



**SEGURIDAD**

SECRETARÍA DE SEGURIDAD  
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



**CENAPRED**

CENTRO NACIONAL DE  
PREVENCIÓN DE DESASTRES

# **“SIMULACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS EN COSTAS MEXICANAS COMO HERRAMIENTA PARA LA PREVENCIÓN, MITIGACIÓN Y PREPARACIÓN.”**

**CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES  
CENAPRED**

**CORDINACIÓN NACIONAL DE PROTECCIÓN CIVIL MÉXICO**

**SECRETARÍA DE GOBERNACIÓN**

**Elaboró:**

**Emmanuel Ramírez Álvarez**

**Jefe de Departamento de Investigación Aplicada a Riesgos Sísmicos**

**Subdirección de Riesgos Sísmicos**

**Ciudad de México, Diciembre 2019**

Av. Delfín Madrigal No. 665, Col. Pedregal de Santo Domingo, Alcaldía Coyoacán  
Ciudad de México, C.P. 04360, Tel. 52+(55) 5424 6100, [www.gob.mx/cenapred](http://www.gob.mx/cenapred)

*Los avisos de privacidad están disponibles para consulta en*

*<https://www.gob.mx/cenapred/es/documentos/avisos-de-privacidad-del-cenapred>*



## ÍNDICE

<b>ÍNDICE</b> .....	<b>2</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>3</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>4</b>
1.1 Antecedentes.....	4
<b>2. Modelo de generación de tsunamis</b> .....	<b>5</b>
2.1 Parámetros sísmicos .....	6
2.1.1 Modelos de ruptura .....	7
2.2 Modelado Numérico.....	9
<b>3. Modelo de propagación de tsunamis</b> .....	<b>11</b>
3.1 EasyWave .....	11
3.2 Resultados de las simulaciones.....	11
3.2.1 Sismos considerados.....	13
<b>4. Conclusiones</b> .....	<b>21</b>
<b>Referencias</b> .....	<b>22</b>
<b>Referencias web</b> .....	<b>23</b>



## RESUMEN

Los tsunamis son un fenómeno natural poco frecuente. En los últimos 100 años, 58 de ellos han cobrado más de 260,000 vidas, con un promedio de 4,600 por desastre, superando a cualquier otro riesgo natural. El tsunami más mortífero de la historia ocurrió en diciembre de 2004 en el Océano Índico consecuencia de un sismo Mw 9.0 frente a las costas de Sumatra, se estima que este causo el deceso de 227000 personas en 14 países. En marzo de 2011 en frente a las costas de Japón se registró un sismo Mw 8.9, el cual causo el deceso de unas 19000 personas.

En México, el antecedente del evento histórico del 28 de marzo de 1787, ocurrido en San Sixto, entre los límites de Oaxaca y Guerrero; es considerado el terremoto histórico más grande ocurrido en el Pacífico mexicano (estimaciones recientes de magnitud lo colocan en M 8.6), que generó un tsunami del cual se reportaron invasiones de mar de hasta 8 km. Sin embargo, existe evidencia histórica que van desde los testimonios hablados, registros hemerográfico nacionales e internacionales, así como muestras geológicas sedimentarias, donde se observa que éste tipo de eventos son comunes en las costas mexicanas.

El catálogo de tsunamis históricos del CAT-SEMAR, indica que en los últimos 285 años se ha registrado el arribo de más de 60 tsunamis a la costa occidental de México, este catálogo tiene documentados eventos sísmicos que generaron tsunamis desde 1537 a 2017, de los cuales, 58 eventos tsunamigénicos son verificables en acervos históricos de las regiones donde se presentaron.

Con los avances en la Dinámica Computacional de Fluidos (CFD, por sus siglas en inglés), el modelado numérico y matemático de tsunami se ha convertido en una potente herramienta, ampliamente utilizada, para representar o predecir su comportamiento, en velocidad, altura de ola e inundación de las costas.

Por tal motivo, se ha tomado al fenómeno tsunamigénico como una línea de investigación y que pueda contribuir a mitigar el riesgo en las regiones del Pacífico mexicano.

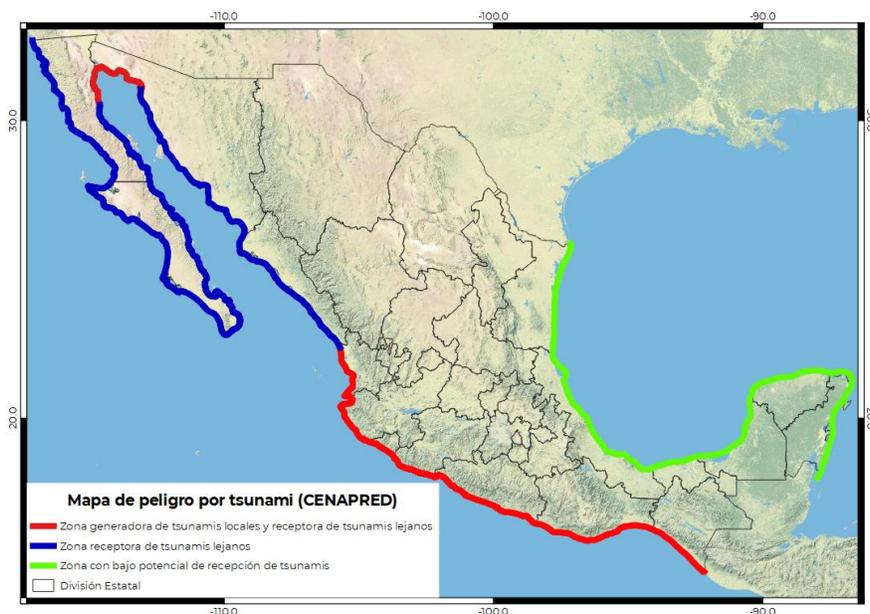
## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 Antecedentes

El término tsunami es japonés (tsu: puerto, nami: ola); internacionalmente se usa para designar el fenómeno que en español se denomina maremoto (CENAPRED, 2005). Un tsunami es una secuencia de olas que se generan cuando cerca o en el fondo del océano se genera un movimiento repentino de la columna de agua. Entre los posibles fenómenos tsunamigénicos se encuentran desplazamientos del fondo marino producto de grandes sismos, deslizamientos de grandes bloques de tierra tanto sumergidas y semisumergidas (en litorales) e impactos de meteoritos. Este tren de olas, puede arribar a las costas cercanas con gran altura y provocar efectos destructivos: pérdida de vidas y daños materiales, por lo tanto, el entendimiento de este tipo de fenómenos es de particular importancia.

La gran mayoría de los tsunamis son una consecuencia de los sismos que ocurren en regímenes tectónicos de subducción que se encuentran en el fondo oceánico, siendo el Océano Pacífico donde se han presentado en mayor número de veces.

El territorio nacional se localiza en el Cinturón Circumpacífico, considerada como la región con mayor sismicidad de todo el mundo. En nuestro país, el choque de las placas oceánicas de Cocos y Rivera contra la placa continental Norteamericana genera sismos de gran magnitud con tiempos de recurrencia relativamente cortos y con alto potencial tsunamigénico.



**Figura 1.1** Mapa de peligro por tsunami (CENAPRED).

Los sismos en las zonas de subducción son principal fuente de generación de tsunamis y de acuerdo a su origen, los tsunamis se clasifican en tres; de origen lejano, regional y local.

Para estudiar y analizar el fenómeno natural por tsunami desde su origen hasta su arribo en la línea de costa, es necesario utilizar modelos matemáticos que permitan

comprender en mayor medida, el peligro en las áreas expuestas al fenómeno y que sirva como guía en los análisis de riesgos y mitigación. La simulación matemática puede modelar las características más importantes del desarrollo del tsunami y eventualmente los escenarios de inundación plausibles para el caso de poblaciones costeras.

El modelado de tsunami incluye, al menos, tres diferentes etapas:

- La generación de la dislocación cosísmica.
- Tiempo de viaje de la ola generada por la deformación del fondo oceánico.
- La altura máxima de ola, con una aproximación de la máxima inundación (run up).

De acuerdo con lo anterior la selección de un método numérico para resolver el sistema de ecuaciones de gobierno debe realizarse teniendo en cuenta que éste pueda representar esas características.

## 2. Modelo de generación de tsunamis

Los tsunamis se pueden generar cada vez que ocurre un desplazamiento repentino de un gran volumen de agua, por diferentes causas, sismos, deslizamientos de grandes bloques de tierra tanto sumergidas y semisumergidas (en litorales), erupciones volcánicas e impactos de meteoritos.

En los catálogos nacionales e internacionales, se observa que los tsunamis generados por sismos son los más recurrentes. Según la clasificación de la UNESCO existen tres tipos de tsunamis en función del punto donde se originan:

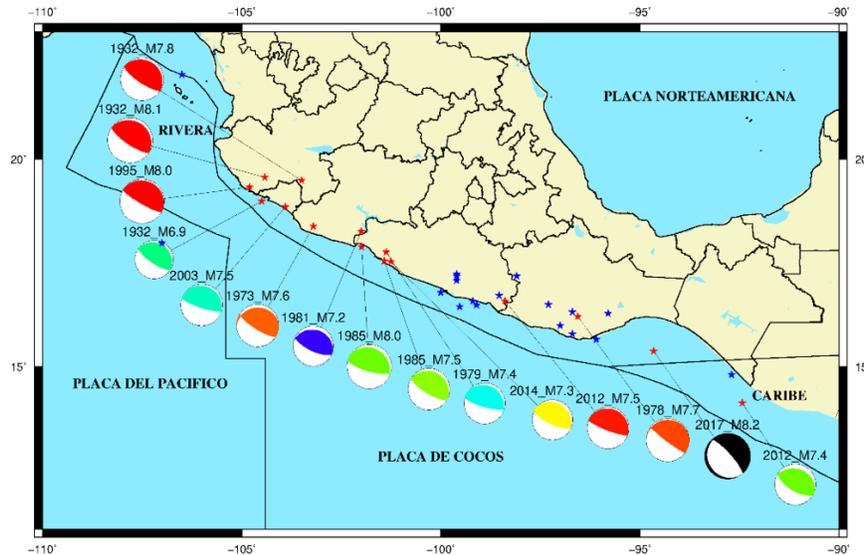
1. *Teletsunami o tsunami de campo lejano*: originado por una fuente distante, generalmente a más de 1.000 kilómetros o a más de 3 horas de tiempo de viaje de las olas del tsunami desde su origen
2. *Tsunami regional*: la fuente está situada a menos de 1.000 kilómetros, o en zonas situadas de 1 a 3 horas de tiempo de viaje de las olas del tsunami desde su origen.
3. *Tsunami local*: o de fuente cercana a una distancia inferior a 100 kilómetros del origen, con efectos destructivos en costas situadas o a menos de una hora de viaje del frente de ola del tsunami.

De acuerdo con los registros de CAT-SEMAR, así como en el trabajo realizado por Sánchez Devora y Farreras Sanz en 1993 con su "Catálogo de tsunamis (maremotos) en la costa occidental de México", se sabe del registro de más de 60 tsunamis (entre locales, regionales y lejanos) en la costa occidental de México en los últimos 285 años, siendo los de origen local los de mayor interés, no sólo porque el sismo que lo originó ocurrió en territorio nacional, sino porque la altura del oleaje producido fue en promedio de 5 metros y en casos excepcionales, hasta 10 metros.

En su etapa inicial un tsunami comienza como una pequeña perturbación del estado estacionario del tirante de agua que reposa sobre el fondo marino considerando la batimetría, dado que la amplitud de un tsunami en aguas profundas es del orden de centímetros y la profundidad media del océano es del orden de miles de metros. Por lo tanto, el modelado exacto de la propagación de un tsunami en aguas profundas demanda resolver la desviación desde el estado estacionario inicial.

Este trabajo se centra en la simulación numérica de tsunamis generados en las zonas de subducción mexicana. Para tal fin se analizaron algunos casos representativos tomados del catálogo del CAT-SEMAR (Figura 2.1), y para cada evento simulado se ha realizado la

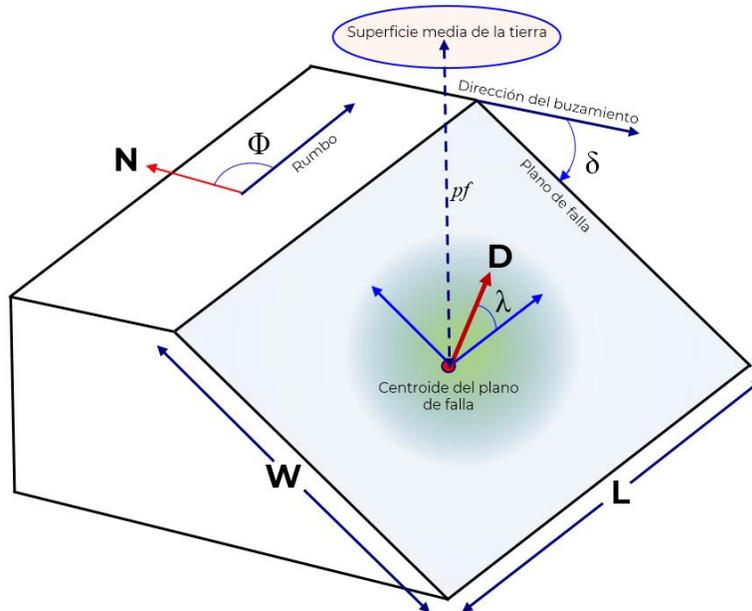
adecuada caracterización de la fuente tsunamigénica, la cual incluye una deformación inicial del fondo marino lo cual incluye tomar en consideración la batimetría de la región.



**Figura 2.1** Mapa de tsunamis mexicanos registrados en los últimos 285 años (periodo 1754 – 2017).

## 2.1 Parámetros sísmicos

La magnitud de un tsunami se puede medir de varias maneras: por la altura del runup, por la profundidad de la inundación o por la altura del tsunami en la costa. Para conocer dichos parámetros se debe considerar la condición inicial del evento sísmico que genera un desplazamiento de la superficie marina seguida del desplazamiento vertical (Figura 2.2).



**Figura 2.2** Modelo esquemático del plano de falla de una fuente sísmica y los parámetros que los componen.

Para determinar el desplazamiento vertical cosísmico, se usa un modelo de deformación elástica de la fuente generadora, que asume la ruptura de un simple plano de falla rectangular (Okada, 1992). En la figura 2.2 se muestra un modelo esquemático del plano de falla y los parámetros que los componen.

Donde:

- El *área de ruptura* (en azul) se mide en el plano de falla, y se define la longitud **L** y ancho **W** de ruptura, generalmente en metros o kilómetros.
- El *hipocentro* o foco es la zona en el interior de la Tierra donde inicia la ruptura usualmente al centro del plano de falla.
- *Epicentro*, es el punto situado directamente encima del hipocentro proyectado en la superficie media de la tierra.
- *Profundidad focal* **pf** es la distancia entre el hipocentro y el epicentro.
- *Strike* o *Rumbo*  $\Phi$  es el ángulo de orientación de la falla medido desde el borde superior en un plano horizontal con sentido de las manecillas del reloj y origen en el Norte geográfico, los valores del ángulo se suelen establecer entre 0-360°.
- *Dip* o *buzamiento*  $\delta$ , es el ángulo de inclinación al cual el plano cae hacia abajo desde el borde superior. Angulo positivo entre 0 y 90 grados.
- Slip o desplazamiento promedio **D**: distancia en el que el bloque superior se mueve en relación al bloque inferior, en la dirección especificada por el ángulo rake.
- *Rake* o *ángulo de deslizamiento*  $\lambda$ , y que describe la dirección del movimiento o desplazamiento (slip) relativo del bloque superior, respecto del bloque inferior de la falla, considerado este último como quieto.

El modelo de Okada genera una geometría de deformación del suelo marino, obteniendo un desplazamiento uniforme del sólido sobre una superficie finita con los parámetros mencionados anteriormente. Esta deformación es utilizada solo como una aproximación, ya que raramente el suelo marino es plano y muchos de estos parámetros son promedios o datos obtenidos desde observaciones externas.

El desplazamiento medio de los bloques (dislocación) se calcula mediante la expresión propuesta por Allen y Hayes (2015) y que son similares a las de Hanks y Kanamori, 1979. Dicha expresión relaciona la magnitud  $M_w$  con el largo **L**, el ancho **W**, la dislocación **d** y el módulo de rigidez al cortante  $\mu$ , utilizando un coeficiente de ajuste A.

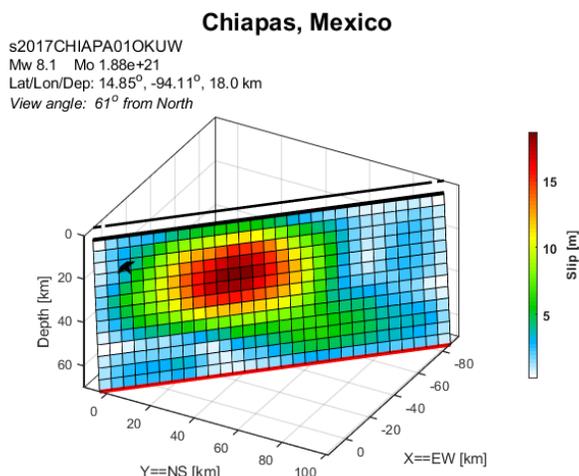
### 2.1.1 Modelos de ruptura

Utilizado las leyes de escalamiento de Allen y Hayes (2015), adaptadas con los datos más recientes de sismicidad y que son similares a las propuestas por Kanamori en 1979, se determinó las dimensiones de ruptura **L** y **W** de los sismos utilizados en cada una de las simulaciones realizadas en este proyecto. Además se obtuvieron los parámetros de dislocación cosísmica vertical. Las dimensiones de ruptura calculadas para cada sismo

utilizado, se compararon con los modelos existentes en el Finite-Fault Earthquake Source Model Database (SRCMOD).

**Tabla 2.1** Área de ruptura del sismo del 07 de septiembre de 2017 obtenidos utilizando las leyes de escalamiento de Allen y Hayes (2015).

L (km)	W(km)	Slip (m)	Área S <sub>2</sub> (km <sup>2</sup> )
<b>136.77</b>	<b>72.44</b>	<b>12.36</b>	<b>9594.01</b>



**Figura 2.3** Ejemplo Modelo del Finite-Fault Earthquake Source Model Database de Okuwaki and Yagi (2017).

Los parámetros del Dip, Rake y Strike se tomaron los del Global CMT Web Page (CMT), para este sismo, a continuación se muestra un ejemplo:

### Global CMT Catalog

#### Search criteria:

```
Start date: 2017/9/8 End date: 2017/9/8
-90 <=lat<= 90 -180 <=lon<= 180
0 <=depth<= 1000 -9999 <=time shift<= 9999
0 <=mb<= 10 0<=Ms<= 10 0<=Mw<= 10
0 <=tension plunge<= 90 0 <=null plunge<= 90
```

#### Results

##### 201709080449A NEAR COAST OF CHIAPAS, M ☐

```
Date: 2017/ 9/ 8 Centroid Time: 4:49:46.7 GMT
Lat= 15.38 Lon= -94.66
Depth= 44.8 Half duration=32.0
Centroid time minus hypocenter time: 27.5
Moment Tensor: Expo=28 -1.090 0.358 0.734 1.750 -1.890 -0.652
Mw = 8.2 mb = 0.0 Ms = 8.2 Scalar Moment = 2.82e+28
Fault plane: strike=150 dip=12 slip=-78
Fault plane: strike=318 dip=78 slip=-93
```



##### 201709081857A OAXACA, MEXICO ☐

```
Date: 2017/ 9/ 8 Centroid Time: 18:57:28.4 GMT
Lat= 16.36 Lon= -95.09
Depth= 44.7 Half duration= 1.4
Centroid time minus hypocenter time: 4.3
Moment Tensor: Expo=24 -2.120 0.114 2.010 0.228 -1.280 -0.860
Mw = 5.5 mb = 0.0 Ms = 5.3 Scalar Moment = 2.58e+24
Fault plane: strike=152 dip=30 slip=-101
Fault plane: strike=345 dip=60 slip=-84
```



**Figura 2.4** Parámetros del Dip, Rake y Strike se tomaron los del Global CMT Web Page (CMT).

## 2.2 Modelado Numérico

### Teoría de aguas someras

La propagación de las olas de un tsunami por el desplazamiento vertical del lecho marino producto de un sismo, puede analizarse como un fenómeno hidráulico, a través de la teoría de ondas largas. Esta teoría, es aplicable a las ondas de poca profundidad (relación entre la profundidad del agua y la longitud de la onda), para las cuales la de la gravedad y la curvatura de las trayectorias del de agua en suficientemente pequeña. En consecuencia, el movimiento vertical de las partículas de agua no tiene efecto sobre la distribución de la presión. Es una buena aproximación que la presión es hidrostática. Además, la velocidad horizontal de las partículas de agua es verticalmente uniforme.

Sobre la base de estas aproximaciones, el movimiento de las ondas largas se expresa bien mediante la teoría de aguas poco profundas o Modelo de Aguas Someras (Ortiz M., 2010).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{U} = 0$$

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + g h \nabla \eta = 0$$

En estas ecuaciones,  $t$  es el tiempo,  $\eta$  es el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio,  $h$  es la profundidad de la columna de agua,  $\mathbf{U}$  es el vector de velocidad horizontal integrado verticalmente, y  $g$  es la aceleración de la gravedad.

El modelo de propagación, está basado sobre el sistema de ecuaciones de aguas rasas o someras (Yandar MD., 2015). Este sistema puede ser derivado del modelo de Navier-Stokes y de la conservación de masa y momento, de forma general:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\mathbf{M} + \mathbf{M}_d) + \frac{\partial}{\partial y} (\mathbf{N} + \mathbf{N}_d) = \mathbf{H}$$

Donde  $\mathbf{U}$  es el vector de variables,  $\mathbf{M}$ ,  $\mathbf{M}_d$ ,  $\mathbf{N}$  y  $\mathbf{N}_d$  son los vectores de flujos convectivos y difusivos en las direcciones  $x$  y  $y$  respectivamente.  $\mathbf{H}$  es el vector de fricción y término fuente. Las expresiones vectoriales  $\mathbf{U}$ ,  $\mathbf{M}$  y  $\mathbf{N}$  son:

$$\mathbf{U} = \begin{bmatrix} h \\ hu \\ hv \end{bmatrix} \quad \mathbf{M} = \begin{bmatrix} hu \\ hu^2 + \frac{gh^2}{2} \\ huv \end{bmatrix} \quad \mathbf{N} = \begin{bmatrix} hv \\ huv \\ hv^2 + \frac{gh^2}{2} \end{bmatrix}$$

Donde  $h$  es la profundidad del agua,  $u$  y  $v$  los promedios de las velocidades (sobre la profundidad y tiempo en flujos turbulentos) y  $g$  la aceleración de la gravedad. Las correspondientes expresiones para flujos convectivos y difusivos  $\mathbf{M}$  y  $\mathbf{N}$ , se pueden expresar de la siguiente manera:

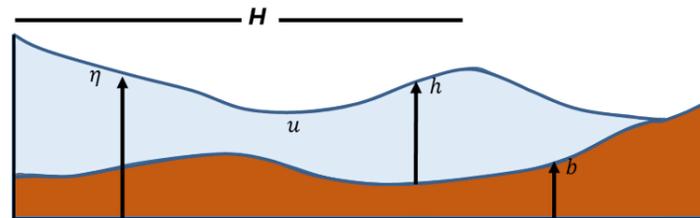
$$M_d = \begin{bmatrix} 0 \\ -\varepsilon h \frac{\partial u}{\partial x} \\ -\varepsilon h \frac{\partial v}{\partial x} \end{bmatrix} \quad N_d = \begin{bmatrix} 0 \\ -\varepsilon h \frac{\partial u}{\partial y} \\ -\varepsilon h \frac{\partial v}{\partial y} \end{bmatrix}$$

Donde  $\varepsilon$  es el coeficiente de viscosidad cinemática.

$H$  la longitud de onda se puede denotar como:

$$H = \begin{bmatrix} 0 \\ gh(S_{ox} - S_{fx}) \\ gh(S_{oy} - S_{fy}) \end{bmatrix}$$

Donde  $S_{ox}$   $S_{oy}$  son las pendientes del fondo marino en las direcciones  $x$  e  $y$ .  $S_{fx}$   $S_{fy}$  es la fricción del fondo marino.



**Figura 2.5** Esquema general de Aguas rasas, aguas poco profundas o Modelo de Aguas Someras

Donde  $H$  es la longitud de onda,  $b$  es la profundidad del fondo marino,  $h$  la altura del cuerpo de agua,  $\eta$  igual a  $h + b$  y  $u$  el flujo.

Entre los términos de disipación de energía, el principal fenómeno físico es la disipación por fricción, la cual se suele aproximar por un modelo de tipo Manning de la siguiente forma:

$$F_x = \frac{gn^2}{H_T^3} M(M^2 + N^2)^{1/2}$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H_T^3} M(M^2 + N^2)^{1/2}$$

Donde  $H_T$  es la profundidad total del agua y  $n$  es el coeficiente de fricción de Manning. Como se puede ver, este término es inversamente proporcional a la profundidad total, por lo que su efecto es más notorio en profundidades bajas. Existe una gran variedad de modelos numéricos que resuelven estas ecuaciones. Para este proyecto se utilizó software EasyWave.

## 3. Modelo de propagación de tsunamis

### 3.1 EasyWave

Por otra parte, para la generación del modelado de propagación del tsunami originado por una dislocación sísmica en el fondo marino anteriormente descrito, se utilizó la herramienta, denominada EasyWave, la cual fundamenta el modelado a través de los parámetros de la falla sísmica, donde se asume un desplazamiento instantáneo de la superficie del mar. Dicho desplazamiento co-sísmico se modela de acuerdo con el modelo clásico de Okada (1985) para la ruptura rectangular de deslizamientos uniformes en un medio espacio homogéneo. Para lo cual se deberá considerar una regla general fundamental: la falla (de subducción) debe estar suficientemente definida. Por ejemplo, uno puede literalmente especificar todo el conjunto de parámetros de Okada: ubicación (x e y), profundidad (depth), longitud de ruptura L, ancho de ruptura W, deslizamiento (slip), dirección (strike), ángulo de inclinación o buzamiento (dip) y ángulo de desplazamiento (rake) y la magnitud del momento (Mw) del sismo. Para obtener la longitud de ruptura L, ancho de ruptura W, se usan las relaciones de escalamiento de Allen and Hayes, 2015, la cantidad de deslizamiento está implícita en la relación.

EasyWave sigue el algoritmo computacional presentado en Kowalik y Whitmore (1991), utilizando las ecuaciones bidimensionales de aguas poco profundas se resuelven en una cuadrícula escalonada de diferencia finita en coordenadas esféricas que implican un paso de tiempo explícito. Solo se considera la aproximación lineal, el algoritmo no calcula las inundaciones costeras y las ejecuciones detalladas directamente. En cambio, lleva la ola de tsunami hasta el límite de validez del modelo lineal de aguas poco profundas (generalmente, 20-50 metros de profundidad) y luego estima las acumulaciones con relaciones empíricas (por ejemplo, Chesley y Ward, 2006).

EasyWave ha sido comparado con el TUNAMI-N2 para varios escenarios alrededor de la costa indonesia del océano Índico. La ola principal no reflectante muestra una coincidencia perfecta hasta las profundidades muy poco profundas (<10 m), excepto en los casos en que la ola principal viaja largas distancias a lo largo de la costa acumulando efectos de segundo orden en aguas poco profundas como la fricción del fondo.

### 3.2 Resultados de las simulaciones

EasyWave produce salidas 1D y 2D. Las series de tiempo de onda se pueden almacenar para cualquier ubicación dada en un formato de tabla de texto simple. Para el presente estudio, se obtuvieron los datos de tiempo estimado de llegada (ETA) y altura estimada de ola (EWH) para varios sismos y 291 puntos del Pacífico Mexicano (Figura 3.1).

De forma general se obtuvo:

- Modelados de propagación del tsunami para diferentes sismos en tsunamigénicos en México, obtenidos del catálogo del CAT-SEMAR, utilizando una herramienta para simular la generación y propagación de tsunamis, denominada EasyWave.
- Tiempo estimado de llegada (ETA).
- Altura estimada de ola (EWH) para varios puntos del litoral Mexicano.
- Comprobación de alturas de ola con registros históricos de mareógrafos y boyas DART en caso de existir.

De los eventos ya mencionados (aquellos cuya información referente al mecanismo focal es conocida), se seleccionarán algunos para proceder a realizar las simulaciones de propagación de la ola con la ayuda del software Easywave, con el cual se obtiene la altura y tiempo de arribo de la ola.

Para reducir aún más la lista de eventos, primero, se seleccionaron los eventos más significativos, es decir, los de mayor magnitud y que a su vez, estuviesen distribuidos a lo largo de la zona de subducción mexicana, de tal manera que se pudiese abarcar lo más que se pueda de la misma; lo anterior debido a que facilitará la realización de las simulaciones faltantes.



**Figura 3.1** Los puntos rojos indican la ubicación de 291 puntos de análisis para cada simulación de tsunamis.

Los eventos que quedan corresponden a los años de **1787, 1985** (el de magnitud más grande y de oleaje más significativo), **1995, 2003, 2012 y 2017**; de los cuales, **1787, 1995 y 2017** ya poseen trabajos previos de simulaciones de tsunamis (debido principalmente a los simulacros llevados a cabo por el CAT); por lo que, las simulaciones pendientes corresponden a los años **1985, 2003 y 2012**.

Las simulaciones darán la información de los parámetros que hacen falta para poder realizar los mapas de inundación (en una segunda etapa) a lo largo de la zona de subducción mexicana, por lo que son uno de los principales objetivos de éste trabajo; uno de ellos corresponde a la altura máxima de la ola con respecto a varios puntos de la costa (por ejemplo, ciudades o puertos importantes demográficamente hablando), la cual corresponderá en la mayor medida posible con lo que se reportó en las estaciones mareográficas, y el otro al tiempo de arribo de las mismas a los puntos “más vulnerables”.

A continuación, se muestran los eventos que se seleccionaron para la realización de la obtención de los ETA y EWH y su posterior análisis que ayudarán a cumplir con el objetivo planteado en esta primera parte del trabajo.

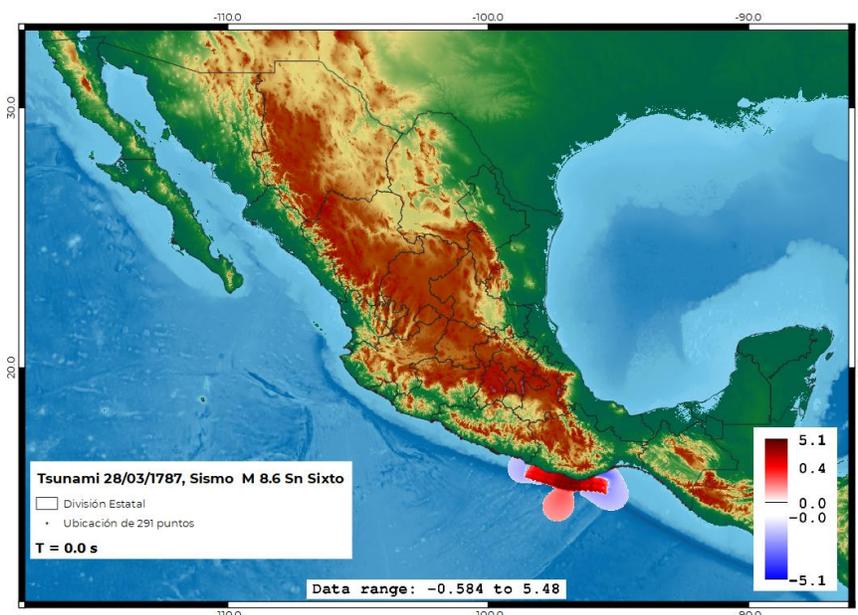
### 3.2.1 Sismos considerados

#### 28 MARZO DE 1787

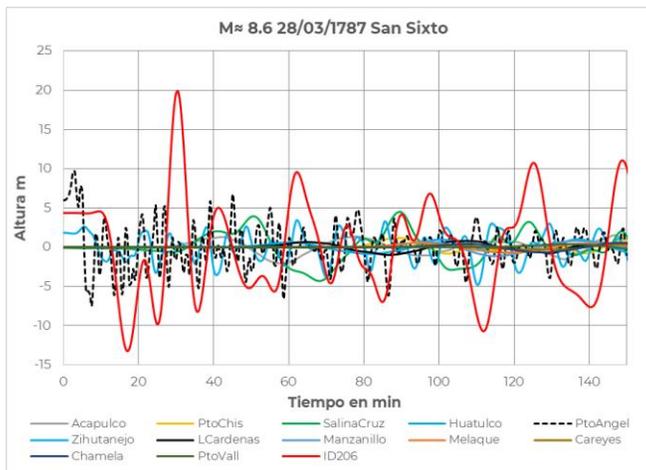
El miércoles 28 de marzo de 1787, a las 11:30:00 hora local, en las costas de Oaxaca y sur de Guerrero tuvo lugar el llamado “Temblor de San Sixto”, en recuerdo al santo católico celebrado ese día. Percibido en toda la Nueva España, las crónicas dicen que se percibió con una duración cercana a los 7 minutos (Figura 3.2). Se ignora cuántas víctimas mortales hubo, pero las afectaciones en las construcciones de las Intendencias de México, Puebla y Oaxaca fueron severas. En la Ciudad de México las más afectadas fueron Palacio Nacional y la Cámara de Diputados, pero la ciudad de Antequera, hoy Oaxaca, quedó en ruinas. (SSN, simulacro 2019)

Así mismo, derivado del gran sismo, ocurrió el más grande tsunami hasta ahora registrado en México, cuyas olas alcanzaron los 20 metros, penetrando más de 8 kilómetros tierra adentro en la costa del Pacífico. En Tehuantepec, el alcalde mayor Tomás Mollinedo; informaría a la Real Audiencia que el terremoto había desatado “*una extraña conmoción de las aguas y un espantoso bramido del mar*”. (Núñez Cornú & Ortiz Figueroa, 2008). De acuerdo con Soloviev, 1975, el saldo de decesos se estima en 11 víctimas mortales; se desconoce el dato exacto de pérdidas económicas.

En la Figura 3.2 se muestra el mapa con la localización aproximada de este evento. Por tratarse de un evento tan antiquísimo (sin datos/registros precisos), los parámetros que se emplearon en la elaboración del mapa son los mismos que el Servicio Sismológico Nacional reportó en el simulacro de evento que llevó a cabo el 19 de septiembre de 2019; los cuales a su vez, fueron obtenidos con base en el trabajo de Suárez y Albini (2009), quienes proponen una longitud de falla de 450 km y una magnitud de 8.6



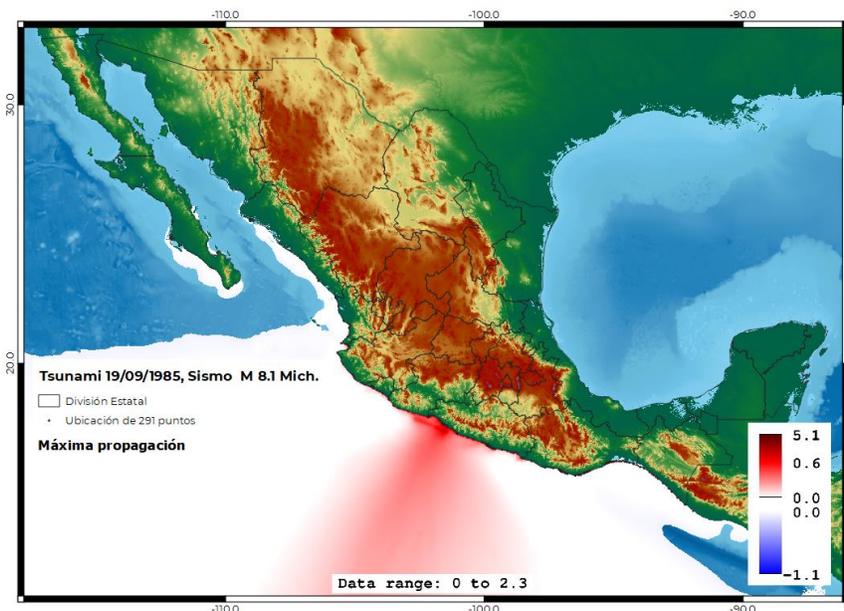
**Figura 3.2** Tsunami del “Temblor de San Sixto”, 28 de marzo de 1787, a las 11:30 hora local,  $T = 0.0$  s, es la deformación inicial.



**Figura 3.3** ETA y EWH del “Temblor de San Sixto”, 28 de marzo de 1787, a las 11:30 hora local. El punto ID 206 se ubica cerca de Puerto Escondido, Oaxaca.

### 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985

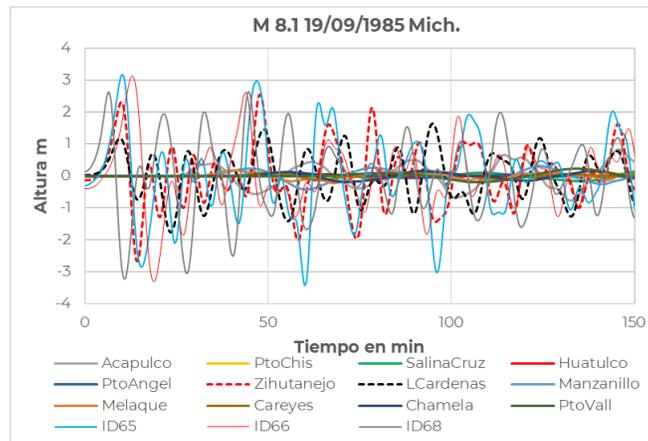
Este evento es considerado como el sismo más mortífero y destructivo registrado en la historia de la ciudad de México, con una magnitud de M 8.1, su epicentro fue localizado en las costas de Michoacán y Guerrero (Figura 3.4), ocurrió a las 07:17:49 hora local (13:18:25 hora UTC reportado por Global CMT) derivando en un trágico despertar para los capitalinos: al menos 9 500 personas murieron, alrededor de 30 000 resultaron heridas, más de 100 000 personas quedaron sin hogar y se causaron daños graves en varias partes de la ciudad de México y otros estados de la república como Jalisco, Michoacán, Colima, Guerrero, entre otros. Se estima que el terremoto afectó un área aproximada de 825 000 km<sup>2</sup> y fue sentido por casi 20 millones de personas.



**Figura 3.4** Tsunamis del sismo M 8.1, su epicentro fue localizado en las costas de Michoacán y Guerrero, del 19/09/85 a las 07:17:49 hora local, Máxima propagación.

Así mismo, un tsunami se generó, lo cual causó algunos daños en Lázaro Cárdenas, Zihuatanejo y Manzanillo. Las alturas estimadas de las olas fueron de 3 m en Zihuatanejo y 2.8 m en Lázaro Cárdenas. (International Seismological Centre, 2010).

En el puerto de Lázaro Cárdenas, la zona más cercana al epicentro, no hubo víctimas del tsunami, la mayor parte de los años materiales se debieron directamente a la inundación de la zona portuaria-industrial, destacando la remoción del material de soporte de las vías férreas y la destrucción de 1.5 km de las mismas. (Ferrera & Ortiz, 2003)



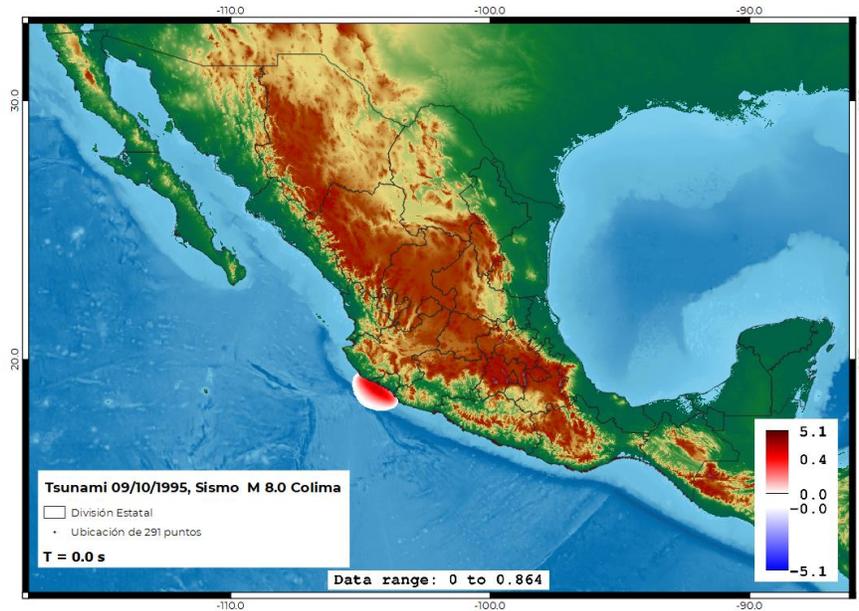
**Figura 3.5** ETA y EWH del “Temblor de Michoacán”, 19 de septiembre de 1985, a las 07:17 hora local, los puntos ID 65, 66 y 68 se ubican entre Lázaro Cárdenas y Zihuatanejo.

## 9 DE OCTUBRE DE 1995

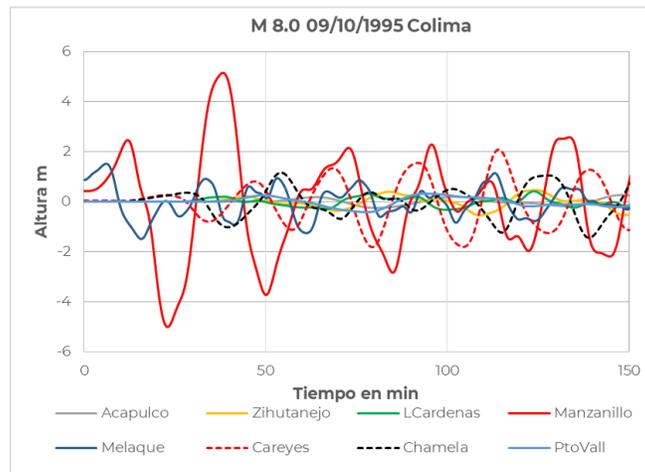
El 9 de octubre de 1995, a las 09:36:28 hora local (15:35:28 hora UTC), se registró un sismo de magnitud M 8.0 dentro del bloque Jalisco (donde se encuentra el parte norte de la zona de subducción mexicana en la cual la placa Rivera se subduce debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera de América Central; la ruptura de la fuente de este evento del tipo de empuje con ángulo bajo fue complicada. Estudios posteriores de la historia de la ruptura demostraron que el deslizamiento ocurrió dentro de un área de 180 \* 90 km (aproximadamente) con una profundidad entre 9 y 33 km a lo largo de la trinchera de América Central (Figura 3.6). Se estima que al menos tres asperezas principales se rompieron lo largo del plano de falla. (M. Zobin & Ventura-Ramírez, 1998)

El sismo se sintió a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, principalmente en los estados de Colima, Jalisco, Michoacán y parte del área continental de México (se sintió fuertemente en la Ciudad de México. Incluso se sabe que fue sentido por personas en edificios de gran altura en Dallas y Houston, Texas y Oklahoma City, Oklahoma).

Con respecto a las cifras del desastre, se sabe que al menos hubo 49 decesos, cien personas heridas, casi mil sin hogar y daños extensos en los estados de Colima y Jalisco. La mayoría de los daños y las víctimas ocurrieron en el área de Cihuatlán, Manzanillo, Colima. Los deslizamientos de tierra bloquearon las carreteras entre Guadalajara y Manzanillo. El tsunami se generó con alturas estimadas de hasta 2 a 5 m en el área de Manzanillo y dejó al menos una víctima mortal. (International Seismological Centre, 2010).



**Figura 3.6** Tsunamis del sismo M 8.0, su epicentro fue localizado en las costas de Jalisco y Colima, del 09/10/95 a las 09:36 hora local, T = 0.0 s, es la deformación inicial.

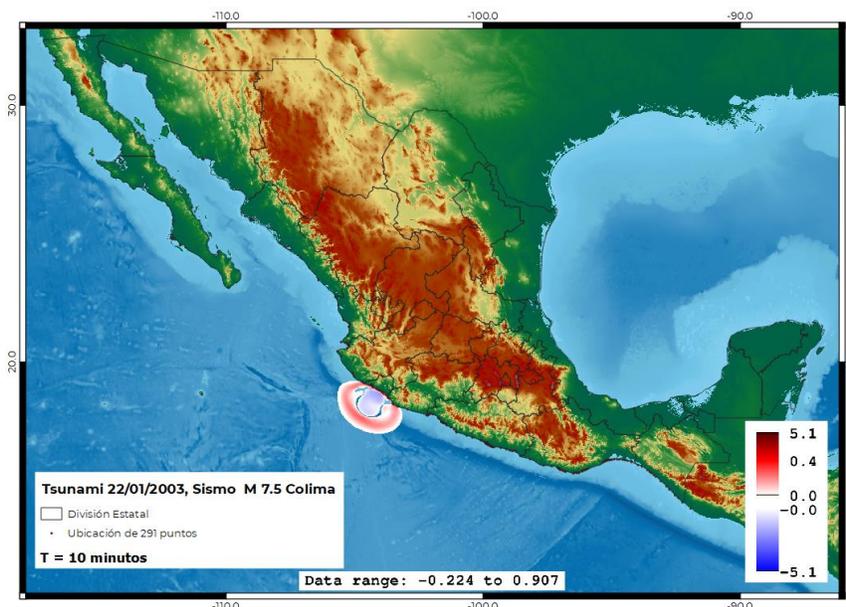


**Figura 3.7** ETA y EWH del “Temblor de Jalisco-Colima”, 09 de octubre de 1995, a las 09:36 hora local.

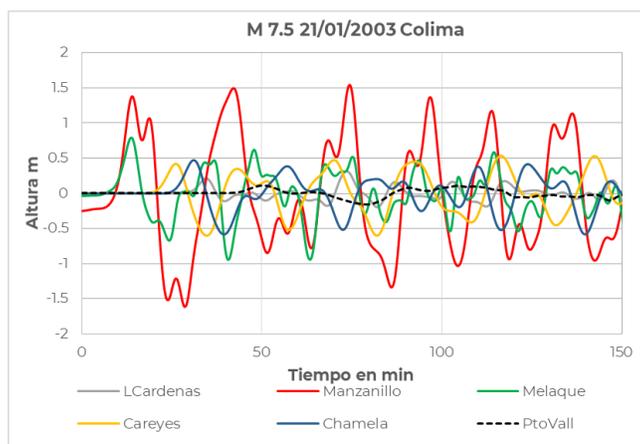
## 22 DE ENERO DE 2003

El 21 de enero del 2003 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) informó de la ocurrencia de un sismo a las 20:06:48 hora local, (02:06:48 h GMT) frente a las costas de Colima, con una profundidad de aproximadamente 9.3 km (CENAPRED, 2003). La magnitud calculada por el SSN, empleando la escala de magnitud de energía (basada en la estimación de la energía liberada empleando registros de la estación CUIG, ubicada en Ciudad Universitaria) fue  $M_e=7.6$ , re cálculos hechos por Global CMT reportan una magnitud de momento  $M 7.5$  (Figura 3.8).

La intensidad del movimiento fue sentida con mayor fuerza en los estados de Colima, Michoacán y Jalisco. Los daños más notables se observaron en el estado de Colima, donde las construcciones de adobe y mampostería de piezas de barro deficientemente confinada las que presentaron los mayores daños. En la Ciudad de México fue registrado por la red de instrumentos existente, sin embargo, su intensidad fue menor y prácticamente no se observaron daños. (CENAPRED, 2003). Al menos 29 decesos, 300 heridas, alrededor de 10,000 personas sin hogar, 2,005 casas destruidas y 6,615 dañadas. Este terremoto superficial ocurrió en una zona sísmicamente activa cerca de la costa del centro de México, es decir, cerca de la unión de tres placas tectónicas: la placa norteamericana al noreste, la Placa de Rivera hacia el noroeste y la placa de Cocos hacia el sur. (ISC CATALOG, 2018)



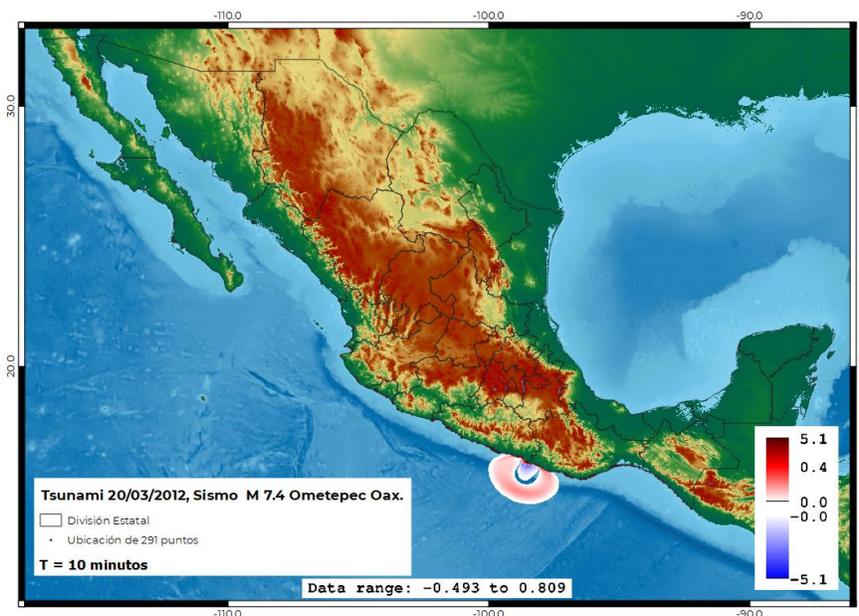
**Figura 3.8** Tsunamis del sismo M 7.5, su epicentro fue localizado en las costas de Michoacán y Guerrero, del 21/01/2003 a las 20:06:48 hora local, T = 10 min después de ocurrido el sismo.



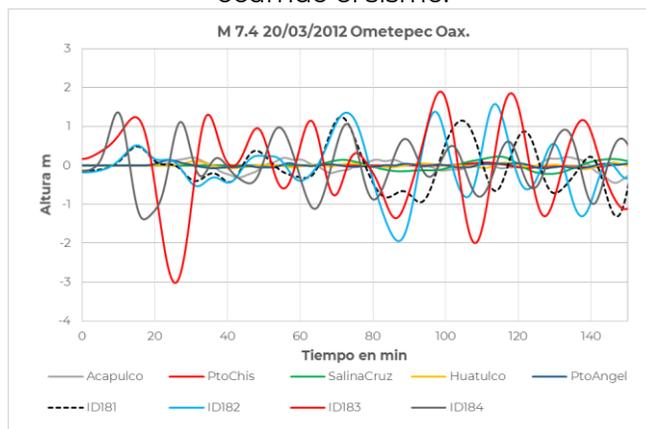
**Figura 3.9** ETA y EWH del “Temblor de Colima”, 21 de enero de 2003, a las 20:06:48 hora local.

## 20 DE MARZO DE 2012

El día 20 de marzo de 2012, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó un sismo con magnitud Mw 7.4 (de acuerdo con los cálculos de Global CMT, M7.5) localizado en las cercanías de Ometepec, Guerrero y Pinotepa Nacional, Oaxaca (Figura 3.10). El sismo, ocurrido a las 12:02:55 hora local (18:02:55 hora UTC), fue sentido en gran parte de la zona centro de la República Mexicana (SSN, 2012). Al menos dos personas murieron en Guerrero, 11 personas heridas en Oaxaca y dos heridas en la capital, dejando además alrededor de 800 casas derrumbadas en Igualepa, Guerrero. (ISC, 2018). El sismo ocurrió en el segmento de las placas tectónicas conocido como Ometepec, en las costas de Guerrero; cuya zona es donde han ocurrido eventos sísmicos aproximadamente cada 14 años desde 1928. (Juárez García et al., 2012)



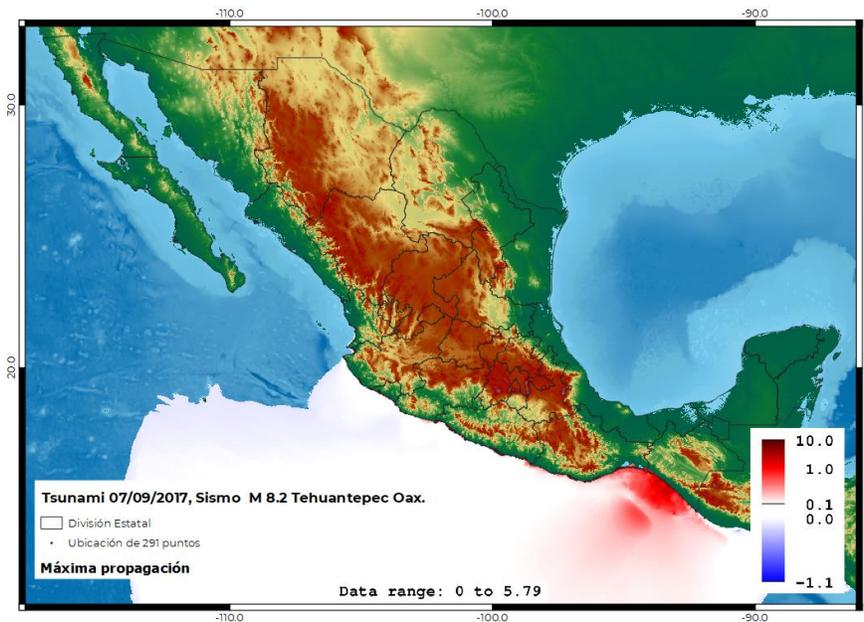
**Figura 3.10** Tsunamis del sismo M 7.4, su epicentro fue localizado en las costas de Ometepec Oaxaca, del 20/03/2012 a las 12:02:55 hora local, T = 10 min después de ocurrido el sismo.



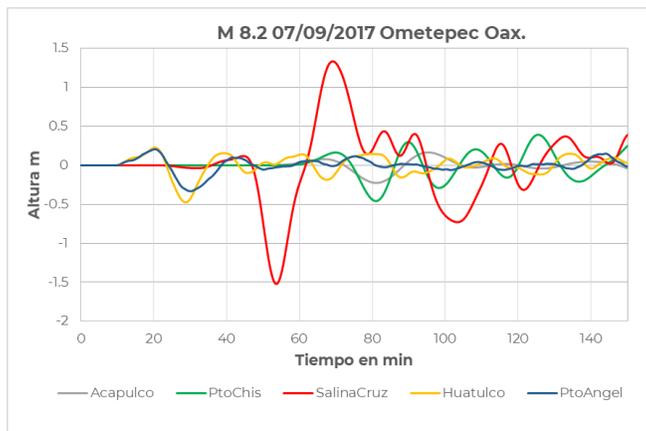
**Figura 3.11** ETA y EWH del “Temblor de Ometepec”, 20 de marzo de 2012 12:02:55 hora local, los puntos ID 181 a 184 se ubican entre Marquelia Guerrero y Pinotepa Nacional.

## 08 DE SEPTIEMBRE DE 2017

El día 7 de septiembre de 2017, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó un sismo con magnitud 8.2 localizado en el golfo de Tehuantepec, a 133 km al suroeste de Pijijiapan, Chiapas (Figura 3.12). El sismo, ocurrido a las 23:49:17 horas (04:49 UTM), fue sentido en el sur y centro del país con profundidad de 45.9 km (SSN, 2017)



**Figura 3.12** Tsunamis del sismo M 8.2, su epicentro fue localizado en golfo de Tehuantepec, Oaxaca, del 19/09/85 a las 23:49:17 hora local, Máxima propagación.

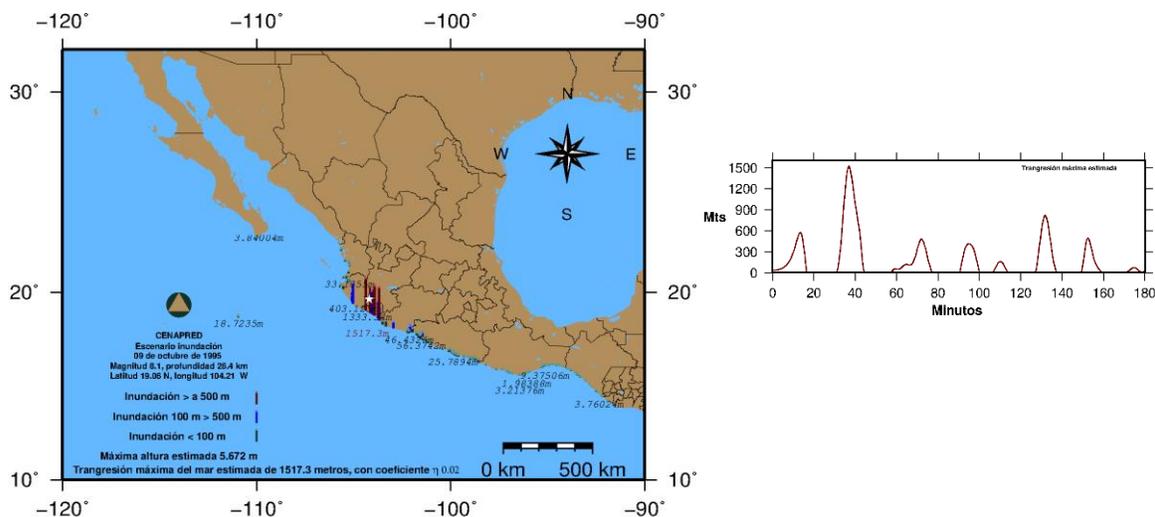


**Figura 3.13** ETA y EWH del “Temblor en golfo de Tehuantepec”, 07 de septiembre de 2017, a las 23:49:17 hora local.

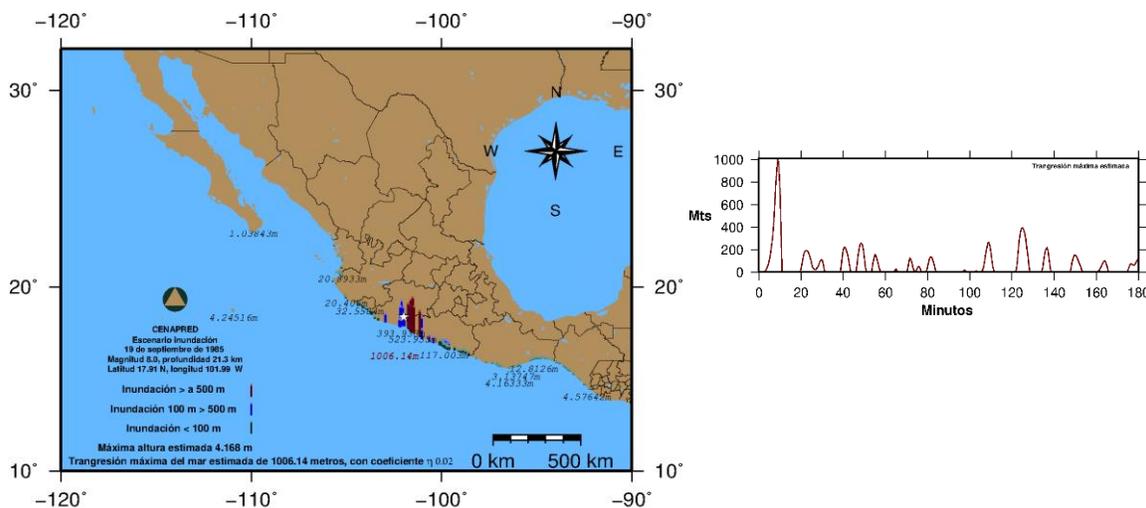
Causó daños en los estados de Oaxaca, Chiapas y Tabasco, incluidas más de 100 muertes, más de 1.5 millones de personas se vieron afectadas y 41,000 casas fueron dañadas solo en el estado de Chiapas. Este terremoto, un evento intraplaca en la placa de subducción

oceánica, generó un tsunami registrado en varias estaciones de medición de mareas en México y en el Océano Pacífico (Ramírez-Herrera et al, 2017).

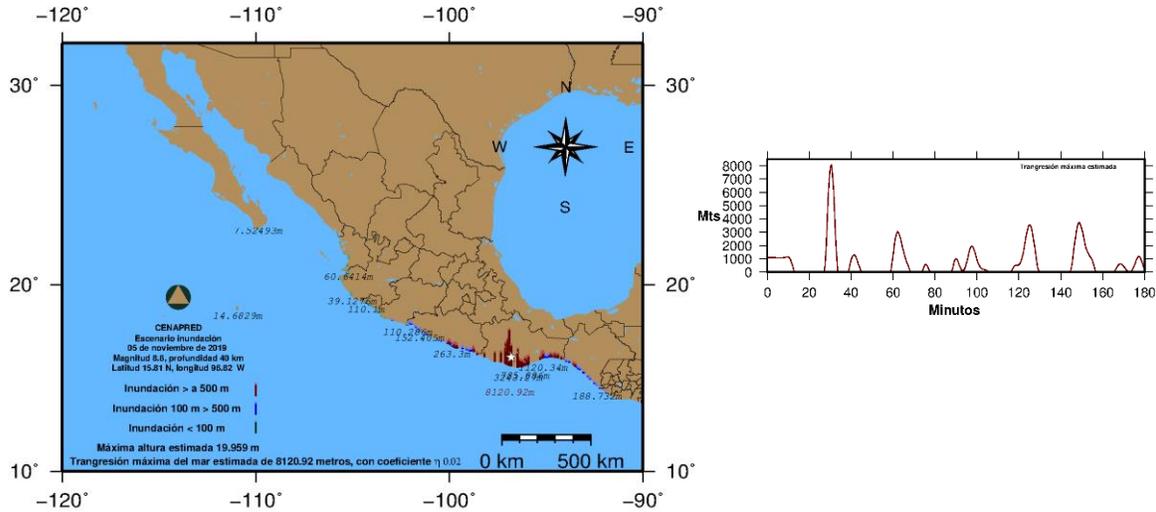
Con la información obtenida sobre la altura máxima de ola (EWH) de las simulaciones numéricas, se generaron los mapas de transgresión en forma de barras del mar o run up aproximado para los cinco escenarios propuestos utilizando un coeficiente de Manning de 0.02 de acuerdo a Kotani 1998.



**Figura 3.14** Transgresión aproximada para el caso de Manzanillo 09 de octubre de 1995, utilizando un coeficiente de Manning de 0.02.



**Figura 3.14** Transgresión aproximada para el caso de Michoacán 19 de septiembre de 1985, utilizando un coeficiente de Manning de 0.02.



**Figura 3.15** Transgresión aproximada para el caso de Michoacán 19 de septiembre de 1985, utilizando un coeficiente de Manning de 0.02.

## 4. Conclusiones

En el presente capítulo se describen algunas de las principales aproximaciones numéricas utilizadas para modelar las diferentes etapas de un tsunami, y se presentan algunos resultados en la aplicación de las aproximaciones numéricas más comúnmente utilizadas.

La simulación numérica de tsunami, con el propósito de evaluar su impacto en la costa, ha sido realizada históricamente empleando las Ecuaciones de Aguas Someras (SWE, por sus siglas en inglés) integradas en profundidad, tanto en su forma lineal como en la no lineal. A partir de estas ecuaciones se han desarrollado modelos numéricos, que permiten simular un tsunami desde la fuente de generación hasta las zonas inundables en la costa. Ha sido una práctica general que estas ecuaciones sean aplicadas en diferentes niveles de mallas de cálculo embebidas; desde aquellas que cubren grandes extensiones del océano hasta aquellas, con alta resolución, que cubren las zonas urbanas que podrían ser afectadas.

Este tipo de modelos han mostrado que son, computacionalmente, muy eficientes y muy precisos, en cuanto a predecir el alcance de la máxima inundación. Sin embargo, presentan limitaciones para predecir las máximas profundidades de la inundación, así como las velocidades de los flujos durante las etapas del runup y rundown, variables que son fundamentales para evaluar la peligrosidad de un tsunami en la costa.

Existe una amplia variedad de modelos y técnicas de resolución numérica que son utilizadas para modelar la propagación de ondas largas. Sin embargo, como el mayor campo de aplicación del modelado numérico de tsunami es el de evaluar la peligrosidad del fenómeno en amplias regiones de la costa, teniendo en cuenta todas las etapas de propagación.



## Referencias

**Allen, T. I., and G. P. Hayes (2015).** Subduction interface fault scaling relationships to facilitate rapid ground-shaking and impact assessments, *Seismol. Res. Lett.* 86, no. 2B, 618.

**Carrier, G.F., Wu, T.T. and Yeh, H. 2003.** Tsunami run-up and draw-down on a plane beach. *Journal of Fluid Mechanics*, 475: 79-99.

**CAT-SEMAR. 2016.** HISTORIA DE LOS TSUNAMIS LOCALES OCURRIDOS EN MÉXICO

**CENAPRED. 2005.** Series Fascículos, Tsunamis.

**Goto C., & Ogawa Y. 1982.** Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by N. Shuto.

**Imamura, F. 1996.** Review of tsunami simulation with a finite difference method. *Long Wave Runup Models*, World Scientific Publishing Co, 25–42.

**Imamura F., Shuto, N. and Goto C. 1988.** Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunami. *Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, Japan*, 265-272.

**Kanamori, H. 1993.** W phase. *Geophysical Research letters*, vol. 20, No 16, 1691-1694.

**Okada. 1985.** Surface Deformation to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, [4], 1135-1154.

**Ortiz, M. 2011.** Apuntes del Curso de Capacitación Para Operar el Centro de Alerta de Tsunamis de México. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., México.

**Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B. and Karakaisis G. F. 2004.** "Global Relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes". *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI, 2004.

**Sánchez Devora, A., y Farreras, S. 1993.** Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México. USA, World Data Center A. National Oceanic and Atmospheric Administration. United States Geological Survey. World Data Center A for Solid Earth Geophysics Publication SE-50. 94pp.

**Suárez Reynoso, G. y García Acosta, V. 1996** Los sismos en la historia de México.- México. UNAM-CIESAS-Fondo de Cultura Económica. 1996. 286pp.

**Wang, X. & Liu, P.L.D. 2007.** NUMERICAL SIMULATIONS OF THE 2004 INDIAN OCEAN TSUNAMIS — COASTAL EFFECTS. *Journal of Earthquake and Tsunami*, September 2007, Vol. 01, No. 03: pp. 273-297.

**Zelt, J.A. 1991.** The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves. *Coastal Engineering*, 15(3): 205-246.



## Referencias web

Earthquake Source Model Database <http://equake-rc.info/srcmod/>

Global CMT Web Page <https://www.globalcmt.org/>

Servicio Sismológico Nacional <http://www.ssn.unam.mx/>