



SEGURIDAD
SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN
DE DESASTRES

Reporte Final

Evaluación de peligro por tsunami en las costas de Colima y Michoacán.

CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES
CENAPRED

SECRETARÍA DE SEGURIDAD Y PROTECCIÓN CIUDADANA

Elaboró:

Emmanuel Ramírez Álvarez

Jefe de Departamento de Investigación Aplicada a Riesgos Sísmicos

Subdirección de Riesgos Sísmicos

Ciudad de México, febrero 2025



Contenido

RESUMEN	3
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Alcances y objetivo	5
2. Distribución de la ocurrencia.....	6
2.1 Caracterización de las fuentes	7
2.2 Relación G-R.....	8
2.3 Relación G-R Modificada	9
2.4 Sismo característico.....	10
3. Modelo de propagación de tsunamis	13
3.1 Generación y modelado de tsunamis	13
3.2 Resultados de las simulaciones	14
4. Resultados	17
5. Conclusiones	20
Referencias	20
Anexo A	23
A.1 Mareogramas sintéticos en las costas de Colima y Michoacán.....	23

RESUMEN

En este estudio se realizó un análisis probabilista de peligro de tsunami (PTHA, por sus siglas en inglés, *Probabilistic Tsunami Hazard Analysis*), que ofrece procedimientos clave para comprender el peligro potencial por tsunami en los litorales de una región o país. Para ello, es necesario combinar modelos numéricos de generación, propagación y altura de tsunami con las probabilidades de su generación en zonas sísmicas con potencial tsunamigénico. Estos proporcionan parámetros para realizar estimaciones cuantitativas del peligro y de las regiones propensas a inundación. Esta información, es el insumo principal para la elaboración de planes de preparación, emergencia y diseño de rutas de evacuación ante la presencia de un tsunami. En este estudio se proponen curvas de peligro por tsunami para las costas de Colima y Michoacán, basadas en una representación estadística empírica de los resultados de simulaciones numéricas de tsunamis sintéticos de fuente cercana y lejana.

PALABRAS CLAVES: Evaluación probabilista; Altura de tsunami; Tsunami, Colima y Michoacán.

1. INTRODUCCIÓN

La principal causa de generación de tsunamis son los sismos fuertes en zonas de subducción, que ocasionan un desplazamiento vertical del fondo marino. Esta deformación provoca que el agua del océano pierda su dinámica habitual, expulsándola hacia el borde costero. Es importante señalar que no todos los sismos generan tsunamis, solo aquéllos que ocurren bajo el fondo marino y son capaces de deformarlo (UNESCO, 2005).

Otros procesos geológicos capaces de generar tsunamis son los procesos de remoción de masas, las erupciones volcánicas en el fondo del mar y la caída de meteoritos en el océano (Cenapred, 2006).

Un tsunami es una serie de ondas de período largo que se producen por una perturbación a gran escala en un tiempo muy corto, generadas en el fondo del océano. Puede llegar a las costas cercanas con gran altura y provocar efectos destructivos, como pérdida de vidas y daños materiales. Por lo tanto, el entendimiento de este tipo de fenómenos es de particular importancia. Estas ondas se desplazan a una velocidad de 700 km/h con longitudes muy extensas, por lo que pueden afectar costas muy alejadas del sitio de origen.

La interacción de las ondas de los tsunamis con la costa es muy compleja y depende de factores como su altura en mar abierto, la batimetría, la pendiente del fondo marino, la refracción, la reflexión, la configuración del contorno de la costa y el atrapamiento de estas ondas en ese contorno (Cenapred, 2023).

La gran mayoría de los tsunamis son consecuencia de sismos que ocurren en el contorno costero, siendo el océano Pacífico donde se han presentado con mayor frecuencia debido a las condiciones tectónicas de esa región. Algunos ejemplos son los tsunamis originados en Chile, Alaska, México y otros países en la región, que han impactado en las costas del Pacífico. En la costa occidental de



México, de 1500 a 2022, se han registrado 67 eventos (NCEI/WDS, NOAA, 2025) (ver Figura 1.1).

El Pacífico mexicano cuenta con una zona de subducción donde se generan sismos de gran magnitud con cierta frecuencia (ver **Figura 1.2**), lo que hace que la amenaza sísmica y por tsunami sea elevada en algunas zonas del país (ver **Figura 1.3**). Sin embargo, es importante aclarar que no todos los sismos pueden ocasionar un tsunami. La generación de este fenómeno depende de distintos factores, como la magnitud, la profundidad, la ubicación y el tipo de movimiento de la falla.

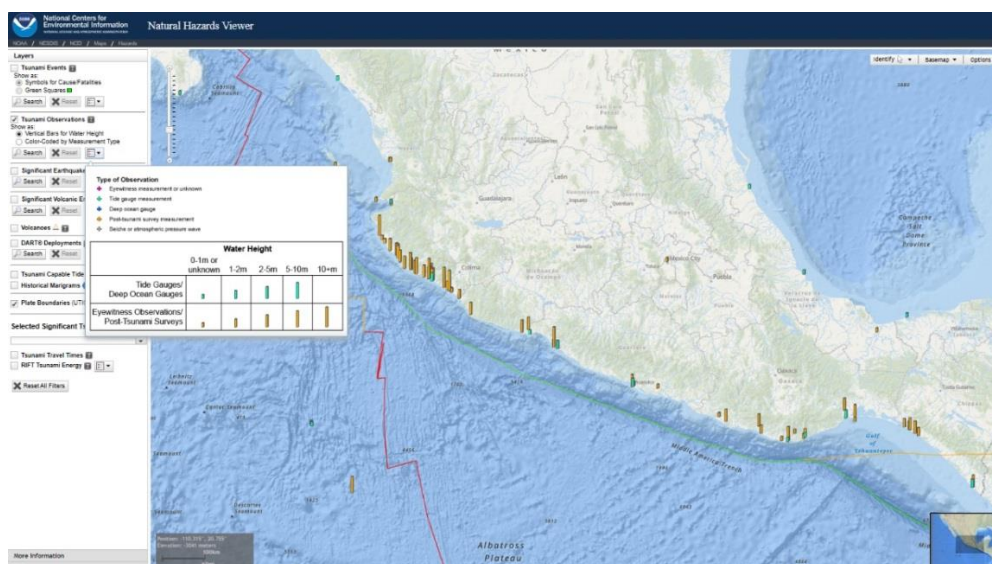


Figura 1.1 Tsunamis en la costa occidental de México, de 1500 a 2022, se han presentado 67 eventos (NCEI/WDS, NOAA, 2025)

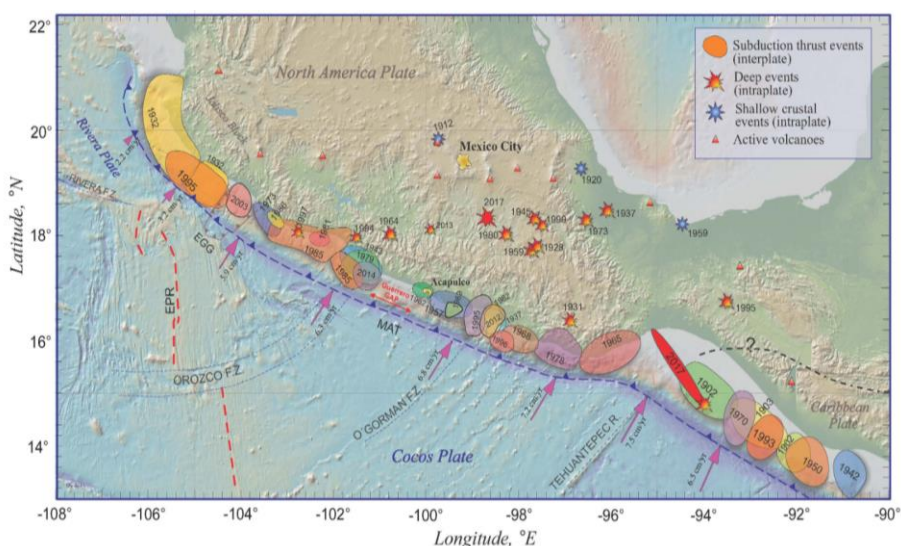


Figura 1.2 Cien Años de Sismicidad en México (Kostoglodov, V. 1999, UNAM)

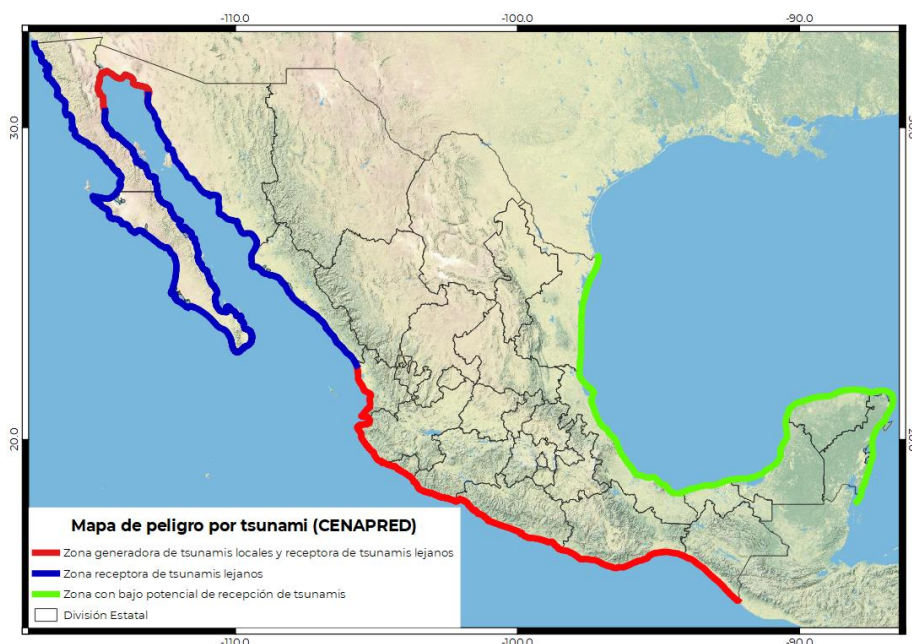


Figura 1.3 Mapa de peligro por tsunami (Cenapred, 2020)

En la práctica, existen dos métodos para caracterizar el peligro por tsunamis. El primero es el cálculo de la amenaza usando el método determinista (DTHA, por sus siglas en inglés, *Deterministic Tsunami Hazard Analysis*) en el cual se considera el evento máximo creíble (MCE, por sus siglas en inglés, *Maximum Credible Event*) que puede afectar a un área o zona de interés. Por ejemplo, el sismo del 28 de marzo de 1787, del cual no existe certeza de su tamaño, pero se estima que tuvo una magnitud aproximada de 8.4 a 8.6.

Para este análisis de peligro por tsunami, además de la información histórica de eventos, también incluye el modelamiento o simulación numérica de tsunamis, en tres etapas:

- Generación
- Propagación o tiempo de viaje de la onda
- Altura máxima del impacto de la onda y máxima inundación (run-up)

El segundo análisis, y motivo de este estudio, es la evaluación probabilista del peligro de tsunami (PTHA), que utiliza los mismos pasos para la caracterización de tsunamis, pero aplicados a cientos de escenarios hipotéticos. Estos se desarrollan para cuantificar la amenaza por tsunami de una región expuesta, considerando periodos que van desde algunos hasta cientos e incluso miles de años.

1.1 Alcances y objetivo

El objetivo de este estudio es obtener la probabilidad de exceder umbrales de altura de tsunami en

las costas de Colima y Michoacán.

Dentro de los alcances de este estudio se realizó:

- La recopilación de información topográfica y batimétrica (de libre uso) del Pacífico mexicano
- La generación de un catálogo sintético que contemple las características de cada una de las fuentes analizadas
- El análisis Gutenberg-Richter (G-R) para cada fuente seleccionada con posibilidad de generación de tsunami
- El análisis de temblor característico para cada fuente seleccionada con posibilidad de generación de tsunami
- La obtención de curvas de recurrencia por tsunami para las costas de Colima y Michoacán

2. Distribución de la ocurrencia

Los análisis probabilísticos de eventos naturales en una región son altamente demandantes debido a la recolección y generación de los parámetros necesarios para caracterizar las amenazas. Sin embargo, son un componente clave en cualquier evaluación integral de peligros.

En los análisis de peligro por tsunami, se pueden utilizar modelos deterministas o probabilistas. Sin embargo, los análisis probabilistas requieren considerar diversas evaluaciones geofísicas debido a las diferentes fuentes generadoras de tsunami con tiempos variables de ocurrencia (Grezio et al., 2017).

Los terremotos o sismos fuertes en zonas de subducción, son la causa principal de generación de tsunamis. Cabe destacar que no todos los sismos producen tsunamis. En México, los tsunamis hasta hoy registrados, tienen su origen en el fenómeno geológico sismo en las zonas de subducción, tanto lejanas como cercanas (Figura 2.1).

Los análisis probabilísticos de peligro por tsunami están estrechamente relacionados con el análisis sísmico probabilista (Esteve, 1967; Cornell, 1968) y se están convirtiendo en una herramienta de uso frecuente. Sin embargo, también involucran retos como, la clasificación de los eventos, los periodos de retorno seleccionados, las fuentes con potencial generador de tsunamis y las incertidumbres asociadas a estos análisis.

El Análisis Probabilístico de Peligro por Tsunami (PTHA) tiene como objetivo evaluar la probabilidad de que una determinada **medida de intensidad** de peligro de tsunami sea superada en un periodo de retorno específico. Estas **intensidades** pueden ser la altura de tsunami en la línea de costa o las zonas de inundación.

El PTHA se basa en simulaciones numéricas de tsunamis a partir de un modelo de fuente sísmica probabilística. Debido a que las incertidumbres para predecir la ocurrencia de un sismo son muy





elevadas, se utiliza el análisis probabilístico de peligro sísmico para considerar las distintas incertidumbres involucradas.

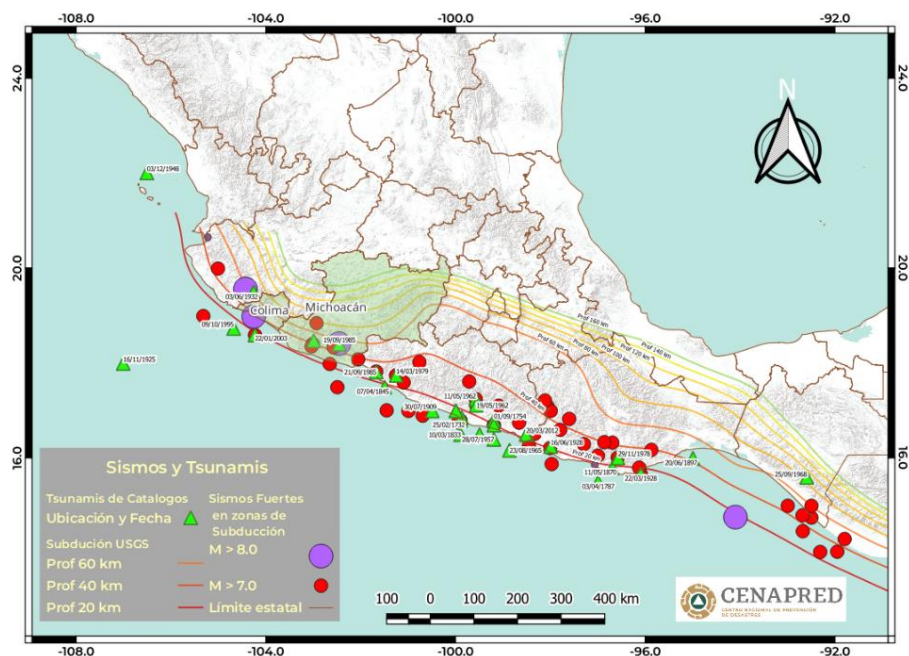


Figura 2.1 Sismos de subducción con $M > 7$ en México de 1900 a 2023 registrados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN-UNAM), y principales tsunamis de catálogos disponibles (Farreras et al., 1991, CENAPRED, 2005)

2.1 Caracterización de las fuentes

Un paso fundamental en el estudio del análisis de peligro sísmico probabilista (PSHA, por sus siglas en inglés *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*) es conocer la frecuencia y severidad con la que se podrían presentar los eventos sísmicos dentro de una misma fuente. Para esto, se puede considerar que los sismos tienen la misma probabilidad de ocurrencia dentro de la geometría de la fuente, y si la recurrencia (magnitud vs. frecuencia), observada en los catálogos sísmicos, es suficiente para predecir los eventos en cualquier lapso de tiempo o se empleará un catálogo sintético (Quinde, 2014).

Como primer paso, se requiere contar con información de las fuentes sísmicas que contribuyen al peligro sísmico con potencial generador de tsunamis para las zonas de estudio, en términos de su geometría y sismicidad. Los criterios para determinar los límites de las fuentes sísmicas incluyen revisiones detalladas de información sobre la configuración tectónica, fallas activas, características focales y/o patrones de fallamiento, así como catálogos de sismos históricos e instrumentales que permitan conocer las características de los eventos que rigen la sismicidad en la zona de estudio (Zúñiga et al., 1997).

En este estudio se utilizó la información de la regionalización sísmica de México y la geometría de cada una de las fuentes seleccionadas en la zona de subducción del Pacífico mexicano, identificadas

como SUB-1, SUB-2, SUB-3 y SUB-4 propuestas por Zúñiga et al. (2017). Estas fuentes toman en consideración los catálogos disponibles, así como la homogenización de magnitudes para la obtención de los coeficientes a y b .

En estas mismas zonas se consideró incorporar un modelo de *temblor característico*, para el análisis de peligro sísmico, dado que algunas regiones de la zona de subducción mexicana, no observan una distribución exponencial en su sismicidad entre los tiempos de ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud (7.0 – 8.4). Solo se generan sismos de ciertas magnitudes en tiempos de ocurrencia constantes (sismo o temblor característico).

La información de las fuentes sísmicas para considerar el temblor característico en las costas de Colima y Michoacán se ha tomado del Manual de Diseño y Obras Civiles (MDOC CFE- 2015). La geometría de todas las fuentes consideradas se muestran en la Figura 2.2.

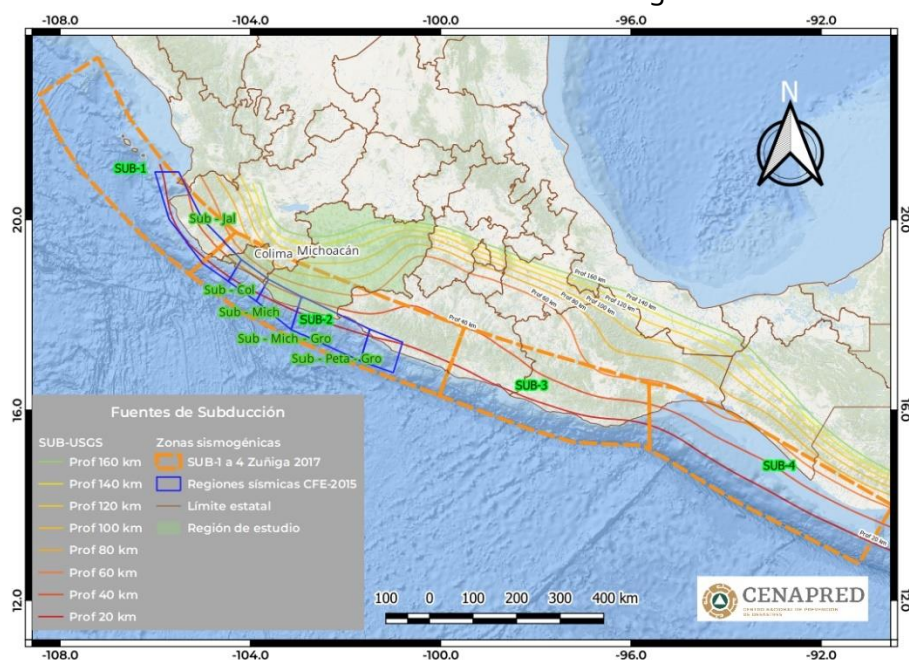


Figura 2.2 Clasificación de fuentes sísmicas de subducción de Zúñiga, 2017 y MDOC CFE-2015

2.2 Relación G-R

Una vez definida la geometría de la fuente, el siguiente paso es evaluar el tamaño de los sismos que la fuente puede generar y su ocurrencia con el paso del tiempo. Para determinar su sismicidad, se hace uso de catálogos de registros sísmicos (actuales e históricos) de eventos ocurridos, de la geometría y de información sobre tectónica y paleosismología de cada fuente. Una hipótesis importante de la cual parten los estudios para definir la sismicidad de una fuente es que la relación de recurrencia sísmica (magnitud vs frecuencia) obtenida a partir de los datos observados en el pasado, es correcta para predecir la sismicidad futura de la fuente. (Leonardo, M., 2013).

Uno de los modelos de recurrencia sísmica más comúnmente usados es el modelo propuesto por Gutenberg – Richter (1944), quienes estudiaron datos de sismos ocurridos en el sur de California durante un periodo de tiempo. Ellos organizaron los datos de acuerdo al número de sismos que excedían diferentes magnitudes presentadas durante un determinado intervalo de tiempo y dividieron el número de excedencias de cada magnitud con respecto a dicho intervalo, obteniendo de esta manera una tasa media anual de excedencia λ_m , de un sismo de magnitud m . Cuando graficaron el logaritmo de la tasa anual de excedencia de los sismos ocurridos en el sur de California, observaron una relación lineal. El resultado del modelo de recurrencia sísmica de Gutenberg – Richter se expresa como:

$$\log \lambda_m = a - bm$$

Dónde:

- λ_m es la tasa anual de excedencia de la magnitud m
- a es el coeficiente que representa el logaritmo del número total de sismos que tienen magnitud mayor o igual a cero
- b es un parámetro que describe la probabilidad relativa de ocurrencia de sismos de magnitudes altas y bajas.

Los coeficientes a y b se obtienen generalmente mediante la regresión de la base de datos correspondientes a la sismicidad de la fuente de interés.

2.3 Relación G-R Modificada

Debido a que el modelo de recurrencia sísmica de Gutenberg – Richter (G-R) fue desarrollado para una zona en particular, se deben realizar las adaptaciones necesarias para nuestra región de estudio. Una de estas modificaciones es la relación G-R Modificada. La regionalización sísmica de la República Mexicana está dividida por la tectónica y por la historia instrumental de los sismos registrados (Zuñiga et al., 1997, 2017). Cada una de estas fuentes genera temblores a una tasa constante por unidad diaria. La actividad de la i -ésima fuente sísmica se especifica en términos de tasa de excedencia de las magnitudes $\lambda_i(M)$, que ahí se generan. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se genera en una fuente los temblores con magnitud superior a una dada (MDOC-2015).

La sismicidad de las fuentes gobernadas por la relación Gutenberg-Richter modificada se describe de la siguiente manera (Cornell *et al.*, 1968):

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta m} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}}; \quad M_0 \leq m \leq M_u$$

Dónde:



- M_o es la magnitud mínima relevante
- M_u es la máxima magnitud que puede generarse en cada fuente
- λ_0 , β y m , son parámetros que definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas

Para el factor M_o , se consideraron sismos con magnitud $M > 6$, y para $M_u = 8.4$. Estos parámetros, diferentes para cada fuente, se estiman mediante procedimientos estadísticos bayesianos (Rosenblueth *et al.*, 1989, Arboleda *et al.*, 1993) que incluyen información sobre regiones tectónicamente similares a las de nuestro país, así como información experta especialmente sobre el valor de M_u . En la Figura 2.3 se muestra de excedencia para cada una de las fuentes de subducción clasificadas por Zúñiga *et al.*, (2017).

2.4 Sismo característico

La historia sísmica a lo largo de la zona de subducción de México durante los últimos 180 años muestra que las regiones de Tehuantepec y Michoacán no han experimentado un gran terremoto en este siglo y, tal vez, ninguno en el siglo pasado. Estas dos regiones pueden ser asísmicas o pueden tener periodos de recurrencia anormalmente grandes. Las regiones de Guerrero y Jalisco se destacan como brechas de alto potencial sísmico. La región de Ometepec (98.5°O) ahora debe considerarse una brecha sísmica desde que ocurrió el último gran terremoto hace unos 30 años.

El modelo G-R y sus variantes estiman bastante bien las tasas de excedencia de magnitudes bajas en grandes regiones, pero pueden sobrestimar la tasa de recurrencia de sismos grandes. Esto fue demostrado por Singh (1983), quien analizó datos desde 1963 hasta 1981 en relación con los sismos que ocurren en la zona de subducción mexicana y demostró que cuando se extrapolan las tasas de excedencia de sismos pequeños para predecir la de sismos grandes, estas última se sobrestiman, debido a que sus valores se alejan de la curva calculada con G-R.

Los tiempos de repetición promedio observados para grandes terremotos ($M_s \sim 7.4$) en seis regiones a lo largo de la zona de subducción (este, centro y oeste de Oaxaca, San Marcos, Petatlán y Colima) se encuentran entre 32 y 56 años. La falta de periodicidad observada en otras regiones puede deberse a la incompletitud e inexactitudes del catálogo del siglo pasado y/o tiempos de repetición más grandes o irregulares para grandes terremotos.



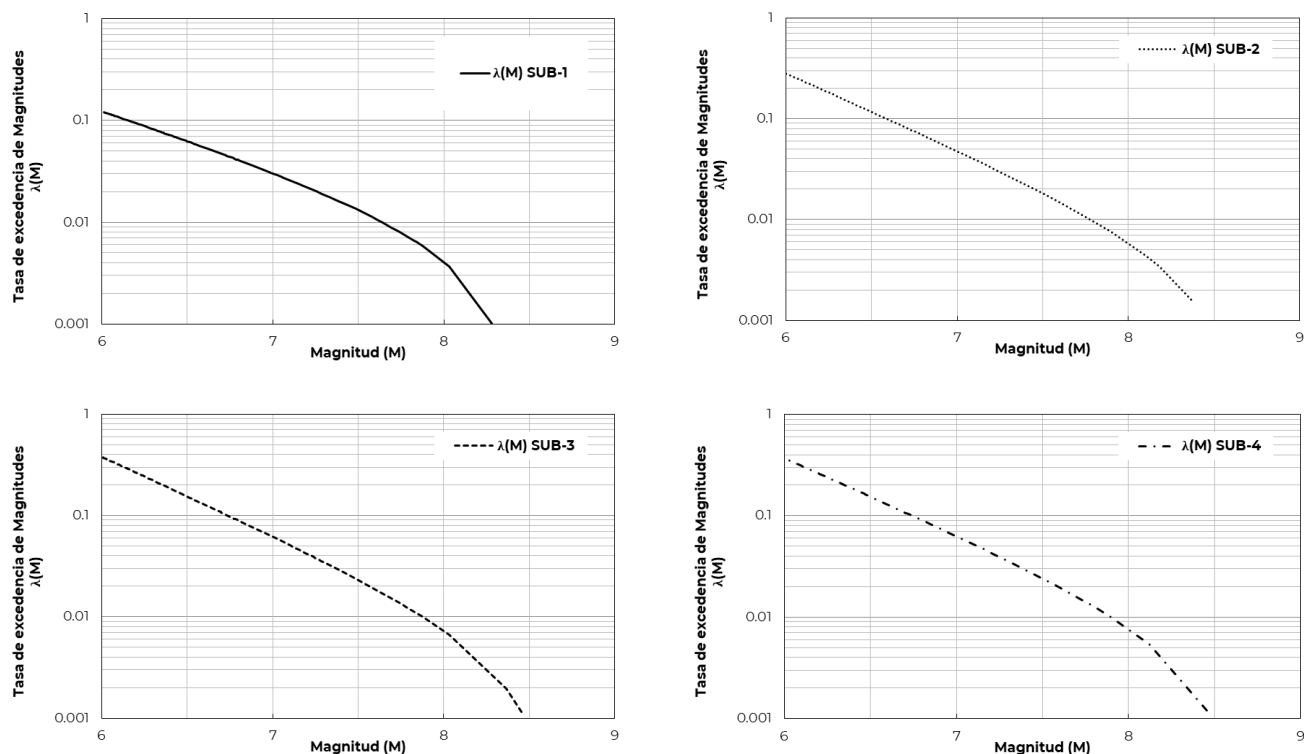


Figura 2.3 Tasa de excedencia de magnitudes $\lambda(M)$ con la relación G-R Modificada para cada una de las fuentes seleccionadas

Dado que los tiempos de ocurrencia entre eventos sísmicos de gran magnitud (7.0 – 8.4) que se generan en la costa de Guerrero, Oaxaca, Chiapas, Colima, Jalisco y Michoacán no presentan una distribución exponencial, debido a que solo se generan sismos de ciertas magnitudes en tiempos de ocurrencia constantes (sismo o temblor característico); es necesario incorporar un modelo de temblor característico en el análisis de peligro sísmico. Este modelo permite determinar el valor esperado de la magnitud del próximo evento en función del tiempo transcurrido desde la última ocurrencia de un temblor característico Jara y Rosenblueth (1998), proponen la siguiente expresión:

$$E(M|T00) = \max[M_0, D + F \ln(T00)]$$

Dónde:

- $E(M|T00)$ es el valor esperado de la magnitud del próximo evento, dado que han transcurrido $T00$ años desde la última ocurrencia de un temblor característico de magnitud mayor o igual que M_0 (magnitud umbral)
- D y F son parámetros que definen como aumenta la magnitud con el tiempo transcurrido desde la última ocurrencia de un sismo característico.

En el modelo del temblor característico, la tasa de excedencia de magnitud, λ_M , cambia en función del tiempo y está dada por la ecuación:

$$\lambda_M = \lambda_0 \frac{1 - \Phi \left[\frac{M - E(M|T00)}{\sigma_M} \right]}{\left\{ \Phi \left[\frac{M_U - E(M|T00)}{\sigma_M} \right] - \Phi \left[\frac{M_0 - E(M|T00)}{\sigma_M} \right] \right\}}$$

Dónde:

- $\lambda_0 = 1/T_0$
- T_0 es el tiempo medio entre eventos con magnitud $M > M_0$
- σ_M es la desviación estándar de la magnitud de los sismos característicos y
- $\Phi[\cdot]$ es la distribución normal estándar.

Para los parámetros necesarios para la generación de las curvas de recurrencia de magnitudes para el sismo característico en las fuentes analizadas (ver Tabla 2.1), se han usado los reportados en el MDOC-CFE 2015. Dichos parámetros contemplan la sismicidad de cada fuente.

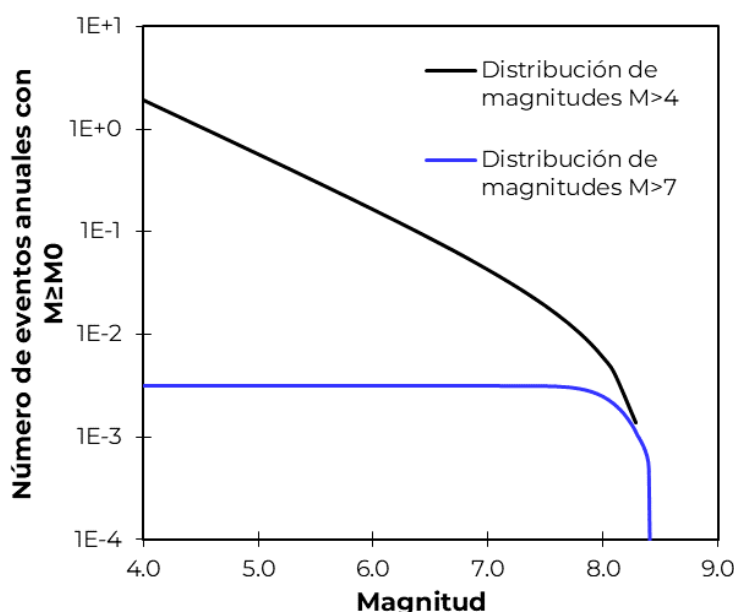


Figura 2.4 Curvas de amenaza calculada por la tasa de excedencia $v(h)$ del parámetro de intensidad h para las costas del pacífico utilizando la información y parámetros de fuentes para un sismo característico

Con la información de las fuentes sísmicas que influyen en la región de los estados de Colima y Michoacán, se obtuvieron los modelos de recurrencia y se ajustaron a las curvas de probabilidad de excedencia de altura de tsunami, de este proyecto.

Tabla 2.1. Parámetros de fuente para considerar el temblor característico



No.	Nombre	Med(T) (años)	σ_M	M_0	M_a
11	Subducción Chiapas	23	0.27	7	8.4
12	Subducción Brecha de Tehuantepec	70	0.27	7	8.4
13	Subducción Oaxaca Este	26	0.27	7	8.4
14	Subducción Oaxaca 1	32	0.27	7	8.4
15	Subducción Oaxaca 2	63	0.27	7	8.4
16	Subducción Oaxaca Oeste	84	0.27	7	8.4
17	Subducción Ometepe	23	0.27	7	8.4
18	Subducción San Marcos	82	0.27	7	8.4
19	Subducción Guerrero	35	0.27	7	8.4
20	Subducción Petatlán	48	0.27	7	8.4
21	Subducción Michoacán	22	0.27	7	8.4
22	Subducción Colima 1	46	0.27	7	8.4
23	Subducción Brecha de Colima	64	0.27	7	8.4
24	Subducción Jalisco	17	0.27	7	8.4
46	Bavispe	500	3.0	7.4	7.6

3. Modelo de propagación de tsunamis

La simulación numérica modela las características más importantes del desarrollo de un tsunami y eventualmente los escenarios de inundación plausibles para el caso de poblaciones costeras. Utilizando la información de la sección anterior se generaron modelos computacionales de tsunamis de los sismos propuestos con diferentes magnitudes $M > M_0$.

3.1 Generación y modelado de tsunamis

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

- 1) La generación de la dislocación cosísmica
- 2) El tiempo de viaje de la onda generada por la deformación del fondo oceánico, y
- 3) La altura máxima de tsunami en la línea de costa de las ciudades seleccionadas

El modelado de la inundación con esta información se revisará en otro proyecto.

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.

La **magnitud de un tsunami** se puede medir de varias maneras: por la altura del run-up, 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 (Cenapred, 2020).

Para determinar el desplazamiento vertical cosísmico, se usa un modelo de deformación elástica de la fuente generadora, que asume la ruptura de un plano de falla rectangular simple (Okada, 1985). 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 and Hayes (2015), que es similar 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 μ , utilizando un coeficiente de ajuste A . Se determinaron las dimensiones de ruptura L y W de los sismos utilizados en cada una de las simulaciones realizadas en este proyecto con el software EasyWave (Babeyco A., 2012).

EasyWave sigue el algoritmo computacional presentado en Kowalik y Whitmore (1991), utilizando las ecuaciones bidimensionales de aguas poco profundas resueltas en una cuadrícula escalonada de diferencias finitas en coordenadas esféricas que implican un paso de tiempo explícito. Solo se considera la aproximación lineal, y el algoritmo no calcula las inundaciones costeras directamente. En cambio, lleva la onda 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).

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, por sus siglas en inglés, *Estimated Time of Arrival*) y altura estimada de onda (EWH, por sus siglas en inglés, *Estimated Wave Height*) para las costas de los estados de Colima y Michoacán (Figura 3.1).

De forma general se obtuvo:

- Modelados de propagación del tsunami para diferentes sismos con potencial tsunamigénico en el Pacífico mexicano
- Tiempo estimado de llegada (ETA)
- Altura estimada de onda (EWH) para varios puntos del litoral mexicano
- Comprobación de alturas de onda con registros históricos de mareógrafos y boyas DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) en caso de existir



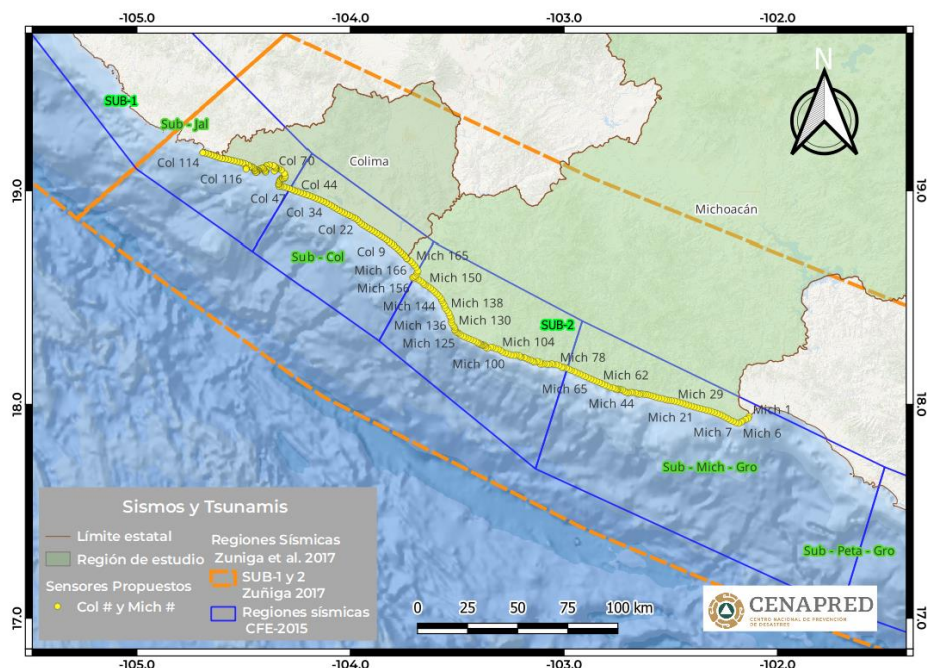


Figura 3.1 Los puntos azules indican la ubicación de los sensores hipotéticos propuestos para este estudio, y cercanos a las costas de Colima y Michoacán

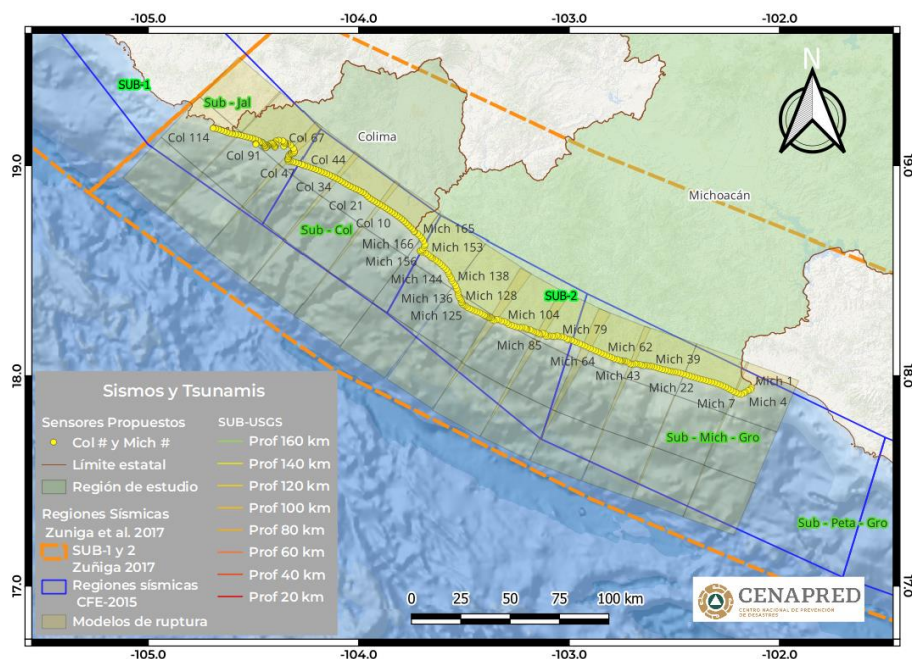


Figura 3.2 Los puntos azules indican la ubicación de los sensores hipotéticos y modelos de ruptura propuestos para este estudio, y cercanos a las costas de Colima y Michoacán

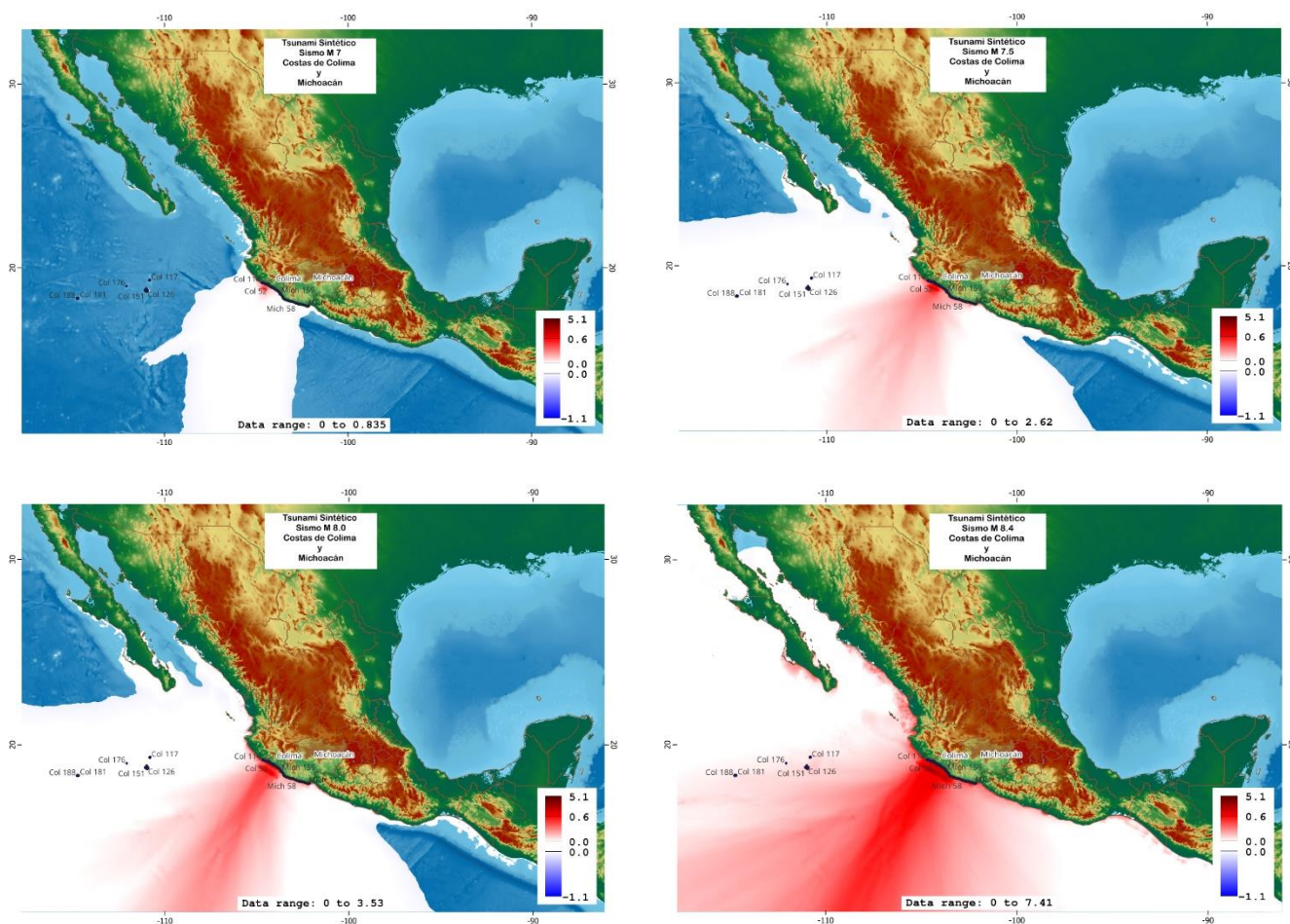


Figura 3.3 Ejemplo de resultados obtenido de simulaciones de sismos hipotéticos usando el software EasyWave

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 onda, con el fin de obtener los parámetros de altura y tiempo de arribo del tsunami.

Para los eventos a simular, se tomó la magnitud mínima de un sismo con posibilidad de generar tsunamis como $M_{\min} = 7.0$ y una magnitud máxima de $M_{\max} = 8.4$, obtenida de los análisis sísmicos G-R y de temblor característico de la zona de subducción mexicana. La ubicación de las fuentes sísmicas sintéticas con potencial tsunamigénico, se distribuyó a lo largo de la zona de subducción frente a las costas de Colima y Michoacán (Figura 3.2), mientras que para los parámetros de Rumbo y Echado se calcularon con el modelo Slab 2.0 (Hayes G., 2018) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés, *United States Geological Survey*).

Para esto, se emplearon los modelos de elevación digital de la zona de estudio en coordenadas



geográficas (Latitud, Longitud), descargados del portal web de INEGI, y para la batimetría se utilizó la información del mapa ETOPO1 del sitio web WorldWide Data (ETOPO1., 2009). Estos modelos permitieron realizar la malla en el área de influencia y así poder asignar las condiciones iniciales del tsunami. Finalmente, con estos resultados se pueden seguir planteando proyectos en otras áreas de interés en costas mexicanas, ya que pueden una herramienta importante en la investigación de los tsunamis y de su comportamiento en zonas costeras (Figura 3.3) y Anexo A.

4. Resultados

El propósito de un Análisis Probabilístico de Peligro por Tsunami (PTHA) es encontrar la probabilidad de que se exceda un nivel de inundación I o altura de tsunami h . Estas medidas de intensidad se usan para conocer el peligro de tsunami, expresado como una curva de peligro, que muestra cómo varía la intensidad de excedencia del peligro en función de la probabilidad. La probabilidad a menudo se expresa como una tasa de excedencia anual.

Para ello, se combinó la tasa de excedencia de magnitudes de las relaciones G-R y de temblor característico, con posibilidad de generar tsunamis en las costas mexicanas a partir de una magnitud mínima $M_{\text{Min}} = 7.0$ y como máxima $M_{\text{Máx}} = 8.4$. Las simulaciones de tsunami para las distintas magnitudes calculadas indican que la altura máxima de onda es de 13.21 m, y para la altura mínima se estimó el valor de 0.1 m.

Las simulaciones de cada uno de los eventos hipotéticos con capacidad para generar tsunamis se llevaron a cabo en el software EasyWave para conocer la altura de onda y luego correlacionar esos parámetros con una tasa de excedencia de altura de onda h de los eventos con potencial de generación de tsunamis.

En casos simples, los resultados de las simulaciones involucran tsunamis de origen cercano. Sin embargo, los de origen lejano deberían estar comprendidos, ya que estos no superan los 4 m de altura. Para el PTHA, se incluye un conjunto finito de eventos tsunamigénicos hipotéticos, donde cada evento individual se repite aleatoriamente en el tiempo e independientemente de todos los demás eventos (es decir, como un proceso de Poisson), con una tasa anual media conocida λ (e) (eventos/año). Para la tasa anual media conocida, también se incluyen los datos de catálogos de tsunamis en las costas mexicanas.

En este estudio se adopta la forma la ecuación modificada por Jaimes et al., (2015), de la expresión propuesta por Cornell (1968) y Esteva (1967), que es una de las muchas formas que puede adoptar el teorema de la probabilidad total, para determinar la tasa de excedencia anual de altura de onda (h).

$$v(h) = \sum_{k=1}^{N_{\text{events}}} \Pr(h > h^* | \text{Event}_k) F_A(\text{Event}_k)$$



Donde:

- $\nu(h)$ es la tasa de excedencia del parámetro de intensidad h
- $\Pr(h > h^* | Event_k)$ es la probabilidad de que la altura de onda calculada exceda una altura de onda especificada h^* ; dado que el k -ésimo evento de tsunami ha ocurrido
- $F_A(Evento k)$ es la frecuencia anual de ocurrencia del k -ésimo evento
- N_{events} son todos los eventos que potencialmente generan tsunami en el sitio de interés

El inverso de la tasa de excedencia $\nu(h)$ es el período de retorno.

Con estos datos, podemos calcular para cada fuente analizada que sigue un proceso de Poisson para todos los terremotos que generan tsunamis. Por lo tanto, las tasas de excedencia de intensidad también son un proceso de Poisson. En este sentido, la probabilidad de excedencia de la intensidad h para todas las fuentes sísmicas durante los próximos T años estaría dada por (e.g. Annaka et al., 2007);

$$\Pr(h > h^* | T) = 1 - e^{(-\nu(h)T)}$$

En las Figuras 4.1 y 4.2 se muestran las curvas de amenaza por tsunami calculadas para la tasa de excedencia $\nu(h)$ anual y la probabilidad de excedencia en 50 años del estado de Colima y Michoacán, respectivamente. Mientras que en la Figura 4.3 se muestran las curvas promedio de amenaza por tsunami calculada para la tasa de excedencia $\nu(h)$ anual, obtenidas mediante los análisis realizados en este estudio. Estos resultados se pueden usar en el análisis probabilístico de peligro por tsunami (PTHA), solicitado en la Guía de contenido mínimo (DOF, 2016), para los estados de Colima y Michoacán.

Los resultados de la evaluación se muestran en términos de las curvas de amenaza por tsunami para las zonas de estudio. La incertidumbre en los resultados se ha considerado usando los percentiles 0.05, 0.16, 0.50, 0.84 y 0.95 para cada curva propuesta.



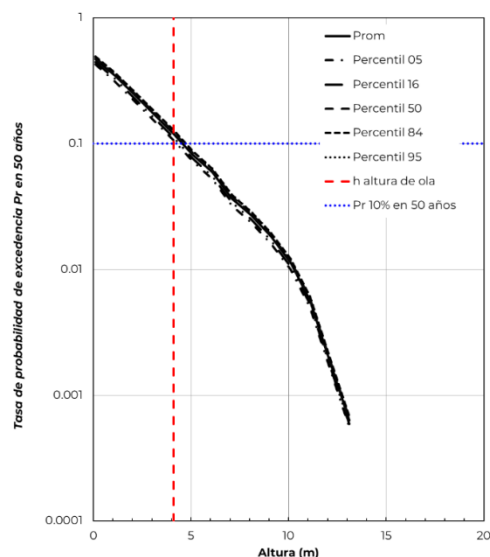
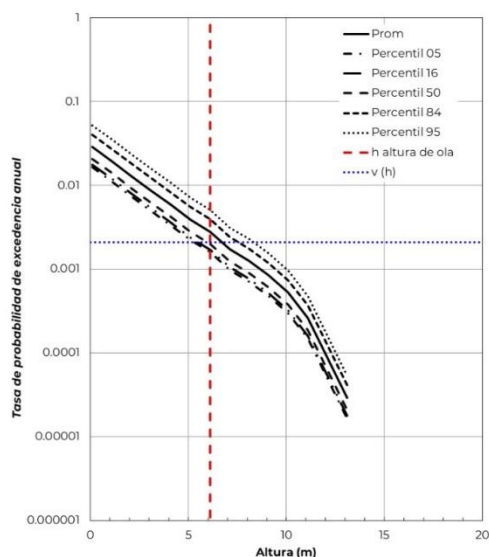


Figura 4.1 Curvas de amenaza por tsunami calculadas para la tasa de excedencia $v(h)$ anual y una probabilidad de excedencia en 50 años en el estado de Colima. La intersección de las líneas rectas (rojo, altura de onda y azul, tasa de excedencia) es la tasa de excedencia anual de 0.0022 ($Tr = 475$ años) y una probabilidad Pr del 10% en 50 años ($Tr = 475$ años) del parámetro de intensidad h , respectivamente

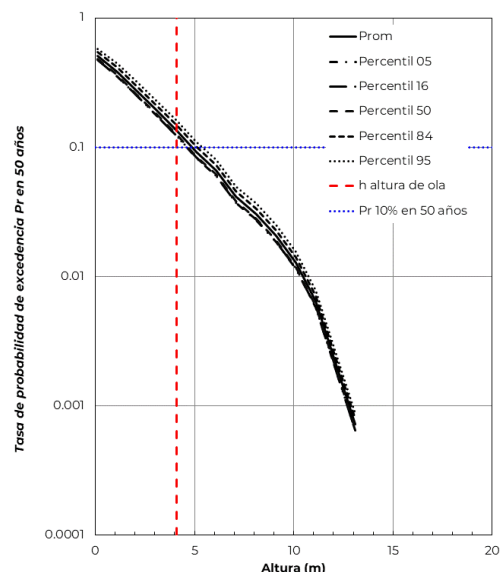
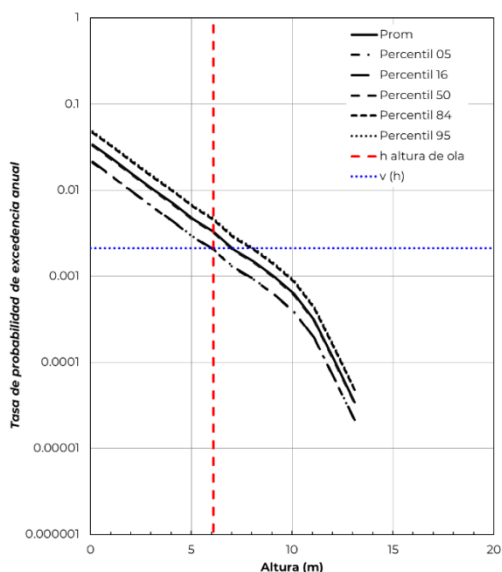


Figura 4.2 Curvas de amenaza por tsunami calculadas para la tasa de excedencia $v(h)$ anual y una probabilidad de excedencia en 50 años en el estado de Michoacán. La intersección de las líneas rectas (rojo, altura de onda y azul, tasa de excedencia) es la tasa de excedencia anual de 0.0022 ($Tr = 475$ años) y una probabilidad Pr del 10% en 50 años ($Tr = 475$ años) del parámetro de intensidad h , respectivamente

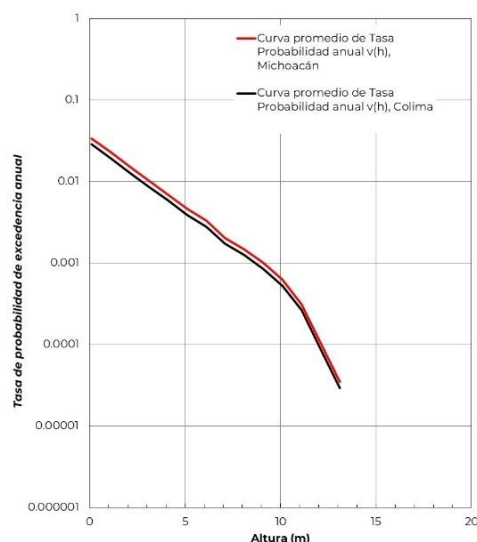


Figura 4.3 Curvas de amenaza por tsunami calculadas para la tasa de excedencia $v(h)$ anual para los estados de Colima y Michoacán

5. Conclusiones

La amenaza por tsunami calculada en este estudio, en términos de la tasa de excedencia $v(h)$ anual y de la probabilidad de excedencia en 50 años del parámetro de intensidad h , *altura de onda*, para los estados de Colima y Michoacán, fue obtenida en función de los eventos asociados con la amenaza sísmica y de tsunami. Estos incluyen información de catálogos sísmicos y de tsunamis, la evaluación de la sismicidad en las regiones de estudio usando la ley G-R y el análisis de *temblor o sismo característico*, además de simulaciones numéricas que permiten obtener valores mínimos y máximos de las alturas de onda que se pueden presentar en la región de estudio.

Los resultados se muestran en curvas de amenaza por tsunami calculada para la tasa de excedencia $v(h)$ anual y la probabilidad de excedencia en 50 años. La incertidumbre en los resultados se ha considerado usando los percentiles 0.05, 0.16, 0.50, 0.84 y 0.95 para cada curva propuesta. Estos resultados se pueden usar en el análisis probabilístico de peligro por tsunami (PTHA), solicitado en la Guía de contenido mínimo (DOF, 2016), para los estados de Colima y Michoacán.

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.

Annaka, T., Satake, K., Sakakiyama, T. et al. (2007). Logic-tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts. *Pure appl. geophys.* 164, 577–592.

Arboleda, J. y M. Ordaz., 1993. "Un mejor uso de los datos estadísticos para estimación de la sismicidad local", Memorias del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Puerto Vallarta, Jal, 8-1 1 de octubre de 1993, 21-27.

Babeyco A., 2012. "EasyWave: fast tsunami simulation tool for early warning," GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam

CENAPRED. 2005. Series Fascículos, Tsunamis.

Cornell A. 1968, "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, No 5, pp. 1583-1606.

Chesley, Steven & Ward, Steven., 2006. A Quantitative Assessment of the Human and Economic Hazard from Impact-generated Tsunami. Natural Hazards. 38. 355-374. 10.1007/s11069-005-1921-y.

Diario Oficial de la Federación DOF., 2016. "Guía de contenido mínimo para la elaboración de Atlas de Peligros y Riesgos Estatales y Municipales". Publicado el 21 de diciembre de 2016.

Esteva L., 1967. "Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico", Tercer Simposio Panamericano de Estructuras, Caracas, Universidad Central de Venezuela.

ETOPO1., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information, NOAA National Geophysical Data Center.

Farreras S and Sánchez A 1991 The tsunami threat on the Mexican West coast: a historical analysis and recommendations for hazard mitigation. Natural Hazards

Grezio, A., Babeyko, A., Baptista, M. A., Behrens, J., Costa, A., Davies, G., ...Thio, H. K. (2017). Probabilistic Tsunami Hazard Analysis: Multiple sources and global applications. Reviews of Geophysics, 55, 1158–1198. <https://doi.org/10.1002/2017RG000579>

Gutenberg, B. and Richter, C.F. 1944. Frequency of Earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.

Hanks T.C., Kanamori H., 1979. A Moment Magnitude Scale. Journal of Geophysical Research, 84. 2348- 2350. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>

Hayes, G., 2018, Slab2: un modelo integral de geometría de zona de subducción: publicación de datos del Servicio Geológico de Estados Unidos, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

INEGI. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2024)



Jaimes M., Reinoso, E., Ordaz M., 2015 An earthquake-event-based method for mapping tsunami hazards. Maritime Engineering

Kostoglodov, V., y Pacheco F., 1999 CIEN AÑOS DE SISMICIDAD EN MEXICO 1999, UNAM

Kowalik, Z and P. M. Whitmore., 1991. An investigation of two tsunamis recorded at Adak, Alaska, Science of Tsunami Hazards, 9, 67-83.

Leonardo Suárez, Miguel (2013), sustentante. PSM2012: aplicación web para la difusión y consulta de datos de peligro sísmico.

MDOC CFE-2015, Manual de diseño y obras civiles de la Comisión Federal de Electricidad, INEEL.

NCEI/WDS, 2025. Centro Nacional de Datos Geofísicos / Servicio Mundial de Datos: Base de Datos Global de Tsunamis Históricos NCEI/WDS. Centros Nacionales de Información Ambiental de la NOAA.

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

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.

Quinde Martínez, Pablo David. (2014). "Estudio de peligro sísmico del Ecuador y espectros de diseño para la ciudad de Cuenca". (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/93025>

Rosenblueth, E., Ordaz M., Sánchez-Sesma, F.J. y Singh S.K. (1989), "Design Spectra for Mexico's Federal District", Earthquake Spectra, 5, 273-291.

Singh, S. K., Rodríguez, M. y L. Esteva., 1983. "Statistics of small earthquakes and frequency of occurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone", Bull Seism Soc Am, 73, 1779-1796.

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.

Zúñiga, R. 1997. Main Seismogenic Sources Zones in Mexico. Technical Report Project 89-0190 IPGH, Pan-American Institute of Geography and History.

Zúñiga, F. R., G. Suárez, A. Figueroa-Soto, A. Mendoza, 2017. A first-order seismotectonic





regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation. J. Seismol. 21(6):1295–1322.

Anexo A

A.1 Mareogramas sintéticos en las costas de Colima y Michoacán.

Se presentan los mareogramas sintéticos obtenidos en cada sensor propuesto, con la simulación de escenarios hipotéticos M 7 y M 8.4, que representan las magnitudes mínimas y máximas utilizadas en este estudio, respectivamente.

