



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

**ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA
UNIDAD TICOMÁN “CIENCIAS DE LA TIERRA”**

**CARACTERIZACIÓN DE LA RESPUESTA DE LAS COSTAS MEXICANAS
A LOS TSUNAMIS OCURRIDOS EN EL PERIODO 2009-2018**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

**PRESENTA
TRUJILLO ROJAS KATIA DENIS**

ASESOR INTERNO:

M. en C. ARTURO HERNÁNDEZ ROSALES

ASESOR EXTERNO:

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO

CIUDAD DE MÉXICO, 2022

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a Dios por las oportunidades que me permitieron llegar hasta aquí, por guiarme y por permanecer siempre conmigo.

A mis padres que nunca han dejado de apoyarme y de confiar en mí, les agradezco infinitamente.

Agradezco a mis amigos y familia por ser mi soporte todos estos años y demostrarme que los objetivos se pueden alcanzar con esfuerzo y dedicación.

A mis asesores por la orientación brindada, por el tiempo que dedicaron a este trabajo y por todo lo que he logrado aprender gracias a ellos.

Por último quiero agradecer al personal del Servicio Mareográfico Nacional del Instituto de Geofísica de la UNAM por todo el apoyo que me brindaron durante la realización de este trabajo.

DEDICATORIA

A mis padres, a mi hermano y a mi abuelo Andrés Rojas que me cuida desde el cielo.

RESUMEN

De 2009 a 2018 la red de monitoreo del nivel del mar del Servicio Mareográfico Nacional, operado por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, registró el arribo de 11 tsunamis importantes a las costas mexicanas, 10 en las costas del Pacífico y 1 en las costas del Mar Caribe, todos ellos provocados por fuentes sísmicas. Con los registros de estos eventos (53 series de nivel del mar) se analizaron los tiempos de arribo, tiempos de viaje, distancia desde la fuente, alturas máximas, amplitud máxima y periodos. También se estimó la duración total de cada evento mediante el ajuste de una función de decaimiento exponencial con el método mínimos cuadrados discretos. Con las series de tiempo de las alturas del nivel del mar se realizaron análisis espectrales para determinar las frecuencias dominantes de cada tsunami, encontrando que el comportamiento espectral de los tsunamis depende de las características geométricas y batimétricas de cada zona, lo cual se comprobó al comparar espectros de energía de distintos tsunamis registrados en una misma estación y se cuantificó el grado de similitud entre ellos mediante el cálculo de coeficientes de correlación lineal. Como resultado de este estudio se identificaron los sitios en las costas de México que tienden a amplificar las ondas de tsunami, los que tienden a dispersar más lento la energía de las ondas y las que por sus periodos de onda, se pueden encontrar en mayor riesgo de inundación en escenarios de futuros tsunamis.

ABSTRACT

Although it is a rare phenomenon, a tsunami can cause considerable adverse effects when it reaches populated areas. The Mexican coasts are not the exception since there is evidence of significant historical tsunamis that caused damage in this region, hence the importance of their study.

In this work, the tsunamis recorded at the Mexican coasts in the period 2009-2018 were analyzed, making a total of 53 time series with sea-level signals. In each case, a high-pass filter was applied to remove the astronomical tide, also, arrival times, travel times, distance to the source, maximum heights, maximum amplitude, and periods were identified. A spectral analysis was performed to determine the dominant frequencies of each tsunami, finding that the spectral behavior of tsunamis depends more on the geometric and bathymetric characteristics of each zone than on the tsunami analyzed, which was verified by comparing energy spectra of different tsunamis recorded at the same station. The similarity between them was quantified by calculating linear correlation coefficients.

As a result, the sites that tend to amplify tsunami waves, those that tend to disperse the energy of the waves more slowly, and those that, due to their wave periods, may be found at greater risk of flooding in future tsunamis scenarios were identified. Also, the characteristic frequencies and behavior for each location were identified and are expected to be similar in future events, therefore these results may help in the implementation of risk reduction policies.

OBJETIVOS GENERALES

Caracterizar la respuesta de las costas mexicanas a los arribos de tsunamis en el periodo 2009-2018 para establecer el comportamiento que pueden presentar ante el arribo de futuros tsunamis.

OBJETIVOS PARTICULARES

Calcular e identificar las propiedades físicas de las ondas de cada tsunami.

Caracterizar los tsunamis según la clasificación internacional.

Analizar el comportamiento espectral de las ondas de tsunami para cada sitio y evento.

Caracterizar el comportamiento de cada región de la costa mexicana del Pacífico cuando arriba un tsunami.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I. TSUNAMIS EN MÉXICO	2
1.1 Tsunamis Históricos	2
1.2 Tsunamis registrados en México	3
1.3 Riesgo de tsunamis en México	4
1.3.1 Regiones tsunamigénicas y vulnerabilidad de las costas mexicanas	5
CAPÍTULO II. MEDICIONES DEL NIVEL DEL MAR	8
2.1 ¿Por qué medir el nivel del mar?	8
2.2 Instrumentos de medición y funcionamiento	8
2.2.1 Mareógrafo de flotador	9
2.2.2 Mareógrafos de presión	10
2.2.3 Mareógrafos de radar y acústico	11
2.3 Las mareas en México	12
2.4 Historia del Servicio Mareográfico Nacional (SMN)	14
2.5 Red de monitoreo actual del SMN	15
CAPÍTULO III. GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS	17
3.1 Características principales	17
3.1.1 Definición	17
3.1.2 Propiedades físicas de las ondas de tsunami	17
3.1.3 Mecanismo de generación y propagación	18
3.2 Clasificación de tsunamis	19
3.2.1 Tsunami local	19
3.2.2 Tsunami regional	20
3.2.3 Teletsunami o tsunami lejano	20
3.3 Magnitud e Intensidad	21
3.3.1 Magnitud de tsunami	21
3.3.2 Escalas de Intensidad	22
3.4 Efectos adversos	22
CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA	25
4.1 Selección de eventos	25
4.2 Cálculo del residual del nivel del mar	25
4.3 Análisis Observacional	26
4.4 Tiempo de decaimiento	27
4.5 Análisis Espectral	32
4.6 Correlación lineal	33
CAPÍTULO V. ANÁLISIS DE RESULTADOS	35
5.1 Resultados por evento	35

5.1.1 Islas del Cisne, Honduras, 10 de enero de 2018	36
5.1.2 Pijijiapan, Chiapas, 8 de septiembre de 2017	36
5.1.3 Illapel, Chile, 16 de septiembre de 2015	38
5.1.5 Petatlán, Guerrero, 18 de abril de 2014	39
5.1.6 Iquique, Chile, 1 de abril de 2014	39
5.1.7 Lázaro Cárdenas, Michoacán, 21 de septiembre de 2013	40
5.1.8 Champerico, Guatemala, 12 de noviembre de 2012	41
5.1.9 Ometepec, Guerrero, 20 de marzo de 2012	41
5.1.10 Tohoku, Japón, 11 de marzo de 2011	42
5.1.11 Maule, Chile, 27 de febrero de 2010	43
5.1.12 Islas de Samoa, 30 de septiembre de 2009	44
5.2 Resultados del análisis espectral	45
5.2.1 Frecuencias dominantes de cada sitio	47
CONCLUSIONES	53
ANEXO A	55
ANEXO B.	60
REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA	76

INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia se han registrado 2,639 tsunamis en todo el mundo, siendo el Océano Pacífico la zona con mayor ocurrencia, albergando alrededor de 1 600 tsunamis desde el 2000 a. C. hasta el año 2018 (*National Geophysical Data Center, NOAA, 2019*), de los cuales, al menos 14 arribaron a las costas mexicanas con alturas de entre 2 y 10 metros (*Sánchez & Farreras, 1993*). A pesar de que los tsunamis suelen ocurrir con poca frecuencia pueden llegar a provocar grandes catástrofes, como fue el caso del tsunami del 26 de diciembre de 2004 en Sumatra, que provocó la muerte de más de 220,000 personas y el desplazamiento de 1.7 millones de habitantes (*Telford & Cosgrave, 2006*).

En el transcurso del siglo veinte, aproximadamente el 94% de los 450 tsunamis ocurridos en el Océano Pacífico han sido causados por sismos que provocaron una dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo del océano (*CENAPRED, 2014*). Considerando que la zona de subducción de la Placa de Cocos, adyacente a la costa occidental de México es una de las zonas sísmicas más activas en el planeta y que los sismos entorno a esta porción del Océano Pacífico continuarán ocurriendo, se puede esperar el arribo de futuros tsunamis en las costas mexicanas.

Un tsunami, como cualquier otro desastre natural, es resultado de un proceso que ocurre normalmente en la naturaleza, pero que al arribar a regiones en donde hay asentamientos humanos provoca efectos adversos y a menudo devastadores. La importancia del estudio y análisis de los tsunamis alrededor del mundo radica en el peligro que estos representan ya que, aunque no son muy frecuentes, cuando se generan arrasan y destruyen todo a su paso. Asimismo, esta situación se ve agravada por la rápida urbanización y el aumento del turismo en las regiones en peligro de tsunami.

En este trabajo, se analizan las principales características de los últimos tsunamis ocurridos en México y se establecen los parámetros predominantes en ellos y que se espera podrían repetirse en eventos futuros, esto puede contribuir a las medidas de prevención y a la evaluación de futuros estudios de riesgo y vulnerabilidad de las costas mexicanas ante el impacto de algún tsunami devastador.

CAPÍTULO I. TSUNAMIS EN MÉXICO

1.1 Tsunamis Históricos

Según el “Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México” recopilado en 1993 por Antonio J. Sánchez Dévora y Salvador F. Ferreras existe información histórica de al menos 5 tsunamis importantes observados en las costas de México con olas estimadas entre 3 y 10 m de altura. El primero de ellos fue el tsunami del 25 de febrero de 1732 cuya fuente se localizó cerca de Acapulco, Gro. y que arribó a este lugar con alturas de ola estimadas visualmente de 3 a 4 m. El 1 de septiembre de 1754 ocurrió un sismo localizado cerca de San Marcos Gro. que ocasionó un tsunami de alturas estimadas entre 4 y 5 m. Posteriormente el 28 de marzo de 1787 un sismo de magnitud 8.0 cercano a la misma zona provocó un tsunami que arribó a las costas de Acapulco con alturas estimadas de 4 m y que fue observado también en las regiones de Pochutla, Tehuantepec y en otros asentamientos de Oaxaca.

El siguiente tsunami importante ocurrió hasta el 3 de junio de 1932 provocado por un sismo de magnitud 8.2, localizado cerca de la costa de Colima, cuyas afectaciones fueron observadas en Manzanillo en la bahía de San Pedrito donde el nivel del mar subió más de 3 metros y destruyó una sección de las vías del ferrocarril entre Manzanillo y Cuyutlán. Asociado al mismo mecanismo de falla, 19 días después, la mañana del 22 de junio ocurrió otro sismo de magnitud 7.7 cercano a Colima que generó el tsunami más devastador conocido en la Fosa Mesoamericana durante el último siglo, con una ola de más de 10 metros de altura que causó la muerte de más de 75 personas y que inundó aproximadamente un kilómetro tierra adentro en Cuyutlán, destruyendo un balneario y causando daños materiales estimados entre 2 y 6 millones de pesos. Ese tsunami no dejó ni una sola casa en pie en una franja de 20 km de longitud sobre la costa de Colima.



Imagen 1. Efectos del tsunami de Cuyutlán el 22 de junio de 1932 (AFMEDIOS, 2018).

1.2 Tsunamis registrados en México

El 22 de mayo de 1960 ocurrió en Chile uno de los tsunamis más catastróficos de la historia, provocado por un sismo de magnitud 9.5, con una altura máxima de 25 m registrada en Isla Mocha, Chile a 52 km de la fuente del tsunami. Se estima que tan sólo en Chile murieron más de 1000 personas, 60 en las Islas de Hawái y cerca de 200 en Japón (*National Geophysical Data Center, NOAA, 2019*). En México, este tsunami fue registrado en la mayoría de las estaciones mareográficas del Pacífico que operaban en esa fecha. La máxima altura se registró en la estación de Ensenada, B.C. donde el nivel del mar se elevó 2.47 metros (*Sánchez & Farreras, 1993*). Cuatro años después, el 28 de marzo de 1964 ocurrió otro sismo catastrófico de gran magnitud (M 9.2) en Alaska, causando la muerte de 139 personas. Este tsunami alcanzó una altura máxima de 67 m en Valdez, Alaska a 63 km de la fuente (*National Geophysical Data Center, NOAA, 2019*) mientras que en México, se registró una altura máxima mayor a 2 m en la estación mareográfica de Ensenada, B.C. El 19 de septiembre de 1985 ocurrió uno de los sismos más significativos para la historia moderna de México, generado al noreste de La Mira, Michoacán, de magnitud de 8.1 (*SSN, 2019*). El tsunami generado por este sismo se registró instrumentalmente en la estación de Acapulco con una altura máxima de 1.15 m mientras que en Zihuatanejo se observaron alturas de hasta 3 m (*Farreras & Sánchez, 1987*).

El siguiente tsunami registrado instrumentalmente en México fue el tsunami de Colima-Jalisco (Mw 8.0), ocurrido el 9 de octubre de 1995. Se registró con mareógrafos de radar y de presión instalados en Manzanillo (figura 1), Navidad y Cabo San Lucas (figura 2), con una altura máxima de 1 m (*Ortiz et al., 1998, 2000*).

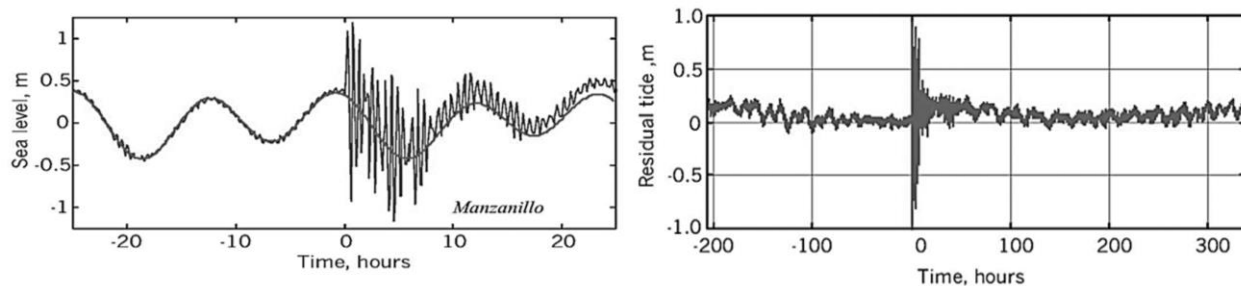


Figura 1. Registro del tsunami de Colima-Jalisco el 9 de octubre de 1995 en la estación Manzanillo, Colima (*Ortiz et al., 2000*).

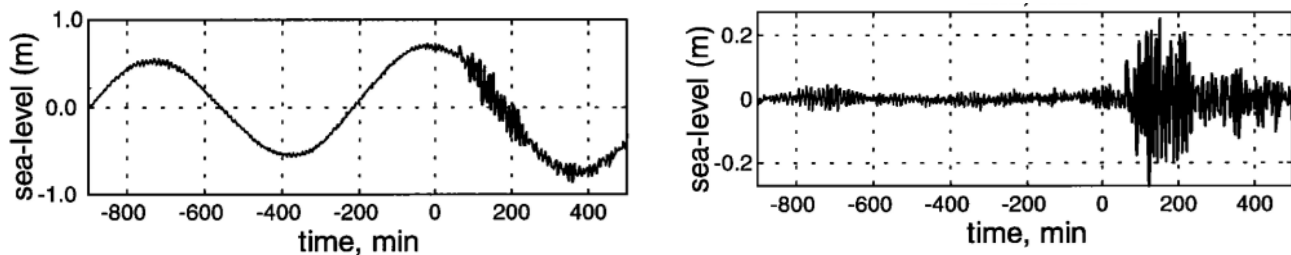


Figura 2. Registro del tsunami de Colima-Jalisco el 9 de octubre de 1995 en la estación Cabo San Lucas, B.C. (*Ortiz et al., 1998*).

Sin embargo, reportes de testigos ubicados al borde de un acantilado de 10 metros de altura en el complejo Vida del Mar, Manzanillo, afirman que 15 minutos después del sismo vieron cómo el mar se retiró varios cientos de metros de la costa y luego se precipitó dentro y arriba del acantilado, salpicando violentamente el borde (*Borrero et al., 1997*).

El devastador tsunami de Sumatra en 2004 fue registrado con precisión por una gran cantidad de mareógrafos en los océanos del mundo, incluyendo México, donde los mareógrafos de Manzanillo y Cabo San Lucas registraron alturas de 89 y 24 cm respectivamente (*Rabinovich et al. 2006*).

1.3 Riesgo de tsunamis en México

Cuando arriba un tsunami de gran intensidad a alguna costa, se considera un *desastre natural* debido a los efectos adversos que ocasiona en el medio. El grado de destrucción que pueden causar los tsunamis en una determinada zona está en función de la magnitud y la frecuencia con la que pueden arribar tsunamis (peligro) y a la cantidad de daño que puede causar en términos ecológicos, económicos y sociales (vulnerabilidad). Lo anterior puede resumirse con el concepto de *riesgo*, el cual se define como la probabilidad de exceder un valor específico de consecuencias sociales, económicas o ambientales en un sitio particular, como consecuencia de la ocurrencia de un evento (*Cardona, 1993*).

En México, El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), identifica principalmente dos zonas de la costa del Pacífico mexicano en riesgo por arribo de tsunamis (figura 3). La **zona I** comprende los Estados de Baja California y Baja California Sur donde la Placa del Pacífico se mueve al noreste en dirección a la Placa Norteamericana a lo largo de una serie de fallas transformantes (falla de San Andrés), al norte de la Placa de Rivera. En esta región las costas de Baja California, Sonora y Sinaloa no son fuentes de origen de tsunamis locales sino receptoras de tsunamis lejanos, con alturas máximas de ola esperadas de 3 metros (*CENAPRED, 2014*); **la zona II** abarca los Estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, donde la placa de Cocos se mueve hacia el noreste de la República y subduce bajo la placa de Norteamérica en la Trinchera Mesoamericana, que se extiende desde Nayarit hasta la frontera sur de Costa Rica. Esta zona es la que está expuesta a mayor riesgo de tsunamis destructivos; por ser asiento de comunidades costeras densamente pobladas, importantes instalaciones portuarias, industriales y de almacenamiento de combustibles, también es la más vulnerable. Comprende los puertos de Manzanillo, Lázaro Cárdenas y Salina Cruz, y un corredor turístico de aproximadamente 1,000 kilómetros de longitud, que incluye Puerto Vallarta, Manzanillo, Cuyutlán, Ixtapa-Zihuatanejo, Acapulco, Puerto Escondido, Puerto Ángel y Bahías de Huatulco.

El riesgo por tsunamis es significativo debido a que toda la costa del Pacífico se encuentra expuesta al arribo de tsunamis generados tanto por fuentes locales como lejanas debido a la intensa actividad sísmica del anillo de fuego del Pacífico, en donde, con base en los registros de tsunamis de las últimas décadas, se pueden identificar las principales zonas tsunamigenéticas que representan peligro para nuestro país y que se describen a continuación.

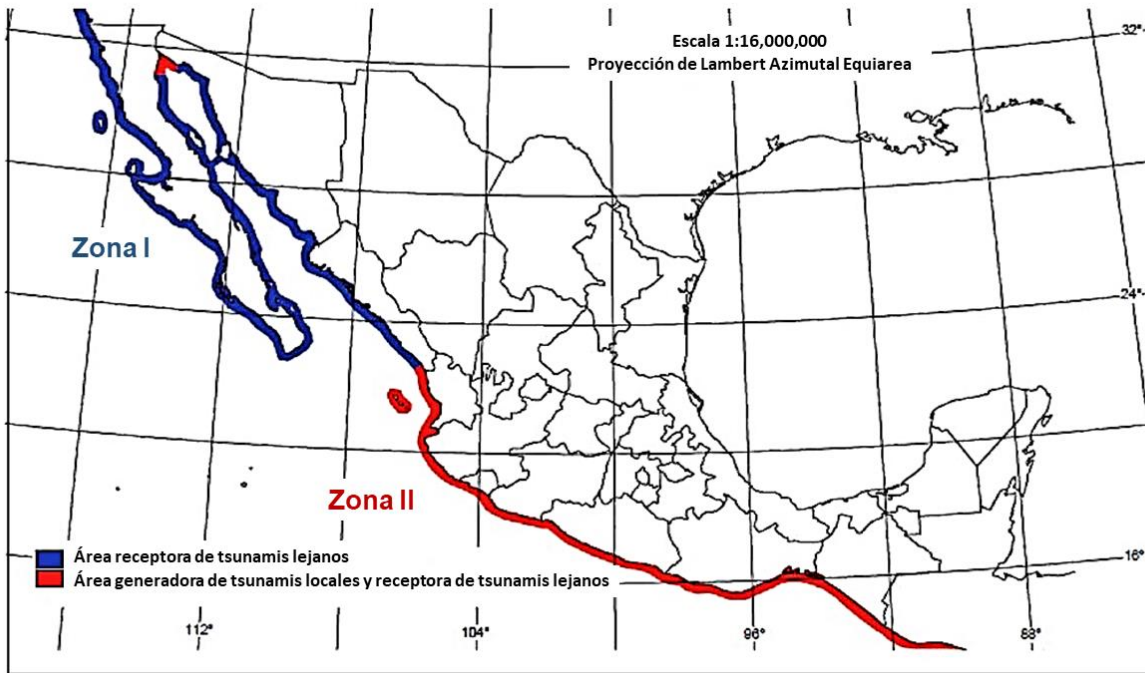


Figura 3. Zonas de riesgo de tsunami en México, CENAPRED, la zona I representa la región en peligro de arribo de tsunamis principalmente lejanos, la zona II representa las costas en peligro por tsunamis generados localmente en la fosa mesoamericana y por tsunamis lejanos.

1.3.1 Regiones tsunamigénicas y vulnerabilidad de las costas mexicanas

Se conocen como sismos tsunamigénicos aquellos con la capacidad de provocar un tsunami. En general (pero no únicamente) para que un sismo genere un tsunami, es necesario que el punto de origen del sismo esté bajo el lecho marino, a una profundidad menor a 60 km, que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, y en cierto lapso de tiempo transmita eficientemente la energía liberada. Todas estas condiciones se pueden presentar en la Trinchera Mesoamericana.

La forma de las áreas de ruptura de los sismos en fosas como la Mesoamericana es aproximadamente elíptica alargada; esto propicia que la mayor parte de la energía del tsunami se propague perpendicularmente a su eje longitudinal, hacia la costa cercana y hacia su opuesta en el otro extremo del Océano Pacífico y que la menor parte se desplace paralelamente a ese eje, a lo largo del litoral. La evolución de todos los maremotos generados en la Fosa Mesoamericana frente a México se ajusta a este modelo, por lo que no se puede descartar como una región generadora de tsunamis locales en México. Por otro lado, este fenómeno de direccionalidad permite también inferir que, para las costas de México, las zonas de ruptura sísmica frente a las Islas Filipinas, las Islas Salomón, Tonga y Samoa (figura 4) representan el mayor peligro potencial de generación de tsunamis lejanos (CENAPRED, 2014), así como la zona sísmica de Sudamérica (donde la placa de Nazca subduce bajo la placa Antártica a una velocidad de 6.8 cm/año) que con su reciente actividad sísmica, ha generado devastadores tsunamis que han llegado hasta las costas de México.

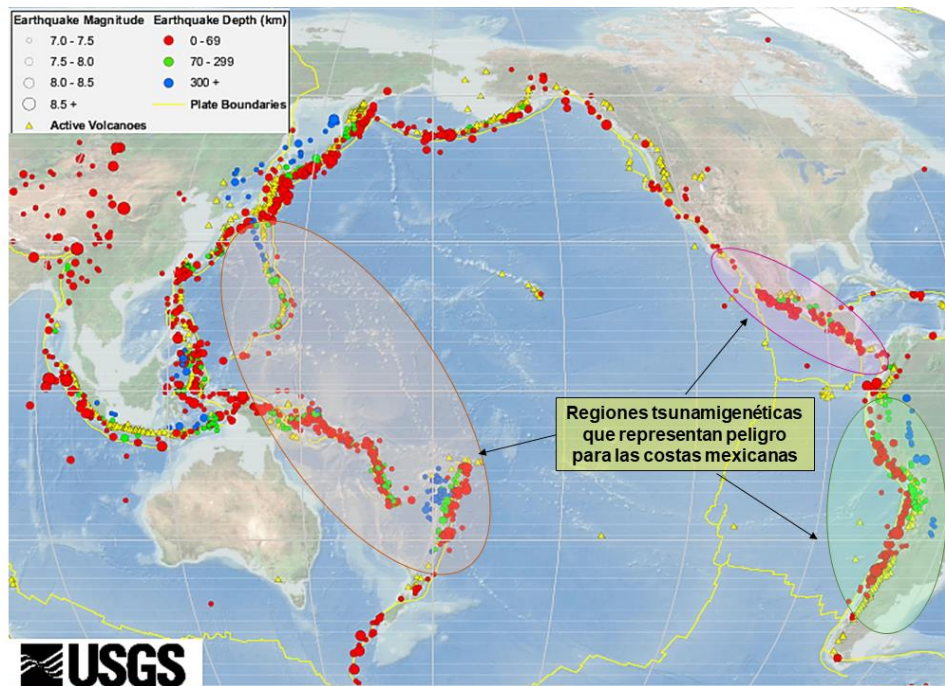


Figura 4. Sismicidad en el océano pacífico (anillo de fuego) en el periodo 1900-2013 (USGS, 2019).

Según cifras del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), los estados costeros de México poseen en total 7,828 km de acceso al Océano Pacífico y Golfo de California, representando un 68% de todo el litoral continental. En esta región, existen 89 municipios (figura 5) y según la Encuesta Intercensal (EIC) realizada por INEGI en 2015, la población total de estos municipios sobrepasa los 12 millones de personas (figura 6) que podrían verse afectadas por la acción de tsunamis. Esto indica la importancia de la elaboración de programas de preparación y de educación ante la eventualidad de un tsunami, con el objetivo de proporcionar una alerta oportuna.

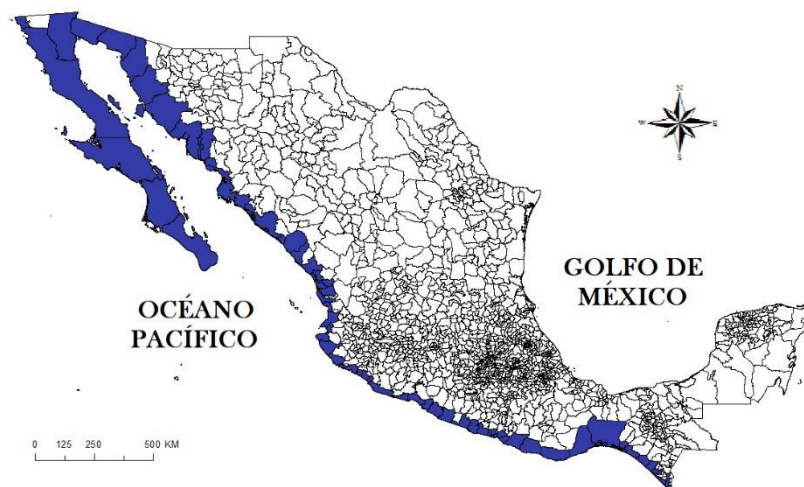


Figura 5. Municipios vulnerables al arribo de tsunamis en las costas mexicanas del Pacífico.

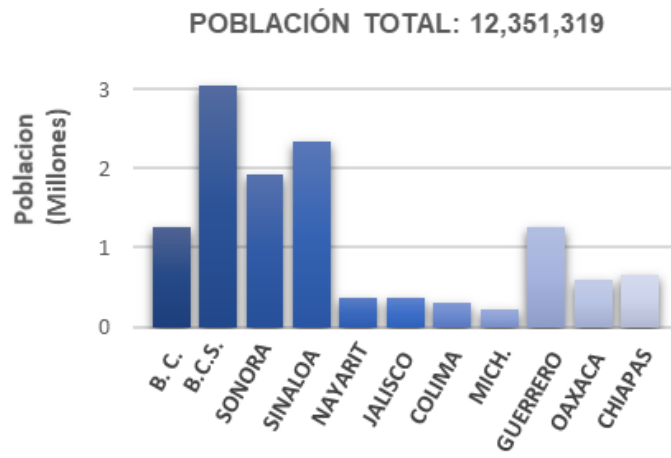


Figura 6. Población de los municipios vulnerables al arribo de tsunamis en México (INEGI, 2015).

CAPÍTULO II. MEDICIONES DEL NIVEL DEL MAR

2.1 ¿Por qué medir el nivel del mar?

Desde hace muchos años se realizan mediciones continuas del nivel del mar a nivel mundial. Los parámetros indispensables en la medición de la marea son: *la altura del nivel del mar* y su continua evolución temporal con respecto a un nivel de referencia fijo (eliminado el efecto del oleaje local), *el tiempo* (momento) en que se realiza cada medición de la altura del nivel del mar (referido al sistema internacional de medición del tiempo) y las *coordenadas geográficas tridimensionales precisas*, latitud, longitud y altura con respecto a un nivel de referencia fijo con relación al cual se mide localmente el nivel del mar. Tradicionalmente, esto se logra midiendo el nivel del mar en un entorno que no esté perturbado por las olas, como puede ser un muelle en el interior de un puerto (SMN, 2019).

Las principales razones de estas mediciones son:

- Calcular el nivel medio del mar para detectar cambios a través del tiempo.
- Realizar estudios de marea de tormenta para prevenir sus efectos devastadores sobre las zonas costeras pobladas.
- Realizar estudios de tsunamis y *seiches*, necesarios para proyectos de obras costeras.
- Estudiar los valores extremos de marea para determinar zonas inundables, línea de costa y realizar proyectos de obras costeras.
- Predecir alturas de marea para la navegación y las actividades pesqueras y estudiar la dinámica de marea (D'Onofrio & Fiore, 2003).

Según la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC por sus siglas en inglés) de la UNESCO, los datos del nivel del mar deben ser cuidadosamente calibrados, verificados y evaluados. Las mediciones deben estar vinculadas a puntos de referencia locales, que a su vez se fijan en la red de nivelación nacional y global utilizando técnicas geodésicas modernas y los datos registrados deben archivar, documentarse y protegerse para futuros estudios.

2.2 Instrumentos de medición y funcionamiento

El instrumento con el que se mide la marea se denomina mareógrafo o mareómetro y ha sido históricamente el aparato más común para medir el nivel del mar. La forma de medición difiere dependiendo del tipo de mareógrafo utilizado, estos pueden ser desde una simple regla graduada fija y sumergida en el agua, atendida por un observador que ve el nivel del agua en la graduación de la regla y manualmente anota su observación en un cuaderno de registro, hasta un dispositivo electroacústico encapsulado y conectado a una computadora con comunicación hacia algún satélite y totalmente automatizado (SMN, 2019).

Los mareógrafos miden de forma continua el nivel del mar instantáneo en un lugar concreto de la línea de costa, de esta manera se limitan a los valores de ciertos puntos de la línea de costa y no se obtiene la información de los cambios del mar en toda su extensión. Generalmente, los mareógrafos están conectados con las redes de nivelación nacionales mediante itinerarios altimétricos de precisión y a sistemas de referencia geodésicos a través de receptores GPS. Todos los mareógrafos miden la distancia vertical entre un punto de referencia y la superficie instantánea del mar. Actualmente existen cuatro principales tipos de mareógrafos: mareógrafo de flotador, de presión, de radar y acústico.

2.2.1 Mareógrafo de flotador

Los mareógrafos de flotador se utilizaron alguna vez en todas las estaciones y fueron durante muchos años la tecnología principal con la que se compilaban los registros del nivel del mar. Funcionaban mediante un mecanismo de poleas que sostenían a un flotador sobre el mar, montado dentro de un cilindro de base agujereada y que estaba conectado a un bolígrafo que registraba los cambios de la marea en papel (figura 7). Actualmente el mecanismo de flotador se activa al mínimo cambio de nivel del mar y facilita valores de medición más precisos a través de interfaces digitales de forma continua (imagen 2) y los modelos actuales sustituyen el registro a lápiz por un sistema que capta electrónicamente la posición del disco flotador en cada momento y la guarda como valor de medición. La entrada de agua por la parte inferior hace que se llene el cilindro hasta el nivel del mar y el tubo exterior evita las distorsiones que provocaría el efecto directo de las olas sobre el flotador (IOC, 2006).

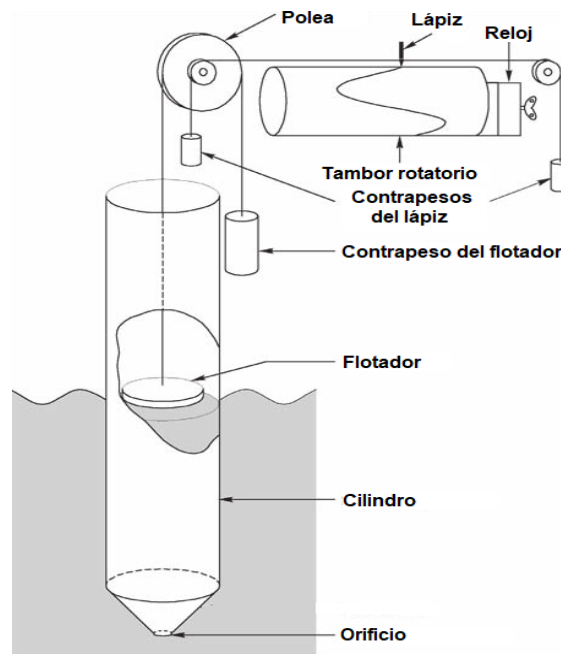


Figura 7. Diagrama de un flotador clásico (IOC, 2006).



Imagen 2. Fotografía de un flotador SE 200 de OTT instalado dentro de una de las estaciones mareográficas del SMN.

2.2.2 Mareógrafos de presión

Miden la presión submarina en un punto y mediante el conocimiento de la densidad del agua de mar y la aceleración gravitacional se realiza la conversión de presión a nivel del mar. Los tipos más utilizados son los mareógrafos de burbuja y los mareógrafos de presión de membrana que se montan directamente en el mar. Los dos tipos tienen mucho en común y la elección de qué tipo es adecuado generalmente se basa en consideraciones logísticas del sitio propuesto (IOC, 2006). El mareógrafo de burbuja neumática (figura 8) mide la presión atmosférica y la presión que existe en una tubería de diámetro pequeño fijada bajo el agua (debajo del nivel mínimo esperado). Restando ambas presiones y compensando la desviación se calcula el nivel de agua exacto. Por otro lado, el mareógrafo de presión (figura 9) consta de una sonda manométrica de cerámica que facilita datos del nivel de agua y de temperatura. La señal resultante, se transmite por cable y se convierte en unidades físicas que pueden ser visualizadas y almacenadas en un data logger.

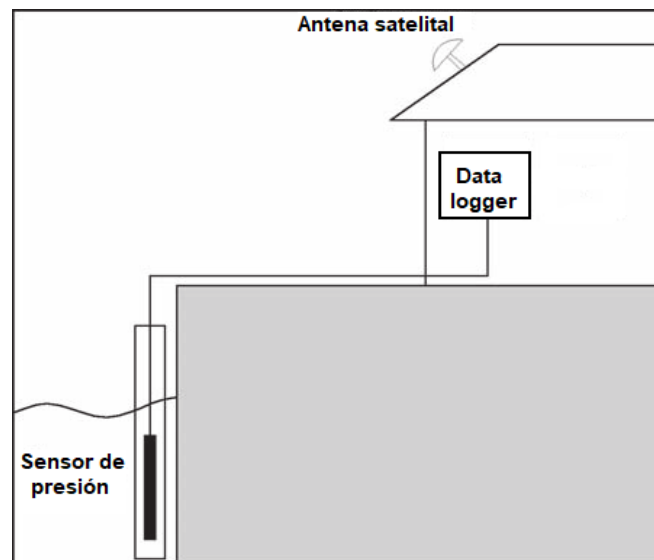


Figura 8. Esquema de un mareógrafo de sensor de presión (IOC, 2006),

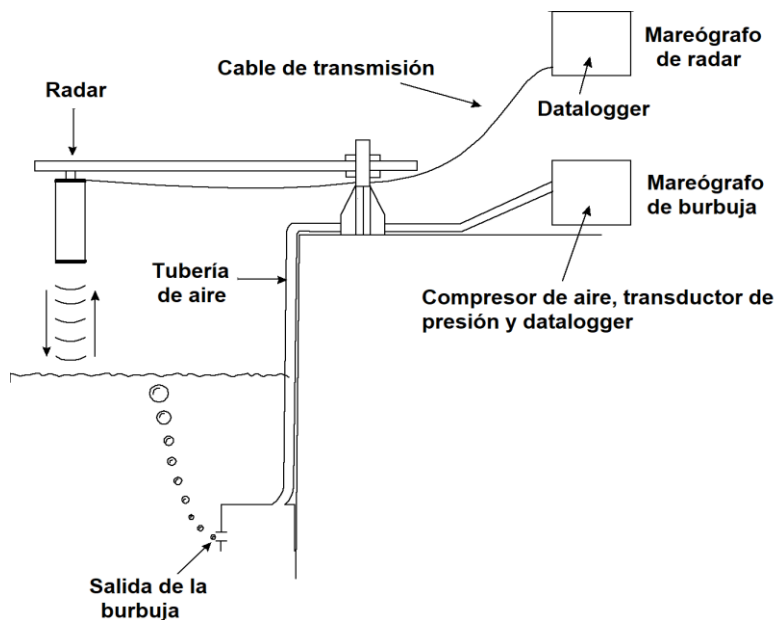


Figura 9. Esquema de un mareógrafo de radar y mareógrafo de burbuja (IOC, 2006).

2.2.3 Mareógrafos de radar y acústico

Miden el tiempo en el que una señal (de radar o acústica) recorre la distancia vertical entre el emisor y la superficie del mar que la refleja (imagen 3) obteniendo la altura instantánea del mar sin contacto físico directo. La influencia de las olas se compensa estadísticamente y las señales de salida a menudo son compatibles con data loggers. El mareógrafo de radar se caracteriza por ser fácil de operar y mantener, sin la dependencia a la temperatura del aire que tienen los mareógrafos acústicos (IOC, 2006).



Imagen 3. Fotografía de un mareógrafo de radar RLS de OTT instalado en una de las estaciones del SMN.

2.3 Las mareas en México

La marea es una ondulación suave de la superficie del mar, imperceptible a simple vista, que en las cuencas oceánicas gira cíclicamente con periodos cercanos a las 12 y 24 horas. La marea es el resultado de las fuerzas gravitacionales e inerciales que actúan sobre cada porción del océano. Además del campo de fuerza gravitacional de la Tierra que mantiene al océano adherido a ella, el océano siente el efecto gravitacional a distancia de los cuerpos celestes, particularmente de la Luna, por su cercanía, y del Sol, por su gran masa. Se suman a estas fuerzas las llamadas fuerzas inerciales debidas a los movimientos de rotación de los sistemas Tierra-Luna y Tierra-Sol, que giran, cada uno, en torno a un centro de masa común. Así, cada porción de fluido del océano está sujeta a fuerzas que nunca están en equilibrio. La fuerza resultante, la suma vectorial de todas ellas, es la que genera la marea. En términos estadísticos, la marea se manifiesta a lo largo del litoral como la oscilación vertical del promedio temporal (aproximadamente 1 min) de la amplitud del oleaje que llega a la costa. En la playa, cuando se observa un lento acercamiento de la rompiente (zona donde rompen las olas) y se ve la invasión de agua y espuma sobre porciones de ella cada vez mayores, es porque la marea está subiendo. Cuando la marea baja, es notorio que la rompiente se retira hacia el mar y que decrece la porción de la playa inundada por la resaca del oleaje. En cada ciclo de marea la *pleamar* ocurre cuando ésta alcanza su mayor altura, y la *bajamar* cuando llega a su nivel mínimo. Se define a la *amplitud* de la marea como la distancia vertical entre pleamar y bajamar consecutivas. Durante un día pueden ocurrir uno o dos máximos relativos de la marea y uno o dos mínimos. Cuando existen dos máximos de magnitud similar se dice que la marea es semidiurna y cuando se observa sólo uno o siendo dos tienen una magnitud muy distinta se dice que la marea es diurna. Dependiendo del tamaño relativo entre los máximos se caracteriza la marea. Así, en cada localidad costera, la amplitud de la marea cambia en cada ciclo y consecuentemente se observan valores extremos locales en la amplitud de la marea. Existen costas en donde la amplitud máxima de la marea es de varios metros, como en San Felipe, B. C., y otras en donde la amplitud máxima se reduce a centímetros, como en Cozumel (SMN, 2019). La siguiente figura muestra el rango de mareas para cada estación según la base de datos del SMN.

En términos muy generales, la marea observada en mareógrafos de las costas del Pacífico y Caribe Mexicanos es mixta con predominancia semidiurna (a excepción de la parte central del Golfo de California con predominancia semidiurna), en tanto que la marea en el Golfo de México es mixta con predominancia diurna (figura 10). En cuanto al rango (diferencia entre el promedio de las pleamares y las bajamares), encontramos una amplificación importante en el norte del Golfo de California (del orden de 3.5 m). El Pacífico mexicano tiene rangos del orden de 50 a 120 cm; en el Mar Caribe se observa un rango mínimo del orden de 5 cm y el Golfo de México tiene rangos de 30 a 40 cm (figura 11).

Rangos de marea

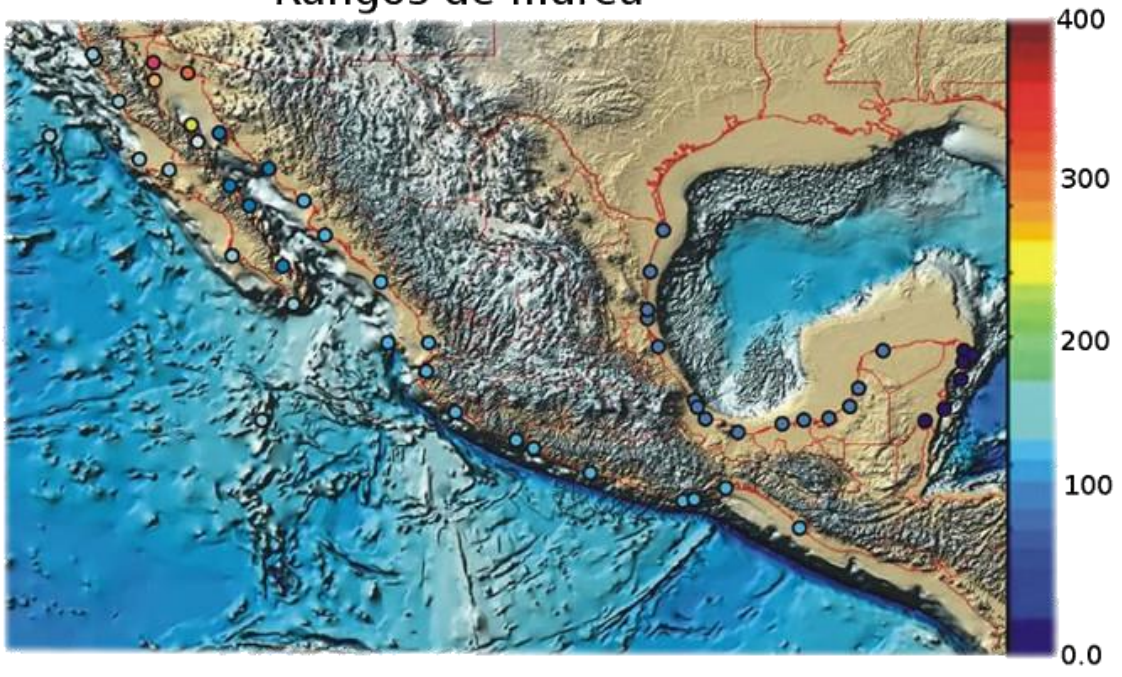


Figura 10. Rangos de marea en cm en las costas mexicanas, los círculos indican los sitios en que se tienen mediciones del nivel del mar de periodos de al menos un año (SMN, 2019).

Tipos de marea

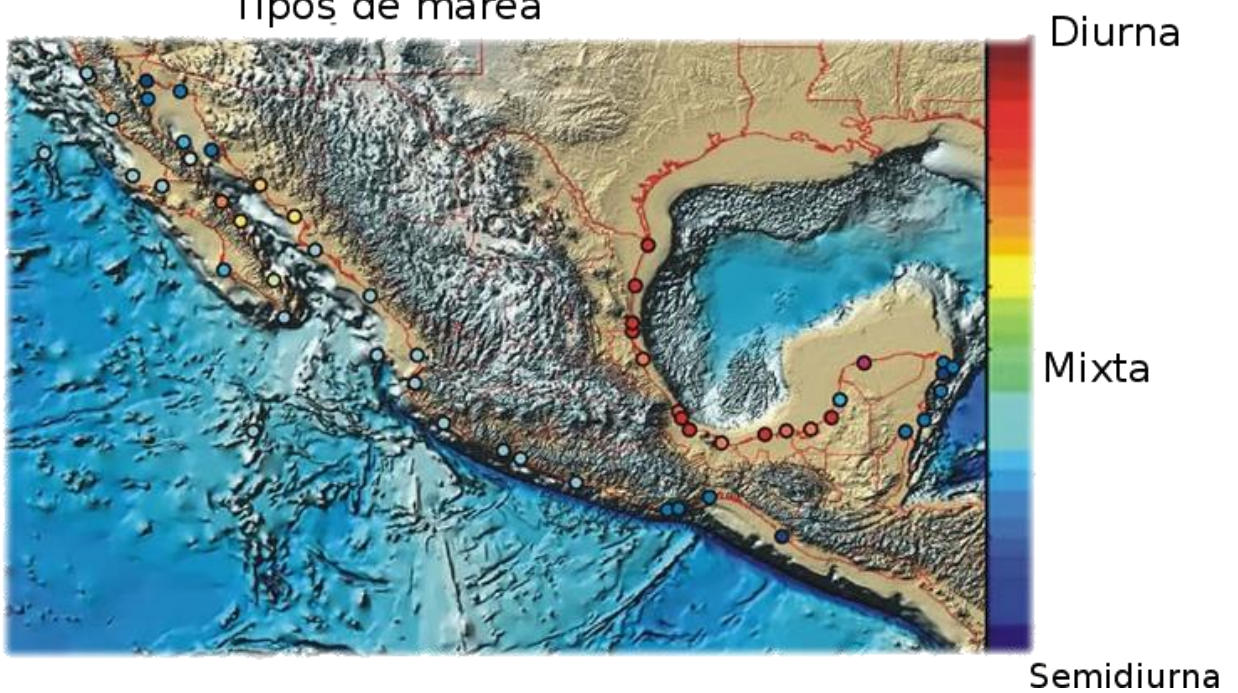


Figura 11. Tipo de marea para los sitios en que han sido instaladas estaciones mareográficas en México. La escala de colores indica el tipo de marea diurna/semidiurna y si alguna es predominante sobre la otra. El punto medio (representado por verdes) indica el tipo de marea mixta con 50% de contribución diurna y semidiurna (SMN,2019).

2.4 Historia del Servicio Mareográfico Nacional (SMN)

Las observaciones mareográficas en las costas de México datan de 1942, fueron iniciadas por el Servicio Geodésico Interamericano (IGS) y el Departamento de Fotogrametría de la Secretaría de la Defensa Nacional. En 1952 el Instituto de Geofísica de la UNAM a través del Servicio Mareográfico Nacional (SMN) se hizo cargo de la red mareográfica existente así como del procesamiento de su información. La red contaba con 4 estaciones instaladas en el Golfo de México y 5 en el Océano Pacífico. En colaboración con el Servicio Geodésico Interamericano y la Secretaría de Marina se logró la instalación de nuevas estaciones mareográficas a través de los años.

En los siguientes años, los principales trabajos realizados por el SMN fueron el cálculo de constantes armónicas y la realización de pronósticos de marea anuales (de forma gráfica) para 34 puertos distribuidos en las costas de México. La información obtenida del monitoreo del mar fue de gran utilidad para la construcción de obras portuarias, servicios de alcantarillado, delimitación de la Zona Federal Marítima Terrestre, punto de partida y llegada de las nivelaciones de precisión de las Redes Geodésicas, levantamientos hidrográficos, registros de tsunamis y estudios geofísicos (*Grivel, 1978*).

Debido a malas administraciones, la mayoría de las estaciones pertenecientes al SMN dejaron de operar desde principios de los 90 's. Para el año 2006 únicamente operaban dos estaciones, Acapulco y Veracruz, por lo que en 2007 comenzó un proceso de reconstrucción y modernización de la red.



Imagen 4. Fotografías de la estación mareográfica de Acapulco a inicios de los años 50 's (*SMN, 2019*).

2.5 Red de monitoreo actual del SMN

Actualmente la red de monitoreo de nivel del mar del SMN consta de 28 estaciones: 12 ubicadas en el Océano Pacífico y 16 ubicadas en el Golfo de México y Mar Caribe (figura 12).



Figura 12. Red de monitoreo actual del SMN (SMN, 2019).

La modernización de las estaciones consistió en la instalación de equipos electrónicos con almacenamiento interno y transmisión en tiempo real de los datos. Cada estación cuenta con un mareógrafo principal (radar o flotador), un mareógrafo de respaldo (flotador, presión o burbuja), una regla de marea, sensores meteorológicos (temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica y viento), un receptor GPS permanente de alta precisión, transmisión de datos vía satélite GOES y vía internet celular, así como de una red de bancos de nivel y un datalogger para almacenar la información (figuras 13 y 14). El muestreo del nivel del mar se efectúa cada minuto con el sensor principal y cada 6 con el sensor de respaldo, el muestreo de datos meteorológicos se realiza cada 10 min y la transmisión de datos se lleva a cabo cada 5, 15 o 60 minutos.

Toda la información recolectada por las estaciones mareográficas es recibida en las instalaciones del SMN en las oficinas centrales del Instituto de Geofísica de la UNAM y puesta a disposición del público a través de su portal.

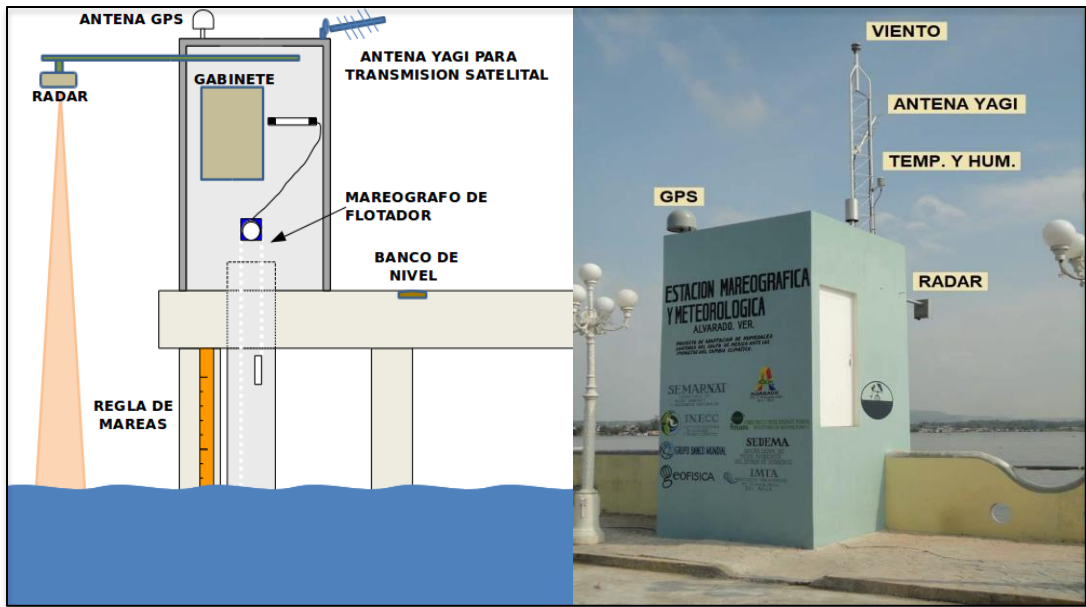


Figura 13. A la izquierda diagrama de los componentes de una estación mareográfica del SMN, a la derecha fotografía de la estación mareográfica actual de Alvarado, Veracruz.

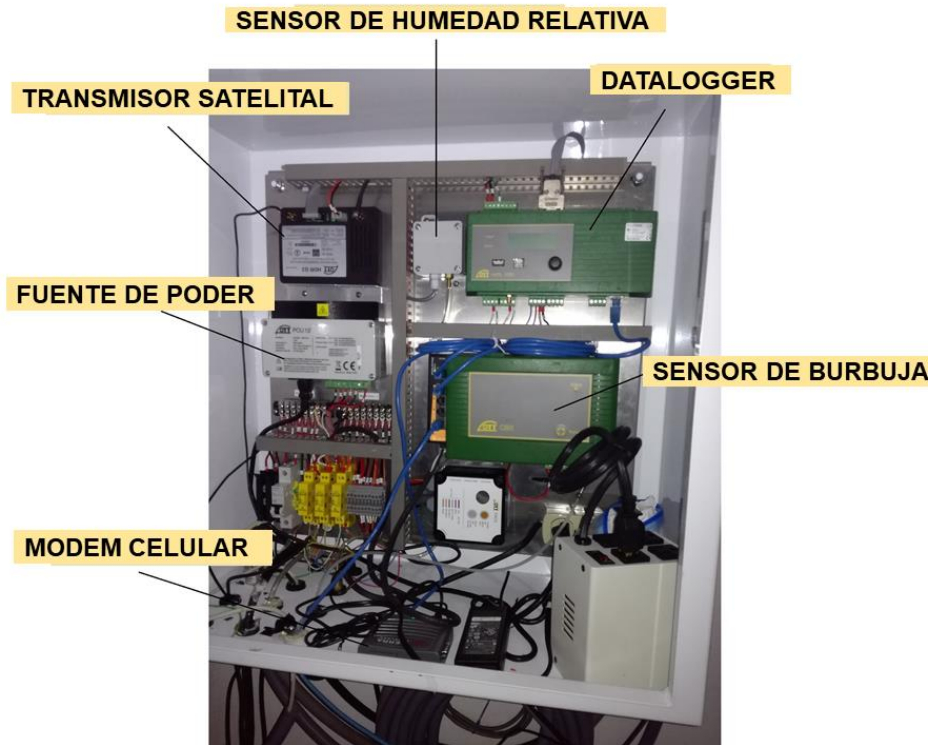


Figura 14. Interior del gabinete de una estación mareográfica del SMN.

CAPÍTULO III. GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS

3.1 Características principales

3.1.1 Definición

Un tsunami es un tren de ondas generado por un desplazamiento vertical de la columna de agua que puede ser provocado por sismos en la corteza oceánica, erupciones de volcanes sumergidos, impacto de meteoritos, deslizamientos submarinos, condiciones atmosféricas (meteotsunamis) e incluso explosiones nucleares. Los tsunamis son de particular interés debido a que, al arribar a alguna costa, pueden causar graves daños y pérdida de vidas (*Levin & Nosov, 2016*). La palabra tsunami se origina de una combinación de dos jeroglíficos japoneses traducidos como "ola en el puerto" y ha sido convencionalmente adoptada por la comunidad científica.

3.1.2 Propiedades físicas de las ondas de tsunami

Las ondas de tsunami son consideradas ondas largas (la longitud de onda es mayor que la profundidad) por lo que su desplazamiento no depende solo de la capa subsuperficial, sino que involucra toda la columna de agua. Su velocidad depende de la profundidad del agua y del relieve submarino debido a que las ondas sufren aceleraciones y desaceleraciones cuando pasan sobre un fondo oceánico de profundidad variable. En el océano abierto, viajan a velocidades de 500 a 1,000 kilómetros por hora y pueden tener longitudes de onda (λ) de 500 a 650 kilómetros (*IOC, 2013*).

Desde el punto de vista de la hidrodinámica, la velocidad de las ondas largas c en un ambiente de profundidad H está determinada por la fórmula:

$$c = \sqrt{gH} \quad (1)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad. La ecuación 1 es aplicable al caso donde $\lambda \gg H$.

A partir de la velocidad de propagación y su longitud de onda λ se puede estimar fácilmente el período T entre las olas de un tsunami:

$$T = c / \lambda$$

En océano abierto, la amplitud de las ondas de tsunami (incluso en el caso de eventos catastróficos), se limita a decenas de centímetros y rara vez excede 1 m. Esta pequeña amplitud junto con sus grandes periodos (100 a 10,000 s) hacen que en mar abierto sea prácticamente imperceptible para un observador a bordo de un barco (*Levin & Nosov, 2016*). La amplitud de la onda de un tsunami aumenta a medida que

se acerca a la costa debido a la disminución de la profundidad del fondo marino logrando alcanzar hasta decenas de metros al tocar tierra.

3.1.3 Mecanismo de generación y propagación

Principalmente, se generan por dislocaciones tectónicas bajo el mar causadas por terremotos someros en áreas de subducción (figura 15). La mayor parte de los tsunamis destructivos son generados por sismos en la corteza oceánica, donde los bloques de la corteza desplazados arriba y abajo inducen un cambio en la energía potencial de la masa de agua modificando radicalmente el nivel del mar de la región afectada. La energía así transmitida a la masa de agua resulta en la generación del tsunami, lo que significa radiación de energía desde la zona de origen en forma de ondas de período largo (IOC, 2013).



Figura 15. Proceso de formación de un tsunami generado por un deslizamiento vertical en el fondo oceánico (IOC, 2012).

Los tsunamis viajan desde su área de generación en todas direcciones. Generalmente la dirección principal de propagación es perpendicular a la dirección de la zona de fractura del terremoto. La propagación de las ondas de tsunami varía debido a la orientación y las dimensiones del área generadora, a la batimetría regional y a los rasgos topográficos que modifican la forma de la onda y su velocidad. Específicamente, las ondas del tsunami se ven afectadas por procesos de refracción y reflexión a lo largo de su viaje (IOC, 2013). Las olas de tsunami difieren de otros fenómenos naturales en que su energía se propaga a grandes distancias con poca disipación, alcanzando miles de kilómetros, por lo que su fuerza destructiva también tiene un gran alcance. La dispersión, las propiedades de resonancia dependientes del relieve costero, fenómenos como la reverberación (cuando la perturbación de las olas alcanza un determinado sitio costero a través de diferentes rutas) y las peculiaridades de la formación de ondas en la fuente resultan en un tsunami manifestado no como una onda solitaria sino como una serie de ondas con un período de varios minutos (Levin & Nosov, 2016). En este caso, la primera onda a menudo no es la que tiene mayor amplitud.

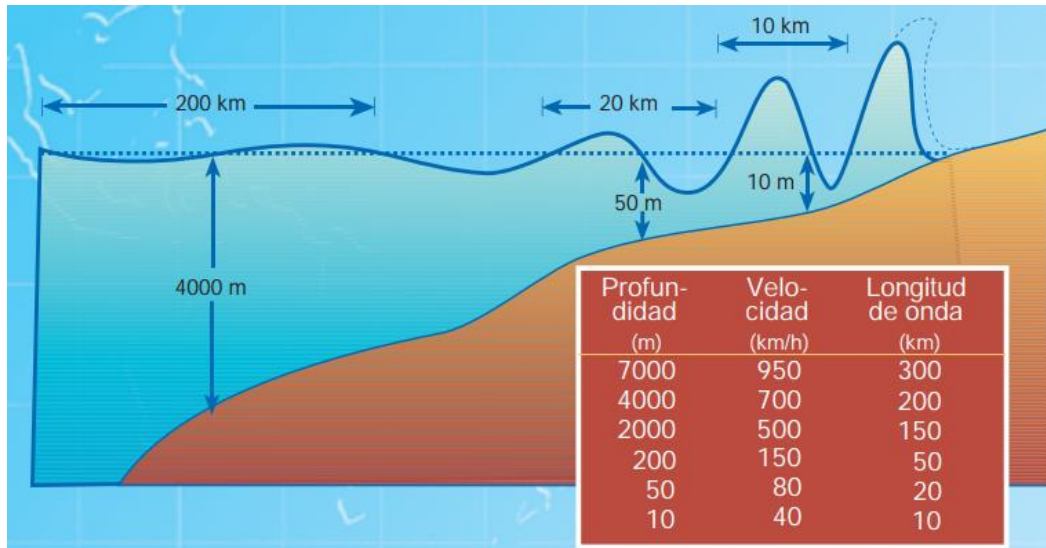


Figura 16. Comportamiento de un tsunami según su propagación. (IOC, 2012).

La figura 16 muestra que en aguas profundas, a menudo un tsunami tiene solo decenas de centímetros de altura, pero esta crece rápidamente en aguas someras. Cuando un tsunami impacta contra la costa, la energía de la onda se concentra en una distancia menor creando ondas destructivas. Es decir, una disminución en la profundidad del agua conduce a una disminución en la velocidad de propagación de las ondas y, en consecuencia, a la compresión del paquete de ondas en el espacio y a un aumento en su amplitud. La altura máxima de la onda se puede alcanzar en la costa, en el límite de la inundación o en cualquier punto entre ellos. En el caso de tsunamis catastróficos, la altura de elevación alcanza varias decenas de metros y la onda es capaz de inundar varios kilómetros tierra adentro de la costa.

3.2 Clasificación de tsunamis

Según la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC, por sus siglas en inglés) y la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO, por sus siglas en inglés), los tsunamis se clasifican principalmente según la localización de su fuente en *locales*, *regionales* y *lejanos*.

3.2.1 Tsunami local

Se considera local cuando el tsunami proviene de una fuente cercana con efectos destructivos en costas situadas a una distancia menor a 100 kilómetros del origen o a menos de una hora de viaje de la onda del tsunami. Normalmente, este tipo de tsunamis son generados por terremotos, sin embargo, a veces pueden originarse por deslizamiento de tierras o flujos piroclásticos provenientes de una erupción volcánica. Un ejemplo de estos fue el tsunami del 19 de septiembre de 1985 generado por un sismo en la Fosa

Mesoamericana frente a Michoacán, que tardó sólo 30 segundos en llegar a Lázaro Cárdenas, y 23 minutos a Acapulco (*CENAPRED, 2014*).

3.2.2 Tsunami regional

Se conoce así al tsunami capaz de causar destrucción en una región geográfica en concreto, normalmente situada a 1,000 kilómetros como máximo de su fuente, o en zonas situadas de 1 a 3 horas de tiempo de viaje de las ondas del tsunami. Ocasionalmente, los tsunamis regionales también tienen efectos muy limitados y localizados en zonas fuera de la región. La mayoría de los tsunamis destructivos pueden ser clasificados como locales o regionales, por lo que la mayoría de las muertes y de los daños materiales son causados por este tipo de tsunamis. Tal fue el caso del tsunami provocado por un sismo en las costas de Colombia el 12 de diciembre de 1979, que tardó 4 horas para llegar a Acapulco (*CENAPRED, 2014*).

3.2.3 Teletsunami o tsunami lejano

Un tsunami lejano es aquel originado por una fuente distante, generalmente a más de 1,000 kilómetros o a más de 3 horas de tiempo de viaje de las ondas de tsunami. Este tipo de tsunamis son menos frecuentes que los tsunamis regionales y normalmente empiezan como un tsunami local que causa gran destrucción cerca de la fuente. Sus ondas siguen viajando por toda la cuenca del océano con energía suficiente para causar más víctimas y destrucción en costas ubicadas a más de 1,000 kilómetros de la fuente. También se les conoce como tsunamis transoceánicos. Uno de los teletsunamis más destructivos de la historia fue el ya mencionado tsunami de 1960 en Chile (imagen 5), que tardó unas 13 horas en llegar a Ensenada, Baja California (*CENAPRED, Serie Fascículos: Tsunamis, 2014*).



Imagen 5. Tsunami de Chile arribando a las costas de Onagawa, Japón, 1960 (*NOAA, 2019*)

3.3 Magnitud e Intensidad

3.3.1 Magnitud de tsunami

Se conoce como magnitud de un tsunami a la medida que determina el tamaño de un tsunami basado en la medición de sus ondas por mareógrafos y otros instrumentos. La escala, originalmente descriptiva y similar a la de intensidad, cuantifica el tamaño de un tsunami utilizando mediciones de la altura de las ondas o del *runup* (diferencia entre la elevación de penetración máxima de un tsunami y el nivel del mar medido en la costa) de tsunami.

Imamura e Iida (1942, 1949; 1956, 1970) describieron la magnitud (m) como el logaritmo base 2 de la altura máxima de la onda medida sobre el terreno y que corresponde a una magnitud que va de -1 hasta 4:

$$m = \log_2 H_{max}$$

Donde H_{max} era la altura observada en la orilla o medido por un mareógrafo. Posteriormente, Hatori (1979) extendió esta escala para los tsunamis de campo lejano incluyendo la distancia en la fórmula.

También se ha propuesto que las magnitudes de los tsunamis son similares en forma a aquellas usadas para calcular las magnitudes de los sismos. Éstas incluyen la fórmula original propuesta por Abe (1979) para calcular la magnitud de un tsunami:

$$M_t = \log H + B$$

Donde H es la máxima amplitud de una sola cresta o valle de las olas del tsunami (en metros) y B es una constante. En 1986 y 1989, Hatori y Abe propusieron modificar la escala de magnitud para tener en cuenta el debilitamiento de las olas, a medida que aumenta la distancia desde la fuente. En 1993, Shuto aconsejó la medición de H como la altura hasta donde alcanzan daños o impactos específicos. Estas escalas no son muy sensibles a pequeños errores en la determinación de las alturas de las olas, ya que son los logaritmos de estas cantidades los que cuentan. También es importante tener en cuenta que en el caso de numerosos eventos históricos y, más aún, de eventos prehistóricos (paleotsunamis), la única información disponible comprende estimaciones de alturas de ondas en un solo punto o en varios puntos a lo largo de la costa. Debido a que la característica básica necesaria para calcular la magnitud es el área inundada o la altura de ola, y que esta varía en cada costa receptora del tsunami, normalmente no se reporta una magnitud definitiva para un tsunami.

Murty y Loomis (1980) presentaron un enfoque diferente a la definición de la magnitud del tsunami, donde el cálculo de la magnitud se basa en la estimación de la energía potencial del tsunami, sin embargo, aunque podría ser la definición más adecuada desde un punto de vista físico, no siempre es posible calcular la energía de las olas. En cualquier caso, en la etapa actual, los cálculos pueden basarse en la energía potencial de la elevación inicial de la superficie del agua, considerando que es idéntica a los

desplazamientos residuales del fondo marino. Estos desplazamientos se calculan a partir de los parámetros del terremoto mediante las fórmulas de Okada (*Okada, 1985*). Sin embargo, los habitantes de las regiones costeras no están interesados en la energía de la onda que se aproxima, sino en que tan peligrosa es esta onda para sus vidas y qué tanto daño puede hacer y cómo evitarlo (*Levin & Nosov, 2016*), por lo que son más utilizadas las escalas de intensidad.

3.3.2 Escalas de Intensidad

La escala modificada de Sieberg de intensidades de tsunamis, originalmente publicada por Sieberg en 1923 y modificada por Ambraseys en 1962 es una escala de seis categorías que no está relacionada con la medición de parámetros físicos, sino que se basa en la descripción de los efectos que revelan el grado de destrucción provocado por un tsunami (*Levin & Nosov, 2016*).

En el año 2001 se propuso una nueva escala de intensidad de tsunami, que fuera descriptiva y que fue detallada de 12 puntos por Papadopoulos e Imamura (*Papadopoulos & Imamura, 2001*). Su elaboración se basó en la experiencia de más de 100 años acumulada por los sismólogos en la elaboración de escalas de intensidad sísmica. Esta escala, al igual que la anterior, no está relacionada con ningún parámetro físico cuantitativo. Está organizada de acuerdo con las tres características siguientes:

- (a) Su influencia sobre las personas,
- (b) Su impacto en objetos naturales y artificiales, incluidos barcos de diferentes tamaños,
- (c) El daño causado a los edificios.

Por lo tanto, a un tsunami de gran amplitud que golpea una costa con una población relativamente baja se le puede asignar una intensidad baja de acuerdo con la escala Papadopoulos-Imamura. Por el contrario, un tsunami de amplitud moderada que golpea una costa densamente poblada puede caracterizarse por una intensidad bastante alta.

3.4 Efectos adversos

La destrucción y los daños provocados por un tsunami son el resultado directo de tres factores: **inundación**, **impacto de las olas en las estructuras** y **erosión** por las intensas corrientes asociadas al tsunami (*IOC, 2013*). Cuando el mar ingresa a la costa por causa de un tsunami, sus turbulentas ondas pueden arrastrar desechos y atrapar personas, ocasionando que perezcan al ahogarse o al recibir un impacto físico. Las fuertes corrientes de agua pueden causar la erosión de cimientos provocando el derrumbe de puentes, diques, casas y edificios. Los desechos flotantes también pueden causar daños considerables, como arrastrar barcos y automóviles, convirtiéndolos en peligrosos proyectiles que pueden impactar con otras estructuras. Las instalaciones en los puertos también pueden ser dañadas incluso por la acción de tsunamis débiles y los daños a instalaciones de carga, descarga y almacenamiento. También pueden presentar problemas de seguridad. Efectos secundarios como los incendios que pueden resultar del derrame de aceite o de combustible de barcos destrozados que se encuentran anclados en el puerto, de depósitos de petróleo rotos o refinerías deterioradas, pueden causar daños mayores que los infligidos

directamente por el tsunami. Otro daño secundario puede sobrevenir como resultado de la contaminación química y por aguas residuales y, actualmente, existe una creciente preocupación sobre el efecto potencial del tsunami cuando el retroceso de las aguas alcanzan niveles por debajo de las tomas de agua de refrigeración de las plantas nucleares.

La IOC en conjunción con la UNESCO, resume los principales daños materiales producidos por el impacto de un tsunami en un área poblada en:

1. Primarios (causados directamente por la acción del agua)
 - a. Inundaciones.
 - b. Corrientes.
 - c. Fuerzas de arrastre.
 - d. Impacto de olas en muelles y rompeolas.

2. Secundarios
 - a. Impacto de objetos arrastrados por el agua en estructuras fijas.
 - b. Incendios y explosiones inducidas por el impacto de objetos en tanques de almacenamiento de combustibles.
 - c. Líneas eléctricas caídas.
 - d. Derrumbe de edificios por erosión del terreno.
 - e. Contaminación por líquidos y/o gases tóxicos al romperse recipientes o envases.

Un ejemplo del grado de devastación que puede causar un tsunami fue el evento que ocurrió el 11 de marzo de 2011 en Japón (imagen 6), donde el terremoto, el tsunami y el accidente provocado en la central nuclear de Fukushima ese mismo día acabaron con la vida de 18,498 personas (*Información, 2016*) y se provocaron cerca de 80 incendios en el norte y el este del archipiélago que obligaron a numerosas plantas industriales a suspender la producción (*Sucesos, 2011*).



Imagen 6. Fotografías del daño causado en Japón debido al tsunami del 11 de marzo de 2011 en las ciudades de a) Higashimatsushima, b) Yamada y c) Natori (*Información, 2016*).

En México, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), resume el impacto social que puede causar un tsunami en los siguientes puntos:

1. Decesos y heridos.
2. Destrucción de construcciones.
3. Daños en las vías de comunicación, hospitales y escuelas.
4. Interrupción de servicios públicos y actividades de la población.
5. Pérdida de viviendas, desplazamiento y reubicación de asentamientos humanos.
6. Contaminación ambiental o riesgos para la salud por derrames de residuos peligrosos.

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

4.1 Selección de eventos

De 2007 a la fecha, la red de estaciones mareográficas del SMN ha detectado y registrado numerosos tsunamis de origen sísmico en México. De su base de datos se escogieron para este trabajo 11 tsunamis significativos ocurridos entre los años 2009 y 2018, obteniendo un total de 53 series de tiempo de nivel del mar. Se consideraron aquellas series de tiempo donde la perturbación producida por el tsunami fuera evidente en el nivel del mar (más de 10 cm). Las estaciones mareográficas que registraron estos eventos y los sensores con los que contaban en cada año se describen en la tabla 1.

Estación	Latitud	Longitud	Clave	Tipo de sensor	Año de instalación	Frec. de Muestreo (min)
Isla Mujeres	21° 15.280' N	86° 44.765' W	IMJ	Radar	2017	1
Puerto Morelos	20° 52.089' N	86° 52.009' W	MRL	Radar	2013	1
Sian Ka'an	19° 18.758' N	87° 26.765' W	SKN	Radar	2016	1
Puerto Chiapas	14° 42.738' N	92° 24.083' W	CHP	Flotador	2008	6
				Radar	2014	1
Salina Cruz	16° 10.106' N	95° 11.806' W	SCZ	Flotador	2009	6
				Radar	2013	1
Huatulco	15° 45.187' N	96° 7.767' W	HUA	Radar	2010	1
Puerto Ángel	15° 39.922' N	96° 29.500' W	ANG	Radar	2012	1
Acapulco	16° 50.276' N	99° 54.180' W	ACP	Flotador	2008	6
				Radar	2017	1
Zihuatanejo	17° 38.171' N	101° 33.491' W	ZHT	Radar	2011	1
Lázaro Cárdenas	17° 56.387' N	102° 10.683' W	LCR	Flotador	2012	6
				Radar	2012	1
Manzanillo	19° 03.633' N	104° 18.032' W	MNZ	Radar	2017	1
Puerto Vallarta	20° 39.476' N	105° 14.572' W	VLL	Radar	2016	1
Mazatlán	23° 10.885' N	106° 25.432' W	MZN	Flotador	2009	6
				Radar	2014	1
La Paz	24° 16.039' N	110° 19.970' W	PAZ	Flotador	2008	6
				Radar	2017	1

Tabla 1. Estaciones de mareógrafo del SMN que se instalaron o modernizaron durante el período 2007-2018. Nota. Sólo se incluyen las estaciones en donde se registró la señal de algún tsunami por lo que no se incluyen todas las estaciones del SMN.

4.2 Cálculo del residual del nivel del mar

Utilizando el paquete MATLAB®, se desarrollaron scripts para aplicar a cada una de las señales de marea $h(t)$ un filtro paso bajo de medias móviles ponderadas de tres términos con pesos desiguales (1/4, 1/2, 1/4), el cual fue propuesto por el meteorólogo y climatólogo Julius von Hann, conocido actualmente como *hanning* (ec. 2).

$$h1(t) = \frac{1}{4}h(t-1) + \frac{1}{2}h(t) + \frac{1}{4}h(t+1) \quad (2)$$

Donde $h1(t)$ es la señal de marea suavizada. Según el muestreo de cada señal, a la señal suavizada se le aplicó nuevamente la ecuación 5 y se repitió el procedimiento hasta 1000 iteraciones para las señales muestreadas cada minuto y 40 iteraciones para las señales muestreadas cada 6 minutos, para obtener la señal suavizada deseada. A la señal original de marea se le restó la señal suavizada para obtener el residual R (ec. 3) y con este analizar la perturbación del tsunami sin el efecto de la marea astronómica (figura 17).

$$R(t) = h(t) - h1(t) \quad (3)$$

4.3 Análisis Observacional

Mediante un análisis visual de la señal de marea y su residual, se obtuvieron los principales parámetros de cada tsunami: hora de arribo, hora de arribo de la máxima altura, altura máxima, amplitud máxima y periodo (figura 17). Con base en estos parámetros se obtuvo el tiempo de viaje del primer arribo y el tiempo de viaje de la máxima altura.

Se calculó la distancia epicentral con respecto a cada locación que registró un tsunami, para esto se utilizó la fórmula de Haversine, considerando el radio de la tierra de 6,371 km, la localización geográfica del sismo generador del tsunami y la localización de la estación mareográfica que lo registró, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$d = 2 * r * \arcsen \left(\sqrt{\frac{\text{sen}^2(\theta_2 - \theta_1)}{2} + \cos \cos(\theta_1) * \cos \cos(\theta_2) * \text{sen}^2\left(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2}\right)} \right) \quad (4)$$

Donde r es el radio de la Tierra, θ_1 es la latitud del sismo en radianes, θ_2 es la latitud de la estación mareográfica en radianes, λ_1 la longitud del sismo en radianes y λ_2 la longitud de la estación mareográfica en radianes. Con la distancia calculada d y el tiempo de viaje se calculó la velocidad media de cada tsunami.

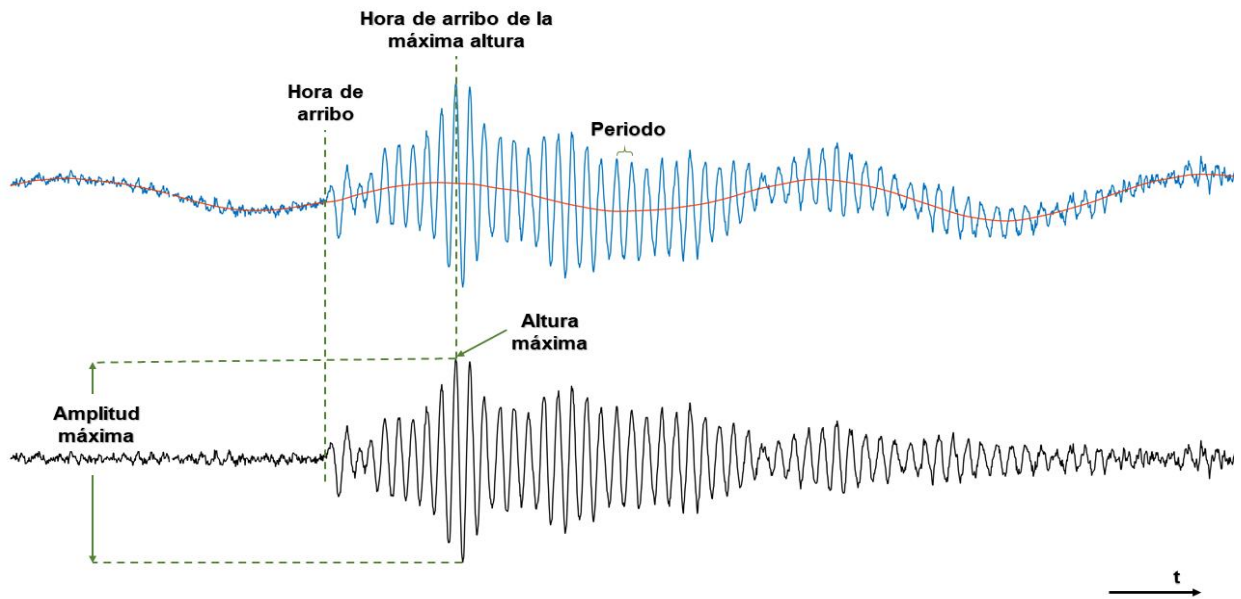


Figura 17. Parámetros físicos de un tsunami con base en la señal del nivel del mar (azul), filtro de marea obtenido con iteraciones de hanning (roja) y residual calculado (negra).

4.4 Tiempo de decaimiento

Se sabe que, en el océano abierto, la energía de un tsunami es transmitida a través de toda la columna de agua y esta energía va decayendo en función de la distancia recorrida y la profundidad del piso oceánico. Los tsunamis pueden recorrer cientos de kilómetros perdiendo sólo una parte limitada de su energía en este recorrido (*Chu & Li, 2014*), es decir, gran parte de su energía es transmitida hasta las costas.

Para cuantificar el decaimiento de la energía de los tsunamis aquí estudiados se utilizó la función que describe el decaimiento de la energía en una onda (ec. 5) y se ajustó a las alturas máximas de los tsunamis que fueron tomadas de los residuales en intervalos de 1 hora para los eventos locales y de 2 horas para los eventos lejanos, como se muestra en la figura 18.

De la ecuación 5, A es el valor de y en $t = 0$ y λ es una constante conocida como *coeficiente de amortiguamiento*.

$$y(t) = Ae^{-\lambda t} \quad (5)$$

Denominamos $M(t)$ a las alturas máximas del residual, considerando una ventana de tiempo móvil, y M_{max} a la primer onda de amplitud considerable (que también se establecerá como el valor de $M(t)$ en $t = 0$), la función de decaimiento (ec. 5) puede reescribirse como:

$$M(t) = M_{max}e^{-\lambda t} \quad (6)$$

Aplicando propiedades de los logaritmos obtenemos la forma lineal de la función de decaimiento:

$$\begin{aligned} \ln M(t) &= \ln (M_{max}e^{-\lambda t}) \\ \ln M(t) &= \ln (M_{max}) + \ln (e^{-\lambda t}) \\ \ln M(t) &= \ln (M_{max}) - \lambda t \end{aligned} \quad (7)$$

De esta forma, la pendiente de la recta de la ec. 7 está determinada por el coeficiente de decaimiento λ . Para encontrar este valor se calculó la pendiente mediante el método de mínimos cuadrados discreto (regresión lineal) descrito a continuación.

Sea un conjunto de datos $y_i(x_i)$ de n longitud, la recta ajustada a estos estará dada por:

$$y_a = b + m x_i$$

El error cometido en cada aproximación es la diferencia entre el valor de la recta y_a y el valor obtenido de las observaciones y_i , esto es:

$$e_i = b + mx_i - y_i$$

El error cuadrático global será entonces:

$$E = e_1^2 + e_2^2 \dots + e_n^2 = \sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i)^2$$

Podemos escribir ahora el error cuadrático como la función:

$$E(b, m) = \sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i)^2$$

Derivando con respecto a b :

$$E_b' = \sum_{i=1}^n 2 (b + mx_i - y_i)$$

Igualando a 0:

$$E_b' = 2 \sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i) = 0$$

$$\sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i) = 0$$

Desarrollando y despejando b :

$$\sum_{i=1}^n b + \sum_{i=1}^n mx_i - \sum_{i=1}^n y_i = nb + m \sum_{i=1}^n x_i - \sum_{i=1}^n y_i = 0$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n y_i - m \sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (8)$$

Del mismo modo, derivando la ec. 8 pero ahora con respecto a m y haciéndola igual a 0:

$$E_m' = \sum_{i=1}^n 2 (b + mx_i - y_i) x_i = 2 \sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i) x_i$$

$$E_m' = \sum_{i=1}^n (b + mx_i - y_i) x_i = 0$$

Desarrollando y despejando m :

$$\sum_{i=1}^n (bx_i + mx_i^2 - y_i x_i) = b \sum_{i=1}^n x_i + m \sum_{i=1}^n x_i^2 - \sum_{i=1}^n y_i x_i = 0$$

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n y_i x_i - b \sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2} \quad (9)$$

Sustituyendo la ec. 8 en ec. 9:

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n y_i x_i - \left(\frac{\sum_{i=1}^n y_i - m \sum_{i=1}^n x_i}{n} \right) \sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2}$$

$$m \sum_{i=1}^n x_i^2 = \sum_{i=1}^n y_i x_i - \frac{\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i}{n} + m \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n}$$

$$m \sum_{i=1}^n x_i^2 - m \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n} = \sum_{i=1}^n y_i x_i - \frac{\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

$$m \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n} \right) = \sum_{i=1}^n y_i x_i - \frac{\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

Multiplicando por n y despejando m :

$$m (n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2) = n \sum_{i=1}^n y_i x_i - \sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i$$

$$m = \frac{n \sum_{i=1}^n y_i x_i - (\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i)}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (10)$$

La expresión resultante (ec. 10) nos da la pendiente m que determina la recta que mejor se ajusta a los datos (con el menor error posible), por lo que, aplicando este método a nuestro caso, establecido en la ecuación 7, tenemos:

$$\lambda = \frac{n \sum_{i=1}^n (\ln M_i) t_i - (\sum_{i=1}^n (\ln M_i) \sum_{i=1}^n t_i)}{n \sum_{i=1}^n t_i^2 - (\sum_{i=1}^n t_i)^2} \quad (11)$$

De esta forma se obtuvo el coeficiente de amortiguamiento que determina la curva que mejor se ajusta al residual de cada tsunami (figura 18). Las curvas ajustadas a todos los residuales pueden consultarse en el Anexo B.

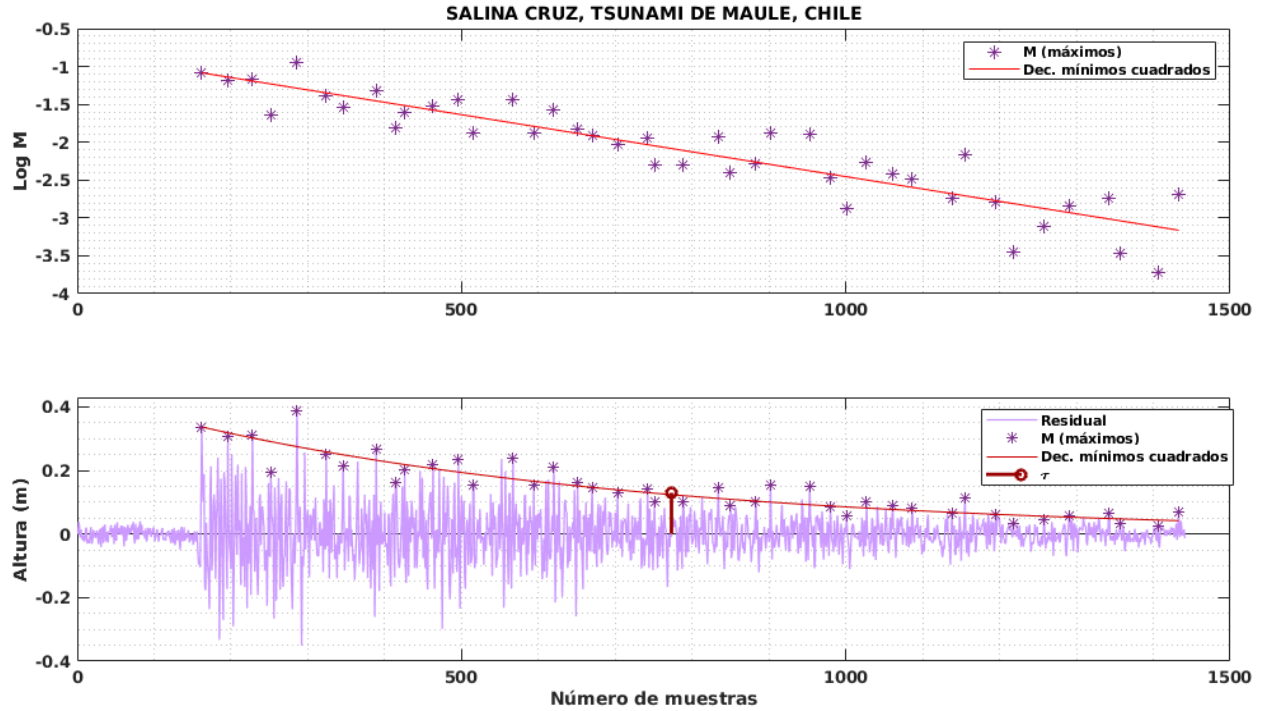


Figura 18. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El gráfico superior muestra el ajuste realizado a los puntos en su forma lineal y el gráfico inferior el resultado de ese ajuste en su forma original (exponencial). El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

Mientras que el coeficiente de amortiguamiento λ representa la rapidez con la que decae la energía, su inversa describe la lentitud con la que esta va decayendo, es decir, el tiempo que tarda en dispersarse la energía. Este parámetro se conoce como *constante de tiempo de decaimiento* τ .

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \quad (12)$$

El parámetro τ es una constante que representa el tiempo necesario para que la máxima altura disminuya en un factor de $1/e$ (Hayashi *et al.* 2012), es decir que la altura en el tiempo τ será el 36.78 % de la altura máxima M_{max} . Una vez encontrado el tiempo τ para cada tsunami, se sumó la fracción de tiempo entre el inicio del tsunami y la máxima altura (Δt) para tener el tiempo total τ_f (tiempo necesario para que se atenuara el 63.22 % de la energía) como se observa en la figura 19. Se consideró entonces el valor de τ_f como la duración total del evento.

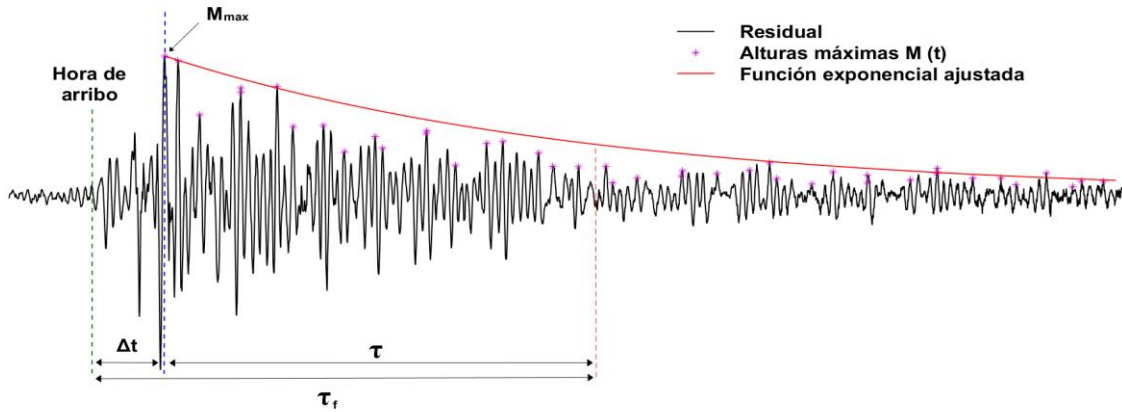


Figura 19. Ajuste de una curva exponencial al residual de un tsunami, donde M_{max} es la altura máxima, Δt el tiempo entre el arribo del tsunami y la altura máxima, τ el tiempo de decaimiento y τ_f la duración total del tsunami.

4.5 Análisis Espectral

Para analizar el comportamiento de las frecuencias de los tsunamis estudiados, se utilizó la Transformada Discreta de Fourier (TDF) para pasar las señales de tiempo a frecuencia. Teóricamente, para una señal en tiempo $x(t)$ de n puntos, se puede obtener su comportamiento en frecuencias $X(f)$ con la TDF mediante:

$$X(f) = \sum_{t=0}^{n-1} x(t) e^{(-2\pi i f t)/n} \quad (13)$$

Computacionalmente, se puede calcular directamente la ecuación 13 como una suma utilizando ciclos *for* para cada frecuencia, generando N operaciones complejas por cada frecuencia y N^2 operaciones complejas en total, lo que conlleva a un mayor tiempo de cómputo (Zañartu, 2012). Como alternativa se utilizó el algoritmo de la Transformada rápida de Fourier (FFT) de MATLAB® (Mathworks, 2019), que obtiene la transformada mediante el producto entre una matriz y un vector, cuya función se describe como:

$$H(f) = \sum_{t=1}^{n-1} h(t) W_n^{(t-1)(f-1)}$$

Donde $W_n = e^{(-2\pi i)/n}$.

Para nuestro caso, el vector $h(t)$ es la señal de nivel del mar de cada tsunami (de longitud n) y $H(f)$ su respectivo comportamiento en el dominio de las frecuencias. Se graficaron los espectros de amplitud unilaterales para cada señal y se realizó un análisis (sin considerar la frecuencia principal de la marea)

para identificar las frecuencias correspondientes al tsunami. Debido a que se notó que existían similitudes entre los espectros de amplitud de distintos tsunamis registrados en una misma estación mareográfica, se realizó un segundo análisis por estación y se complementó con el cálculo de coeficientes de correlación lineal para cuantificar su similitud.

4.6 Correlación lineal

Considerando que la correlación es una medida de la relación lineal entre dos variables cuantitativas continuas, se calculó la correlación que existe entre los espectros de amplitud de distintos tsunamis registrados en una misma estación.

Una forma de calcular la correlación de dos señales sin considerar sus unidades de medida es dividir la covarianza por el producto de las desviaciones típicas de cada variable, obteniendo así un coeficiente adimensional r , denominado *Coficiente de correlación lineal de Pearson* (Ruiz et al, 1998):

$$r = \frac{\text{Cov}(x,y)}{\text{Desviación estándar}(x) * \text{Desviación estándar}(y)} \quad (14)$$

Para dos señales x y y de longitud n podemos definir:

$$\text{cov}(x,y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \underline{x})(y_i - \underline{y}) \quad (15)$$

$$\text{Desviación estándar}(x) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \underline{x})^2} \quad (16)$$

$$\text{Desviación estándar}(y) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \underline{y})^2} \quad (17)$$

Desarrollando la ec. 15:

$$\begin{aligned} \text{cov}(x,y) &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \underline{x})(y_i - \underline{y}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i y_i - x_i \underline{y} - \underline{x} y_i + \underline{x} \underline{y}) \\ &= \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n} - \frac{\underline{y} \sum_{i=1}^n x_i}{n} - \frac{\underline{x} \sum_{i=1}^n y_i}{n} + \frac{n \underline{x} \underline{y}}{n} \end{aligned}$$

Por definición, $\underline{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$, entonces:

$$\begin{aligned} cov(x, y) &= \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n} - \underline{yx} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n} - \underline{xy} \\ &= \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n} - \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n} - \frac{\sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n^2} \end{aligned}$$

Multiplicando por n^2 :

$$cov(x, y) = n \sum_{i=1}^n x_i y_i - (\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n y_i) \quad (22)$$

Realizando el mismo desarrollo para las ecuaciones 16 y 17 resulta:

$$Desv. est. (x) = \sqrt{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (23)$$

$$Desv. est. (y) = \sqrt{n \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2} \quad (24)$$

Con lo anterior podemos definir el coeficiente de Pearson (ec. 14) como:

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - (\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n y_i)}{\sqrt{(n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2)(n \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2)}} \quad (25)$$

El índice de correlación r puede variar entre -1 y +1. Una correlación negativa significa que ambas variables varían en sentidos opuestos; un valor de $r = 0$ indica que no existe relación lineal entre las dos variables y una correlación positiva indica que ambas variables varían en el mismo sentido. Evidentemente la correlación (y la covarianza) será mayor cuanto más se acerque r a 1 (Garc & J., 2011).

Con la ec. 25 se calculó en MATLAB® la correlación entre todos los espectros de amplitud de tsunamis registrados en un mismo lugar para corroborar la influencia de la geometría de las costas en el comportamiento de los tsunamis que arriben a ellas.

CAPÍTULO V. ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1 Resultados por evento

Todos los parámetros mencionados en la sección anterior (horas de arribo, tiempos de viaje, amplitud máxima, altura máxima, distancia de la fuente, periodo, velocidad media y duración) fueron obtenidos para las 53 señales de nivel del mar. Los valores obtenidos se muestran en la tabla 1 del Anexo A.

De los 11 tsunamis estudiados, 5 fueron generados por sismos lejanos, 2 por sismos regionales y 4 se generaron por fallamientos locales (dentro de la República Mexicana) cuyas localizaciones se observan en la figura 20. Para ubicar los epicentros de los eventos lejanos se tomaron las coordenadas reportadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) en su catálogo en línea del Programa de Riesgo por Sismos (EHP por sus siglas en inglés), mientras que para la localización de los sismos locales se consultó el catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

A continuación, se presentan las principales características obtenidas de cada tsunami analizado y los sismos que los generaron.

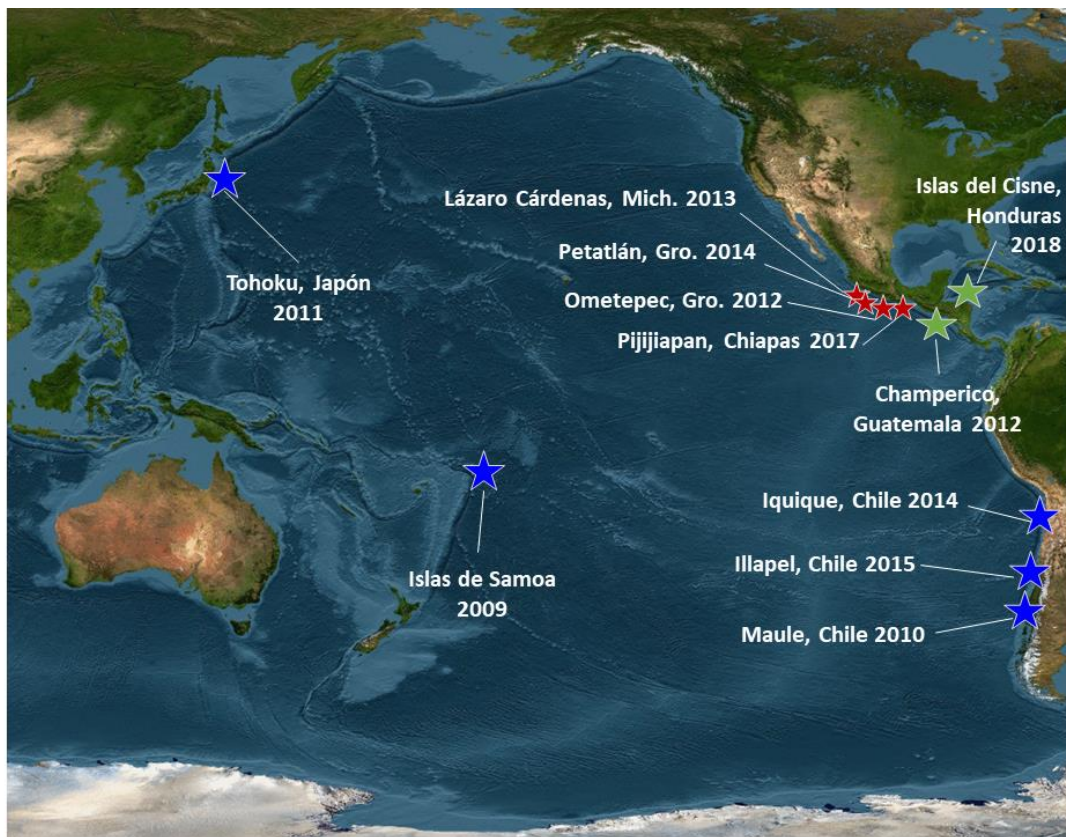


Figura 20. Localización de los sismos generadores de los tsunamis registrados en México en el periodo 2009-2018. Las estrellas azules representan los epicentros lejanos, las verdes los regionales y las rojas los locales.

5.1.1 Islas del Cisne, Honduras, 10 de enero de 2018

El 10 de enero del año 2018, se registró un sismo de magnitud 7.5 generado a las 02:51:31 GMT, con epicentro localizado en las coordenadas 17.483°N, 83.520°W, a 19 km de profundidad en las Islas del Cisne, Honduras. El sismo se generó como resultado del fallamiento de desplazamiento en la parte superficial de la corteza terrestre, cerca del límite entre las Placas de Norteamérica y del Caribe. El mecanismo focal indica que la ruptura ocurrió en una estructura de buzamiento profundo con rumbo oeste-suroeste (lateral izquierda). En la localización del sismo la placa Norteamericana se mueve de oeste a suroeste con respecto a la placa del Caribe a una razón de 19 mm por año aproximadamente (USGS, 2018).

Este sismo originó la formación de un tsunami localizado en las costas de Honduras con una altura máxima de 40 cm registrada en las costas de Roatan Island, Honduras, a 324 km de su origen (NOAA, 2018). En México, la perturbación asociada a este tsunami pudo observarse en 3 estaciones del SMN, ubicadas todas en el Estado de Quintana Roo: Puerto Morelos, Isla Mujeres y Sian Ka'an (figura 21). El resto de las estaciones situadas en las costas del Golfo de México no registraron perturbaciones asociadas a este evento.

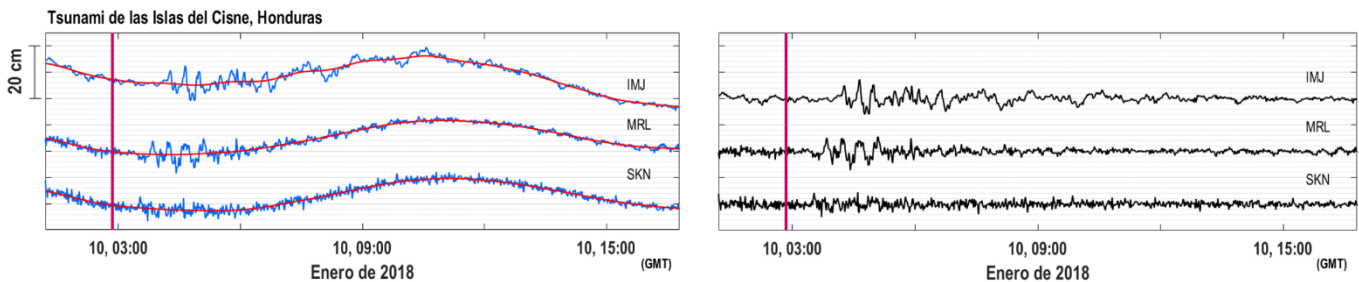


Figura 21. Tsunami de las Islas del Cisne, Honduras, el 10 de enero de 2018 (GMT) registrado en las estaciones mareográficas de Isla Mujeres (IMJ), Puerto Morelos (MRL) y Sian Ka'an (SKN) del SMN. La línea rosa indica la hora del sismo generador del tsunami (02:51:31 GMT).

El primer arribo de este tsunami se registró en la estación mareográfica de Sian Ka'an localizada a 464 km del epicentro, siendo la más cercana a este y se observó 42 minutos después de que ocurrió el sismo generador. En promedio, las ondas de este tsunami viajaron a una velocidad media de 533 km/h y arribaron con mayor amplitud en las estaciones de Isla Mujeres (a 541.1 km de la fuente) y Puerto Morelos (a 517.6 km de la fuente) con una magnitud de 13 cm.

Debido al comportamiento del nivel del mar registrado en la estación de Sian Ka'an (1 28) no fue posible obtener la duración del evento con el método descrito en la sección 4.4 ya que no se observa un decaimiento exponencial en la amplitud de las ondas asociadas al tsunami. Por otro lado, con las estaciones de Isla Mujeres y Puerto Morelos sí fue posible aplicar este método y se obtuvo que los efectos del tsunami permanecieron por aproximadamente 7 horas.

5.1.2 Pijijiapan, Chiapas, 8 de septiembre de 2017

El 7 de septiembre del año 2017, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó un sismo ocurrido a las 23:49:17 horas (04:49 GMT) con magnitud 8.2 localizado en el Golfo de Tehuantepec, a 133 km al

suroeste de Pijijiapan, Chiapas, con epicentro en las coordenadas 14.761° N y 94.103° W a una profundidad de 45.9 km. Fue provocado por una falla de tipo normal, característica de esta zona, donde la placa de Cocos subduce por debajo de las Placas de Norteamérica y del Caribe (SSN, 2017). El tsunami generado se registró en las 11 estaciones mareográficas instaladas en las costas del Pacífico por el SMN (figura 22).

Este tsunami fue registrado primero en la estación mareográfica de Puerto Ángel, localizada a 275.3 km del origen, donde la primera perturbación tardó 7 min en llegar, seguida de la estación de Huatulco (a 243.8 km) donde llegó 2 minutos después como se observa en la figura 22. A partir de las distancias y tiempos de viaje calculados se obtuvo que las ondas viajaron con una velocidad promedio de 826 km/h.

La máxima perturbación se registró en la estación de Puerto Chiapas, ubicada a 183.1 km de la fuente del tsunami, alcanzando una amplitud máxima de 3.4 m y una altura de 1.5 m por encima del nivel de la marea astronómica, seguida de Salina Cruz, donde se registró una amplitud máxima de 1.9 m y una altura de 1 m por encima del nivel de la marea astronómica. Con los tiempos de duración calculados en cada estación que registró el evento se obtuvo que los efectos asociados a este tsunami permanecieron en las costas del Pacífico por 37 horas en promedio.

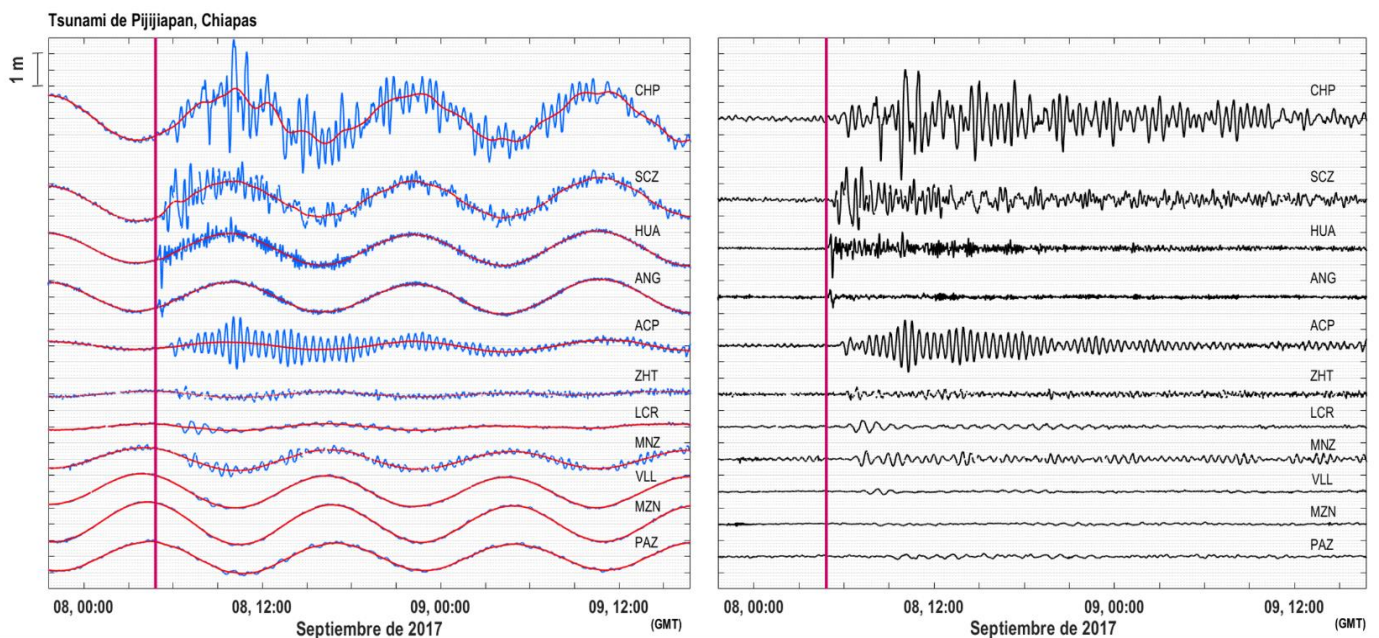


Figura 22. Tsunami de Pijijiapan, Chiapas, el 8 de septiembre de 2017 (GMT) registrado en las estaciones de Puerto Chiapas (CHP), Salina Cruz (SCZ), Huatulco (HUA), Puerto Ángel (ANG), Acapulco (ACP), Zihuatanejo (ZHT), Lázaro Cárdenas (LCR), Manzanillo (MNZ), Puerto Vallarta (VLL), Mazatlán (MZN) y La Paz (PAZ) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (04:49 GMT).

5.1.3 Illapel, Chile, 16 de septiembre de 2015

El 16 de septiembre de 2015 se registró un terremoto de magnitud 8.3 entre las regiones de Coquimbo y Valparaíso en Chile. El sismo tuvo lugar a las 22:54:32 horas GMT con epicentro en las coordenadas 31.573 °S y 71.674 °W a 22.4 km de profundidad, según el reporte del USGS. Este fenómeno fue resultado de un fallamiento inverso en el límite entre las Placas de Nazca y Sudamericana. En esta localización la Placa de Nazca se desplaza de oeste a noreste a una razón de 74 mm/año con respecto a la Placa Sudamericana, en el límite convergente donde ocurre la subducción por debajo del continente que forma la trinchera Perú-Chile (USGS, 2015). Debido a este evento, la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior en Chile (ONEMI) emitió una advertencia de tsunami para toda el área costera chilena, evacuando a más de 600,000 personas. Se reportaron aproximadamente 681,484 personas afectadas como resultado de este fenómeno. Este tsunami generó una altura máxima de 13.60 m registrada en las costas de Limari, Chile, a 33 km de la zona de origen del sismo (NOAA, 2015).

La red de estaciones mareográficas del SMN en el Pacífico registró perturbaciones en el nivel del mar asociadas a este tsunami en 10 de las 11 estaciones que se encontraban operando el 17 de septiembre de 2015 (figura 23). Sus ondas se desplazaron sobre el océano con una velocidad promedio de 642 km/h y llegaron primero a las costas de Huatulco, a 5,873.3 km de la fuente, con un tiempo de viaje de 8 horas con 23 minutos. Las máximas amplitudes fueron de 84 y 77 cm, registradas en las estaciones de Puerto Chiapas y Zihuatanejo respectivamente, mientras que la duración promedio de las perturbaciones causadas por este tsunami en las costas mexicanas fue de 60 horas.

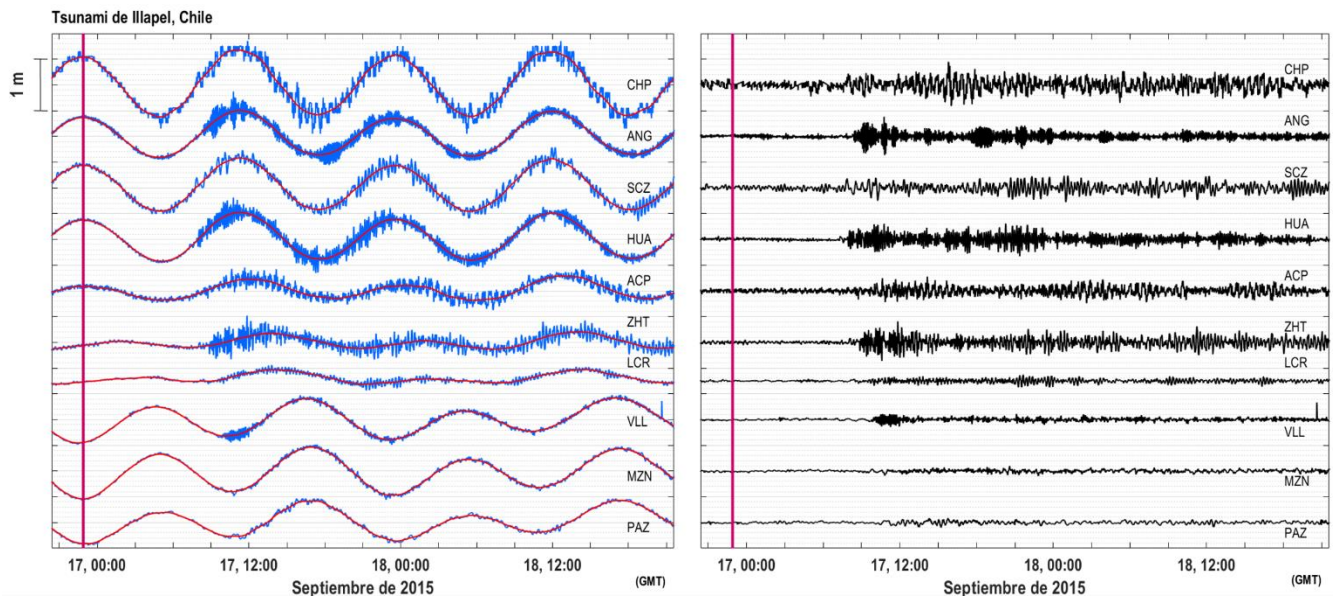


Figura 23. Tsunami de Illapel, Chile (GMT) registrado en las estaciones mareográficas de Puerto Chiapas (CHP), Salina Cruz (SCZ), Huatulco (HUA), Puerto Ángel (ANG), Acapulco (ACP), Zihuatanejo (ZHT), Lázaro Cárdenas (LCR), Puerto Vallarta (VLL), Mazatlán (MZN) y La Paz (PAZ) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (22:54:32 GMT).

5.1.5 Petatlán, Guerrero, 18 de abril de 2014

El 18 de abril de 2014 el Servicio Sismológico Nacional reportó un sismo a las 14:27 horas GMT (9:27 local) con magnitud 7.2. Este sismo se localizó a 40 km al sur de Petatlán, Guerrero, con epicentro en las coordenadas 17.01 N y 101.46 W a 18 km de profundidad. El mecanismo focal del evento describe una falla de tipo inversa, característica de la sismicidad que ocurre normalmente en el contacto entre las Placas tectónicas de Cocos y Norteamérica, lugar en donde se localizó el epicentro de este evento sísmico (SSN, 2014). Este sismo ocasionó un tsunami que fue observado en las estaciones mareográficas de Acapulco, Zihuatanejo y Lázaro Cárdenas, cuyos registros del nivel del mar se observan en la figura 24. El primer arribo se registró 11 minutos después del sismo en la estación de Zihuatanejo, ubicada a 70.4 km del epicentro, mientras que la máxima amplitud (85 cm) se observó en la estación de Acapulco. Se calculó que la duración promedio de este tsunami fue de 11 horas y que sus ondas se desplazaron a una velocidad promedio de 438 km/h.

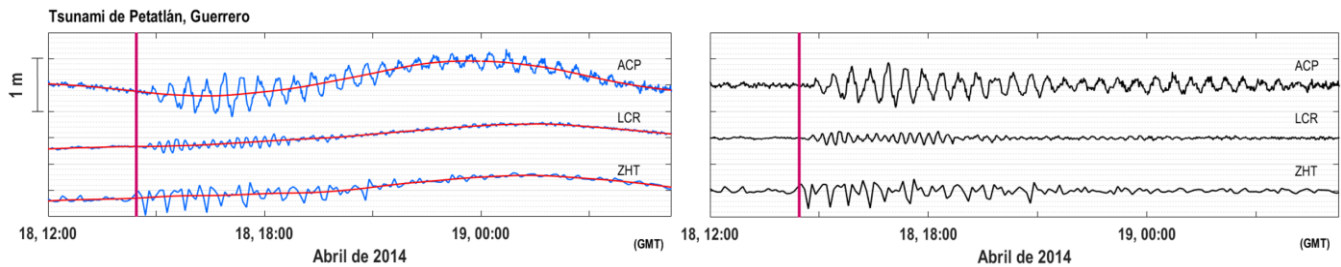


Figura 24. Tsunami de Petatlán, Guerrero (GMT) registrado en las estaciones de Acapulco (ACP), Lázaro Cárdenas (LCR) y Zihuatanejo (ZHT) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador (14:27 GMT).

5.1.6 Iquique, Chile, 1 de abril de 2014

El 1 de abril de 2014 ocurrió un sismo a las 23:46:46 horas (GMT) cercano a la costa oeste del norte de Chile en las coordenadas 19.610°S, 70.769°W, a 25 km de profundidad. Este sismo tuvo una magnitud de 8.2 y ocurrió como resultado de un fallamiento inverso característico de la zona, donde la Placa de Nazca subduce hacia el este debajo de la Placa de Sudamérica a una razón de 72 mm/año. El mecanismo del sismo es consistente con el desplazamiento en la interfaz entre estas dos placas según el reporte del USGS (USGS, 2014). Este sismo ocasionó un tsunami con una altura máxima de 4.26 m registrada en las costas de Ariaca, Chile, a 69 km del punto donde se originó (NOAA, 2014).

En las costas mexicanas del Océano Pacífico, la red de estaciones mareográficas del SMN registró el tsunami en las estaciones de Salina Cruz, Huatulco, Acapulco, Zihuatanejo y Lázaro Cárdenas (figura 25). La estación mareográfica de Puerto Ángel también estaba en funcionamiento sin embargo no se observó en ella ninguna perturbación en el nivel del mar asociada a este tsunami.

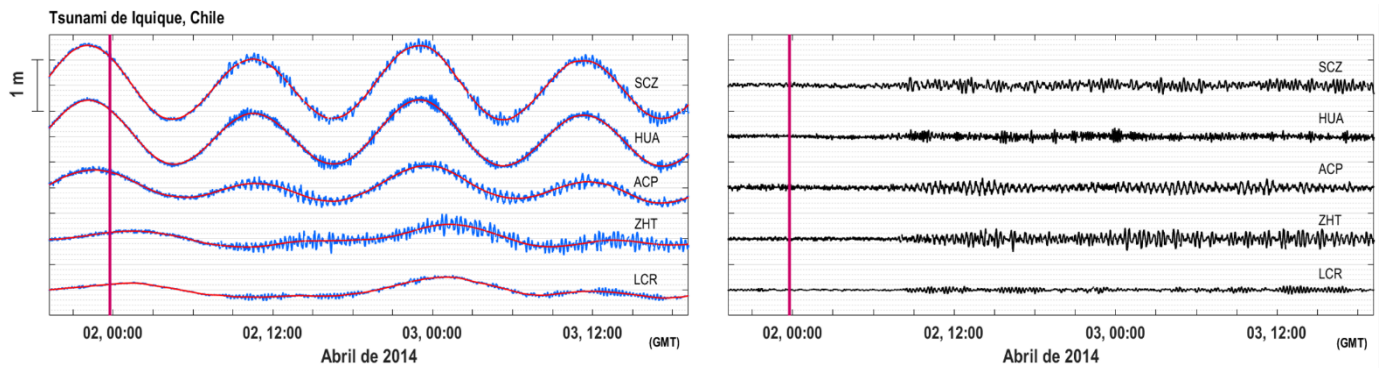


Figura 25. Tsunami de Petatlán, Guerrero (GMT) registrado en las estaciones de Salina Cruz (SCZ), Huatulco (HUA), Acapulco (ACP), Zihuatanejo (ZHT) y Lázaro Cárdenas (LCR) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (23:46:46 GMT).

Se obtuvo que las ondas viajaron a una velocidad promedio de 640 km/h y que la primera estación mareográfica en registrarlas fue la ubicada en Huatulco, 7 horas con 25 minutos después de que ocurrió el sismo generador (localizado a 4,811.4 km). Por otro lado, la máxima perturbación en el nivel del mar fue observada en la estación de Zihuatanejo con una amplitud de 46 cm y una altura de 21 cm por encima de su nivel medio. Los efectos de este tsunami continuaron registrándose en las estaciones del SMN por un promedio de 98 horas.

5.1.7 Lázaro Cárdenas, Michoacán, 21 de septiembre de 2013

El 21 de abril de 2013 ocurrió un sismo con magnitud 5.9 localizado a 13 km al sureste de Cd. Lázaro Cárdenas, Michoacán. Tuvo lugar a las 20:16 hora local (01:16 del 22 de abril hora GMT), cuyo epicentro se localizó en las coordenadas 17.856 °N, 102.28 °W a una profundidad de 40.5 km según el reporte del Servicio Sismológico Nacional. Este sismo tuvo una región epicentral cercana al sismo de 1985. El origen de este sismo se asoció al contacto convergente entre la Placa de Cocos y la Placa Norteamericana que tiene lugar en la costa del Pacífico desde Jalisco hasta Chiapas. El mecanismo focal del evento se describe como una falla de tipo inverso (*SSN, 2013*).

Este sismo generó un tsunami que fue registrado únicamente en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, 7 minutos después de que ocurriera el sismo como se muestra en la figura 26. Esta estación se localizó a 14.2 km de la fuente y se calculó que las ondas del tsunami viajaron a una velocidad de 121.7 km/h alcanzando una amplitud máxima de 25 cm y su energía tardó 16 horas en disiparse.

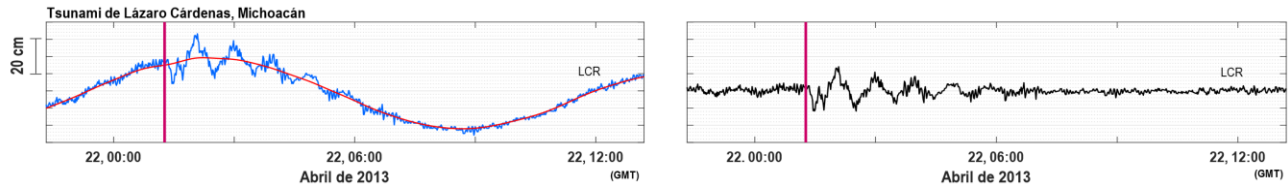


Figura 26. Tsunami de Lázaro Cárdenas, Michoacán registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas (LCR) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (01:16 GMT).

5.1.8 Champerico, Guatemala, 12 de noviembre de 2012

El 7 de noviembre del 2012 ocurrió un sismo de magnitud 7.4 a las 16:35:46 horas GMT cuyo epicentro se ubicó al sur de Champerico, Guatemala, en las coordenadas 13.988°N y 91.895°W , a 24 km de profundidad. Este sismo ocurrió como resultado de un fallamiento inverso somero, cercano a la zona de subducción entre la Placa de Cocos, la Placa del Caribe y la Placa de Norte América, donde la Placa de Cocos se mueve de norte a noroeste con respecto a las Placas del Caribe y Norteamérica a una velocidad de entre 70 y 80 mm por año (USGS, 2012b). Este sismo dio lugar a la generación de un tsunami que fue registrado en las costas mexicanas del Pacífico por 2 estaciones mareográficas del SMN (Salina Cruz y Huatulco). Los registros del nivel del mar de dichas estaciones se observan en la figura 27.

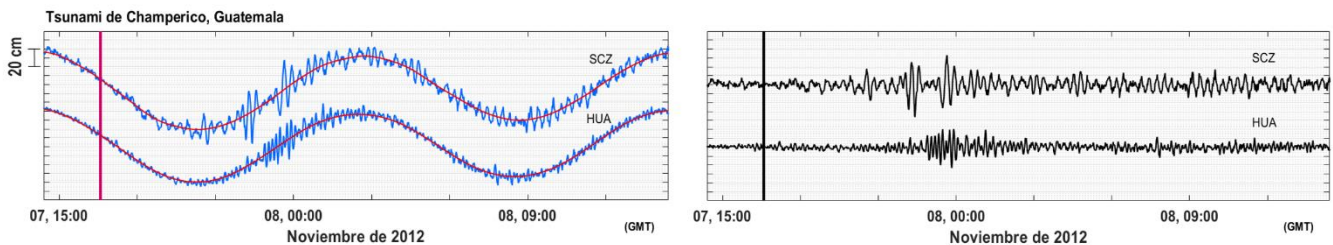


Figura 27. Tsunami de Champerico, Guatemala registrado en las estaciones mareográficas de Salina Cruz (SCZ) y Huatulco (HUA) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (16:35 GMT).

Este tsunami arribó primero a las costas de Huatulco (a 429.4 km de la fuente) con un tiempo de viaje de 2 horas con 9 min. Considerando las señales registradas en ambas estaciones, se calculó que las ondas del tsunami se desplazaron a una velocidad promedio de 205 km/h y continuaron arribando durante 97 horas aproximadamente. La máxima amplitud fue registrada también en la estación de Huatulco, siendo del orden de 69 cm.

5.1.9 Ometepec, Guerrero, 20 de marzo de 2012

Este sismo ocurrido el 20 de marzo de 2012 fue reportado por el Servicio Sismológico Nacional, con una magnitud de 7.5, localizado en las cercanías de Ometepec, Guerrero (46 km al Sur) y Pinotepa Nacional, Oaxaca. El sismo, ocurrido a las 12:02 horas hora local (18:02 hora GMT) con epicentro en las coordenadas 16.264°N y 98.457°W , a una profundidad de 18 km. Fue sentido en gran parte de la zona

centro de la República Mexicana (SSN, 2012). El mecanismo que lo originó es correspondiente con la dinámica tectónica característica de la región, donde la Placa de Cocos se mueve aproximadamente hacia el noroeste a una razón de 60 mm/año (USGS, 2012a). El Servicio Mareográfico Nacional registró el tsunami generado por este sismo en 3 de sus estaciones mareográficas ubicadas en las costas del Océano Pacífico; estas fueron Acapulco, Lázaro Cárdenas y Manzanillo (figura 28). Las estaciones de Huatulco, Zihuatanejo y Mazatlán, que se encontraban operando, no registraron perturbaciones en el nivel del mar debido a este tsunami.

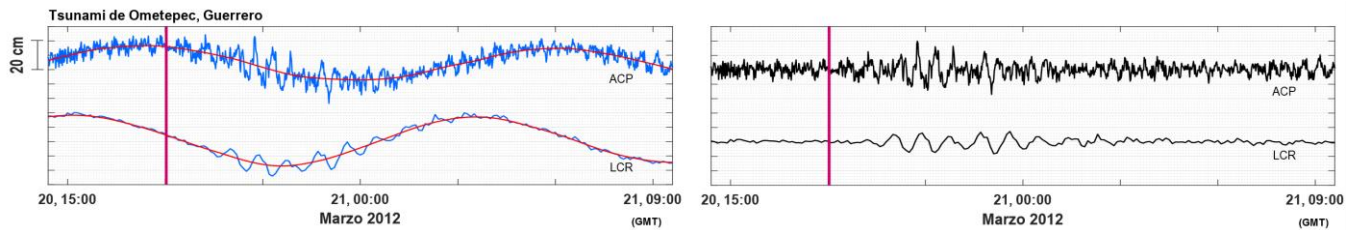


Figura 28. Tsunami de Ometepec, Guerrero registrado en las estaciones mareográficas del SMN de Acapulco (ACP) y Lázaro Cárdenas (LCR). La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador (16:35 GMT).

Las ondas de este tsunami viajaron con una velocidad promedio de 329 km/h y se registraron primero en la estación de Acapulco ubicada a 166.8 km de la fuente, 44 min después de que ocurrió el sismo generador. Esta misma estación registró la mayor amplitud de onda (35 cm), mientras que para la estación de Lázaro Cárdenas la máxima amplitud fue de 14 cm. Considerando los registros de ambas estaciones, las oscilaciones asociadas a este tsunami tuvieron una duración media de 15 horas.

5.1.10 Tohoku, Japón, 11 de marzo de 2011

El 11 de marzo del 2011 a las 05:46:24 horas GMT (23:46 hora local) ocurrió un sismo de magnitud 9.1 cerca de la costa noroeste de Honshu, Japón, como resultado del fallamiento inverso somero en la zona de subducción entre los límites de la Placa del Pacífico y la Placa Norteamericana. El epicentro se localizó a una profundidad de 29 km en las coordenadas 38.297°N, 142.373°E. En esta región la Placa del Pacífico se mueve bruscamente hacia la Placa de Norte América a una velocidad de 83 mm/año y comienza su descenso por debajo de Japón en la trinchera de Japón. El mecanismo focal de este sismo es consistente con todos los eventos que han ocurrido en zonas de subducción (USGS, 2011). Este evento trajo como consecuencia un tsunami devastador que fue observado a lo largo de todo el Pacífico y causó grandes pérdidas localmente. La máxima altura procedente de este tsunami fue de 38.9 m en Iwate a 140 km del origen del tsunami (NOAA, 2011).

Durante los días 11, 12 y 13 de marzo, las estaciones del Servicio Mareográfico registraron las ondas de dicho tsunami en las costas mexicanas del Pacífico, como se observa en la figura 29. Estas ondas viajaron a una velocidad promedio de 744 km/h y se registraron primero en la estación mareográfica de Puerto Vallarta, ubicada a 10,399 km de la fuente. Las máximas amplitudes de este tsunami fueron observadas

en las estaciones de Zihuatanejo (3.22 m) y Acapulco (1.78 m), mientras su duración fue de 72 horas en promedio.

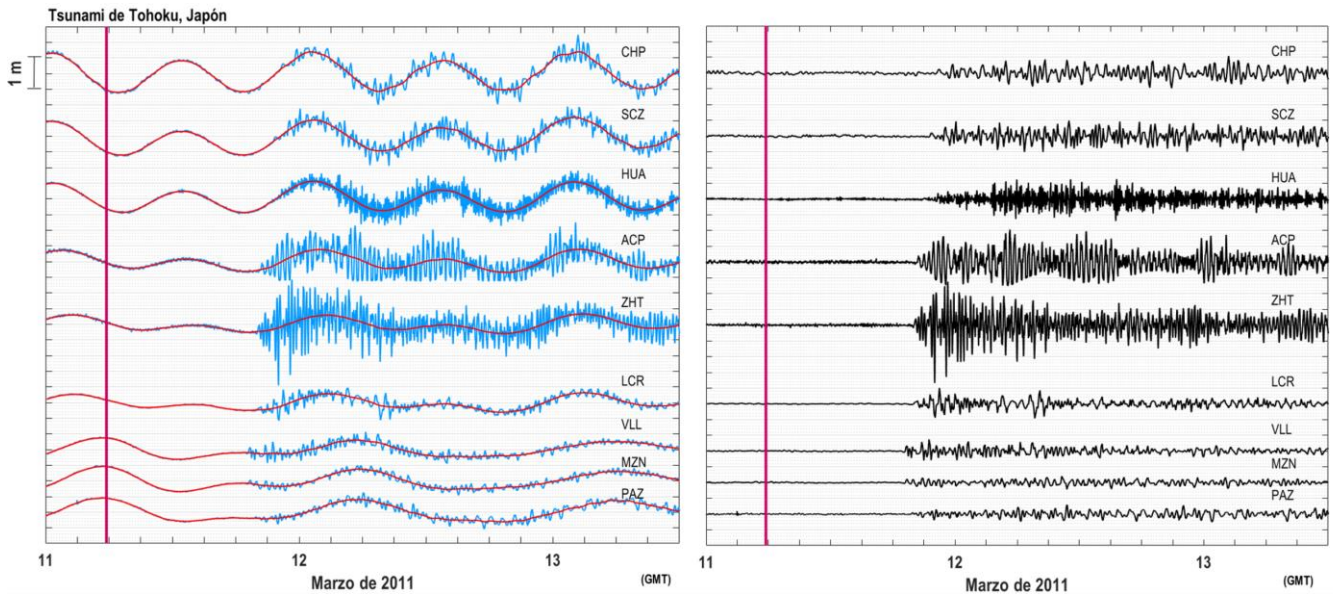


Figura 29. Tsunami de Tohoku, Japón registrado en las estaciones mareográficas de Puerto Chiapas (CHP), Salina Cruz (SCZ), Huatulco (HUA), Acapulco (ACP), Zihuatanejo (ZHT), Lázaro Cárdenas (LCR), Puerto Vallarta (VLL), Mazatlán (MZN) y La Paz (PAZ) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (05:46 GMT).

5.1.11 Maule, Chile, 27 de febrero de 2010

El 27 de febrero de 2010 a las 06:34 horas GMT (00:34 tiempo Centro de México) ocurrió un sismo de magnitud M 8.8 al este de las costas de Cauquenes, Chile, cuyo epicentro se ubicó en las coordenadas 36.122 °S y 72.898 °W a 22.9 km de profundidad. Este sismo resultó del fallamiento inverso, somero y poco inclinado que excede los 100 km de espesor y se extiende casi 500 km de longitud de forma paralela a la costa, esta falla transporta la Placa de Nazca desde el este, por debajo de la Placa Sudamericana. En este punto ambas placas convergen a una razón de 71 mm/año (USGS, 2010). Este sismo provocó un tsunami devastador con una altura máxima de 29 m registrada en Talca, Chile, a 98 km del origen del sismo. El total de pérdidas económicas en Chile debido a este evento fue estimado en 30 billones de dólares (NOAA, 2010).

En las costas mexicanas del Océano Pacífico, la red de estaciones mareográficas del SMN registró el tsunami en las estaciones mareográficas de Puerto Chiapas, Salina Cruz, Acapulco, Lázaro Cárdenas, Mazatlán y La Paz, como se observa en la figura 30. Se obtuvo que en promedio, las ondas de este tsunami viajaron a una velocidad de 694 km/h y llegaron primero a las costas de Puerto Chiapas (a 6,012.8 km de la fuente) donde la estación mareográfica del sitio registró el primer arribo 8 horas con 56 minutos después del evento sísmico. En este mismo sitio se registró la máxima perturbación en el nivel del mar, con una amplitud de 1.2 m y una altura de 55 cm por encima de su nivel de marea astronómica esperado. Según

los mareogramas de las 6 estaciones que registraron el evento, los efectos de este tsunami permanecieron en las costas del Pacífico por un promedio de 56 horas.

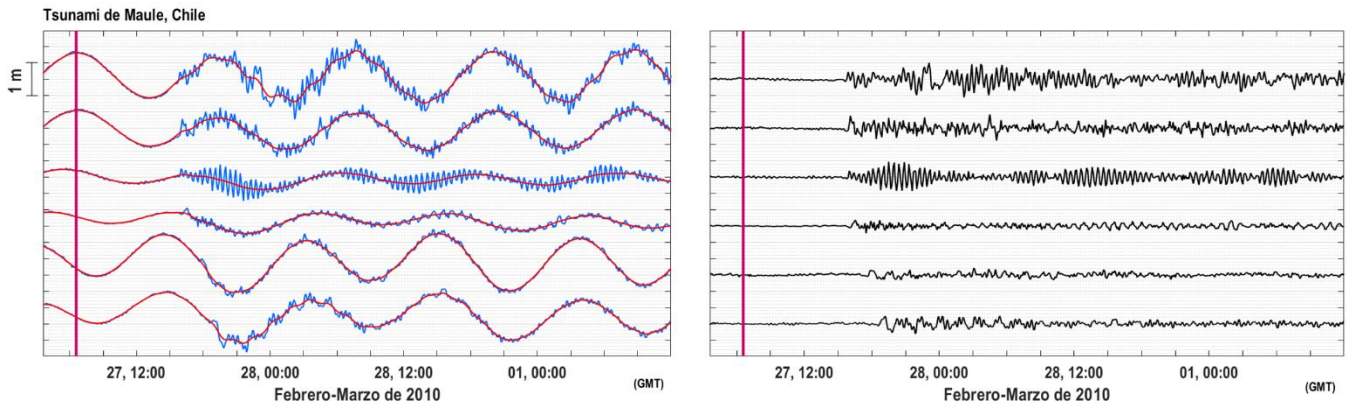


Figura 30. Tsunami de Maule, Chile registrado en las estaciones mareográficas Puerto Chiapas (CHP), Salina Cruz (SCZ), Acapulco (ACP), Lázaro Cárdenas (LCR), Mazatlán (MZN) y La Paz (PAZ) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (06:34 GMT).

5.1.12 Islas de Samoa, 30 de septiembre de 2009

El 29 de septiembre de 2009 a las 17:48 horas GMT en la región del archipiélago de Samoa ocurrió un terremoto de magnitud 8.1 como resultado de un fallamiento normal somero cercano a la parte norte de la zona de subducción y al este de la Fosa de Tonga-Kermadec, a 18 km de profundidad. El epicentro se localizó en las coordenadas 15.489°S y 172.095°W. La solución del mecanismo focal indica que la ruptura ocurrió como una falla normal con rumbo noroeste. En la localización del sismo, la Placa del Pacífico se mueve relativamente hacia el oeste hacia la Placa Australiana, a una velocidad de 86 mm/año aproximadamente, subduciendo en la Fosa de Tonga un segmento de 3,000 km de longitud de esta placa que se orienta de norte a noreste (*USGS, 2009*). Este sismo generó la creación de un tsunami que causó la muerte de 189 personas entre los países de Samoa, Samoa Americana y Tonga (Nueva Zelanda) y una pérdida económica estimada en 200 millones de dólares. Este tsunami tuvo una altura máxima de 22.3 m registrada en la isla Tafahi, Tonga a 182 km del origen del tsunami (*NOAA, 2009*).

El Servicio Mareográfico Nacional registró la perturbación asociada al tsunami en las costas mexicanas del Océano Pacífico el 30 de septiembre en la estación mareográfica Acapulco, en el Estado de Guerrero ubicada a 8,693.9 km del epicentro (figura 31). La máxima perturbación registrada fue de 41 cm de amplitud y 19 cm por encima del nivel de la marea astronómica. Sus ondas tardaron 12 horas con 18 minutos en arribar a la estación mareográfica de Acapulco y viajaron a una velocidad de 706.8 km/h. Las ondas asociadas a este tsunami se observaron por un periodo de aproximadamente 29 horas.

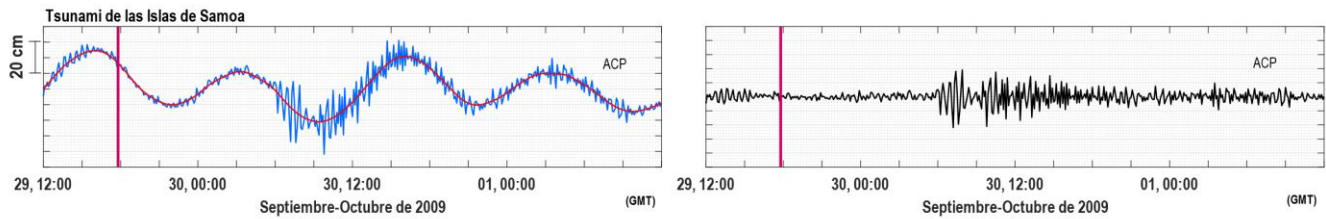


Figura 31. Tsunami de las Islas de Samoa registrado en la estación mareográfica de Acapulco (ACP) del SMN. La línea rosa indica la hora en que ocurrió el sismo generador del tsunami (29 de septiembre a las 17:48 GMT).

5.2 Resultados del análisis espectral

Diversos estudios han comprobado que diferentes tsunamis registrados en un mismo sitio producen espectros de energía similares (*Sánchez, 1981*). Esto se atribuye a los efectos de la batimetría y forma geométrica de la costa en cada sitio. Para visualizarlo gráficamente, se tomaron secciones de las señales de nivel del mar antes del arribo de los tsunamis y se aplicó el procedimiento descrito en la sección 4.5 para obtener los espectros de amplitud de cada sitio en condiciones normales (sin perturbaciones asociadas a tsunamis). La figura 32 muestra algunas de las comparaciones realizadas entre los espectros antes (línea negra) y durante (línea gris) el paso de cada tsunami. Podemos observar que el comportamiento espectral es muy similar en ambos casos para todos los sitios y que la diferencia notable radica en las amplitudes, los espectros de amplitud de los tsunamis muestran las mismas frecuencias características del sitio pero con una mayor energía, es decir, cuando las ondas de un tsunami se acercan a la línea de costa se ven afectadas por la batimetría local y adquieren los modos de oscilación característicos del lugar, o dicho de otra forma, la energía transmitida por el tsunami excita las frecuencias características de cada sitio. Sin embargo, la figura 32 también nos permite ver que no todas las frecuencias de los sitios son excitadas con la incidencia del tsunami, algunas se amplifican notoriamente mientras que otras permanecen con una magnitud relativamente menor. Es posible considerar entonces que los picos espectrales con mayor amplificación representan la respuesta particular del sitio a las ondas del tsunami.

Se compararon los espectros de amplitud de distintos tsunamis en un mismo sitio a fin de conocer cuáles son las frecuencias susceptibles a amplificarse con la incidencia de tsunamis y se calcularon los coeficientes de correlación entre ellos para cuantificar su similitud (tabla 2 del anexo A). Esta comparación se realizó para las estaciones que registraron más de un tsunami durante el periodo estudiado, lo cual ocurrió en 8 de las 12 estaciones mareográficas ubicadas en las costas del Pacífico mexicano. Los principales resultados se presentan a continuación.

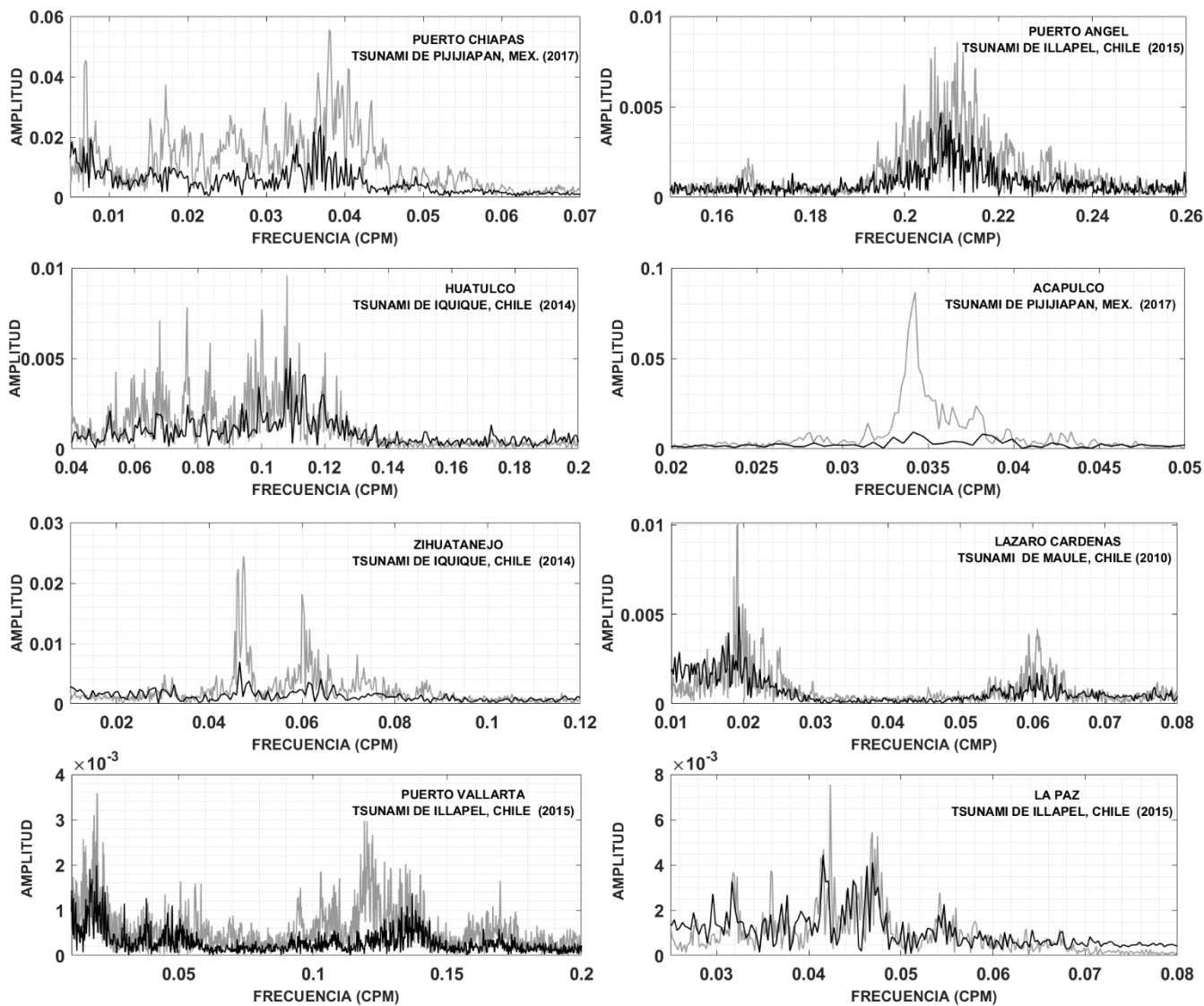


Figura 32. Comparación de los espectros de amplitud obtenidos con señales antes de la perturbación del tsunami (línea negra) y durante la ocurrencia del tsunami (línea gris): a) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Puerto Chiapas del evento de Pijijiapan, Chiapas, 2017; b) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Puerto Ángel del evento de Illapel, Chile, 2015; c) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Huatulco del evento de Iquique, Chile, 2014; d) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Acapulco del evento de Pijijiapan, Chile, 2017; e) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Zihuatanejo del evento de Iquique, Chile, 2014; f) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas del evento de Maule, Chile, 2010; g) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de Puerto Vallarta del evento de Illapel, Chile, 2015; h) espectros obtenidos con la señal registrada en la estación mareográfica de La Paz del evento de Illapel, Chile, 2015.

5.2.1 Frecuencias dominantes de cada sitio

La estación mareográfica de Puerto Chiapas, registró 4 tsunamis en el periodo estudiado, cuyos espectros de amplitud se muestran en la figura 33. Se detectaron tres frecuencias presentes en todos los eventos correspondientes a periodos de oscilación de 137, 58 y 29 minutos. Al realizar la correlación lineal de estas señales se obtuvo que cada una se correlaciona con al menos una de las demás en un orden de 0.61 a 0.68 (tabla 2 del anexo A). Las diferencias entre los coeficientes encontrados pueden asociarse a las características de las ondas en aguas profundas (amplitud, longitud de onda y dirección).

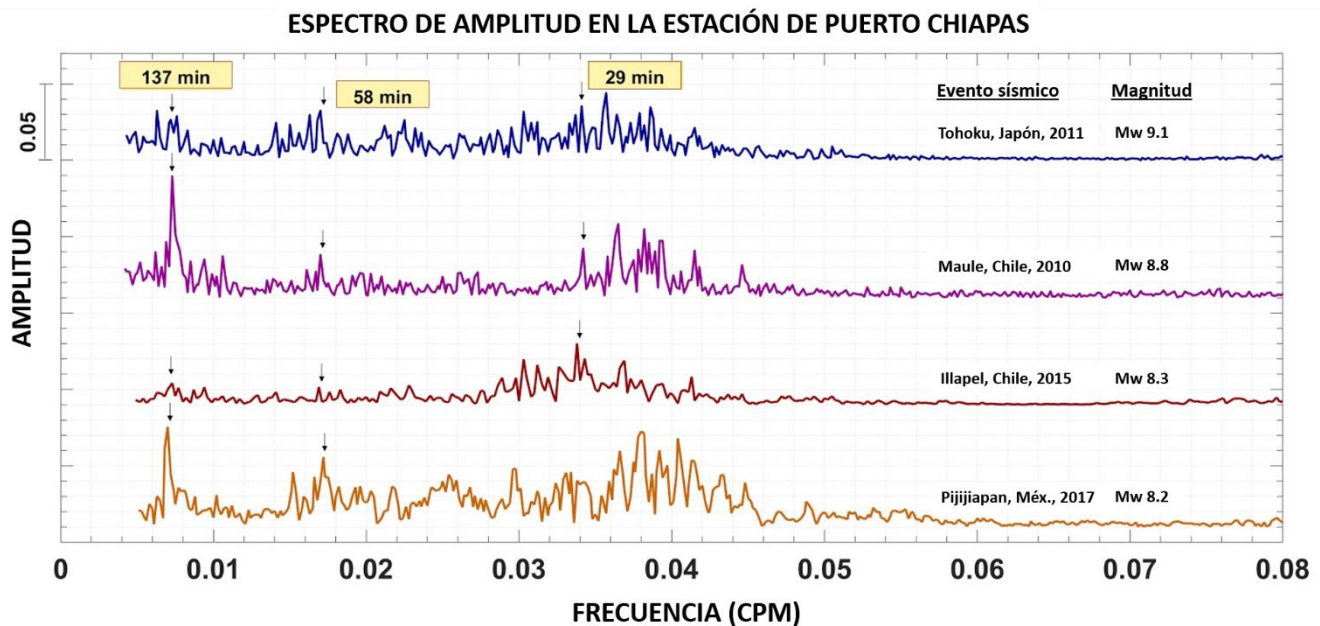


Figura 33. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Puerto Chiapas, Chiapas. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

La estación de Puerto Ángel, ubicada en las costas de Oaxaca, se instaló en el año 2012 sin embargo los eventos de los años 2013 y 2014 no provocaron alguna perturbación significativa en el nivel del mar en este sitio, únicamente los tsunamis de Illapel, Chile (2015) y Pijijiapan, Chiapas (2017) fueron registrados por los mareógrafos, sus espectros de amplitud se incluyen en la figura 34. Se observa que para ambos eventos este sitio respondió de manera muy similar, con frecuencias dominantes entre 0.19 y 0.23 cpm (ciclos por minuto) correspondientes a periodos de oscilación de 5 minutos. La correlación entre estos espectros resultó en un coeficiente de correlación de 0.9, lo que implica un alto grado de similitud entre ambas señales.

ESPECTRO DE AMPLITUD EN LA ESTACIÓN DE PUERTO ÁNGEL

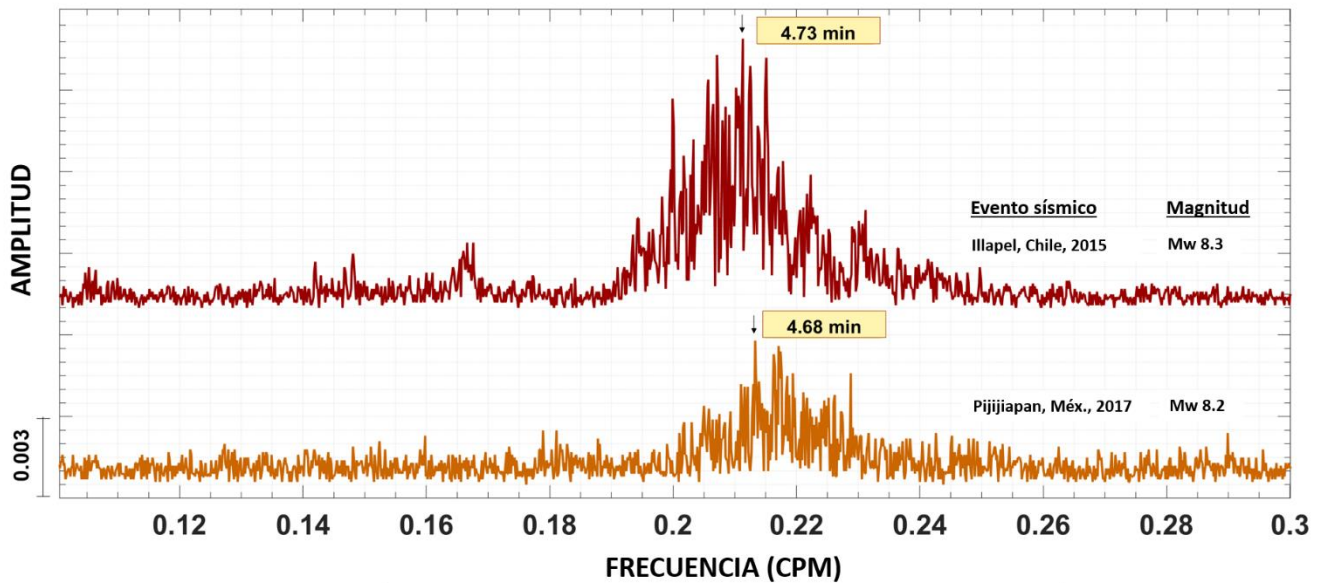


Figura 34. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Puerto Ángel, Oaxaca. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

Por otro lado, la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca registró 5 tsunamis en el periodo estudiado como se observa en la figura 35. Este sitio tiene la particularidad de presentar varios modos de oscilación dominantes que persistieron en todos los tsunamis registrados, teniendo mayor amplitud las frecuencias asociadas a periodos de alrededor de 10 minutos. En cuanto a las correlaciones, todos los eventos se correlacionan con al menos uno de los demás en un orden de 0.53 a 0.70, particularmente, el espectro de frecuencias del tsunami de Tohoku, Japón resultó tener coeficientes de correlación de 0.61 a 0.70 con 3 de los demás eventos.

En la estación mareográfica de Acapulco, ubicada en el Estado de Guerrero fue uno de los sitios que más eventos de tsunami registró (8 eventos). Los espectros de amplitud obtenidos muestran la peculiaridad de tener un menor número de frecuencias dominantes, como se observa en la figura 36. En este sitio, a diferencia de los demás analizados, se notó una diferencia en el comportamiento espectral entre los tsunamis de origen local y los generados remotamente, se observa que los tsunamis locales amplificaron prácticamente una sola frecuencia (asociada a un periodo de oscilación de 29 min), cabe destacar que los espectros de los eventos de Pijijiapan, Chiapas (2017) y Petatlán, Gro. (2014) tuvieron un coeficiente de correlación de 0.91 siendo éste el mayor valor obtenido en todos los eventos y estaciones estudiadas, mientras que el resto de los eventos se correlacionaron entre sí en con coeficientes de 0.64 a 0.78. Por otro lado, los tsunamis lejanos provocaron excitaciones en una gama mayor de frecuencias, predominando aún la frecuencia principal de 0.035 cpm (29 min en periodo). Esto puede atribuirse a que al viajar por cientos de kilómetros en el océano, las ondas de los tsunamis lejanos experimentan un mayor número de

difracciones en su trayecto que resultan en un mayor número de ondas incidentes y desfasadas arribando a las costas.

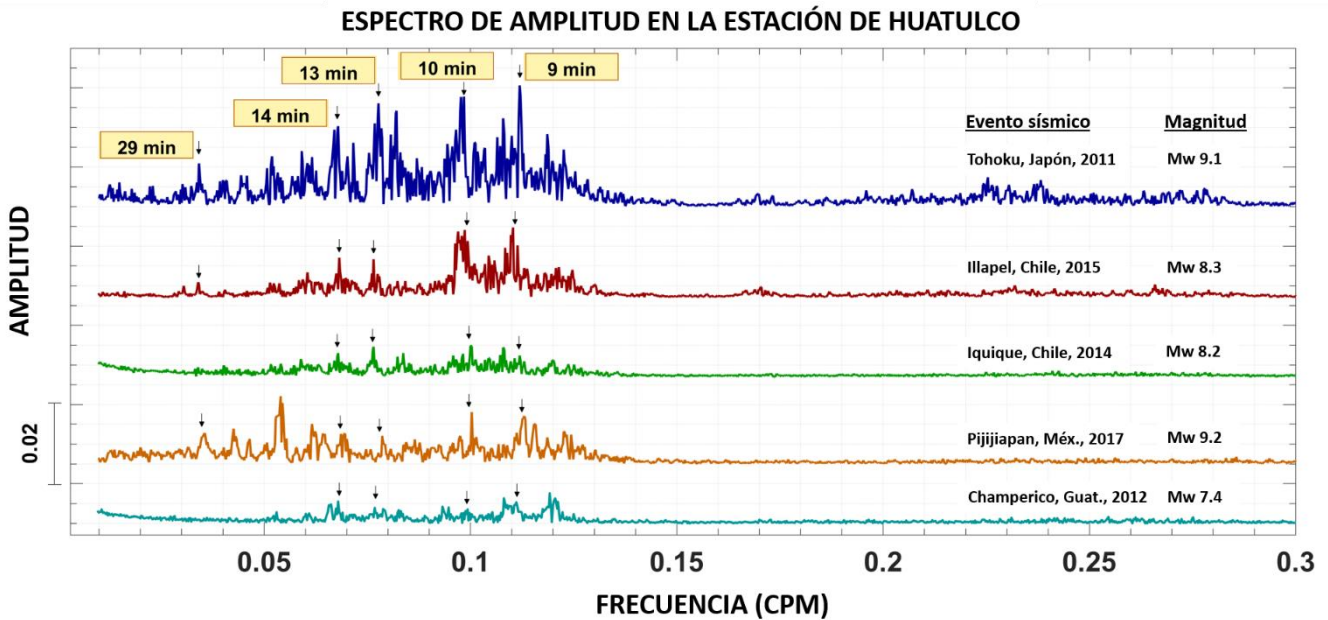


Figura 35. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

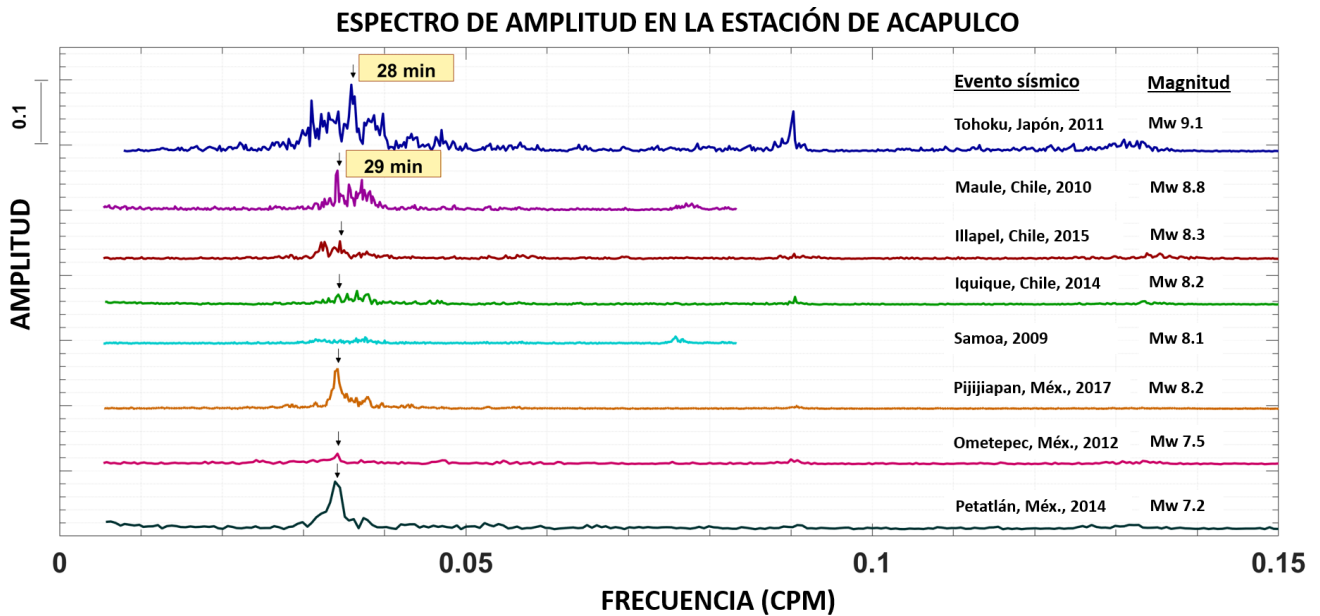


Figura 36. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

La estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán, registró también el arribo de 8 tsunamis cuyos espectros de amplitud se observan en la figura 37. Similar al caso de Acapulco, se observa una mayor cantidad de frecuencias dominantes en los espectros de tsunamis lejanos que en los espectros de tsunamis locales. Se identificaron dos frecuencias principales correspondientes a periodos de 54 y 15 minutos. Por otro lado, los coeficientes de correlación estuvieron entre 0.67 a 0.80 para cada señal con al menos una de las demás, excepto del tsunami de Tohoku, con coeficientes de correlación menores a 0.53.

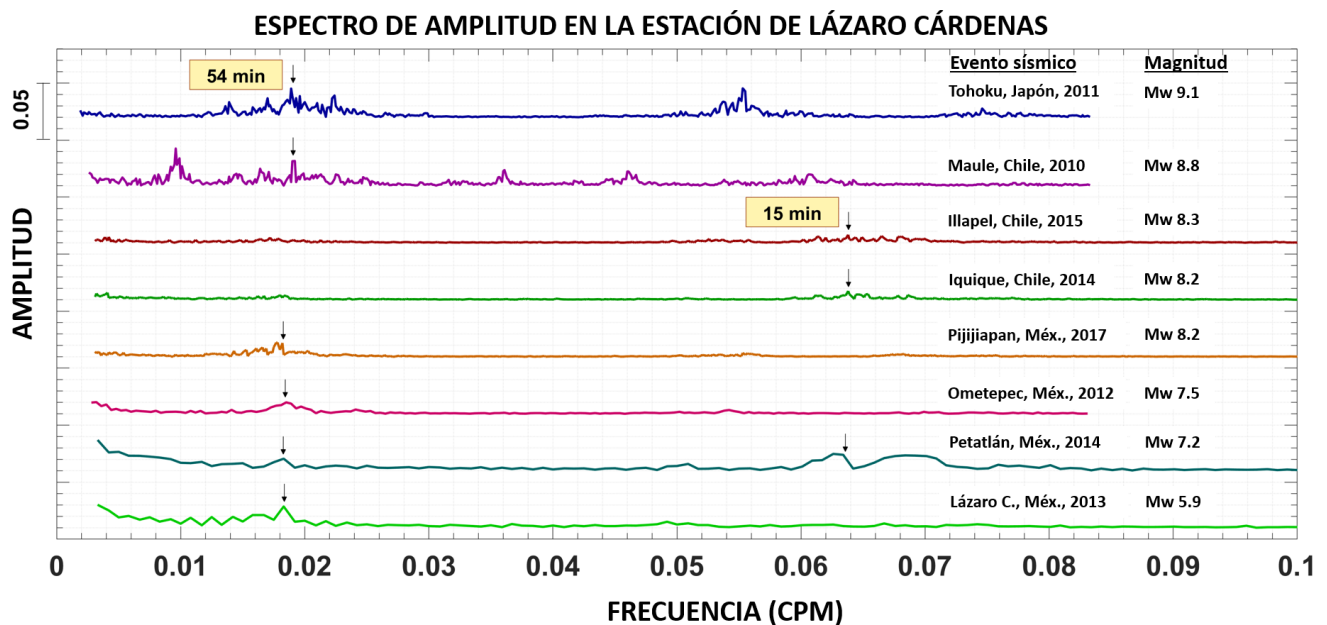


Figura 37. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

Observando los espectros de los tsunamis registrados en la estación de Zihuatanejo, Guerrero (figura 38) se encontró que los 5 eventos ocurridos en este sitio tuvieron un comportamiento notablemente similar en la frecuencia de arribo de las ondas. Se identificaron 3 frecuencias principales de 0.031, 0.047 y 0.066 cpm correspondientes a periodos de 32, 21 y 16 minutos respectivamente. Los coeficientes de correlación se obtuvieron del orden de 0.57 a 0.73 para cada señal con al menos una de las demás, con excepción del tsunami de Pijijiapan cuyos coeficientes de correlación fueron menores a 0.34.

En la estación mareográfica de Puerto Vallarta se registraron 3 tsunamis en el periodo estudiado, cuyos espectros de amplitud se observan en la figura 39. Todos los coeficientes de correlación obtenidos con estas señales estuvieron en el rango de 0.54-0.64 y la frecuencia dominante se observó entre 0.018 y 0.02 cpm lo que equivale a periodos de onda de aproximadamente 50 min.

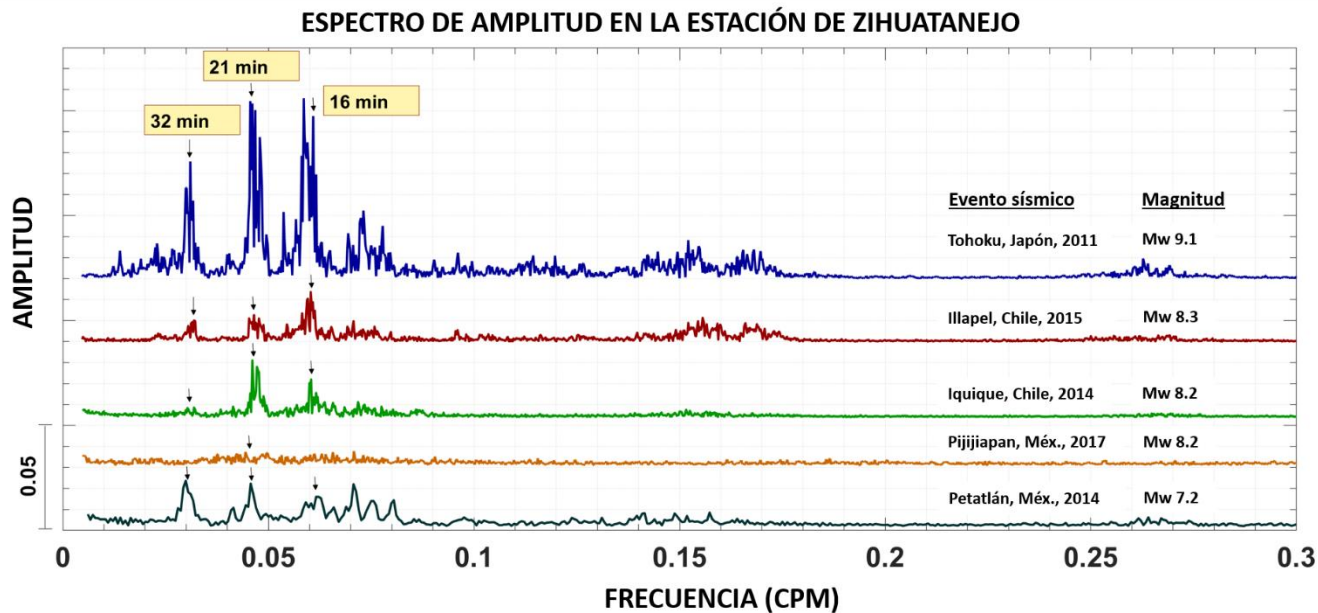


Figura 38. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Zihuatanejo, Guerrero. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

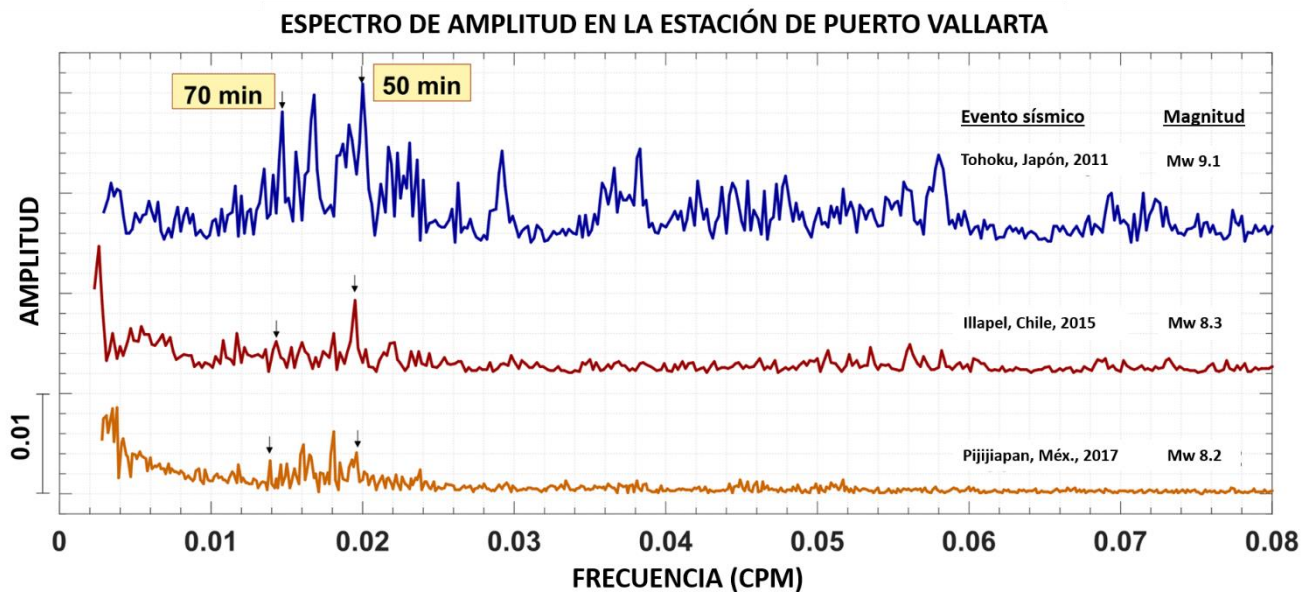


Figura 39. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de Puerto Vallarta, Jalisco. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

Por último, en la estación de La Paz, en Baja California Sur, se registraron 4 tsunamis importantes cuyos espectros de amplitud muestran varias frecuencias dominantes presentes en todos los eventos (figura 40), en los eventos de Tohoku, Illapel y Pijijiapan se observa que la frecuencia más excitada al paso de las ondas de los tsunamis fue la correspondiente a 0.016 cpm (periodos de 61 minutos), mientras que el tsunami de Maule amplificó más las ondas con frecuencias de 0.009 cpm (periodos de 104 minutos). En cuanto a la correlación lineal realizada, todos los coeficientes calculados resultaron entre 0.64 y 0.73

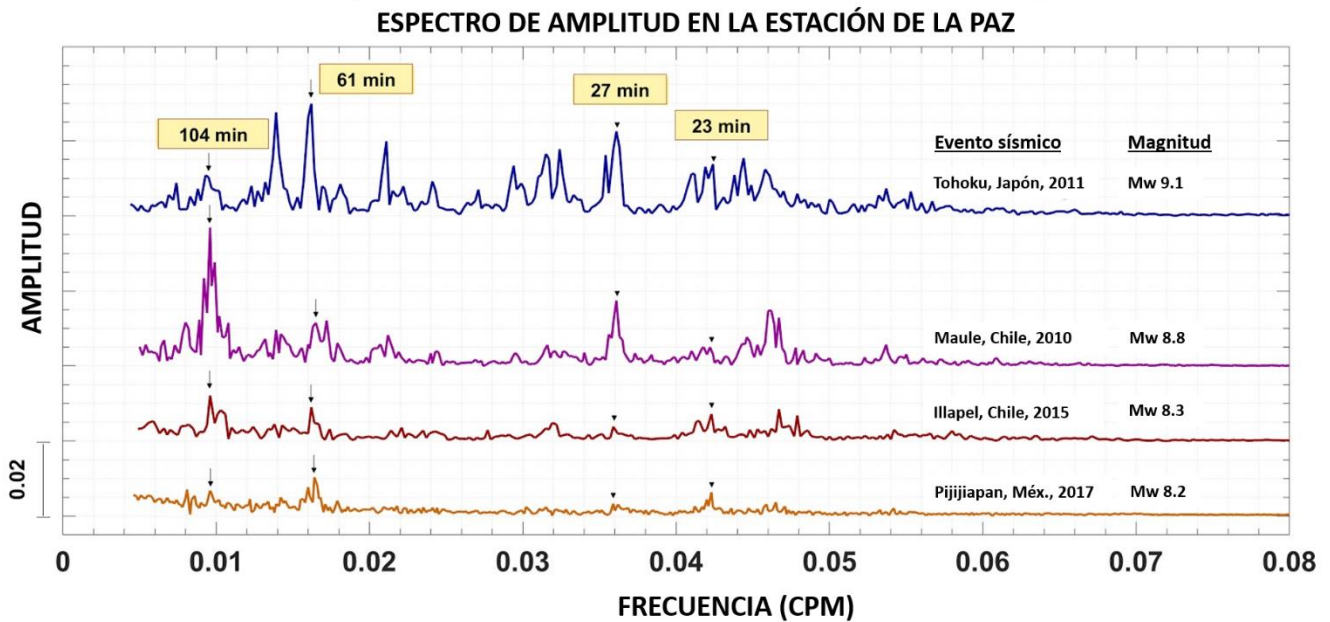


Figura 40. Espectros de amplitud de los tsunamis registrados en la estación mareográfica de La Paz, Baja California Sur. Las flechas negras indican los picos en frecuencia presentes en todos los eventos y las etiquetas amarillas muestran su correspondiente valor en tiempo (periodo).

CONCLUSIONES

Analizando los tiempos de arribo de todos los tsunamis se encontró que para las costas mexicanas del Pacífico, entre el primer arribo y la onda de mayor amplitud se observó un periodo de tiempo de 1 a 5 horas para los tsunamis locales y de 6 y 22 horas para los tsunamis lejanos, por otro lado, analizando cada sitio se encontró que en las estaciones de Salina Cruz, Mazatlán, Huatulco, Puerto Chiapas, Lázaro Cárdenas y Zihuatanejo la máxima altura se registró varias horas después del primer arribo (más de 5 horas). En cuanto a la duración de los eventos, se observó que es más grande para los tsunamis lejanos que para los locales (tabla 3 del anexo A), específicamente, las oscilaciones duraron más tiempo en Puerto Chiapas, Salina Cruz, Acapulco, Zihuatanejo y Lázaro Cárdenas mientras que en Puerto Ángel y Puerto Vallarta la energía decayó más rápido.

Del análisis realizado para cada evento se encontró que en la mayoría de ellos las máximas amplitudes fueron observadas en las estaciones de Acapulco, Zihuatanejo y Pto. Chiapas, considerando que se analizaron tanto eventos locales como lejanos y ubicados en distintas latitudes del planeta, que estos sitios registraran con mayor frecuencia las máximas amplitudes de onda indica que pueden tener las características necesarias para amplificar en mayor medida las ondas de tsunami, sin importar de donde vengan o la magnitud de sus sismos generadores. Por otro lado, los sitios de Pto. Ángel, Salina Cruz, Lázaro Cárdenas y Mazatlán pueden tener características batimétricas desfavorables para la amplificación de las ondas de tsunami, ya que registraron con mayor frecuencia las mínimas amplitudes.

Con el análisis espectral de frecuencias se comprobó que cuando las ondas de tsunami se van acercando a una costa se ven afectadas por las características de la plataforma y adquieren los modos de oscilación característicos del sitio, ocasionando que arriben con el mismo periodo que las ondas típicas del lugar pero con una mayor amplitud. Al comparar los espectros de amplitud de distintos tsunamis registrados en una misma estación mareográfica y correlacionarlos fue posible verificar que sin importar el mecanismo de origen y distancia epicentral, todos los tsunamis arriban con el mismo modo oscilatorio característico del sitio, de esta forma fue posible determinar los posibles periodos de futuros tsunamis que arriben a las costas del Pacífico mexicano (tabla 4 del anexo A). Cabe resaltar también que de la comparación de espectros se obtuvo que en la mayoría de las estaciones, las máximas amplitudes estuvieron relacionadas a los sismos de mayor magnitud.

Aunque las costas mexicanas del mar Caribe no se consideran como zonas en peligro por arribo de tsunamis, no debe dejar de monitorearse ya que en este trabajo se incluye el análisis de un tsunami registrado por las estaciones mareográficas de esta región, además de que el contacto entre las Placas Norteamericana y del Caribe han propiciado la generación de sismos en los últimos años. Debido a que, como se mencionó, en el periodo aquí estudiado sólo se registró un tsunami en esta zona, no fue posible realizar una comparación espectral, sin embargo es posible aplicar esta metodología en un futuro, cuando se cuenten con registros mareográficos de tsunamis en esta región.

A pesar de que en las últimas décadas no se han registrado tsunamis con alturas de onda considerables y que representarían una catástrofe en las costas mexicanas, esto no significa que no pueda suceder en el futuro. Al contrario, se sabe que eventos de este tipo han ocurrido en el pasado y que las condiciones físicas y geológicas que los generan (actividad sísmica en las zonas tsunamigénicas) continuará existiendo, por lo que los resultados de este trabajo pueden ser de gran utilidad para reforzar las estrategias de prevención y mapas de riesgo de las costas mexicanas del Pacífico y así evitar futuras pérdidas civiles y económicas.

Es necesario continuar estudiando la respuesta de las costas mexicanas ante el arribo de tsunamis lejanos, regionales y locales, para lo cual es de vital importancia mantener y reforzar las redes de monitoreo del nivel del mar. Esto permitirá mejorar los protocolos de prevención y acción ante la eventualidad de este fenómeno que aunque poco frecuente, puede ocasionar importantes efectos adversos en las costas mexicanas.

ANEXO A

TABLA A1.

Evento sísmico (Nombre, país, fecha, hora (GMT), Magnitud)	Clave de la estación	Hora del primer arribo (GMT)	Hora de arribo de altura máxima (GMT)	Tiempo de viaje del primer arribo (hr)	Tiempo de viaje de altura máxima (hr)	Distancia a la fuente (Km)	Amplitud máxima (m)	Altura máxima (m)	Periodo (min)	Velocidad media (km/hr)	Duración del evento (hr)
Islas del Cisne, Honduras Ene/10/2018, 02:51 (Mw 7.6)	IMJ	04:12	04:39	01:21	01:48	541.1	0.13	0.073	23	400.8	06:29
	MRL	03:45	05:07	00:54	02:16	517.6	0.13	0.055	25	575.1	07:01
	SKN	03:33	04:37	00:42	01:46	464.0	0.094	0.045	15	622.9	-
Pijijiapan, México Sep/08/17, 04:49 (Mw 8.2)	CHP	05:36	10:04	00:47	05:15	183.1	3.4	1.5	25	233.7	32:15
	SCZ	05:13	07:10	00:24	02:21	195.5	1.9	1	17	488.8	37:13
	HUA	04:58	09:53	00:09	05:04	243.8	1.4	0.51	10	1625.3 **	36:15
	ANG	04:56	05:04	00:07	00:15	275.3	0.58	0.24	5	2359.7 **	04:19
	ACP	05:44	10:03	00:55	05:14	662.1	1.6	0.79	29	722.3	21:45
	ZHT	06:04	06:51	01:15	02:02	857.7	0.42	0.24	21	686.2	87:01
	LCR	06:13	07:11	01:24	02:22	931.1	0.40	0.2	55	665.1	21:45
	MNZ	06:30	07:29	01:41	02:40	1 185.1	0.47	0.25	30	704.0	70:00
	VLL	07:04	08:18	02:15	03:29	1 349.2	0.17	0.08	55	599.6	04:37
	MZN	07:48	21:30	02:59	16:41	1 597.0	0.13	0.06	43	535.3	-
PAZ	09:06	15:19	04:17	10:30	2 000.0	0.16	0.08	60	466.9	-	
Illapel Chile. Sep/16/15, 22:54 (Mw 8.4)	CHP	07:47	15:43	08:53	16:49	5 601.7	0.84	0.43	30	630.6	82:04
	SCZ	07:40	01:09 (Sep/18)	08:46	26:15	5 872.0	0.51	0.23	17	669.8	84:04
	HUA	07:17	20:17	08:23	21:23	5 873.3	0.64	0.31	9	700.6	52:10
	ANG	08:17	10:46	09:23	11:52	5 882.3	0.74	0.38	5	626.9	37:09
	ACP	07:47	14:01	08:53	15:07	6 168.3	0.5	0.27	29	694.4	58:22
	ZHT	08:00	11:50	09:06	12:56	6 332.8	0.77	0.4	16	695.9	60:27
	LCR	08:06	21:39	09:12	22:45	6 395.3	0.24	0.12	15	695.1	60:29
	VLL	09:44	10:38	10:50	11:44	6 822.3	0.26	0.11	50	629.8	46:46
	MZN	09:45	20:35	10:51	21:41	7 123.4	0.22	0.1	51	656.5	68:57
	PAZ	10:25	15:46	11:31	16:52	7 445.0	0.18	0.08	61	646.5	-
Petatlán, México Abr/18/14, 14:27 (Mw 7.2)	ACP	14:52	16:54	00:24	02:27	166.7	0.85	0.43	29	416.8	15:21
	ZHT	14:38	17:36	00:11	03:17	70.4	0.56	0.22	21	384.0	08:46
	LCR	14:43	18:17	00:15	03:50	128.4	0.27	0.13	15	513.6	08:57
Iquique, Chile. Abr/01/14, 23:46 (Mw 8.2)	SCZ	07:54	03:22 (Abr/03)	08:08	27:36	4 791.3	0.38	0.21	17	580.8	183:32
	HUA	07:11	23:56	07:25	24:10	4 811.4	0.3	0.16	10	648.7	70:10
	ACP	07:18	14:07	07:32	14:21	5 153.2	0.36	0.19	27	684.1	101:27
	ZHT	07:50	00:42 (Abr/03)	08:04	24:56	5 334.1	0.46	0.21	21	661.3	61:40

	LCR	08:23	12:58 (Abr/03)	08:37	37:12	5 402.5	0.17	0.08	15	627.0	79:39
Lázaro C., México Abr/22/13, 01:16 (Mw 5.9)	LCR	01:23	02:05	00:07	00:49	14.2	0.25	0.14	54	121.7	16:13
Champerico, Guatemala Nov/07/12, 16:35 (Mw 7.4)	HUA	18:44	23:54	02:09	08:19	429.4	0.69	0.33	9	199.7	97:54
	SCZ	18:56	22:03	02:21	06:28	495.6	0.44	0.2	17	210.9	97:00
Ometepec, México Mar/20/12, 18:02 (Mw 7.5)	ACP	18:46	20:45	00:44	02:43	166.8	0.34	0.2	29	227.5	10:44
	LCR	19:12	23:36	01:10	05:34	437.1	0.14	0.07	54	429.9	18:52
	CHP	22:06	08:42 (Mar-12)	16:20	26:56	11 816	1	0.53	28	723.4	165:18
	SCZ	21:36	11:00 (Mar-12)	15:50	29:14	11 497	0.97	0.47	32	726.1	101:51
	HUA	21:14	15:36 (Mar-12)	15:28	33:50	11 443	1.32	0.63	9	739.8	43:43
Tohoku, Japón. Mar/11/11, 05:46 (Mw 9.1)	ACP	20:22	05:18 (Mar-12)	14:36	23:32	11 095	1.78	1.03	28	759.9	50:14
	ZHT	20:05	23:19	14:19	17:33	10 909	3.22	1.38	16	762.0	48:31
	LCR	20:00	22:30	14:14	16:44	10 840	0.97	0.50	53	761.6	42:32
	VALL	19:10	21:30	13:24	15:44	10 399	0.79	0.41	50	776.0	36:52
	MZN	19:12	10:18 (Mar-12)	13:26	28:32	10 115	0.43	0.21	28	753.0	71:25
	PAZ.	19:45	10:49 (Mar-12)	13:59	29:03	9 748	0.55	0.29	61	697.1	80:34
	CHP.	15:30	23:06	08:56	16:32	6 012.8	1.2	0.55	27	673.1	23:17
	SCZ	15:36	04:30 (Feb-28)	09:02	21:56	6 269.9	0.73	0.41	28	694.1	63:29
Maule, Chile. Feb/27/10, 06:34 (Mw 8.8)	ACP	15:42	19:30	09:08	12:56	6 537.9	0.9	0.47	29	715.8	52:58
	LCR	15:54	18:42	09:20	12:08	6 754.3	0.76	0.39	53	723.7	67:42
	MZN	17:18	03:06 (Feb-28)	10:44	20:32	7 476.1	0.34	0.2	51	696.5	75:11
	PAZ	18:21	00:17 (Feb-28)	11:47	17:43	7 780.8	0.57	0.25	61	660.3	52:09
Isla de Samoa Sep/29/09, 17:48 (Mw 8.1)	ACP	06:06	07:54	12:18	14:06	8 693.9	0.41	0.19	29	706.8	28:37

Tabla A1. Resultados generales del análisis de los tsunamis ocurridos en las costas mexicanas en el periodo 2009-2018. Los tiempos de arribo se encuentran en horario GMT, las máximas amplitudes y alturas de onda registradas en cada sitio se resaltan con rojo. Los casos donde la velocidad de viaje calculada es diferente a la esperada para un tsunami se indican con **. La información de los eventos sísmicos se obtuvo del USGS Earthquake Hazard Program y del SSN, la clave de las estaciones fue proporcionada por el Servicio Mareográfico Nacional.

TABLA A2.

Tsunamis	Pijijiapan, Méx.	Illapel, Chile	Petatlán, Méx.	Iquique, Chile	Lázaro C. Méx.	Ometepec, Méx.	Champerico, Guat.	Tohoku, Jap.	Maule, Chile	Islas de Samoa
PUERTO CHIAPAS										
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,68						0,51	0,61	
Illapel, Chile	0,68	1,00						0,63	0,40	
Tohoku, Jap.	0,51	0,63						1,00	0,54	
Maule, Chile	0,61	0,40						0,54	1,00	
PUERTO ANGEL										
Pijijiapan, Méx.		0,90								
HUATULCO										
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,52		0,52			0,48	0,53		
Illapel, Chile	0,52	1,00		0,59			0,53	0,70		
Iquique, Chile	0,52	0,59		1,00			0,54	0,61		
Tohoku, Jap.	0,53	0,70		0,61			0,62	1,00		
Champerico, Guat.	0,48	0,53		0,54			1,00	0,62		
ACAPULCO										
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,62	0,91	0,63		0,54		0,60	0,79	0,29
Illapel, Chile	0,62	1,00	0,78	0,50		0,56		0,60	0,66	0,47
Petatlán, Méx.	0,91	0,78	1,00	0,64		0,57		0,53	0,53	0,38
Iquique, Chile	0,63	0,50	0,64	1,00		0,30		0,63	0,70	0,39
Ometepec, Méx.	0,54	0,56	0,57	0,30		1,00		0,58	0,64	0,24
Tohoku, Jap.	0,60	0,60	0,53	0,63		0,58		1,00	0,65	0,48
Maule, Chile	0,79	0,66	0,53	0,70		0,64		0,65	1,00	0,45
Samoa Islands	0,29	0,47	0,38	0,39		0,24		0,48	0,45	1,00
ZIHUATANEJO										
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,10	0,34	0,29				0,32		
Illapel, Chile	0,10	1,00	0,53	0,46				0,57		
Petatlán, Méx.	0,34	0,53	1,00	0,62				0,73		
Iquique, Chile	0,29	0,46	0,62	1,00				0,63		

Tohoku, Jap.	0,32	0,57	0,73	0,63				1,00	
LÁZARO CÁRDENAS									
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,39	0,42	0,39	0,78		0,80	0,49	0,22
Illapel, Chile	0,39	1,00	0,20	0,67	0,47		0,12	0,02	0,02
Petatlán, Méx.	0,42	0,20	1,00	0,79	0,50		0,15	0,01	0,01
Iquique, Chile	0,39	0,67	0,79	1,00	0,42		0,40	0,04	0,04
Lázaro C. Méx.	0,78	0,47	0,50	0,42	1,00		0,72	0,53	0,31
Ometepec, Méx.	0,80	0,12	0,15	0,40	0,72		1,00	0,48	0,38
Tohoku, Jap.	0,49	0,02	0,01	0,04	0,53		0,48	1,00	0,25
PUERTO VALLARTA									
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,64					0,55		
Illapel, Chile	0,64	1,00					0,54		
Tohoku, Jap.	0,55	0,54					1,00		
LA PAZ									
Pijijiapan, Méx.	1,00	0,74					0,63	0,71	
Illapel, Chile	0,74	1,00					0,63	0,73	
Tohoku, Jap.	0,63	0,63					1,00	0,70	
Maule, Chile	0,71	0,73					0,70	1,00	

Tabla A2. Coeficientes de correlación lineal de Pearson entre los espectros de amplitud de los tsunamis registrados en cada estación mareográfica. Los valores mayores a 0.55 se resaltan con rojo, exceptuando los casos de autocorrelación.

TABLA A3.

TSUNAMI	DURACIÓN (h)
ISLAS DEL CISNE, HONDURAS, 2018	7 (6:29 - 7:01)
PIJIAPAN, MÉXICO, 2017	32 (4:19 - 87:01)
ILLAPEL, CHILE, 2015	60 (37:09 - 84:04)
PETATLÁN, MÉXICO, 2014	11 (8:46 - 15:21)
IQUIQUE, CHILE, 2014	98 (70:10 - 183:32)
LÁZARO CÁRDENAS, MÉXICO, 2013	16 (16:13)
CHAMPERICO, GUATEMALA, 2012	97 (97:00 - 97:54)
OMETEPEC, MÉXICO, 2012	15 (10:44 - 18:52)
TOHOKU, JAPÓN, 2011	70 (36:52 - 165:18)
MAULE, CHILE, 2010	55 (23:17 - 75:11)
ISLAS DE SAMOA, 2009	28 (28:37)

Tabla A3. Duración promedio en horas considerando todas las estaciones que registraron cada evento, entre paréntesis se muestra la duración mínima y máxima. Los tsunamis lejanos se subrayan con gris.

TABLA A4.

ESTACIÓN	PERIODO DE TSUNAMI (min)
PUERTO CHIAPAS, CHIS.	25 / 30
SALINA CRUZ, OAX.	17
HUATULCO, OAX.	9 / 10
PUERTO ÁNGEL, OAX.	5
ACAPULCO, GRO.	29
ZIHUATANEJO, GRO.	16 / 21
LÁZARO CÁRDENAS, MICH.	15 / 54
PUERTO VALLARTA, JAL.	50
LA PAZ, BCS.	27 / 61

Tabla A4. Principales periodos de tsunami obtenidos de los espectros de amplitud de cada estación mareográfica.

ANEXO B.

GRÁFICAS DEL AJUSTE EXPONENCIAL A LOS RESIDUALES

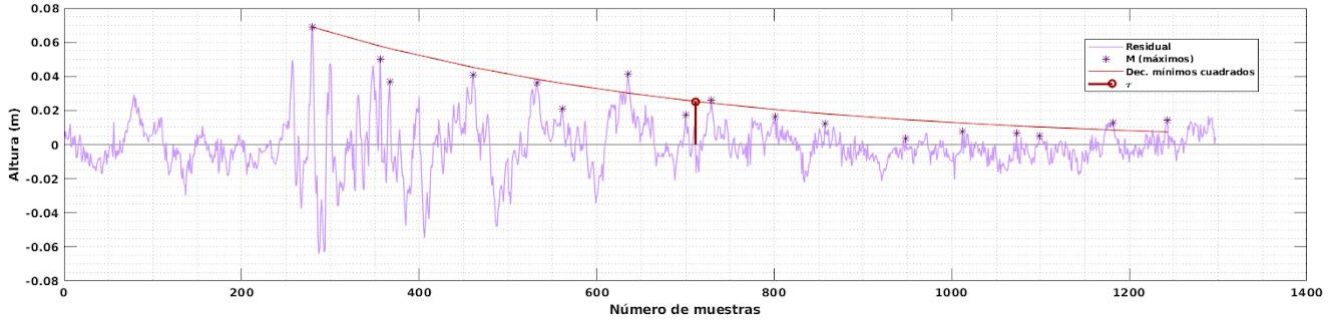


Figura B1. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de las Islas del Cisne, Honduras ocurrido el 10 de enero de 2018, registrado en la estación mareográfica de Isla Mujeres, Quintana Roo. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

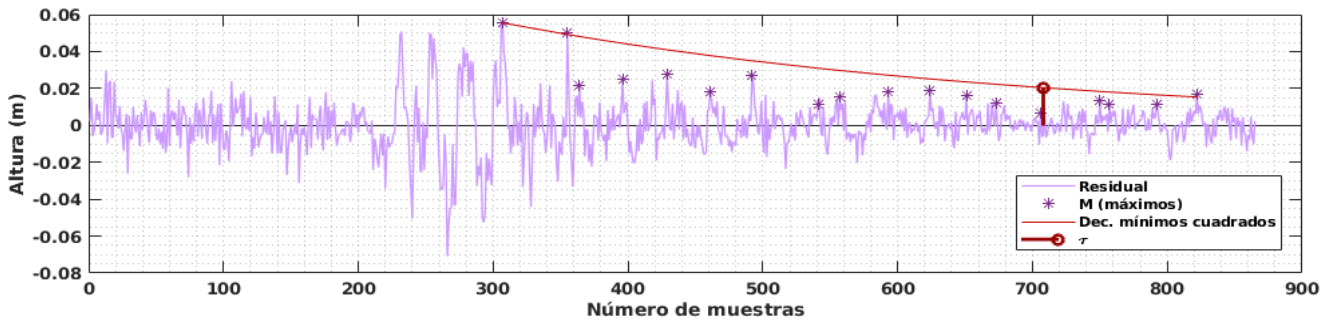


Figura B2. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de las Islas del Cisne, Honduras, ocurrido el 10 de enero de 2018, registrado en la estación mareográfica de Puerto Morelos, Quintana Roo. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

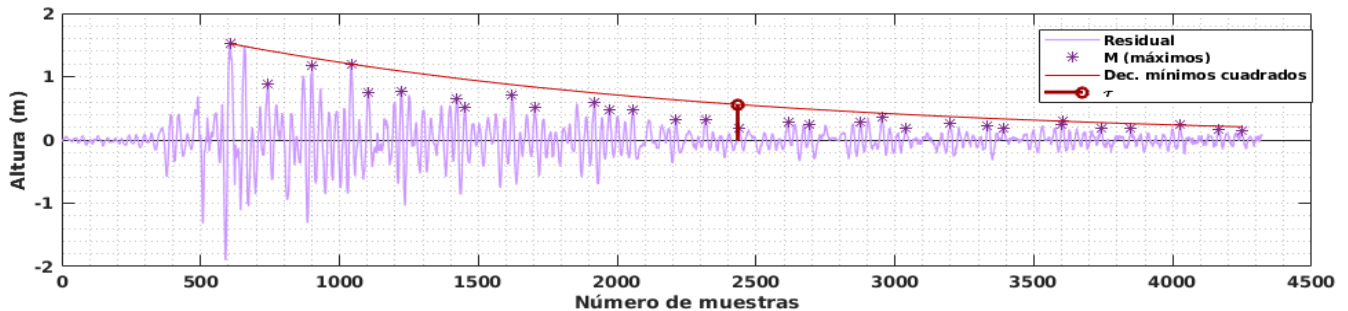


Figura B3. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Puerto Chiapas, Chiapas. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

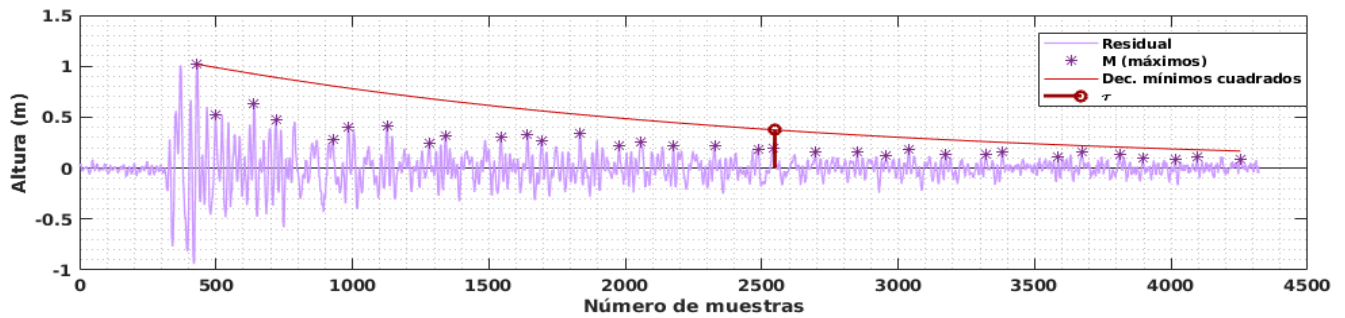


Figura B4. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

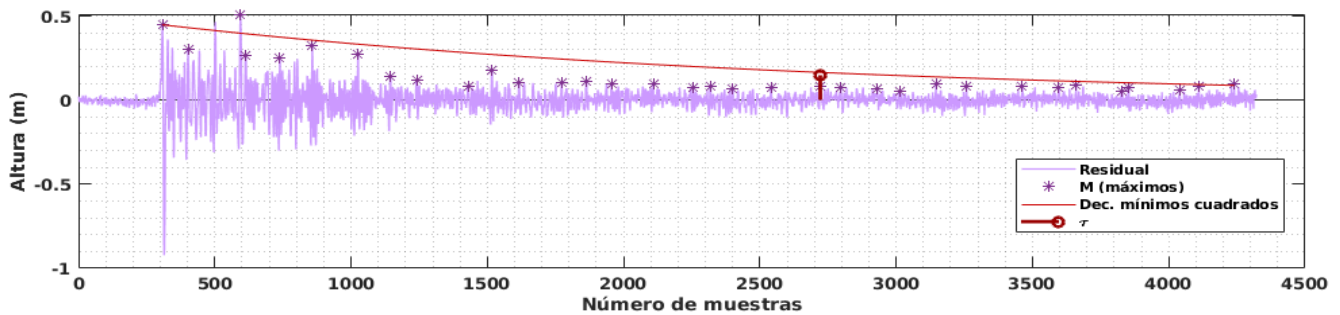


Figura B5. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

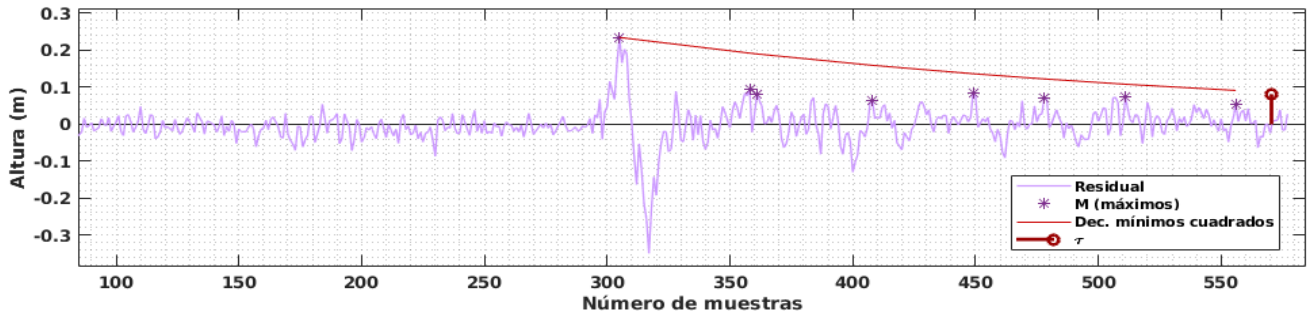


Figura B6. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Puerto Ángel, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

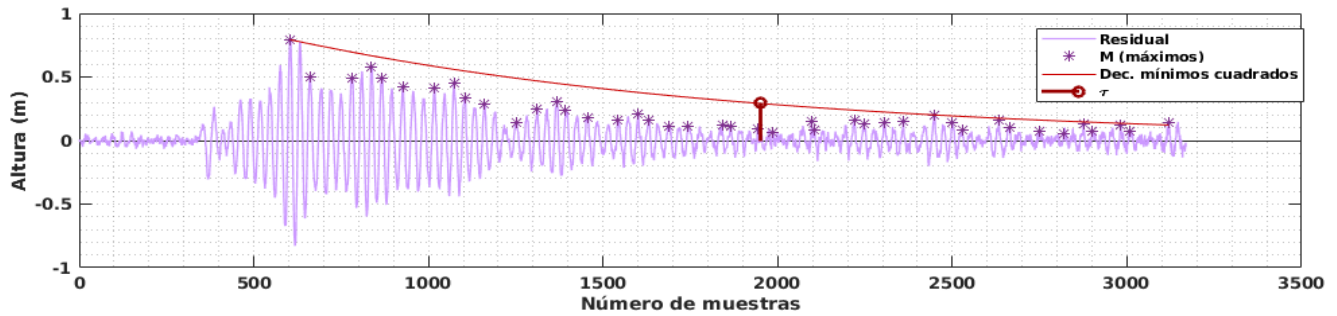


Figura B7. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

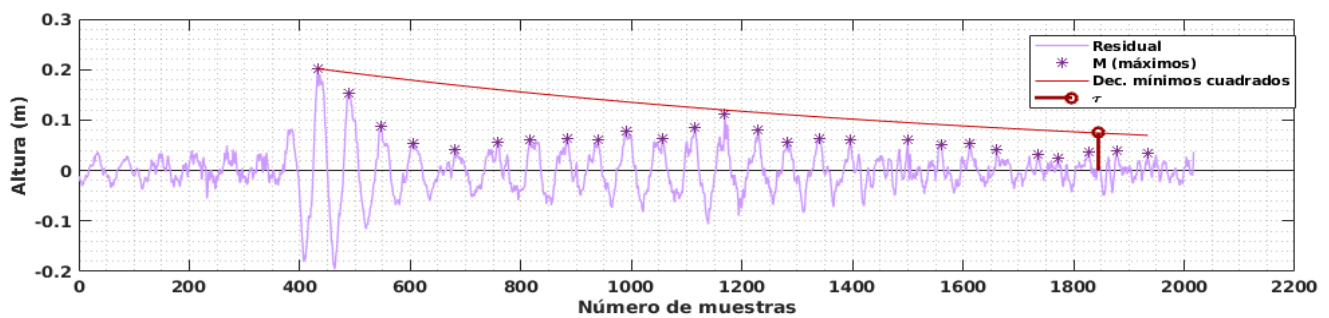


Figura B8. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

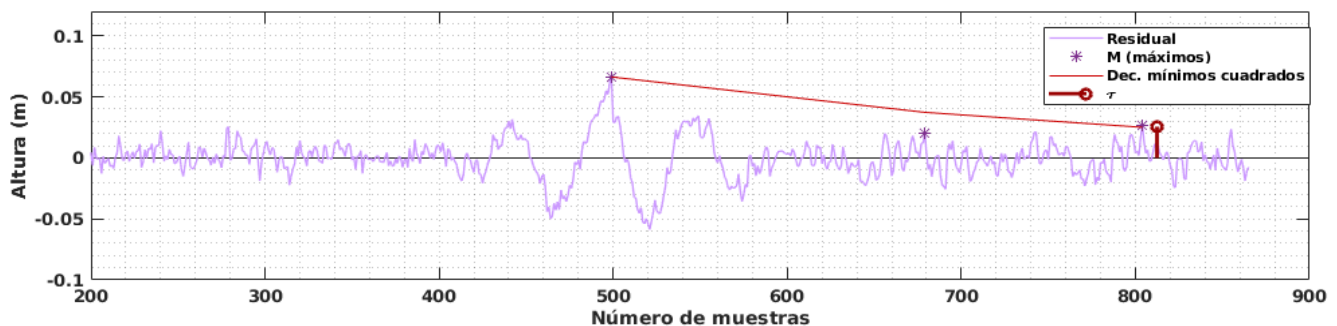


Figura B9. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Puerto Vallarta, Jalisco. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

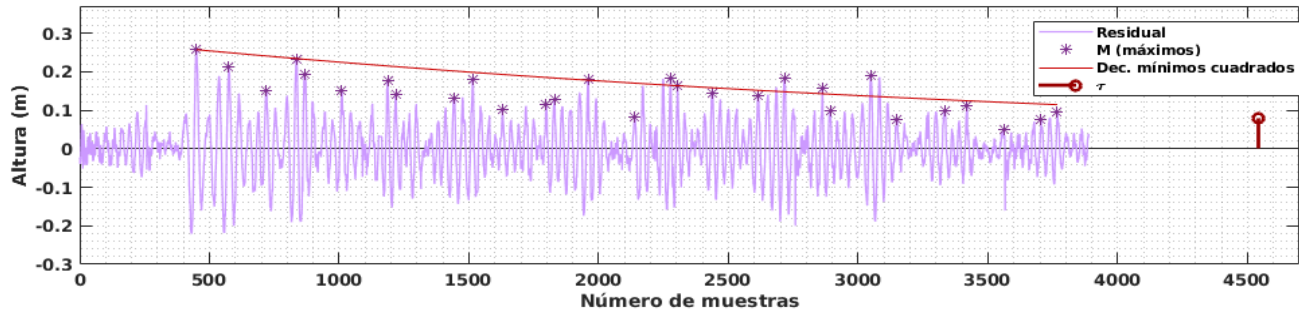


Figura B10. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Pijijiapan, Chiapas, ocurrido el 8 de septiembre de 2017, registrado en la estación mareográfica de Mazatlán, Sinaloa. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

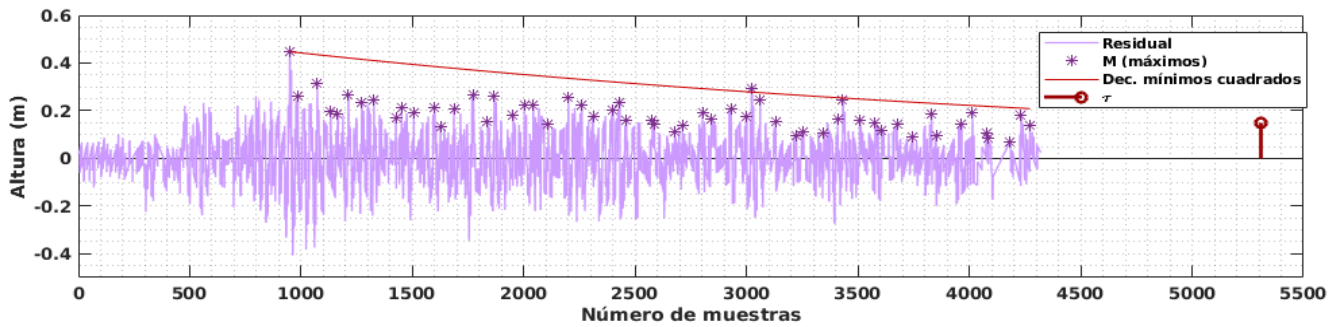


Figura B11. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Puerto Chiapas, Chiapas. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

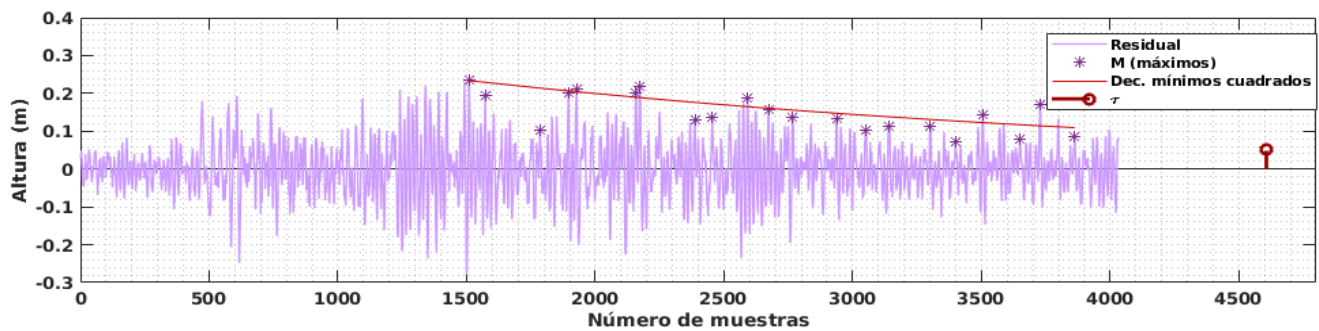


Figura B12. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

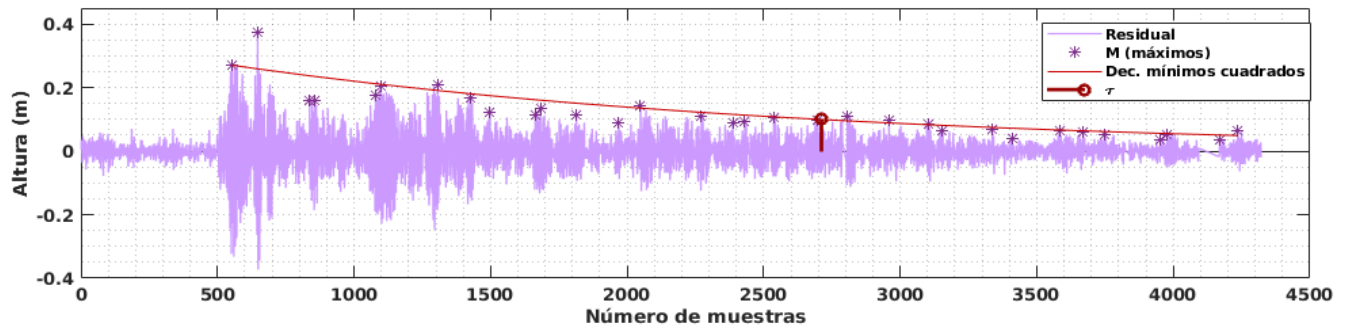


Figura B13. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Puerto Ángel, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

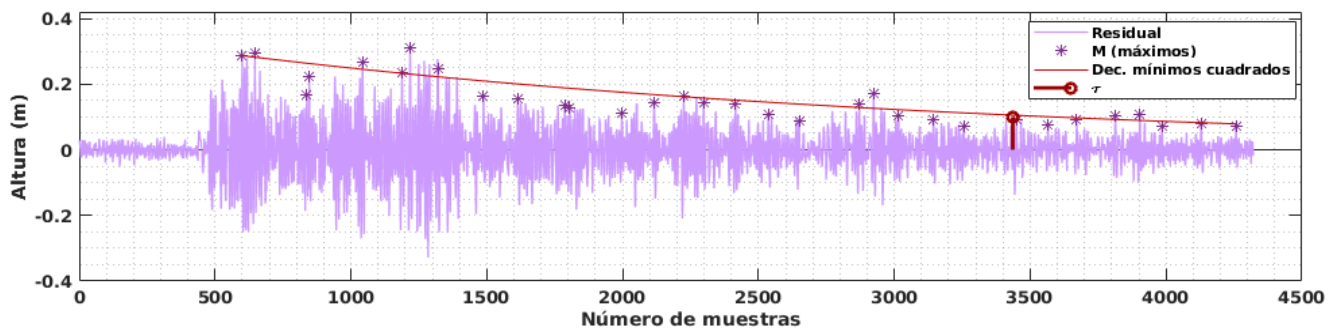


Figura B14. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

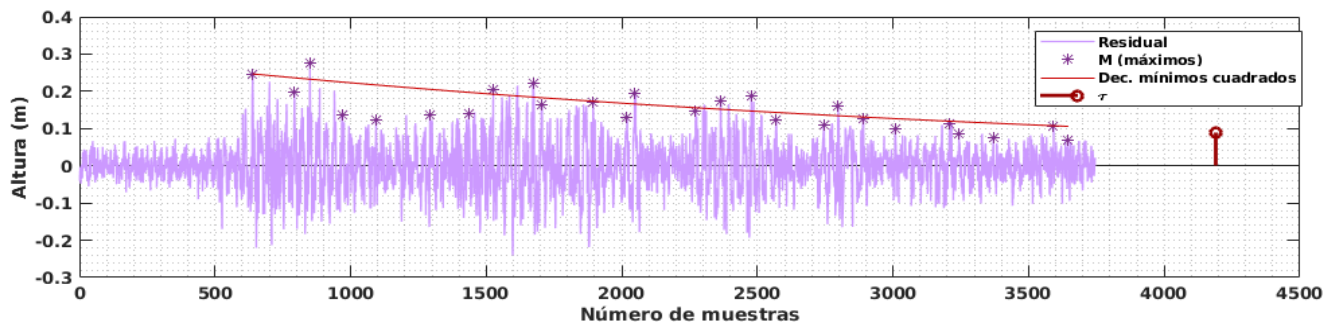


Figura B15. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

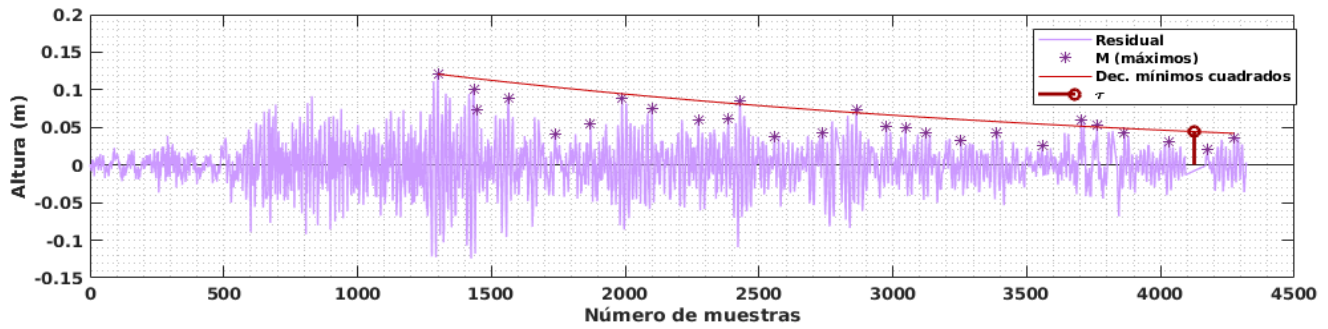


Figura B16. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

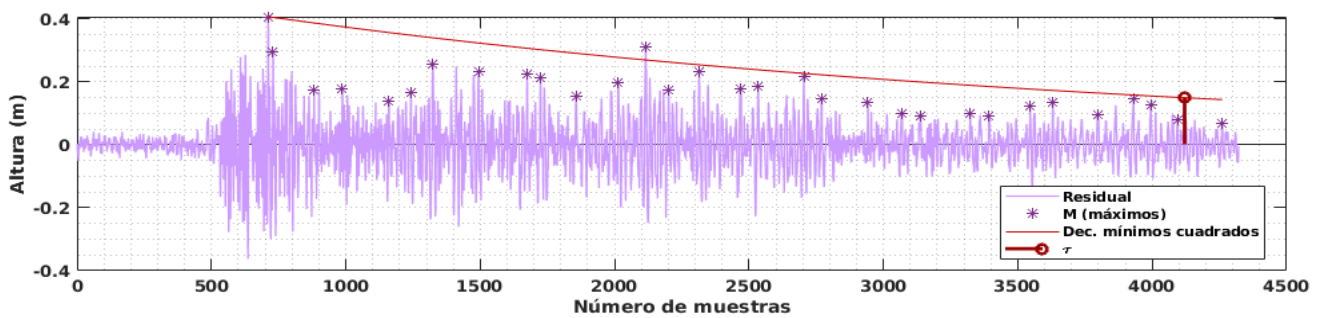


Figura B17. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Zihuatanejo, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

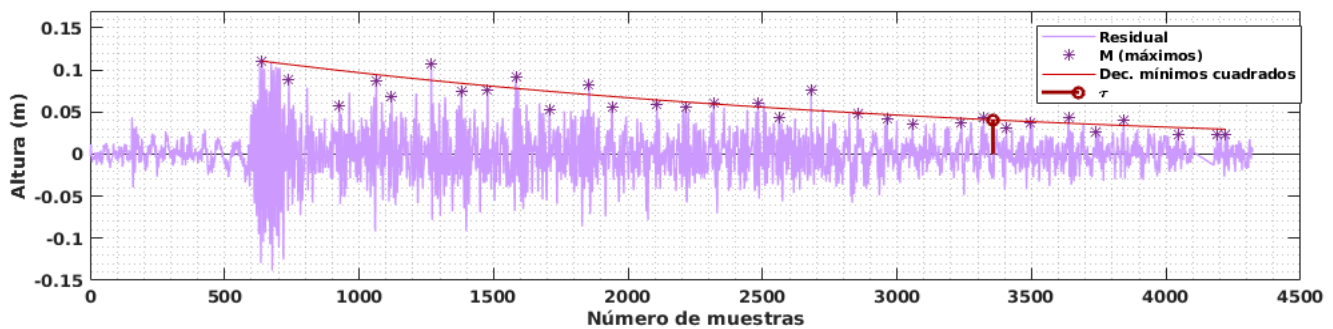


Figura B18. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Puerto Vallarta, Jalisco. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

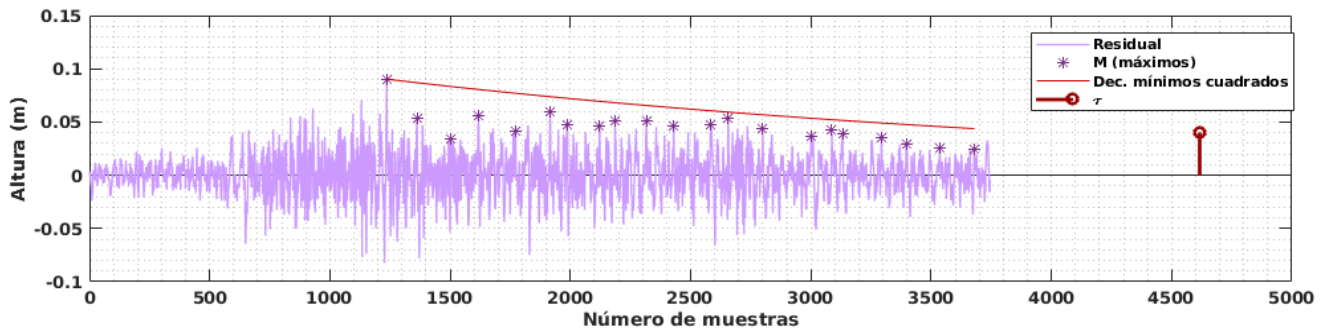


Figura B19. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Illapel, Chile, ocurrido el 16 de septiembre de 2015, registrado en la estación mareográfica de Mazatlán, Sinaloa. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

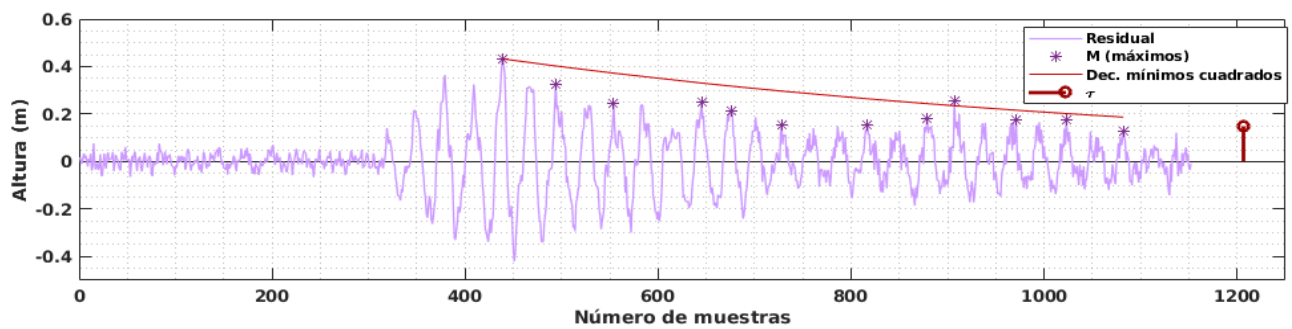


Figura B20. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Petatlán, Guerrero ocurrido el 18 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

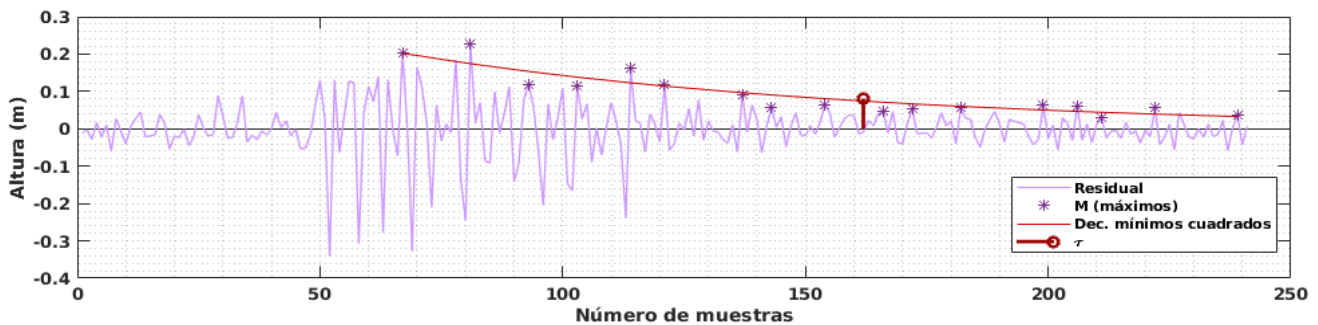


Figura B21. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Petatlán, Guerrero ocurrido el 18 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Zihuatanejo, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

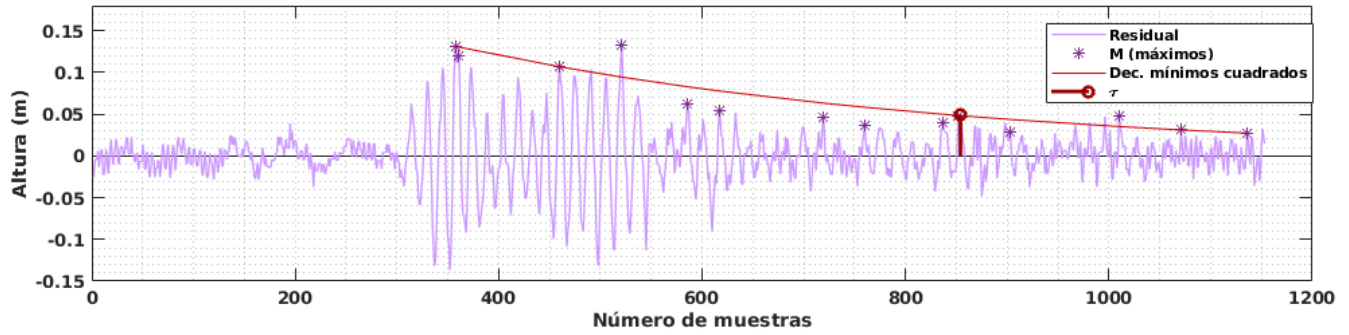


Figura B22. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Petatlán, Guerrero ocurrido el 18 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

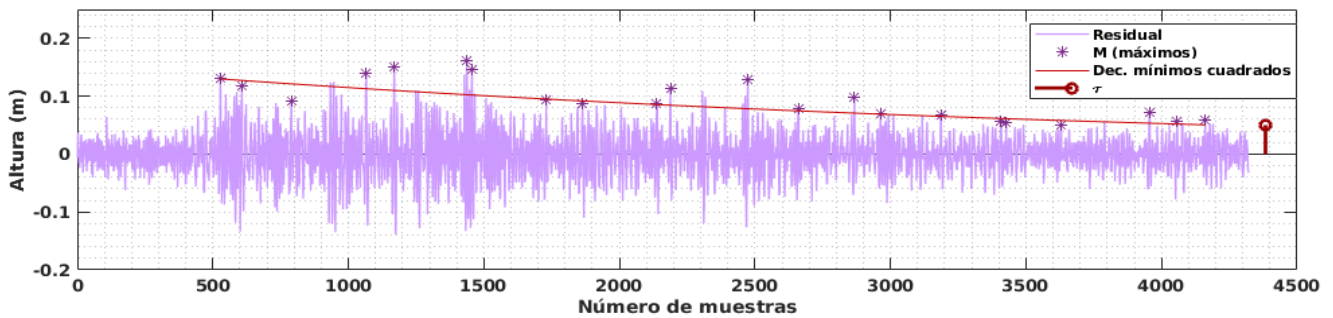


Figura B23. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Iquique, Chile ocurrido el 1 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

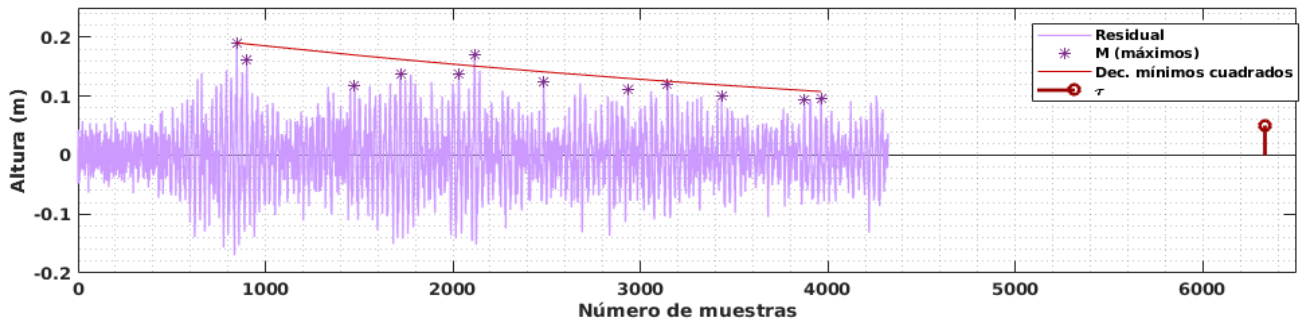


Figura B24. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Iquique, Chile ocurrido el 1 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

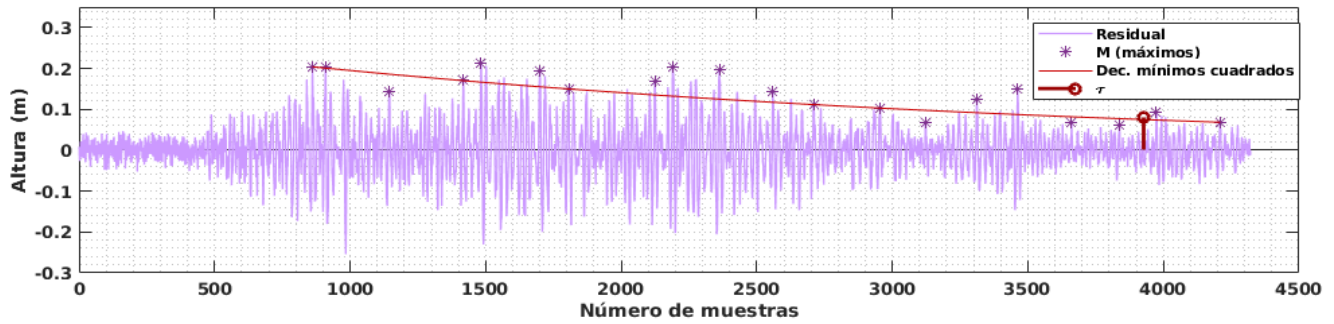


Figura B25. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Iquique, Chile ocurrido el 1 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Zihuatanejo, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

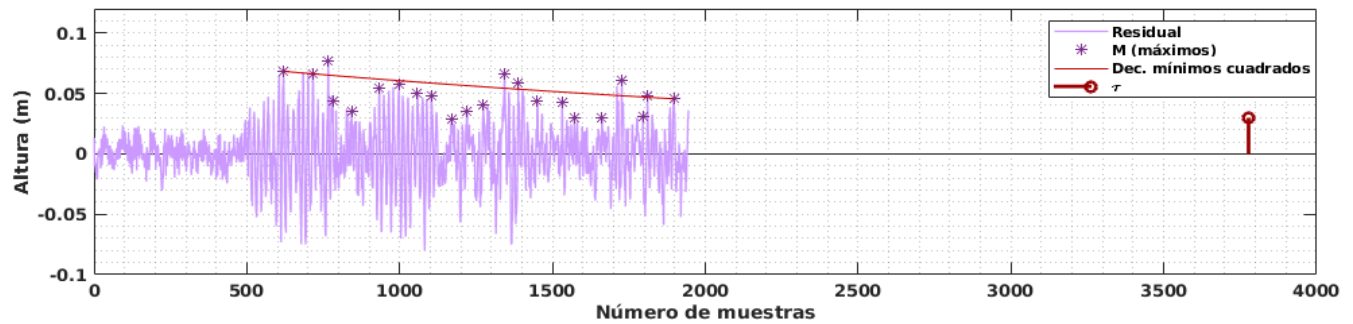


Figura B26. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Iquique, Chile ocurrido el 1 de abril de 2014, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

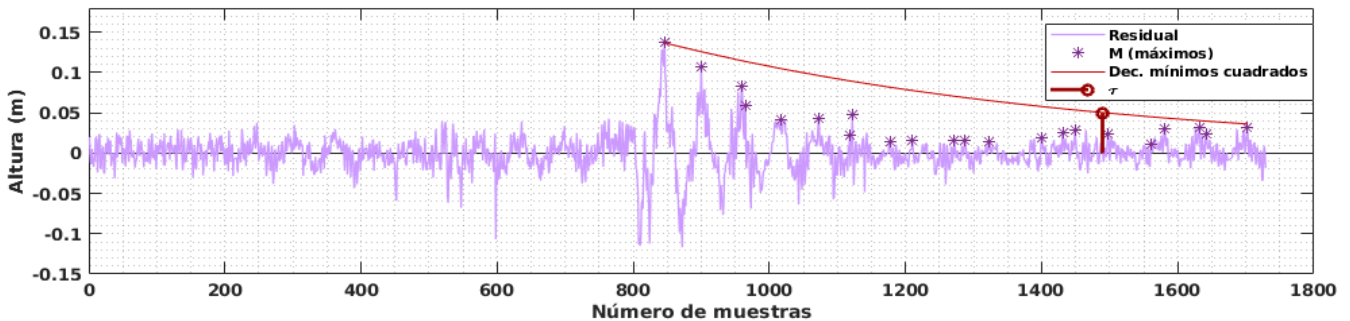


Figura B27. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Lázaro Cárdenas, Michoacán ocurrido el 22 de abril de 2013, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

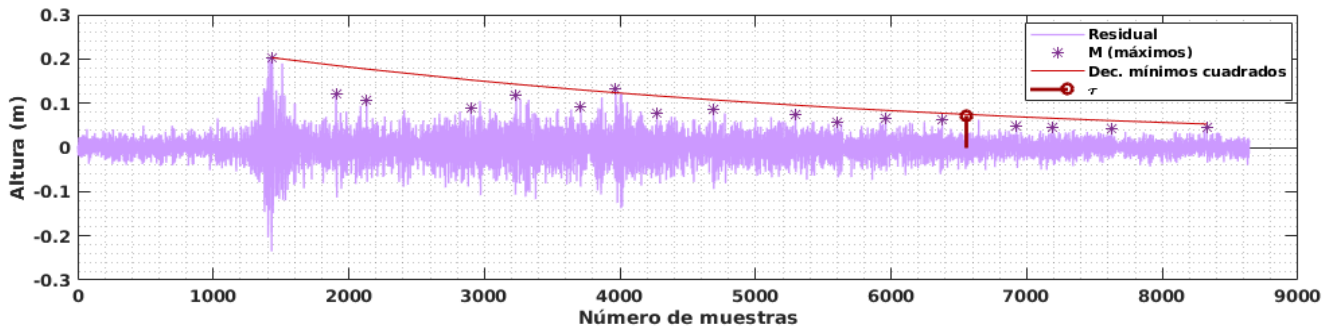


Figura B28. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Champerico, Guatemala ocurrido el 7 de noviembre de 2012, registrado en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

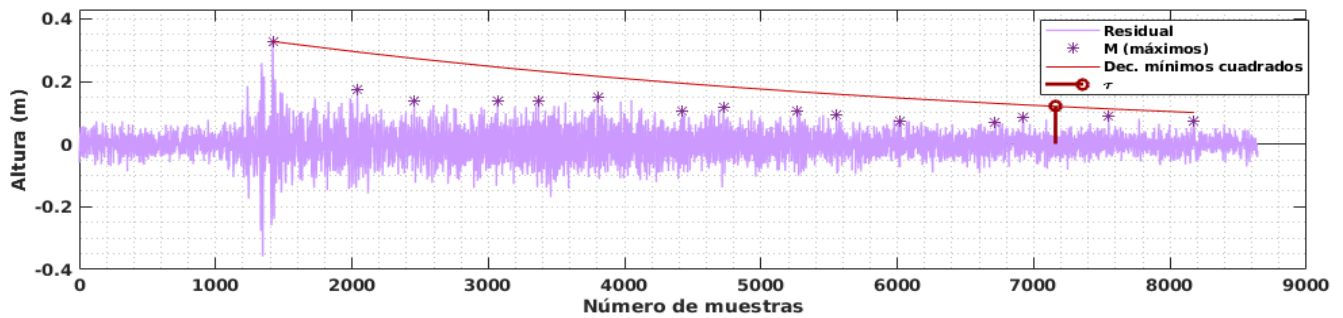


Figura B29. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Champerico, Guatemala ocurrido el 7 de noviembre de 2012, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

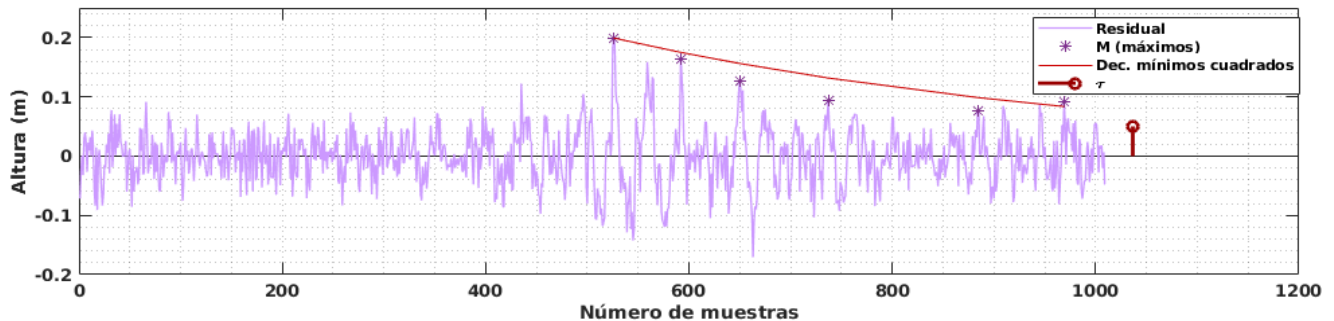


Figura B30. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Ometepec, Oaxaca ocurrido el 20 de marzo de 2012, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

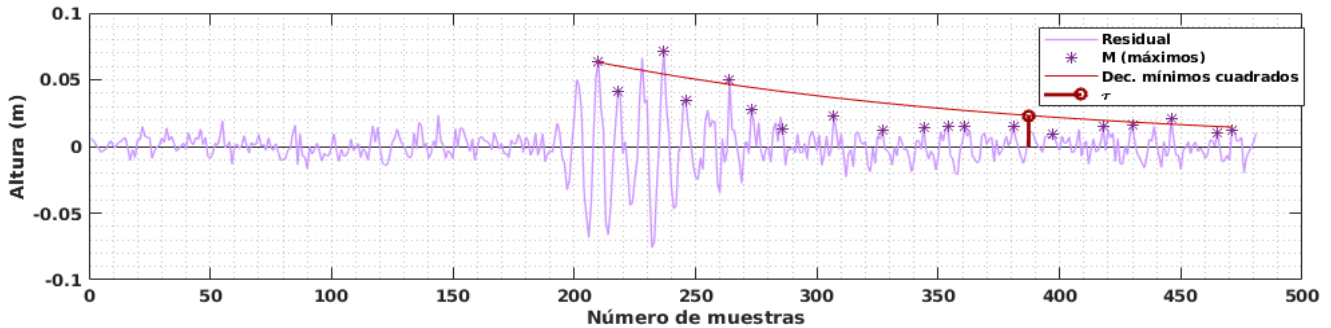


Figura B31. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Ometepec, Oaxaca ocurrido el 20 de marzo de 2012, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

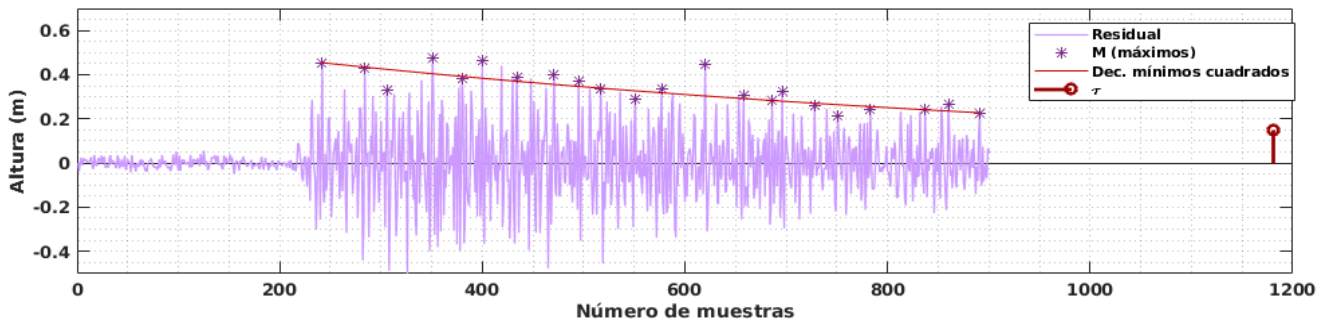


Figura B32. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

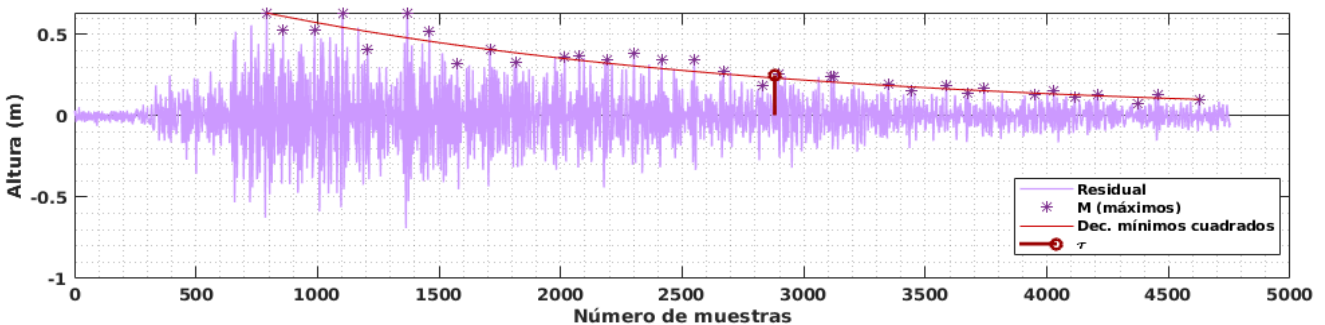


Figura B33. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Huatulco, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

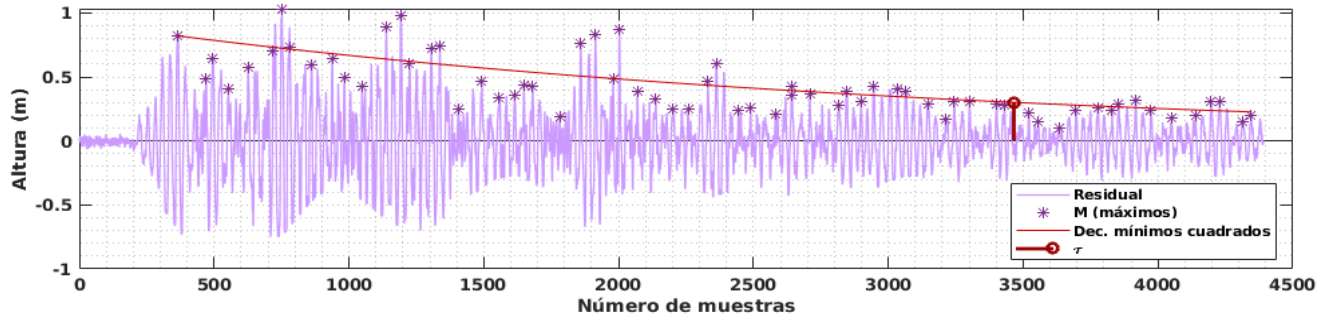


Figura B34. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

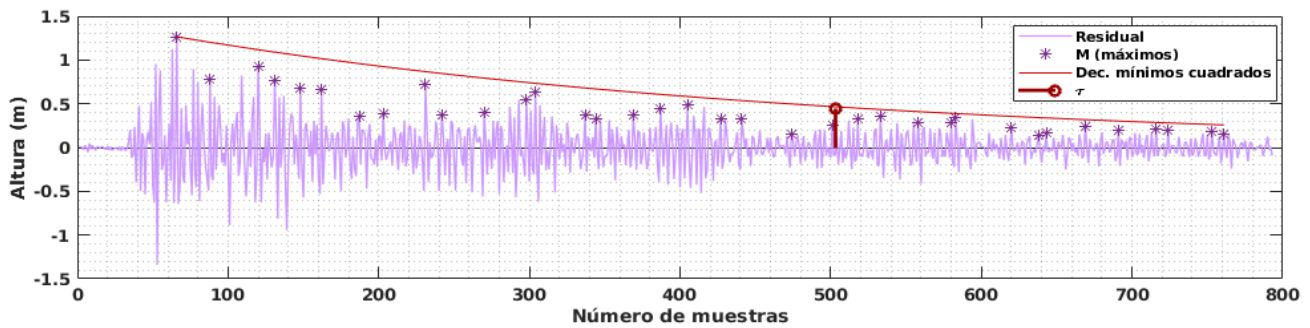


Figura B35. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Zihuatanejo, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

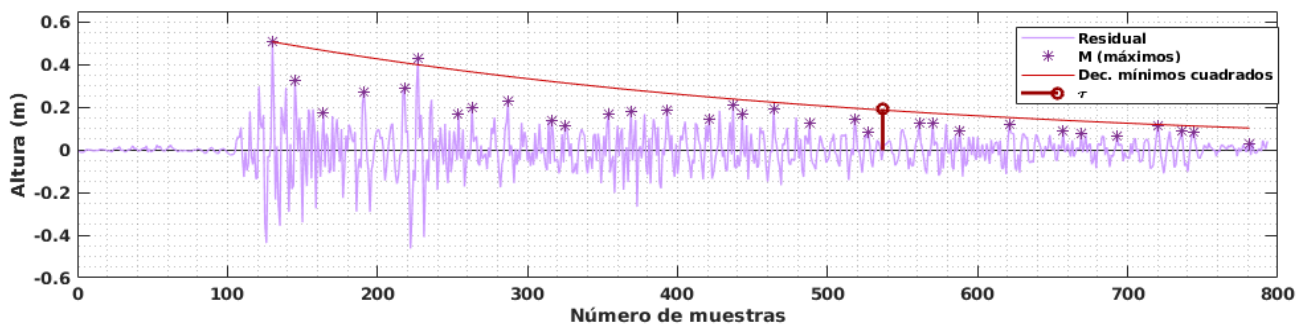


Figura B36. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

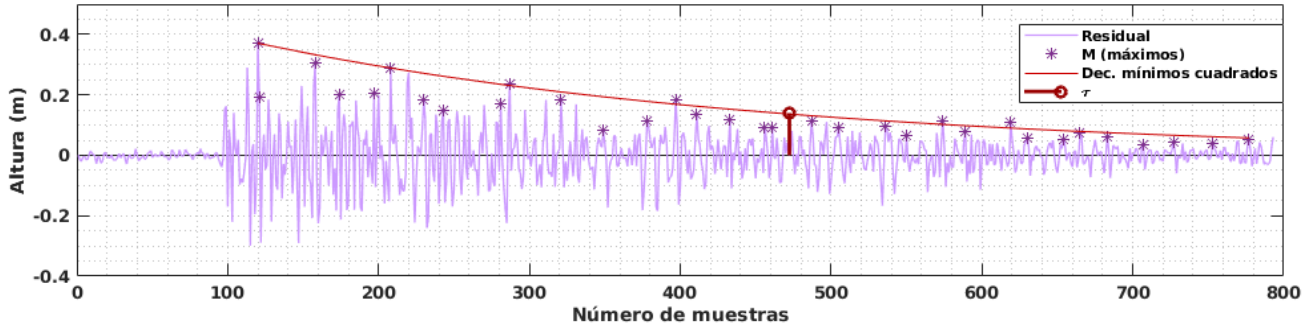


Figura B37. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Puerto Vallarta, Jalisco. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

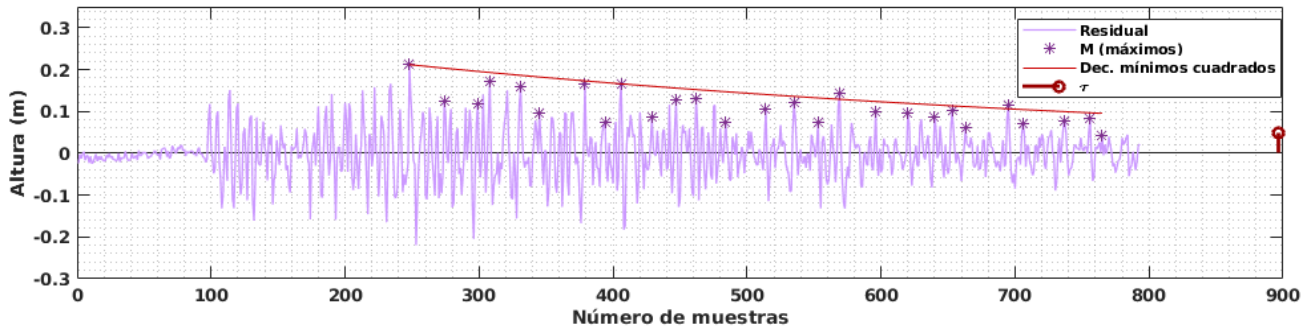


Figura B38. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de Mazatlán, Sinaloa. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

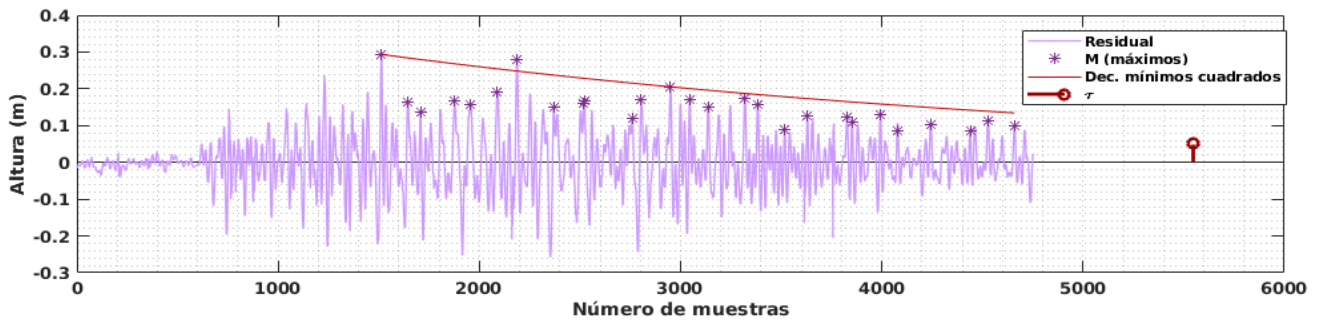


Figura B39. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Tohoku, Japón ocurrido el 11 de marzo de 2011, registrado en la estación mareográfica de La Paz, BCS. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

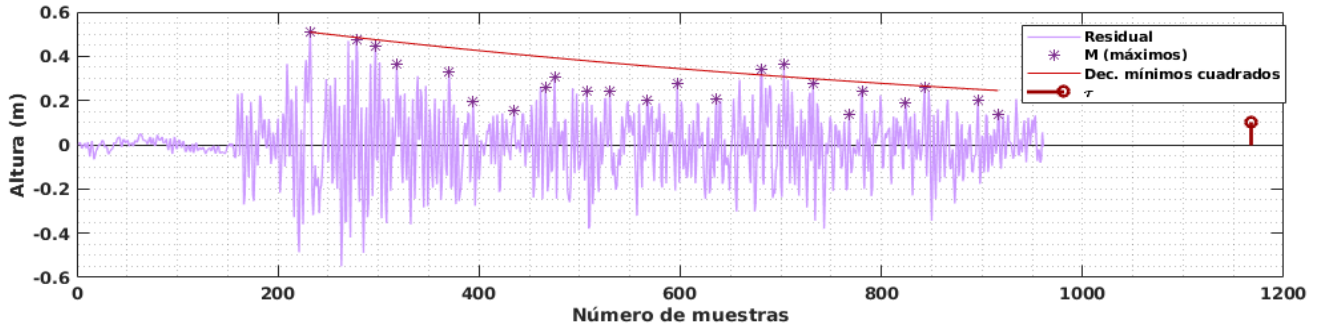


Figura B40. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Puerto Chiapas, Chiapas. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

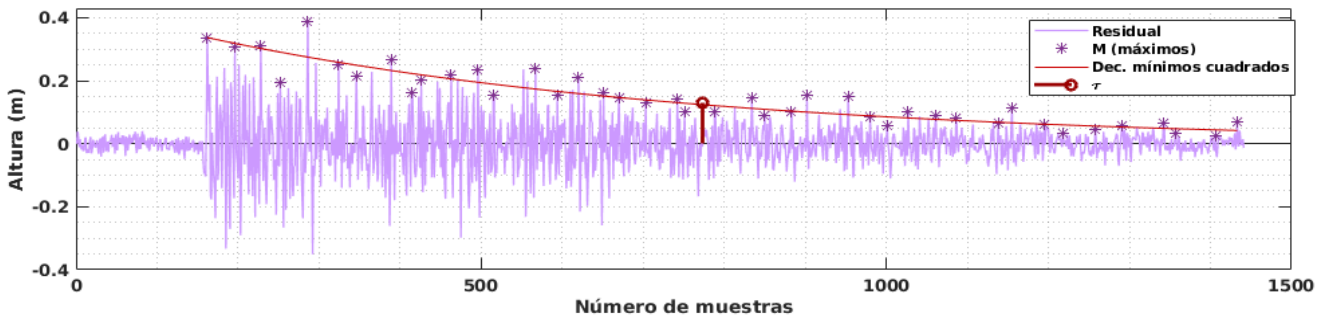


Figura B41. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oaxaca. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

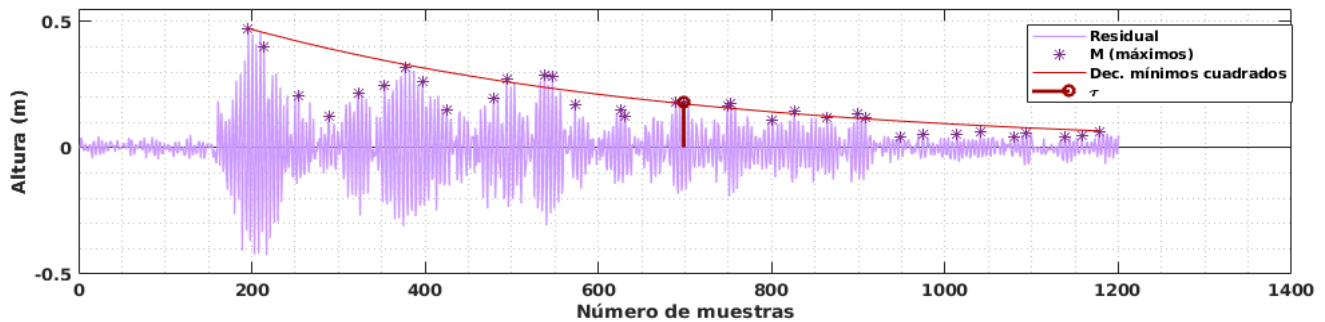


Figura B42. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

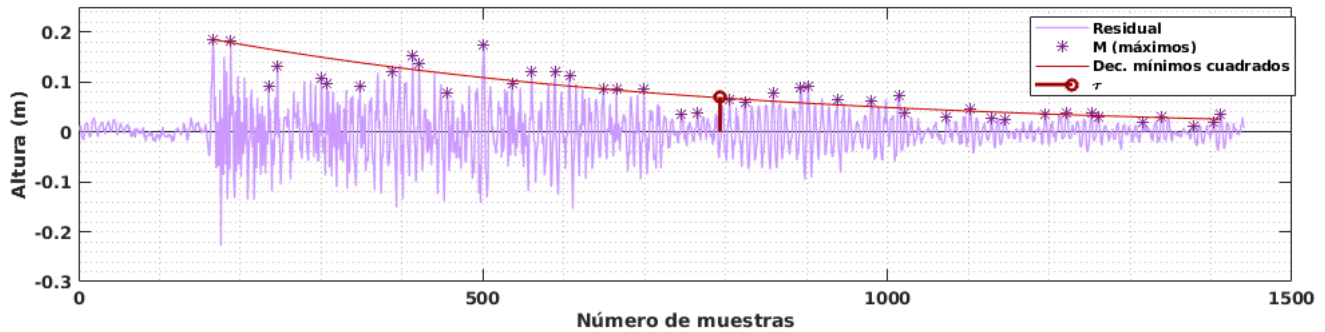


Figura B43. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Lázaro Cárdenas, Michoacán. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

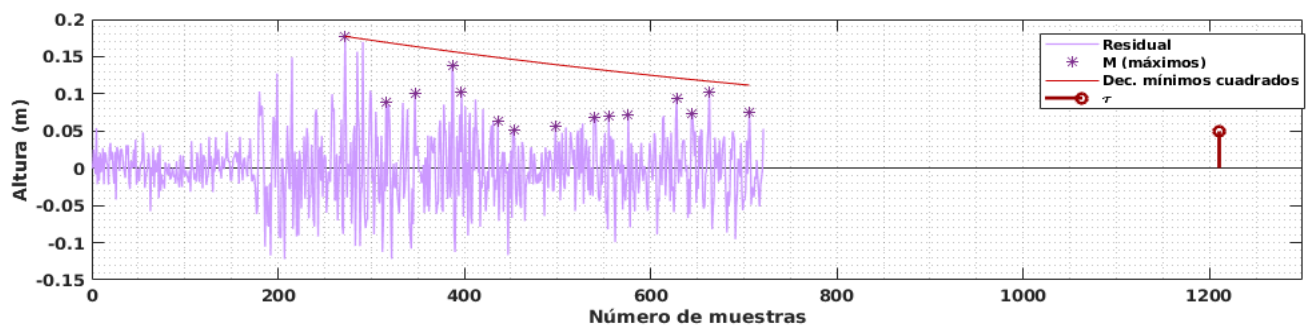


Figura B44. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de Mazatlán, Sinaloa. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

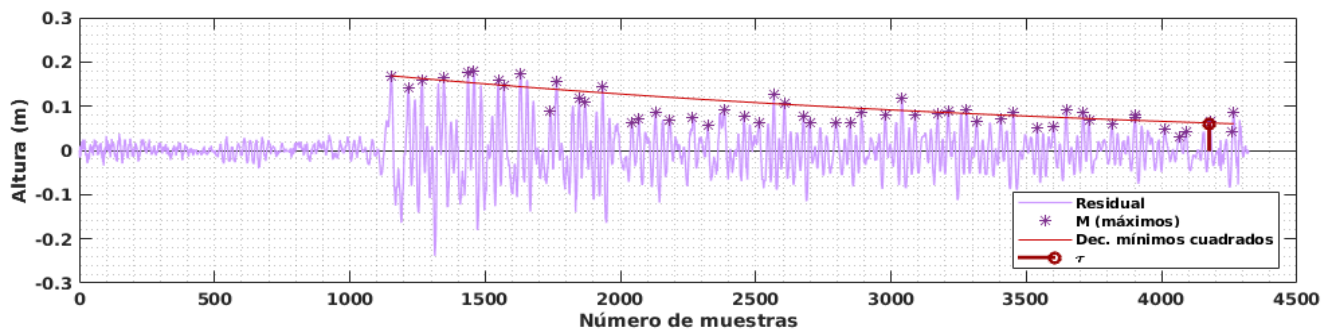


Figura B45. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de Maule, Chile ocurrido el 27 de febrero de 2010, registrado en la estación mareográfica de La Paz, BCS. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

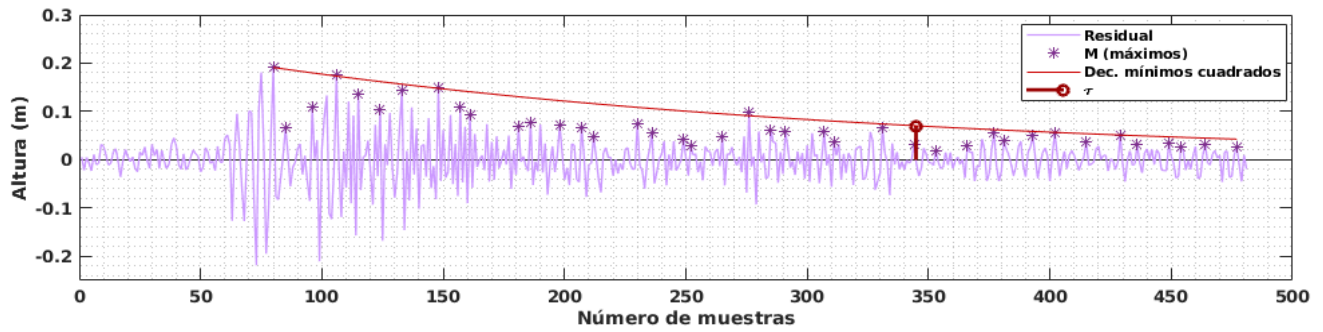


Figura B46. Ajuste de una función mediante el método de mínimos cuadrados a los máximos del residual del tsunami de las islas de Samoa, ocurrido el 30 de septiembre de 2009, registrado en la estación mareográfica de Acapulco, Guerrero. El parámetro τ indica el tiempo de decaimiento obtenido.

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4), 1561-1568. doi:10.1029/JB084iB04p01561
- Abe, K. (1989). Quantification of tsunamigenic earthquakes by the Mt scale. *Tectonophysics*, 166(1-3), 27-34. doi:10.1016/0040-1951(89)90202-3
- AFMEDIOS. (2018). “La ola verde que arrasó Cuyutlán”. México. Recuperado el 2019, de <https://www.afmedios.com/2018/11/la-ola-verde-que-arraso-cuyutlan/>
- Borrero, J., Titov, V., Ortiz, M., & Synolakis, C. (1997). Mexican earthquake generates tsunami, new data, and unusual photos. *EOS Trans.*, 78, 85-88.
- Cardona, O. D. (1993). Evaluación de la amenaza, la vulnerabilidad y el riesgo. Los desastres no son naturales, 51-74.
- CENAPRED. (2014). *TSUNAMIS, Serie Fascículos*. México: SECRETARÍA DE GOBERNACIÓN. Obtenido de <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/163071/6-FASCCULOTSUNAMIS-ilovepdf-compressed.pdf>
- Chu, Y., & Li, J. (2014). Extraction of two tsunamis signals generated by earthquakes around the Pacific rim. *Geodesy and Geodynamics*, 5(2), 38-47. doi:10.3724/SP.J.1246.2014.02038
- D'Onofrio, E. E., & Fiore, M. E. (2003). CLASES TEÓRICAS DE LA ASIGNATURA MAREAS. (U. d. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ed.)
- Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., & Hayes, G. (2012). W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010). *Geophysical Journal International*, 189(2), 1125-1147. doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x
- Farreras, S. F., & Sánchez, A. J. (1987). Generation, wave form and local impact of the September 19, 1985 Mexican tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, 5(1), 3-13.
- Garc, J. G., & J., Z. (2011). *Estadística básica para estudiantes de Ciencias*. Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Grivel, F. (1978.). *La Mareografía en México, Actividades de la secretaría de marina en la investigación oceanográfica*. Dirección general de oceanografía.

- Hatori, T. (1979). Relation between tsunami magnitude and wave energy . (U. Tokyo, Ed.) *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 54, 531-541.
- Hatori, T. (1986). Classification of tsunami magnitude scale . (U. Tokyo, Ed.) *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 61, 503-515.
- Hayashi, Y., Koshimura, S., & Imamura, F. (2012). Comparison of decay features of the 2006 and 2007 Kuril Island earthquake tsunamis. *Geophysical Journal International*, 190(1), 347-357. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05466.x
- Iida, K. (1956). Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the Islands of Japan. (N. University, Ed.) *The Journal of earth sciences*, 4(1), 1-43.
- Iida, K. (1970). The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. (E.-W. C. Press, Ed.) *Tsunamis in the Pacific Ocean*, 3-18.
- Imamura, A. (1942). History of Japanese tsunamis. *Kayo-No-Kagaku (Oceanography)*, 2(2), 74-80.
- Imamura, A. (1949). List of tsunamis in Japan. *J. Seismol. Soc. Jpn*, 2, 23-28.
- INEGI. (2015). *México en cifras*. Recuperado el 2019, de INEGI Servicios: <https://www.inegi.org.mx/app/areasgeograficas/>
- Información, D. (11 de 03 de 2016). El antes y el después tras el tsunami de Japón. Madrid. Recuperado el 2019, de <https://www.diarioinformacion.com/internacional/2016/03/11/despues-tsunami-japon/1737723.html>
- IOC. (2006). *Manual on sea level measurement and interpretation. Volume IV-An update to 2006*. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO. Obtenido de Intergovernmental Oceanographic Commission. (2006). Manual on sea level measurement and interpretation. Volume IV-An update to 2006. <http://hdl.handle.net/11329/213>
- IOC. (2012). *Tsunamis: Las grandes olas* (2da edición revisada ed.). París: Comisión Oceanográfica Intergubernamental, UNESCO. Obtenido de <http://www.prsn.uprm.edu/mediakit/docs/Tsunami%20Las%20Grandes%20Olas.pdf>
- IOC. (2013). *Glosario de tsunamis*. París: Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO.
- Levin, B. W., & Nosov, M. A. (2016). *Physics of Tsunamis* (2da ed.). Suiza: Springer. doi:10.1007/978-3-319-24037-4.

- Mathworks. (2019). *Transformada discreta de Fourier de un vector*. Obtenido de Centro de ayuda: <https://la.mathworks.com/help/matlab/ref/fft.html#buuutyt-6>
- Murty, T. S., & Loomis, H. G. (1980). A new objective tsunami magnitude scale. *Marine Geodesy*, 4(3), 267-282. doi:10.1080/15210608009379388
- National Geophysical Data Center, NOAA. (2019). *Global Historical Tsunami Database*. doi:10.7289/V5PN93H7
- NOAA. (2009). *Tsunami Event: Samoa Island*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard: https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=4440&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2010). *Tsunami Event: Central Chile*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard : https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=4682&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2011). *Tsunami Event: Honshu Island*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard : https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=5413&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2014). *Tsunami Event: Northern Chile*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard : https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=5557&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2015). *Tsunami Event: Central Chile*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard: https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=5590&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2018). *Off coast of Honduras*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Information, Natural Hazard, Tsunami Event: https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=5672&t=101650&s=9&d=99,91,95,93&nd=display
- NOAA. (2019). *May 1960: Surviving a Tsunami - Lessons from Chile, Hawaii, and Japan*. Obtenido de National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Circular 1187, Version 1.1: <https://www.weather.gov/jetstream/survive#back>

- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154. doi:10.1785/BSSA0750041135
- Ortiz, M., Kostoglodov, V., Singh, S. K., & Pacheco, J. (2000). New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(4), 349-357.
- Ortiz, M., Montoya, J. M., Toledano, N., & Islas, L. (2011). Efectos del tsunami de Japón en la Costa Occidental de México. (I. M. Transporte, Ed.) *NOTAS*(131). Obtenido de <https://imt.mx/resumen-boletines.html?IdArticulo=356&IdBoletin=132>
- Ortiz, M., Singh, S. K., Pacheco, J., & Kostoglodov, V. (1998). Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco Earthquake (Mw 8) estimated from tsunami data. *Geophysical Research Letters*, 25(15), 2857-2860. doi:10.1029/98GL02059
- Papadopoulos, G. A., & Imamura, F. (2001). A proposal for a new tsunami intensity scale. *ITS 2001 proceedings*, 5, 569-577.
- Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., & Stephenson, F. E. (2006). The Sumatra tsunami of 26 December 2004 as observed in the North Pacific and North Atlantic oceans. *Surveys in geophysics*, 27(6), 647-677. doi:10.1007/s10712-006-9000-9
- Ruiz, F., Javier, F., Sánchez, E., & Parras, L. (1998). *Bioestadística: Métodos y aplicaciones*. España: Universidad de Málaga.
- Sánchez Devora, A. J. (1981). Análisis espectral de tsunamis en la costa occidental de México, 1952 – 1979. Ensenada , Baja California: Universidad Autónoma de Baja California, Escuela Superior de Ciencias Marinas.
- Sánchez, A. J., & Ferreras, S. F. (1993). *Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la costa occidental de México*. United States Department of Commerce, National Geophysical Data Center. Obtenido de <ftp.ngdc.noaa.gov/hazards/publications/Wdcse-50.pdf>
- SMN. (2019). *Servicio Mareográfico Nacional*. Recuperado el 2019, de Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto de Geofísica: www.mareografico.unam.mx
- SSN. (2012). *Sismo del día 20 de marzo de 2012, Oaxaca (M 7.4)*. Obtenido de Servicio Sismológico Nacional, Reportes Especiales, Reporte de Sismo: <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Oaxaca-Guerreo-20marzo2012.pdf>
- SSN. (2013). *Sismo del día 21 de abril de 2013, Michoacán (M 5.8)*. Obtenido de Servicio Sismológico Nacional, Reportes Especiales, Reporte de Sismo:

- http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportesespeciales/2013/SSNMX_rep_esp_20130421_michoacan_M58.pdf
- SSN. (2014). *Sismo del día 18 de abril de 2014, Guerrero (M 7.2)*. Obtenido de Servicio Sismológico Nacional, Reportes Especiales, Reporte de Sismo: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2014/SSNMX_rep_esp_20140418_guerrero_M72.pdf
- SSN. (2017). *Sismo de Tehuantepec (2017-09-07 23:49 Mw 8.2)*. Obtenido de Servicio Sismológico Nacional, Reportes Especiales, Reporte de Sismo: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170907_Tehuantepec_M82.pdf
- Sucesos, L. V. (11 de 03 de 2011). El tsunami de Japón deja centenares de muertos, heridos y desaparecidos. España. Recuperado el 2019, de <https://www.lavanguardia.com/sucesos/20110311/54125035412/el-tsunami-de-japon-deja-centenares-de-muertos-heridos-y-desaparecidos.html>
- Telford, J., & Cosgrave, J. (2006). Joint evaluation of the international response to the Indian Ocean tsunami. *Tsunami Evaluation Coalition (TEC)*.
- USGS. (2009). *M 8.1 - Samoa Islands region*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000h1ys/executive>
- USGS. (2010). *M 8.8 - offshore Bio-Bio, Chile*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_30/executive
- USGS. (2011). *M 9.1 - near the east coast of Honshu, Japan*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20110311054624120_30#executive
- USGS. (2012). *M 7.4 - Oaxaca, Mexico*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000jghj/executive#executive>
- USGS. (2012). *M 7.4 - offshore Guatemala*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000jv5f#executive>

- USGS. (2014). *M 8.2 - 94km NW of Iquique, Chile*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000nzvd#map>
- USGS. (2015). *M 8.3 - 48km W of Illapel, Chile*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20003k7a#executive>
- USGS. (2018). *M 7.5 - 44km E of Great Swan Island, Honduras*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us1000c2zy#executive>
- USGS. (2019). *Earthquake Information by Region*. Obtenido de United States Geological Survey, Earthquake Hazard Program: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/byregion/>
- Zañartu, M. (2012). *Procesamiento Digital de Señales con Aplicaciones*. Universidad Técnica Federico Santa María. Obtenido de http://profesores.elo.utfsm.cl/~mzanartu/ELO313/Docs/ELO313_2012_FFT.pdf
- Zavala-Hidalgo, J., Trujillo-Rojas, K., Gómez-Ramos, O., Zarza-Alvarado, M., Hernández-Maguey, F., & Gutiérrez-Quijada, V. (2020). Tsunamis in the Mexican coasts during the period 2009-2018 and their behavior. *Coastal Engineering Journal*, 62(3), 429-444.