

Datos de observación terrestre

Para detectar la ocurrencia de un tsunami, se precisan datos de observación terrestre, especialmente datos sísmicos y de nivel del mar. Este capítulo describe los datos sísmicos y de nivel del mar, los tipos de instrumentos empleados para recopilar dichos datos y las fuerzas que operan detrás de los sismos que engendran los tsunamis. Los Centros Nacionales de Alerta de Tsunamis (NTWC, por la sigla del inglés *National Tsunami Warning Centre*) y los Proveedores Regionales de Vigilancia de Tsunami (RTWP, por la sigla del inglés *Regional Tsunami Watch Provider*) necesitan los datos de observación terrestre (figura 3-1) para llevar a cabo sus funciones. Además de las redes locales de datos sísmicos y de nivel del mar, estos datos también están disponibles en tiempo real para uso por parte de los centros de alerta de tsunamis a través de las redes internacionales de observación. Este capítulo explica los tipos de datos de observación terrestre necesarios para el funcionamiento de un centro de alerta y recalca la importancia del mantenimiento de los instrumentos para detectar tsunamis.

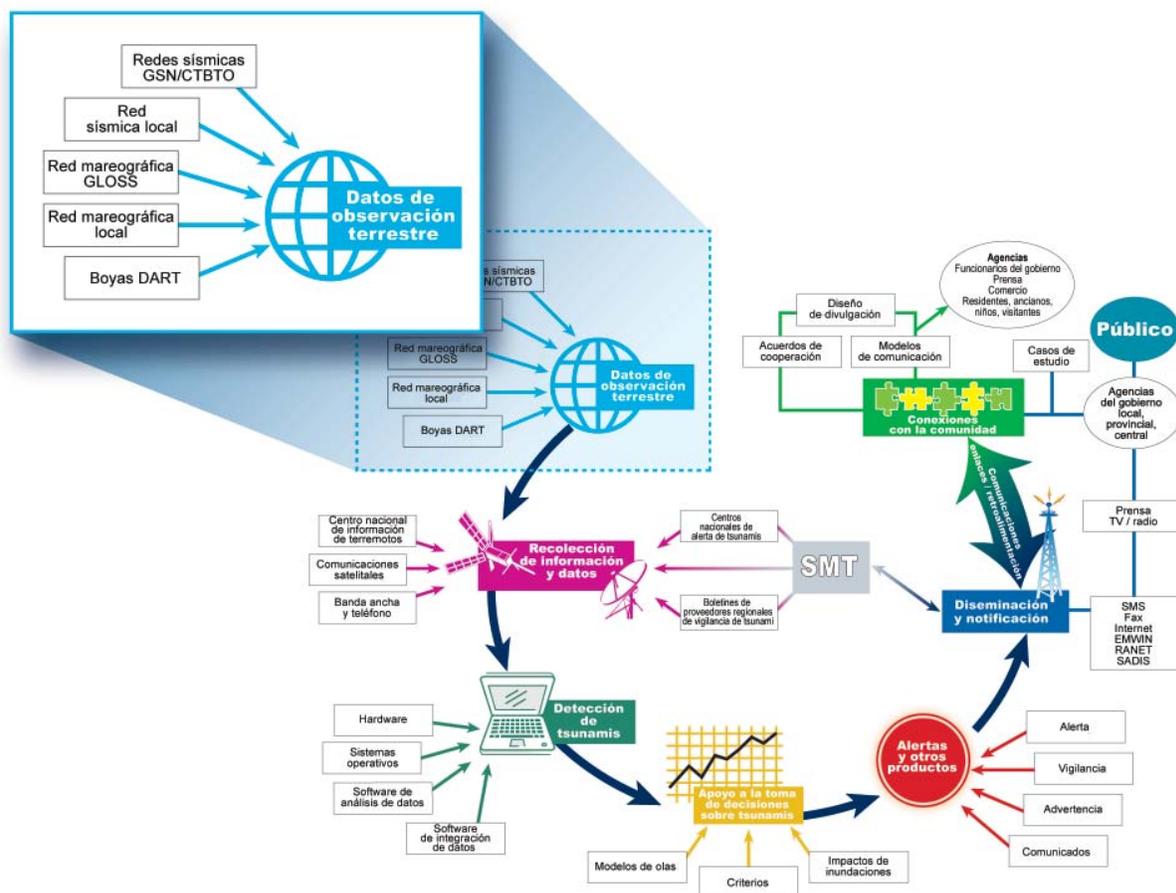


Figura 3-1. Datos de observación terrestre que requieren los centros de alerta de tsunamis.

¿Cómo se utilizan los datos de observación terrestre en un sistema integral de alerta de tsunamis?

Los datos de observación terrestre forman parte del componente de detección y pronóstico de amenazas de un sistema integral de alerta de tsunamis. La rápida detección y caracterización de los sismos generadores de tsunamis constituye la primera indicación del potencial de un tsunami. Las alertas iniciales basadas en los datos sísmicos provenientes de las redes sismográficas se perfeccionan posteriormente, cuando los datos de las boyas y los mareógrafos detectan los cambios en el nivel del mar ocasionados por un tsunami.

El perfeccionamiento de las alertas iniciales basadas en datos sísmicos con los datos de cambios en el nivel del mar puede disminuir las falsas alarmas, lo cual tiene el efecto de aumentar enormemente la credibilidad de las alertas. Para realizar este perfeccionamiento, los centros de alerta de tsunamis deben comprender los mecanismos que causan los cambios en el nivel del mar y cómo el mareógrafo registra las olas de tsunami. Aunque son esenciales, los mareógrafos tienen ciertas limitaciones impuestas por la batimetría local y otros factores. Por lo general, si están disponibles, las boyas oceánicas de alta mar permiten evaluar mejor la naturaleza de un tsunami.

Para que resulte útil en el proceso de alerta, los centros de alerta de tsunamis deben recibir rápidamente los datos críticos sobre los sismos y el nivel del mar, motivo por el cual los sistemas de comunicación para recolección de datos son fundamentales para el éxito del sistema de alerta.

¿Qué contiene este capítulo?

En este capítulo se tratan los temas siguientes:

- **Datos sísmicos necesarios para la detección de tsunamis:** Esta sección destaca la importancia de los datos sísmicos para el éxito de un proceso de alerta integral.
- **Fuerzas físicas que generan tsunamis:** Esta sección describe los diferentes tipos de fallas y ondas sísmicas, cómo se localiza el hipocentro de un terremoto y la diferencia entre la magnitud y la intensidad de un terremoto.
- **Instrumentos utilizados para detectar la sismicidad:** Esta sección describe los diferentes tipos de sismógrafos y sus fortalezas y debilidades para medir con exactitud la intensidad de terremotos fuertes y dañinos que engendran tsunamis.
- **Red sísmica y requisitos de procesamiento de datos:** Esta sección describe la red de datos sísmicos y el equipo de procesamiento necesarios para que un centro emita una alerta de tsunami 5 minutos después de ocurrido un terremoto que genera un tsunami.
- **Datos de nivel del mar necesarios para detectar tsunamis:** Esta sección describe la importancia de los datos de nivel del mar para el éxito del proceso de alerta integral.

- **Causas de las variaciones en el nivel del mar y detección de la señal de la ola de tsunami:** Esta sección describe las diferentes fuerzas físicas que alteran el nivel del mar y la señal característica de un tsunami en el registro de un mareógrafo.
- **Uso de mareógrafos para medir cambios en el nivel del mar:** Esta sección presenta varios tipos de mareógrafos, sus fortalezas y debilidades y la importancia de mareógrafos multiuso en la creación de un sistema de alerta sostenible.
- **Redes mareográficas costeras y requisitos de procesamiento de datos:** Esta sección trata de la red de datos mareográficos y los requisitos de procesamiento de datos de los NTWC y RTWP.
- **Uso de tsunámetros (boyas con tsunámetro) para detectar la señal de una ola de tsunami:** Esta sección ofrece un panorama general del sistema DART™ II (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) de evaluación del fondo oceánico e informe de tsunamis, así como una descripción de los modos de operación y transmisión de datos en tiempo real.

¿Cuáles son los puntos más importantes a recordar sobre los datos de observación terrestre que necesitan los NTWC y RTWP?

- Hay dos tipos de datos esenciales para las operaciones de un centro de alerta de tsunamis:
 - Los datos **sísmicos**, que se deben recibir con un tiempo de retraso mínimo, son necesarios para emitir las alertas iniciales oportunas.
 - Los datos de **nivel del mar**, que también deben recibirse con un tiempo de retraso mínimo, se necesitan para ajustar y cancelar las alertas, tanto en forma de valores observados para verificación en tiempo real como en forma de entradas para los modelos conforme se desarrolla un evento. Dichos datos se obtienen mediante los mareógrafos y las boyas DART en el océano abierto.
 - Los datos de la altura máxima de penetración del tsunami (*runup*) pueden ser también muy útiles para evaluar el impacto local de un tsunami.
- Los centros de alerta de tsunamis pueden consultar las redes internacionales de sismógrafos y mareógrafos como fuentes de datos de observación terrestre.

Datos sísmicos necesarios para la detección de tsunamis

Independientemente de que ocurra en el océano o en otro cuerpo de agua, un tsunami es un tren de olas generado por el desplazamiento vertical de la columna de agua. Los tsunamis pueden ser engendrados por terremotos, deslizamientos, erupciones volcánicas, explosiones y hasta el impacto de meteoritos. Cuando invaden el litoral, las olas de un tsunami pueden causar enorme destrucción y pérdida de vida.

La gran mayoría de los tsunamis son causados por terremotos que ocurren en zonas de subducción, en el fondo del mar, donde convergen las placas tectónicas. Es esencial saber el tipo y la fuerza de un terremoto para determinar su correspondiente potencial de generación de tsunami. Por lo tanto, los datos sísmicos juegan un papel clave en el proceso de alerta de tsunami. Para obtener magnitudes de momento exactas, los NTWC y RTWP requieren la transmisión confiable de datos sísmicos digitales en tiempo real, en una amplia gama de frecuencias, con poco ruido y un rango dinámico alto. En sismología se emplean los datos de redes de sismómetros para determinar si un terremoto es producto de una falla de desplazamiento de rumbo, una falla de deslizamiento normal o una falla inversa (de cabalgamiento). Las fallas inversas son las causantes de la mayoría de los eventos de tsunami, aunque también pueden ser provocados por fallas de desplazamiento de rumbo o de deslizamiento oblicuo y, por tanto, las alertas no se deben cancelar exclusivamente en base a ese criterio.

Las redes de coordinación internacional, como la red sísmica mundial (*Global Seismic Network*, GSN), son suficientemente sólidas como para dar apoyo a alertas de eventos telesísmicos, es decir, sismos que ocurren a distancias de más de 1000 km del sitio de medición, siempre y cuando reciban buen mantenimiento, sean telemétricas y se consulten con una frecuencia apropiada. Sin embargo, es posible que los NTWC decidan que también necesitan datos de las redes nacionales o locales, especialmente si el área de responsabilidad del centro abarca fuentes de tsunamis locales. En este caso, el NTWC necesitará establecer un programa de instalación y mantenimiento de sismómetros y un programa de comunicación para obtener y procesar los datos en tiempo real. Si debido a la falta de recursos u otros factores un NTWC no puede instalar equipos e implementar un programa de comunicación, el centro trabajará con los operadores de las redes regionales para obtener los datos.

Puntos importantes que recordar acerca de los datos sísmicos

- La mayoría de los tsunamis son generados por sismos de zona de subducción en lugares de convergencia de las placas tectónicas en el piso del mar.
- Los NTWC y RTWP requieren datos sísmicos para detectar con rapidez los eventos con potencial de generación de tsunamis y emitir alertas iniciales oportunas.
- Los centros de alerta pueden consultar las redes sismográficas internacionales, aunque en algunos casos las redes existentes no satisfacen los requisitos de los centros para detección y alerta rápida de **eventos de tsunami locales**. En estos casos, es posible que el centro necesite instalar y mantener instrumentos de medición ampliar las redes internacionales disponibles.
- Un centro debe poder consultar muchas redes en tiempo real por medio de varios canales de comunicación para asegurar que se capten todos los eventos sísmicos, aún cuando algún canal de comunicaciones o una red presente problemas.
- Para asegurar el éxito de un programa de alerta de tsunamis, es esencial la recolección de datos en tiempo real por medio de canales de comunicación sólidos y confiables.

Fuerzas físicas que generan tsunamis

Muchos tipos de fuerzas físicas pueden contribuir a la generación de tsunamis. Esta sección ofrece una descripción detallada de los siguientes temas:

- Tipos de fallas
- Tectónica de placas
- Ondas sísmicas

Tipos de fallas

Falla normal o conforme

A pesar de su nombre, la falla normal **no** es la falla más común (figura 3-2). Se denomina *normal* porque su movimiento tiende a seguir el efecto de la gravedad sobre los bloques involucrados (figura 3-2). En este tipo de falla, el plano de la falla suele ser muy pronunciado. En una falla normal los dos bloques se separan (por gravedad), arrastrándose en direcciones opuestas, uno hacia arriba y el otro hacia abajo respecto del plano de la falla (es difícil determinar si sólo uno o ambos bloques se han movido). El bloque levantado que queda expuesto forma una estructura como un acantilado conocida como escarpe de falla. Los escarpes pueden medir hasta cientos de metros de altura y exceder hasta 300 km de longitud.

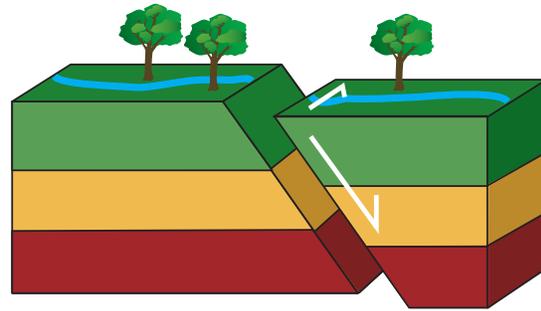


Figura 3-2. Falla de desplazamiento normal.

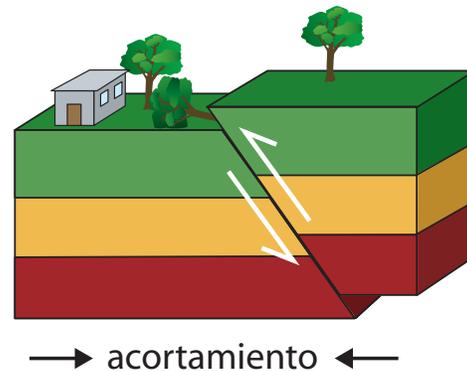


Figura 3-3. Falla inversa o de cabalgadura.

Falla inversa o de cabalgadura

La falla inversa es una falla normal, excepto que en lugar de alejarse uno respecto del otro, los bloques de la falla se mueven uno contra el otro, (figura 3-3). En la superficie, esto provoca la superposición del material de una capa al material de otra.

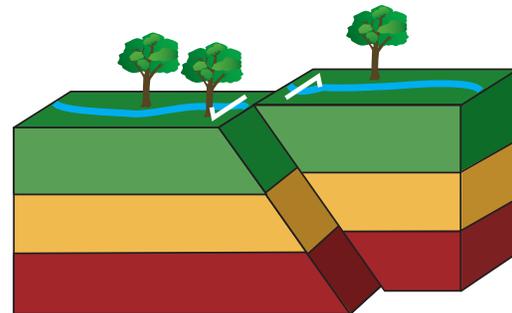


Figura 3-4. Falla horizontal o de desplazamiento de rumbo.

Falla horizontal o de desplazamiento de rumbo

La falla horizontal o de desplazamiento de rumbo es probablemente el tipo de falla más conocido y estudiado, siendo la falla de San Andrés, en California, EE.UU., el ejemplo

más famoso. El movimiento en este tipo de falla es principalmente horizontal (figura 3-4). En la superficie, se forman escarpes conforme las colinas que atraviesan la zona de la falla se deforman por el movimiento con el pasar del tiempo. Cualquier elemento que cruce la zona de falla sufre un lento proceso de desplazamiento o deformación.

Encontrará una amplia descripción de los planos de fallas con animaciones muy claras en el sitio <http://www.learninggeoscience.net/free/00071/> elaborado por Arild Andresen de la Universidad de Oslo, Noruega.

Tectónica de placas

La figura 3-5 ilustra los aspectos principales de la tectónica de placas:

- La superficie terrestre está cubierta por una serie de placas de corteza (figura 3-5).
- El piso oceánico está en constante movimiento, expandiéndose y regenerándose en el centro y hundiéndose en las orillas.
- Las corrientes de convección debajo de las placas producen el movimiento de las placas de corteza en diferentes direcciones.
- La fuente de calor que produce las corrientes de convección es la radioactividad en las profundidades de la Tierra.

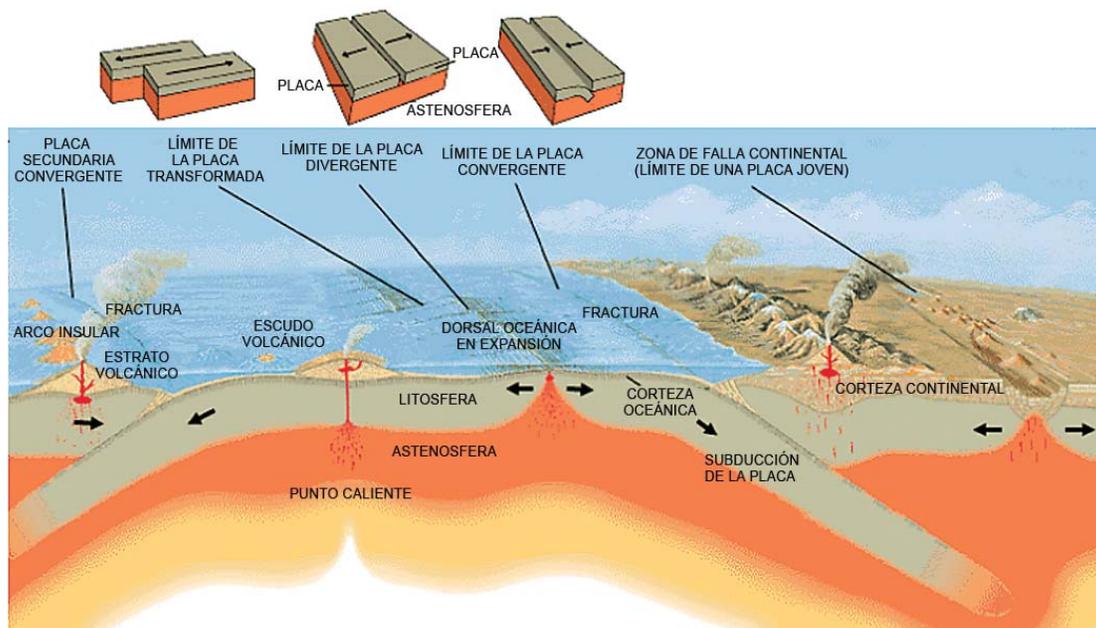


Figura 3-5. Sección transversal de la estructura de las placas tectónicas de la Tierra.

Fuente: *This Dynamic Planet*, mapa del U.S. Geological Survey (USGS)

Dorsales oceánicas

Las dorsales oceánicas se elevan hasta 3.000 m desde el fondo del océano y abarcan más de 2.000 km de ancho. A lo largo de la cresta de estas enormes montañas

submarinas, que sobrepasan en tamaño al Himalaya, una fisura profunda que en algunos lugares alcanza más de 2.000 m de profundidad divide la dorsal en dos secciones. La investigación del flujo de calor del piso oceánico realizada en la primera mitad de los años sesenta reveló que los flujos más grandes de calor se concentran en la cresta de estas dorsales oceánicas. Los estudios sísmicos han demostrado que las dorsales oceánicas experimentan un gran número de terremotos. Todas estas observaciones señalan la intensa actividad geológica que ocurre en las dorsales oceánicas.

Fosas oceánicas

Las aguas más profundas de la Tierra se encuentran en las fosas oceánicas, cuyos abismos alcanzan los 11.600 m debajo de la superficie del océano. Por lo general, estas fosas largas y estrechas corren paralelas y cercanas a las márgenes de los océanos. En muchos casos también presentan una orientación paralela a las grandes cordilleras continentales y a los arcos insulares. Al igual que las dorsales oceánicas, las fosas oceánicas son zonas sísmicamente activas, con la diferencia de que las fosas presentan niveles bajos de flujo de calor.

Arcos insulares

Existen cadenas de islas en todos los océanos, pero especialmente en las márgenes del Pacífico Occidental; las Aleutianas, las Kuriles, las islas de Japón, las Filipinas, las Marianas, las islas de Indonesia, las islas Salomón, las Nuevas Hébridas y las Tonga

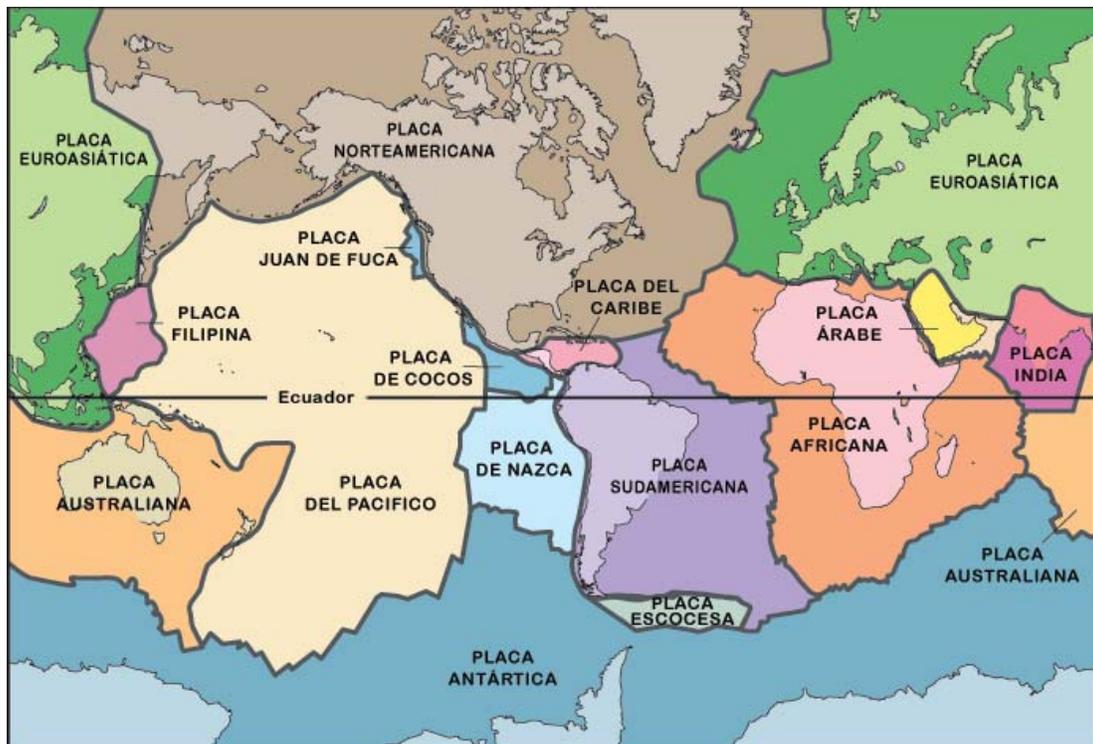


Figura 3-6. Principales placas tectónicas de la Tierra.

Fuente: *This Dynamic Planet*, mapa del U.S. Geological Survey (USGS)

son todos ejemplos de “arcos insulares” que, por lo general, se hallan junto al lado continental de una fosa oceánica, o sea, sobre la zona de subducción donde se produce el corrimiento de una placa sobre otra.

Junto con muchos estudios sobre nuestro planeta, estas observaciones apoyan la teoría de que debajo de la corteza terrestre (es decir, la litosfera, un sistema de placas sólidas como se ilustra en la figura 3-6) subyace una capa maleable de roca caliente, denominada astenosfera, calentada por la desintegración radioactiva de elementos tales como uranio, torio y potasio. Debido a que la fuente de calor radioactivo está localizada en la profundidad del manto, el fluido de la astenosfera circula en corrientes convectivas debajo de la litosfera. Esta capa caliente, que es el origen la lava que vemos en los volcanes, es la fuente de calor que también produce aguas termales y géiseres, y la fuente de la materia prima que levanta las dorsales oceánicas y renueva el piso oceánico.

El magma que surge constantemente por las dorsales oceánicas produce corrientes de magna en direcciones opuestas debajo de la litosfera que generan las fuerzas que separan el piso oceánico. Conforme el piso oceánico se separa, se forman grietas en

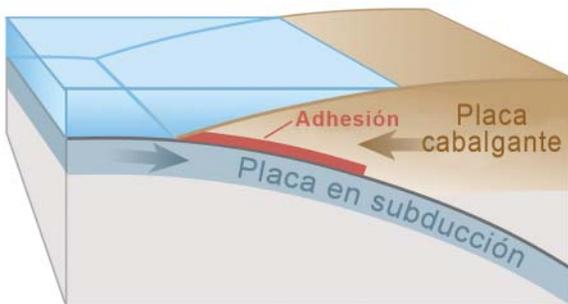


Figura 3-7a. La fricción retarda el movimiento de la placa cabalgante en una zona de subducción.

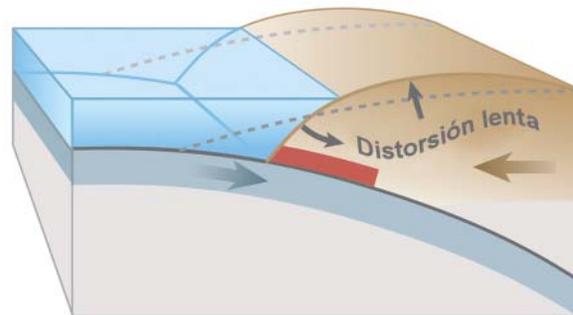


Figura 3-7b. La placa cabalgante se distorsiona lentamente.



Figura 3-7c. La placa cabalgante rebota y desplaza hacia arriba el océano.

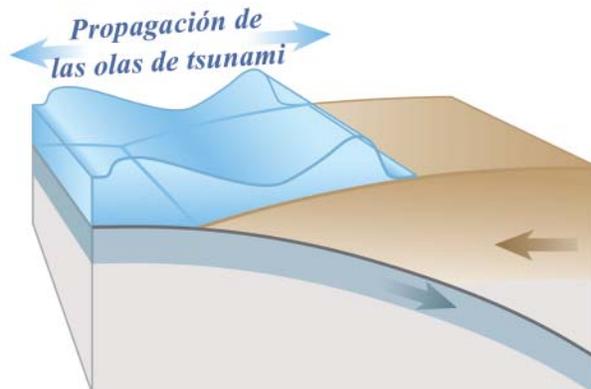


Figura 3-7d. Las olas de tsunami se propagan desde la región de origen.

el medio de la dorsal que permiten que el magma derretido salga a la superficie para formar nuevo piso oceánico. El piso oceánico se aleja lentamente de la dorsal hasta que eventualmente entre en contacto con una placa continental y se hunda por subducción debajo del continente. En estas zonas de subducción existe la mayor probabilidad de que ocurran terremotos submarinos y, por consiguiente, de generación de tsunamis. Las figuras 3-7a hasta 3-7d, tomadas de la circular 1187 del USGS, muestran el proceso de generación de tsunami en la zona de subducción que se forma donde chocan dos placas tectónicas.

Ondas sísmicas

Si bien la deformación estática absorbe la mayor parte de la energía producida durante la ruptura de una falla, hasta un 10 % de esa energía puede disiparse de inmediato en forma de **ondas sísmicas**. Los diferentes tipos de ondas sísmicas se distinguen por diversas propiedades, como su velocidad de desplazamiento, la dirección en que desplazan las partículas al pasar y los sitios donde pueden y no pueden propagarse.

Los dos tipos principales de ondas, P y S (a y b en la figura 3-8), se denominan **ondas internas o de cuerpo**, debido a que viajan o se propagan a través del interior o cuerpo de la Tierra. Los otros dos tipos, L y R (c y d en la figura 3-8), se conocen como **ondas de superficie**, porque se propagan junto a la superficie terrestre y su amplitud disminuye con la profundidad.

Debido a las propiedades mecánicas de las rocas que atraviesan, las ondas internas se separan rápidamente en dos tipos. Las **ondas de compresión**, también conocidas como ondas P o *primarias*, viajan más rápido, a velocidades entre 1,5 y 8 km por segundo a través de la corteza terrestre. Las ondas P se propagan comprimiendo y expandiendo la materia. Las partículas en las rocas se desplazan en la dirección de propagación de la onda. Cuando viajan a través del aire, las ondas P se llaman “ondas sonoras”. Las **ondas de corte o de cizalla**, conocidas también como ondas S o *secundarias*, viajan más lentamente, generalmente a un 60 ó 70 % de la velocidad de las ondas P. Las ondas S se propagan sólo a través de materiales sólidos y provocan la vibración de la partículas en ángulo recto con respecto a su dirección de propagación.

Comentario

Las **ondas S** viajan a un **60 ó 70 %** de la velocidad de las **ondas P**.

Como se muestra en la figura 3-8, las ondas P sacuden el suelo en la dirección de propagación de la onda, mientras que las ondas S producen un movimiento perpendicular o **transversal** a la dirección de propagación.

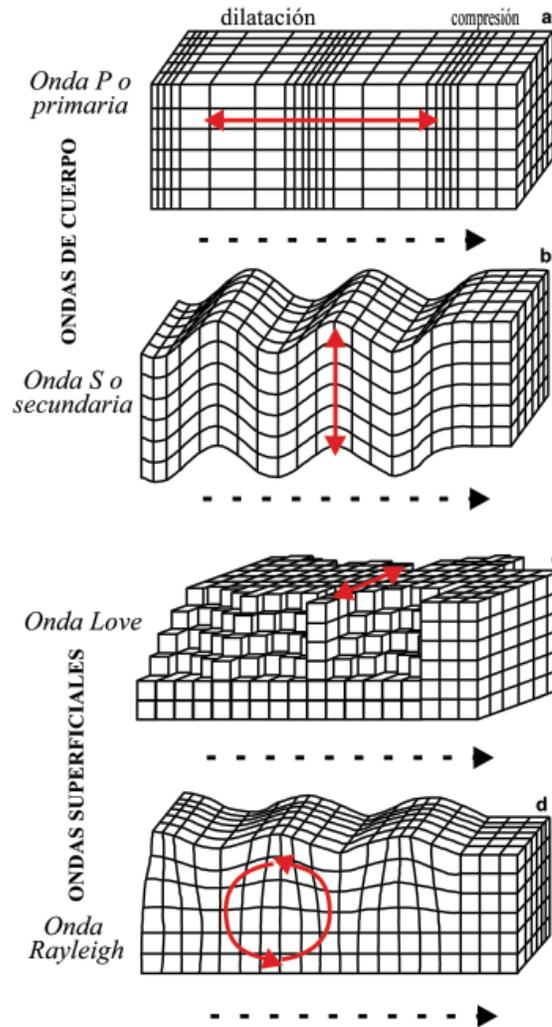


Figura 3-8. Movimiento de partículas asociado a los diversos tipos de ondas sísmicas.
Fuente: S. Baxter, Delaware Geological Survey Publication Number 23: *Earthquake Basics*

La tabla 3.1 presenta los cuatro tipos de ondas engendrados por los sismos junto con un resumen de sus características.

Tabla 3-1. Ondas sísmicas

Tipo de onda (y nombres)	Movimiento de las partículas	Velocidad típica	Otras características
P, de compresión , primarias, longitudinales	Alterna movimientos de compresión y dilatación que siguen la dirección de propagación de la onda (a lo largo de la trayectoria del rayo) y, por tanto, son perpendiculares respecto del frente de onda	$V_p \sim 5$ a 7 km/s en la corteza terrestre típica; $> \sim 8$ km/s en el manto y núcleo terrestre; $\sim 1,5$ km/s en el agua; $\sim 0,3$ km/s en el aire.	El movimiento de las ondas P es mayor en la materia sólida, por eso la energía de las ondas P llegan primero al sismógrafo. Las ondas P son generalmente más pequeñas y de más alta frecuencia que las ondas S y las ondas superficiales. En los líquidos o gases, las ondas P son ondas de presión, lo cual incluye las ondas sonoras.
S, de corte o de cizalla , secundarias, transversales	Alterna movimientos transversales (perpendiculares a la dirección de propagación y la trayectoria del rayo), a menudo aproximadamente polarizados de forma que el movimiento de las partículas se produce en planos horizontales o verticales.	$V_s \sim 3$ a 4 km/s en la corteza terrestre típica; $> \sim 4,5$ km/s en el manto terrestre; $\sim 2,5$ a $3,0$ km/s en el núcleo interno (sólido).	Las ondas S no se propagan a través de los fluidos y, por tanto, no existen en el núcleo externo de la Tierra (que se cree compuesto principalmente de hierro líquido) ni el aire, el agua o la roca fundida (magma). Las ondas S viajan más despacio que las ondas P y, por lo tanto, llegan después de ellas al sismógrafo.
L, de Love , ondas superficiales, ondas largas, ondas de torsión.	Movimiento horizontal transversal, perpendicular a la dirección de propagación y generalmente paralelo a la superficie terrestre.	$V_L \sim 2,0$ a $4,4$ km/s en la Tierra, dependiendo de la frecuencia de la onda que se propaga y, por tanto, de la profundidad de penetración de las ondas. Por lo general las ondas de Love viajan levemente más rápido que las ondas de Rayleigh.	Las ondas de Love son producto de la superficie terrestre. Son más grandes en la superficie y su amplitud disminuye con la profundidad. Las ondas de Love son dispersivas, o sea que la velocidad de la onda depende de la frecuencia: las frecuencias bajas se propagan más rápidamente. La profundidad de penetración de estas ondas también depende de la frecuencia: cuanto menor la frecuencia, mayor la profundidad de penetración.
R, de Rayleigh , ondas superficiales, ondas largas, ondas circulares.	El movimiento ocurre en ambos sentidos, en la dirección de propagación y perpendicular (en un plano vertical) respecto de ella, y "en fase", de manera que el movimiento es elíptico, tanto progrado como retrógrado.	$V_R \sim 2,0$ a $4,2$ km/s en la Tierra, dependiendo de la frecuencia de la onda que se propaga y de la profundidad de penetración de las ondas.	Las ondas de Rayleigh son también dispersivas y las amplitudes generalmente disminuyen con la profundidad. Su apariencia y el movimiento de partículas que producen es similar al de las ondas en el agua. La profundidad de penetración de las ondas de Rayleigh también depende de la frecuencia: cuanto menor la frecuencia, mayor la profundidad de penetración.

Fuente: Sitio web de la Universidad de Purdue (<http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm>)

Puntos importantes que recordar acerca de las fuerzas físicas que generan tsunamis

- La mayoría de los tsunamis son generados por terremotos que ocurren en zonas de subducción, lugares en el fondo oceánico donde convergen las placas tectónicas.
- La mayor parte de la energía tectónica que produce la ruptura de una falla es absorbida por la deformación estática y hasta un 10 % de dicha energía puede disiparse inmediatamente en forma de **ondas sísmicas**.
- Los dos tipos más importantes de los cuatro tipos de ondas sísmicas son las ondas P y las ondas S.
- Las ondas P de compresión (o primarias) son las más rápidas, con velocidades entre 1,5 y 8 km/s en la corteza terrestre.
- Las ondas S de corte o cizalla (secundarias) viajan más despacio, generalmente al 60 ó 70 % de la velocidad de las ondas P. Las ondas S sólo pueden desplazarse a través de sólidos y las partículas en estos sólidos vibran en ángulo recto con respecto a la dirección de propagación de la onda.

Localización del epicentro e hipocentro de un terremoto

Aunque la velocidad de las diferentes ondas sísmicas varía en un factor de 10 o más en la Tierra, la razón entre la velocidad media de una onda P y la onda S que la sigue es constante. Esto nos permite estimar, desde una estación de observación, la distancia (en km) a la fuente del terremoto multiplicando la diferencia de tiempo observada (en segundos) en la llegada de los dos tipos de onda por un factor de 8 km/s, o sea:

$$\text{distancia al sitio de observación} = (S-P) * 8 \text{ km/s}$$

Las ondas sísmicas dinámicas y transitorias generadas por cualquier terremoto importante se propagan por todo el planeta. Con un detector suficientemente sensible, es posible registrar las ondas sísmicas provenientes de cualquier parte del mundo, incluyendo las más débiles. La vigilancia de los tratados de prohibición de pruebas nucleares depende de nuestra capacidad de detectar cualquier explosión equivalente a un terremoto de magnitud de al menos 3,5 en la escala de Richter, independientemente del lugar. Las redes sísmicas establecidas específicamente para este propósito pueden ser también extremadamente útiles para los programas de alerta de tsunamis.

Tiempo de propagación de las ondas sísmicas

En el sitio web sobre sismología de terremotos del estado de Pensilvania, Charles J. Ammon hace una analogía con un viaje en automóvil para conceptualizar el tiempo de propagación de las ondas: si viajamos una distancia de 200 km a 100 km/h, llegaremos al destino en 2 horas; si conducimos a 50 km/h, tardaremos el doble en llegar al mismo sitio. La fórmula matemática que utilizamos para solucionar este problema es:

$$\text{tiempo de propagación} = (\text{distancia del viaje}) / (\text{velocidad de viaje})$$

Ammon sugiere que para aplicar esta idea al estudio de los terremotos debemos considerar el lugar donde sucede el terremoto como el punto de partida del viaje y los sismómetros como el destino. Las ondas más rápidas viajarán la distancia en menos tiempo y aparecerán primero en el sismograma.

$$\text{tiempo de propagación} = (\text{distancia del foco al sismómetro}) / (\text{velocidad de la onda sísmica})$$

El tiempo de propagación es relativo: se trata de la cantidad de minutos, segundos, etc., que tarda la onda en completar su viaje. La hora de llegada (o de arribo) es el momento en que se registra la llegada de la onda; se trata de un momento absoluto que suele expresarse en términos de Hora Universal Coordinada (UTC), un sistema de 24 horas utilizado en ciencias.

Velocidad de las ondas sísmicas

Las ondas sísmicas viajan rápido, a varios kilómetros por segundo. La velocidad precisa de propagación de una onda depende de varios factores, siendo el más importante la composición de las rocas. Como la velocidad depende del tipo de roca, las observaciones registradas en los sismogramas se han utilizado para deducir la composición o gama de composiciones del planeta. Pero el proceso no es siempre sencillo, ya que la onda sísmica puede atravesar diferentes tipos de rocas a la misma velocidad y además existen otros factores que afectan la velocidad, especialmente la temperatura y la presión. La velocidad de las ondas sísmicas tiende a disminuir cuando la temperatura aumenta y a aumentar cuando se produce un incremento en la presión. Lógicamente, la presión aumenta con la profundidad del terreno, debido al mayor peso de las rocas suprayacentes. En general, la temperatura también aumenta con la profundidad, pero su efecto es una disminución de la velocidad de las ondas. Normalmente, el efecto de la presión eclipsa el de la temperatura, de modo que en regiones de composición uniforme, la velocidad suele aumentar con la profundidad.

Los rangos de velocidad indicados en las descripciones de los dos tipos de ondas sísmicas que siguen corresponden a los rangos de valores observados en rocas terrestres comunes. La velocidad específica de una onda depende de la composición, la temperatura y la presión del medio que atraviesa.

Ondas P o de compresión

Las ondas P son las primeras que se observan en el registro sísmico completo de un movimiento telúrico, ya que son las que viajan más rápido (el nombre se deriva de la abreviación de *primaria*, o sea, la primera onda en llegar). Generalmente viajan a velocidades entre 1 y 14 km/s. Los valores más bajos corresponden a las ondas P que atraviesan el agua, mientras que los más altos representan la velocidad de las ondas P cerca de la base del manto de la Tierra.

La velocidad de una onda depende de las propiedades elásticas y de la densidad del material en que se propaga. La elasticidad se define en términos del módulo de

elasticidad del material, que es una medida de su mayor o menor facilidad de deformación. Por ejemplo, el módulo de compresibilidad (cambio de volumen) es una medida de cuánto cambia el volumen de un material cuando se le aplica presión. La gomaespuma tiene un módulo de compresibilidad menor que el acero. Para cuantificar la deformación de un material que se produce cuando se aplica una fuerza paralela a una de las caras de un objeto mientras la cara opuesta se mantiene fija debido a otra fuerza igual, utilizamos otro módulo de elasticidad denominado módulo de rigidez (o módulo cortante o de cizalla). Cuanto más rígido sea un material, tanto mayor será su módulo de rigidez, ya que se necesita aplicar una fuerza (esfuerzo) mayor para obtener el mismo cambio en la distancia horizontal (tensión). Por eso a veces el módulo de rigidez se denomina módulo de elasticidad transversal.

Si representamos el módulo de compresibilidad de un material con κ , el módulo de rigidez con μ y la densidad con ρ , entonces la velocidad de una onda P, representada por α , se define mediante la siguiente ecuación:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Las ondas P son ondas sonoras, aunque las frecuencias de las ondas sísmicas son más bajas de lo que el oído humano puede percibir (la velocidad del sonido en el aire es aproximadamente 0,3 km/s). La vibración causada por las ondas P es consecuencia de los cambios de volumen producidos por el alternarse de los procesos de compresión y expansión de la materia en la dirección de propagación la onda. Las ondas P pueden atravesar todo tipo de medio: sólido, líquido o gaseoso.

Ondas S o secundarias

Las ondas S o *secundarias* viajan más lento que las ondas P y se conocen también como ondas “de cizalla” o “de corte” debido a que no alteran el volumen del material que atraviesan, sino que lo cortan. Las ondas S son ondas transversales, ya que el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección en que viajan las ondas.

La velocidad de una onda S, llámese β , depende del módulo de rigidez y de la densidad del material,

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Aunque más lentas que las ondas P, las ondas S son rápidas. Las velocidades de propagación típicas de las ondas S son del orden de 1 a 8 km/s. El valor más bajo corresponde a la velocidad de la onda en sedimentos flojos, no consolidados, mientras que los valores más altos ocurren cerca de la base del manto de la Tierra.

Una característica particular importante de las ondas S es su incapacidad para propagarse a través de un fluido o un gas, lo cual se debe a que los fluidos y los gases no pueden transmitir tensión de corte.

En términos generales, los terremotos engendran ondas de corte más intensas que las ondas de compresión y muchos de los daños relacionados con los terremotos son el resultado de las fuertes sacudidas causadas por las ondas de corte.

Uso de las ondas P y S para localizar terremotos

Podemos aprovechar el hecho de que las ondas P y S viajan a diferentes velocidades para localizar los terremotos. Consideremos el caso de un sismómetro que está suficientemente lejos de un terremoto para que las ondas viajen en sentido casi horizontal (entre 50 y 500 km para sismos de poca profundidad). Cuando se produce un terremoto, las ondas P y S se propagan hacia afuera desde la zona de ruptura. Las ondas P llegan primero al sismómetro, seguidas por las ondas S. Una vez que lleguen las ondas S, podremos medir el intervalo que media entre el momento de detección de las ondas P y de las ondas S.

El tiempo de propagación de las ondas P, T_p , es:

$$\text{distancia del terremoto} / (\text{velocidad de la onda P})$$

El tiempo de propagación de las ondas S, T_s , es:

$$\text{distancia del terremoto} / (\text{velocidad de la onda S})$$

La diferencia entre las horas de llegada de las dos ondas es:

$$\text{delta}T = T_p - T_s$$

Es decir:

$$\text{delta}T = [\text{distancia del terremoto} / (\text{velocidad de la onda S})] - [\text{distancia del terremoto} / (\text{velocidad de la onda P})]$$

Lo cual equivale a

$$\text{distancia del terremoto} * (1 / (\text{velocidad de la onda S}) - 1 / (\text{velocidad de la onda P}))$$

Esa diferencia se puede medir en un sismograma, y si también conocemos la velocidad de propagación de las ondas, podemos calcular la distancia. Para el rango de distancias entre 50 y 500 km, las ondas S viajan a 3,45 km/s y las ondas P a 8 km/s. El valor entre paréntesis equivale aproximadamente a $(1/3,45 - 1/8)$ o sea, cerca de $1/8$. Esto significa que para los sismos que ocurren en ese rango de distancias podemos calcular una separación entre el terremoto y el sismómetro de aproximadamente 8 veces la diferencia entre las horas de llegada de las ondas S y P. Si bien el terremoto puede haber ocurrido en cualquier dirección, debe haber ocurrido en un punto dentro de un círculo alrededor del sismómetro con un radio aproximado de 8 veces la diferencia observada en la propagación de las ondas (en kilómetros).

Si dos otros sismómetros registraron el mismo temblor, podemos hacer mediciones similares y trazar un círculo cuyo perímetro marca las posibles posiciones del epicentro para cada sismómetro. Como el epicentro (la posición en la superficie) debe estar ubicado en algún punto de la circunferencia de cada círculo centrado en la ubicación de un sismómetro, si trazamos tres o más círculos en un mapa deberían intersectar cerca de un mismo lugar que marca la posición del epicentro del terremoto. Esto se ilustra en la figura 3-9, la cual muestra las lecturas de los sismómetros de Berkeley, California, Lamont-Doherty Earth Observatory en Nueva York (ambos en EE.UU.) y Río de Janeiro (Brasil) empleadas para localizar el epicentro de un sismo que sacudió la costa occidental de América del Sur.

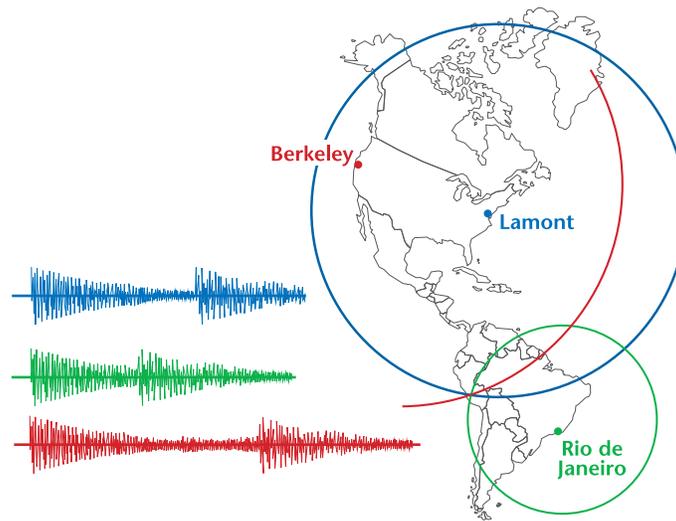


Figura 3-9. Localización del epicentro de un terremoto.

Como ilustra la figura 3-10b, la orientación generalmente lineal de los sensores a lo largo de una zona de subducción puede dificultar la localización exacta del epicentro en comparación con una disposición más favorable de los instrumentos (figura 3-10a).

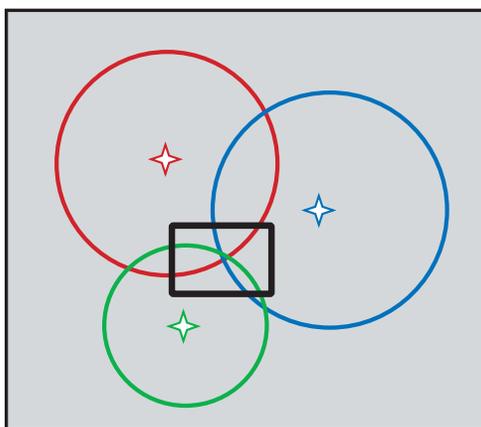


Figura 3-10a. Disposición óptima de los sensores.

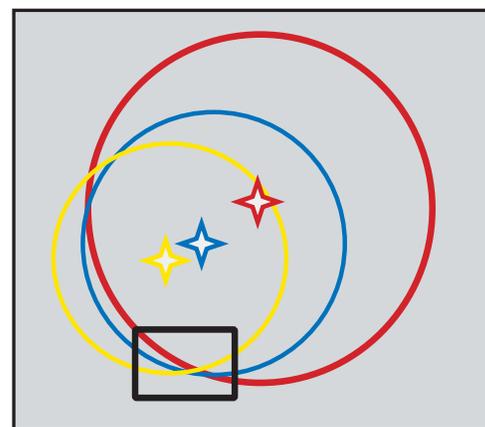


Figura 3-10b. Disposición de los sensores en una zona de subducción.

En la práctica, obtenemos estimaciones más exactas de la velocidad de las ondas de lo que produce la simple regla empírica del ejemplo anterior utilizando, en lugar de geometría, cálculos algebraicos y rutinas de iteración en equipos informáticos. También se pueden incluir en el cálculo la profundidad (hipocentro) del sismo y el momento en que se inició la ruptura (llamado “hora o tiempo de origen”) del terremoto.

Existen otros métodos para localizar el epicentro de un terremoto:

- Sólo con P. Como hay cuatro variables desconocidas (t, x, y, z) para determinar la posición, el problema se puede resolver con 4+P llegadas. Sin embargo, dado que la relación entre la hora de llegada de las ondas P y la localidad no es lineal, sólo podemos resolver el problema numéricamente.
- Búsqueda de malla. Se prueba cada posición en una malla y las que no encajan se marcan en el mapa. El terremoto se localiza donde el desajuste de la malla es menor (al menos en teoría).
- Linealización (reestructuración del problema de modo que los residuos sean una función lineal de los cambios necesarios para encontrar la distancia al hipocentro). El enfoque más común consiste en identificar inicialmente la estación que registra primero la llegada de las ondas (es decir, la estación más cercana al evento) y suponer que pequeños cambios en la ubicación de esta localidad darán el hipocentro. Esta suposición nos permite reducir los cambios necesarios en la ubicación a un conjunto de ecuaciones lineales, que se pueden resolver con relativa facilidad. Una vez hallado el modelo de ajuste necesario para nuestra primera suposición, contamos con una solución, aunque sólo es aproximada, puesto que linealizamos el problema. Utilizando esa solución como nueva posición inicial, repetimos el proceso una y otra vez hasta que se produzca muy poco cambio entre iteraciones. Aunque con este método suponemos que tenemos la solución, no podemos tener la certeza de haber encontrado el mínimo absoluto o un mínimo local de la solución.
- Método de estación única. Si una red utiliza estaciones de tres componentes, se puede encontrar una posición aproximada a partir de una sola estación. Esto no es sólo una observación interesante, ya que este método puede utilizarse para ayudar a restringir la búsqueda cuando se aplican métodos de localización con varias estaciones.

Determinación del hipocentro de un terremoto

Normalmente, el hipocentro de un terremoto se halla a cierta profundidad debajo del suelo terrestre. El epicentro correspondiente es el punto en la superficie terrestre directamente arriba del hipocentro. La figura 3-11 ilustra la relación entre el epicentro de un terremoto y su hipocentro.

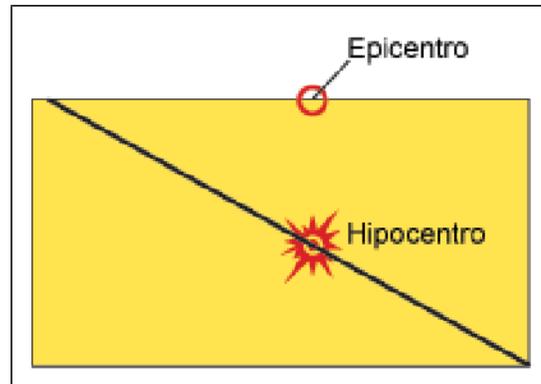


Figura 3-11. Hipocentro y epicentro de un terremoto.

En términos matemáticos, el hipocentro se determina mediante la creación de un sistema de ecuaciones lineales, una para cada estación. Las ecuaciones expresan la diferencia entre las horas de llegada observadas y las horas calculadas por estimaciones previas (o iniciales) de la posición del hipocentro, en términos de pasos pequeños en las tres coordenadas (longitud, latitud y profundidad) del hipocentro y de la hora de origen. Debemos también contar con un modelo matemático para calcular las velocidades a través de la corteza (en kilómetros por segundo) que está debajo de la red sísmica para determinar los tiempos de viaje de las ondas desde un terremoto a cierta profundidad hasta una estación a determinada distancia. El sistema de ecuaciones lineales se resuelve con el método de los mínimos cuadrados, que minimiza la suma de los cuadrados de las diferencias entre la hora de llegada observada y la hora de llegada calculada. El proceso comienza con una estimación inicial del hipocentro; luego se hacen varios ajustes al hipocentro inicial mediante la solución de las ecuaciones de mínimos cuadrados. Este proceso se repite hasta encontrar el hipocentro que mejor se adapte a las horas de llegada de las ondas observadas en las estaciones de la red sísmica. Éste es el método principal que los centros de alerta de tsunamis utilizan para localizar los sismos. Tal como explican Stein y Wysession en *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, existen otros métodos para localizar el hipocentro de un terremoto, como el análisis de las fases de las ondas P y S reflejadas por la corteza terrestre.

Puntos importantes que recordar acerca de la localización del epicentro e hipocentro de un terremoto

- Aunque la velocidad de las diferentes ondas sísmicas varía en un factor de diez o más en la Tierra, la razón entre la velocidad media de una onda P y de la onda S que la sigue es muy constante.
- Podemos aprovechar el hecho de que las ondas P y S viajan a diferentes velocidades para localizar el epicentro de un terremoto sobre la Tierra.
- A partir de la hora de llegada de las ondas P y S en tres o más estaciones, podemos trazar un círculo alrededor de cada estación que, donde se intersecan todos en un único punto, indican la posición del terremoto.
- Si una red utiliza estaciones de tres componentes, se puede encontrar una posición aproximada a partir de una sola estación.

- Normalmente, el hipocentro de un terremoto se halla a cierta profundidad debajo del suelo terrestre. El epicentro correspondiente es el punto en la superficie terrestre directamente arriba del hipocentro.
- La profundidad del terremoto es muy importante, ya que los sismos profundos normalmente no producen tsunamis.

Intensidad y magnitud de los terremotos

Escala de intensidad de Mercalli

Los terremotos se miden por su intensidad y magnitud. Las lecturas de la intensidad de un terremoto se basan en los efectos observados, como por ejemplo el movimiento del suelo y los daños que provoca. La intensidad de un terremoto varía con la distancia al epicentro. El sistema de categorías utilizado para medir la intensidad sísmica se conoce como escala de Mercalli modificada. En 1878, Michele Stefano de Rossi y François-Alphonse Forel formularon la escala Rossi-Forel que establecía 10 grados de intensidad para los terremotos. El vulcanólogo Giuseppe Mercalli revisó la ampliamente usada escala Rossi-Forel en 1883 y otra vez en 1902, la cual en adelante pasó a denominarse escala de Mercalli.

En 1902, el físico italiano Adolfo Cancani amplió la escala de 10 grados de Mercalli a 12 grados. Más tarde, el geofísico alemán August Heinrich Sieberg la reescribió completamente y el nombre cambió a Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). Esta escala fue de nuevo modificada y publicada en inglés en 1931 por Harry O. Wood y Frank Newman, por lo que llegó a llamarse escala Mercalli-Wood-Newman (MWN). Finalmente, la escala fue mejorada por Charles Richter, el padre de la escala de magnitud Richter, y hoy se conoce como la escala de intensidad de Mercalli modificada.

La escala de intensidad de Mercalli modificada (abreviada MM o I₀) asigna una intensidad o rango a los efectos de un terremoto en un sitio en particular. La intensidad de los sismos es muy diferente de un lugar a otro. Esto se debe a que el daño causado por un terremoto en un sitio en particular depende de la geología local. La densidad de población y los métodos utilizados en la construcción de edificios y viviendas cerca de la zona son también factores importantes en la escala de Mercalli modificada.

La intensidad de los terremotos se clasifica de forma subjetiva con números romanos que van del I (no se siente) hasta el XII (destrucción casi total de los edificios). La tabla 3-2 incluye una descripción de las doce categorías. Aunque es una medida cualitativa de la magnitud de un sismo, todavía se envían cuestionarios a la población local después de un terremoto para que evalúe los efectos del terremoto en sus casas.

Como muestra la tabla 3-2, la intensidad de los efectos de un sismo se puede clasificar sin realizar mediciones con instrumentos; de hecho, es posible utilizar periódicos, diarios y otros registros históricos para clasificar los terremotos ocurridos en el pasado, cuando ni siquiera existían instrumentos capaces de registrarlos. Tales investigaciones ayudan a conocer mejor los antecedentes sísmicos de una región para poder estimar las posibles amenazas futuras.

Tabla 3-2. Escala de intensidad de Mercalli modificada

Intensidad	Descripción
I	El movimiento es tan leve que no es sentido por las personas.
II	Sólo pocas personas en reposo perciben el movimiento, especialmente aquellas que se encuentran en los pisos superiores de los edificios.
III	Muchas personas en el interior de los edificios sienten el movimiento. Los objetos suspendidos oscilan. Es posible que el temblor pase inadvertido para la gente que está afuera.
IV	La mayoría de las personas sienten el movimiento en el interior de los edificios. Los objetos suspendidos oscilan. La vajilla, las ventanas y las puertas vibran. El sismo se siente en las paredes como la vibración producida por el paso de un camión pesado. Algunas personas afuera sienten el movimiento. Los vehículos estacionados se sacuden.
V	La mayoría de la gente siente el movimiento. Las personas que duermen se despiertan. Las puertas se abren o se cierran. Se quiebran platos. Los cuadros en las paredes se mueven. Los objetos pequeños se mueven o se vuelcan. Los árboles pueden sacudirse. Los líquidos pueden salir de los recipientes abiertos.
VI	Percepción general del movimiento. Resulta difícil caminar. Los objetos se caen de los estantes. Los cuadros se desprenden de las paredes. Los muebles se mueven. El enlucido de las paredes se agrieta. Los árboles y arbustos se sacuden. Daños ligeros en edificios mal contruidos. No produce daños estructurales.
VII	Resulta difícil mantenerse de pie. Se sienten las sacudidas en los vehículos en movimiento. Algunos muebles se rompen. Los ladrillos sueltos se caen de los edificios. Se producen daños de ligeros a moderados en edificios bien contruidos y daños considerables en edificios mal contruidos.
VIII	Resulta difícil conducir un vehículo. Las estructuras que no están bien ancladas a sus cimientos pueden desplazarse. Las estructuras altas, como torres y chimeneas, pueden retorcerse y venirse abajo. Se producen daños ligeros en los edificios bien contruidos. Las estructuras mal contruidas sufren daños severos. Las ramas de los árboles se desgajan. Las laderas de las colinas pueden agrietarse si el terreno está húmedo. El nivel del agua en los pozos puede cambiar.
IX	Los edificios bien contruidos sufren daños considerables. Las casas que no están bien ancladas se desplazan de sus cimientos. Algunas tuberías subterráneas se rompen. El terreno se agrieta. Los embalses sufren graves daños.
X	Destrucción de la mayoría de los edificios y sus cimientos. Destrucción de algunos puentes. Daños graves en diques y represas. Grandes deslizamientos. El agua de los canales, ríos y lagos se desborda de sus orillas. Formación de grietas en grandes áreas del suelo. Ligera deformación de las vías férreas.
XI	Colapso de la mayoría de los edificios. Destrucción de algunos puentes. Aparecen grietas grandes en el suelo. Destrucción de tuberías subterráneas. Fuerte deformación de las vías férreas.
XII	Destrucción casi total. Los objetos son lanzados por el aire. Se observa el movimiento ondular del suelo. El terremoto puede mover grandes cantidades de rocas.

Descripciones tomadas de Richter, C.F. *Elementary Seismology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1958, págs. 135-149; 650-653.

Aunque la escala de Mercalli modificada permite medir la intensidad de un terremoto en las áreas pobladas de los países desarrollados, carece de utilidad en el medio de un desierto o en lugares sin árboles, casas o vías férreas. Las descripciones tales como “similar a la vibración producida por el paso de un camión pesado” dependen mucho de la experiencia del observador, que debe haber sentido en algún momento tales vibraciones. Además, la percepción de “camión pesado” de una persona que vive en un pueblo pequeño será muy distinta de la de una persona que vive junto a las carreteras de un gran centro urbano.

Aunque la escala de Mercalli modificada es muy útil, se necesita algún otro tipo de medida para comparar la magnitud de los terremotos, independientemente de donde ocurran. A diferencia de lo que sucede con la escala de intensidad de Mercalli, con la cual pueden asignarse diversos valores de intensidad en diferentes lugares (p. ej., grado IV en un vecindario, grado VII en otro), de modo que los efectos del mismo terremoto varían mucho de un lugar a otro, la escala de magnitud de Richter asigna un valor único a un terremoto dado, aunque ese valor puede diferir ligeramente según el método de cálculo utilizado (p. ej.: 4,5 ó 4,6).

Escalas de magnitud de los terremotos

La magnitud de un terremoto es la medida de la energía liberada por un sismo. Existen muchas escalas de magnitud, todas logarítmicas, cada una de las cuales realiza los cálculos sobre la base de diferentes tipos de ondas sísmicas y constantes. Todas las escalas de magnitud son extensiones de la escala de magnitud de Richter (ML), que fue diseñada para el sur de California. La tabla 3-3 presenta algunas de las escalas más comunes. La elección de la escala más apropiada depende del uso que se hará de los datos. Por ejemplo, la escala ML es popular en ingeniería, porque calcula la magnitud utilizando un período de onda similar a la frecuencia de resonancia de la mayoría de los edificios, de modo que está muy relacionada con el grado de destrucción que causan los terremotos.

Tabla 3-3. Escalas de magnitud de los terremotos

	Término	Tipo de onda	Rango del período (s)
ML	Magnitud local (escala de Richter)	Ondas S y superficiales regionales	0,1 a 1
Mj	JMA (Agencia Meteorológica de Japón)	Ondas S y superficiales regionales	5 a 10
mb	Magnitud de las ondas de cuerpo	Ondas P telesísmicas	1 a 5
Ms	Magnitud de las ondas superficiales	Ondas superficiales	20
Mw	Magnitud del momento	Todos los tipos de ondas	Cualquiera (depende del tamaño del sismo)
Mwp	Magnitud del momento de la onda P	Ondas P de período largo	10 a 200
Mm	Magnitud del manto	Ondas superficiales telesísmicas	> 200

La escala de magnitud Richter

La escala Richter, diseñada para facilitar la comparación de la magnitud de los terremotos sin tomar en consideración la localidad, fue desarrollada originalmente por Charles Richter y Beno Gutenberg para realizar mediciones más cuantitativas del tamaño relativo de los terremotos en el sur de California. En la actualidad se utilizan versiones modificadas de esta escala para medir los terremotos en todo el mundo.

El geólogo C.F. Richter vivía y trabajaba en California (EE.UU.), una región que está sometida a cientos de sismos al año. Richter trató de incorporar a la escala de Mercalli una escala “científica” basada en mediciones precisas que se pudieran registrar en los sismógrafos (instrumentos empleados para medir las vibraciones), independientemente del lugar donde ocurren en el mundo. Richter utilizó la velocidad o aceleración del suelo cuando se mueve repentinamente para crear una escala que reflejara la “magnitud” de la sacudida, que está relacionada con la energía liberada por el terremoto. Los sismos detectados sólo por la gente más sensible se registran como 3,5 en esta escala, mientras que el sismo más fuerte jamás registrado alcanzó la magnitud 8,9.

La escala Richter de magnitud sísmica es logarítmica. Esto significa que cada número entero representa un cambio diez veces mayor en la magnitud. Es decir, un terremoto de magnitud 7 es 10 veces mayor que uno de magnitud 6, 100 veces mayor que uno de magnitud 5 y 1000 veces mayor que uno de magnitud 4. Esta escala no tiene límites, ya que no se basa en descripciones, sino en mediciones.

Para entender como actúan las fuerzas durante un terremoto, es útil concentrarse sólo en los movimientos ascendentes. La fuerza de gravedad atrae los objetos hacia la tierra con una aceleración de 9,8 metros por segundo cada segundo (m/s^2). Esto significa que para hacer saltar un tarro vacío, una onda de choque debe golpearlo desde abajo con una aceleración superior a $9,8 m/s^2$. Esto corresponde más o menos a una intensidad 11 (destrucción casi total) en la escala de Mercalli y a una magnitud de 6,5 o más en la escala de Richter. En términos cotidianos, el tarro debe sufrir un golpe equivalente a una fuerza mayor de la que experimenta un vehículo al chocar contra un muro sólido a 35 km/h.

La magnitud Richter está relacionada con la amplitud máxima de la onda S medida en un sismograma. Debido a la enorme variación en la magnitud de los terremotos, la escala Richter utiliza logaritmos. Es decir, la amplitud de onda de un terremoto de magnitud 7 (M 7) es 10 veces mayor que la de un terremoto de magnitud 6 y libera hasta 30 veces más energía. La tabla 3-4 muestra una comparación entre la escala de Mercalli modificada y la escala de Richter.

Como señala J. Louie del Departamento de Sismología de la Universidad de Reno, Nevada (<http://www.seismo.unr.edu/>), la ecuación para calcular la magnitud de Richter es:

$$ML = \log_{10} A(\text{mm}) + (\text{factor de corrección de distancia})$$

A es la amplitud en milímetros medida directamente en el registro en papel fotográfico de un sismómetro Wood-Anderson, un tipo de instrumento especial. El factor de distancia viene de una tabla del libro de sismología elemental *Elementary Seismology* publicado por Richter en 1958. La ecuación que está detrás de este nomograma utilizado por Richter en el sur de California es:

$$M = \log_{10}A(\text{mm}) + 3\log_{10}[8\Delta t(\text{s})] - 2,92$$

Luego de medir la amplitud de la onda, se calcula su logaritmo de acuerdo a la distancia del sismómetro al terremoto, que se estima por la diferencia de tiempo entre las ondas S y P. El tiempo S-P en segundos es el valor Δt .

Se procura obtener una magnitud para cada estación sismográfica que registre el terremoto y luego se calcula el promedio. A esto se debe la diferencia de alrededor de 0,2 unidades en las magnitudes registradas en diferentes laboratorios sismológicos justo después de un terremoto. Cada laboratorio calcula el promedio de las diferentes estaciones a las que tiene acceso y pueden pasar varios días antes de que las diferentes organizaciones lleguen a un consenso sobre cuál fue la mejor estimación de la magnitud.

Tabla 3-4. Comparación entre la escala Mercalli y la escala Richter.

Magnitud Richter	Energía (julios)	Grado Mercalli
< 3,5	< 1,6 E+7	I
3,5	1,6 E+7	II
4,2	7,5 E+8	III
4,5	4 E+9	IV
4,8	2,1 E+10	V
5,4	5,7 E+11	VI
6,1	2,8 E+13	VII
6,5	2,5 E+14	VIII
6,9	2,3 E+15	IX
7,3	2,1 E+16	X
8,1	> 1,7 E+18	XI
> 8,1	.	XII

Escala de magnitud del momento

Para terremotos muy grandes (magnitud mayor que 7), la mayoría de las escalas de magnitud se saturan debido a que la energía de las frecuencias más altas se registra a un nivel similar para un evento de magnitud 8, por ejemplo, que para un evento de magnitud 7. Esto se debe a que la ruptura de los sismos grandes dura más tiempo y genera ondas de período más largo que las escalas de magnitud tales como ML, mb y Ms no toman en cuenta.

Para estos eventos mayores, en sismología se utiliza una medida diferente llamada magnitud de momento. La magnitud de momento se deriva del momento sísmico y está directamente relacionada con las dimensiones del área de ruptura o plano de falla que produjo el sismo y no se satura con los eventos de gran magnitud. Las magnitudes de Richter y de momento son similares para los eventos de menor magnitud.

Momento sísmico

Hace aproximadamente 20 años que se emplea el momento sísmico como medida convencional de la magnitud de los terremotos. A diferencia de las escalas de magnitud, el valor de momento sísmico tiene un significado físico. El momento sísmico está relacionado con el área del plano de falla que se desliza, el grado de movimiento y la rigidez de la falla.

Para hacerse una idea de lo que es el momento físico, considere el concepto de física de momento de fuerza, o torque. El momento de fuerza, que altera el momento angular de un sistema, se define como la fuerza multiplicada por su distancia al eje de rotación. Un terremoto es producto de momentos de fuerza internos causados por las interacciones entre los diferentes bloques en lados opuestos de una falla. Tras la aplicación de matemáticas complejas, se puede demostrar (J. Louie, 9 de oct. de 1996, <http://www.seismo.unr.edu>) que es posible expresar el momento de un terremoto de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 (\text{Momento}) &= \frac{(\text{rigidez de la roca})}{(\text{cm}^2)} \times (\text{área de falla}) \times \frac{(\text{distancia de deslizamiento})}{(\text{cm})} \\
 M_0 &= \mu A d \\
 (\text{dinas-cm}) &= \left[\frac{\text{dinas}}{(\text{cm}^2)} \right] \times (\text{cm}^2) \times (\text{cm})
 \end{aligned}$$

La fórmula anterior del momento de un terremoto es fundamental para comprender el peligro que representa una falla de ciertas dimensiones.

Imagínese una piedra en reposo sobre la mesa del laboratorio. La rigidez, o capacidad de resistencia al corte de la piedra equivale a una presión del orden de unos cientos de miles de millones de dinas por cm^2 . (Es más fácil escribir todo esto en notación científica.) Como muestra la ecuación siguiente, la presión actúa sobre un área para producir una fuerza y las unidades en cm^2 se cancelan. Ahora bien, si suponemos que la distancia en la que las dos partes se van a apretar antes de desquebrajarse es de como un centímetro, podemos calcular el momento en dinas-cm como:

$$\begin{aligned}
 M_0 &= (3 \times 10^{11} \frac{\text{dinas}}{(\text{cm}^2)}) (10 \text{ cm}) (10 \text{ cm}) (1 \text{ cm}) \\
 M_0 &= (3 \times 10^{11}) (10^2) (\text{dinas-cm}) \\
 M_0 &= 3 \times 10^{13} \text{ dinas-cm}
 \end{aligned}$$

De nuevo, conviene recurrir a la notación científica, ya que la dina-cm es una cantidad de momento muy pequeña.

J. Louie ilustra este concepto con un excelente ejemplo que considera el caso del terremoto de Double Spring Flat que ocurrió el 12 de septiembre de 1994, a 25 km al sureste de Gardnerville, Nevada (EE.UU.). En primer lugar, es preciso convertir los 15 km de distancia y 10 km de profundidad de la falla a centímetros. Dado que 1 km equivale a 100.000 cm:

$$1 \text{ km} = 10^5 \text{ cm} \qquad 1 = \frac{10^5 \text{ cm}}{\text{km}}$$

Puesto que multiplicar por 1 no cambia el valor, podemos convertir los km a cm:

$$M_0 = (3 \times 10^{11} \frac{\text{dinas}}{\text{cm}^2}) (10 \text{ km}) \left[\frac{10^5 \text{ cm}}{\text{km}} \right] (15 \text{ km}) \left[\frac{10^5 \text{ cm}}{\text{km}} \right] (30 \text{ cm})$$

$$M_0 = 1.1 \times 10^{25} \text{ dinas-cm}$$

En notación científica, queda evidente que este terremoto, el más grande ocurrido en Nevada en 28 años, liberó 2×10^{12} o 2 trillones de veces más momento que la piedra que quebramos sobre la mesa del laboratorio en nuestro ejemplo.

Hay una forma convencional de convertir un momento sísmico en un momento de magnitud. La ecuación es:

$$M_W = \frac{2}{3} \left[\log_{10} M_0 (\text{dinas-cm}) - 16.0 \right]$$

Esta ecuación (diseñada para medidas de energía expresadas en dinas-cm) se puede utilizar para estimar la magnitud del pequeño terremoto simulado en la mesa del laboratorio:

$$M_W = \frac{2}{3} \left[\log_{10} (3 \times 10^{13} \text{ dinas-cm}) - 16.0 \right]$$

$$M_W = \frac{2}{3} \left[13.5 - 16.0 \right]$$

$$M_W = \frac{2}{3} (-2.5)$$

$$M_W \sim -1.7$$

La escala de Richter acepta magnitudes negativas, aunque tales terremotos son realmente muy pequeños.

Estime la magnitud del momento calculado para el terremoto de Double Spring Flat:

$$M_0(1.4 \times 10^{25})$$

$$M_W = \frac{2}{3} \left[\log_{10}(1.4 \times 10^{25} \text{ dinas-cm}) - 16.0 \right]$$

$$M_W = \frac{2}{3} \left[\sim 25.2 - 16.0 \right]$$

$$M_W = \frac{2}{3} (9.2)$$

$$M_W \sim 6.1$$

El valor de magnitud 6.1 es casi igual a la magnitud declarada por el Laboratorio Sismológico de Reno, Nevada y por otros observatorios.

Energía sísmica

Tanto la magnitud como el momento sísmico están relacionados con la cantidad de energía irradiada por un terremoto. Richter y Beno Gutenberg colaboraron en el desarrollo de una ecuación que expresa la relación entre la magnitud y la energía, a saber:

$$\log E_s = 11,8 + 1,5M$$

donde la energía E_s se da en ergios a partir de la magnitud M . Tenga en cuenta que E_s no es la energía “intrínseca” total del sismo transferida de fuentes tales como la energía gravitacional o absorbida como energía térmica, sino sólo la cantidad de energía irradiada del terremoto en forma de ondas sísmicas, las cuales no constituyen sino una pequeña fracción del total de la energía transferida durante el proceso sísmico.

El Dr. Hiroo Kanamori del Instituto de Tecnología de California derivó una relación entre el momento sísmico y la energía de la onda sísmica:

$$\text{energía} = (\text{momento})/20.000$$

Para esta ecuación, el momento se expresa en dinas-cm y la energía en ergios. (Aunque la dinas-cm y el ergio son unidades equivalentes, tienen diferente significado físico.)

Vamos a considerar la energía de ondas sísmicas liberada por los ejemplos anteriores en comparación con algunos terremotos y otros fenómenos. Para esto, usaremos una unidad más grande de energía, la energía sísmica producida por el explosivo TNT (el cálculo supone que la explosión de 28,3 g de TNT bajo tierra genera 640 millones de ergios de energía en forma de ondas sísmicas).

Magnitud Richter	Energía sísmica liberada por TNT	Ejemplo (aproximado)
-1,5	170 g	Quiebra una piedra en la mesa del laboratorio
1,0	13,6 kg	Explosión en una obra de construcción grande
1,5	145 kg	
2,0	900 kg	Voladura en una cantera grande o en una mina
2,5	4,1 toneladas	
3,0	26,3 toneladas	
3,5	66,2 toneladas	
4,0	900 toneladas	Arma nuclear pequeña
4,5	4,600 toneladas	Tornado promedio (energía total)
5,0	28,100 toneladas	
5,5	72,600 toneladas	Terremoto de Little Skull, Montana, 1992
6,0	900,000 toneladas	Double Spring Flat, Nevada, 1994
6,5	4,5 millones de toneladas	Terremoto de Northridge, California, 1994
7,0	29 millones de toneladas	Hyogo-Ken Nanbu, Japón, 1995
7,5	145 millones de toneladas	Terremoto de Landers, California, 1992
8,0	900 millones de toneladas	Terremoto de San Francisco, California, 1906
9,2	4,500 millones de toneladas	Terremoto de Anchorage, Alaska, 1964
9,5	29,000 millones de toneladas	Terremoto de Valdivia, Chile, 1960
10,0	90,000 millones de toneladas	Fallas tipo San Andrés alrededor de la Tierra
12,0	2,9 billones de toneladas	Falla que atraviesa la Tierra hasta el centro, o la energía solar diaria que recibe la Tierra

2,9 billones de toneladas métricas de dinamita es una cantidad aterradora de energía. Considere sin embargo, que la Tierra recibe esa cantidad de energía en forma de luz solar todos los días.

Formas prácticas de estimar la magnitud

En sismología, la medida preferida para estimar la magnitud de los terremotos es el momento sísmico. Sin embargo, encontrar la longitud, la profundidad y el deslizamiento de una falla puede llevar varios días, semanas y hasta meses después de que ocurre el terremoto. El mapa de la ruptura de fallas de un terremoto y el gráfico de distribución espacial de las réplicas pueden proporcionar estos parámetros después de un gran esfuerzo. Sin embargo, algunos terremotos grandes y la mayoría de los terremotos menores no presentan la ruptura de la falla en la superficie o no producen suficientes réplicas como para estimar la magnitud de las formas que acabamos de considerar. Por eso se han diseñado maneras de utilizar métodos de procesamiento informático para estimar el momento sísmico directamente a partir del sismograma. Desde 1982, el proyecto **Centroid Moment Tensor** (tensor de momento sísmico) o CMT de la Universidad de Harvard calcula rutinariamente el momento de los grandes terremotos que ocurren alrededor del mundo mediante técnicas de inversión de sismogramas.

Debido a que la magnitud del momento relaciona el tamaño del terremoto con el momento sísmico, es el valor que se declara con mayor frecuencia. El problema con la magnitud del momento es que su cálculo requiere registros de ondas superficiales de período largo que provienen de distancias lejanas, de modo que tarda unas cuantas decenas de minutos en realizarse. Esto no es un problema en el mundo académico, pero desde el punto de vista de alertas de tsunami y mitigación de amenazas, ese lapso puede llegar a ser un asunto de vida o muerte.

Magnitud del momento a partir de las ondas P

La determinación del potencial tsunamigénico de un sismo en el menor tiempo posible es de prioridad principal para los centros de alerta de tsunamis. La magnitud del momento de banda ancha a partir de ondas P (M_{wp}) se puede calcular poco después de la llegada de las primeras ondas P, lo cual es de suma importancia para la emisión oportuna de alertas.

La magnitud del momento M_{wp} , originalmente desarrollada por Tsuboi et al. (1995), se ha demostrado capaz de producir estimaciones rápidas y precisas de la magnitud de los sismos regionales y distantes, a cualquier profundidad y a distancias hasta de 100 grados. La M_{wp} se calcula a partir de las ondas P registradas sobre la componente vertical de los sismómetros de banda ancha. El cálculo incorpora también la sección de ondas P del sismograma de desplazamiento, incluyendo la contribución de pP (fase de reflexión). Se utiliza el primer pico, solo o junto al primer valle en el sismograma de desplazamiento integrado, para determinar el momento sísmico a partir de

Comentario

Los centros de alerta de tsunamis prefieren usar la magnitud del momento M_w a partir de ondas P porque se puede calcular poco tiempo después de la llegada de las primeras ondas P de un sismo.

$$M_o = \text{máx} (| p_1 |, | p_1 - p_2 |) (4\pi\rho\alpha^3r) / F^P \quad (1)$$

Donde M_o es el momento sísmico, p_1 y p_2 son los valores del primer pico y valle sobre el sismograma en desplazamiento integrado, ρ y α son la densidad y la velocidad de las ondas P a lo largo de la trayectoria de propagación ($\rho = 3,4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\alpha = 7,9 \text{ km/s}$), r es la distancia al epicentro y F^P es el patrón de radiación. El M_{wp} se calcula a partir de (1) utilizando la fórmula convencional de magnitud del momento,

$$M_w = (\log M_o - 9,1)/1,5 \quad (2)$$

Donde M_o se expresa en Newton-metros (Nm) en vez de dinas-cm (como en el ejemplo anterior) y se le suma 0,2 (para incluir el patrón de radiación, según explican Tsuboi et al.) al promedio M_w para obtener M_{wp} .

Whitmore et al. (2002) encontraron clara una tendencia al comparar la M_{wp} calculada utilizando la técnica anterior con los valores de M_w para 416 sismos derivados con los cálculos de M_w muy precisos pero lentos del proyecto CMT de

Harvard. El estudio mostró una leve tendencia a dar valores de M_{wp} más bajos en comparación con la distancia al epicentro o la profundidad al hipocentro. Sin embargo, la M_{wp} presentó un sesgo dependiente de la magnitud en comparación con la M_w del proyecto CMT. En términos generales, el valor de M_{wp} es más alto que la M_w del proyecto CMT para sismos menores a 6,8 grados de magnitud y más bajo para los temblores mayores a 6,8. Los resultados se consideraron lo suficientemente uniformes como para aplicar una corrección lineal, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$M_{wp \text{ corregida}} = (M_{wp \text{ inicial}} - 1,03)/0,843 \quad (3)$$

Cabe también observar que hay algunos problemas con la técnica de cálculo de la M_w a partir de ondas P (M_{wp}) para sismos de magnitud mayor a 8,0. No obstante, para los terremotos que superan esta magnitud, la decisión de alertar es casi automática.

Puntos importantes que recordar sobre la intensidad y magnitud de un terremoto

- La **intensidad** de un terremoto se basa en efectos observados, como el movimiento sísmico y los daños causados. La intensidad varía según la distancia al epicentro. El sistema de clasificación utilizado para medir la intensidad sísmica se conoce como escala de Mercalli modificada.
- La **magnitud** de un terremoto es una medida de la energía liberada por un terremoto. Hay muchas escalas de magnitud; aunque todas son logarítmicas, cada una emplea tipos de ondas sísmicas y constantes diferentes. Las escalas son diseñadas de forma tal que se puedan comparar fácilmente las magnitudes de los terremotos, independientemente del lugar donde ocurren.
- En sismología se prefiere utilizar el momento sísmico para estimar la magnitud de los terremotos.
- El momento sísmico se puede estimar directamente a partir del sismograma mediante métodos de procesamiento informático. Desde 1982, el proyecto **Centroid Moment Tensor** (tensor de momento sísmico) o CMT de la Universidad de Harvard calcula rutinariamente el momento de los grandes terremotos que ocurren alrededor del mundo mediante técnicas de inversión de sismogramas.
- Sin embargo, el cálculo con el método de CMT es demasiado lento para utilizarse en alertas de tsunamis.
- La magnitud del momento de banda ancha de las ondas P (M_{wp}) se puede calcular rápidamente después de la llegada de las primeras ondas P, lo cual es muy importante para la emisión oportuna de alertas de tsunamis.
- Por lo tanto, la magnitud del momento calculado a partir de las ondas P es el método preferido por los centros de alerta de tsunamis, por su rapidez y precisión.

Instrumentos utilizados para detectar la sismicidad

Existen varios tipos de instrumentos para detectar la sismicidad. En esta sección se describen los sismómetros y los aspectos que se deben considerar para una instalación apropiada, dando énfasis a los sensores de banda ancha, ya que son los preferidos para la mayoría de los sistemas de alerta de tsunamis.

Sismómetros

El sismómetro es un instrumento que mide el movimiento del suelo causado por las ondas sísmicas en un sitio específico. El movimiento del suelo producido por los terremotos abarca un cierto rango de amplitudes, desde unos pocos nanómetros (nm) hasta varios metros. La dirección del movimiento puede ser vertical (hacia arriba y hacia abajo) u horizontal (de este a oeste y de norte a sur). Debido a este espectro de posibilidades, con el tiempo se han diseñado diferentes clases de sismómetros para registrar bandas de frecuencias específicas. Además, muchos sensores se pueden configurar (o programar) para responder sólo a ciertos rangos específicos de frecuencias y amplitudes. Hay tres clases de sismómetros muy utilizados en sismología: los de período corto, los de banda ancha y los sensores de movimiento fuerte.

- Los sismómetros de **banda ancha** pueden detectar movimientos en un rango amplio de frecuencias y típicamente en un rango amplio de amplitudes (rango dinámico). Estos sensores responden a frecuencias de 0,01 a 50 hertz (Hz) o ciclos/segundo y son los que más se utilizan en los programas de alerta de tsunamis.
- Los sismómetros de **período corto** miden principalmente las señales mayores a 1 Hz. Se utilizan para medir los terremotos locales y las ondas P de los telesismos.
- Los **sensores de movimiento fuerte** están diseñados para medir las ondas sísmicas de gran amplitud y alta frecuencia típicas de los fuertes terremotos locales; estas ondas sísmicas producen el movimiento terrestre que sentimos durante un terremoto grande. En términos generales, el movimiento fuerte del suelo provoca los daños estructurales que ocurren durante un sismo. Los datos registrados durante los movimientos fuertes se utilizan para mejorar el diseño de las estructuras antisísmicas y para entender mejor las amenazas geológicas inducidas por los sismos, como la licuefacción y los deslizamientos de tierra. El rango de movimiento de interés para las aplicaciones de sensores de movimiento fuerte incluye aceleraciones desde 0,001 hasta 2 veces la fuerza de gravedad (g) y frecuencias entre 0 y 100 Hz. Los sensores de movimiento fuerte son un tipo de sismómetro que se utiliza para registrar las fuertes sacudidas típicas de los terremotos grandes (magnitudes mayores a 5,0). Estos sensores están diseñados específicamente para observar el rango de medición durante movimientos del suelo muy fuertes.

Comentario

Por lo general, los centros de alerta de tsunamis cuentan con sismómetros de **banda ancha**.

Los sensores sísmicos se pueden dividir en dos categorías básicas:

- los sismómetros inerciales, los cuales miden el movimiento de la tierra con relación a un punto de referencia inerte (una masa suspendida);
- los tensiómetros o extensómetros (medidores de tensión o extensión), los cuales miden el movimiento de un punto de la tierra con relación a otro.

Debido a que el movimiento del suelo con relación a un punto de referencia inerte es, en la mayoría de los casos, mucho mayor que el movimiento diferencial en un espacio confinado de dimensiones razonables, por lo general los sismómetros inerciales son más sensibles a las señales sísmicas. Sin embargo, los sismómetros inerciales tienen dificultad para mantener una referencia inercial cuando la frecuencia es muy baja, de modo que los tensiómetros pueden producir mejores resultados que los sismómetros inerciales para observar las oscilaciones libres de menor magnitud de la Tierra, el movimiento de las mareas o las deformaciones cuasi estáticas. Aunque los tensiómetros son conceptualmente más sencillos que los sismómetros inerciales, técnicamente son difíciles de fabricar e instalar. Esta sección sólo se concierne con los sismómetros inerciales. Para una descripción más amplia de los sismómetros inerciales y los equipos de registro y comunicación consulte el libro de Havskov y Alguacil (2002) titulado *Instrumentation in Earthquake Seismology*.

Un sismómetro inercial convierte el movimiento sísmico en señales eléctricas, pero sus propiedades no se pueden convertir mediante un factor de escala simple, como determinado voltaje de salida por cada milímetro de movimiento. La respuesta de un sismómetro a un movimiento del suelo depende no sólo de la amplitud del movimiento (su magnitud), sino también de su escala temporal (que tan repentino es). Esto se debe a que una fuerza restauradora, ya sea mecánica o electromagnética, debe actuar para mantener la masa sísmica en el mismo sitio. Cuando el movimiento del suelo es lento, el instrumento se mueve con el resto de la masa y, por consiguiente, la señal de salida que corresponde al movimiento es pequeña. Esto significa que el sistema es un filtro de paso alto para medir el desplazamiento del suelo; es decir, es un filtro que deja pasar las frecuencias altas pero atenúa las frecuencias que están por debajo de cierto nivel. Esto debe tomarse en cuenta cuando se quiere reconstruir el movimiento sísmico a partir de la señal registrada.

La elección del sitio de instalación de una estación sísmica permanente siempre implica un compromiso entre dos requisitos conflictivos: la infraestructura y un nivel de ruido sísmico bajo. El nivel de ruido depende de la situación geológica y de la proximidad a las fuentes generadoras de ruido, algunas de las cuales suelen estar asociadas con la infraestructura. Un sismómetro instalado sobre una base de roca sólida debería ser bastante insensible a los disturbios locales, mientras un instrumento ubicado sobre una capa gruesa de sedimentos poco consolidados registrará mucho ruido de fondo, aún en ausencia de fuentes identificables. Como regla general, la distancia a las fuentes potenciales de ruido, como caminos y casas habitadas, debería ser mucho mayor que el espesor de la capa de sedimentos. Si la geología del sitio

es favorable, los sismógrafos de banda ancha se pueden utilizar satisfactoriamente en ciudades grandes. En situaciones desfavorables, como, por ejemplo en cuencas sedimentarias, solamente las minas profundas y los pozos de sondeo ofrecen niveles de ruido aceptables.

Consideraciones para la instalación de una estación sismográfica típica de banda ancha

Esta sección describe algunas consideraciones importantes para la instalación de un sismómetro de banda ancha en el interior de un edificio, una caseta o una caverna (la estación sísmica). Los dos aspectos de la instalación que afectan el desempeño general del sismómetro de banda ancha en mayor medida son 1) la construcción de la plataforma del sismómetro (la base de concreto que sirve de cimiento para el instrumento) y 2) la aplicación de aislamiento térmico alrededor del sensor y de la plataforma.

Mucha de la información que explica a continuación proviene de la *Guidelines for Installing Seismic Broadband Stations*, una guía para la instalación de estaciones sísmicas de banda ancha publicada en <http://seismo.berkeley.edu/bdsn/instrumentation/guidelines.html>) y *Seismic Sensors and Their Calibration*, un sitio de Erhard Weilandt (nov. de 2002) sobre los sensores sísmicos y su calibración (<http://jclahr.com/science/psn/wielandt/>). Para información más completa, consulte el *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Academic Press, edición de W. H. Lee et al., julio de 2003.

Construcción de la plataforma del sismómetro

El primer paso para construir una plataforma para el sismómetro consiste en marcar la orientación del sensor. Aunque la mejor forma de hacerlo es con un giroscopio geodésico, en la mayoría de los casos una brújula magnética convencional es suficiente. Se debe tomar en cuenta la declinación magnética: como en el interior de un edificio las indicaciones de la brújula pueden ser incorrectas, la dirección debe medirse afuera y luego transferirse al sitio de instalación, algo que se puede hacer con un puntero láser. Cuando se desconoce o no se puede calcular la declinación magnética (como en latitudes altas o zonas volcánicas), la orientación se debe determinar con una brújula solar.

Típicamente, los sismómetros de banda ancha son sensibles a inclinaciones del orden de nanoradianes. En términos prácticos, esto equivale a la inclinación que provocaría un cabello humano colocado debajo de una esquina de un campo de fútbol nivelado. Por lo tanto, es esencial elegir un sitio adecuado sobre roca de baja porosidad. Cualquier disconformidad debajo o en el interior del cimiento producirá ruido ambiental. Los suelos de arcilla, que se expanden cuando se humedecen y los poros de aire micrométricos de la arena son capaces de producir este grado de inclinación. Si bien es cierto que a menudo los pilotes estructurales se construyen

sobre grava, arena o tierra compactada, estos materiales pueden provocar la inclinación de la plataforma sísmica y aumentar el ruido ambiental.

Puesto que la plataforma debe soportar sólo el sismómetro, cuya masa es menor de 20 kg, y tiene un volumen aproximado de un metro cúbico, su resistencia estructural y los costos son consideraciones menores. Lo más importante es que la plataforma no afecte ni la respuesta del suelo ni el sismómetro; esencialmente, debe soportar el sismómetro y mantenerlo aproximadamente a nivel. La mezcla de concreto debe ser tan homogénea como sea posible. Como los refuerzos de acero (varillas de refuerzo), la malla de alambre y la piedra de mezcla tienen coeficientes de expansión térmica diferentes, no se deben usar para construir las plataformas de sismómetro. Para asegurarse de que ningún otro tipo de concreto entre en contacto con la plataforma, se debe mantener un espacio libre de 10 cm alrededor de su perímetro. Este espacio es necesario para disminuir cualquier contacto con la plataforma que tiene el potencial de inducir una inclinación.

Aislamiento térmico del sismómetro de banda ancha

Antes de instalar el sismómetro en la plataforma, se deben pegar unas pequeñas placas de vidrio debajo de las patas del sismómetro, para mantenerlo aislado de las corrientes térmicas. Después de la instalación, el sismómetro se debe probar y, posteriormente, envolver con una capa gruesa de material aislante térmico. El tipo de material no es tan importante, aunque parece ser más efectivo utilizar capas de algún material fibroso y reflector de calor.

Comentario

Las consideraciones más importantes para instalar un sismómetro de banda ancha son:

Localización

Construcción del pilote

Aislamiento térmico

El aislante térmico apropiado no es caro, es fácil de instalar y es fundamental para el buen funcionamiento general del sismómetro. Un buen aislamiento es clave para lograr una constante térmica duradera que atenúe significativamente el efecto térmico diario.

Si aísla sólo el sismómetro dentro de una caja de espuma de 10 cm de grueso, logrará una constante de tiempo de aislamiento térmico de aproximadamente 1000 segundos, limitado en última instancia por la conducción de calor a través de la plataforma. Si también aísla toda la parte expuesta de la plataforma con una caja de espuma de 10 cm de grueso, puede lograr una mejor constante de tiempo.

Los sismómetros de banda ancha típicos disipan entre 1 y 2 vatios de calor, mientras los acelerómetros típicos disipan sólo unos pocos milivatios. Debido a su bajo nivel de disipación de energía, se pueden recubrir con un buen aislamiento térmico sin elevar excesivamente la temperatura de operación. Si se aísla el sismómetro hasta factores R altos (mayores de 80), puede volverse necesario controlar la temperatura o calcular la elevación teórica de la temperatura de la plataforma y la geometría del aislamiento para asegurar que el sismómetro no esté sujeto a temperaturas superiores a su rango normal de operación.

La sensibilidad a la temperatura de un registrador de datos con una resolución de 24 bits suele ser aproximadamente un 2 % mayor que la sensibilidad a la temperatura de un sismómetro de banda ancha, de modo que la estabilidad de temperatura no es un factor tan crítico para el registrador de datos como para el sismómetro.

Sensor y sismógrafo

Una vez que la plataforma esté lista, es preciso instalar algunos componentes electrónicos y de comunicación. Aunque cada instalación en particular incluirá sensores diferentes, los componentes básicos son generalmente los mismos.

La información de esta sección proviene principalmente del sitio <http://www.pnsn.org/SMO/INSTALL/smoinstall.html> de la red sísmica del noroeste del Pacífico, de la Universidad de Washington.

Comentario

La unidad anglosajona del factor R es: $\text{ft}^2 \cdot ^\circ\text{F} \cdot \text{h}/\text{Btu}$

La unidad SI del factor R es: $\text{K} \cdot \text{m}^2/\text{W}$

Sensor

El sensor de movimiento de tierra suele ser un servoacelerómetro de 3 componentes que se puede configurar para tener una escala de lectura completa de 4 g (g es el valor de la aceleración de la gravedad normal al nivel del mar). El digitalizador se encuentra en la caja del sensor. La fuente de poder y el hardware de comunicaciones por internet están en una caja aparte. El sensor se debe atornillar a un piso de concreto nivelado o instalarse afuera, en una caseta pequeña.

Como las señales óptimas son aquellas que no se ven afectadas por la respuesta de las estructuras, el sitio ideal para el sensor es alejado de los edificios o en un edificio de 1 ó 2 pisos con una planta física menor a 550 metros cuadrados. El sensor debe localizarse en un sótano o en el piso más bajo del edificio.

Una consideración adicional es el ruido: la unidad se debe instalar lejos de las fuentes de vibración existentes o potenciales y no debe estar cerca de aparatos tales como motores, ventiladores, compresores o generadores. La vibración natural, como el ruido que produce el viento, puede también llegar a ser un problema. La unidad tampoco se debe colocar cerca de árboles altos o mástiles. La instalación ideal en el interior de un edificio es en una habitación sin objetos sueltos (sillas o escritorios) que puedan moverse durante un sismo y contaminar el registro del movimiento.

Digitalizador

El sismógrafo digitaliza la señal analógica producida por el acelerómetro y envía paquetes lógicos de datos a través de un puerto RS-232. Un cable serial de bajo voltaje conecta el digitalizador al hardware de comunicaciones y un servidor que funciona como terminal, ambos dentro de la caja de la fuente de poder.

El sensor y el digitalizador tienen dos conexiones externas:

- a un receptor del sistema de posicionamiento global (GPS)
- a datos seriales

La fuente de poder se debe instalar en el interior de un edificio, cerca de las conexiones a internet, incluso si el sensor se instala afuera, en una caseta. Los cables que van a la caseta se deben enterrar dentro de una tubería rígida.

Componentes técnicos necesarios

Antena GPS

- Se monta afuera, a menudo en una pared exterior cerca del borde del techo;
- el cable se debe dirigir de la antena al sismómetro;
- el cable no debe medir más de 20 m de largo.

Sensor y sismógrafo

- Deben instalarse en una caseta externa, o bien
- montarse en el interior de un edificio; deben estar:
 - atornillados a un piso de concreto nivelado,
 - instalados en el sótano o en el primer piso de un edificio de 1 ó 2 pisos,
 - en un área sísmicamente silenciosa (lejos de motores, ventiladores, bombas, etc.).

Interfaz a internet

- Las direcciones del protocolo de internet (IP) se deben asignar antes de la instalación.
- Conexión RJ-45 a ethernet tipo 10Base-T
- Corriente alterna

Adquisición de datos

- Acceso a dirección IP y número de puerto específicos a través de cortafuegos (*firewall*);
- Equipos informáticos dedicados exclusivamente a la adquisición de datos sísmicos con un alto nivel de seguridad

Puntos importantes que recordar acerca de los instrumentos sísmicos

- Hay dos clases de sismómetros: sensores inerciales y tensiómetros. Los programas de alerta de tsunamis utilizan sensores inerciales.
- Hay tres tipos básicos de sismómetros inerciales: con sensor de período corto, sensor de movimiento fuerte y sensor de banda ancha. Los programas de alerta de tsunamis utilizan sismómetros de banda ancha, porque estos instrumentos pueden detectar un amplio rango de frecuencias y amplitudes (rango dinámico).

- Las tres consideraciones más importantes para la instalación de un sismómetro son:
 - Ubicación lejos de ambientes con fuentes de agitación, incluso el océano.
 - Situación de la plataforma del sismómetro en un sustrato de roca sólida, hasta donde sea posible.
 - Aislamiento térmico para proteger los instrumentos de fluctuaciones grandes de temperatura ambiente.

Requisitos de red sísmica y procesamiento en centros de alerta de tsunamis que necesitan un tiempo de respuesta de 5 minutos

Para calcular magnitudes de momento precisas, los NTWC y los RTWP deben contar con datos sísmicos digitales confiables, de frecuencia ancha, nivel de ruido bajo y rango dinámico alto, en tiempo real. La rapidez de recepción de los datos es esencial para emitir un boletín inicial dentro de los 5 minutos de haber ocurrido un terremoto. Esto es particularmente importante para los centros con fuentes de tsunami locales. Los requisitos de densidad de la red sísmica y de tiempo se describen a continuación:

- 12 sismómetros distribuidos regularmente en una zona dentro de 900 km (la distancia que se propagan las ondas P en 2 minutos) de todas las fuentes sísmicas costeras.
- Suponer que sólo se podrá contar con un 80 % de los datos (9 a 10 sitios en funcionamiento al mismo tiempo).
- Hasta 30 segundos de latencia de datos.
- Las condiciones anteriores darán 9 ó 10 observaciones de ondas P dentro de los dos minutos y medio después del terremoto (hora 0). Dado un sistema de procesamiento adecuado, éste es el momento en que se puede generar la ubicación correcta del hipocentro.
- En otro 60 segundos se registran las ondas P, lo cual provee los datos para calcular la magnitud de momento.
- La magnitud de momento y el hipocentro estarán disponibles en 3,5 minutos después de la hora 0.
- 30 segundos para una evaluación por parte de un(a) analista profesional experimentado(a).
- 60 segundos para redactar y enviar el boletín.

Comentario

Se debe anticipar que cerca de un **20 %** de los instrumentos de medición estarán fuera de servicio en cualquier momento.

El procedimiento anterior se logra en 5 minutos a partir de la hora 0.

Para que la red sísmica produzca datos de calidad se deben cumplir estos requisitos:

- Datos sísmicos digitales de banda ancha para el procesamiento de datos.
- Sismómetros con velocidades de respuesta planas entre 0,1 y 130 segundos, para obtener resultados de magnitud precisos.
- La red sísmica no debe depender de una red externa para todas las transmisiones de datos.
- La red debe mantenerse en funcionamiento por lo menos el 80 % del tiempo.
- En todo momento debe haber por lo menos 8 estaciones en funcionamiento en cualquier radio de 900 km.
- La latencia de los datos sísmicos no debe exceder los 30 segundos.

Se debe contar con las siguientes capacidades de procesamiento de datos sísmicos:

- Procesamiento de datos sísmicos para generar tiempos de llegada de ondas P y parámetros de magnitudes apropiados.
- Disparo de alarmas basadas en el registro de sacudidas fuertes en una o dos estaciones.
- Generación inmediata de la localidad del hipocentro, dado un número suficiente de llegadas de ondas P (5 a 7).
- Apoyo a una interfaz gráfica que permita analizar y modificar los datos en tiempo real y permitir en forma interactiva el cambio de posición de los eventos.
- Cálculo de la magnitud de momento 60 segundos después de la llegada de las ondas P a una estación dada.
- Interacción directa con el software de generación de productos para preparar boletines con un mínimo de intervención humana.
- El sistema de procesamiento de datos sísmicos Earthworm del USGS se debe utilizar como base estructural de procesamiento por su capacidad de interoperabilidad entre centros de alerta de tsunamis, la disponibilidad del código fuente y la facilidad con que permite intercambiar módulos y procesos.

Redundancia de los datos

Redes de observación

El proceso de localización del hipocentro de un terremoto ha avanzado considerablemente desde los días en que se dibujaban arcos sobre un globo o mapa para identificar el epicentro en un punto de intersección. Hoy en día dependemos de sofisticados programas informáticos que ejecutan para localizar los terremotos. Conociendo la posición de las estaciones sismográficas y el tiempo que tardan en llegar las ondas sísmicas, se puede calcular el punto (hipocentro) y el momento de origen de dichas ondas.

La precisión y el grado de certidumbre con que un software es capaz de determinar el hipocentro de un terremoto depende de muchos factores. El número de estaciones

sismográficas que registran el evento y su distribución alrededor del evento son factores críticos para localizar el hipocentro con precisión. Esto significa que la posición de un terremoto que ocurre dentro del área cubierta por una red de observación se puede determinar con más precisión que en el caso de un sismo que ocurre fuera y lejos de una red de este tipo. Además, la configuración de las estaciones sismográficas operativas cambia conforme la red crece, cuando se traslada una estación a otro lugar y si una estación queda temporalmente fuera de servicio.

Según las estadísticas de los centros de alerta de tsunamis del Pacífico (PTWC) y de la Costa Oeste/Alaska (WC/ATWC), en promedio entre el 10 y el 25 por ciento de las estaciones de la red sísmica mundial (GSN) se hallan fuera de servicio en cualquier momento dado. Por esta razón, **los NTWC y RTWP no deben depender de una sola red sísmica en una región crítica y deben esforzarse por mantener redundancia en sus sistemas.**

Todas las redes, ya sea locales o mundiales, deben procurar tener múltiples vías de comunicación para interrogar estaciones sismográficas individuales y transmitir datos en tiempo real. Para aquellas redes que utilizan internet o un satélite como método principal de transmisión de datos, cabe considerar la posibilidad de instalar una línea telefónica de respaldo sólo si no existe otra alternativa como, por ejemplo, circuitos dedicados, un segundo proveedor de servicios de internet, etc.

Es también recomendable diseñar la red teniendo en mente que por lo general un 20 por ciento de las estaciones estarán fuera de servicio; es decir, es preciso diseñar redes lo suficientemente densas como para que sean efectivas aún cuando la quinta parte de los instrumentos de medición que las integran estén fuera de servicio.

Plataformas de observación

Aunque normalmente la redundancia total de cada sismómetro individual no es una posibilidad práctica desde un punto de vista presupuestario, debe darse seria consideración a la redundancia y a métodos alternativos de comunicación para interrogación de datos. Siempre que sea posible, es muy recomendable que en las estaciones de observación exista alguna forma de respaldo de energía eléctrica.

Puntos importantes que recordar sobre los requisitos de las redes sísmicas

- El sistema de procesamiento de datos sísmicos Earthworm del USGS se debe utilizar como base estructural de procesamiento por su capacidad de interoperabilidad entre centros de alerta de tsunamis, la disponibilidad del código fuente y la facilidad con que permite intercambiar módulos y procesos.
- En todo momento debe haber por lo menos 8 estaciones en funcionamiento en cualquier radio de 900 km.
- Los centros deben anticipar que cerca de un 20 % de los instrumentos de medición estarán fuera de servicio en cualquier momento.

- Los centros de alerta deben tener acceso a múltiples redes por medio de múltiples vías de comunicación para asegurar que ningún evento sísmico pase inadvertido.
- Los sismómetros deben tener velocidades de respuesta planas entre 0,1 y 130 segundos, para obtener resultados de magnitud precisos.

Datos de nivel del mar necesarios para la detección de tsunamis

Independientemente de que ocurra en el océano o en otro cuerpo de agua, un tsunami es un tren de olas generado por el desplazamiento vertical de la columna de agua. Los tsunamis pueden ser engendrados por terremotos, deslizamientos, erupciones volcánicas, explosiones y hasta el impacto de meteoritos. Cuando invaden el litoral, las olas de un tsunami pueden causar enorme destrucción y pérdida de vida.

Dependiendo del mecanismo de generación, los tsunamis pueden tener longitudes de onda de más de 100 km y períodos que van desde minutos hasta más de una hora. Debido a su gran longitud de onda respecto de la profundidad del agua, los tsunamis se comportan como olas en aguas someras y se propagan a una velocidad igual a la raíz cuadrada del producto de la aceleración de la gravedad (9,8 metros por segundo al cuadrado) y la profundidad del agua. A una profundidad típica del océano de 4.000 metros, un tsunami viaja a aproximadamente 200 metros por segundo, o sea, a más de 700 km por hora.

Debido a que la tasa de pérdida de energía de una onda está inversamente relacionada con su longitud de onda, los tsunamis no sólo se propagan a alta velocidad, sino que también viajan grandes distancias sin perder energía. En alta mar, los tsunamis miden apenas un metro de altura, pero cuando llegan a la costa, su amplitud es considerablemente mayor y pueden alcanzar los diez metros de altura (hasta 30 m, en casos extremos). En ciertas áreas, la refracción de la ola causada por los segmentos de la ola que se mueven a diferentes velocidades en combinación con el cambio en la profundidad del agua puede producir amplificaciones extremas.

La capacidad de alertar una población vulnerable de la proximidad de un tsunami depende de una variedad de mediciones provenientes, al inicio, de los datos de la red sísmica, pero luego también de una red de estaciones mareográficas que siguen el movimiento de la ola y permiten pronosticar su hora de llegada a una costa distante. La transmisión de datos en tiempo real y sin retrasos significativos es esencial, dada la alta velocidad a la que se propagan las olas y el tiempo que se necesita en el centro de alerta de tsunamis para poner en práctica los procedimientos de toma de decisiones y mitigación antes de emitir la alerta a las autoridades pertinentes.

Los NTWC y RTWP pueden consultar las numerosas redes internacionales de observación del nivel del mar que generan datos esenciales en tiempo real. Muchas de estas redes son coordinadas por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental

(COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO).

La red más amplia y notable es la del Sistema Mundial de Observación del Nivel del Mar (*Global Sea Level Observing System*, GLOSS), conducida bajo los auspicios de la Comisión Técnica Mixta sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y la COI.

Sin embargo, en algunos casos, estas redes internacionales no satisfacen los requisitos de los centros de alerta de tsunamis para detección y alerta rápida de **eventos de tsunami locales**. Por ejemplo, es posible que los NTWC requieran un mayor número de mareógrafos que los RTWP, tanto para poder detectar y evaluar más rápidamente los tsunamis locales, así como para observar con mayor precisión el posible impacto de los tsunamis distantes en sus costas. En estos casos, es posible que el centro necesite instalar y mantener instrumentos de medición para suplir las redes internacionales disponibles.

Comentario

Los **tsunamis locales** son causados por terremotos que ocurren cerca de la costa, donde hay muy poco tiempo para reaccionar.

- Los centros de alerta de tsunamis deben esforzarse por utilizar instrumentos que satisfacen los requisitos y las recomendaciones internacionales, ya que los datos generados serán útiles para otros NTWC y RTWP, para trabajo de investigación y para otros grupos de usuarios.
- Los datos de la red local deben estar fácilmente disponibles para todos los interesados, tanto en tiempo real como en forma de datos históricos, que constituyen un recurso importante para mejorar y refinar los modelos.

Hay dos tipos básicos de mareógrafos: mareógrafos costeros y boyas de alta mar. Los mareógrafos suelen instalarse en la interfase tierra-mar, normalmente en lugares medianamente protegidos de las fuertes marejadas que a veces traen los temporales. Aunque los primeros mareógrafos que detectan las olas de tsunami no permiten alertar con suficiente anticipación a la población cerca de su posición, sí pueden brindar una indicación de la existencia de un tsunami, su velocidad y su intensidad aproximada a los residentes de las costas que las olas aún no han alcanzado.

Los sistemas de boyas de alta mar equipadas con sensores de presión en el fondo marino son una tecnología confiable que permite alertar con anticipación a las áreas costeras que serán las primeras en sentir el impacto de un teletsunami, antes de que las olas las alcancen, y las estaciones mareográficas cercanas. Debido a que la batimetría local no modifica las olas de tsunami en alta mar, las boyas dan un mejor pronóstico de la fuerza del tsunami que los mareógrafos distantes.

Puntos importantes que recordar sobre los datos de nivel del mar

- Los datos de nivel del mar se necesitan para ajustar y cancelar las alertas, tanto en forma de valores observados para verificación en tiempo real como en forma de entradas para los modelos conforme se desarrolla un evento.
- Los datos de nivel del mar provienen de los mareógrafos y las boyas DART en el océano abierto.
- Los centros de alerta de tsunamis pueden consultar las redes mareográficas internacionales para obtener datos de nivel del mar. En algunos casos, dichas redes no satisfacen los requisitos de los centros de alerta de tsunamis para detección y alerta rápida de **eventos de tsunami locales**. En estos casos, es posible que el centro necesite instalar y mantener instrumentos de medición para suplir las redes internacionales disponibles.
- Para asegurar el éxito de un programa de alerta de tsunamis, es esencial la recolección de datos en tiempo real por medio de canales de comunicación sólidos y confiables.

Causas de las variaciones en el nivel del mar y detección de la señal de la ola de tsunami

La medición del nivel del mar es una tarea multifacética que requiere gran pericia técnica y mucha experiencia. Los datos se deben calibrar, revisar y evaluar con cuidado. Las mediciones deben estar vinculadas a puntos de referencia locales que a su vez deben estar integrados a la red nacional de nivelación del país y la red mundial mediante técnicas geodésicas modernas. Los datos conservados se deben archivar, documentar y proteger para que se puedan utilizar en investigaciones futuras. Los datos de nivel del mar que se administran de esta forma son un recurso valioso para realizar una amplia gama de estudios que van desde el perfeccionamiento de los modelos de tsunamis hasta el seguimiento del impacto del cambio climático global.

Las variaciones del nivel del mar son producto de la combinación de factores físicos que normalmente se pueden distinguir por su período. Los siguientes son algunos de los factores que afectan el nivel del mar:

- ondas de gravedad superficiales, con períodos de 1 a 20 segundos
- seiches y tsunamis, con períodos desde minutos hasta más de una hora
- cambios de mareas de aproximadamente 12 y 24 horas
- fenómenos meteorológicos de varios días de duración
- variabilidad interanual y decenal
- tendencias del nivel del mar a largo plazo causadas por efectos geológicos y climatológicos

Las magnitudes de estas componentes varían enormemente:

- las ondas de gravedad superficiales pueden tener amplitudes de hasta 30 metros;
- los tsunamis tienden a medir menos de 1 metro de altura en el océano profundo, pero pueden alcanzar varios metros cerca de la costa;
- las mareas son relativamente pequeñas en alta mar, pero pueden alcanzar hasta 10 metros cerca de la costa;
- las marejadas de tormenta pueden ser del orden de algunos metros en mares someros.

Como indica la UNESCO en Manuales y Guías N° 14, Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar de la COI, Volumen IV actualizado en 2006, cualquier medida instantánea del nivel del mar dentro de una serie se puede considerar como la suma de tres partes componentes:

$$\text{nivel del mar observado} = \text{nivel medio del mar} + \text{marea} + \text{residuos meteorológicos}$$

Cada una de estas componentes es controlada por procesos físicos distintos y esencialmente las variaciones de cada componente individual son independientes de las variaciones de las demás partes. Aunque estas componentes se pueden definir de muchas formas, éste es un conjunto de definiciones aceptables:

- Las **mareas** son los movimientos periódicos de los mares, con amplitudes coherentes y relaciones de fase con alguna fuerza geofísica periódica.
 - El forzamiento dominante es la variación del campo gravitacional que ejercen sobre la superficie terrestre los movimientos regulares de los sistemas Tierra–Luna y Tierra–Sol, los cuales causan las **mareas gravitacionales**.
 - Hay también mareas menores provocadas por variaciones periódicas de la presión atmosférica y por vientos marinos y terrestres, y éstas se conocen como **mareas meteorológicas**.
- Los **residuos meteorológicos** son las componentes no mareales que quedan después de haber eliminado las mareas por medio de análisis. Al igual que las variaciones meteorológicas, estas componentes residuales son irregulares.
 - Aunque a veces se utiliza el término **marejada residual**, es más común el término **marejada** para describir un evento particular que genera un fuerte componente no mareal.
- El **nivel medio del mar (nmm)** es el nivel promedio del mar que normalmente se calcula con valores obtenidos cada hora durante un período mínimo de un año; para fines geodésicos, el nivel medio del mar se calcula con los datos de varios años. La frecuencia con que ocurren los diferentes niveles horarios observados durante un período largo tiene un patrón observable. Donde dominan las mareas semidiurnas, los niveles más frecuentes ocurren cerca del nivel medio de las pleamares y de las bajamares de cuadratura (nivel medio alto y bajo de la marea muerta). La figura 3-12 muestra algunos ejemplos de mareas características en algunas localidades.

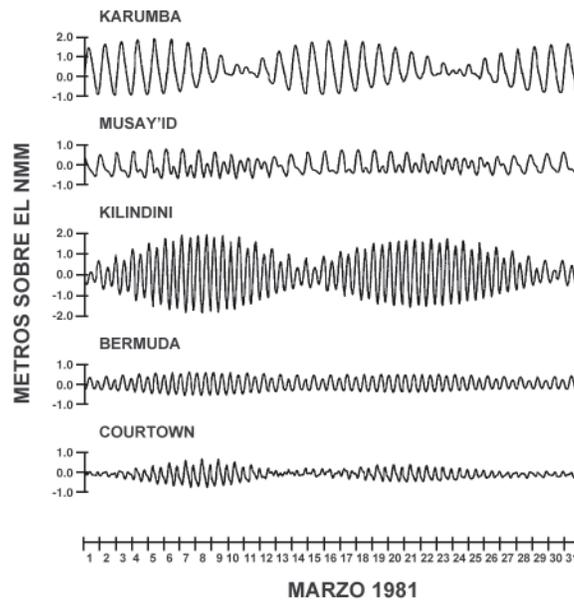


Figura 3-12. Mareas características registradas en cinco estaciones que muestran diferentes regímenes.

Fuente: *Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar* de UNESCO, vol. 1, *Procedimientos básicos*, 1985)

La figura 3-12 muestra cinco patrones de marea diferentes, característicos de distintos lugares: diurna en Karumba, Australia; mixta en Musay'id, en el Golfo Pérsico; semidiurna con fuerte modulación de marea viva-muerta en Kilindini, en el Océano Índico; semidiurna afectada por factores meteorológicos en Bermuda, en el Océano Atlántico Norte; y distorsiones en aguas someras en Courtown, en el Mar de Irlanda.

Las mareas se calculan a partir de las ecuaciones hidrodinámicas para un océano autogravitante sobre una Tierra elástica en rotación. La fuerza dominante es el pequeño cambio en la gravedad producido por los movimientos de la Luna y el Sol respecto de la Tierra. Las pequeñas variaciones en la gravedad surgen a partir de dos mecanismos relacionados con el movimiento orbital de la Luna en torno a la Tierra:

- La Luna y la Tierra giran alrededor del centro de masa del sistema Tierra-Luna. Esto produce un aumento de la aceleración centrípeta en la superficie de la Tierra que aleja el agua de su centro de masa, impulsándola hacia el lado de la Tierra opuesto a la luna (punto C en la figura 3-13).
- Al mismo tiempo, la atracción gravitacional mutua entre la Tierra y la Luna causa la atracción del agua hacia la Luna (punto A en la figura 3-13).

Si la Tierra fuera un planeta ideal sin continentes, es decir, cubierto enteramente de aguas oceánicas muy profundas, los dos procesos que acabamos de describir generarían un abultamiento del agua en ambos lados de la Tierra uno en el lado de la Luna y otro en el lado opuesto (figura 3-13; la figura supone un océano de profundidad uniforme, con una fricción insignificante entre el océano y el planeta subyacente).

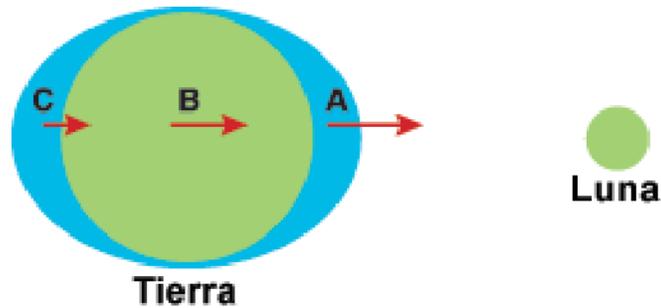


Figura 3-13. Modelo de atracción gravitacional en un planeta completamente cubierto de océano.

Fuente: sitio de la Universidad de Tennessee, <http://csep10.phys.utk.edu/astr161/lect/time/tides.html>

La situación real es considerablemente más complicada, debido a los siguientes factores:

- La Tierra y la Luna no son estáticas, como se representan en la figura 3-13, sino que orbitan alrededor del centro de masa del sistema.
- La Tierra no está completamente cubierta de océano, la profundidad de los océanos varía y hay una fricción considerable entre los océanos y la Tierra.

Una complicación adicional para un modelo realista de los efectos de la gravedad sobre las mareas es que no son sólo producto de la Luna, sino que otros objetos del sistema solar también ejercen su influencia sobre ellas. Si bien es cierto que la mayoría de estas fuerzas gravitacionales sobre la Tierra son insignificantes, la fuerza gravitacional diferencial del Sol sí afecta en cierta medida nuestras mareas. El efecto que el Sol ejerce sobre las mareas de la Tierra es menos de la mitad que el de la Luna.

Los océanos experimentan mareas particularmente fuertes cuando el Sol y la Luna se alinean con la Tierra en las fases de luna nueva y luna llena, lo cual produce las llamadas *mareas vivas*. El grado de aumento de las mareas es casi igual cuando los dos cuerpos celestes se alinean en lados opuestos de la Tierra (luna llena) o sobre un mismo lado (luna nueva). En cambio, cuando la Luna está en su fase de cuarto creciente o cuarto menguante (la Luna está en ángulo recto respecto de la línea Tierra-Sol), el Sol y la Luna interfieren entre sí y producen abultamientos mareales y mareas generalmente más débiles; éstas son las *mareas muertas*. La figura 3-14 ilustra las mareas vivas y muertas.

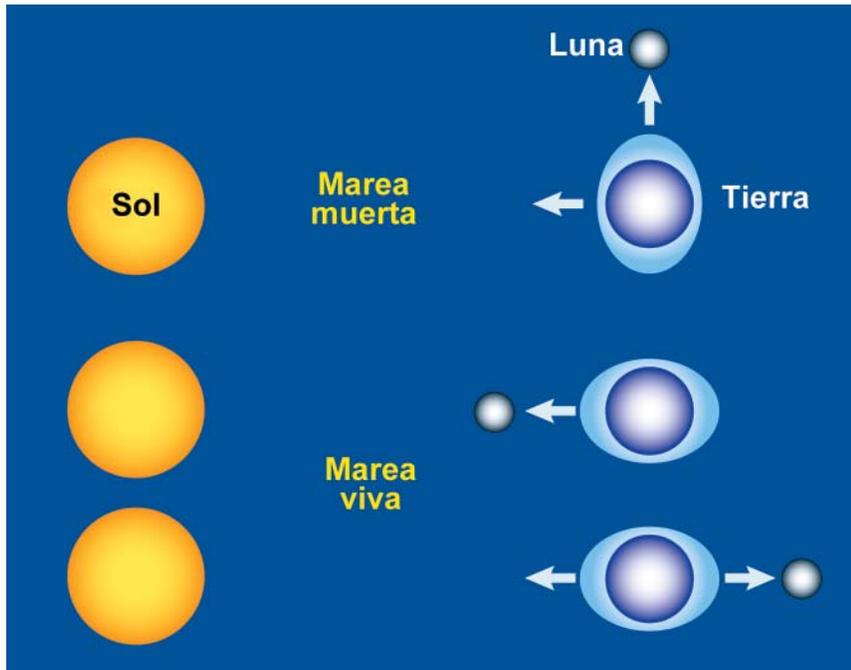


Figura 3-14. Interacción entre el Sol y la Luna en la producción de las mareas.

Fuente: sitio de la Universidad de Tennessee, <http://csep10.phys.utk.edu/astr161/lect/time/tides.html>

Un tsunami crea un cuarto componente que normalmente no figura en el nivel observado del mar. Como se nota en la figura 3-15 la huella de las olas de tsunami se distingue claramente en el trazado de un mareógrafo.

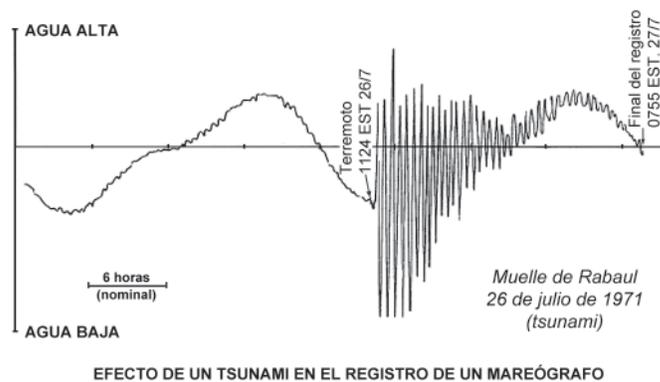


Figura 3-15. Señal de un tsunami.

Fuente: *Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar*, UNESCO Vol. 4, 2006)

Puntos importantes que recordar sobre las causas de las variaciones del nivel del mar

- Las variaciones del nivel del mar son producto de la combinación de factores físicos que normalmente se pueden distinguir por su período. Los siguientes son algunos de los factores que influyen en el nivel del mar:
 - ondas de gravedad superficiales, con períodos de 1 a 20 segundos
 - seiches y tsunamis con períodos desde minutos hasta más de una hora
 - cambios de mareas de aproximadamente 12 y 24 horas
 - fenómenos meteorológicos de varios días de duración
 - variabilidad interanual y decenal
 - tendencias del nivel del mar a largo plazo causadas por efectos geológicos y climatológicos
- Un tsunami crea un cuarto componente que normalmente no figura en el nivel observado del mar. Afortunadamente, la huella de las olas de tsunami se distingue claramente en el trazado del mareógrafo.

Uso de mareógrafos para medir cambios en el nivel del mar

Los cuatro tipos básicos de mareógrafos empleados para medir los cambios en el nivel del mar se describen en detalle en una publicación de la UNESCO actualizada en 2006: Manuales y Guías N° 14, Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental, Volumen IV. Esta sección constituye un resumen de dicha publicación.

Existen también instrumentos de medición directa basados en varas de resistencia o capacitancia, pero su uso es mucho menos común porque son menos robustos en climas rigurosos. Ciertos avances tecnológicos recientes, como los métodos de reflexión del GPS, han permitido concebir otras formas de medir el nivel del mar, algunas de las cuales se están utilizando en ciertas áreas.

La mayoría de los sistemas para medir el nivel del mar ofrecen una precisión aproximada de 1 cm, cuando se les presta suficiente cuidado y atención. Si bien este grado de precisión es adecuado para las mediciones de la mayoría de los procesos hidrodinámicos, no es lo suficientemente exacto como para medir en forma adecuada el nivel del mar, que además depende de la estabilidad a largo plazo del sistema de medición. Afortunadamente, un alto nivel de precisión no es una prioridad para los sistemas de alerta de tsunamis, ya que lo más importante es el **cambio** que ocurre en el nivel del agua conforme llegan las ondas del tsunami.

Comentario

GLOSS es un programa internacional organizado bajo los auspicios de la Comisión Técnica Mixta sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI).

Varias limitaciones prácticas pueden formar parte del proceso de elección de un instrumento para una aplicación en particular, como las siguientes:

- costo
- grado de dificultad de instalación
- facilidad de mantenimiento y reparación
- disponibilidad de centros o servicios de soporte técnico

No es recomendable instalar un instrumento electrónico muy complejo con un sofisticado programa de control sin disponer del personal de apoyo técnico capacitado para mantenerlo en funcionamiento. Otra consideración importante al escoger un instrumento es su idoneidad para el sitio donde se instalará.

Tradicionalmente, las estaciones mareográficas permanentes en todo el mundo se han dedicado principalmente a tareas de medición de las mareas y el nivel medio del mar; éste ha sido, por ejemplo, el objetivo principal del Sistema Mundial de Observación del Nivel del Mar (GLOSS). Debido a este enfoque, no sólo se han filtrado los datos registrados por medio de procedimientos mecánicos y matemáticos para eliminar las olas producidas por el viento, sino que no se ha considerado importante ninguna otra oscilación que ocurra aparte de las olas de viento y las mareas (p. ej., seiches, tsunamis, etc.); de hecho, como el tiempo de muestreo convencional es superior a 5 ó 6 minutos, estos fenómenos no se vigilan adecuadamente. Si en el futuro vamos a incluir esta parte del espectro de oscilaciones, será necesario considerar este aspecto al escoger un instrumento nuevo y al diseñar las estaciones mareográficas.

Los grupos tales como el Servicio Permanente del Nivel Medio del Mar (*Permanent Service for Mean Sea Level*, PSMSL) y el Comité Técnico de GLOSS pueden dar asesoramiento sobre el diseño y la instalación de mareógrafos. Una consideración importante es la instalación correcta y el conocimiento absoluto por parte del personal técnico de mantenimiento de los problemas que cualquier sensor en particular puede presentar y cómo evitarlos mediante un uso adecuado.

Mareógrafo de flotador

El mareógrafo de flotador es probablemente el sistema de registro del nivel del mar más común del mundo. Si bien en el pasado este tipo de mareógrafo formaba parte de prácticamente todas las instalaciones portuarias y constituyó la principal tecnología empleada para obtener registros del nivel del mar, hoy en día la instalación de este tipo de mareógrafo es menos frecuente, porque el pozo o tubo utilizado para reducir los movimientos inducidos por el viento y otros efectos ajenos a las mareas implica un alto costo de ingeniería, de modo que a menudo se están sustituyendo por otras tecnologías que se describen más adelante en esta sección. Además, en algunos casos no es posible realizar la instalación de un pozo, como sucede cuando se quiere instalar el sistema sobre una plataforma de abrasión.

El pozo o tubo cumple la función de filtrar o amortiguar la actividad de las olas, para que las mareas y los procesos de período más largo se puedan registrar con

mayor precisión. En términos generales, los movimientos del flotador en el pozo se transmiten por medio de poleas a una pluma que traza las variaciones en papel o, en sistemas más modernos, a un codificador de eje que digitaliza automáticamente las lecturas de altura del nivel del mar. Es común aprovechar el pozo para instalar otros tipos de instrumentos, como un sensor de presión. El pozo es un tubo vertical de concreto, acero recubierto o plástico de aproximadamente de 1 m de diámetro con un orificio o (con menor frecuencia) un tubo que comunica con el mar. La relación entre el diámetro del orificio (o la longitud y el diámetro del tubo) y el diámetro del pozo crea un sistema con las características de un “filtro mecánico de paso bajo” (Noye 1974a, b y c). Debe tenerse cierto cuidado al tratar de medir procesos tales como las olas de tsunami, ya que la respuesta en frecuencia no es absoluta para períodos menores o iguales a 4 horas. El pozo, que en ciertos casos no se puede modificar fácilmente, provoca la atenuación de la amplitud y el retraso de fase de las ondas de período corto, que dependen fundamentalmente del diseño del sistema. La figura 3-16 muestra en forma esquemática un mareógrafo de flotador con pozo de estabilización.

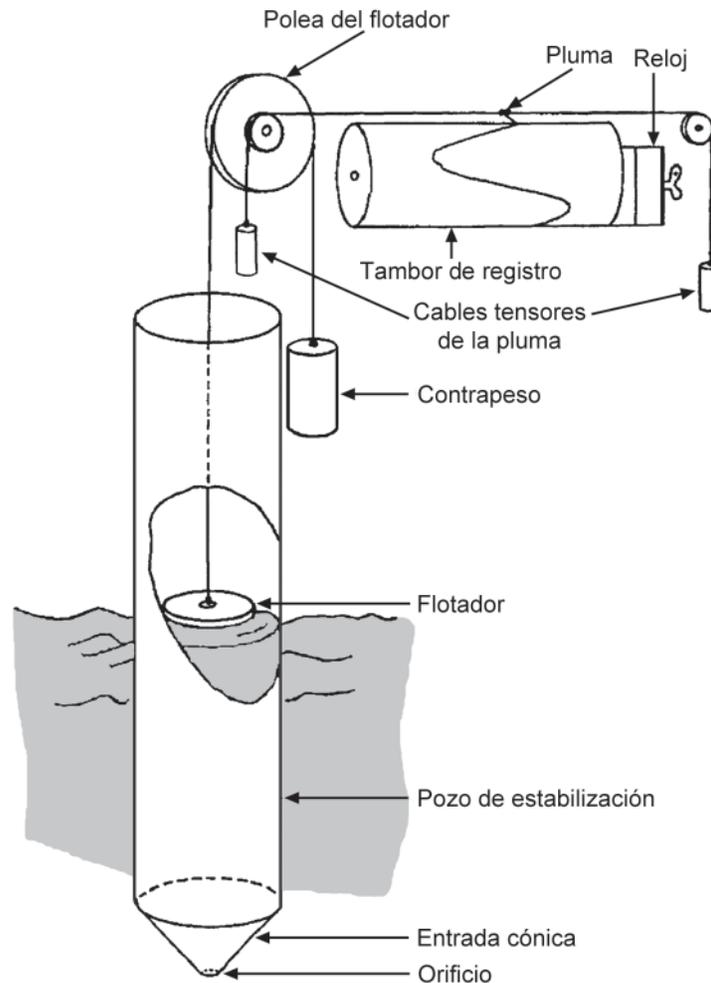


Figura 3-16. Mareógrafo básico de flotador y pozo.

Fuente: *Manual de Medición e Interpretación de la COI Vol. 4, 2006*

En esta figura la polea del flotador mueve la pluma que registra los datos, pero esta misma polea puede accionar un codificador de eje o un potenciómetro, cuya señal se puede registrar en un sistema local de almacenamiento de datos o bien transmitir por medio de un sistema de telemetría. La base del pozo ilustrado en el diagrama es cónica y tiene un orificio de entrada en el extremo que permite la entrada del agua y a la vez funciona como mecanismo autolimpiante (configuración más común). Hay muchas otras configuraciones aceptables para la entrada y aunque el orificio en el cono restringe el flujo de entrada en relación con el flujo de salida, esto no parece producir un efecto significativo en los registros, aún cuando hay olas.

Sistemas de presión

El uso de instrumentos que miden la presión bajo la superficie del agua en lugar de medir el nivel del mar en forma directa se ha vuelto más común. A pesar de que para convertir un registro de presión en un registro de nivel del mar es necesario conocer la densidad del agua de mar y la aceleración de la gravedad, estos instrumentos brindan muchas ventajas para registrar el nivel del mar. Los tipos más comunes son los mareógrafos neumáticos de burbuja y los sensores de presión, que se instalan directamente en el mar. Los dos tipos tienen muchos aspectos en común y la elección del tipo más apropiado se basa en consideraciones prácticas del sitio propuesto.

Los **mareógrafos neumáticos de burbuja** se han usado satisfactoriamente en todo el mundo durante décadas para medir las mareas. Este tipo de instrumento reemplazó muchos de los mareógrafos de flotador que se utilizaban para medir el nivel del mar en los puertos de varios países, como Estados Unidos e Inglaterra, aunque en EE.UU. a su vez han sido suplantados por instrumentos acústicos. La figura 3-17 ilustra un sistema de burbuja básico.

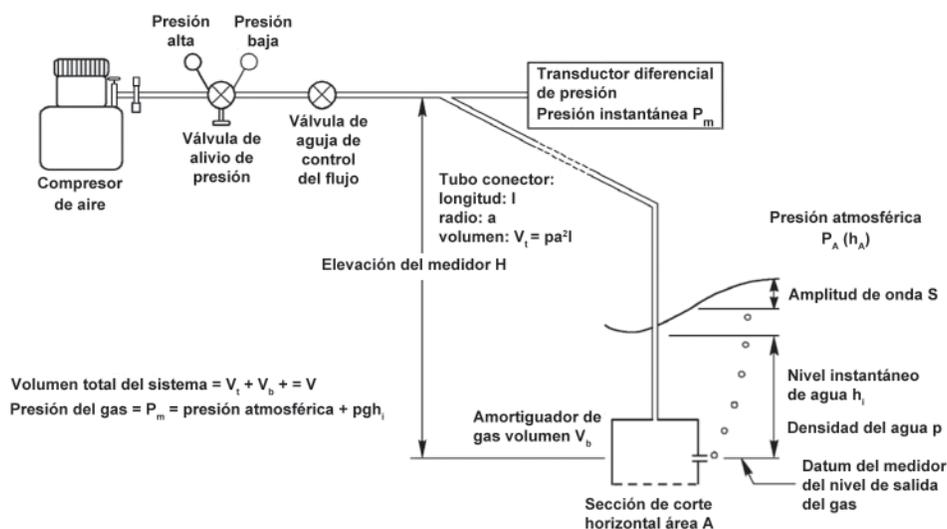


Figura 3-17. Componentes de un sistema de burbuja.
Fuente: *Manual de Medición e Interpretación de la COI*, Vol. 4, 2006

El aire se hace pasar a un ritmo regulado por un tubo de diámetro pequeño hasta un punto de presión fijo a un nivel debajo del agua inferior a la marea más baja esperada. Ese punto de presión suele ser un cilindro vertical corto cerrado la parte superior y abierto en la base. A media altura del cilindro se le practica un pequeño orificio por el que se introduce el aire a ritmo regulado, que pasa por un tubo que va a la cara superior.

A medida que el aire del tubo pasa por el punto de presión, se comprime y empuja el agua abajo hacia la cámara hasta que llega al nivel del orificio de purga y sale por el orificio en forma de burbujas que vuelven a la superficie. Siempre y cuando la velocidad de circulación del aire sea baja y el tubo de suministro de aire no sea excesivamente largo, la presión del aire del sistema será igual a la presión ejercida por la profundidad del agua por encima del orificio de purga más la presión atmosférica. Un instrumento de registro de la presión conectado al extremo de tierra firme del tubo de suministro de aire registrará los cambios del nivel del agua como cambios de presión de acuerdo con la ley siguiente:

$$h = (p-p_a)/(\rho g)$$

donde h = altura del nivel del mar por encima del orificio de purga

p = presión medida

p_a = presión atmosférica

ρ = densidad del agua de mar

g = constante de gravitación

La mayoría de los instrumentos neumáticos utilizan un sensor de presión como parte del equipo de registro para observar los cambios de presión y, por tanto, los cambios en el nivel del mar. Es común utilizar un sensor diferencial, es decir, construido de manera tal que la presión del sistema se contraponga a la presión atmosférica. De allí que la presión resultante registrada por el sensor sea $(p-p_a)$, de donde resulta que la presión medida es directamente proporcional a la altura del nivel del mar. Es importante conocer la densidad del agua (ρ), que normalmente se obtiene por medio de muestreos directos. Cuando el agua está bien mezclada, se puede considerar constante, pero en estuarios, la densidad del agua puede cambiar según la estación o los ciclos de marea, de modo que habrá que introducir correcciones de densidad al procesar los datos. Hay varios otros efectos que alteran la medida de la presión y se deben tener en cuenta, como el efecto “estático”, que es una función de la altura del mareógrafo sobre el nivel del mar y un efecto “dinámico” que resulta de las dinámicas del flujo de gas. Este último se puede calcular en términos de la longitud y el radio del tubo y el flujo de aire mínimo necesario para impedir que entre agua en el sistema.

En condiciones de tormenta, las olas afectan el sistema introduciendo un sesgo positivo es decir, la altura medida del nivel del mar es más alta de lo que corresponde. Estos efectos pueden perturbar las mediciones del nivel del mar a razón de unos cuantos milímetros en condiciones normales, pero pueden inducir a errores de varios centímetros cuando hay olas extremas. Como en todos los sistemas de medida de la

presión, es necesario establecer un datum o plano de referencia para las series de tiempo observadas. Este datum se puede determinar de varias maneras:

- conociendo la profundidad exacta del punto de presión en el orificio de purga durante la instalación del instrumento, junto con una calibración precisa del transductor de presión;
- utilizando conmutadores de datum conocido que se activan con un nivel del mar conocido, como los que se usan en el pozo de los mareógrafos de flotador;
- teniendo a disposición un sistema “B” paralelo con un segundo punto de presión más accesible establecido cerca del nivel medio del mar.

El tercero de estos métodos es el más exacto, ya que la comparación de las diferencias entre los dos sistemas de burbuja cuando ambos están sumergidos produce una medida precisa del datum.

Para asegurar la operación continua de la instalación, el aire normalmente se suministra a un generador de burbujas mediante un compresor. Es preciso contar una reserva de aire capaz de mantener el sistema en funcionamiento por varios días en caso de que el suministro eléctrico falle. Se necesita también un sistema de respaldo de bajo consumo de energía en forma de un transductor de presión instalado directamente en el mar, para asegurar el funcionamiento del sistema en caso de avería. Los transductores, compresores, registradores de datos, etc., se pueden comprar a los principales fabricantes de mareógrafos en paquetes prontos para su instalación. Una ventaja de un sistema de generación de burbujas completo es que la mayoría de los componentes se instalan debajo del agua y son resistentes; si se dañan, el costo de reemplazo es relativamente bajo.

Los **sensores de presión** se pueden anclar directamente al fondo marino para registrar la presión subsuperficial de forma análoga a los mareógrafos de burbujas. El sensor está conectado a un cable que transmite la corriente y las señales a una unidad de control y registro de actividad ubicada en tierra firme. En el mar, el sensor activo suele estar instalado en una caja de cobre o titanio, y el cable entra por un sello hermético. El material de la caja se escoge para reducir la acumulación de organismos marinos.

El conjunto está instalado en un tubo protector externo que puede fijarse de manera estable a una muralla o defensa, o a las rocas, como se ilustra en las figuras 3-18 a y b. Cuando esto no resulte posible, el sensor de presión se puede fijar directamente al fondo del mar, aunque este método tiene cierta desventaja, ya que la instalación inicial y el mantenimiento requieren un equipo de buzos.

Los instrumentos de presión pueden funcionar con baterías por períodos de un año o más, ya que su consumo de energía es muy bajo. Esto es ventajoso incluso en sitios donde hay suministro eléctrico disponible, pero es vulnerable a largos períodos de falla. Por consiguiente, estos instrumentos se han utilizado mucho en zonas remotas, tales como las islas oceánicas, donde el acceso es limitado. En las regiones polares,

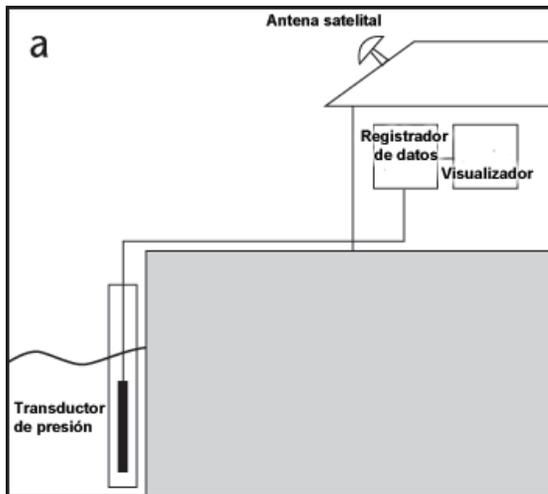


Figura 3-18a. Medidor de presión montado directamente en el mar.

Fuente: *Manual de Medición e Interpretación de la COI*, Vol. 4, 2006



Figura 3-18b. Medidor de presión fijado a un muelle en Puerto Stanley.

estos instrumentos son los más apropiados si el área está cubierta de hielo o si el instrumento queda desatendido por largos períodos. Su principal desventaja es la falta de un nivel de datum fijo, que se debe encontrar por medios alternativos. Existen dos tipos de sensores de presión, los de señal absoluta y los de señal diferencial. Cuando se emplea un transductor de señal absoluta, el sensor da una medida de la presión total incluyendo el nivel del mar y la atmósfera. Por consiguiente, se requiere además un barómetro, que suele ser otro transductor idéntico abierto a la atmósfera. Ambos sensores se sincronizan con el mismo reloj de manera que sus datos se puedan restar fácilmente para obtener el nivel del mar (con la subsecuente corrección por densidad y la constante de gravitación). Los transductores de presión de señal diferencial tienen un cable con orificios de ventilación cuyo lado de referencia del transductor está abierto a la atmósfera. Como de vez en cuando los sistemas con orificios de ventilación pueden obstruirse, se utilizan con menos frecuencia en ambientes peligrosos. Además, un registro de presión barométrica es útil para los estudios oceanográficos y, por consiguiente, es frecuente el uso de dos transductores.

Sistemas acústicos

Los mareógrafos acústicos dependen de la capacidad de medir el tiempo de propagación de los pulsos acústicos reflejados verticalmente desde la superficie del mar. En teoría, este tipo de medición se puede llevar a cabo en campo abierto con un transductor acústico montado verticalmente sobre la superficie del mar, pero bajo ciertas condiciones las señales reflejadas se pueden perder. Para asegurar un funcionamiento continuo y confiable, el sensor se instala en un tubo que brinda cierto grado de estabilidad superficial y protege el equipo. Algunos sensores incluso restringen los pulsos acústicos dentro de otro tubo vertical estrecho que se halla en el interior del tubo que protege el equipo. Aunque el tubo exterior no filtra

completamente la acción de las olas, la filtración deseada se logra promediando cierto número de medidas. La velocidad del sonido en el aire varía considerablemente con la temperatura y la humedad (cerca del 0,17 % por grado C) y por lo tanto es necesaria cierta compensación para obtener un mayor grado de precisión. El método más sencillo consiste en medir la temperatura del aire continuamente en un lugar en la columna de aire y utilizar ese lugar para calcular la velocidad del sonido. Para tener en cuenta los gradientes de temperatura en la columna de aire, es posible que se necesiten varios sensores de temperatura ubicados en diferentes niveles. Un método más exacto de realizar esta compensación es fijar un reflector acústico a cierto nivel en la columna de aire. Relacionando el tiempo de reflexión de la superficie del mar con el del reflector, podemos lograr una compensación directa de la variación en la velocidad del sonido entre el transductor acústico y el reflector fijo; sin embargo, esto aún no tiene en cuenta cualquier variación en la velocidad del sonido entre el reflector fijo y la superficie del mar. Para lograr una compensación completa se requieren, en principio, varios reflectores fijos que cubran el rango completo de las mareas, pero ninguno de los sensores acústicos ofrece esta posibilidad.

Mareógrafos acústicos con tubo de resonancia

Hace más de una década, el Servicio Nacional Oceánico (*National Oceanic Service*, NOS) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA) de los EE.UU. inició un plan de implementación de un sistema de próxima generación para medir el nivel del mar (*Next-Generation Water Level Measurement System*, NGWLMS) a lo largo de varios años, tanto dentro de la red mareográfica nacional de EE.UU. como en algunos sitios elegidos en otras partes del mundo (Gill et al., 1993). En muchas estaciones, estos sistemas funcionaron junto con los mareógrafos existentes por un período mínimo de 1 año, para interrelacionar el datum y asegurar la continuidad de los datos. Algunas estaciones han mantenido ambos sistemas en funcionamiento durante varios años para hacer comparaciones a largo plazo. Algunos otros países han instalado mareógrafos que utilizan la misma tecnología, como Australia, donde se conocen como sistemas SEAFRAME (Lennon et al., 1993). El mareógrafo del sistema NGWLMS utiliza un sensor que envía una onda expansiva de energía acústica hacia abajo por un tubo de resonancia de PVC de 12 milímetros de diámetro y mide el tiempo de propagación de las señales reflejadas desde un punto de referencia de calibración y desde la superficie del agua. Dos sensores de temperatura brindan una indicación de los gradientes de temperatura a lo largo del tubo. El punto de referencia de calibración permite que el controlador compense las variaciones de la velocidad del sonido que ocurren en las mediciones debido a cambios de temperatura y humedad. El controlador del sensor realiza los cálculos necesarios para determinar la distancia a la superficie del agua. El tubo de resonancia está montado dentro de un tubo de protección de PVC de 15 cm de diámetro dotado de un cono doble simétrico con un orificio de 5 cm de diámetro que reduce en cierta medida los movimientos de las olas. El tubo de protección está más expuesto a la dinámica local que los tubos o pozos de los sistemas tradicionales de flotador y no filtra completamente el oleaje. En zonas donde la corriente de marea es fuerte y las olas y el oleaje son de alta energía, se colocan dos

placas paralelas debajo del orificio para reducir los efectos de succión (Shih y Baer 1991). La figura 3-19 ilustra en forma esquemática una instalación típica de un sistema NGWLMS.

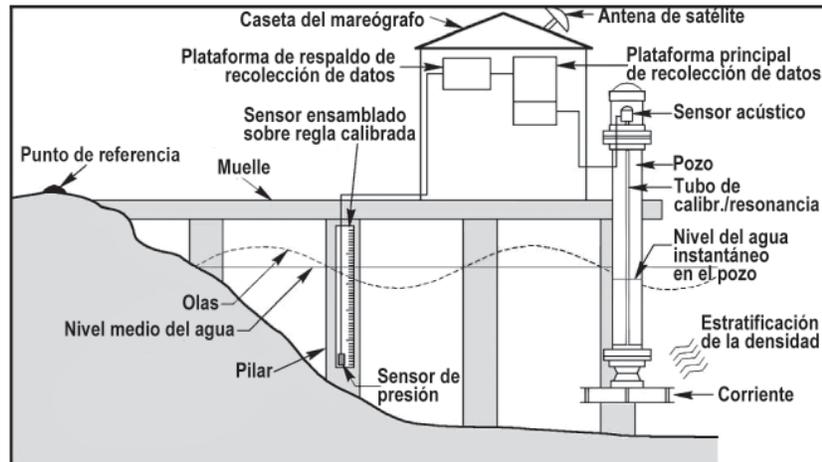


Figura 3-19. Mareógrafo del sistema NGWLMS de NOAA/NOS.

Fuente: *Manual de Medición e Interpretación de la COI*, Vol. 4, 2006

Para lograr una precisión óptima, el sensor acústico se calibra con un tubo de acero inoxidable de longitud certificada que permite determinar el cero de referencia. Los mareógrafos del sistema NGWLMS pueden manejar hasta 11 sensores oceanográficos y meteorológicos complementarios. Las unidades de campo están programadas para realizar mediciones cada 6 minutos. Cada medición consiste de 181 muestras del nivel del agua tomadas a intervalos de 1 segundo de modo que queden centradas en el período de 6 minutos correspondiente, con una resolución típica de 3 mm. El software del instrumento rechaza los valores atípicos que pueden producirse como resultado de reflexiones falsas. El instrumento está dotado del equipo necesario para comunicación telefónica y vía satélite. La mayoría de las comparaciones con los mareógrafos de flotador tradicionales muestran leves diferencias, del orden de unos pocos mm en los varios parámetros de mareas y datum, que en términos generales se ajustan a la incertidumbre normal del instrumento. Tales diferencias son muy pequeñas frente a los rangos típicos de las mareas y a las variaciones estacionales e interanuales del nivel del mar. Los NGWLMS se consideran lo suficientemente precisos para el uso en estudios del nivel medio del mar. Existe una versión más moderna del sistema NGWLMS llamada Sea Ranger que supuestamente presenta una serie de ventajas frente a la tecnología anterior, incluyendo la capacidad de calibración automática (COI, 2004).

Mareógrafos acústicos sin tubo de resonancia

Existen varios instrumentos acústicos que funcionan sin un tubo de resonancia. Estos instrumentos normalmente se instalan en el pozo de un mareógrafo existente

o en el interior de un tubo de plástico de unos 25 cm de diámetro. Algunos pueden funcionar en campo abierto, pero normalmente no se emplean para obtener mediciones exactas del nivel del mar. Estos instrumentos acústicos operan a una frecuencia de 40 a 50 kilohertz (kHz) con un haz relativamente estrecho de 5°. El rango de medición indicado por el fabricante es de aproximadamente 15 m con una precisión total del 0,05 %.

Este tipo de sensor acústico ha dado resultados contradictorios, desde problemas para lograr la precisión indicada en todas las condiciones ambientales, hasta la operación continua y de alta calidad de 15 mareógrafos en la red REDMAR (España), la mayoría de los cuales se instalaron en 1992 y siguen funcionando hasta la fecha. Un aspecto clave de este tipo de sensor es que la velocidad del sonido depende de las condiciones ambientales, como la temperatura del aire. Por otra parte, los tubos tienden a aumentar el gradiente de temperatura entre el instrumento y la superficie del mar a menos que se tomen las precauciones del caso para asegurar la buena homogenización del aire en el tubo. Un método necesario y complementario consiste en compensar las variaciones de la velocidad del sonido utilizando un reflector montado a una distancia adecuada debajo del transmisor, como en los mareógrafos de la red REDMAR fabricados por Sonar Research and Development (SRD). Para garantizar la precisión final de los datos es esencial diseñar la instalación con cuidado, lo cual implica homogeneizar las condiciones ambientales a lo largo del tubo y seguir las especificaciones del fabricante en lo referente a la distancia mínima a la superficie del agua.

Uno de los sensores SRD que fue instalado en el pozo del mareógrafo de flotador existente en una caseta en Santander, España, ha funcionado de forma casi perfecta y continua durante más de 15 años. Las condiciones de esta instalación son probablemente ideales, debido tal vez a que la temperatura dentro del edificio es casi homogénea. Los datos de este sensor acústico han contribuido a corregir fallas en el funcionamiento del mareógrafo de flotador que opera en el mismo sitio. Las comparaciones de los datos de nivel medio del mar recopilados en España con mareógrafos acústicos SRD a lo largo de 12 años con los datos de los mareógrafos tradicionales de flotador han demostrado la alta calidad de esos instrumentos e incluso han ayudado a identificar problemas de referencia en los viejos mareógrafos de flotador. Sin embargo, el éxito de los instrumentos SRD en el sistema REDMAR es un caso único, de modo que es probable que los mareógrafos de radar reemplacen este tipo de sensor acústico en un futuro cercano.

Sistemas de radar

En los últimos años, algunos fabricantes han producido mareógrafos de radar. Aunque esta tecnología es relativamente nueva, varias agencias han adquirido e instalado estos instrumentos para reemplazar instrumentos viejos o instalar redes modernas. La razón es que son tan fáciles de operar e instalar como los sensores acústicos, pero sin la alta dependencia de la temperatura del aire. Los mareógrafos de radar tienen un costo relativamente bajo y el trabajo de ingeniería necesario para su instalación es relativamente simple en comparación con otros sistemas. Los instrumentos vienen

con el hardware y software necesarios para convertir las medidas de radar en alturas del nivel del mar. Además, en muchos casos las señales de salida son compatibles con los registradores de datos existentes o se pueden conectar a una red de comunicación. Como muchos de los sistemas modernos, se pueden instalar con la ayuda de una portátil.

La parte activa del medidor está instalada sobre la superficie del agua y mide la distancia desde este punto hasta la interfase aire-mar. Las figuras 3-20 a y b muestran un diagrama y una fotografía del sistema.

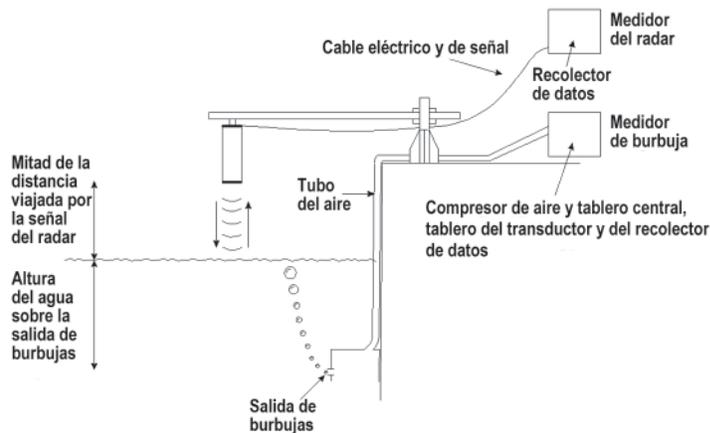


Figura 3-20a. Comparación entre un sistema de radar y un sistema de burbujas.
Fuente: Woodworth y Smith, 2003



Figura 3-20b. Instalación de prueba de mareógrafo de radar Kalesto OTT en Liverpool, Inglaterra.
Fuente: *Manual de Medición e Interpretación de la COI*, Vol. 4, 2006

El instrumento se debe montar de manera que no haya obstrucciones ni reflectores en la trayectoria del haz del radar, o sea, entre el sitio donde está montado y la superficie del mar. Además, para evitar que se dañe, se debe instalar por encima del nivel más alto esperado y, preferiblemente, de la altura de la ola más alta esperada.

El mareógrafo de radar brinda muchas ventajas frente a los sistemas tradicionales, principalmente porque mide el nivel del mar en forma directa. Los efectos de la densidad y las variaciones de temperatura, incluso en la atmósfera, carecen de importancia. Su limitación principal es que el consumo de electricidad puede ser relativamente alto si se utiliza continuamente en modo de muestreo rápido. Por lo general, se calculan los promedios a intervalos de minutos, lo cual puede limitar su uso para algunas aplicaciones (p. ej., alertas de tsunami) que requieren observaciones continuas de alta frecuencia (p. ej., cada 15 segundos). En estas zonas puede resultar más apropiado usar instrumentos de presión, aunque se sigue investigando la posibilidad de perfeccionarlos para esta aplicación en particular. El Centro de Alerta de Tsunamis de la Costa Oeste/Alaska (*West Coast/Alaska Tsunami Warning Center, WC/ATWC*) observa que los usuarios pueden especificar los valores promedio. El WC/ATWC utiliza muestras de datos de 15 segundos en los mareógrafos de radar y los considera ideales para muestreos de alta frecuencia.

Los mareógrafos de radar se dividen en dos categorías: (1) los que transmiten a una frecuencia continua y utilizan el desfase entre la señal transmitida y la señal recibida (modulación de frecuencia de la onda continua) para determinar la altura del nivel del mar y (2) los que emplean transmisiones de pulsos y mediciones de tiempo de vuelo. Los instrumentos OTT Kalesto, Miros y Radac usan el método de modulación de frecuencia de la onda continua y los sistemas VEGA y SEBA son ejemplos de instrumentos de transmisión de pulsos. Ambos tipos se han sometido a pruebas iniciales y comparaciones entre varias agencias de diferentes países, cuyos detalles se pueden leer en el informe del taller No. 193 de la COI. Aunque en principio los instrumentos son autocalibrantes, se están investigando medios alternativos en lo referente a la obtención del datum para asegurar que permanezca constante por períodos prolongados. Una posible forma de hacerlo consiste en interponer un reflector en la trayectoria del haz del radar a intervalos apropiados: el reflector se coloca a una distancia conocida debajo del punto de contacto de la instalación por un período corto. A lo largo de un período de un año o más, el valor del datum se puede verificar y utilizar para ajustar las mediciones, en caso de ser necesario.

Las evaluaciones iniciales indican que estos instrumentos son capaces de generar medidas aceptables para los propósitos de GLOSS. Como sucede con todos los mareógrafos, normalmente ciertas consideraciones prácticas dominan sobre las demás en cada aplicación en particular. Por ejemplo, las aplicaciones en las regiones polares pueden ser muy limitadas y aún no se han utilizado ampliamente en ambientes muy hostiles, como en islas remotas, donde la altura de las olas puede llegar a ser varios metros mayor que el sitio de instalación del instrumento. Sin embargo, parecen dar

resultados satisfactorios en aplicaciones normales donde hay un pozo de mareógrafo de flotador o un instrumento de burbujas. El WC/ATWC lleva más de 4 años utilizando un mareógrafo de radar en Shemya, Alaska, un ambiente muy hostil donde las olas caen sobre el medidor varias veces al año. Según el WC/ATWC, en estas condiciones el funcionamiento del sistema de radar es muy superior al de los mareógrafos tradicionales.

Plataformas multiuso

Hace 25 años que el Centro de Nivel del Mar de la Universidad de Hawai (*University of Hawaii Sea Level Center*, UHSLC) suministra datos de mareas de alta frecuencia para alertas de tsunami al Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico (PTWC). El resultado ha sido un mayor énfasis en plataformas multiuso cuya estabilidad y precisión permite medir la variabilidad y las tendencias del nivel del mar a largo plazo, además de ofrecer la amplitud de escala, la durabilidad y la capacidad de muestreo necesarias para vigilar los tsunamis. Este doble propósito ha dado como resultado un sistema sólido en el cual (1) las fallas o averías en la estación se pueden detectar y corregir rápidamente, gracias al acceso inmediato a los datos, y (2) el mantenimiento continuo que las estaciones reciben en apoyo a los datos del nivel del mar asegura su sostenibilidad para la detección de los eventos de tsunami, que son poco frecuentes.

Comentario

MULTIUSO es sinónimo de sostenibilidad.

La configuración básica empleada por el UHSLC para estaciones mareográficas que se pueden también usar para fines de alertas de tsunami incluye lo siguientes elementos:

- **Sensores.** Como ningún sensor individual puede generar medidas óptimas del nivel medio del mar y de las fluctuaciones de gran amplitud, es preciso utilizar una combinación de sensores del nivel del mar. El sensor principal de medición del nivel del mar es un radar de impulsos con una capacidad de muestreo lo suficientemente rápida (promedios de 3 minutos o menos) como para funcionar también como sensor de tsunamis secundario. El sensor de tsunamis principal es un transductor de presión ventilado que genera promedios de un minuto o menos. Una vez convertidas en datos de nivel del agua, normalmente las series temporales de datos de presión son adecuadas para llenar las lagunas de datos que puedan existir en el registro de datos de radar. Muchas estaciones con mareógrafo de flotador ya existentes se adaptan para realizar la vigilancia de tsunamis y en estos casos el mareógrafo de flotador se conserva como tercer sensor de respaldo para las observaciones del nivel del mar. También se instalan interruptores de nivel del agua y reglas graduadas para vigilar la estabilidad de los datos a lo largo del tiempo.
- **Energía.** Todas las estaciones del UHSLC dependen de la energía eléctrica de baterías recargadas con paneles solares. Aparte que muchos sitios remotos no cuentan con suministro eléctrico, otra consideración importante es la susceptibilidad a fallas del suministro eléctrico local durante un terremoto o la inundación de un tsunami, debido a lo cual es deseable que la estación esté

aislada de la red eléctrica. La mayoría de las estaciones del UHSLC se encuentran en latitudes medias y bajas, de modo que la energía solar es una opción viable, a diferencia de los sitios en latitudes altas.

- **Emplazamiento.** Debido a que los mareógrafos requieren una plataforma estable, la mayoría de las estaciones del UHSLC se encuentran en muelles o atracaderos en el interior de puertos o en lagunas de atolones. En términos de la vigilancia de tsunamis, esto tiene la desventaja de que no permite registrar la señal de las olas en costas abiertas. La amplitud y frecuencia de los tsunamis en un puerto protegido pueden ser marcadamente distintas en comparación con la costa desprotegida. Esta consideración es de particular importancia en la asimilación de datos mareográficos para el modelado de tsunamis. No obstante, los sitios desprotegidos tienden a estar expuestos a la energía del oleaje de baja frecuencia que puede, en ciertos casos, enmascarar los eventos de tsunami menores o limitar la detección temprana de un evento más grande. Por otro lado, la probabilidad de que un tsunami destruya una estación que está protegida en un puerto es mucho menor. Por estas razones, si el objetivo principal es determinar si hay peligro de tsunami, la mejor opción es ubicar la estación en un puerto.
- **Comunicaciones.** El trabajo de vigilancia de tsunamis en el Pacífico por parte del UHSLC se ha realizado en el contexto del sistema de alerta de una cuenca muy amplia. El área del Pacífico es tan grande que para vigilar un evento de tsunami es suficiente transmitir los datos de la estación al centro de alerta en el transcurso de una hora después de su recolección. El UHSLC utiliza el satélite GOES ubicado sobre el Pacífico para transmitir, cada hora, promedios de datos de 2 a 4 minutos.
 - Después del tsunami de diciembre de 2004, el UHSLC inició la transición a la transmisión de promedios de 1 minuto cada 15 minutos para vigilar la cuenca en toda su extensión. Este ritmo de transmisión se logra utilizando los satélites geoestacionarios en el Océano Índico del Agencia Meteorológica de Japón (JMA) y la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT), así como el GOES, en el Pacífico.
 - Para las estaciones que se encuentran a menos de una hora de viaje de un sitio de generación de tsunamis conocido, se está considerando un sistema de muestreo de 15 segundos con un ciclo de transmisión de 5 minutos. Aunque en la actualidad esto es posible con el sistema GOES, no lo es para las estaciones que utilizan los enlaces descendentes de la JMA o EUMETSAT. El UHSLC piensa utilizar el sistema de Red de Área Global de Banda Ancha (*Broadband Global Area Network*, BGAN) de Inmarsat para apoyar estas estaciones y las agencias colaboradoras que están instalando sistemas nacionales de alerta de tsunami. Esta aplicación se está desarrollando en el Océano Índico.

Puntos importantes que recordar sobre los mareógrafos

- Hay cuatro tipos de mareógrafos de uso común para medir las variaciones del nivel del mar:
 - **De flotador con tubo o pozo**, en el cual el diseño mecánico del pozo filtra el movimiento de las olas.
 - **Sistemas de presión**, en los cuales la presión bajo la superficie se registra y convierte a medida de altura conociendo la densidad del agua y la aceleración de la gravedad. Tales sistemas tienen una aplicación específica adicional para los estudios de circulación del océano en los cuales las diferencias de presión son más relevantes que las diferencias de altura.
 - **Sistemas acústicos**, que utilizan el tiempo de tránsito de un pulso sonoro para calcular la distancia a la superficie del mar.
 - **Sistemas de radar**, similares a los sistemas acústicos pero utilizan frecuencias de radar. Los primeros resultados sugieren que estos sistemas dominarán en el futuro, porque responden mejor en ambientes hostiles.

- Las **plataformas multiuso** brindan estabilidad y precisión a la hora de medir la variabilidad y las tendencias del nivel del mar a largo plazo, además de la amplitud de escala, durabilidad y capacidad de muestreo necesarias para la vigilancia de tsunamis. Este doble propósito puede asegurar la sostenibilidad de las estaciones y redes entre eventos de tsunami, los cuales son poco frecuentes.

Comentario

Alertar con base en datos sísmicos, actualizar o cancelar con base en datos de nivel del mar.

Redes mareográficas costeras y requisitos de procesamiento

Varias décadas de experiencia en muchos centros regionales y nacionales han permitido determinar los requisitos de densidad, calidad y capacidad de procesamiento necesarios para que una red mareográfica brinde el apoyo adecuado al programa de alerta de tsunamis. Estas directrices fueron desarrolladas por el programa GLOSS con base en principios científicos y la imperativa de emitir productos de prioridad temporal crítica para proteger vidas y propiedades. En los apartados que siguen se tratan las muy diferentes necesidades de los programas de alerta de tsunamis locales y teletsunamis.

Cada nación o jurisdicción deberá evaluar sus propias necesidades en términos de requisitos de alerta temprana. Como los mensajes de datos de nivel del mar nacionales y subregionales están disponibles para la retransmisión inmediata a los PTWC y la Agencia Meteorológica de Japón (*Japanese Meteorological Agency*, JMA) a través de las facilidades del Sistema Mundial de Telecomunicaciones (SMT) de la OMM, estos y otros centros de alerta pueden utilizar los mensajes para ayudar a confirmar la existencia de un tsunami mayor o cancelar una vigilancia o alerta de tsunami.

No sobra enfatizar que el intercambio libre y abierto de los datos en tiempo real y el uso de datos de nivel del mar para verificar los modelos de pronóstico es el camino más beneficioso para todos los países. Los datos de nivel del mar son invaluableles en el esfuerzo de reducir el número de falsas alarmas asegurando la detección de tsunamis menores. Con esto en mente, se vuelve imperativo establecer estándares de funcionamiento para la instalación de mareógrafos y su mantenimiento.

Requisitos para una red de estaciones mareográficas costeras

Los NTWC pueden necesitar un mayor número de mareógrafos que los RTWP para detectar y evaluar rápidamente los tsunamis generados localmente y vigilar con precisión el posible impacto de los tsunamis distantes a lo largo de las costas.

Además, en la medida de lo posible, es recomendable que estos sitios se configuren dentro de las estaciones costeras multipropósito existentes (para asegurar la sostenibilidad) y en el marco de la red central de estaciones mareográficas que se está desarrollando alrededor del mundo bajo la iniciativa del Sistema de Alerta de Tsunamis en el Océano Índico. Con este fin, se recomienda seguir los siguientes estándares de funcionamiento para la instalación de estaciones mareográficas in situ a nivel subregional y nacional:

- Suministro eléctrico y comunicaciones independientes; por ejemplo, uso de energía solar y satélites.
- Sensores redundantes tolerantes a fallas (sensores individuales para tsunamis, mareas y clima).
- Registro y lectura local de datos (respaldo local de datos).
- Disparador de eventos del centro de alerta (acelerar el muestreo y la transmisión de datos una vez detectado un evento).
- Establecimiento de un sistema de inspección de puntos de referencia (ingeniería, efectos de mareas y climáticos).
- Instalación de instrumentos en áreas protegidas que responden a los tsunamis, como los puertos (sostenibilidad y filtración).

El uso de estaciones multiuso aumenta la probabilidad de mantener en operación continua una red mareográfica. Las especificaciones de estas estaciones deben diseñarse para la observación del nivel del mar a largo plazo y para formar parte del sistema de observación de tsunamis nacional y subregional.

Calidad de los datos de los mareógrafos costeros

Los datos que se recuperan de un mareógrafo siempre generan series temporales con un intervalo de muestreo particular. Incluso los registros analógicos se digitalizan para generar niveles a intervalos regulares. Hasta tiempos recientes, la mayoría de los datos adquiridos de esta forma se han archivado y distribuido a través

de centros de recopilación de datos, bajo control de calidad y en forma totalmente documentada. Esto permite generar conjuntos de datos en “modo retardado”, con métodos de control de calidad bien establecidos.

Los datos de nivel del mar se utilizan para muchos propósitos y muchas aplicaciones no admiten tiempo suficiente para realizar un control de calidad completo. Por ejemplo, durante el Experimento Mundial sobre la Circulación Oceánica (*World Ocean Circulation Experiment*, WOCE), se designaron el UHSLC como centro de recopilación de datos de “envío rápido” y el Centro Británico de Datos Oceanográficos (*British Oceanographic Data Centre*, BODC) como centro de recopilación de datos de “modo retardado”. El UHSLC debía reunir, controlar la calidad y distribuir los datos de nivel del mar de los instrumentos del WOCE dentro de un plazo de varias semanas, comparable al tiempo de retraso, en aquel entonces, de la distribución de los datos de altimetría satelital. Mientras tanto, al BODC se le encargó la recopilación y distribución de los datos de nivel del mar de la red del WOCE, después de un control de calidad completo de los datos recolectados, con un plazo de 18 a 24 meses.

En tiempos recientes, se ha puesto el énfasis en que todos los instrumentos posibles del sistema GLOSS deben enviar sus datos en tiempo casi real, típicamente dentro del plazo de una hora. Este requisito surge por varias razones. En primer lugar, los datos en tiempo real permiten detectar de inmediato cuando un instrumento falla. En segundo lugar, los datos están disponibles para uso en muchas otras aplicaciones de oceanografía operativa, como las alertas de inundaciones o la asimilación de datos de nivel del mar en los modelos de circulación oceánica. Los datos también son útiles para los sistemas de alerta de tsunamis de algunas áreas. Además de su papel actual como “centro de envío rápido”, que lo hace responsable de producir valores horarios para vigilancia y modelos, el programa GLOSS asignó al UHSLC la responsabilidad de “centro de datos GLOSS en tiempo real”.

Si los datos de nivel del mar se utilizan en aplicaciones casi en tiempo real, el sistema operacional debe ser lo suficientemente sólido como para no perturbarse cuando se registran datos erróneos (p. ej., datos extremos o picos). Una forma de evitar los datos erróneos consiste en asignar personal a la vigilancia continua de la corriente de datos (como ocurre con el servicio de pronóstico de marejadas de tormentas del R.U. (*UK Storm Tide Forecasting Service*) para fines de alertas de inundación. Varios grupos están desarrollando software de control de la calidad en tiempo real; por ejemplo, en Europa, el organismo portuario español Puertos del Estado desarrolló un control de calidad automático de los datos de nivel del mar para detectar picos, lagunas, etc., antes de proceder a su distribución en la página web pública y a asimilarlos en el sistema de pronóstico de marejadas. La información acerca de este software y los algoritmos para detectar picos se puede obtener a través de GLOSS.

Requisitos para procesar los datos de los mareógrafos costeros

Las especificaciones actuales del componente de nivel del mar in situ de los sistemas de alerta de tsunamis regionales (para toda la cuenca) exigen sistemas de recolección y transmisión de datos que incluyen “muestras de promedios de 1 minuto y un ciclo de transmisión continua de 15 minutos a la JMA, el PTWC y otros centros de alerta y proveedores de vigilancia pertinentes a través del Sistema Mundial de Telecomunicaciones (SMT) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM)”. Estas directrices se desarrollaron consultando al equipo científico y técnico de los centros de alerta de tsunamis del PTWC y la JMA, y a los operadores de satélites geoestacionarios JMA y EUMETSAT.

El COI ha seguido estas directrices para establecer o habilitar las estaciones mareográficas en las estaciones centrales del Sistema de Alerta de Tsunamis en el Océano Índico (*Indian Ocean Tsunami Warning System, IOTWS*). Sin embargo, las reuniones del Grupo Intergubernamental de Coordinación (GIC) celebradas en Europa y las del equipo del programa IOTWS de EE.UU. y el Caribe, han identificado la necesidad de establecer estándares de recolección y transmisión de datos a nivel nacional y subregional.

Los estándares propuestos por el GIC requieren:

Para las **estaciones subregionales** a 1 hora de propagación de una zona generadora de tsunamis:

- Muestras de promedios de 15 segundos y un ciclo de transmisión continua de 5 minutos.
- Transmisión inmediata a través del SMT de la OMM a la JMA, el PTWC y otros centros de alerta pertinentes. (Sin embargo, cabe observar que no se pueden usar los satélites meteorológicos geoestacionarios europeos y japoneses, ya que están limitados a ciclos de transmisión de 15 minutos).

Para las **estaciones nacionales** a 100 km de una zona generadora de tsunamis:

- Muestras de promedios de 15 segundos y un ciclo de transmisión continua o cada minuto para sitios a menos de 100 km de una zona generadora de tsunamis.
- Transmisión inmediata a través del SMT de la OMM a la JMA, el PTWC y otros centros de alerta y proveedores de vigilancia regional pertinentes.
- Los estándares deben incluir informes de datos que cubran un período mayor que la frecuencia de transmisión, es decir, la transmisión de datos debe ser redundante.

Software de procesamiento de datos de los mareógrafos costeros

El paquete de software TideTool permite decodificar, visualizar y manipular los datos de nivel del mar transmitidos a través del SMT de la OMM. El programa utiliza el paquete de software Tcl/Tk y, de forma específica, la extensión BLT. Tcl/Tk es un

software de código abierto independiente de la plataforma que ofrece un robusto lenguaje de programación shell y un juego de herramientas gráficas.

El PTWC desarrolló este programa para brindar una herramienta operativa de observación continua de tsunamis en tiempo real en el Océano Índico. Sus principales usuarios son los servicios meteorológicos e hidrológicos nacionales y otras agencias que cuenten con un enlace para bajar datos a través del SMT o que pueden acceder a un archivo de datos en un formato similar. Este programa se sometió a pruebas en ambientes Linux, Windows 2000 y Windows XP en Indonesia y Malasia. Existe un manual con información de instalación y uso.

Comentario

Muchos centros de alerta de tsunamis utilizan el software TideTool para procesar los datos de los mareógrafos costeros.

Puntos importantes que recordar sobre las redes mareográficas costeras y los requisitos de procesamiento

- Los datos de varias redes mareográficas internacionales están a disposición de los NTWC y RTWP a través del SMT.
- Los centros de alerta de tsunamis necesitan recibir los datos de nivel del mar en tiempo real y con un mínimo de retraso.
- El intercambio libre y abierto de los datos es fundamental.
- Los NTWC pueden necesitar redes mareográficas más densas y la transmisión de datos más frecuente que los RTWP.
- El software TideTool permite decodificar, visualizar y manipular los datos de nivel del mar transmitidos a través del SMT.
- Si se considera la escasa frecuencia de los tsunamis en cualquier región, el mantenimiento de estaciones con instrumentos multiuso resulta mucho más sostenible.

Uso de tsunámetros para detectar la señal de las olas de tsunami

La NOAA ha instalado un sistema de evaluación del fondo oceánico e informe de tsunamis llamado DART™ (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) cuyas boyas se encuentran en diferentes sitios de los océanos Pacífico y Atlántico. El propósito de la red de boyas DART es asegurar la detección temprana de tsunamis, independientemente de cómo se generen (Bernard, 2005) y adquirir datos críticos en tiempo real para pronosticarlos. En 2008, la NOAA terminó la instalación de las 39 boyas DART de la red del sistema

Comentario

Las boyas estandarizadas **DART**:

1. todas utilizan el mismo tipo de transductor de presión, y
2. todas transmiten datos en el mismo formato.

de alerta de tsunamis. La figura 3-21 muestra la distribución operativa del sistema en el año 2007. El proyecto DART es un esfuerzo para mantener y mejorar la capacidad de detección temprana e informar en tiempo real de la existencia de tsunamis en mar abierta. Este proyecto fue desarrollado originalmente por el Laboratorio Ambiental Marino del Pacífico (*Pacific Marine Environmental Laboratory*, PMEL) y operado por el Centro Nacional de Datos de Boyas (*National Data Buoy Center*, NDBC) de la NOAA como parte del programa nacional de mitigación de la amenaza de tsunamis (*National Tsunami Hazard Mitigation Program*) de EE.UU.

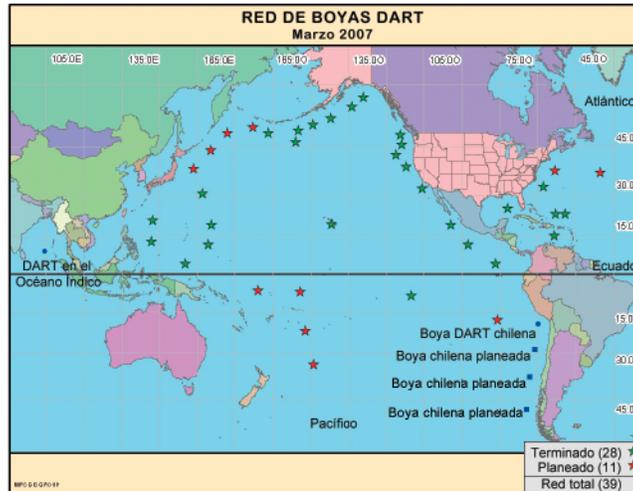


Figura 3-21. Distribución operativa de las boyas de tsunámetro en 2007.

Aunque los mareógrafos costeros son indispensables para perfeccionar las alertas de tsunami, debido a la batimetría cerca de la costa, el uso de casetas y otras condiciones locales, no necesariamente producen una buena estimación de las características de un tsunami. Además, los primeros mareógrafos en sufrir la embestida de la ola de tsunami no cuentan con ninguna verificación adelantada de que hay un tsunami en camino. Debido a estas desventajas, los Estados Unidos y varios otros países comenzaron a instalar tsunámetros en los océanos Pacífico, Índico y Atlántico, y en otras cuencas propensas a tsunamis (figura 3-21) con el fin de crear una red estandarizada e interoperativa de boyas. Las fuentes potenciales de grandes tsunamis están distribuidas en una zona muy grande, al igual que las comunidades costeras amenazadas. Como las consideraciones de costo y presupuesto limitan el número de sistemas DART que se pueden utilizar y mantener, es esencial instalarlos en lugares estratégicos para obtener observaciones de alta calidad en el menor tiempo posible. La selección del sitio de instalación de las boyas DART debe tomar en cuenta:

- el emplazamiento óptimo con base en consideraciones científicas;
- las necesidades logísticas de despliegue y consideraciones de mantenimiento;
- los requisitos de detección y modelado impuestos por las potenciales fuentes de generación de tsunamis;
- la identificación de comunidades costeras a riesgo.

Cuando ocurre un tsunami, la primera información disponible acerca de la fuente del evento se basa únicamente en la información sísmica del terremoto ocurrido. Conforme la ola de tsunami se propaga a través del océano y alcanza sucesivamente los sistemas DART, estos generan informes estandarizados del nivel del mar y los envían a los centros de alerta de tsunamis, donde la información se procesa y se utiliza

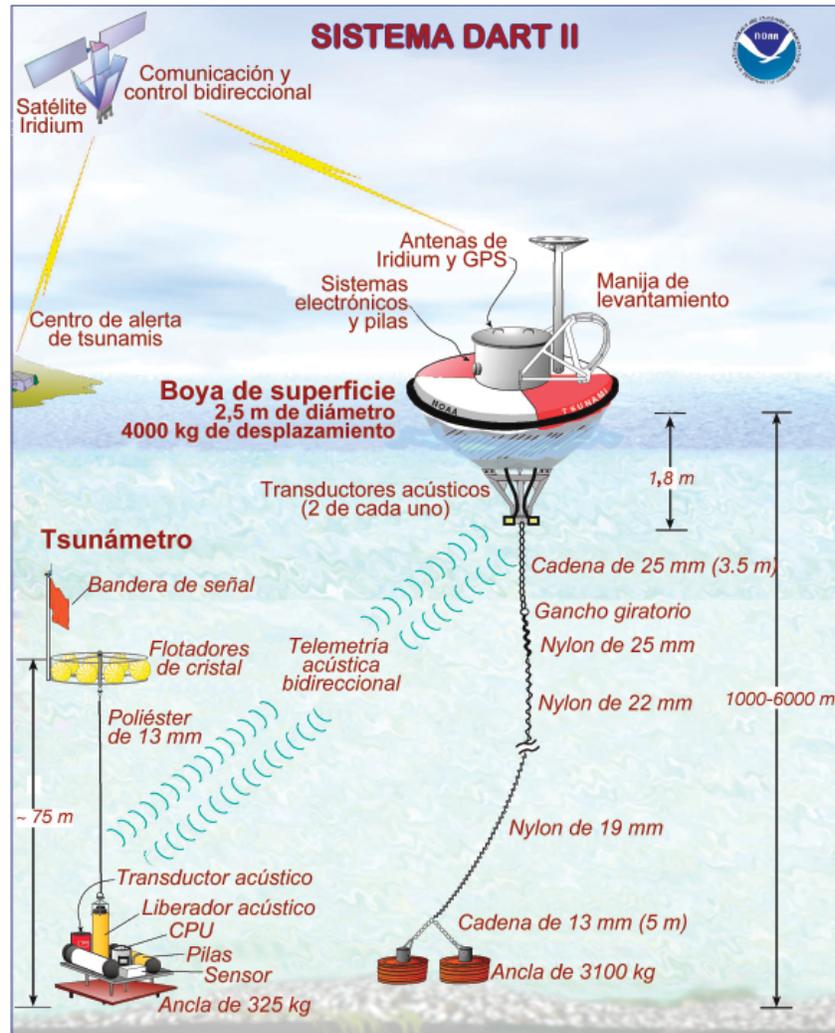


Figura 3-22. Componentes de un sistema DART.

en los modelos que producen un cálculo estimado nuevo y más preciso de los efectos del tsunami. El resultado es un pronóstico de tsunami cada vez más exacto que se puede utilizar para emitir boletines de vigilancia, alerta o evacuación, así como para prevenir las falsas alarmas. Las boyas DART también detectan los tsunamis generados por deslizamientos de tierra, tanto sobre como debajo del agua, los cuales a veces no se detectan con la red sísmica. Por consiguiente, la distribución de sistemas DART suple las deficiencias de la red sísmica para alertas de tsunami.

Descripción general del sistema DART II

DART II, la segunda generación del sistema DART, consiste de un sensor de presión anclado al fondo marino y una boya cautiva en la superficie para comunicación en tiempo real (Gonzalez et al., 1998). Los sensores de presión en el fondo marino tienen una resolución aproximada de 1 mm de agua de mar y generan promedios de muestras tomadas cada 15 segundos que se transmiten a la boya en la superficie por medio de un enlace acústico. El sistema anclado se muestra en la figura 3-22.

El sensor de presión instalado en el fondo marino mide la temperatura y la presión a intervalos de 15 segundos. Los valores de presión se corrigen para compensar los efectos producidos por la temperatura y luego se convierten en un valor estimado de altura al nivel del mar (altura de la superficie del mar sobre el suelo oceánico) utilizando una constante de 670 milímetros por pulgada cuadrada absoluta (mm/pda.²).

El sistema DART opera en dos modos de informe de datos: estándar y de evento. Normalmente, el sistema opera en modo estándar, en el cual transmite la altura estimada a la superficie a intervalos programados de 4 valores puntuales (de los datos de 15 segundos) cada 15 minutos. Cuando el programa interno de detección (Mofjeld) identifica un evento, el sistema deja de funcionar en modo estándar e inicia las transmisiones en modo de evento. En dicho modo, se transmiten los valores de datos de 15 segundos durante los primeros minutos, seguidos de promedios de 1 minuto. Los mensajes del modo de evento también contienen la hora de inicio el evento.

El sistema regresa al modo de transmisión estándar después de 4 horas de haber transmitido valores cada minuto en tiempo real sin detectar más eventos. Encontrará información adicional sobre el contenido de los mensajes en la sección Formato de los datos del capítulo 4.

Una capacidad importante del sistema DART II es la comunicación bidireccional entre el sensor de presión anclado al fondo marino, los centros de alerta de tsunamis y el NDBC por medio del sistema comercial de comunicaciones satelitales Iridium

El sistema **Iridium** utiliza un transceptor Motorola serie 9522 en banda L de NAL Research a 2400 baudios.

El **GPS** es un receptor Leadtek modelo 9546.

Boya:

- fibra de vidrio sobre espuma
- procesador Motorola 68332 de 32 bits y 3,3 voltios
- sistema electrónico con una pila tipo D de 2,560 vatios-hora.

Anclaje mediante una línea de nylon de 8 hilos trenzados de 19 mm de grueso con una resistencia de 7100 kg

Módems acústicos del tsunámetro y la boya:

- telesonar Benthos ATM-880 con transductor direccional AT-421LF
- pilas de 1800 vatios-hora

Tsunámetro:

- sensor de presión Digiquartz Paroscientific modelo 410K de 0-10000 psi
- sensor de inclinación Geometrics 900-45 para determinar la orientación
- pilas alcalinas tipo D con de 1560 vatios-hora
- procesador Motorola 68332 de 32 bits y 3,3 voltios

(Meinig et al., 2005). Gracias a las comunicaciones bidireccionales, los centros pueden poner las estaciones en modo de evento en anticipación de posibles tsunamis o recuperar datos de alta resolución (intervalos de 15 segundos) en bloques de una hora para efectuar un análisis detallado. Los sistemas DART II transmiten los datos en modo estándar, que contienen 24 observaciones de la altura del nivel del mar a intervalos de 15 minutos, una vez cada 6 horas. Las comunicaciones bidireccionales permiten resolver problemas y hacer diagnósticos de los sistemas en tiempo real. El NDBC recibe los datos de los sistemas DART II, los formatea en mensajes con el encabezado SXXX46 KWBC y los envía al portal de telecomunicaciones del Servicio Nacional de Meteorología (*NWS Telecommunications Gateway*, NWSCG) de EE.UU., que los distribuye en tiempo real por medio de su sistema de comunicaciones a nivel nacional y a través del SMT a nivel internacional.

Boya de superficie del sistema DART II

La boya de superficie mide 2,5 m de diámetro, está construida de fibra de vidrio sobre un disco de espuma y tiene un desplazamiento bruto de 4.000 kg. La línea de anclaje de la boya es una cuerda de 8 hilos de nylon trenzados de 19 mm de diámetro con un resistencia a la rotura de 7.100 kg que se despliega con un alcance de movimiento de 0,985. Esto limita el círculo de vigilancia para mantener la boya dentro del estrecho cono de transmisión acústica. Hay dos transductores montados en el arnés de la boya a una profundidad de 1,5 m debajo de la superficie, orientados hacia abajo. Un sistema de múltiples capas de deflectores de acero, plomo y espuma sintáctica protege los transductores y los amortigua con almohadillas de caucho para brindarles un soporte suave. Las figuras 3-23a y 3-23b, muestran boyas DART de EE.UU. y del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).

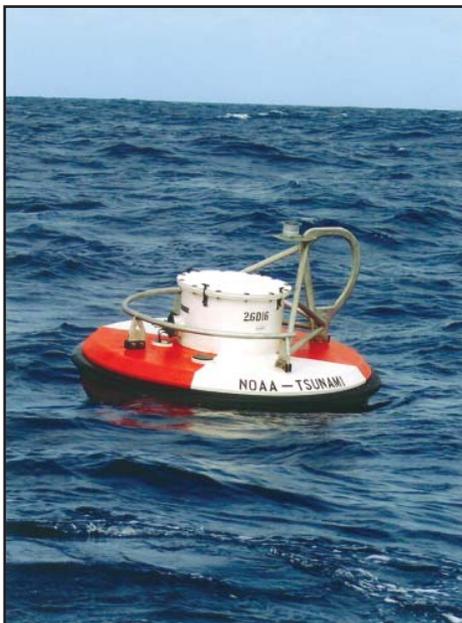


Figura 3-23a. Boya DART II estadounidense.



Figura 3-23b. Boya de SHOA chilena.

Las boyas de superficie DART II transmiten información y comandos desde el tsunámetro y la red de satélites. La boya contiene dos sistemas electrónicos idénticos que brindan redundancia en caso de que una de las unidades sufra una avería. Los dos sistemas electrónicos se alternan para realizar las transmisiones en modo estándar, de acuerdo con un horario previamente programado. Debido a su importancia y urgencia, las transmisiones en modo de evento se realizan de inmediato y simultáneamente por ambos sistemas de transmisión.

Módem y transductor acústico de la boya de superficie

Los módems acústicos “telesonar” (telemetría y sonar) y los transductores Benthos son los mismos que se utilizan en el tsunámetro. Para aumentar la confiabilidad en la transmisión de datos, en la boya se utilizan dos sistemas idénticos.

Sistema informático de la boya de superficie

La boya utiliza el mismo tipo de procesador instalado en el tsunámetro para procesar los mensajes provenientes del satélite y del tsunámetro.

Transceptor Iridium de la boya de superficie

Un transceptor Motorola 9522 Iridium en banda L de NAL Research suministra la conectividad de datos por medio de la red satelital Iridium. El transceptor está conectado al sistema informático de la boya por medio de un puerto serial RS232. Los datos se transfieren a 2,400 baudios, de forma análoga a las conexiones de módem telefónico común. Un informe típico en modo estándar toma aproximadamente 30 segundos, incluyendo el tiempo de conectar, transmitir los datos y desconectar.

GPS de la boya de superficie

Se utiliza un receptor GPS Leadtek modelo 9546 para mantener la precisión del reloj del sistema informático de la boya dentro de ~1 segundo con respecto a la hora del meridiano de Greenwich. Además, las coordenadas de GPS se transmiten una vez al día para vigilar la posición de la boya.

Pilas de la boya de superficie

La cavidad hermética de fibra de vidrio de la boya protege el sistema electrónico y el suministro de energía, que se compone de paquetes de pilas alcalinas tipo D. El sistema informático y el transceptor Iridium son alimentados por pilas de 2.500 vatios-hora y el módem acústico por pilas de 1.800 vatios-hora. Estas pilas mantienen la boya en funcionamiento por lo menos durante 2 años. La boya está diseñada para mitigar la acumulación potencialmente peligrosa de hidrógeno que las celdas alcalinas expelen naturalmente. Las características de diseño incluyen: 1) captadores de hidrógeno (como los de HydroCap Corp.); 2) válvulas de alivio de presión; y 3) componentes antichispas de fibra de vidrio o plástico.

Tsunámetro del sistema DART II

El tsunámetro incluye un sistema informático que lee la presión, ejecuta un algoritmo de detección de tsunamis y envía y recibe comandos y datos de la boya mediante el módem acústico.

Sensor de presión

El sensor de presión del sistema DART II es una unidad de 0 a 10.000 psi (de 0 a ~68.000 kPa) modelo 410K Digiquartz® fabricado por Paroscientific, Inc. El transductor utiliza un haz de cristal de cuarzo muy fino que se induce eléctricamente para vibrar en su modo de resonancia más bajo. El oscilador está unido a un tubo de Bourdon que está abierto en uno de sus extremos al ambiente oceánico, como se ilustra en la figura 3-24. El sensor de presión emite dos ondas cuadradas en frecuencia modulada, proporcionales a la presión y la temperatura ambiente. Los datos de temperatura se utilizan para compensar el efecto térmico sobre el elemento sensible a la presión. Este tipo de transductor de presión se utiliza en todas las estaciones DART II y también en los observatorios amarrados japoneses.

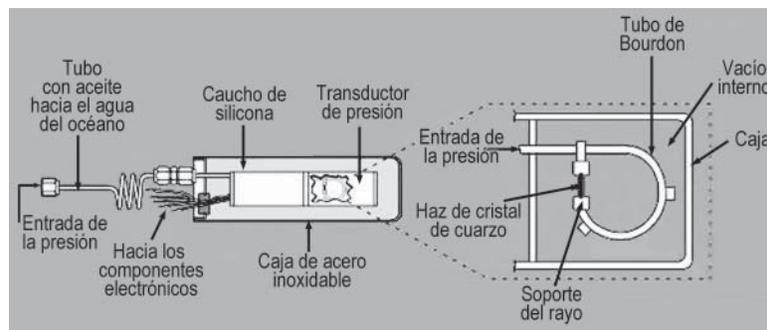


Figura 3-24. Componentes del sistema DART II localizados en el fondo del océano.

Conforme la cresta de una ola de tsunami pasa sobre el instrumento, el aumento de presión hace que el tubo de Bourdon se desenrolle, lo cual estira el cristal de cuarzo y aumenta la frecuencia de vibración. En cambio, cuando pasa el valle de la ola, se reduce la presión, el tubo se arrolla, lo cual comprime el cristal de cuarzo y reduce la frecuencia de vibración. El sistema electrónico del tsunámetro puede medir estas frecuencias vibratorias del cristal de cuarzo de forma muy precisa y luego estos cambios de frecuencia se convierten en los correspondientes cambios de altura del tsunami. Para períodos de 1 minuto o más y a profundidades de 5.000 m, el transductor es sensible a cambios menores de 1 milímetro en la altura de la ola.

Contador recíproco

El circuito de contador recíproco de precisión de alta resolución mide continua y simultáneamente las señales de presión y temperatura, integrando estas mediciones a toda la ventana de muestreo, nominalmente establecida en 15 segundos. No hay período muerto entre ventanas de muestreo. El circuito tiene una resolución de conteo mínima inferior a 1 mm para la presión y a una milésima de grado para la temperatura. La frecuencia de referencia del contador recíproco se deriva de un oscilador de cristal

de temperatura compensada muy estable de baja potencia a 2,097152 MHz. El reloj calendario en tiempo real de la computadora también utiliza esta referencia como base de la hora. Al final de cada ventana de muestreo, la computadora lee la presión y la temperatura y almacena los datos en una tarjeta de memoria flash. Un período de muestreo de 15 segundos genera cerca de 18 megabytes de datos al año.

Equipo informático

El sistema informático incorporado en la boya y en el tsunámetro se diseñó en torno a un microcontrolador Motorola 68332 de 3,3 voltios y 32 bits programado en C. El sistema fue diseñado para ser eficiente desde el punto de vista de consumo de energía y para funcionar a pilas por un largo período. El sistema cuenta con 4 megabytes de memoria flash, un convertidor A/C de 12 bits con 8 canales de entrada, dos canales RS232, un temporizador de vigilancia, un reloj en tiempo real y 512 bytes de RAM. El sistema informático incorporado implementa y regula las funciones primarias de las unidades en la superficie y el fondo del mar: transmite datos, ejecuta los algoritmos de detección de tsunamis, lee y almacena las alturas de la columna de agua, verifica y comprueba la integridad de los datos (genera sumas de comprobación) y ejecuta el cambio automático de modo.

Módem acústico y transductor

Para la transmisión de datos entre el tsunámetro y la boya de superficie se utiliza un módem acústico Benthos 11 ATM-880 tipo teleseñal con transductor direccional AT-421LF que genera un haz cónico de 40°. Los módems transmiten datos digitales mediante señales de sonido moduladas por desplazamiento de frecuencia múltiple (*multiple frequency shift keying*, MFSK) con opciones para redundancia y código convolucional. Los transductores están dotados de deflectores para minimizar la entrada del ruido ambiental al receptor.

Sensor de inclinación

Los tsunámetros tienen montado en la base de uno de los compartimientos un sensor de inclinación Geometrics 900-45 que se utiliza para determinar la orientación del transductor acústico cuando el sistema se asienta en el fondo del mar. Si la inclinación es mayor a 10 grados, el tsunámetro se traslada a otro sitio. Si el ángulo vertical es muy grande, el círculo de recepción de la boya de superficie podría quedar fuera del cono de proyección acústica del tsunámetro.

Pilas

El equipo informático y el sistema de medición de presión del tsunámetro utilizan un paquete de pilas alcalinas D con una capacidad de 1.560 vatios-hora. El módem acústico del tsunámetro se alimenta con un paquete de pilas similar que puede suministrar más de 2.000 vatios-hora de energía. Estas baterías están diseñadas para durar 4 años en el fondo del mar; sin embargo, esto puede variar de acuerdo con el número y el volumen de datos solicitados desde la costa. Es importante fijarse en el estado de las pilas para maximizar la vida del sistema.

Algoritmo de detección de tsunamis

Los tsunámetros DART II están diseñados para detectar los tsunamis e informar de su ocurrencia de manera autónoma. El algoritmo de detección de tsunamis primero estima las amplitudes de las fluctuaciones de presión dentro de la banda de frecuencias de los tsunamis y luego compara dichas amplitudes con el valor de umbral. Las amplitudes se calculan restando las presiones previstas de las presiones observadas, que coinciden bastante bien con las mareas y las fluctuaciones de frecuencia baja. Si las amplitudes exceden el umbral, el tsunámetro cambia del modo estándar al modo de evento y comienza a generar información detallada acerca del tsunami.

Comunicaciones de datos

Esta subsección describe todos los mensajes enviados y recibidos por el sistema DART II. *Telemetría* describe el método de transporte físico de los datos a través de la distancia entre los componentes físicos. *Contenido* se refiere a la información que contiene el mensaje. *Formato* describe cómo se codifica el mensaje.

De la estación de trabajo a la boya

Una innovación del sistema DART II es la capacidad de enviar mensajes a la boya y al tsunámetro desde una estación de trabajo localizada en tierra firme. Esta comunicación bidireccional permite enviar instrucciones al sistema DART II.

Telemetría

El centro de alerta emite instrucciones que permanecen en cola en el servidor a la espera de que la boya DART II esté en el modo de escucha.

Contenido

Una vez establecida la conexión, pueden enviarse los siguientes comandos:

- activar el modo de despliegue por 30 minutos en el tsunámetro
- descargar 1 hora de datos de alta frecuencia (datos de 15 segundos)
- activar el modo de evento en el tsunámetro
- encender o apagar el módem acústico
- activar el modo de evento
- desactivar el modo de evento
- reiniciar el equipo informático del tsunámetro
- cambiar el umbral de detección del tsunámetro (en el rango de 30 a 90 mm)
- reiniciar el equipo informático de la boya
- obtener datos de ingeniería del tsunámetro

Del tsunámetro a la boya

Telemetría

Los módems acústicos Benthos tipo telesonar utilizan el agua como medio de transmisión de las señales acústicas. Los módems acústicos de los sistemas DART II están configurados para operar en una banda de frecuencias de 9 a 14 KHz a 600 baudios y usan MFSK y un código de corrección de errores. Las comunicaciones utilizan un protocolo x-módem modificado que envía paquetes de datos enteros con muchos bloques sin solicitar confirmación por parte del receptor después de cada bloque; luego se solicita el reenvío individual de cualquier bloque perdido o erróneo. Si el sistema es incapaz de conectarse, se hacen dos intentos de reconexión como máximo. Lo más importante es que el protocolo x-módem modificado reduce enormemente el consumo de energía y mantiene en forma eficiente la integridad y un alto rendimiento de transferencia de datos.

Contenido

Modo estándar

Normalmente, el tsunámetro opera en modo estándar de bajo consumo y las transmisiones se efectúan sólo cada 6 horas. Los mensajes en modo estándar incluyen los siguientes datos:

- identificador del mensaje, un número consecutivo
- estado del mensaje: C = corrupto, I = intacto
- fecha = mes día año
- hora = horas minutos segundos
- voltaje de la batería principal o código de error
- voltaje de la batería del procesador de señal digital del módem acústico
- voltaje de la batería del módem acústico
- 4 valores (mm) de altura de la columna de agua, equivalente a intervalos de 15 min.
- número de intentos para enviar los datos del tsunámetro
- delimitador de suma de comprobación de la integridad de los datos
- suma de comprobación de la integridad de los datos

Modo de evento

Cuando el tsunámetro detecta un evento y entra en modo de evento, transmite inmediatamente una alerta a la boya que invoca el encendido del transceptor Iridium para la transmisión inmediata de los datos a los centros de alerta. El primer mensaje en modo de evento contiene los siguientes datos:

- hora exacta a la que se detectó el evento
- identificador del mensaje
- altura promedio de la columna de agua que disparó el modo de evento, junto con tres desviaciones de altura
- suma de comprobación y otros valores de verificación de los datos para asegurar la integridad de la transmisión

Después del mensaje inicial, el tsunámetro envía mensajes de acuerdo con un plan predeterminado. El mensaje inicial contiene valores de altura de 15 segundos. Los mensajes posteriores son similares, pero incluyen 15 valores de promedio de un minuto de la altura, siendo cada valor de un minuto un promedio de 4 valores obtenidos cada 15 segundos. Una vez en modo de evento, se interrumpen las transmisiones cada 6 horas del modo estándar para pasar a un modo de informe extendido para aumentar la redundancia de los datos. En este modo, cada hora se transmiten mensajes que contienen 120 valores de promedio de un minuto. Una vez que el algoritmo de detección de tsunamis salga del estado de activación, regresa al modo estándar y sale del modo de informe detallado.

Formato

El formato del mensaje es una serie de valores de texto delimitados por espacios, seguido por un asterisco y una suma de comprobación de los datos. Las desviaciones se codifican con 4 dígitos hexadecimales.

De la boya al satélite

Telemetría

Cada boya DART II envía sus datos a la red de satélites Iridium mediante un transceptor Iridium. La transmisión de radiofrecuencia está en el rango de 1.565 y 1.625,5 MHz y la tasa de transmisión de datos es de 2,4 kilobits por segundo. El satélite de comunicaciones utiliza también un protocolo x-módem modificado.

Contenido

Modo de evento

En modo de evento, ambos sistemas de comunicación reenvían los datos del tsunámetro.

Modo estándar

En modo estándar, o sea, si no se ha detectado un tsunami, la boya de superficie alterna los dos sistemas para reenviar los datos que recibe del tsunámetro. Estas transmisiones ocurren a intervalos de 6 horas. La recepción de estos datos de altura de la columna de agua a intervalos regulares asegura que cada sistema DART II está funcionando apropiadamente. Si no se reciben datos del tsunámetro, la boya envía las coordenadas de GPS en vez de los datos de altura de la columna de agua. La posición del informe se debe revisar para asegurar que la boya no se separó de su ancla.

Modo de despliegue

El tsunámetro entrará en modo de despliegue antes del despliegue. Esto permite al usuario verificar que el sistema funciona en el fondo del mar antes de alejarse. El modo de despliegue transmite datos a la boya minuto de por medio durante 4 horas. Una vez que la boya reciba unos cuantos mensajes, los transmite mediante el sistema Iridium. Los datos muestran también la inclinación del tsunámetro, un parámetro de calidad del canal del módem acústico y 4 mediciones de presión de 15 segundos.

Modo escucha

La boya escucha por si hay una llamada de Iridium con un 20 % del ciclo de trabajo. Los sistemas redundantes alternan la activación de sus respectivos transceptores Iridium durante 3 de cada 15 minutos. Este esquema, que produce un máximo de inaccesibilidad de sólo 6 minutos, permite controlar los requisitos energéticos de la boya y disminuir el consumo de energía del transceptor Iridium cuando está en espera.

Formato

Los datos enviados de la boya al satélite se formatean como mensajes de texto enviados por conexión de teléfono, igual que un enlace de línea telefónica conmutada normal.

Del satélite a las estaciones terrenas

Telemetría

El sistema DART II utiliza la red de satélites Iridium. Los datos de cada boya DART II se descargan y se guardan en un servidor a través del portal de Iridium y un servidor de conectividad digital de redes no restringida basada en router (*Router-based Unrestricted Digital Internetworking Connectivity Solution*, RUDICS). Los centros de alerta vigilan esta corriente de datos en tiempo real y son responsables de emitir las alertas. Además, los datos se publican en un servidor web, donde cualquier persona puede verlos mediante un navegador de internet.

Contenido

Normalmente, los datos de mareas o del nivel del mar se transmiten del satélite a las estaciones terrenas, lo cual asegura que los sistemas estén funcionando. Inmediatamente después de que se detecte un evento, la frecuencia de la transmisiones aumenta y los datos incluyen promedios y desviaciones así como las horas de ocurrencia. Los comandos se pueden enviar desde la terminal terrestre a la computadora de la boya o del tsunámetro.

Formato

No se almacena ningún mensaje en la red satelital, sino que los mensajes simplemente se reenvían desde la boya a los servidores o las terminales. Los mensajes son de puro texto y se envían mediante el protocolo de control de transmisión/protocolo de internet (TCP/IP).

Características del sitio

Para enviar y recibir de manera confiable los paquetes acústicos del tsunámetro, que debe estar sumergido a entre 1.000 y 6.000 metros debajo de la boya, el tsunámetro se debe anclar en una zona relativamente plana del suelo oceánico. La boya debe anclarse de tal forma que permanezca dentro de un cono de 40 grados cuyo vértice está en el tsunámetro y cuya base cubre la boya. Fuera de este cono, la relación señal a ruido se deteriora rápidamente y la integridad de los datos puede verse comprometida. El sistema de anclaje de la boya tiene que ser muy fuerte para resistir las condiciones rigurosas de viento, olas y corrientes, así como mordeduras de peces y actos de vandalismo.

Características y resumen de las especificaciones del sistema DART II

Características obligatorias

Sensibilidad de las mediciones
Intervalo de muestreo, registro interno
Intervalo de muestreo, informes de evento
Intervalo de muestreo, informe de marea
Comunicaciones bidireccionales de extremo a extremo
Disparador del informe de datos de tsunami
Flujo de datos, del sensor de presión del fondo marino al centro de alerta

Especificación

Menos de 1 mm en 6.000 m; 2×10^{-7}
15 segundos
15 y 60 segundos
15 minutos
Cuando sea necesario, el centro de alerta de tsunamis las dispara
Automático, por el algoritmo de detección de tsunamis
Menos de 3 minutos después que se dispare un evento

Características deseadas

Confiablez y tasa de retorno de datos
Profundidad máxima de instalación
Mínimo de duración
Condiciones de operación
Vida teórica de las pilas, boya
Vida teórica de las pilas, tsunámetro
Intervalo máximo entre informes de estado

Especificación

Superior al 80 %
6000 m
1 año
Beaufort 9
Más de 2 años
Más de 4 años
Menos de 6 horas

Puntos importantes que recordar acerca de las boyas y tsunámetros

- NOAA desarrolló la boyas DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) de evaluación del fondo oceánico e informe de tsunamis con el fin de superar muchas de las deficiencias de los datos sísmicos y de los mareógrafos para el pronóstico de impacto de tsunamis y mejorar nuestras capacidades de emitir alertas de tsunami.
- DART II, la segunda generación del sistema DART, consiste en un sensor de presión anclado al fondo oceánico acompañado de una boya cautiva en la superficie para comunicación en tiempo real.
- Los sensores DART II transmiten informes estándar de las medidas del nivel del mar a los centros de alerta de tsunamis, donde la información se procesa y se utiliza en modelos para revisar y refinar las estimaciones sobre tsunamis, incluyendo los efectos esperados.
- En condiciones normales (sin tsunami) el sensor de presión en el fondo oceánico envía datos horarios compuestos de 4 valores de 15 minutos que son promedios de valores de promedios de 15 segundos individuales.
- Si dos valores del nivel del agua de 15 segundos exceden los valores previstos, el sistema entra en modo de respuesta de tsunami. Los datos se transmiten por un mínimo de 3 horas, con envío de datos constantes a intervalos cortos y con una repetición de datos del 100 por ciento para redundancia durante la primera hora.
- Una capacidad importante del DART II es el sistema de comunicación bidireccional entre el sensor de presión en el fondo, los centros de alerta de tsunamis y el NDBC por medio del sistema de comunicación satelital comercial Iridium.
- La comunicación bidireccional permite a los centros poner las estaciones en modo de evento en anticipación de posibles tsunamis o recuperar datos de alta resolución (intervalos de 15 segundos) en bloques de una hora para realizar análisis detallados.