera el terremoto. En este caso, la geometría es lineal en dirección norte-sur y con una extensión de unos 1 300 km y las mayores amplitudes se propagaron en la dirección transversal a la falla (dirección este-oeste). (2) Sin embargo, en las zonas lejanas, el relieve del fondo marino es el responsable del patrón de propagación. En este caso, las dorsales oceánicas<sup>6</sup> funcionaron como guía de ondas, manteniendo en mayor medida la energía de las olas en su propagación por ellas. Las dorsales al suroeste del Índico y la del Atlántico sirvieron de guía de ondas para la propagación del tsunami hacia el Océano Atlántico, mientras que las dorsales al sureste del Índico, la del Pacífico-Antártico y la del Pacífico oriental sirvieron de guía para las olas que se propagaron hacia el Pacífico.

<sup>6</sup>Zonas bajo el mar donde dos placas tectónicas se separan una de la otra. Se presentan como grandes cordilleras submarinas de geometría lineal con un valle (*rift*) en su eje longitudinal.

### ¿Un tsunami excepcional en esa región?

La cifra de muertos por este tsunami es particularmente alta puesto que las poblaciones afectadas no habían vivido anteriormente ningún gran tsunami. Estos países estaban poco preparados y los habitantes no supieron reconocer las señales que preceden a uno de esta magnitud (figura 5).

En Indonesia existen documentos escritos de los últimos 400 años y en ninguno de ellos se habla de la existencia de un tsunami similar al de 2004. En este periodo de tiempo los dos tsunamis más importantes en la misma zona fueron los ocurridos en 1907 y en 1861 por terremotos de magnitudes M7,6 y M8,5 respectivamente<sup>7</sup>. Sin embargo la gravedad de estos tsunamis fue incomparablemente menor que el de 2004.



Figura 5: Pozo excavado en una zona costera de Tailandia para estudiar la existencia de tsunamis en el pasado a partir de la secuencia de capas sedimentarias. En este corte se alternan capas de arena con otras oscuras de suelo con materia orgánica. Fuente: Página web personal de K. Jankaew <http://oceanexpert.org/viewMemberRecord.php?memberID=21950>.

No obstante, se han encontrado indicios geológicos de que el último gran tsunami en esta zona ocurrió hace unos 600-700 años. El agua que

<sup>7</sup>Más al sur de la zona del tsunami de 2004 ocurrieron los tsunamis de 1797 y de 1833 debidos a terremotos de magnitudes M8,0 y M8,3 respectivamente.

llega a la costa debido a un gran tsunami transporta también una gran cantidad de arena y otros materiales procedentes de los terrenos que inunda. Al retirarse el agua, estos materiales pueden quedar depositados en trampas como son las hondonadas entre dos montículos paralelos a la costa que pueden existir en algunos lugares de la misma. Si estas capas de arena de varios centímetros de grosor no son alteradas o eliminadas por causas externas, como pueden ser el viento, el agua o la acción humana, serán cubiertas por nuevas capas de sedimentos. Estudiando estas series sedimentarias, es posible identificar aquellas capas que son debidas a un tsunami, conocer cuándo se depositaron y estimar su magnitud.

De este modo, distintos grupos de investigadores, analizando sedimentos en varios puntos de Tailandia y el norte de Sumatra, han conocido la existencia de nada menos que tres tsunamis de magnitud comparable al de 2004. El último de ellos, observado en estos dos lugares simultáneamente, ocurriría en torno al año 1300-1400 (Bondevik, 2008).

## Tohoku 2011

### Nueva catástrofe debida a un terremoto inesperadamente grande

El 11 de marzo de 2011 a las 14:46 en Japón (5:46 UTC) ocurrió un terremoto de M9,0 en el Océano Pacífico a unos 70 km al este de la costa de la región de Tohoku<sup>8</sup>, donde la placa del Pacífico subduce bajo la placa de Ojotsk. El gobierno japonés confirmó 15 887 muertes, 6 150 heridos y 2 612 personas desaparecidas así como 127 290 edificios colapsados y más de un millón dañados. La mayor parte de los muertos se dieron en la región de Tohoku. En la figura 6 podemos ver un ejemplo de la devastación en una de las poblaciones más afectadas.

Los efectos de este tsunami se han estudiado con gran detalle. En los meses siguientes al tsunami distintos grupos en los que participaban más de 300 investigadores de todo Japón realizaron campañas a lo largo de 2 000 km de la costa japonesa, obteniendo datos de más de 5 000 emplazamientos. La inundación se produjo en unos 2 000 km de costa y en 290 se midieron alturas de *run-up* mayores de 20 m. La inundación fue mayor en las llanuras de Sendai llegando a más de cinco kilómetros tierra adentro y la mayor altura de *run-up* fue de 40 metros en Miyako (Mori et al., 2011).

<sup>8</sup>Región situada al norte de Honshu, principal isla de Japón.

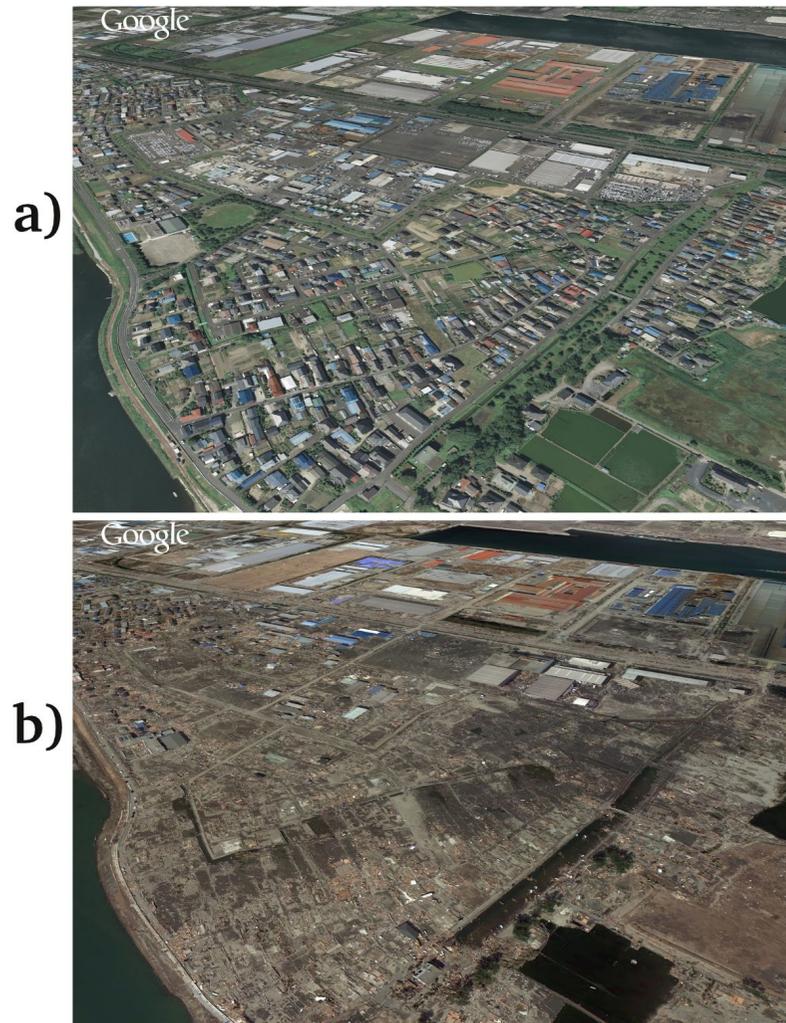


Figura 6: Imágenes de satélite hechas por Google antes y después del tsunami de Tohoku en Arada, Sendai. a) Fotografía hecha en 2009. b) Fotografía hecha el 26 de Marzo de 2011. Fuente: © 2011 Google.

El tsunami tardó entre 10 y 30 minutos en llegar a las primeras zonas afectadas. Poco después el PTWC<sup>9</sup> alertó a distintos puntos de la población del Océano Pacífico, y en Rusia se evacuó a 11 000 personas de las Islas Kuriles. California y Oregón (Estados Unidos) fueron alcanzadas con olas

<sup>9</sup>PTWC: Pacific Tsunami Warning Center (Centro de Alerta de Tsunamis del O. Pacífico).

de hasta 2,4 metros y la isla de Vancouver en Canadá con olas de 1 metro. El tsunami destruyó algunas casas en Jayapura (Indonesia) y se produjeron daños en Hawái y en Papúa Nueva Guinea. Se tiene constancia de que una ola de 1,5 metros sumergió el atolón de Midway, cerca del extremo noroccidental del archipiélago de Hawái, matando más de 110 000 pájaros que se encontraban anidando. Otros países del sur del Pacífico como Tonga o Nueva Zelanda experimentaron olas mayores de lo normal, pero en la mayoría de estos lugares no causó daños importantes. En las costas pacíficas de México y Sudamérica se observó el tsunami, pero en la mayoría de lugares causó muy poco o ningún daño. Sin embargo, en Chile se destruyeron más de doscientas casas debido a olas de más de tres metros de altura. En las islas Galápagos, veinte horas después del terremoto, llegaron olas de tres metros y 260 familias tuvieron que recibir asistencia.

Puesto que las fallas que definen la subducción en esta zona están muy fragmentadas, no se esperaba un terremoto de tanta magnitud. Sin embargo, el área de ruptura abarcó unos 450 km por 200 km y fue el mayor terremoto nunca registrado en Japón y el quinto más grande del mundo desde la existencia de los sismómetros modernos. La magnitud de este evento pilló por sorpresa a la comunidad científica, que no esperaba un terremoto tan grande en esta zona. Japón estaba preparado para tsunamis causados por terremotos que pueden ocurrir cada 200-300 años de magnitud 8 pero no para los causados por terremotos que pueden ocurrir cada 1 000 años de magnitud 9.

### Un país preparado para luchar contra los tsunamis

Tanto la comunidad científica como el gobierno de Japón eran conscientes de que la probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto en la región de Tohoku era muy alta. De hecho los antecedentes históricos apoyaban esta idea. El primer tsunami conocido en la zona es el causado por el terremoto de Jogan en 869 ( $M > 8,3$ ) que provocó más de mil muertes, seguido del de Keicho-Sanriku en 1611 ( $M > 8,1$ , más de 5 000 muertes). El terremoto de Sanriku en 1896 de  $M 8,2-8,5$  ocurrió en la misma zona y originó un tsunami con más de veinte mil víctimas (la máxima altura del *run-up* fue similar a la de 2011 pero el área afectada varias veces menor). En 1933 ocurrió otro terremoto de  $M 8,4$  muy cerca del de 1896 que causó más de 1 500 víctimas. Por otro lado, el tsunami producido por el terremoto de Valdivia (Chile) en 1960, de magnitud 9,5, produjo 142 muertes en Japón.

Por todo esto, se estimaba que había un noventa por ciento de probabilidades de que un terremoto de  $M 7,5-8,0$  ocurriera en la zona en los siguientes treinta años. Y por ello esta región era una de las más preparadas frente al riesgo de tsunami, con multitud de medidas para luchar contra ellos: barreras en la costa y en el mar, barreras naturales de árboles, edifi-

cios de evacuación vertical, simulacros periódicos, etc. Sin embargo, todas estas medidas fueron insuficientes con el terremoto de 2011, aunque lógicamente, muchas de ellas sirvieron para reducir el desastre (Mori et al., 2011).

Anawat Suppasri y su equipo publicaron en 2013 un estudio sobre la eficacia de las medidas existentes en el momento del tsunami:

- En gran parte de la costa de Japón se habían construido rompeolas en el mar para frenar o debilitar las olas antes de que estas llegaran a las zonas secas. Ejemplos de rompeolas son los de la ciudad de Kamaishi (figura 7) y los de la ciudad de Ofunato. El rompeolas de Kamaishi fue diseñado para una ola de 5,6 metros, pero la ola medida por GPS en 2011 fue de 6,7 m, y por lo tanto, no fue capaz de frenarla aunque sí de debilitarla. Se estima que la altura de la ola se redujo en la costa de 13,7 a 8 m y la altura de *run-up* de 20 a 10 m. Otro de los aspectos beneficiosos de este rompeolas es que, debido a su destrucción paulatina, la ola del tsunami se retrasó ocho minutos.



Figura 7: Rompeolas de protección contra los tsunamis de 63 metros de profundidad (obtuvo el récord de rompeolas más profundo del mundo). Fuente: (Japan Probe, <http://www.japanprobe.com>)

- Japón había invertido el equivalente a decenas de miles de millones de euros en la construcción de muros terrestres de contención de tsunamis de hasta 12 m de alto, y el cuarenta por ciento de sus costas contaban con algún tipo de pared de protección. Desafortunadamente, el tsunami pasó por encima de alguna de ellas y destrozó otras. Los muros de contención, que habían logrado frenar anteriores tsunamis más pequeños, resultaron ineficaces para un tsunami de estas características, en parte, por defectos en su diseño. Además, se pudo comprobar que la existencia de estas estructuras puede llegar a relajar a la población, dándole una sensación de seguridad que hace descuidar otras medidas de precaución.

- También existían puertas para cerrar la desembocadura de un río en caso de tsunami pero no funcionaron en 2011 debido a la gran altura de las olas. Además, muchos bomberos murieron mientras cerraban estas puertas, así como las puertas de los muros anti-tsunamis.

- Por otro lado, se habían plantado bosques cerca del litoral para frenar el avance del tsunami. En este estudio se concluye que estos bosques de control son ineficaces para tsunamis de las características del de 2011 y que incluso pueden causar un daño mayor cuando son llevados por el agua. En general, se puede decir, que sólo sirven para olas de hasta cinco metros de altura.

- También los edificios de evacuación vertical y refugios fallaron debido a las inesperadas altura y *run-up* del tsunami. Un caso esclarecedor ocurrió en un área de la localidad de Kamaishi. Allí se había realizado un simulacro de tsunami una semana antes del terremoto de Tohoku. En este se seleccionó como refugio un edificio de dos plantas fuera del área esperada de inundación. No se eligió otro edificio en una zona más alta debido a que el primero era más accesible para las personas mayores. De este modo, el 11 de marzo, muchos de los habitantes eligieron este refugio para salvarse del tsunami, pero debido a la inesperada extensión del mismo, 54 personas murieron en este edificio. Sin embargo, 580 estudiantes y profesores se salvaron, puesto que salieron del colegio en busca de zonas más altas, aun cuando el colegio estaba en una zona donde no se esperaba que llegara el agua.

Como conclusión, con el fin de reducir futuras catástrofes, no solo hay que mejorar el diseño de las medidas que fallaron e incidir en aquellas que fueron más efectivas, sino que también hay que realizar un mayor esfuerzo en la mejora de otro tipo de medidas, como son: la planificación urbanística, planes de evacuación y educación de la población, por ejemplo, con simulacros o con la construcción de monumentos e infraestructura urbana que recuerde tsunamis pasados junto con sus características (hasta dónde llegó el agua, altura de la ola, etc.).

Por otra parte, la simulación numérica de la propagación de tsunamis es una gran herramienta para prepararse frente a los que pueden llegar en

el futuro. Para ello, es necesario tener información de la batimetría<sup>10</sup>, las líneas de costa, y la topografía del interior. Las simulaciones han mejorado mucho en las últimas décadas, pero aunque puede estimarse de forma más o menos aproximada la propagación del tsunami hasta la costa y la altura de la ola al llegar a esta, la simulación de la inundación en el interior es todavía muy problemática, especialmente en las áreas urbanas. Por ello, las campañas después de un tsunami para conocer el patrón de inundaciones son vitales para mejorar los modelos de inundación.

## Tsunamis por deslizamientos

Ya hemos mencionado que los deslizamientos constituyen la segunda causa más frecuente del origen de un tsunami. Quizá el ejemplo más llamativo y claro de este tipo sea el tsunami ocurrido en la bahía Lituya (Alaska) en 1958. El 9 de julio de este año un terremoto de magnitud 8,3 provocó un deslizamiento de tierra que supuso la caída de 30 millones de metros cúbicos de rocas y hielo del glaciar Lituya a un fiordo, conocido como la bahía Lituya, a unas trece millas del epicentro del terremoto. Debido a la forma tan cerrada de esta bahía, de 15 km por 3 km, se produjo un gran tsunami con olas de entre 30 y 90 metros de altura que llegaron a destruir los árboles de la costa opuesta a la avalancha y que se situaban a una altitud de 520 metros, siendo esta la máxima altura de *run-up* alcanzada en la historia. No obstante, los efectos de este tsunami estuvieron localizados en una zona muy reducida.

Otro de los ejemplos más llamativos de este tipo es el tsunami ocurrido en la presa de Vajont en el monte Toc, 100 km al norte de Venecia (figura 8). El 9 de octubre de 1963 un enorme deslizamiento de tierra hizo caer rocas, tierra y árboles a la presa. El desplazamiento de agua resultante hizo que esta sobrepasara la presa con una ola de tsunami de 250 m. La inundación destruyó varios pueblos río abajo matando a casi dos mil personas.

Otros casos menos claros son los tsunamis causados por deslizamientos de tierra submarinos. El 17 de julio de 1998 tuvo lugar un terremoto de magnitud 7 cerca de la región costera de Papúa Nueva Guinea, a 25 kilómetros de la costa cerca de Aitape, entre la placa australiana y del Pacífico. Este terremoto provocó un tsunami que causó más de 2 200 víctimas, 9 000 heridos y 500 desaparecidos.

Veinte minutos después de sentir el terremoto, una sucesión de tres olas golpearon la costa de Aitape. Algunos testigos vieron retroceder el mar por debajo del nivel de la bajamar y posteriormente acercarse la primera ola. El tsunami afectó principalmente a un sector de 14 km de costa, donde la altura de ola fue de diez o más metros y todas las construcciones a menos de 400-500 metros de la orilla fueron destruidas. Después de realizar

<sup>10</sup>Orografía del fondo oceánico.

distintas campañas marinas (batimétricas, sísmicas, análisis de muestras de sedimentos y rocas del fondo marino, etc.), se piensa que el tsunami fue debido a un colapso de una porción de cinco por cinco kilómetros y 740 metros de espesor de sedimentos marinos situados 25 km mar adentro de la laguna de Sissano (Tappin et al., 2001). Esto corrobora la idea de que no es necesaria una gran zona de falla para producir un tsunami.



Figura 8: La presa del Vajont, Italia. Fuente: Foto de Emanuele Paolini. Licencia bajo dominio público de Wikimedia Commons.

## Krakatoa y Thera. Tsunamis con origen volcánico

Tampoco es extraña la generación de un tsunami a causa de la erupción de un volcán. Quizá los dos casos más conocidos son los producidos en dos islas: Krakatoa y Thera (actual Santorini).

La erupción del volcán Krakatoa, situado en la isla del mismo nombre entre Sumatra y Java (Estrecho de Sunda) en Indonesia, tuvo lugar entre los días 26 y 27 de agosto de 1883. La erupción finalizó cuando dos tercios del volcán colapsaron, acompañados de enormes explosiones, destruyendo la mayor parte de la isla y su archipiélago circundante. Cada una de las explosiones estuvo acompañada de un tsunami. El evento tuvo al menos 36 000 víctimas debidas al volcán y al tsunami que generó la erupción (aunque otras fuentes sugieren que pudo haber muchos más). La detonación de la última explosión es probablemente el sonido más fuerte escuchado en la historia moderna (se escuchó hasta a una distancia de 4 800 km del volcán).

Se cree que los tsunamis se generaron debido a los enormes flujos piroclásticos que entraron en el mar por el colapso gravitacional de las columnas eruptivas. La ciudad de Merak (noroeste de Java) fue destruida por un tsunami de 46 metros. La erupción ocurrida los días 26 y 27 de agosto consistió en varias explosiones submarinas. Las tres primeras originaron grandes olas de hasta cien metros de altura pero que, debido a su pequeña longitud de onda y periodo, disminuyeron rápidamente a medida que se propagaban. Fue la cuarta colosal explosión, acompañada del colapso de gran parte de la caldera la que generó la mayor ola de tsunami. Los efectos de esta ola en las proximidades del volcán fueron devastadores, destruyendo 295 ciudades y pueblos. Una hora después de esta erupción las olas alcanzaban alturas de 37 metros. Dos horas y media después de la erupción las olas llegaron a Jakarta, donde existía un mareógrafo que registró olas de 2,4 metros de altura. La ola también alcanzó emplazamientos lejanos, pero con alturas insignificantes. Así fue observada en Port Blair (Andaman Sea), Port Elizabeth (Suráfrica), Australia o Nueva Zelanda. También se observaron pequeñas olas en distintas zonas del Océano Pacífico y Atlántico, incluso en puntos tan alejados como el Canal de la Mancha. Probablemente estas olas fueron causadas por el acoplamiento con el mar de la enorme onda de presión que produjo la detonación de la explosión principal y no por el tsunami generado por el desplazamiento de la masa de agua en el Estrecho de Sunda (Pararas-Carayannis, 2003).

Mucho más difícil de estudiar es el tsunami que generó el volcán de Thera. Durante la Edad de Bronce, hacia 1500 a. C., la isla de Santorini en el mar Egeo sufrió una de las mayores erupciones volcánicas de la historia<sup>11</sup>, llamada la erupción Minoica. Esta produjo una enorme explosión

<sup>11</sup>Se estima que el volumen expulsado en la erupción fue equivalente a unos 60 km<sup>3</sup> de roca densa, cercano a los 100 km<sup>3</sup> del volcán Tambora (Indonesia, 1815), la mayor erupción

que destruyó la isla y una expulsión de cenizas que actualmente pueden encontrarse entre los estratos de muchas de las islas del mar Egeo. Presumiblemente, también generó un gran tsunami.

El problema es que ningún relato de testigos ha llegado a la actualidad. La reconstrucción del tsunami está basada en la geología marina y terrestre (restos de cenizas y de depósitos de tsunamis), geoquímica y arqueología, en combinación con alusiones incompletas en anales y leyendas escritas considerablemente más tarde. Un aspecto que complica todavía más su estudio es que la erupción no consistió en un único evento, sino que la explosión del volcán y la formación de la caldera completaron la fase activa del volcán que duró decenas o cientos de años. Por lo tanto, es muy posible que existieran distintos episodios de expulsión de cenizas así como varios tsunamis.

En el catálogo de tsunamis del Mediterráneo, Sergey L. Soloviev y sus colaboradores describen cómo el sismólogo francés Fernand de Montessus de Ballore, a principios del siglo XX, sugirió que la destrucción de la civilización minoica fue causada por una serie de fuertes terremotos y olas de tsunami devastadoras. En los años treinta el director del Museo Arqueológico Nacional de Atenas, Spyridon Marinatos, confirmó la hipótesis de que los puertos más importantes de Creta y toda la cultura minoica se destruyeron por el gran tsunami originado por la explosión del volcán de Santorini. Además, información encontrada en papiros de la XVIII dinastía de los faraones (1580-1350 a. C.) ha hecho suponer que el tsunami llegó a Egipto. Antonopoulos supone que en el éxodo de los israelitas de Egipto (presumiblemente en 1495 a. C.), la retirada del mar descrita en la Biblia refleja la llegada de este tsunami.

La idea de una ola catastrófica que destruyó la civilización minoica y que afectó a todo el Mediterráneo occidental sigue presente en muchas publicaciones de divulgación actuales. Sin embargo, distintos estudios científicos ponen esta teoría en duda. Por citar un ejemplo, Dale Dominey-Howes (2004) después de una investigación geológica de depósitos de tsunami en 41 emplazamientos costeros de las islas de Creta y de Kos (Grecia) concluye que no existen evidencias para afirmar que el tsunami se propagó de modo general por toda la costa este del Mediterráneo, aunque sí que existen algunas pruebas de que hubo una inundación localizada en zonas cercanas. Por otro lado, hay serias discordancias entre las dataciones del volcán y tsunami por medio de la técnica de <sup>14</sup>C y por medio de métodos arqueológicos tradicionales (Bruins et al., 2009; Friedrich et al., 2006). Tampoco existen pruebas concluyentes de que el tsunami produjera víctimas.

conocida en la historia y muy superior a los 21 km<sup>3</sup> expulsados por el Krakatoa. (Bruins et al., 2009)

## Tsunamis en las costas españolas

### El terremoto de Lisboa

De lo que hoy conocemos, el tsunami más importante que ha afectado a España ha sido el causado por el denominado terremoto de Lisboa de 1755. Este terremoto tuvo lugar el 1 de noviembre (día de Todos los Santos) con una magnitud estimada de 8,5 y se llamó así porque fue en Lisboa donde ocasionó un mayor número de daños, a pesar de que su epicentro estuvo situado en el Océano Atlántico, varios cientos de kilómetros al suroeste del Cabo de San Vicente (Portugal), en la falla Azores-Gibraltar, donde colisionan las placas Africana y Euroasiática. El terremoto fue sentido en la totalidad de la Península Ibérica así como en algunos otros lugares del resto de Europa occidental y originó un tsunami con más víctimas que el propio terremoto. La gran incidencia social que tuvo este acontecimiento produjo un notable avance en el conocimiento de los terremotos y sus efectos. En la figura 9 se presenta un grabado realizado en la época, mostrando las ruinas de la ciudad en llamas y un maremoto arrollando los barcos del puerto.



Figura 9: Grabado del terremoto de Lisboa de 1755 realizado en la época. Original en: Museu da Cidade, Lisboa.

Es difícil de precisar el número de víctimas que causó este tsunami. Según Martínez Solares (2001), en Portugal podría haber habido unas doce mil causadas por el temblor, el incendio en Lisboa y el maremoto. En España la mayor parte murió por el tsunami (Martínez Solares menciona 1 214 ahogados). En Marruecos las fuentes son tan contradictorias que es complicado estimar el número.

Existen documentos que describen la aparición de olas de 10-15 m en el Cabo de San Vicente y a lo largo del Golfo de Cádiz. En Lisboa se estima que el número de víctimas debidas al tsunami es de unas 900. También hay descritos efectos del tsunami en Madeira, Cádiz y Cornwall (Gran Bretaña) (Baptista y Miranda, 2009).

### ¿Ha habido otros tsunamis como el de 1755?

Es posible que la Península Ibérica haya sufrido tsunamis similares al de 1755. Sin embargo, no tenemos la certeza de que esto haya sido así. Con el fin de buscar casos en tiempos prehistóricos se han realizado diversos estudios geológicos que sugieren la existencia de cinco tsunamis importantes en el suroeste de la Península Ibérica anteriores a 1755, el más antiguo de los cuales habría tenido lugar hace unos siete mil años (Lario et al., 2011). En tiempos históricos, la primera referencia de los catálogos sísmicos de un evento que pudo haber causado un tsunami en Cádiz se sitúa a mediados del s. III a. C., pero la base histórica no es muy sólida. La información de terremotos y tsunamis ocurridos en estos años no procede de personas contemporáneas al evento, sino de historiadores que escribieron a partir del siglo XVI, como Florián de Ocampo (1499-1558), cronista de Carlos I, que hacen referencia a uno u otro terremoto con poco más de una frase y sin aportar más pruebas, por lo que la precisión de estos datos es cuestionable. No obstante, los catálogos citan otros tsunamis más o menos fiables ocurridos en la época prerromana y romana (218-216 a. C., 211-209 a. C., 60 a. C. y 382). Además de la información histórica, distintos investigadores han encontrado diversas pruebas geológicas en los estuarios del suroeste de España de la existencia de un tsunami que afectó violentamente a la costa de Huelva y Cádiz en el periodo 218 - 209 a. C. de forma comparable al de 1755 (Ruiz et al., 2013).

Ya en la época musulmana, el 26 de mayo del año 881 hubo un importante terremoto al sur de España y Portugal recogido por cronistas árabes que indican que “el mar se retrajo y apartó de las costas y desaparecieron islas y escollos en el mar”. Más adelante, en 1531 un tsunami afectó principalmente a Lisboa y, según Morales et al. (2008), existen indicios geológicos de que también pudo afectar a Huelva y a Cádiz; y en 1722 un tsunami inundó apreciablemente la costa de la ciudad de Tavira, en el sur de Portugal.

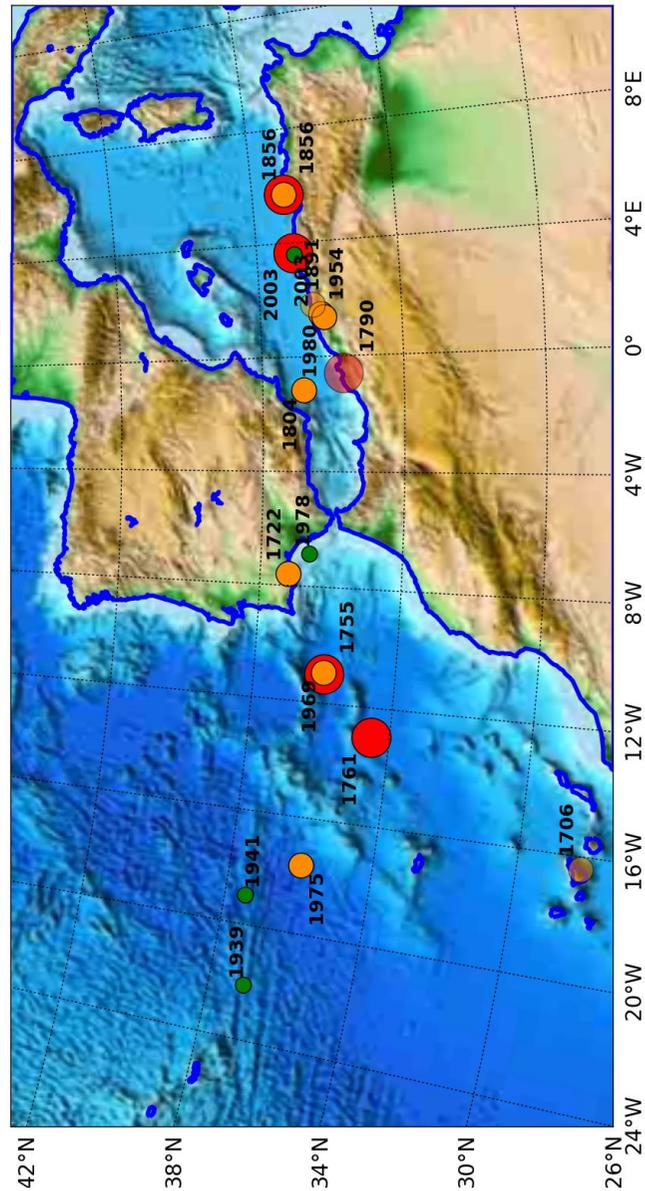


Figura 10: Terremotos y erupciones volcánicas que han producido tsunamis en las costas españolas. El color indica la magnitud del tsunami. El rojo corresponde a los tsunamis más severos y el verde a los más suaves. Los círculos semitransparentes corresponden a tsunamis dudosos.

Con mucha más base histórica, en la revisión del catálogo portugués de tsunamis de Baptista y Miranda (2009) se encuentra el terremoto de 1761, cuyas fuentes proceden de periódicos y encuestas realizadas en la época y que es posible que tuviera una magnitud comparable al de 1755, pero cuyo epicentro estuvo cientos de kilómetros más alejado de la costa que aquel. Este terremoto vino seguido de un tsunami que no solo fue observado en poblaciones cercanas al área epicentral como Lisboa, Ayamonte, Puerto de Santa María y Cádiz, sino también en otros lugares más alejados como las islas de Funchal y Terceira (Azores), el sur de Irlanda y Gran Bretaña. Incluso variaciones en el nivel del mar en Barbados son atribuidas a este evento. Según la base de datos de tsunamis históricos del Servicio Oceanográfico y Atmosférico de los EEUU (NOAA), la altura de la ola superó el metro en muchos de estos emplazamientos.

También cabe destacar el terremoto ocurrido en 1969 de magnitud 8,0 con epicentro muy cercano al de 1755 que, sin embargo, sólo originó un pequeño tsunami cuya amplitud máxima registrada fue de sesenta centímetros en Casablanca (Marruecos), pero que también se registró en los mareógrafos de Portugal, incluida la isla de Faial (Azores), en Cádiz y en las islas Canarias.

### Otros tsunamis en España

La falla de Azores-Gibraltar no es la única zona tsunamigénica que afecta a las costas españolas (figura 10). Parece que el primer tsunami del que tenemos noticia en la costa española del Mediterráneo es el observado en Málaga en el año 365. Este caso es especialmente interesante, puesto que la fuente del tsunami es un gran terremoto con epicentro cerca de la isla de Creta y que, además de a esta isla, afectó severamente al Peloponeso, Península de Anatolia, norte del mar Adriático, Sicilia y Libia (Soloviev et al., 2000).

A pesar de esto, la fuente principal de los tsunamis que afectan a la costa española del Mediterráneo está en el norte de Marruecos y Argelia y en el mar de Alborán. Debido a terremotos producidos en esta zona, España ha experimentado pequeños tsunamis con cierta periodicidad (en 1790, 1804, 1954, 1980 y 2003). Probablemente, de todos estos, el que más daños causó en España fue el ocurrido el 21 de mayo de 2003 por un terremoto en la costa argelina de magnitud 6,8. Este tsunami alcanzó las Islas Baleares con olas que superaban el metro de altura, produciendo daños importantes en las embarcaciones amarradas a los puertos, especialmente en Mahón. Este evento fue registrado en los mareógrafos de toda la costa española del Mediterráneo (figura 11): Barcelona (20 cm), Valencia (30 cm), Alicante (10 cm), puerto de Alicante (40 cm), Málaga (10 cm), Almería (10 cm), Sant Antoni (Ibiza) (1,1 metro), Ibiza (50 cm) y Palma de Mallorca (70 cm).

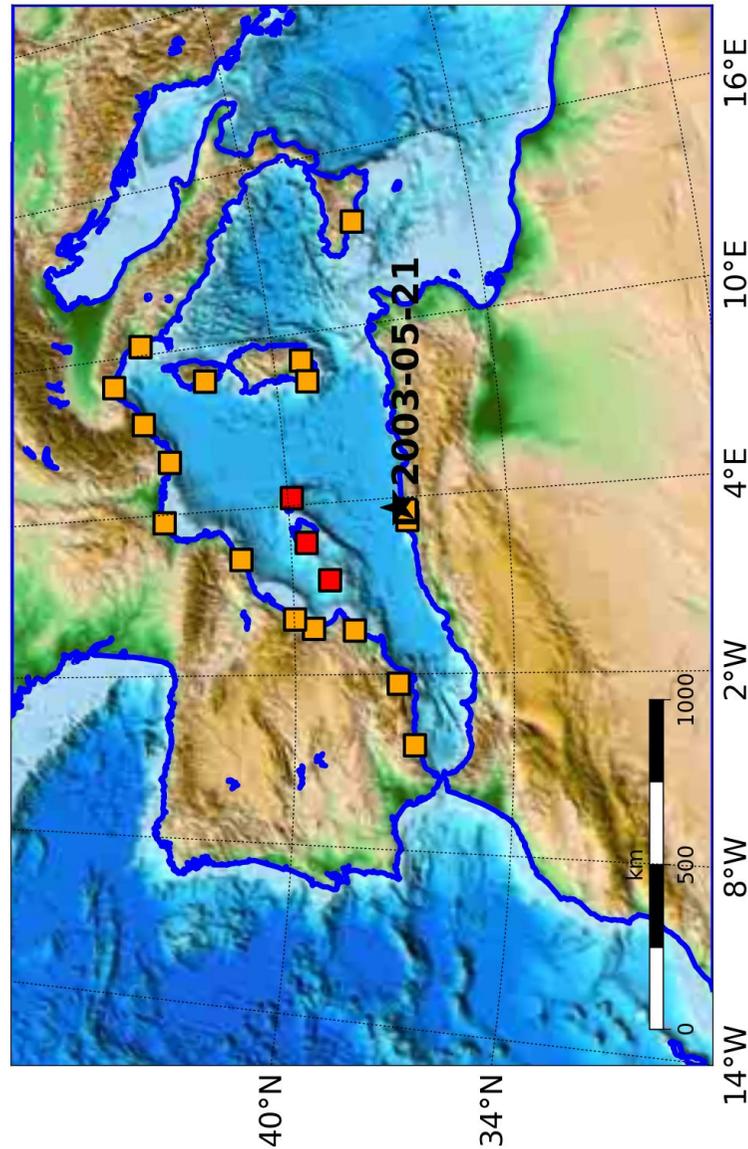


Figura 11: Alcance del Tsunami de 2003. La estrella representa el terremoto de magnitud 6,8. Los cuadrados naranja los mareógrafos que registraron perturbaciones del nivel del mar mayores de 10 cm, en rojo aquellos que registraron perturbaciones del nivel del mar de más de medio metro.

Tanto el tsunami de 1954 como el de 1980 fueron precedidos por terremotos situados en tierra cerca de la costa argelina, próximos a la ciudad de Chlef (antes llamada El Asnam y Orléansville), de magnitudes 6,8 y 7,3 respectivamente. El primero fue registrado por los mareógrafos de Ceuta, Alicante y Málaga con una altura de ola máxima de 33 centímetros y el segundo por los de Alicante, Almería, Málaga y Cartagena con una altura máxima de 70 centímetros en Cartagena. El tsunami de 1954 se piensa que fue producido por un deslizamiento submarino provocado por el terremoto, puesto que se cortaron cables submarinos de teléfono lejos de la costa. Al de 1980 también se le ha atribuido la misma causa, sin embargo, un estudio reciente simula el tsunami de 1980 numéricamente y apunta a que este tuvo una causa estrictamente sísmica (Roger et al., 2011).

Por otro lado, en las islas Canarias, existe el peligro de tsunamis con origen volcánico. A pesar de ello, el único caso conocido en la época histórica, en el que podría haberse generado un tsunami de este tipo, fue en la erupción del Volcán de Arenas Negras en Tenerife. En esta ocasión la lava desprendida por el volcán llegó al puerto de Garachico, ganándole terreno al mar y destruyendo el puerto, y esta pudo ser la causa de una posterior inundación descrita en Zurcher y Margolle (1885).

Por último, también se dan en España tsunamis cuyo origen está en fenómenos meteorológicos, también conocidos como meteotsunamis. Perturbaciones de la presión atmosférica pueden crear olas en mar abierto, las cuales se amplifican al llegar a tierra por la disminución de la profundidad y por la resonancia debida a la forma de la costa. Este fenómeno se ha observado en bahías y puertos de las costas valencianas, catalanas y de las Islas Baleares y se conoce localmente como “rissaga”. En concreto, son frecuentes las “rissagas” del Puerto de Ciutadella (Menorca), donde el 15 de junio de 2006 se observaron olas de 4-5 metros, hundiendo más de 35 embarcaciones y dañando cerca de un centenar. En un estudio publicado en 2008, Ivica Vilibić y sus colaboradores simulan numéricamente este evento con el fin de conocer en detalle la perturbación atmosférica que causó el mismo.

## Conclusiones

Después de este recorrido por algunos de los tsunamis más conocidos, quedan patentes algunos puntos a tener en cuenta. Hemos visto que los tsunamis no tienen una única causa. Los terremotos son la causa más frecuente, pero los deslizamientos de tierra han producido macro-tsunamis de alcance local, incluso en embalses. Por otro lado, terremotos de magnitud moderada han disparado deslizamientos de tierra submarinos, los cuales han generado tsunamis mayores de los esperados. También los volcanes han ocasionado importantes tsunamis a lo largo de la historia.

Quizá la medida más efectiva para protegernos de los tsunamis es el

conocimiento de este fenómeno. Si estamos cerca de la costa y sentimos un terremoto, lo mejor que podemos hacer es huir hacia zonas altas. Por supuesto, si observamos que el mar se retira, el riesgo de tsunami es inminente. Muchas personas han muerto por la curiosidad que este hecho ha despertado o por acudir a la orilla a recoger los peces que allí se encontraban muertos. Un tsunami no consiste en una única ola, otras pueden seguir a la primera horas después y ser incluso más destructoras. También podemos vernos afectados por un tsunami causado por un terremoto a miles de kilómetros de distancia. En ese caso, hoy en día es probable que las agencias de alerta de tsunamis nos hayan avisado de este riesgo y estemos prevenidos. Las medidas físicas para luchar contra los tsunamis como pueden ser: muros y edificios de evacuación, pueden ayudar a mitigar el riesgo, pero no son infalibles. Estas medidas tienen muchas limitaciones ante tsunamis extraordinariamente feroces.

Otras dos herramientas fundamentales para luchar contra los tsunamis son el estudio de tsunamis pasados y las simulaciones numéricas. Aunque hemos visto que el estudio de antiguos tsunamis presenta serias dificultades, esta información es crucial para conocer el peligro al que está sujeta cada zona, prever el comportamiento de la inundación y apoyar la simulación numérica de tsunamis.

Por último están los centros de alerta, encargados de prever la ocurrencia de un tsunami (normalmente tras la detección de un terremoto tsunamigénico) y avisar a las autoridades antes de que las primeras olas lleguen a la costa. El primero en entrar en funcionamiento fue el que vigilaba el Océano Pacífico y el Caribe (PTWC), pero tras el tsunami de 2004 se aceleró la creación de centros de alerta de tsunamis para el Océano Índico, que ya están en funcionamiento, y para la región noroccidental del Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo (NEAMTWS<sup>12</sup>). En España, desde 2013, el Instituto Geográfico Nacional junto con la ayuda de otras instituciones, es el encargado de la implementación de una Red Nacional de Alerta de Tsunamis.

Agradecimientos. Vanesa Gutiérrez, Javier Cantavella y Juan Cantavella han ayudado a mejorar el manuscrito inicial.

## Referencias

Baptista, M. A., J. M. Miranda (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*, (1932), 25-42.

Bondevik, S. (2008). The sands of tsunami time. *Nature*, 455, 1183-1184.

<sup>12</sup>North-Eastern Atlantic and Mediterranean Tsunami Warning System.

- Bruins, H. J., J. van der Plicht, J. A. Macgillivray (2009). The Minoian Santorini eruption and tsunami deposits in Palaikastro (Crete): Dating by Geology, Archaeology and Egyptian Chronology. *Radiocarbon*, 51(2), 397-411.
- Friedrich, W. L., B. Kromer, M. Friedrich, J. Heinemeier, T. Pfeiffer, S. Talamo (2006). Santorini eruption radiocarbon dated to 1627–1600 B. C. *Science*, 312, 548.
- Lario, J., C. Zazo, J. L. Goy, P. G. Silva, T. Bardaji, A. Cabero y C. J. Dabrio (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242(1), 196-200.
- Martínez Solares, J. M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Monografía número 19. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. pp.756.
- Morales, J. A., J. Borrego, E. G. San Miguel, N. Lopez-Gonzalez, B. Carro (2008). Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no. 7-8, p. 734-746.
- Mori, N., T. Takahashi, T. Yasuda, and H. Yanagisawa (2011). Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- NOAA. Global Historical Tsunami Database ([http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)). Última consulta en septiembre de 2014.
- Pararas-Carayannis, G. (2003). Near and far-field effects of tsunamis generated by the paroxysmal eruptions, explosions, caldera collapses and massive slope failures of the Krakatau volcano in Indonesia on August 26-27, 1883. *Science of Tsunami Hazards*, 21(4), 191-211.
- Roger, M. J., H. Hébert, J.C. Ruegg, and P. Briole (2011). The El Asnam 1980 October 10 inland earthquake: a new hypothesis of tsunami generation. *Geophysical Journal International*, 185(3), 1135-1146.
- Ruiz, F., M. Abad, J. Rodríguez-Vidal, L. M. Cáceres, M. I. Carretero, M. Pozo, F. Gómez-Toscano, T. Izquierdo, and E. Font (2013). Morphosedimentary evidence of holocene tsunamis in the southwestern Spanish estuaries: A summary. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada, Sevilla, pp. 145-149.
- Soloviev S. L., O.N. Solovieva, C. N. Go, H. R. Kim, N. A. Schetnikov (2000). Tsunamis in the Mediterranean Sea, 2000 B.C. - 2000 A.D. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 237 pp.

- Suppasri, A., N. Shuto, F. Imamura, S. Koshimura, E. Mas, and A. C. Yalciner (2013). Lessons learned from the 2011 great east Japan tsunami: Performance of tsunami countermeasures, coastal buildings, and tsunami evacuation in Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 170(6-8).
- Tappin, D. R., P. Watts, G. M. McMurtry, T. Matsumoto (2001). Offshore evidence on the source of the 1998 Papua New Guinea tsunami: A sediment slump. *International Tsunami Symposium*. 7-10 de agosto de 2001, Seattle, Washington, EEUU, pp. 381-388.
- Titov, V., A. B. Rabinovich, H. O. Mofjeld, R. E. Thomson, F. I. González (2005). The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami. *Science*, 309 (5743), 2045-8.
- Vilibić, I., S. Monserrat, A. Rabinovich, and H. Mihanović (2009). Numerical Modelling of the Destructive Meteotsunami of 15 June, 2006 on the Coast of the Balearic Islands. *Pure and Applied Geophysics*, 165(11-12), 2169-2195.
- Zurcher, Margollé (1885). *Volcanes y terremotos (Versión en español)*. Biblioteca de maravillas, Barcelona. 335 páginas.