

3. Fuente sísmica

Tres etapas están asociadas a la vida de un tsunami:

- Generación \rightarrow Okada
- Propagación \rightarrow mar abierto (lineal)
- Interacción con la costa \rightarrow run-up (no-lineal)

La descripción de todas las etapas está basada en los principios generales de la mecánica de medios continuos. Sin embargo, la aplicación de las ecuaciones en 3D para describir tsunamis es imposible por las limitaciones computacionales actuales. La manera de hacerlo, es desarrollar una inter-relación compleja de modelos, donde cada uno describe adecuadamente una etapa en la evolución de la ola.

3.1. Proceso físico en la fuente de un tsunami de origen sismotectónico

Los terremotos submarinos son la mayor causa de tsunamis (82 %). Parte de la energía de una fuente sísmica es capturada por la columna de agua y transferida principalmente al movimiento de varias olas.

3.1.1. Parámetros principales

Un terremoto es la liberación abrupta de un esfuerzo acumulado en la corteza de la Tierra debido al movimiento relativamente lento de la litósfera.

La fuente de un terremoto puede ser representada como el desplazamiento que ocurre debido a la falla en uno o muchos planos.

Un terremoto es caracterizado por el momento sísmico:

$$M_0 = \mu \bar{D} S [\text{Nm}]$$

donde μ es la rigidez de la fuente, S el área y \bar{D} la amplitud del desplazamiento (promedio en las dislocaciones).

La magnitud del terremoto está relacionada al momento sísmico como

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1,5}$$

La Figura 3.1 muestra la relación entre la intensidad de tsunami (Soloviev-Imamura, $I = 1/2 + \log_2 H$) y la magnitud de terremoto para la región Pacífica. La gran dispersión entre los datos significa que la relación entre los terremotos y tsunamis es compleja y ambigua, además de que la intensidad de tsunami no está rigurosamente definida sobre un parámetro físico como la energía. Sin embargo, notamos una cierta correlación positiva que puede ser identificada: terremotos de mayores magnitudes están generalmente acompañados por tsunamis de mayor intensidad. La dependencia presentada es una buena ilustración del criterio de magnitud aplicado a un sistema de alerta de tsunami. Prácticamente todos los tsunamis significantes ($I > 2$) son debido a terremotos de magnitud mayor a 7.

La intensidad de tsunami, además de depender de la magnitud del terremoto, debería depender de otros muchos parámetros: profundidad del epicentro, forma y orientación del área de falla, duración del proceso de fuente, profundidad del océano, etc. Ha sido notado que el éxito en la investigación de tsunamis no sólo está relacionada con la resolución de la parte hidrodinámica, sino también en el progreso en la resolución de la descripción de la fuente de terremoto.

el proceso de la generación de tsunamis ha sido estudiada relativamente poco, ya que no hay hasta ahora mediciones en las fuentes de tsunami. Toda la información sobre el proceso que precede a un tsunami, ha sido obtenida por mediciones remotas con mareógrafos, sistemas hidro-acústicos, sismómetros, gps, etc. Sin

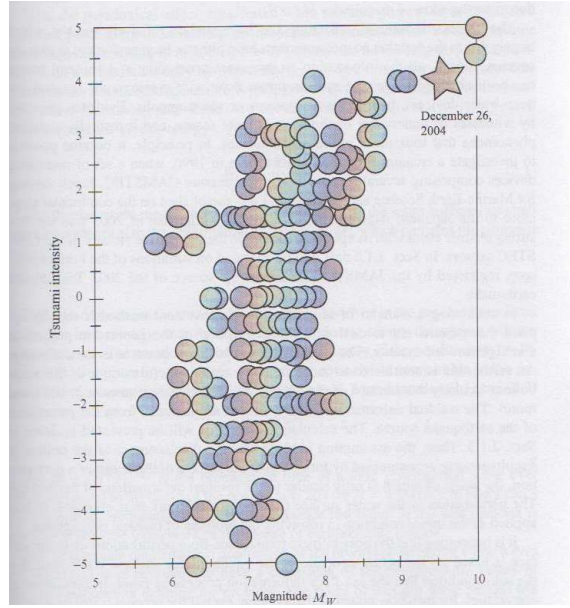


Figura 3.1: Dependencia de la intensidad de tsunami, de acuerdo a la escala de Soloviev-Imamura, con respecto a la magnitud de terremoto M_w para la región Pacífica.

embargo, en Japón se está investigando la formación de tsunami en la fuente, con un set de equipos de muchos sensores de presión en el suelo oceánico localizados aproximadamente sobre la fosa.

En la simulación de tsunamis de origen sísmico, un método conveniente es usualmente aplicado, el cual permite no tratar con la descripción del proceso de generación de una manera directa. Un terremoto causa una deformación repentina del suelo oceánico. Las deformaciones del suelo oceánico son deducidas de los parámetros de la fuente del terremoto. Se asume que el desplazamiento del suelo está acompañado simultáneamente por la formación en la superficie del agua de una perturbación, la cual tiene una forma muy similar a la deformación del suelo. La perturbación de la superficie del agua (elevación inicial) es entonces obtenida y aplicada como la condición inicial para resolver la propagación de tsunami.

Es interesante que la posibilidad de transferir perturbaciones del suelo oceánico hacia la superficie está basada en la estructura actual de las ecuaciones para aguas someras, las cuales requieren una sola condición: el proceso de deformación del suelo oceánico deber ser rápido.

En general, desde un punto de vista físico, no es evidentemente correcto transferir deformaciones del suelo oceánico a la superficie. En el caso en que las deformaciones del suelo oceánico duren mucho tiempo, es decir, cuando una onda larga tiene tiempo para propagarse sobre una gran distancia, comparada con la dimensión horizontal de la fuente, la elevación de la superficie del agua no va a coincidir en ningún momento en particular con el desplazamiento del suelo oceánico. Si la duración de la deformación es pequeña entonces el movimiento de la capa de agua debe ser descrito por la teoría de un líquido compresible. En el caso de desplazamientos a alta velocidad del fondo oceánico, una contribución adicional a la onda de tsunami puede estar dada por los efectos no-lineales.

Para una descripción matemática adecuada de los procesos que ocurren cuando olas son generadas, es necesario tener una idea clara de los valores característicos de los parámetros principales que definen el problema. La profundidad del océano en el área de la fuente puede variar de muchos kilómetros a cero (cuando la deformación del suelo oceánico se extiende bajo tierra). el tamaño horizontal de la fuente alcanza desde decenas hasta incluso cientos de kilómetros. La dependencia empírica que relaciona el radio promedio

$R_{TS}[\text{km}]$ de la fuente de tsunami y la magnitud de terremotos M es conocida como

$$\log R_{TS} = (0,50 \pm 0,07)M - (2,1 \pm 0,6) \quad (3.1)$$

Note que las fuentes reales de tsunami no son circulares, sino de una forma más elongada. La fuente de un tsunami de origen sísmico puede ser definido como el área, dentro de la cual un terremoto ha deformado notablemente el suelo oceánico o dentro de la cual oscilaciones sísmicas significantes han ocurrido.

La Figura 3.2 muestra las áreas de la superficie de la falla (línea sólida) y de la fuente de tsunami (línea punteada) como función del momento sísmico (magnitud). El área de la fuente de tsunami ha sido calculada como el área de un círculo con un radio determinado con la ecuación 3.1.

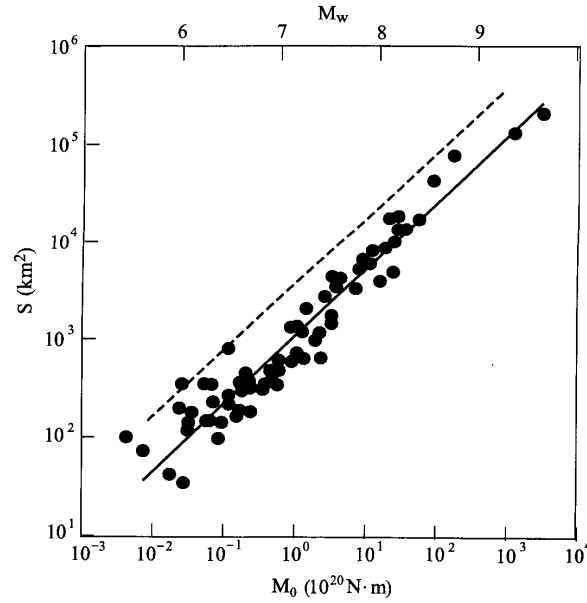


Figura 3.2: Área de la falla en la fuente del terremoto (línea sólida) versus el momento sísmico (magnitud). La línea punteada representa una estimación del área del tsunami de acuerdo a la ecuación 3.1.

Otro parámetro esencial que caracteriza la generación de un tsunami es la amplitud de desplazamiento $\xi_0[\text{m}]$ de la superficie oceánica en la fuente. La correspondiente regresión estimada tiene la forma

$$\log \xi_0 = (0,8 \pm 0,1)M - (5,6 \pm 1,0)$$

Estas fórmulas son derivadas para magnitudes entre $6,7 < M < 8,5$.

La duración del proceso en la fuente de tsunami también representa un importante parámetro del problema. Debemos distinguir entre varias cantidades características. Tenemos el tiempo de propagación de una onda larga gravitacional sobre una distancia igual a la profundidad del océano:

$$\tau_0 = \sqrt{H/g}$$

Además tenemos el tiempo de propagación de una onda larga gravitacional sobre una distancia igual a la extensión horizontal de la fuente:

$$T_{TS} = R_{TS}(gH)^{-1/2}$$

De manera similar, podemos introducir el tiempo de propagación de una onda hidro-acústica a lo largo de la fuente:

$$T_S = \frac{R_{TS}}{c}$$

donde c es la velocidad del sonido en el agua. Y por último, existe un tiempo que caracteriza la duración de un proceso que ocurre en la fuente del terremoto T_{EQ} . Notemos que la deformación del suelo oceánico no ocurre simultáneamente sobre toda el área de la fuente de tsunami, sino que se propaga horizontalmente siguiendo la falla que forma el terremoto.

En el catálogo de Harvard muestran un tiempo característico denominado *half duration*, el cual corresponde a la mitad de la duración del proceso de fuente de terremoto. Lo denotaremos como $Thd[s]$. El análisis de terremotos de magnitud $M_w > 7$ entre enero de 1976 y marzo de 2005 (370 eventos) permite obtener la siguiente relación:

$$\log Thd = (0,42 \pm 0,02)M_w - (1,99 \pm 0,14)$$

Tsunamis significantes se dan con $M_w > 7$.

3.2. Cálculo de deformaciones del fondo oceánico

Para las condiciones iniciales de propagación de tsunamis, es necesario tener datos realistas de las deformaciones del suelo oceánico resultantes de un terremoto submarino.

Estas deformaciones pueden ser calculadas en base a datos sísmicos, usando la solución analítica teoría elástica presentada por Okada (1995).

Consideremos el sistema de referencia cartesiano mostrado en la Figura 3.3. El medio elástico ocupa la región de $z \leq 0$. El eje Ox es considerado paralelo a la dirección del strike (rumbo) de una falla finita rectangular de largo L y ancho W .

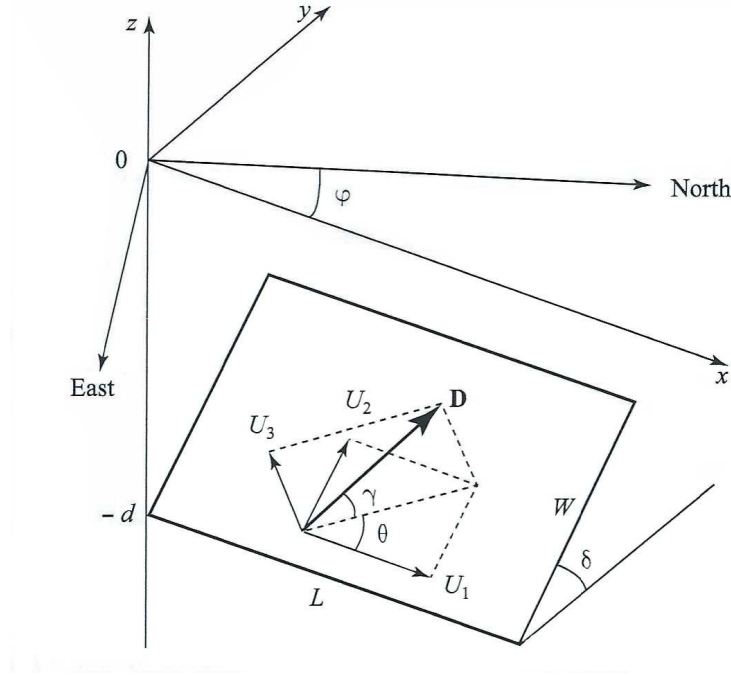


Figura 3.3: Geometría del modelo de fuente (largo L , ancho W , vector de Burger \vec{D} , dip δ , rake θ , ángulo entre el vector de Burger y el plano de la falla γ).

El vector de Burger $\vec{D} = (U_1, U_2, U_3)$ muestra el movimiento de la pared colgante (hanging-wall side block) relativa al bloque base (foot-wall side block). Las dislocaciones elementarias U_1 , U_2 y U_3 están definidas

de manera de corresponder a las componentes strike-slip, dip-slip y ténsil de dislocaciones arbitrarias. La componente ténsil U_3 es normal al plano de la falla.

Una dislocación está determinada por cuatro ángulos: ángulo de rumbo (strike) ϕ (horario desde el norte), el ángulo de manteo (dip) δ , el ángulo de deslizamiento (rake o slip) θ y el ángulo entre el vector de Burger y el plano de la falla γ . Las dislocaciones elementarias U_1 , U_2 y U_3 están relacionadas al vector de Burger de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} U_1 &= |\vec{D}| \cos \gamma \cos \theta \\ U_2 &= |\vec{D}| \cos \gamma \sin \theta \\ U_3 &= |\vec{D}| \sin \gamma \end{aligned}$$

Las dimensiones geométricas (LxW) y la dislocación ($|\vec{D}|$) pueden ser obtenidas mediante fórmulas empíricas:

$$\left. \begin{aligned} \log_{10} L \quad [\text{km}] &= 0,5M_w - 1,9 \\ \log_{10} W \quad [\text{km}] &= 0,5M_w - 2,2 \\ \log_{10} D \quad [\text{m}] &= 0,5M_w - 3,2 \end{aligned} \right\} \text{Handbook for tsunami forecast (2001)}$$

$$\left. \begin{aligned} \log_{10} L \quad [\text{km}] &= 0,55M_w - 2,19 \\ \log_{10} W \quad [\text{km}] &= 0,31M_w - 0,63 \end{aligned} \right\} \text{Papazachos et al. (2004)}$$

Por otro lado, pueden ser obtenidas desde

$$M_0 = \mu DLW$$

(donde $LW = A$) con

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1,5} - 6,07$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{L}{W} &= 2 \\ \frac{D}{L} &= 5 \times 10^{-5} \end{aligned} \right\} \text{Scaling Law (Kanamori \& Anderson (1975))}$$

μ se asume como $\mu \approx 3 \times 10^{10}$ Pa (Kanamori & Brodsky, 2004).

3.3. Estrés estático

El área de ruptura y el vector de desplazamiento varían espacial y temporalmente. Una vez que la ruptura termina, el valor final para los parámetros de la fuente es conocido como el valor estático. Es importante notar que la historia temporal de un parámetro de fuente en particular durante la ruptura puede no ser simple, como normalmente es notado con la caída del estrés. La Figura 3.4 muestra el estrés en un punto P a lo largo de la falla. Antes de que la ruptura alcance la vecindad de P , el estrés es τ_0 , el cual es menor que la fuerza de la falla en P , τ_s . A medida que la ruptura se aproxima, el estrés en P aumenta debido a la concentración de éste en el límite de la fractura. Cuando el estrés excede a τ_s (en el tiempo t_0) el deslizamiento en el punto P comienza. A medida de que el punto P se desliza, el estrés disminuye y cae al valor dinámico friccional τ_f . Después de que el deslizamiento ha terminado, el nivel de estrés se ajusta un poco arriba o abajo de τ_1 , el estrés final, dependiendo si ha ocurrido debilitamiento o fortalecimiento en la velocidad. La caída de estrés es entonces igual a $\delta\sigma = \tau_0 - \tau_1$. Aquí la falla en el punto P se desliza de cero a su valor final en el tiempo t_1 durante un tiempo finito.

3.4. Aproximación del deslizamiento

Una fuente real involucra un complejo fracturamiento y deslizamiento con fricción de un bloque sobre otro en un corto periodo de tiempo, del cual resulta una historia temporal-espacial del deslizamiento. El proceso de

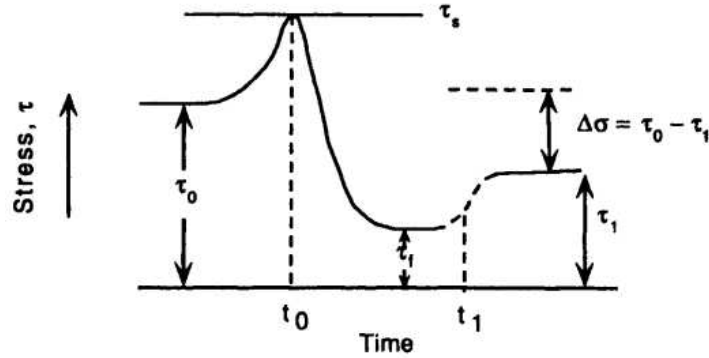


Figura 3.4: Diagrama de la evolución de estrés en un punto a lo largo de la falla durante la ruptura. La diferencia entre el estrés inicial y final es definido como la caída de estrés.

fracturamiento temporal-espacial puede ser aproximado de la forma más simple por una fuente puntual con una historia temporal $D(t)$ que aproxima el proceso de radiación de las ondas sísmicas durante la dislocación y la expansión del área de ruptura.

El modelo de dislocación promedio (Average Dislocation Model en Figura 3.5) de Volterra es usado generalmente para longitudes de onda mayores a las dimensiones de la falla. Éste puede ser reemplazado con el sistema de fuerzas de cuerpo equivalentes (Equivalent Body Force System en Figura 3.5) es un modelo dinámico, es decir, que produce una radiación de ondas sísmicas equivalentes.

El nivel de aproximación en la Figura 3.5 claramente depende de la sensibilidad de las ondas sísmicas a los detalles de la complejidad de la falla, la cual es dependiente de la frecuencia y de la longitud de onda.

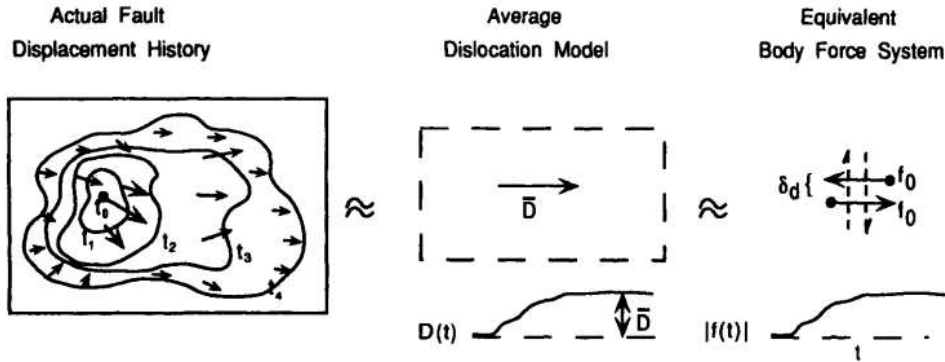


Figura 3.5: Equivalencia entre deslizamiento real, dislocación promedio y sistema de fuerzas equivalente.

4. Efectos tangenciales versus normales

Para la excitación del movimiento en una capa de agua, los desplazamientos normales del suelo oceánico son esencialmente más efectivos que los tangenciales.

Consideremos que cada punto de la superficie del suelo en la fuente de tsunami de área S se desplazan una distancia η_0 durante un tiempo τ : en la dirección tangencial y luego en la dirección normal. La normal al

suelo oceánico está a un ángulo α de la dirección vertical. La pendiente de la superficie del suelo oceánico raramente excede 0.1, por lo que el ángulo α es considerado pequeño.

Durante el corrimiento tangencial el suelo oceánico ejerce una fuerza sobre la capa de agua igual a $\rho(u^*)^2 S$, donde u^* es la velocidad de fricción (o de roce, o de corte) y ρ es la densidad del agua. La energía transferida a la capa de agua por el fondo oceánico puede ser estimada como el trabajo hecho por esta fuerza a lo largo de la trayectoria η_0 :

$$W_t = \rho(u^*)^2 S \eta_0$$

Al pasar al marco de referencia relacionado al movimiento del suelo oceánico, entonces se obtiene el problema tradicional de una capa límite (borde) logarítmica, en la cual la cantidad η_0/τ es la velocidad de flujo promedio lejos del borde.

La velocidad de fricción es esencialmente menor que la velocidad de un flujo promedio, entonces podemos escribir:

$$W_t \ll \rho S \frac{\eta_0^3}{\tau^2}$$

Estimaremos la energía transferida a una capa incompresible de agua por un desplazamiento normal por medio de la energía potencial de la elevación inicial de la superficie del agua. Asumiremos que la dimensión horizontal de la fuente es mayor que la profundidad del océano ($\sqrt{S} \gg H$) y que el desplazamiento es rápido ($\tau \ll \sqrt{S/(gH)}$).

En este caso el volumen total del agua desplazada por el desplazamiento $\eta_0 S$ estará distribuido sobre un área $S \cos \alpha$ de la superficie del océano. Así la amplitud de la elevación inicial será $\eta_0 / \cos \alpha$. Tomando en cuenta la pequeñez de α obtenemos la siguiente estimación para la energía potencial de la elevación inicial:

$$W_n = \rho g S \eta_0^2$$

Luego, la tasa entre las energías transferidas a la capa de agua por los desplazamientos normales y tangenciales es:

$$\frac{W_n}{W_t} \gg \frac{g\tau^2}{\eta_0}$$

Si asumimos $\eta_0 = \xi_0$ y $\tau = T_{hd}$, y aplicando $\log \xi_0 = (0,8 \pm 0,1)M - (5,6 \pm 1,0)$ y $\log T_{hd} = (0,42 \pm 0,02)M - (1,99 \pm 0,14)$ obtenemos que

$$\frac{g\tau^2}{\eta_0} \approx 800 \gg 1$$

Lo que significa que los efectos tangenciales pueden ser despreciados en el problema de la generación de tsunami.