



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA**

**TSUNAMIS EN EL  
PACIFICO MEXICANO**

**TESIS**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:  
**INGENIERA GEOLOGA**

PRESENTA:

**ALAIDE SELENE CRUZ LOPEZ**

DIRECTOR DE TESIS:

**DR. ARTURO CARRANZA EDWARDS**



**MEXICO, D.F.**

**2005**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA  
OFICIO: FING/DICT/348/04

ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen  
Profesional

**M. C. GERARDO JOSÉ FERRANDO BRAVO**  
**Director**  
**Facultad de Ingeniería U.N.A.M.**  
**Presente**

La señorita **ALAÍDE SELENE CRUZ LÓPEZ** registrada en esta Facultad con el número de cuenta 09319678-5 en la carrera de **Ingeniero Geólogo**, habiendo concluido con los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le solicita atentamente autorizarle el siguiente jurado:

ASIGNACIÓN	NOMBRE	RFC
PRESIDENTE	ING. HÉCTOR LUIS MACÍAS GONZÁLEZ	MAGH400414
VOCAL	DR. ARTURO CARRANZA EDWARDS	CAEA430928
SECRETARIO	ING. ALBERTO ARIÁS PAZ	AIPA640511
1ER. SUPLENTE	M. C. LUIS ANTONIO AGUILAR PÉREZ	AUPL580831
2DO. SUPLENTE	M. en C. MAYUMY AMPARO CABRERA RAMÍREZ	CARM750608

**Atentamente**  
**"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"**  
Cd. Universitaria, D. F., a 29 de marzo de 2004

**El Jefe de la División**

**Enterado (a)**

M. en I. JOSÉ ÁNGEL GÓMEZ CABRERA

ALAÍDE SELENE CRUZ LÓPEZ

EP-4

FRN\*gtg



---

Índice	Pág.
Índice de Figuras	3
Índice de Tablas	5
RESUMEN	6
I. INTRODUCCIÓN	8
II. ZONA DE ESTUDIO	12
II.1 Localización	12
II.2 Clima	12
II.3 Hidrografía	14
II.4 Relieve	19
II.5 Tectónica	23
III. ORIGEN DE LOS TSUNAMIS	24
III.1 Que es un Tsunami	24
III.2 Mecanismos Generadores	25
III.2.1 Origen Tectónico	25
III.2.2 Erupciones Volcánicas Submarinas	34
III.2.3 Deslizamientos en el Talud Continental	36
III.2.4 Impacto de Meteoritos	37
III.3 Escalas de Magnitud de los Tsunamis	38
IV. CARACTERÍSTICAS DE LOS TSUNAMIS	41
IV.1 Conceptos básicos de las ondas	41
IV.2 Particularidades Físicas de los Tsunamis	43
IV.3 Arribo del Tsunami a la Costa.	48
IV.4 Clasificación de los Tsunamis	52
IV.5 Tsunamis Generados a Gran Distancia	52
V. PRESENCIA DE LOS TSUNAMIS EN MÉXICO	55
V.1 Tectónica de Placas en México	55
V.1.1 Subducción de la Placa de Cocos	55
V.1.2 La Brecha Sísmica de Michoacán	57
V.1.3 La Península de Baja California	58
V.2 Tsunamis en México	61
V.2.1 Tsunamis de Origen Local	63
V.2.2 Tsunamis de Origen Lejano	67
VI. DESASTRES PRODUCIDOS POR LOS TSUNAMIS	71
VI.1 Desastres Causados por Tsunamis	71



---

VI.1.1 Daños producidos por el momento del flujo.	71
VI.1.2 Daños producidos por la inundación.	71
V.1.3 Daños producidos por socavamiento.	72
VI.2 Cronología de Tsunamis y Efectos Costeros en México	72
Cronología	72
VII. ALERTA DE TSUNAMIS	88
VIII. MITIGACIÓN DE LOS TSUNAMIS	95
VIII.1. Región del Océano Pacífico Centro y Sur	95
VIII.2. Región del Golfo de California	95
VIII.2. Municipios Costeros de México con Riesgo Potencial de Tsunamis	96
VIII.2.1. Ubicación de cada municipio con respecto al origen de los tsunamis.	96
VIII.2.2 Principales Municipios y Poblaciones con Riesgo Potencial a los Efectos de un tsunami.	99
VIII.3 Evaluación del Riesgo y de la Vulnerabilidad de las Comunidades Costeras Susceptibles a su Ataque.	101
VIII.4 Recomendaciones a la Población Expuesta al Impacto por Tsunamis	104
VIII.4.1 Antes de que Ocurra un Tsunami	104
VIII.4.2 Durante un Tsunami	105
VIII.4.3 Después de un Tsunami	106
IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	107
BIBLIOGRAFÍA	110



---

## Índice de Figuras

Figura II.1. Localización de la zona de estudio.

Figura II.2. Mapa climático de la Costa del Pacífico.

Figura II.3. Mapa de ríos principales que desembocan en el Pacífico.

Figura II.4. Divisiones del relieve mexicano.

Figura II.5. Placas tectónicas. Zona de tsunamis de origen lejano y tsunamis de origen cercano.

Figura III.1. Placas tectónicas.

Figura III.2. Espesor de la corteza ya sea oceánica o continental.

Figura III.3. Generación de tsunamis por tectonismo.

Figura III.4. Mecanismo de generación de tsunamis en zonas de subducción.

Figura III.5. Representación de las ondas Love.

Figura III.6. Representación de las ondas Rayleigh.

Figura III.7. Clasificación de los sismos.

Figura III.8. Intensidad de los tsunamis.

Figura III.9. Generado por erupciones volcánicas.

Figura III.10. Generado por deslizamiento de laderas.

Figura IV.1 Onda longitudinal.

Figura IV.2. Onda transversal.

Figura IV.3. Partes de una onda.

Figura IV.4. Refracción de ondas.

Figura IV.5. Difracción de ondas.

Figura IV.6. Transformación de las ondas de los tsunamis.



Figura IV.7. Tiempos de propagación.

Figura IV.8. Altura de la embestida (run-up).

Figura IV.9. Trayectoria del tsunami de Chile.

Figura IV.10. Refracción de las ondas en el agua.

Figura V.1. Tectónica de placas del Pacífico Mexicano.

Figura V.2. Subducción en la margen occidental de México.

Figura V.3. Zona de subducción de México.

Figura V.4. Sistema de fallas y zonas de dispersión. Golfo de Baja California.

Figura V.5. Deslizamiento horizontal de grandes fallas.

Figura V.6. Mapa de sismicidad desde 1974-1995.

Figura VII.1. Sistema de alerta de los tsunamis en el Pacífico Mexicano.

Figura VII.2. Sistema de monitoreo de tsunamis.

Figura VII.3. Boya oceanográfica.

Figura VIII.1. Mapa de inundaciones de Baja California.



---

## Índice de Tablas

- Tabla II.1. Clima y precipitación en los distintos estados costeros del Pacífico.
- Tabla III.1. Relación entre momento sísmico y la altura de la ola.
- Tabla III.2. Ejemplos de tsunamis.
- Tabla III.3. Escala de tsunamis Inamura.
- Tabla III.4. Grados de tsunamis según lida.
- Tabla III.5. Escala propuesta por Wiegel.
- Tabla IV.1. Velocidad de propagación.
- Tabla IV.2. Tiempos de propagación de tsunamis.
- Tabla V.1. Regiones de tsunamis según su origen.
- Tabla V.2. Tsunamis de origen local y distante según entidad federativa.
- Tabla V.3. Zonas posibles afectada por tsunamis en el Golfo de México.
- Tabla V.4. Resumen de los tsunamis de origen local en México.
- Tabla V.5. Resumen de los tsunamis de origen lejano en México.
- Tabla VIII.1. Rangos de concentración según densidad de población.
- Tabla VIII.2. Valor asignado según actividad sísmica.
- Tabla VIII.3. Daños materiales según grado de marginación.
- Tabla VIII.4. Daños a personas según grado de marginación.
- Tabla VIII.5. Nivel de respuesta relacionada al grado de marginación y nivel escolar.
- Tabla VIII.6. Número de municipios expuestos a tsunamis por entidades federativas.
- Tabla VIII.7. Valoración del riesgo por densidad de población.
- Tabla VIII.8. Municipios en la zona del Pacífico Mexicano.



## RESUMEN

A la secuencia de olas que se generan cuando cerca o en el fondo del océano ocurre un terremoto, se le denomina tsunami o maremoto. Al acercarse a la costa estas olas pueden alcanzar alturas de varios metros y provocar grandes pérdidas humanas y materiales.

La gran mayoría de los tsunamis tiene su origen en el contorno costero del Pacífico, es decir, en zonas de subducción. Se generan cuando se presenta un movimiento vertical del fondo marino ocasionado por un sismo de gran magnitud cuya profundidad sea menor que 60 km.

Otras causas mucho menos frecuentes de tsunamis son las erupciones de volcanes submarinos, impacto de meteoritos o deslizamientos de tierra bajo el mar.

Los tsunamis se clasifican en locales, cuando el sitio de arribo se encuentra dentro o muy cercano a la zona de generación, regionales, cuando el litoral invadido está a no más de 1000 km, y lejanos, cuando se originan a más de 1000 km.

Los tsunamis pueden alcanzar longitudes de onda hasta de 100 Km. y periodos de una hora. Como resultado de su longitud de la onda larga, los tsunamis se comportan como ondas superficiales. Una onda se convierte en una ola de bajo fondo cuando el cociente entre la profundidad del agua y su longitud de onda es muy pequeño. Las ondas superficiales se mueven a una velocidad igual a la raíz cuadrada del producto de la aceleración de la gravedad ( $9.8 \text{ m/s}^2$ ) y de la profundidad del agua. Esto implica que en el Océano Pacífico, donde la profundidad media del agua es de unos 4.000 m, un tsunami viajaría a 200 m/s, unos 700 km/hr. Debido a que la relación por la cual una onda pierde su energía se relaciona inversamente con su longitud de onda, los tsunamis no solo se propagan a altas velocidades, sino que viajan a grandes distancias, transoceánicas con poca pérdida de energía.

La estadística de tsunamis ocurridos en la costa occidental de México es poco precisa, ya que excepto algunos lugares, por ejemplo Acapulco, antes del siglo XIX esta región tuvo una muy escasa población y, por otra parte, la operación de la red de mareógrafos con que se registran tales fenómenos comenzó a funcionar hasta 1952.

Los tsunamis de origen local en México, se presentan aproximadamente en el año de 1732, y los de origen lejano desde 1952. Para las costas de Baja California, Sonora y Sinaloa se considera en términos generales que la altura de ola máxima esperable es de 3 m, mientras que en el resto de la costa occidental dicha altura



---

es hasta de 10 m. Dado que en el Golfo de California el movimiento entre placas es lateral y el componente vertical en el movimiento del fondo marino es mínimo, se esperaría que no se produjeran tsunamis locales.

Los sistemas de advertencia contra tsunamis están diseñados para alertar a las poblaciones costeras respecto a la aproximación de una serie de olas gigantes que pueden llegar a ser destructivas.

El Centro Internacional de Información de Tsunamis (ITIC), localizado en Honolulu, Hawaii, fue establecido en Noviembre de 1965 por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia, y la Cultura (UNESCO). El ITIC trabaja estrechamente con el Centro de Alarma de Tsunami del Pacífico (PTWC). México al igual que otros 25 países pertenece a estos sistemas de alerta de tsunamis.

El ITIC es responsable de supervisar las actividades internacionales de alerta contra tsunamis en el Pacífico y ayuda a las mejoras de las comunicaciones, redes de computadoras, adquisición de datos y diseminación de información. Emite la información hacia los Miembros y No –Miembros sobre sistemas de alerta de tsunamis, promueve investigación sobre tsunamis y su aplicación para prevenir pérdidas de vida y daños a la propiedad.

En México faltan medidas de prevención de tsunamis y medidas de mitigación de los mismos. La UNAM en conjunto con el CICESE están haciendo trabajos conjuntos para mejorar esta clase de actividades.



## I. INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son fenómenos naturales que pueden llegar a ser muy violentos y causar severos daños a importantes poblaciones costeras. Son eventos relativamente comunes en la naturaleza y constituyen eventos derivados de fuerzas físicas importantes.

El territorio nacional se encuentra sujeto a una gran variedad de fenómenos naturales, ya que por sus condiciones topográficas, geológicas y climatológicas se favorecen fenómenos peligrosos; por ello los científicos se encuentran muy interesados en estudiarlos, por su origen, características y posibilidad de mitigarlos. La presencia humana es un factor que da lugar al riesgo, el cual es cada día mayor, pues el incremento de la población ha sido muy acelerado en México.

Uno de los fenómenos naturales que interesan estudiar causa y efectos en México son los Tsunamis por su impacto principalmente en zonas donde hay una extensa población. Los tsunamis son menos frecuentes que las erupciones volcánicas y los sismos, pero constituyen un peligro para los habitantes que viven en las zonas costeras ya que provoca pérdidas de vida y daños materiales.

Los tsunamis son series de ondas gravitacionales largas con longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros y cuyas amplitudes o alturas caen en ordenes de magnitud seis veces menores (algunas decenas de centímetros) mientras se encuentran en agua profunda. Se forman en los océanos o cuencas costeras cuando ocurre alguna alteración de corta duración (segundos a pocos minutos) pero de una gran extensión en su superficie libre (centenas de kilómetros cuadrados). Los periodos de sus ondas son de 15 o 60 minutos, y sus velocidades de propagación de varios cientos de kilómetros por hora en aguas profundas. Los sismos grandes con profundidad focal relativamente superficial son los causantes de la mayoría de estas ondas. Otros agentes causantes de tsunamis, pero menos frecuentes, son las erupciones volcánicas submarinas, impactos de meteoritos, deslizamientos submarinos y explosiones nucleares (CENAPRED, 1997).

Aunque los tsunamis de origen volcánico son escasos. Aun así, se han registrado tsunamis que han causado muchos daños, como el ocurrido en Indonesia por el volcán Krakatoa en 1883, o como los deslizamientos de tierra submarinos ocurridos en la Bahía de Sagame en Japón en 1933.

Un tsunami no es una monstruosa muralla de agua que se genera de la nada para atrapar barcos o comunidades costeras, sin embargo es una de las fuerzas de la naturaleza más imponentes y se expresa como una serie de ondas en el mar capaces de desplazarse a través de un océano completo con velocidades hasta de 900 Km. por hora (Prager, 2001).



Dichas olas suelen tener en medio del océano una altura de sólo algunos metros, pero conforme avanza hacia aguas costeras someras, la altura puede alcanzar hasta más de 20 metros produciendo una enorme rompiente que puede devastar las zonas costeras bajas situadas a algunos miles de kilómetros desde el origen del tsunami (Robinson, 1990).

La palabra tsunami procede del japonés *tsu* “puerto” y *nami* “ola”, y en español se le llama *maremoto*. Aunque el *maremoto* es la invasión súbita de la franja costera por las aguas oceánicas debido a un tsunami, se les considera como sinónimos.

Los tsunamis se clasifican en locales, cuando el sitio de arribo se encuentra a lo más a una longitud de onda en agua profunda, de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo), o esta dentro de ella. Se les consideran remotos (o *tele-tsunamis*), si están a más de una longitud de onda o se encuentran afuera de la zona de generación y *trans – pacíficos* o *destructivos* a distancia, si causan destrucción en costas lejanas a través del océano, o a más de 1000 Km. de distancia de su origen.

Los tsunamis son fenómenos que pueden generarse en cualquier océano, mar o lago; de hecho, en cualquier gran masa de agua. Cada región del mundo parece tener un patrón y una frecuencia de aparición de tsunamis, que pueden ser pequeños e inocuos, o grandes y muy destructivos.

Los tsunamis no se pueden percibir en mar abierto debido a que su amplitud de onda es menor de un metro. Las crestas de las olas pueden distar más de 100 Km. Así que los pasajeros de los barcos, en aguas profundas lejos de la costa, ni verán ni sentirán el tsunami que se desplaza por debajo de ellos a alta velocidad. Lo percibirán como una simple oscilación de la superficie del mar. Por esta misma razón, los tsunamis no se pueden detectar desde el aire; desde el cielo las olas de tsunamis no se distinguen de las olas oceánicas normales.

La mayor parte de los tsunamis tienen lugar en el océano Pacífico y en los mares que lo bordean. La razón es que este océano ocupa más de un tercio de la superficie terrestre y está rodeado de cadenas de montañas, grandes fosas oceánicas y un arco de islas denominado “cinturón de fuego”, que es donde se producen la mayor parte de los terremotos.

Aunque no son tan frecuentes, también se han registrado tsunamis destructivos en el océano Atlántico y en el Índico, el Mar Mediterráneo e incluso en masas de agua menores, como el Mar del Mármara (Turquía). En 1999, un gran terremoto cuyo origen estaba en una falla al norte de Anatolia, generó un tsunami local que afectó particularmente a la Bahía de Izmir (Pontes, 2005).



Para México, y de acuerdo con el Atlas Nacional de Riesgos (1994), existen reportes de tsunamis en la costa del Pacífico a partir de 1732 a la fecha, periodo en el cual se han registrado 39 fenómenos de este tipo. De los 39 eventos ocurridos, 27 son de origen local y 12 de puntos lejanos. Por lo que refiere a los tsunamis de origen local, 25 (94%) se han presentado en el litoral del Pacífico y 2 (6%) en el Golfo de México.

México cuenta con una zona de origen de tsunamis, particularmente en la región de la costa central ubicada en el pacífico, en donde la Placa de Cocos se introduce bajo la Placa de Norteamérica, en la Fosa Mesoamericana; cabe señalar que esta zona no llega a la costa oeste de Baja California, debido a que el borde de la placa del pacífico se encuentra a lo largo del Golfo de California, constituyendo así una falla de corrimiento lateral no tsunamigénica.

Las costas de Baja California no son entonces zonas de llegada de tsunamis de origen local, pero si de tsunamis de origen lejano, lo que hace posible implementar un sistema regional de alarma que opere en tiempo limitado pero suficiente para ser eficaz.

Por tal razón la investigación solo se hará para las Costas del Pacífico Mexicano pero no dejando de remarcar que es muy importante tener monitoreada toda la costa del pacífico mexicano incluyendo al Golfo de México porque cualquier tipo de prevención es útil para la protección de la vida humana y las construcciones.

México a pesar de que es miembro fundador del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico, aun se encuentra muy atrasado, tanto en tecnología como en medidas de prevención y mitigación de tsunamis. México cuenta con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior en Ensenada (CICESE) organismo que ha realizado las mayores investigaciones y medidas para la mitigación de estos eventos geológicos. El CICESE en conjunto con el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) ha elaborado folletos para divulgación en los estados posiblemente afectados por un tsunami.

En la actualidad las autoridades de la Secretaría de Marina, la Dirección General de Protección Civil (Secretaría de Gobernación), UNAM y CICESE, coordinan actualmente sus esfuerzos en el estudio de la estructuración de un futuro Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis en México.

El objetivo general de esta tesis es contribuir al conocimiento de los tsunamis y su eventual impacto en México.

Los objetivos particulares son:

a) Analizar las diversas causas que generan tsunamis.



- b) Conocer sobre las propiedades físicas de los tsunamis.
- c) recopilar información de tsunamis ocurridos en el Pacífico Mexicano y sus consecuencias.
- d) Analizar las medidas de prevención y mitigación de tsunamis.

## II. ZONA DE ESTUDIO

### II.1 Localización

La zona de estudio se encuentra localizada en la margen Pacífica de México, desde la frontera de México con los Estados Unidos hasta la frontera con Guatemala. Se ubica entre los 32° 43' 06" de latitud norte y 14° 32' 27" latitud norte, y entre 118° 27' 24" de longitud oeste y 90° 22' 00" de longitud oeste.

La costa del Pacífico Mexicano (Figura II.1) está constituida por los siguientes estados: Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Cuentan con una superficie de 787,617.696 Km<sup>2</sup> que representa el 40.2% del total de la República Mexicana. Al Norte limita con los estados Unidos de Norteamérica, al sur con Guatemala al este con el resto del la República y al oeste con el Océano Pacífico INEGI, 2000 a.



Figura II.1. Localización de la zona de estudio (Tomada de INEGI, 2005)

### II.2 Clima

El clima es el resultado de la interacción de diversos elementos y factores atmosféricos, como la lluvia, el viento, la vegetación, la altitud, los cuerpos de agua y el relieve.

Uno de los elementos meteorológicos de mayor importancia que rige el clima es la lluvia, este factor es muy variable según las regiones, por consiguiente se puede hablar de un México con clima húmedo, donde las lluvias pueden ser más de los 800 l/m<sup>2</sup> anuales, y un México con clima seco donde son muy bajas los volúmenes (CIBEIBER, 1998)

La situación geográfica de México, tanto la latitud, como altitud y la relación con la distribución de tierras y mares, conceden al país a una diversidad de climas, que



aumenta aún más por las características especiales de relieve del territorio nacional. Según el Atlas de México, 1999, estas características hacen que el país cuente con una variedad de climas, pudiéndose distinguir hasta cuatro climas en el territorio mexicano: cálido-húmedo o tropical-lluvioso, desértico o seco, templado-cálido o templado-lluvioso y de altura o polar (Figura II.2) y (Tabla II.1).



Figura II.2. Mapa climático de la costa del Pacífico (Modificado de Channel, 1990).

Tabla II.1. Clima y precipitación en los distintos estados costeros del Pacífico.

ESTADO	CLIMA	PRECIPITACIÓN
Baja California	El clima en la parte norte va de Templado subhúmedo a seco y en la zona sur se caracteriza por un clima muy seco.	Con lluvias ocasionales en invierno.
Baja California Sur	Este estado va de un clima seco a un muy seco seco.	Lluvias escasas en invierno.
Sonora	Presenta un clima que va de Templado subhúmedo, seco y muy seco.	Con un clima templado sub-húmedo se presenta lluvias en verano.
Sinaloa	Generalmente tiene un clima Cálido subhúmedo, Templado subhúmedo y seco.	Lluvias en verano.
Nayarit	Presenta un clima que va de cálido subhúmedo a templado subhúmedo	Con lluvias en verano



Tabla II.1.(Cont) Clima y precipitación en los distintos estados costeros del Pacífico.

ESTADO	CLIMA	PRECIPITACIÓN
Jalisco	Tiene climas que van de Calido subhúmedo a templado subhúmedo	Lluvias en verano
Colima	Cálido subhúmedo a templado subhúmedo.	Lluvias en verano
Michoacán de Ocampo	Tiene climas que van desde Cálido subhúmedo, templado subhúmedo y seco.	Abundantes lluvias en verano.
Guerrero	Cálido subhúmedo, templado subhúmedo a seco.	Con lluvias en verano.
Oaxaca	Calido húmedo, cálido subhúmedo, templado subhúmedo, templado húmedo y seco	Com lluvias em verano.
Chiapas	Cálido húmedo, Cálido subhúmedo, Templado subhúmedo y seco.	Con abundantes lluvias en verano.

De acuerdo con el CIBEIBER en 1998 los climas cálidos-húmedos se definen por sus temperaturas medias anuales ( $21^{\circ}$  a  $18^{\circ}$  C para el mes más frío) y por precipitaciones anuales superiores a los 750 litros; aparecen en las regiones llanas a menos de 1, 000 m y al sur del trópico de Cáncer.

Los climas desérticos o secos son los que reciben menos de 750 litros de lluvia anual.

En los climas templado-cálidos o templado-lluviosos, son climas de altura que coinciden con las tierras templadas y tierras frías. Cuya temperatura se muestran similares, con una temperatura media anual que rebasa los  $10^{\circ}$  C y con mínimas superiores a  $0^{\circ}$  C para el mes más frío y temperaturas en julio superiores a los  $18^{\circ}$  C.

Los climas de montaña empiezan a los 2, 400 m aproximadamente, aunque existe un subtipo que puede iniciarse a menos altura y se caracteriza por sus bajas temperaturas invernales (algún mes por debajo de  $0^{\circ}$  C), un promedio anual de la temperatura es de  $10^{\circ}$  C y lluvias abundantes todo el año (1,500 litros).

### II.3 Hidrografía

El agua que escurre en un río es captada en un área determinada, por lo general por la conformación del relieve. A esta área se le llama cuenca hidrológica. A su vez, las cuencas hidrológicas se agrupan en regiones hidrológicas



Todas las cuencas hidrográficas cuyos ríos desembocan en un gran río en común o en un mismo mar, conforman una vertiente hidrográfica (INEGI, 2000 b).

La Vertiente de la Península de Baja California, tiene corrientes que se presentan en cuencas reducidas, su curso bajo es tan grande y desproporcionado, que numerosas corrientes no llegan al mar y queda en los áridos arenales. La planicie costera está conformada por depósitos aluviales, en estos no se observan fuertes ondulaciones de relieve. Todas las corrientes son de escasa importancia y sólo merece mención especial el río Tijuana. Su cuenca alcanza 4430 Km<sup>2</sup> de los cuales 3200 Km<sup>2</sup> corresponden a México, su escurrimiento medio anual es aproximadamente 90 millones de metros cúbicos, pero su régimen torrencial varía de 50 a 200 millones de metros cúbicos. Tijuana (Tamayo, 2002).

La vertiente hacia del mar de Cortés es angosta en la cual no existe corrientes de importancia, éstas son generalmente pequeños torrentes que bajan de las alturas para desaguar directamente en el mar (Tamayo, 2002).

En la vertiente Occidental o del Pacífico existen alrededor de 100 ríos, entre los que destacan, por su caudal son los que se muestran en la (Figura II.3) (INEGI, 2000).



Figura II.3. Mapa de los ríos principales que desembocan al Pacífico (Tomada, SEP, 1999).



---

### Río Colorado

El Atlas de México en 1999 afirma que este río nace en las Rocallosas ubicadas en EUA. Cuenta con 2,730 Km. de longitud y la mayor parte de su recorrido es en EUA. Según Tamayo en el 2002 asegura que el escurrimiento medio anual es estimado en 22 000 millones de m<sup>3</sup>. Este río sirve como límite fronterizo entre los dos países de EUA y México. En territorio nacional, pasa por los estados de Baja California y Sonora para desembocar en el Golfo de California.

### Río Concepción

Esta cuenca tiene una superficie de 28, 000 Km<sup>2</sup>, de los cuales 2560 Km<sup>2</sup> corresponden al territorio de los EUA y 25, 440 Km<sup>2</sup> al territorio nacional. Tamayo en el 2002 afirma que el escurrimiento medio anual es de 400 millones de metros cúbicos.

### Río Sonora

Tamayo en el 2002 asevera que la cuenca es de 28,950 km<sup>2</sup>, con un escurrimiento medio anual se estima en 171 millones de metros cúbicos. Es corriente criptorreica, porque su escurrimiento normalmente no llega al mar.

### Río Guaymas

Tamayo sostiene que es la primera corriente importante que tiene cauce definido y asegura su descarga en el mar. Su cuenca tiene una extensión de 5,160 km<sup>2</sup> y el volumen medio anual que desemboca en el golfo de California es de 37 millones de metros cúbicos cerca del puerto de Guaymas.

### Río Mayo

Este río nace en Chihuahua y en el mar con el nombre de Boca de mayo. La extensión de la cuenca es de 13,750 km<sup>2</sup> y el volumen medio anual se estima en 937 millones de metros cúbicos. Al iniciarse la planicie costera se ha construido la presa denominada Presidente Ruiz Cortines (Tamayo, 2002).

### Río Fuerte

Nace dentro del Estado de Chihuahua. Esta es una de las corrientes según (Tamayo, 2002) más destacadas por su importancia económica, ya que pasa por una zona agrícola que cada vez tiene mayor importancia. La cuenca tiene un área de 36,275 km<sup>2</sup> y su escurrimiento medio anual es estimado en 5933 millones de metros cúbicos.



---

### Río Sinaloa

Nace en la parte más alta de la SMOc dentro del estado de Chihuahua. La cuenca tiene una extensión de 13,300 km<sup>2</sup> y se estima que su desembocadura descarga 2,176 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002)

### Río Culiacán

Este río nace en el estado de Durango y desemboca en el estado de Sinaloa de ahí el nombre. La cuenca tiene una extensión de 17,700 km<sup>2</sup> y con escurrimiento medio anual, a la altura de Culiacán, es de aproximadamente de 3,357 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

### Río San Lorenzo

Este río nace en la SMOcc en el estado de Durango y cruza el estado de Sinaloa. La cuenca es de aproximadamente 10,500 km<sup>2</sup>. Su escurrimiento promedio anual es de 1,941 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

### Río Acaponeta

Nace en el estado de Durango y pasa en las cercanías de la población de Acaponeta en Nayarit. Esta cuenca de 6,100 km<sup>2</sup> de área y su escurrimiento medio anual se estima en 115,788 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

### Río San Pedro y Mezquital

Nace en Durango dentro de la Altiplanicie Septentrional y desemboca al mar por medio del estado de Nayarit. La cuenca tiene un área de 29,300 km<sup>2</sup> y su volumen medio anual es de 2,456 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

### Río Lerma

La cuenca hidrológica Lerma - Chapala - Santiago cubre una superficie de 125,555 km<sup>2</sup> de los que el aproximadamente el 30% pertenecen al río Lerma, 8% al lago de Chapala y 62% al río Santiago y su escurrimiento medio anual es de 11457 millones de metros cúbicos. Desembocan en el lago los ríos Zula, Huaracha y Duero y el río de La Pasión, que se origina en Michoacán y atraviesa el municipio Tizapán de Jalisco, así como otros arroyos temporales. El lago particularmente cubre la función de vaso regulador de la cuenca, ya que depende de las aportaciones del río Lerma para mantener un nivel que le permita drenar por el río Santiago sin inundar los poblados de la ribera y sin quedar por debajo del lecho de ese río.



Lerma es el río más largo de México con 965 Km. de longitud. Desagua en el Lago de Chapala, donde se origina el Río Santiago que desemboca en el Océano Pacífico, cerca del puerto de San Blas, el escurrimiento medio anual del río Santiago descontando las salidas de la laguna de Chapala se ha estimado de 7600 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

#### Río Armería

Este río tiene su nacimiento en el Estado de Jalisco, la corriente toma el nombre de Armería y penetra en el estado de Colima, que cruza en toda su anchura y desemboca en el océano Pacífico en la boca de los Pascuales. La cuenca tiene un área de 10,000 km<sup>2</sup> y su volumen medio anual es de 1,200 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

#### Río Coahuayana

Nace en el cerro del Tigre, Jalisco. En aguas abajo sirve de límite entre Colima y Michoacán. Su área de captación comprende 7,500 km<sup>2</sup> y su volumen medio anual se estima en 1495 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

#### Río de las Balsas

Posee una gran cuenca que, queda limitada por la Cordillera Neovolcánica, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre del Sur, tiene un área de aproximadamente de 112 320 km<sup>2</sup> que comprende porciones de los estados de Oaxaca, Puebla, Tlaxcala, Estado de México, Morelos, Michoacán y Guerrero. Se considera que esta cuenca está situada en un geosinclinal de eje longitudinal casi este-oeste, que fue obturado en un extremo occidental por materiales ígneos y formó un amplio vaso lacustre.

Se estima el escurrimiento virgen anual de toda la cuenca en 13863 millones de metros cúbicos. En su curso medio es navegable, pero no en el inferior.

#### Río Papagayo

Este río nace en el Valle de Chilpancingo y desagua en la Laguna de Papagayo. La cuenca tiene un área de captación es de 8,200 km<sup>2</sup> y se estima que descarga al mar un volumen promedio anual de 5634 millones de metros cúbicos. El puerto de Acapulco se abastece de agua en este río (Tamayo, 2002).

#### Río Verde

El río nace al noroeste de la ciudad de Oaxaca, desciende por una de las ramas del valle de Oaxaca, siguiendo una dirección sursuroeste. Cuenta con una cuenca



cuya área es aproximadamente de 18,465 km<sup>2</sup> y el escurrimiento medio anual se ha estimado en 6173 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

#### Río Tehuantepec

Nace en el estado de Oaxaca y su cuenca esta limitada por la SMS y el Complejo Oaxaqueño. Su cuenca tiene un área total de aproximadamente de 10,520 km<sup>2</sup>, y se ha estimado su volumen medio anual en 1,439 millones de metros cúbicos. Descarga al oriente de Salina Cruz en la Bahía de La Ventosa, después de cruzar por la Ciudad de Tehuantepec (Tamayo, 2002).

#### Río Suchiate

Es uno de los límites internacionales de forma natural que divide al territorio nacional con Guatemala. Nace en Guatemala y desagua en la Bahía de Ocosingo, México. La cuenca tiene un área en México de 450 km<sup>2</sup> aproximadamente y para Guatemala con 750 km<sup>2</sup>. Se ha estimado el volumen medio anual correspondiente a México en 1160 millones de metros cúbicos de un total de 3,040 millones de metros cúbicos (Tamayo, 2002).

## II.4 Relieve

Las montañas son el resultado de procesos y fenómenos geológicos, como la actividad volcánica y el diastrofismo (plegamientos y fallas), derivados del choque de las placas tectónicas. Nuestro país ha sido en gran medida producto de esos fenómenos, ya que se encuentra dominado por montañas y volcanes, son pocas las regiones donde no predominan los sistemas montañosos (Tamayo, 2002). En la Figura II.4 se muestran las divisiones que se han realizado a la República Mexicana.

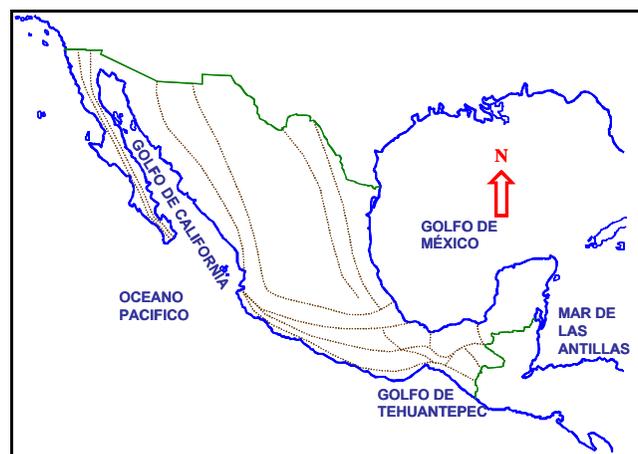


Figura II.4. Divisiones del relieve mexicano (Modificada)



---

de Tamayo, 2002).

### Sistema Californiano

Este sistema se encuentra ubicado a lo largo de la península de Baja California, cuya dirección preferencial es de N-NE al S-SE, este sistema está limitado en el norte por el valle de San Joaquín dentro de EUA y al sur por el cabo San Lucas. El sistema tiene 1,430 Km. de longitud y de ancho 75 Km., alcanza alturas de 2200 m en la zona norte y alturas menores de 250 m cerca de La Paz. Se considera que el sistema Californiano conserva una altura media de 1000m. Las rocas características son rocas ígneas de edad post Cámbrica, según Tamayo, 2002. Principalmente consta de granitos fracturados y en la parte media y norte también cuenta con materiales piroclásticos y extrusivos (Tamayo, 2002).

### Sierra Madre Occidental

Abarca cerca de la costa occidental del territorio nacional, teniendo la dirección N-NW al S-SW, comienza al sur de los EUA y termina en la Cordillera Neovolcánica. Según Tamayo cuenta con una longitud de 1,250 Km. y una anchura media de 150 Km. Al norte está separada de la costa 300 Km. y al sur se aproxima al mar hasta 50 Km donde prácticamente desaparece la costa. Su altura media es de 2,250 m, cuenta con cimas que llegan hasta alcanzar 3,000 m. Por tener una gran continuidad es útil de barrera occidental a la Altiplanicie Mexicana y limita la planicie costera del Mar de Cortés así como la parte de la del Océano Pacífico.

Esta integrada geológicamente por algunas formaciones pre- mesozoicas plegadas, estas después fueron cubiertas por corrientes de materiales extrusivos originados de magmas superficiales, así como intrusiones de grandes dimensiones. En la actualidad se ha labrado un relieve moderno en rocas ígneas gracias a la erosión (Tamayo, 2002).

### Eje neovolcánico

Cruza desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México en dirección E-W, compone una faja ancha de 130 Km. y 880 Km. de longitud. Compuesta principalmente por rocas ígneas extrusivas y contiene numerosos volcanes de edades del mesozoico y principios del cenozoico, por lo que la dureza de sus materiales han impedido una erosión significativa; así como esquistos, areniscas y calizas del cretácico inferior. Contiene un parteaguas no interrumpido, constituye un límite altimétrico así como límite climático y biogeográfico (Tamayo, 2002)

### Sierra Madre del Sur

La planicie costera va de 50 a 100 Km., su cresta de altitud es de aproximadamente 2 K. Cuenta con una longitud de 1 200 Km., con anchura media de 100 Km. Cuya dirección preferencial es de 100 Km. Es del cretácico superior e



inicios del cenozoico. Formada de rocas sedimentarias y coronada por bloques de caliza mesozoica.

Esta sierra comenzó a levantarse a principios del cenozoico por efecto de plegamientos; fenómenos orogénicos posteriores capturaron la antigua salida del Río Balsas volviendo su cuenca cerrada, más tarde labró por erosión su desembocadura actual (Tamayo, 2002).

#### Sierra Madre de Oaxaca

Recibe el nombre de Sierra Madre de Oaxaca por cruzar la mayor parte del Estado de Oaxaca. Empieza en el Pico de Orizaba y termina en el Istmo de Tehuantepec, después de haber hecho contacto con la Sierra Madre del Sur. Esta compuesta por materiales sedimentarios mesozoicos y contiene materiales ígneos, tanto de origen intrusivo como de origen extrusivo. Tiene una longitud de 300 Km. y 75 Km. de anchura media; su altura, por lo general, sobrepasa los 2,500 m y las cimas son superiores a 3,000 m (Tamayo, 2002).

#### Sierra Atravesada

Esta sierra cuenta con poca longitud que es de 100 Km. aproximadamente las características especiales de orden geológico y su reducida altitud, hacen necesario considerar como unidad independiente a la serranía que recorre el Istmo de Tehuantepec en dirección oeste-este con una longitud de 100 Km. Su altitud media es del orden de 500 m sobre el nivel del mar y tiene un puerto cerca de la estación de Chivela a 244 m, que se ha seleccionado como paso obligado del proyectado canal Inter.-oceánico. Sus mayores elevaciones no sobrepasan los 650 m de altitud. Está formada por gneises, esquistos y materiales intrusivos (Tamayo, 2002).

#### Sierra Madre de Chiapas

Es una Cadena montañosa que se extiende a lo largo de unos 280 Km. por el sur del estado de Oaxaca y Estado de Chapas y se extiende en las proximidades del Océano Pacífico, puede considerarse que se extiende desde el Río Ostuta hasta la frontera con la República de Guatemala. Constituye una división de aguas continentales que deja al sur la vertiente del Pacífico y al norte el valle central de Chiapas, y que desagua en el Golfo de México (Tamayo, 2002).

#### Planicie Costera noroeste

Esta limitada por la Sierra Madre Occidental y el Golfo de California, formando una franja de 1,400 Km., con elevación aproximada de 100 m. La dirección media es de N-NW a SSE. Penetra por el norte a Estados Unidos de América y en el sur se interrumpe al Encontrar el río Santiago. Comprende parte de los estados de



---

Sonora. Sinaloa y Nayarit. Es una región con pendiente suave en dirección al mar, que esta interrumpida por cerros erosionados y bajas sierras de conos aluviales. Cuenta con las bahías de Mazatlán, Guaymas y Topolobampo (Tamayo, 2002)

#### Planicie costera suroeste

Es una angosta faja de 1400 Km. de longitud que se extiende desde la Sierra Madre del Sur y el Océano Pacífico, tiene un ancho medio de 25 Km. y altitud promedio de 100 m (Tamayo, 2002).

#### Planicie costera ístmica-chiapteca

Se extiende desde la Sierra Atravesada, la Sierra Madre de Chiapas y el Océano Pacífico una faja de longitud de 350 Km. con una anchura promedio de 75 Km., presenta una pendiente muy suave, con dirección N-NW a S-SE (Tamayo, 2002)

#### Llanura costera de la península de Baja California

##### Oriental californiana

Desde la Serranía Californiana y el Mar de Cortés se extiende una angosta faja de 1,250 Km. de longitud y un ancho promedio de 5 Km. Es posible diferenciar en ella dos regiones: la porción deltaica del Colorado y la costa de Baja California.

La porción deltaica es una llanura aluvial formada por el río Colorado, que cubre un área triangular con base en el sur, con una anchura media de cerca de 50 Km. y 100 Km. de longitud en la dirección N-S.

La costa oriental de Baja California contiene mesetas cortadas por fallas. Algunas exhiben rocas del pleistoceno y reciente, otras lavas volcánicas de materiales piroclásticos resultado de la actividad del cenozoico. Los declives de la serranía californiana se aproximan bastante al mar y a veces, de la meseta escalonada se pasa a una angosta playa de cientos de metros y corta longitud, y en otros tramos no hay playa (Tamayo, 2002).

##### Occidental californiana

Se extiende entre la Serranía Californiana hasta el Océano Pacífico una faja de 1250 Km. y anchura variable. Esta faja tiene un desnivel transversal de 200 m, por lo que la pendiente es variable según su anchura; donde la inclinación es pronunciada las corrientes llegan al mar, y las de ligera inclinación, se pierden en los arenales.

La región queda en su totalidad dentro de los estados de Baja California y Baja California Sur (Tamayo, 2002).



## II.5 Tectónica

De acuerdo con Kostoglodov y Pacheco (1999), el movimiento de las Placas Tectónicas se debe al calor generado por el decaimiento radiactivo de los materiales del manto terrestre, en donde el material caliente sube a la superficie mientras que el material frío desciende, el calor escapa por convección, formando celdas convectivas que son las que mueven a los fragmentos de la corteza terrestre. En el Atlántico Norte, la velocidad de separación entre las placas es de 1 cm al año, mientras que en el Pacífico es de más de 4 cm al año.

La Tectónica de Placas está relacionada directamente con la sismicidad mundial y con el vulcanismo por la interacción entre las Placas Tectónicas.

La República Mexicana está dividida por cinco Placas Tectónicas (Figura II.5), que son las Placas de Norteamérica, la del Pacífico, la del Caribe y las de Cocos y Rivera. La Placa de Norteamérica ocupa la mayor parte de México, Norteamérica, parte del Océano Atlántico y parte de Asia. La Placa del Pacífico ocupa la Península de Baja California, gran parte del Estado de California en los Estados Unidos y del Océano Pacífico. La Placa del Caribe abarca el Sur de Chiapas, gran parte de las Islas Caribeñas y los países de Centroamérica. La Placa de Cocos y Rivera están bajo el océano Pacífico.

La Placa de Cocos y Rivera chocan con la Placa de Norteamérica a lo largo de la fosa mesoamericana produciendo una zona de subducción (Kostoglodov y Pacheco, 1999). La velocidad de convergencia entre la Placa Rivera y la de Norteamérica es de aproximadamente 2 cm/año, mientras que entre la Placa de Cocos y la de Norteamérica es de aproximadamente 6 cm/año.

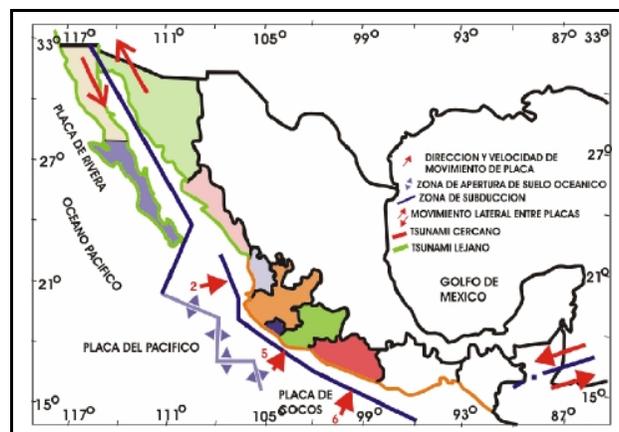


Figura II.5. Placas tectónicas. Zona de tsunamis de origen lejano y tsunamis de origen cercano.



---

### III. ORIGEN DE LOS TSUNAMIS

#### III.1 Que es un Tsunami

La sociedad ha relacionado a la palabra " tsunami", como una gran ola que provoca inundaciones en las costas y arrastra todo a su paso; la idea de un evento de esta magnitud provoca temor en las poblaciones, sin embargo, la mayor parte de estos fenómenos pasan inadvertidos por la pequeñez de su amplitud. Pocas personas han tenido oportunidad de presenciar realmente este fenómeno, pero la literatura y la cinematografía se han encargado de condicionar las mentes a la idea de que los tsunamis son siempre catastróficos (Prager, 2001).

El termino tsunami se ha adoptado de forma internacional al fenómeno conocido en la literatura en español como maremoto. Donde se pueden definir a los tsunamis como ondas marinas generadas por una perturbación sísmica o una violenta alteración del fondo oceánico. Dichas ondas no son percibidas en altamar, pero que al acercarse a la costa, las olas incrementan su altura (CENAPRED, 1997).

El término japonés tsunami, que significa "gran ola del puerto", se refiere a una ola sísmica del mar, que se desencadena por un evento sísmico. En Japón, los antecedentes de los tsunamis se remontan hasta hace 1000 años y se sabe que atacan los litorales de ese país en promedio alrededor de una vez cada década (Prager, 2001).

Un tsunami es una secuencia de ondas muy largas del océano que son generadas por una dislocación repentina del piso del mar. El término se deriva del japonés y significa "ola del puerto" (Reed, 1995).

Los tsunamis son las ondas de agua de gran longitud (con períodos en el rango de 5 a 60 minutos, o más largos), generadas repentinamente por mecanismos tales como explosiones volcánicas en islas (por ejemplo el Krakatoa, Indonesia en 1883); deslizamientos submarinos del terreno (por ejemplo la Bahía de Sagame en Japón en 1933); caída de rocas a bahías o al océano (por ejemplo en la Bahía de Lituya en Alaska en 1958); desplazamientos tectónicos asociados con terremotos (por ejemplo el tsunami de Alaska de 1964) y explosiones submarinas de dispositivos nucleares. Definido de este modo, el término incluye ondas generadas por desplazamientos abruptos del fondo oceánico, causados por terremotos, deslizamientos de tierra submarinos o de la línea de la costa, erupciones volcánicas y explosiones (Lockridge, 1991).



## III.2 Mecanismos Generadores

Según CENAPRED en el 1996, los principales mecanismos generadores de tsunamis son:

Las dislocaciones del fondo marino provocadas por un sismo, de magnitud superior a 6.5 en la escala de Richter, provocan súbitos levantamientos o hundimientos de la corteza con el consiguiente desplazamiento de la columna de agua. Los sismos ocasionan el 96% de los tsunamis observados, mientras tanto las erupciones volcánicas submarinas son responsables del 3% de ocurrencia de tsunamis, los deslizamientos en el talud continental, con 0.8% y el impacto de meteoritos le corresponde el 0.2%.

Otros mecanismos naturales generadores de tsunami son: el flujo hacia el mar de corrientes de turbidez o de lava; el desprendimiento de glaciares, y en forma artificial las explosiones nucleares detonadas en la superficie o en el fondo del mar. Estos son fenómenos menos comunes pero de gran importancia por los efectos locales que producen.

### III.2.1 Origen Tectónico

El principal origen de los tsunamis es la dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo oceánico, ocasionada por un sismo en una zona de ruptura en una zona de subducción entre placas tectónicas. El fenómeno nunca ha sido medido ni observado directamente. En el transcurso del siglo XX, éste ha sido el origen de aproximadamente el 96% de los 450 tsunamis ocurridos en el Océano Pacífico (Farreras, 1997).

De acuerdo a la Teoría de la Tectónica de Placas (Figura III.1), la superficie de la Tierra está dividida en alrededor de 20 grandes secciones denominadas placas.

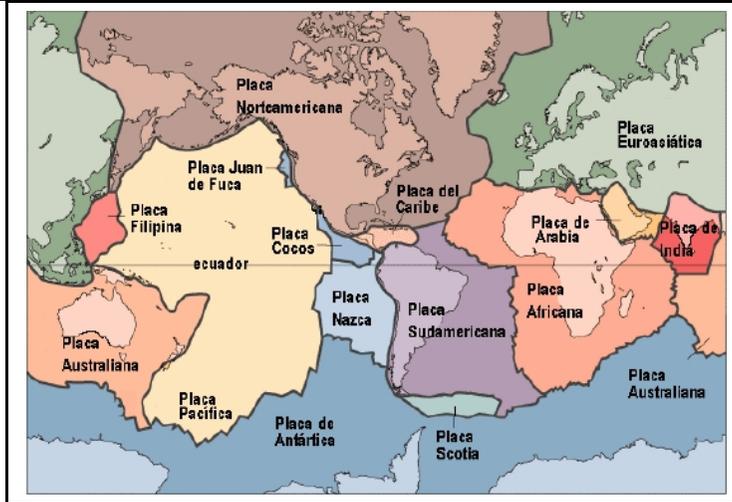


Figura III.1. Placas tectónicas (Tomada de Tolson, 2005).

Dichas placas, tienen como promedio unos 70 a 250 kilómetros de espesor, que se generan por un magma ascendente en las cordilleras dorsales submarinas, se trasladan deslizando sobre la astenósfera (Figura III.2), y se hunden en las fosas de las fronteras de colisión entre placas vecinas.

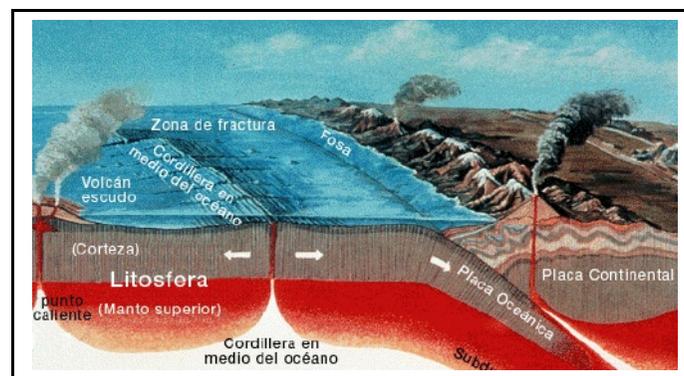


Figura III.2. Espesor de la corteza ya sea oceánica o Continental (Modificado de Universe, 2000).

Estas placas, cubren la superficie del planeta, contienen los continentes y el piso oceánico, están en movimiento relativo entre ellas con velocidades hasta de varios centímetros/año. La región en donde dos placas están en contacto es llamada frontera, la forma en que una placa se mueve al respecto a la otra determina el tipo de frontera: divergentes, donde dos placas se alejan una de la otra y donde se genera nueva litosfera; de subducción, donde dos placas se mueven convergentemente y una se está deslizando bajo la otra, la litosfera se destruye en esta zona; y de transformación, donde dos placas se están deslizando horizontalmente en direcciones opuestas, no se crea ni se destruye litosfera. Las



zonas de subducción se caracterizan por la presencia de profundas fosas oceánicas, y las islas volcánicas o cadenas montañosas volcánicas asociadas con las muchas zonas de subducción alrededor del borde del Pacífico, esto se conoce como “Cinturón de Fuego” (Medina, 1997).

Sobre el mapa de las placas (Figura III.1), es posible apreciar que una placa puede contener corteza continental y corteza oceánica. Las flechas muestran las direcciones en que se están moviendo las placas en la actualidad. Es posible que las direcciones que se presentan en la actualidad fueran diferentes en el pasado geológico.

No todos los sismos generan tsunamis (Farreras, 1995). Para que se genere un tsunami, la falla donde ocurre el sismo debe estar bajo o cerca del océano, y debe crear un movimiento vertical (de hasta varios metros) del piso oceánico sobre una extensa área (de hasta 100 mil kilómetros cuadrados) (Figura III.3). Los sismos de foco superficial a lo largo de zonas de subducción son los responsables de la mayor parte de los tsunamis.

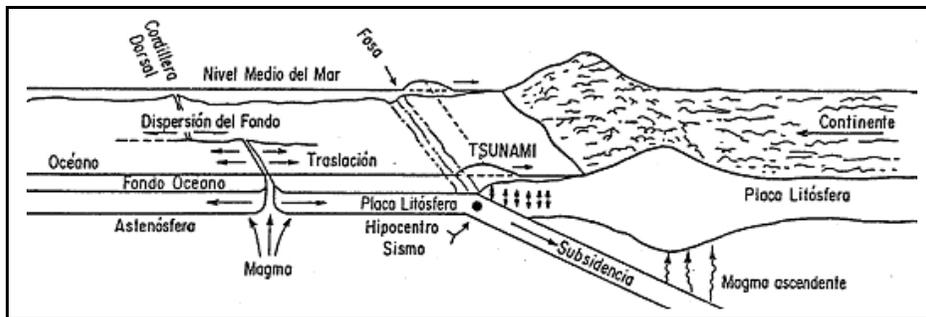


Figura III.3. Generación de Tsunamis por tectonismo (Modificado Farreras, 1995).

Para la generación de tsunamis Figura III.4, es importante la cantidad de movimiento vertical del piso oceánico, el área sobre la cual ocurre y la eficiencia con la que la energía es transferida desde la corteza terrestre al agua oceánica.

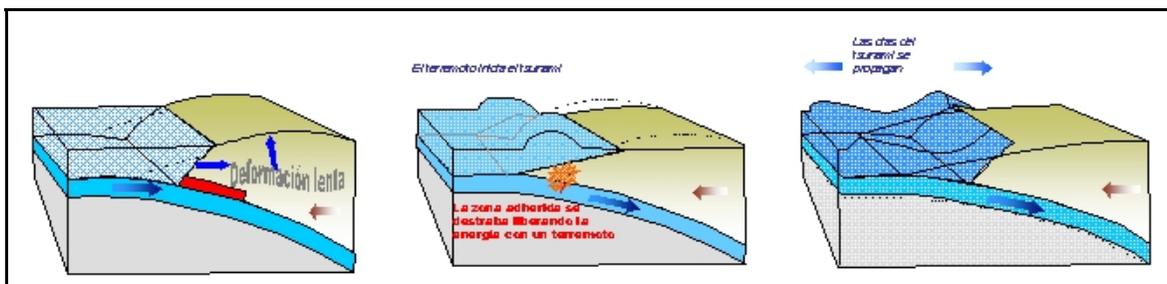


Figura III.4 Mecanismo de generación de tsunamis en zonas de subducción. (Modificada Farreras, 1995)

Para la mayoría de los sismos superficiales (0 a 60 km de profundidad), el mecanismo de generación de ondas elásticas es un rompimiento del material en la



región. Los esfuerzos superan el límite de rompimiento del material en esa región, por lo tanto, se fractura, produciéndose lo que se denomina comúnmente como "falla" y esta "falla" es la que genera las ondas sísmicas (Nava, 1987).

Una vez que se ha sobrepasado el punto de ruptura del material en una región, se generan cuatro tipos de ondas sísmicas:

Ondas P.- Corresponde a la onda primaria o longitudinal. Se caracteriza porque el movimiento de las partículas en el medio tiene la misma dirección que la propagación de la onda. La onda P, como las ondas sonoras, son capaces de transmitirse en rocas y, además, por medios líquidos.

Ondas S, u onda secundaria.- Presenta una velocidad de propagación menor a la onda P. El tipo de movimiento de las partículas es, perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Debido a su naturaleza de propagación, estas ondas no son capaces de transmitirse en medios fluidos, tales como medios líquidos o gaseosos, de tal modo que se encontrarán sólo en medios sólidos.

La velocidad de las ondas P y S depende de las propiedades de la roca y suelo por la que ellas atraviesan. Velocidades típicas para la onda P en una roca granito y en el agua son de 5,5 km/seg y 1,5 km/seg, respectivamente; mientras que la velocidad de la onda S en los mismos medios sería del orden de 3,0 km/seg y 0 km/seg, este último valor debido a que los medios líquidos no tienen rigidez (Kostoglodov, 1999).

Un tercer tipo de onda es denominada onda superficial, su propagación y movimiento está restringido a las cercanías de la superficie de la Tierra. La mayor parte del movimiento de la onda está situado en la superficie.

Las ondas superficiales pueden ser divididas en ondas Love y ondas Rayleigh. El movimiento de la onda Love es esencialmente el mismo que, la onda S no tiene componente vertical, ella mueve el suelo de un lado a otro en un plano horizontal paralelo a la superficie de la Tierra (Figura III.5).

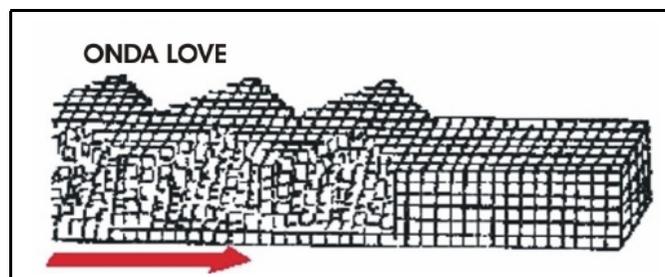


Figura III.5 Representación de las ondas Love (Modificado, Bolt, 1981).



El movimiento en una onda Rayleigh (Figura III.6) está confinado en el plano vertical que contiene la dirección de la propagación de las ondas.

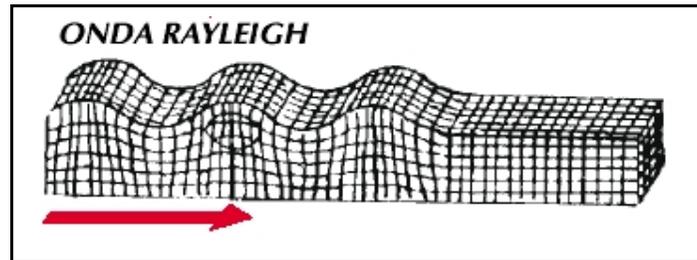


Figura III.6. Representación de las ondas Rayleigh (Modificado, Bolt, 1981).

La velocidad de las ondas superficiales es menor que la velocidad de las ondas P y S y las ondas Love, generalmente, poseen mayor rapidez que las ondas Rayleigh. Estas son las más importantes para los tsunamis (Prager, 2001).

El lugar donde se origina un terremoto se llama foco o hipocentro, que en la mayoría de los casos está en el interior de la Tierra en la zona de roce entre placas; el lugar en la superficie de la Tierra situado encima del foco se denomina epicentro.

Si el foco se ubica a una profundidad (Figura III.7) entre 0 y 60 Km. (Espíndola, 1980), el terremoto es superficial; en el caso de que el foco ocurra en la superficie de la Tierra, el hipocentro coincide con el epicentro. Si el foco se ubica entre 61 y 300 Km. de profundidad, el terremoto es intermedio. Si el foco se sitúa entre los 301 y 700 Km. de profundidad, el terremoto es profundo.

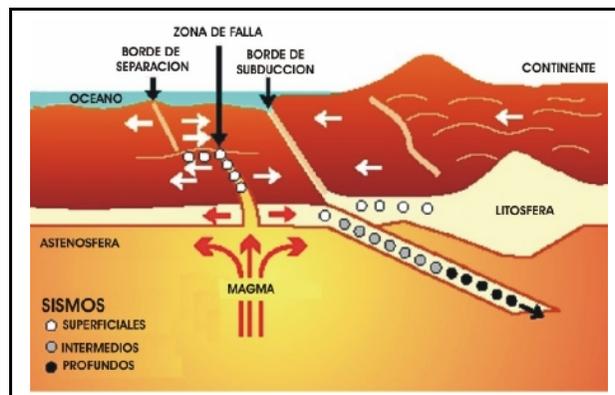


Figura III.7. Clasificación de los sismos (Modificada de SHOA, 1997).



De acuerdo con Farreras (1997) para que un sismo genere un tsunami debe cumplir con las siguientes características:

1. El hipocentro del sismo, o por lo menos una mayoritaria del área de ruptura, esté bajo el lecho marino, a una profundidad menor de 60 Km,
2. que la frontera de placas o falla tectónica sea de subsidencia con componente vertical de movimiento y no se desgarre únicamente lateral y,
3. en cierto lapso de tiempo el sismo libere suficiente energía, y ésta se transmita eficientemente.

lida en 1963 mostró empíricamente y Munty en 1977 lo realizó de forma teóricamente, ambos establecen que la energía de un tsunami es típicamente del 1% al 10% de la energía del sismo que lo generó, siendo la de un tsunami del orden de  $10^{13}$  a  $10^{16}$  Joules (Farreras, 1995).

La condición 2 permite diferenciar dos zonas en la costa del Pacífico de México (Farreras, 1995):

- a) Al Norte de la placa de Rivera, en que la Placa del Pacífico se desliza hacia el Norte con respecto a la placa de Norteamérica, a lo largo de la falla transforme del Golfo de California, determinando que las costas de Baja California, Sonora y Sinaloa no sean fuentes de origen de tsunamis locales a menos que se presente un sismo de intensidad superior a los 9.5.
- b) Al Sur de la placa de Rivera gira y la de Cocos se hunde bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la Fosa de Mesoamericana constituyendo una frontera de colisión con subsidencia, generadora de tsunamis.

En la actualidad acerca de la condición 3 el conocimiento científico se muestra insuficiente, ya que no existe ningún modelo teórico ni método operacional satisfactorio que permita determinar si un sismo es tsunamigénico o no, ni de que tamaño (magnitud, intensidad o altura de olas) será el tsunami generado.

Tradicionalmente se utilizó la Magnitud del sismo ( $M_s$ ) como indicador de la energía liberada y de la certeza de la generación de tsunamis si  $M_s \geq 7.5$ . Por definición  $M_s$  es proporcional al logaritmo de la energía liberada por el sismo, y operacionalmente se determina de la amplitud de las ondas sísmicas  $S$  de período 20 segundos. Lo anterior hace que  $M_s$  se sature (es decir, no continúe aumentando con la liberación de más energía) para sismos grandes cuya duración de ruptura sea  $\geq 20$  segundos, que son mayormente tsunamigénicos. En la actualidad se utiliza para definir mejor la cantidad de energía liberada y el potencial de generación de tsunami el Momento Sísmico  $M_o$ . Se espera que esta



relación entre magnitud de momento y el potencial para la generación de tsunami pueda ser definida de tal manera que se pueda realizar el análisis de los sismos casi en tiempo real para los objetivos de la alerta de tsunami.

El momento sísmico  $M$  se determina mediante:  $M_o = \mu SD$

Donde  $\mu$  es el módulo de rigidez,  $S$  es el área de la falla y  $D$  la dislocación media (García, 2005).

Talandier en 1993 establece los siguientes rasgos indicativos:

$$M_o < 10^{21} \text{ (Nm)} \quad \text{ec. 1}$$

No se genera tsunami (excepción: "sismo-tsunami (Sismo que genera un tsunami desusadamente grande en comparación con la magnitud del sismo)", ec. 1)

$$10^{21} \leq M_o < 5 \times 10^{21} \text{ (Nm)} \quad \text{ec.2}$$

Tsunami pequeño (ec. 2)

$$5 \times 10^{21} \leq M_o < 2 \times 10^{22} \text{ (Nm)} \quad \text{ec. 3}$$

Tsunami potencialmente destructivo (ec. 3)

$$M_o \geq 2 \times 10^{22} \text{ (Nm)} \quad \text{ec. 4}$$

Tsunami grande y destructivo (ec. 4)

Los escasos valores disponibles de  $M_o$  para los sismos ocurridos en el siglo XX en la Fosa Mesoamericana frente a las costas del Pacífico (Kostoglodov y Ponce, 1994) y que han generado tsunamis notorios, son cercanos o están en el límite inferior del rango generador de tsunamis pequeño, lo que se confirma por sus alturas máximas de ola registradas (Tabla III.1).

Tabla III.1 Relación entre momento sísmico y altura de ola (Según Farreras, 1995).

Fecha	Momento sísmico $M_o$ ( $10^{21}$ Nm)	Altura máxima de Olas (m)
14 abril 1907	0.84	2.0
03 junio 1932	0.91	3.0
18 junio 1932	0.73	1.0
30 enero 1973	0.30	1.1



Tabla III.1(Cont). Relación entre momento sísmico y altura de ola (Según Farreras, 1995).

Fecha	Momento sísmico $M_o$ ( $10^{21}$ Nm)	Altura máxima de Olas (m)
29 de noviembre 1978	0.32	1.5
14 marzo 1979	0.27	1.3
19 septiembre 1985	1.17	3.0
21 de septiembre 1985	0.31	2.5

Los tsunamis anteriores solo han tenido efectos locales, y sus valores de  $M_o$  son de 2 a 3 órdenes de magnitud menores que los típicos Trans-Pacíficos. Ejemplos: los de 1957 en las Islas Aleutianas, 1960 en Chile, y 1964 en Alaska, con  $M_o = 0.40, 2.5$  y  $0.75 \times 10^{23}$  Nm respectivamente (McCaffrey, 1993).

Con la información histórica tan escasa con la que se cuenta, parece indicar que los sismos con hipocentro en la Fosa Mesoamericana frente a México no liberan energía suficiente ni en forma eficiente como para generar tsunamis Tans-Pacíficos.

De los dos tsunamis más destructivos ocurridos en México (16 de noviembre de 1925 en Zihuatanejo y 22 de junio de 1932 en Cuyutlán, con alturas máximas de 10 m, no se dispone de valores de  $M_o$ , sin embargo sus efectos fueron casi únicamente locales (Farreras, 1993).

El Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile en 1997, define el “Sismo-tsunami” como un sismo que genera un tsunami inusualmente grande respecto a lo estable por su magnitud ( $M_s \leq 7.0$ ) y momento sísmico ( $M_o \leq 10^{21}$  Nm), y lo identifica como un sismo “lento”, con tiempo de duración de ruptura de 1 a 2 minutos. No hay una hipótesis definitiva que explique su mecanismo de generación.

Los sismos-tsunami se caracterizan por un foco muy superficial, dislocaciones de falla mayores que varios metros, y superficies de falla más pequeñas que para un sismo normal.

Son también sismos lentos, con un deslizamiento a lo largo de la falla bajo el piso oceánico que ocurre más lentamente de lo que ocurriría en un sismo normal. Según Farreras (1995), dice que el único método conocido para reconocer rápidamente un sismo-tsunami es la estimación de un parámetro llamado momento sísmico utilizando ondas sísmicas de periodo muy largo (más de 50 segundo/ciclo).

En años recientes, han ocurrido otros dos tsunamis destructores provocados por sismo-tsunami en Java, Indonesia (2 de junio de 1994) y Perú (21 de febrero de 1996).

Uno de los más recientes de estos sismo-tsunamis fue el que ocurrió en la Fosa Mesoamericana frente a Nicaragua el 2 de septiembre de 1992, con tiempo de duración fue de 110 seg,  $M_s = 7.0$ ,  $M_o = 3.4 \times 10^{20}$  Nm, y alturas máximas de ola de 10 m. La Fosa Mesoamericana frente a las costas de Nicaragua no tiene un prisma acrecionario bien desarrollado que tenga gran volumen de sedimento, lo que permitió la generación de ese tipo de tsunami (Farreras, 1995).

Los dos grandes tsunamis de México en 1925 y 1932, ya mencionados, con alturas de 11 y 10 respectivamente, ocurrieron también en la Fosa Mesoamericana por sismos de  $M_s = 7.0$  y  $7.7$  respectivamente. Al primero si se le puede considerar como un sismo tsunami, debido a la magnitud, en cambio el segundo no.

Es poco probable que terremotos de hipocentros poco profundos (menores que 60 km) (Figura III.8), con magnitudes inferiores a 6.4 en la escala de Richter generen un tsunami. Mientras que aquellos con magnitudes superiores a 7.5 pueden originar tsunamis de alto riesgo.

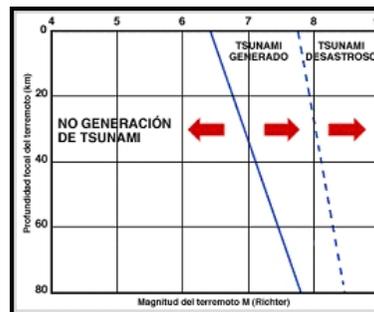


Figura III.8. Intensidad de los Tsunamis (Tomada de López, 2005a).

Es preciso señalar que los terremotos de foco poco profundo constituyen un 75 % del total de la energía sísmica liberada anualmente, y también presentan la mayor frecuencia relativa de ocurrencia en el mundo, alcanzando más de un 72% (CENAPRED, 1997).

Dado su origen, los tsunamis son muy frecuentes en el océano Pacífico; en el período considerado entre 1900 y 1986 fueron observados 247 tsunamis en el Pacífico de los cuales 29% se generaron cerca de Japón (Farreras, 1997).

Uno de los tsunamis más destructivos de la historia fue generado a lo largo de la costa de Chile, por un terremoto que ocurrió el 22 de mayo de 1960. No se puede precisar con exactitud el daño y muertos atribuibles o que se pudieran dar en este tsunami a lo largo de la costa de Chile. Sin embargo, todos los pueblos costeros entre los 36 y 44 de latitud sur fueron destruidos o dañados fuertemente por la acción de las ondas de tsunami y el sismo (NOAA, 2004).

La combinación doble del tsunami y terremoto produjo en Chile 2,000 muertos, 3,000 heridos, dos millones de damnificados y 550 millones de dólares en daños. El tsunami causó 61 muertos en Hawaii, 20 en las Filipinas, 3 en Okinawa y 100 o más en Japón. Los daños estimados fueron de 50 millones de dólares en Japón, 24 millones de dólares en Hawaii y un millón de dólares a lo largo de la costa de los EUA. Las alturas de las olas variaron entre 13 metros en las Islas Pitcairn, Oceanía, 12 metros en Hilo, Hawaii, 7 metros en varios lugares de Japón y oscilaciones leves en otras áreas (SHOA, 2000).

### III.2.2 Erupciones Volcánicas Submarinas

De acuerdo con Bryant (2001) hay diez mecanismos por el cual las erupciones volcánicas que puedan generar (Figura III.9.). Éstos, junto con sus acontecimientos importantes se resumen en la Tabla III.2. Muchos de los acontecimientos enumerados en la tabla fueron catastróficos. Normalmente, la mayoría de las erupciones volcánicas están acompañadas de sismos.

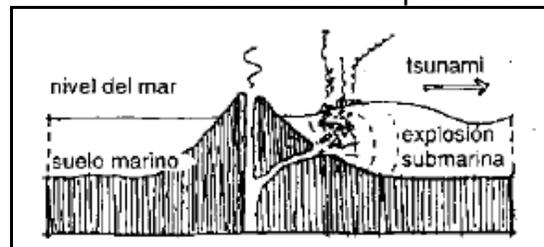


Figura III.9 Generado por erupciones volcánicas (Modificada de Reed, 1995).

Por terremotos volcánicos: Si éstos son bastante substanciales y el volcán yace cerca o en el océano, los sismos pueden generar tsunamis. Por ejemplo, la erupción de Vesubio en la esquina sur de la bahía de Nápoles en la costa del oeste de Italia, el 24 de agosto del 79, fue precedida por un tsunami inducido por actividad sísmica. Dos de los acontecimientos más grandes debido a la actividad sísmica ocurrieron el 10 de enero 1878 y el 8 de enero de 1933 con las erupciones del volcán de Yasour en Nuevas Hébridas y del volcán de Severgin en las islas de Kuril respectivamente. El tsunami respectivo alcanzó 17 y 9 m sobre nivel del mar (Bryant, 2001).



Tabla III.2. Ejemplos de tsunamis. (Según Bryant, 2001)

Mecanismo	% de Ocurrencia	Ejemplos	Fecha	Altura (m)
Terremotos volcánicos	22	Nueva Hebrides	10- Enero-1878	17
Flujos Piroclásticos	20	Ruang, Indonesia Krakatoa, Indonesia	5- Marzo-1871  26-27 Agosto 1883	25  >10
Explosiones Submarinas	19	Krakatoa, Indonesia Sakurajima, Japón	26-27 Agosto 1883 9-Sep-1780	42  6
Formación de una caldera	9	Islas Ritter Krakatoa, Indonesia	13-Marzo-1888 26-27 Agosto 1883	12-15
Deslizamientos de laderas	7	Volcán Unzen, Japón	21-Mayo-1792	6-9
Oleadas Básicas	7	Volcán Taal, Filipinas	Varias	?
Avalanchas y lava	6	Stromboli, Italia	Varias	?
Lahares	4.5	Mt. Pelée, Martinica	5-Mayo-1902	4.5
Atmosféricos	4.5	Krakatoa, Indonesia	26-27 Agosto 1883	<0.5
Lava	1	Volcán Matavanu, Samoa	1906-1907	3.0-3.6

Los cuatro primero mecanismos son explicados adelante ya que son los más significativos por su porcentaje de ocurrencia.

Por terremotos volcánicos: Si éstos son bastante substanciales y el volcán yace cerca o en del océano, los sismos pueden generar tsunami. Por ejemplo, la erupción de Vesubio en la esquina sur de la bahía de Nápoles en la costa del oeste de Italia, el 24 de agosto del 79, fue precedida por un tsunami inducido por actividad sísmica. Dos de los acontecimientos más grandes debido a la actividad sísmica ocurrieron el 10 de enero 1878 y el 8 de enero de 1933 con las erupciones del volcán de Yasour en Nuevas Hébridas y del volcán de Severgin en las islas de Kuril respectivamente. El tsunami respectivo alcanzó 17 y 9 m sobre nivel del mar (Bryant, 2001).

Por flujos piroclásticos: Durante las erupciones explosivas, pueden generarse avalanchas formadas por mezclas de fragmentos o bloques grandes de lava, ceniza volcánica, y gases muy calientes, que se deslizan cuesta abajo por los flancos del volcán a grandes velocidades y pueden llegar a ser muy destructivas y peligrosas. Estas avalanchas reciben diferentes nombres: flujos piroclásticos, nubes ardientes o flujos de ceniza caliente. Cuando éstos alcanzan la superficie del océano, se separan hacia fuera rápidamente mientras que los flujos de la



densidad que pueden desplazar energía del agua o de la transferencia al océano y así generar un tsunami. El tamaño del tsunami que resulta depende de la densidad del flujo. Si la densidad es menor que la del agua de mar, entonces la nube de la ceniza monta la superficie del océano, generando una onda pequeña. Sin embargo, si el flujo es más denso que el agua de mar, la nube se hundirá al fondo del océano y desplazará el agua formando una gran ola. En algunos casos, estos flujos pueden viajar los diez de kilómetros a lo largo del fondo del mar. Dos de los más grandes de estos tipos de acontecimientos ocurrieron en Indonesia durante la erupción de Ruang el 5 de marzo 1871 y de Krakatoa en 26-27 de Agosto 1883, produciendo un tsunami de 25 y 10 m alto, respectivamente.

Explosiones submarinas volcánicas: ocurren cuando el agua fría del mar se encuentra con el agua caliente del magma; generalmente esto causa reacciones violentas y a su vez produciendo explosiones de vapor. Las erupciones submarinas a menos de 1,500 pies de profundidad son capaces de perturbar toda el agua hasta la superficie generando un tsunami. Los tsunamis por esta causa se propagan raramente más de 150 kilómetros del sitio de la erupción. Uno de los más grandes tsunamis ocurrió durante la erupción de Sakurajima, Japón, el 9 de septiembre de 1780, cuando se generó una ola de 6 m de altura. El Volcán Krakatoa durante su tercera erupción explosiva en 1883 produjo un tsunami 40 m de alto de este modo (Bryant, 2001).

El derrumbe de la caldera volcánica puede producir un tsunami. Esto sucede cuando el magma que esta debajo del volcán, se retira en la profundidad de la tierra y el repentino hundimiento de la estructura volcánica desplaza el agua y produce las olas del tsunami. Las largas masas de roca que se acumulan en los lados de los volcanes y pueden repentinamente deslizarse hacia el océano causando tsunamis. Tales deslizamientos pueden ser causados por terremotos o simplemente por el derrumbe gravitacional.

En 1883, una serie de explosiones volcánicas en Krakatoa, Indonesia, crearon un gran tsunami. A medida que avanzaba sobre las islas de Java y Sumatra hundió más de 5,000 botes y asoló muchas islas pequeñas, olas tan altas como un edificio de 12 pisos, desapareció aproximadamente 300 aldeas y hubo un deceso de más de 36,000 personas. Los científicos creen que las ondas sonoras generadas por las explosiones volcánicas dieron vuelta alrededor de la Tierra dos o tres veces (Pararas, 1983).

### III.2.3 Deslizamientos en el Talud Continental

Así como en la superficie terrestre se producen deslizamientos y flujos de material en laderas inestables, también tienen lugar en los fondos marinos Figura III.10. Tales eventos se producen como consecuencia de la inestabilidad y del derrumbe masivo de material en pendientes submarinas, a veces generados por movimientos sísmicos. De hecho, la mayor parte de estos fenómenos se intuye



que están causados por terremotos violentos. Por lo general, la energía de las ondas de un tsunami provocado por un deslizamiento submarino suele ir disipándose según se desplaza desde su origen a través del océano. De todos modos, resulta importante el hecho de que el mayor tsunami jamás observado se desencadenó el 9 de julio de 1958 a consecuencia de un deslizamiento de este tipo en la Bahía Lituya (Alaska), producido por un terremoto, alcanzando la onda resultante una altura inicial de 520 metros, siendo las olas más altas jamás registradas y que rápidamente disminuiría, aunque causando dos víctimas y cuantiosos daños (Reed, 1995).

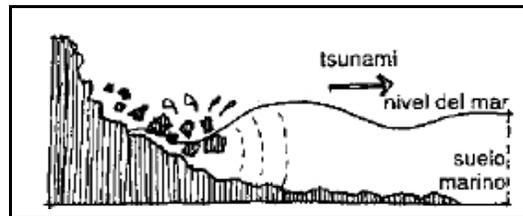


Figura III.10. Generado por deslizamiento (Modificada de Reed, 1995)

#### III.2.4 Impacto de Meteoritos

Los impactos meteoritos son una de las fuentes de tsunamis más destructivos, la frecuencia con la que ocurren tales eventos es muy baja y hasta la fecha ninguno ha sido registrado, aunque existen claros indicios de impactos que han causado tsunamis devastadores en épocas geológicas.

Desde hace varios millones de años no se han producido colisiones de meteoritos, existiendo tan sólo registros recientes de impactos producidos por objetos de diámetros inferiores a los 100 metros (Bryant, 2001). Sin embargo, objetos de mayor diámetro han colisionado contra el planeta produciendo extinciones masivas e importantes cambios climatológicos, tal como atestiguan los cráteres de impacto existentes en la Tierra que no han sido borrados por la acción de los agentes geológicos. Debido a que existen importantes evidencias de impactos en todos los continentes del globo, debe concluirse que la mayor parte de estos cuerpos han chocado contra los mares y océanos, ya que cuatro quintas partes de nuestro planeta están cubiertas por agua.

La caída de meteoritos contra los mares y océanos en el planeta puede generar tsunamis de proporciones cataclísmicas. Los científicos que estudian los registros geológicos y realizan modelizaciones informáticas de tales eventos concluyen que el impacto de un meteorito de varios cientos o pocos kilómetros de diámetro generaría –entre otras consecuencias no menos catastróficas– una serie de tsunamis que producirían gran devastación en el planeta. Un meteorito causante del impacto se desplazaría a tal velocidad que tardaría fracciones de segundo en atravesar el espesor de un océano cualquiera, colisionando contra el fondo



marino. Este choque provocaría un terremoto de magnitud 12 en la escala de Richter y un calentamiento del punto de impacto en unos 100.000° C, temperaturas capaces de fundir instantáneamente entre 10 y 100 veces la masa del proyectil y vaporizar una enorme cantidad de agua, con lo cual se produciría una gran pluma de vapor de unos 700 Km de diámetro, 50 veces superior al espesor de la atmósfera terrestre (Bryant, 2001).

El impacto produciría la excavación de parte del lecho marino y acto seguido, el agua intentaría rellenar la cavidad rápidamente, de modo que un anillo de ondas comenzaría a desplazarse desde el punto del impacto en todas direcciones: el impacto crearía así ondas (tsunamis) de todas las frecuencias y longitudes de onda, pero siendo una de ellas más o menos similar a la del diámetro de la cavidad.

Por ejemplo, un tsunami producido por una colisión de este tipo en un punto intermedio del Océano Atlántico generaría ondas que se propagarían por todo el Océano Atlántico y el Caribe, decayendo según van viajando. Pocas horas después del impacto, olas de entre 60 y 120 metros de altura alcanzarían la costa Este de los EEUU y Europa (Bryant, 2001). Además, las olas también podrían desestabilizar los materiales que yacen en las pendientes topográficas marinas, causando deslizamientos y desencadenando tsunamis secundarios. La formación de tsunamis como consecuencia de explosiones nucleares tampoco es despreciable, aunque la realización de pruebas de este tipo por parte de las diferentes potencias nucleares del planeta –actualmente prohibidos- no ha producido fenómeno alguno de este tipo.

### III.3 Escalas de Magnitud de los Tsunamis

Dependen de ciertos factores físicos y de la existencia o no de asentamientos humanos, la magnitud de los efectos de un tsunami en áreas costeras. En seguida se describen escalas de intensidad de tsunamis, su poder destructor, sus efectos en la costa y daños ocasionados.

Para expresar la magnitud de un tsunami diversos autores han creado escalas de grados de intensidad (Tabla III.3), Inamura en 1949, propone una escala en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en las áreas costeras.

Tabla III. 3 Escala de tsunamis Inamura, (Tomada de López, 2005)

--	--	--



Grado de Tsunami	Altura de ola H (metros)	Descripción de los daños
0	1-2	No produce daños.
1	2-5	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5-10	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10-20	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 20	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

lida en 1963, propone una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura de subida que alcanza en tierra la ola (run-up = R), medida sobre el nivel medio del mar; y la energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad, cuya relación se ilustra en la Tabla III.4.

Tabla III.4. Grados de tsunamis según lida (Tomada de López, 2005).

Grado de tsunami m	Energía (Erg.)	Máxima altura de inundación R (metros)
5	$25.6 \times 10^{23}$	>32
4.5	$12.8 \times 10^{23}$	24-32
4	$6.4 \times 10^{23}$	16-24
3.5	$3.2 \times 10^{23}$	12-16
3	$1.6 \times 10^{23}$	8-12
2.5	$0.8 \times 10^{23}$	6-8
2.0	$0.4 \times 10^{23}$	4-6
1.5	$0.2 \times 10^{23}$	3-4
1.0	$0.1 \times 10^{23}$	2-3
0.5	$0.05 \times 10^{23}$	1.5-2
0.0	$0.025 \times 10^{23}$	1-1.5
-0.5	$0.0125 \times 10^{23}$	0.75-1
-1.0	$0.006 \times 10^{23}$	0.50-0.75
-1.5	$0.003 \times 10^{23}$	0.30-0.50
-2.0	$0.0015 \times 10^{23}$	< 0.30

Wiegel en 1970 (Tabla III.5) combina las escalas propuestas por Inamura y lida. Adiciona a la escala de Inamura la cota máxima de inundación R, definida por lida. Como la escala de lida se extiende desde m = -2 hasta m = 5 y además contiene medios grados, la adaptación de la variable R a la escala de Inamura se presenta con intervalos discontinuos.

Tabla III.5. Escala propuesta por Wiegel (tomada de López, 2005)



Grado tsunami (m)	Altura de la ola H (metros)	Altura máxima de inundación R (m)	Descripción de los daños.
0	1-2	1-1.15	No produce daños
1	2-5	2-3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados
2	5-10	4-6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10-20	8-12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa
4	>30	16-24	Daños extendidos sobre más de 500 Km a lo largo de la línea costera



## IV. CARACTERÍSTICAS DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis obedecen las leyes de las olas ordinarias del mar, pero a una escala mucho mayor, ya que el volumen de agua involucrado es mucho mayor. El movimiento sísmico original, localizado en las profundidades marinas, pone en movimiento vibratorio toda la masa de agua situada por encima.

Un tsunami no es una sola ola, sino una secuencia o tren de olas que cada 10 o 50 minutos se suceden una tras otra durante un lapso de medio día, un día o más (Murck, 1996). Comúnmente, la ola de mayor altura y potencial destructivo no es la primera ni la segunda, sino las sucesivas.

Los tsunamis desencadenan una serie de ondas largas y que se mueven con gran velocidad, estas ondas irradian hacia fuera en todas direcciones. Un tsunami se genera a una profundidad menor que 60 Km, es necesario un cierto lapso de tiempo para que el sismo libere suficiente energía, y que esta se transmita eficientemente (Farreras, 1997). Los tsunamis pueden cruzar el Océano Pacífico desde la zona de generación hasta las costas en el extremo opuesto si su energía inicial es suficiente, e inclusive pueden arribar eventualmente con alturas significativas y potencial destructivo, a pesar de su disipación por efecto de la dispersión y el esparcimiento durante su propagación.

Para definir las características físicas de un tsunami es conveniente considerar que en oceanografía las olas, al igual que las ondas, son deformaciones periódicas de una interfase que en este caso, se encuentra entre el océano y la atmósfera.

Las ondas son deformaciones periódicas de una interfase, que se propagan con la velocidad de onda, mientras que las partículas describen movimientos orbitales u oscilatorios a la velocidad de la partícula, y en promedio permanecen en la misma posición (Ripa, 1997).

### IV.1 Conceptos básicos de las ondas

Hay dos tipos fundamentales de ondas: longitudinales y transversales. Ambos tipos de ondas son disturbios en movimiento, pero son diferentes por la manera en la que se desplazan. Cuando una onda viaja a través de un medio, las partículas que constituyen este medio se alteran de su posición de reposo.

En las ondas longitudinales (Figura IV.1), las partículas son alteradas en dirección paralela a la forma en que la se propaga.

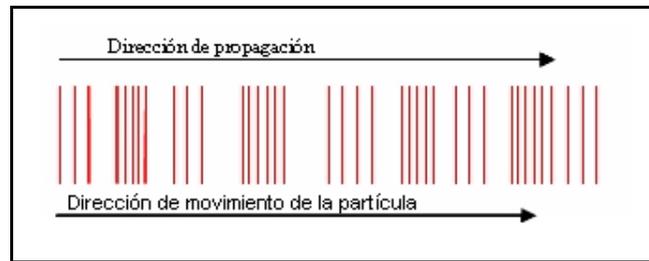


Figura IV.1. Onda longitudinal (Modificada de Pérez, 1994)

En las ondas transversales (Figura IV.2), las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda.

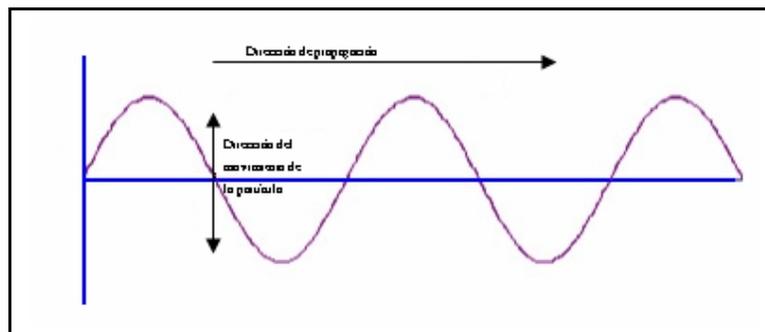


Figura IV.2. Onda transversal (Modificada de Pérez, 1994)

Después de que cualquier tipo de onda pasa a través de un medio, las partículas vuelven a su posición de equilibrio. Por consiguiente, las ondas viajan a través de un medio sin un desplazamiento total de las partículas del medio (Pérez, 1994).

- *Longitud de Onda*: corresponde a la distancia existente entre dos crestas o dos valles consecutivos de una onda, Figura IV.3.
- *Frecuencia  $f$* : se define como el número de veces que se repite un fenómeno en la unidad de tiempo. La unidad de medida es el Hz que es un evento que tiene lugar una vez por segundo, ecuación IV.1:

$$f = \frac{1}{T}$$

Ecuación IV.1

- *Período- $T$* : es el tiempo entre dos puntos que las ondas demoran en completar una oscilación.
- *La amplitud ( $A$ )* de la onda: es el desplazamiento máximo de una partícula desde su posición de equilibrio - o de la altura de una onda, esta medida por unidad de metros (Figura IV.3).

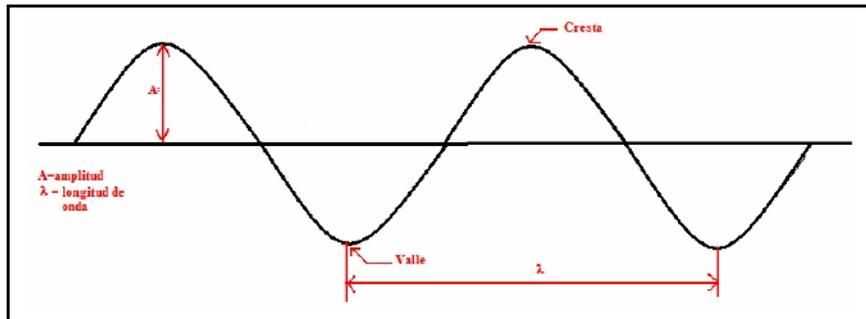


Figura IV. 3. Partes de una onda (Tomada de Pérez, 1994)

- **Velocidad de las ondas:** una descripción de cuán rápido viaja una onda. Se mide en unidades de metros por segundo, ecs. 4.2a y 4.2b.

$$v = \lambda / T \quad \text{ec. IV.2a}$$

$$v = \lambda f \quad \text{ec. IV.2 b}$$

- **Refracción de ondas:** se presenta cuando éstas pasan de un medio a otro de distinta densidad, o bien, cuando el medio es el mismo pero se encuentra en condiciones diferentes, por ejemplo, el agua a distintas profundidades, ello origina que las ondas cambien su velocidad de propagación y su longitud de onda, conservando constante su frecuencia (Resnick, 1983).
- **Reflexión:** Cuando las ondas encuentran un obstáculo que les impide propagarse, chocan y cambian su sentido sin modificar sus demás características. El ángulo de reflexión de la onda es igual al ángulo de choque (Resnick, 1983).
- **Difracción de las ondas:** Cuando una onda encuentra un obstáculo en su camino y lo rodea o lo contornea se produce este efecto (Resnick, 1983).

## IV.2 Particularidades Físicas de los Tsunamis

- **Longitud de onda de los tsunamis:** Los tsunamis se caracterizan por presentar longitudes de onda en mar abierto que superan los 50 Km, pudiendo alcanzar hasta los 1000 Km. En aguas por profundas la longitud de onda disminuye hasta alcanzar aproximadamente 10 Km (Murck, 1996).
- **Periodo:** un tsunami puede oscilar entre 5 minutos hasta dos horas (NOAA, 2004)

- *Amplitud*: tan solo de unos pocos centímetros en mar abierto cuando llega a la costa aumenta hasta decenas de metros (Murck, 1996).
- *Refracción de ondas*: (Figura IV.4) Debido a que las ondas son largas, partes distintas de una onda pueden estar sobre profundidades muy diferentes en un momento dado (especialmente en áreas costeras). Como la profundidad determina la velocidad de las ondas largas, partes diferentes viajarán con diferentes velocidades, provocando que las ondas se curven, lo cual es llamado refracción de ondas (SHOA, 1997).

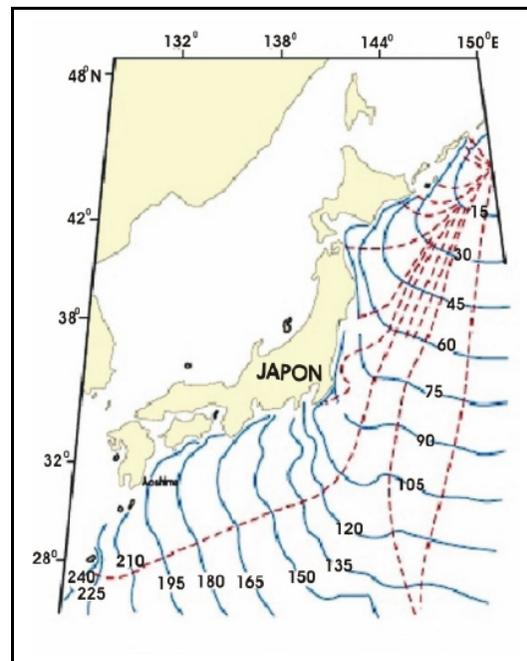


Figura IV.4. Refracción de ondas  
(Tomada de SHOA, 1997)

Considera un sistema de ondas interrumpido por una estructura similar a un rompeolas. La parte de las ondas que incide en la estructura será reflejada, mientras que la porción que se mueve más allá del extremo del rompeolas será el origen de un flujo de energía en la dirección a lo largo de la cresta de la onda y dentro de la región a sotavento de la estructura. La "cola" de la onda actuará de alguna forma como una fuente potencial, y la onda a sotavento del rompeolas se esparcirá aproximadamente en un arco circular con una amplitud que disminuirá en forma exponencial a lo largo de su arco. Este fenómeno físico es el denominado como difracción, Figura IV.5 (SHOA, 1997)

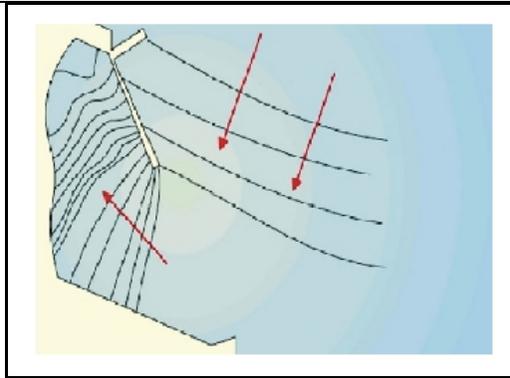


Figura IV. 5. Difracción de ondas  
(Modificada de SHOA, 1997)

- **Velocidad:** La profundidad del agua se convierte en el factor que rige, las ondas sufren aceleraciones y desaceleraciones y, basado en la física, se puede estimar la velocidad de una ola de agua poco profunda al obtener la raíz cuadrada del producto entre la profundidad del agua por la fuerza de gravedad (López, 2005). Por ejemplo, en profundidades típicas del océano de 4000 m, un tsunami viaja a una velocidad de 200 m/seg o sea casi 700 Km/h puede llegar a alcanzar velocidades de 900 Km/hr . Cuando los tsunamis entran en las aguas menos profundas, pierden velocidad; a una profundidad de 30 m, una ola de aguas poco profundas viaja a solo 59 km/hr (Farreras, 1996).

Debido a la gran longitud de onda estas olas siempre sienten el fondo (son refractadas), ya que la profundidad siempre es inferior a la mitad de la longitud de onda (valor crítico que separa las olas de agua profunda de las olas de aguas someras). En consecuencia, en todo punto del océano, la velocidad de propagación del tsunami depende de la profundidad oceánica y puede ser calculado en función de ella, ec. IV.3 (SHOA, 1997).

$$v^2 = gd \quad \text{ec. IV.3}$$

En donde  $v$  es la velocidad de propagación,  $g$  la aceleración de gravedad ( $9.81 \text{ m/seg}^2$ ) y  $d$  la profundidad del fondo marino. Para el Océano Pacífico la profundidad media es de 4 Km, lo que da una velocidad de propagación promedio de 198 m/s ó 713 Km/h. De este modo, si la profundidad de las aguas disminuye, la velocidad del tsunami decrece (Farreras, 1997).

Los tsunamis viajan desde el área de generación en todas direcciones. La dirección principal de la propagación de energía es generalmente perpendicular a la dirección de la zona de fractura del terremoto. Su velocidad depende de la profundidad del agua. Las ondas sufren aceleraciones y desaceleraciones cuando pasan sobre un fondo del océano con profundidad variable. Específicamente, las ondas del tsunami se ven afectadas por procesos de refracción y reflexión a lo



largo de su viaje. Los tsunamis son únicos en el sentido que la forma de onda se extiende a través de la columna de agua entera desde la superficie del mar al fondo del océano. Es esta característica lo que hace posible la gran cantidad de energía que se propaga por un tsunami.

Por lo tanto la velocidad de propagación depende exclusivamente de la profundidad, Tabla IV-1.

Tabla IV.1. La velocidad de propagación (López, 2005b).

Profundidad (m.s.n.m)	Velocidad (Km/h)	Largo de onda (Km)
7000	942.9	282
4000	712.7	213
2000	504.2	151
200	159.0	47.7
50	79.0	23.0
10	35.5	10.8

Cuando las profundidades son muy grandes, la onda del tsunami puede alcanzar una gran velocidad (Figura IV.6).

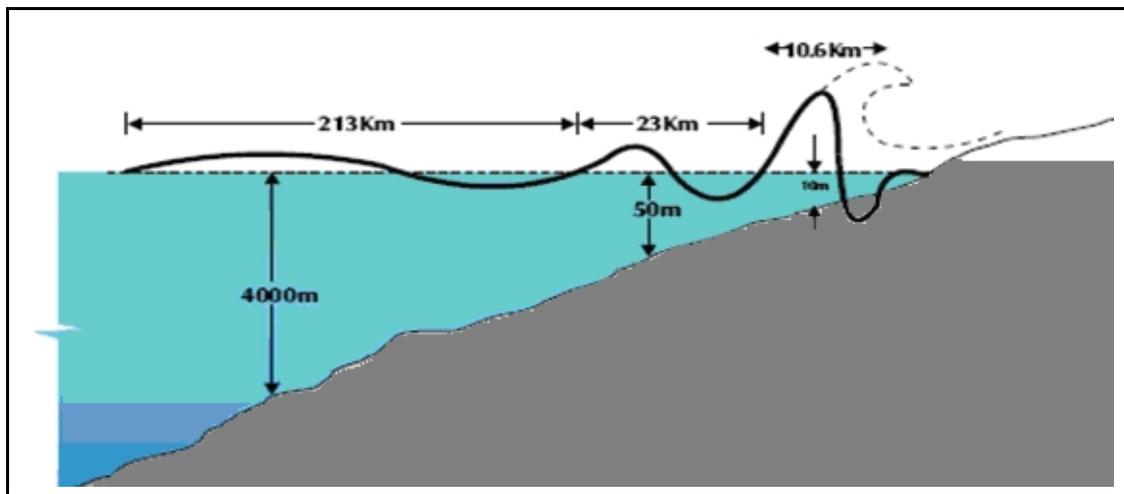


Figura IV.6. Transformación de las ondas en los tsunamis (Modificada, Ferreras, 1994).

La trayectoria más cercana a la propagación real es un arco que pasa por lugares extremos, con correcciones por refracción calculadas por optimización al tiempo de viaje mínimo, por encargo del Grupo Coordinador del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico computan, mediante la técnica anterior, los tiempos de propagación a través del Pacífico, para tsunamis originados en 24 lugares diferentes, y unen para cada caso los puntos de igual tiempo de viaje así resultantes, construyendo cartas de Isolíneas de Tiempo de Propagación de

Tsunamis Trans-Pacíficos, para uso del sistema (Farreras, 1996). Como en la aproximación lineal de tiempos de viaje de un punto fuente a otro de recepción y viceversa son iguales, la Carta de Tiempos de Propagación para un tsunami originado en la Fosa Mesoamericana frente a Acapulco (Fig. IV.7) puede usarse también para predecir los tiempos de arribo a Acapulco de los tsunamis provenientes de diversas regiones del Pacífico.

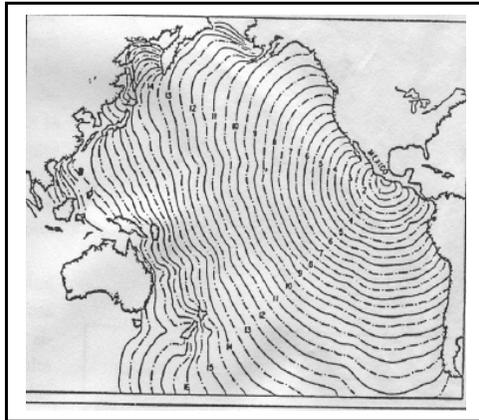


Figura IV.7. Tiempos de propagación de tsunamis (Tomado de Farreras, 1997).

La Tabla IV.2 ilustra los tiempos de propagación desde su origen hasta su arribo a Acapulco para varios tsunamis Trans-Pacíficos ya ocurridos (según Sánchez y Farreras, 1993), los que concuerdan razonablemente con los indicados en la Carta respectiva. Los tiempos de arribo a Ensenada, Baja California son de 2:30 a 4:30 antes y después del arribo a Acapulco, dependiendo del lugar de origen del tsunami.

Tabla IV.2. Tiempos de propagación de tsunamis (Según Sánchez y Farreras, 1993).

Fecha	Origen	Tiempo Viaje (horas:min)
09 marzo 1957	I. Aleutianas	10:51
22 mayo 1960	Chile	09:49
13 octubre 1963	I. Buriles	15:22
28 marzo 1964	Alaska	09:29
16 mayo 1968	Japón	16:31
29 noviembre 1975	Hawaii	08:11
14 enero 1976	Kermadec	14:02

Shokin et al. (1987) afirma que el error máximo en los tiempos de propagación indicadas en sus Cartas es de 5 minutos / hora, debido principalmente a la interpolación alisada de datos de profundidad en zonas extensas del Pacífico en que no hay aun medidas batimétricas. Sin embargo Danard y Murty (1989) indican que hay otros errores adicionales debido a:



1. Uso inapropiado de los factores de escala en las proyecciones de algunos de los mapas usados.
2. Subestimación entre 1 a 10% en las velocidades de propagación al no considerar el efecto de Coriolis, particularmente para la propagación de las ondas más largas en aguas someras y latitudes altas.
3. Resonancia que aceleran las ondas cuando la longitud de onda es del orden del tamaño de irregularidades del fondo que no son consideradas en las batimetrías aisladas.
4. Dependencia de la velocidad de fase, a segundo orden, de la frecuencia (dispersión de frecuencia) al no cumplirse rigurosamente la condición de *ονδα λαργα εν αγυασ σομερασ (μ πεθυε)ο παρα λασ χομποεντες δε λογγιτυδ δε ονδασ μ(σ χορτας (≈50 Κμ) προπαγ(νδοσε εν ζονασ δε αγυα muy profunda (> 4000 m).*

La forma de las áreas de ruptura de los sismos en la fosa mesoamericana es de forma elíptica elongada; esto propicia que la mayor parte de la energía del tsunami se propague perpendicularmente a su eje longitudinal: hacia la costa y hacia el otro extremo del Océano Pacífico, y la minoría se desplace paralelamente al eje, a lo largo del litoral.

De los tsunamis lejanos, este fenómeno permite también inferir que, para las costas de México, las zonas de ruptura sísmica frente a las Islas Filipinas (las Islas Solomon, Tonga y Samoa) representan en mayor riesgo potencial de generación de tsunamis transpacíficos con efectos destructivos. Sin embargo, hasta ahora, estas zonas de ruptura no han mostrado ser muy activas en la generación de sismos de gran magnitud generadores de tsunamis.

### IV.3 Arribo del Tsunami a la Costa.

La acción de las ondas de tsunami sobre una costa es variable y depende principalmente de la combinación de la topografía submarina y terrestre en el área y de la orientación de las ondas que estén llegando.

A medida que disminuye la profundidad del fondo marino también decrece su velocidad, las longitudes de onda se acortan, la energía se concentra en una columna de agua más corta y la altura se incrementa, con potencialidad destructiva. En la figura IV.6 y la tabla IV.1 muestra el incremento de altura de las olas por disminución de profundidad (llegando a la costa) se ilustra numéricamente para una ola de tsunami con periodo de 18 minutos que, al propagarse desde 4,000 m hasta 10 m de profundidad, su altura aumenta de 1.15 a 5.14 m (Farreras, 1997).



La interacción de las olas de los tsunamis con la costa es mucho más compleja que este arribo a la costa. Según Farreras (1997) en la costa la altura de los tsunamis depende de:

- Las características de las olas del mar abierto.
- La batimetría.
- La pendiente del fondo marino.
- La configuración del contorno de la costa.
- La refracción.
- La reflexión.
- El encerramiento de las olas en las diversas formaciones fisiográficas costeras: bahías, golfos, penínsulas, islas, cabos, deltas fluviales, lagunas costeras, etc.

Al chocar contra la costa, la energía de una ola se transfiere del agua a la costa. En el caso de un tsunami, esta transferencia es la que se traduce en desastre. A medida de que las olas entran en aguas poco profundas o bajas, la fricción del fondo del mar aplana el movimiento orbital de las partículas de agua que están cercanas a la parte de abajo. Entonces tres cosas suceden a la ola: 1) la longitud de onda decrece, 2) la velocidad decrece y 3) su altura aumenta. Entre mas alta es la ola mayor es la energía. En las olas cotidianas, esta transferencia de energía es la responsable de la erosión de las playas, movimiento de arenas a lo largo de la costa y la formación de corrientes.

A medida que un tsunami se mueve hacia aguas poco profundas, aproximándose al litoral, pierde velocidad y se torna más pronunciado. Poco se sabe de las velocidades de un tsunami cuando rompe sobre tierra seca. Se estima que los tsunamis pueden viajar con tanta rapidez como 48 km/hr en continente. El tamaño y la fuerza de un tsunami que choca contra el litoral depende de la topografía local, la forma de la línea costera y su dirección de arribo (SHOA, 2001)

Los efectos son importantes solamente en los últimos cientos de metros de la extensión horizontal de propagación en el mar cercano a la línea de la costa y en la etapa de máximo avance de invasión tierra adentro por la pendiente costera hasta el límite de inundación, en que la profundidad de la capa de agua se hace nula. Sin embargo, Mazova et al. (1982) y Synolakis (1991) demuestran que la altura máxima del tsunami en la costa predicha por la teoría lineal (que sobreestima el valor real de dicha altura) es idéntica a la altura máxima de invasión (run-up) del agua (que ocurre en el límite de inundación tierra adentro), pronosticada por la teoría no-lineal, referidas estas alturas al nivel del mar en reposo en el instante anterior a la llegada del tsunami (Figura. IV.8). Este ultimo resultado es válido solamente para olas no rompientes, estimando que el 75 % de los tsunamis están en este caso, con alturas menores que 10 m (Pelinofsky, 1989).

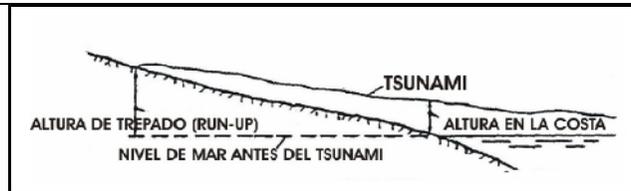


Figura IV.8. Altura de la embestida (run-up), según Farreras, 1994.

La embestida (Run-up) es la diferencia entre la elevación de la máxima penetración del tsunami y la elevación de la línea de costa al momento del ataque del tsunami (corregida por la diferencia en la elevación de la línea de costa entre la hora de la medición y la hora del ataque del tsunami).

La multiplicidad de los factores anteriores hace que la evaluación del comportamiento local de arribo de un tsunami sea un problema complejo y que, aún en distancias cortas, la altura máxima de sus olas varíe considerablemente a lo largo de la costa. No se debe confiar en la pequeñez de las olas de un tsunami al llegar a una playa; a muy pocos kilómetros, en otro lugar costero puede haber olas de gran altura.

Actualmente el método más confiable y riguroso para evaluar y pronosticar con detalle las alturas máximas que alcanzarían las olas de un tsunami a lo largo de una franja costera (por ejemplo una bahía) es la simulación computacional de la generación, propagación y su arribo. En México se comenzó a efectuar este tipo de trabajo para los puertos industriales, turísticos, y asentamientos humanos más importantes ubicados en la costa del Pacífico, cuyos modelados caen fuera de los alcances del presente trabajo.

Al llegar el tsunami a la costa, su incremento de altura por una pendiente suave provoca retiro o resaca del agua ante el frente de la ola; grandes extensiones del fondo marino quedan al descubierto (secas). En muy pocos casos no se ha producido este recogimiento del agua del mar, no todos los tsunamis proporcionan esta advertencia a las poblaciones locales.

Al acercarse las olas de los tsunamis a la costa, a medida que disminuye la profundidad del fondo marino, y también se desaceleran, y la longitud se acorta, su energía se concentra, aumenta la altura, y al arribar al litoral las olas así resultantes pueden asumir características destructivas.

En las costas opuestas de bahías semicerradas (con forma de una herradura), en el interior de las olas del tsunami ocurren reflexiones múltiples sucesivas (NOAA, 2004a) que al invadir las costas amplifican su oscilación y la altura. Este fenómeno se denomina amplificación resonante por formación de ondas estacionarias; se genera en las olas de tsunami cuya longitud sea igual o múltiplo de las dimensiones horizontales (longitud y anchura) de la bahía. Es semejante al



derrame que sucede en un plato de sopa o en una taza de café cuando el líquido se mueve por oscilación.

El movimiento ondulatorio durante su propagación se extiende verticalmente a toda la columna de agua (desde la superficie del mar hasta el fondo), con un gran transporte de energía. Esto se debe a la gran extensión de su área de generación, a la longitud de sus ondas, a la cantidad de energía suministrada en el proceso de generación, y a su condición de onda superficial (longitud de onda mucho mayor que la profundidad) aun en aguas profundas. Para esta condición de onda superficial, el cuadrado de su velocidad de propagación es directamente proporcional a la distancia y depende en una primera aproximación exclusivamente a la profundidad.

Las dos características anteriores determinan que al arribar a costas someras, con pendientes no-abrupta (poca reflexión), disminuya su velocidad, se corten sus longitudes de onda por ser invariables sus frecuencias y en consecuencia se concentre su energía aumentando sus alturas, al decrecer la profundidad. Las olas así resultantes pueden llegar a tener características destructivas en las costas de arribo.

Como otro tipo de olas, los tsunamis se desvían o refractan de acuerdo a las variaciones de la profundidad a lo largo de la línea costera. Cuando una línea de olas se aproxima al litoral, la parte que primero se mueve hacia aguas poco profundas empieza a disminuir la velocidad con relación al resto de la ola. La parte de la ola que se encuentra todavía en aguas más o menos profundas continúa propagándose con la misma velocidad. Entonces parece que la línea de olas se dobla o enrosca hacia la parte del movimiento más lento de la ola. Esto se puede ver desde un acantilado se puede ver la desviación de las olas (llamada refracción de las olas) alrededor de un acantilado, un muelle o una zona poca profunda. La refracción de las olas puede hacer que los tsunamis den la vuelta a islas se enfoquen sobre promontorios o se propaguen hacia regiones resguardadas (NOAA, 2004a).

Por análisis de los registros mareográficos, se ha inferido la ocurrencia de amplificación resonante de las olas de tsunamis en Ensenada, La Paz, Acapulco y Manzanillo, que son bahías semi cerradas (Farreras, 1997). Debido a este fenómeno, al arribo de los tsunamis provenientes de Chile en 1960 y de Alaska en 1964 las alturas máximas de las olas registradas en el mareógrafo de Ensenada, B.C., fueron aproximadamente el triple de las ocurridas en la costa abierta de la vecina localidad de la Jolla, California (USA), y mayores a los de otros puertos mexicanos. Contrariamente a una difundida creencia, la presencia de islas en bocas de las bahías de Ensenada y de Acapulco no las protege de los tsunamis; estas islas incrementan el cerco y la extensión del contorno costero, que por reflexión interna amplifica las olas del tsunami, y limita el escape de su energía hacia afuera a través de la boca.



Las olas de los tsunamis pueden penetrar por ríos, esteros, arroyos y/o lagunas costeras, y viajar a gran velocidad hasta varios kilómetros tierra adentro. Por ejemplo, las que el 19 de Septiembre de 1985 se propagaron aguas arriba por el Río Balsas, inundaron la zona portuaria de Lázaro Cárdenas; en tan solo 18 minutos llegaron hasta el segundo puente de la ciudad, distante 8 kilómetros de la boca del río. Por lo tanto, al ocurrir un tsunami hay que alejarse de ríos, esteros, arroyos y lagunas costeras.

#### IV.4 Clasificación de los Tsunamis

Los tsunamis se clasifican de acuerdo con la distancia o al tiempo de desplazamiento que hay entre su lugar de origen y el sitio de arribo a la costa según, Farreras (1997) en:

**Tsunamis locales.** El lugar de arribo a la costa esta muy cercano o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del tsunami; por tiempo de desplazamiento: a menos de una hora. Ejemplo: el generado por un sismo en la Fosa Mesoamericana frente a Michoacán el 19 de Septiembre de 1985, que tardo solo 30 segundos para llegar a Lázaro Cárdenas, y 2 Minutos a Acapulco.

**Tsunamis regionales.** El litoral invadido esta alrededor de 1, 000 Km o a pocas horas de la zona de generación. Ejemplo: el provocado por un sismo en las costas de Colombia el 12 de Diciembre de 1979, que tardo 4 horas para llegar a Acapulco.

**Tsunamis lejanos (o remotos, Transpacíficos o teletsunamis).** El sitio de arribo esta muy lejano en el Océano Pacífico, a más de 1, 000 Km de distancia de la zona de generación, aproximadamente medio día o más. Ejemplos: el ocurrido tras un sismo en Chile e 22 de mayo de 1960; tardo unas 13 horas a llegar a Ensenada, Baja California. Y el tsunami generado en Japón el 16 de mayo de 1968; demoro 14 horas en arribar a Manzanillo.

#### IV.5 Tsunamis Generados a Gran Distancia

Cuando un tsunami viaja una gran distancia a través de los océanos, se debe considerar la esfericidad de la Tierra para determinar los efectos del tsunami sobre una costa lejana. Las ondas que divergen cerca de su origen, convergerán nuevamente en un punto ubicado en el lado opuesto del océano. Un ejemplo de esto fue el tsunami de 1960, cuyo origen estuvo en la costa Sur de Chile, en latitud  $39,5^{\circ}$  S, y longitud  $74,5^{\circ}$  W. La costa de Japón está entre las latitudes  $30^{\circ}$  y  $45^{\circ}$  N y longitudes entre  $135^{\circ}$  y  $140^{\circ}$  E, una diferencia de 145 a 150 grados de longitud desde el área origen. Como resultado de la convergencia de rayos sin refractar, la costa de Japón sufrió daños importantes y ocurrieron muchas muertes. La figura



IV.9 ilustra la convergencia de los rayos de las ondas de tsunami, debida a la esfericidad de la Tierra (SHOA, 2002).

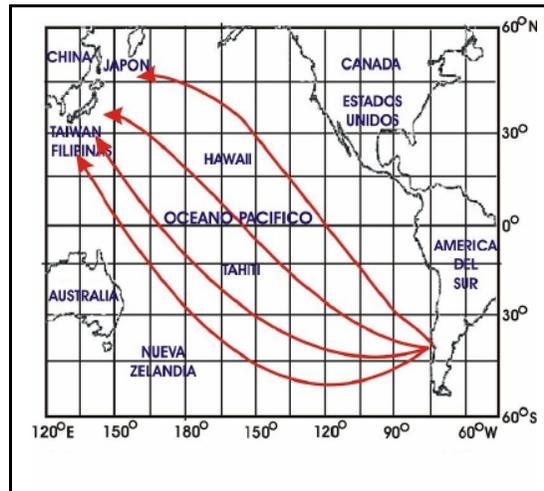


Figura IV.9. Trayectoria del tsunami de Chile (de 1960) de acuerdo con SHOA (2002).

Además del efecto ya mencionado, los rayos de las ondas de tsunami son desviados de su trayectoria natural a lo largo de círculos máximos, debido a la refracción de los rayos provocada por diferencias de profundidad, desplazándolos hacia trayectorias dadas por los lugares más profundos.

Hay otros mecanismos que causan la refracción de ondas en el agua, aun en aguas profundas y sin haber irregularidades topográficas. Ha sido demostrado que una corriente que se desplace en forma oblicua a las ondas, puede cambiar la dirección de propagación de ellas y su largo de onda (Figura. IV.10).

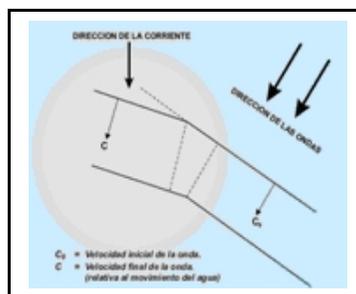


Figura IV.10. Refracción de las ondas en el agua (Modificada, SHOA, 2002).

A medida que un tsunami se aproxima a la línea de costa, las ondas son modificadas por los diversos rasgos que existen mar afuera y en la costa. Montañas sumergidas y arrecifes, plataformas continentales, promontorios, bahías de diferentes formas y la inclinación de la playa, pueden modificar el período y altura de la onda y pueden causar resonancia de ondas, energía de ondas



---

reflejadas dando origen a la formación de olas que inundarán la línea de playa. Las cordilleras oceánicas proporcionan muy poca protección a una línea de costa. Mientras que algo de energía en un tsunami podría reflejarse en una cordillera, la mayor parte de la energía será transmitida a través de la cordillera submarina.

Durante la ocurrencia de un tsunami local, sus efectos son producidos muy poco después que terminan los efectos del fenómeno que produjo el tsunami (terremoto, erupción volcánica submarina o derrumbe). Se han observado lapsos tan pequeños como dos minutos entre la ocurrencia del terremoto y la llegada del tsunami a la costa más cercana (Farreras, 1994).

## V. PRESENCIA DE LOS TSUNAMIS EN MÉXICO

### V.1 Tectónica de Placas en México

La República Mexicana está dividida en cinco Placas Tectónicas, que son las siguientes: de Norteamérica, del Pacífico, del Caribe, de Cocos y de Rivera (Figura. V.1). La Placa de Norteamérica ocupa la mayor parte de México, Estados Unidos, parte del Océano Atlántico y parte de Asia. La Placa del Pacífico ocupa la Península de Baja California, gran parte del Estado de California en los Estados Unidos y del Océano Pacífico. La Placa del Caribe abarca el Sur de Chiapas, gran parte de las Islas Caribeñas y los países de Centroamérica. La Placa de Cocos esta bajo el océano Pacífico (Espíndola, 1984).

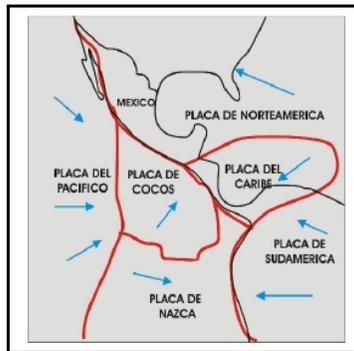


Figura V.1. Tectónica de placas del Pacífico Mexicano (Modificada de García, 1998).

Existen dos zonas sísmicas en el pacífico mexicano: una que corresponde a los sismos asociados con la subducción de la Placa de Cocos que choca con la placa de Norteamérica (la cual es responsable de los eventos que se generan en el centro y sur de la República), y la otra que corresponde a los sismos asociados con la transurrencia de la Península de Baja California respecto a la placa de Norteamérica (la cual genera la mayoría de los eventos que ocurren en el noroeste de la República).

#### V.1.1 Subducción de la Placa de Cocos

La Placa de Cocos forma el piso oceánico del Pacífico mexicano y se mueve hacia el continente con una velocidad promedio de siete centímetros al año (Espíndola, 1984).

Los límites de la placa son: la Fractura Rivera, la Cresta del Pacífico Este, la Cresta de Cocos y la Trinchera de Mesoamérica (Figura. V.2). La Cresta del Pacífico Este es la zona donde el material fundido o magmático emerge del manto y se solidifica, formando el material de la placa y empujándola hacia el continente, en tal forma que la placa oceánica se sumerge por debajo de la placa continental



(zona de subducción). La zona de la trinchera no marca el fin de la placa, sino la zona en la cual se curva, inclinando su inmersión bajo el continente; es decir, el final de la placa viene siendo la porción doblada bajo el continente, que muy probablemente se extienda más de 350 Km. después de la trinchera y quizá llegue a alcanzar 150 o 200 Km. de profundidad (Espíndola, 1984).

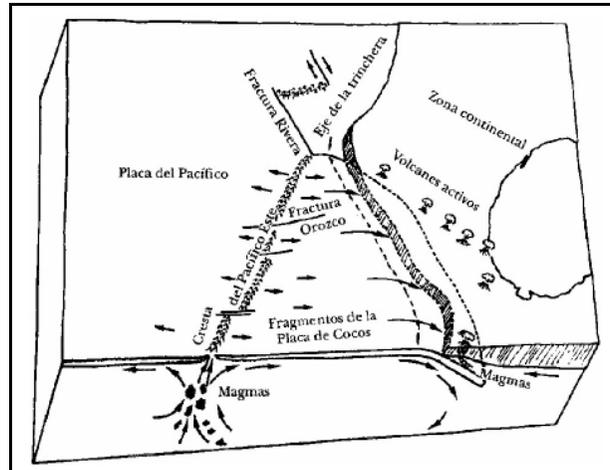


Figura V.2. Subducción en la margen occidental de México (Modificada de Medina, 1997).

La placa inicia un proceso de fricción cuando se mueve debajo de la porción continental, ya que resbala debajo de esta zona; el choque y la fricción forman plegamientos y fracturas en la zona de la corteza. Debido a la fricción, ya que la placa o las placas no son del todo lisas sino que presentan asperezas topográficas, estas desigualdades producen calor por un lado pero por el otro impiden y detienen el proceso de deslizamiento. De esta forma, si el movimiento se obstruye a causa de una gran aspereza, en ese punto se inicia un proceso de acumulación de energía de deformación, y al romperse dichas asperezas la energía acumulada se libera en forma instantánea y origina un sismo. El tamaño de la aspereza de las placas estará en función de la cantidad de energía que se acumule, y la magnitud del sismo dependerá de la cantidad de energía que se libere.

Cuando la placa oceánica se sumerge debajo de la placa continental forma una depresión oceánica o trinchera, muy notoria en la zona marina que bordea la costa. La costa pacífica mexicana, desde el estado de Jalisco hasta Chiapas, presenta una depresión oceánica denominada Trinchera de Mesoamérica. Este aspecto se observa en la figura V.2, donde se aprecia la zona en la cual se genera material que forma a la Placa de Cocos que es la de la Cresta del Pacífico Este, la cual constituye una interacción de tipo extrusivo entre la Placa del Pacífico y la Placa de Cocos. Ahora bien, la interacción de subducción entre la Placa de Cocos y la porción continental mexicana es la causa de que en esa zona de la República se presenten sismos, deformaciones, fracturamientos.

Como puede verse en la figura V.3, existe una gran fractura oceánica en la Placa de Cocos, la cual se denomina Fractura Orozco. La continuación de esta fractura hasta la zona continental demarca dos zonas sísmicas en la costa mexicana; hacia el sur de dicha fractura la sismicidad es mayor que en la zona norte.

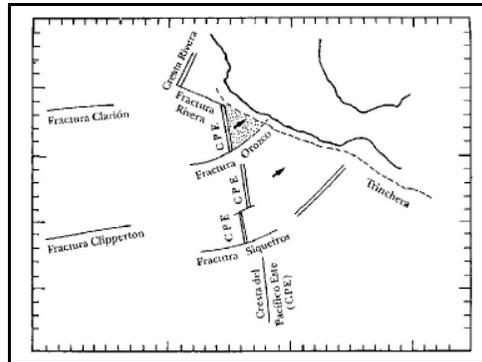


Figura V.3. Zona de subducción en México (Modificada de Medina, 1997).

Así, el fragmento de la Placa de Cocos al norte de la Fractura Orozco, el cual subduce de los estados de Jalisco, Colima y parte de Michoacán, parece presentar una baja velocidad de subducción y por lo tanto un bajo índice de actividad sísmica. En cambio, el fragmento al sur de dicha fractura parece presentar alta velocidad de subducción, lo cual se traduce en una alta incidencia de actividad sísmica. La explicación de este fenómeno puede ser que el material que emerge del interior de la Tierra para formar dichos fragmentos de placa no emerge en forma homogénea, y que el fragmento al sur de la Fractura Orozco es el que más rápidamente se forma y se mueve. Por la misma razón, diversos autores han postulado la existencia de dos placas y no una, denominando Placa Orozco al fragmento al norte de la Fractura Orozco, y al que se encuentra al sur, Placa de Cocos (Kostoglodov, 1999).

### V.1.2 La Brecha Sísmica de Michoacán

El proceso de subducción de la placa de Cocos genera una gran falla geológica que es la fuente de los más grandes y frecuentes sismos de México. La expresión fisiográfica de la falla de subducción es la fosa o trinchera que corre a lo largo de la costa de México y que alcanza localmente profundidades de hasta 5,000 m (Kostoglodov, 1999).

Una brecha sísmica es un segmento de una falla activa que durante un largo lapso de tiempo no ha sido objeto de un deslizamiento, y por lo tanto es cuna de un gran sismo. La ausencia de grandes sismos en dicho segmento de una falla durante mucho tiempo, indica que debe existir una acumulación importante de energía elástica que crece día a día y tendrá que liberarse irremisiblemente (Kostoglodov, 1999).



### V.1.3 La Península de Baja California

No todas las interacciones son iguales: África y Sudamérica los continentes se separan, es decir, la interacción entre estas placas es una separación llamado divergente. Esto quiere decir que entre las dos placas hay una gran fractura que llega hasta el manto y por ella emerge el material fundido que, al contacto con el agua de mar; se solidifica y forma el piso oceánico, empujando y separando, a los dos continentes. Esta fractura forma una cadena montañosa que es posible detectar en medio del Océano Atlántico. De manera similar, existen diversas fracturas por las cuales emerge material fundido y forman parte del piso del Golfo de Baja California, lo cual hace que la península se separe del continente. Se estima que parte del piso del Golfo de Baja California es muy joven, entre 10 y 12 Ma (Espindola, 1984).

En el noroeste de México, los sismos ocurren por la transcurción de una placa respecto a otra, como sucede en la Península de Baja California, que se está moviendo y separando de la porción continental en dirección noroeste, lo cual se representa en la figura V.4.

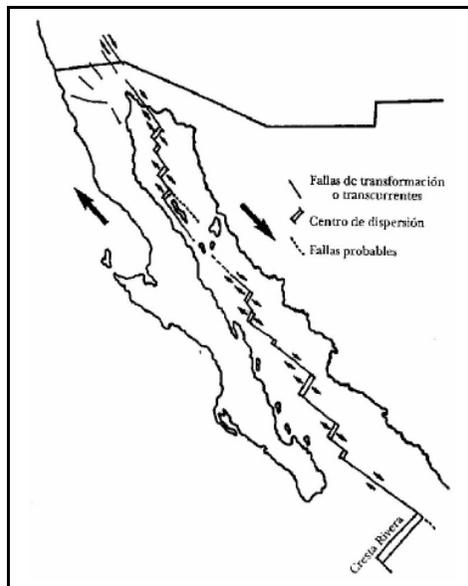


Figura V.4. Sistema de Fallas y zonas de dispersión. Golfo de Baja California (Modificada de Medina, 1997).

El tipo de interacción entre placas denominado divergentes forma cadenas montañosas que en ocasiones emergen de la superficie del mar; las llamadas islas volcánicas. Tal es el caso de Tristán de Cunha, entre África y Sudamérica, o las islas Tortuga o Colorado, en el Golfo de Baja California (Figura. V.5).

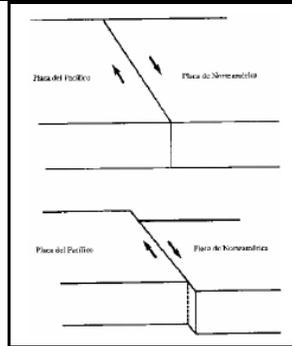


Figura V.5. Deslizamiento horizontal de grandes fallas (Modifica de Medina, 1997).

Este movimiento en sentido horizontal entre las placas equivale a deslizar un bloque con rugosidades al lado de otro con las mismas características. El proceso genera sismos, pero como sólo se presenta en la porción cortical, los sismos serán menos profundos que los que se producen por el deslizamiento de la Placa de Cocos, ya que en este caso ocurren bajo la zona cortical y por lo tanto son generalmente más profundos.

Asimismo, la península se está separando y en la boca del golfo la velocidad de la separación es mayor que la que se presenta en su punto de unión con el continente, lo cual produce el intenso fenómeno de fallamiento observado en esta última zona. Esto equivale a separar por los extremos una pieza de plástico en forma de V. Al tirar de las puntas será notoria la formación de estrías en la parte en que se unen las dos ramas; algo similar sucede cuando ocurre un intenso fallamiento y fracturamiento donde la península se une al continente. A lo largo de estas fallas se producen deslizamientos, debido al movimiento de la península, y también puede ser que se atoren asperezas (fenómeno ya descrito), que se acumule energía y de pronto se libere y produzca un sismo.

En la zona de subducción de la Placa de Cocos, adyacentes a la costa occidental de México han ocurrido aproximadamente 40 sismos de magnitud mayor que siete en el siglo pasado, en la región noroeste solo han ocurrido cinco 5 sismos con magnitud mayor a siete grados (Sing et al., 1990).

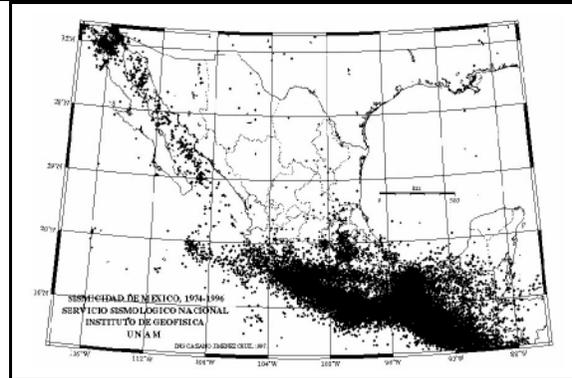


Figura V.6 Mapa de sismicidad desde 1974-1995 (Tomada de SSN, 2005).

En la figura V.6, se muestra que cada evento está representado por un punto negro, y como puede observarse, existen las dos zonas sísmicas mencionadas. Tanto el Istmo de Tehuantepec como el estado de Chiapas constituyen las zonas más sísmicas de la República, pero los sismos que ocurren en estas dos zonas son por lo general de magnitud pequeña; no así en los estados de Guerrero y Oaxaca, en donde también se observa gran actividad sísmica pero con eventos de gran magnitud. Para los estados de Michoacán, Jalisco y Colima, aunque parece no haber gran actividad, los eventos que llegan a ocurrir son por lo general de gran magnitud (Kostoglodov, 1999).

Otra gran concentración de eventos se encuentra en la zona de Baja California, sobre todo en la región de Mexicali, la cual constituye la segunda zona sísmica de la República y en la cual los eventos por lo general tienen una magnitud pequeña o regular.

En términos de la tectónica de placas y su geodinámica, una parte del estado de Michoacán presenta gran actividad, mientras que en la otra casi no hay actividad. Esto se debe a que la Placa de Cocos antes mencionada está formada por varios fragmentos; cada uno de ellos presenta diferente velocidad de subducción, lo cual se traduce en mayor o menor actividad sísmica.

Los sismos de gran magnitud en los últimos 200 años han sido solo 62, lo cual da un promedio de un evento de gran magnitud cada tres años. Esto no debe interpretarse como que cada tres años ocurra un evento de este tipo; sólo se trata de un promedio. En Chiapas no ocurren eventos de gran magnitud; más bien es en los estados de Oaxaca y Guerrero en donde se presentan eventos grandes con mayor frecuencia. Asimismo, la zona noroeste de México sólo ha presentado un evento de esta magnitud en los últimos 200 años, el cual ocurrió en el norte del Estado de Sonora. La región en donde ocurre este tipo de eventos es la zona cercana a la costa del Pacífico del centro de la República, y sólo algunos ocurren en la porción central (Kostoglodov, 1999).



Al introducirse por debajo de la costa sur de México, la Placa de Cocos se rompe y deforma produciendo sismos profundos (80 a 100 km de profundidad) que reflejan los esfuerzos a que está sometida la placa al penetrar al interior de la tierra (CENAPRED, 2001a). Si bien los sismos en el interior de la placa son menos frecuentes y de magnitudes generalmente menores que los temblores de subducción, aquellos ocurren hacia el interior del país, donde se encuentran los mayores centros de población. Su ocurrencia cercana a concentraciones urbanas produce daños relativamente altos para las magnitudes de los sismos en cuestión.

La depresión oceánica paralela a la costa del sur de México, conocida como trinchera Mesoamericana y el Golfo de California son dos fosas oceánicas profundas, estrechas y extensas en longitud, formadas por procesos endógenos (los que se originan en el interior de la Tierra). En el primer caso se trata de subducción de una placa oceánica (Cocos) bajo otra continental (Norteamérica); en el segundo es la ruptura de una placa continental cuyos bloques se separan. Además de estas dos fosas hay que considerar las laderas del fondo oceánico, de pendiente muy fuerte, que constituyen escarpes con desniveles de mil a tres mil metros en distancias transversales de 10 a 20 kilómetros. Son los escarpes de Campeche, de Yucatán y del occidente de Baja California. Estos reflejan, en apariencia, un movimiento vertical de bloques (Espíndola, 1980).

## V.2 Tsunamis en México

Las costas del Pacífico de México han mostrado desde tiempos remotos el ser susceptibles al arribo de tsunamis, muchas de las veces con un importante nivel de destructividad.

En la costa mexicana del pacífico se pueden diferenciar dos zonas de riesgo: 1) los tsunamis de origen local que son generados en la parte centro y sur, a lo largo de la Fosa Mesoamericana debido a la zona de subducción entre la placa de Cocos y la Placa de Norteamérica y 2) los de tsunamis de origen lejano de los cuales Baja California y el Golfo de California son receptores de aquellos tipos de tsunamis (Farreras, 1997).

Aunque en la costa del pacífico centro y sur también pueden ser afectados por tsunamis de origen lejano. La zona noroeste del territorio nacional el riesgo de generación de tsunamis es muy bajo debido a que la falla de San Andrés es de desplazamiento transformante, razón por la cual los movimientos del piso marino no son verticales y por consiguiente disminuye la probabilidad de que se presenten dichos eventos geológicos.

Del total de los sismos mexicanos producidos en la zona de subducción en los últimos tres siglos, al menos 14 eventos generaron tsunamis destructivos con alturas de 2 a 11 m. La costa oeste de México ha recibido también tsunamis de origen distante, no destructivos (Farreras, 1997).



La estadística de los tsunamis ocurridos en la costa occidental de México se dificulta por dos razones según, Farreras, 1997:

- 1) Excepto algunos lugares como Acapulco, antes del siglo XIX permanecieron casi deshabitados.
- 2) La operación de la red de mareógrafos, en que tradicionalmente se registran los tsunamis, comenzó hace apenas 53 años (1952) y contiene notorios vacíos de datos.

Una comparación de los parámetros tectónicos de 6 sismos tsunamigénicos mexicanos con los de los macrosismos de Chile 1960 y Alaska 1964, muestra que los sismos mexicanos tienen momentos sísmicos más pequeños (de 1 a 2%), las áreas de generación son más cortas, angostas y profundas y el levantamiento vertical es más pequeño (Sánchez y Farreras, 1988). Esto parece indicar que los sismos mexicanos más grandes no tienen la potencia ni la eficiencia para generar y esparcir energía suficiente en forma de macro tsunamis a través del Océano Pacífico.

De acuerdo con el Atlas Nacional de Riesgos (1994), existen reportes de Tsunamis en la costa del Pacífico a partir de 1732 a la fecha, período en el cual se han registrado 49 fenómenos de este tipo. 34 tienen origen local y 15 tienen su origen en puntos distantes al litoral mexicano. De los 49 tsunamis registrados 21 son recientes, registrados por la red mareográfica: 9 de origen local y 12 de origen lejano.

Atendiendo al origen local o distante de los tsunamis, la costa del pacífico se ha dividido en dos regiones en las cuales el potencial destructivo que predomina es con base según el origen (Tabla V.1):

Tabla V.1. Regiones de tsunamis según su origen (Farreras, 1994).

REGIÓN	AMPLITUD	ORIGEN
1	Desde Baja California hasta la parte central de Michoacán	Local y distante
2	Desde parte central de Guerrero hasta el sur del territorio	Local

De acuerdo con la Tabla V.2, las entidades expuestas a este fenómeno en el litoral del Pacífico son las siguientes:



Tabla V.2. Tsunamis de origen local y distante según entidad federativa.

REGION	ENTIDAD FEDERATIVA
1	Baja California Baja California Sur Sonora Sinaloa Colima Michoacán
2	Guerrero Oaxaca Chiapas

El efecto de los tsunamis, ya sean de origen local o distante se ha registrado en 9 estados costeros de la República Mexicana o sea en el 52.9% del total de los estados ubicados en los litorales.

En cuanto a la zona del Atlántico, también se contemplan dos regiones, aún cuando la incidencia de este fenómeno es significativamente menor; las regiones son las del Golfo de México y la del Caribe, Tabla V.3; en estas regiones las entidades federativas son:

Tabla V.3. Zonas posiblemente afectadas por tsunamis en el Golfo de México

REGION	ENTIDAD FEDERATIVA
Golfo de México	Tamaulipas Veracruz Yucatán
Caribe	Quintana Roo

### V.2.1 Tsunamis de Origen Local

En México, la zona de generación de tsunamis locales es la zona de subducción de la Placa de Cocos y la de Norteamérica, afectando a los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas.

Resumen cronológico de tsunamis de origen local registrados en la costa occidental de México:

Durante el período de 1732 a 1985 (Farreras, 1997), los tsunamis de origen local provocados por sismos (que van de 6.9° Richter en el Estado de Nayarit el 3 Dic. de 1948, a 8.2° Richter, en el estado de Jalisco el 3 de junio de 1932) cuyo promedio de magnitud, es del orden de 7.5° Richter, han afectado localidades del



litoral del Pacífico, fundamentalmente por estar en la región de la falla mesoamericana, prácticamente frente a las costas de los estados de Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas donde la placa de Cocos penetra por abajo de la placa norteamericana, produciendo en esta región los movimientos sísmicos que han originado el oleaje cuya afectación la resienten las poblaciones costeras.

Del período comprendido entre 1732 y 1875 se tienen escasos registros confiables de los tsunamis y sus efectos, sin embargo se observa que la ciudad de Acapulco, en el estado de Guerrero fue la más impactada (Farreras, 1994).

Dentro de la zona de la falla Mesoamericana, particularmente en la brecha de la costa del estado de Guerrero, es en donde a partir de 1732 y hasta 1985 se han originado 16 movimientos de 33 eventos tsunamigénicos, es decir aproximadamente el 52%.

En las costas del estado de Oaxaca se han presentado 6 eventos (18%) , en el estado de Jalisco 4 (12%), en el estado de Colima 2 (6%), en el estado de Michoacán 2 (6%) y en los estados de Baja California y Nayarit 1 en cada uno (6%) .

Los datos anteriores, indican que la zona mas activa desde el punto de vista sismo-tsunamigénico es la comprendida entre los límites del estado de Guerrero, donde se observa que, en el período de 1950 a 1985, se originaron 5 tsunamis, que impactaron a la ciudad de Acapulco primordialmente (Farreras, 1994).

Cabe señalar que ésta misma ciudad fue impactada por otros cinco tsunamis cuyo origen sísmico se observó en los estados de Oaxaca y Michoacán, siendo estas dos zonas las que le siguen a Guerrero en cuanto ala actividad sismo-tsunamigénica.

Es conveniente señalar que aún cuando la zona del estado de Jalisco no tiene una alta actividad sísmica, fue en ella donde el 22 de junio de 1932, se originó un tsunami que devastó la costa de Cuyutlán, Colima con una ola de 10 m; dicho tsunami estuvo precedido de otros dos tsunamis los días 3 y 18 de junio del mismo año con olas de 2.0 y 1.0 m respectivamente que impactaron a las costas de Manzanillo, Colima.

Por otra parte, debe recordarse que un sismo cuyo origen local fue frente a las costas de Guerrero, también originó un tsunami de 11 m que devastó la costa de Zihuatanejo, Guerrero.

A la fecha son estos dos eventos tsunamigénicos los más devastadores en costas de los estados de Colima y Guerrero.



De los tsunamis más recientes en costas del Pacífico son los del 19 de septiembre de 1985 que impactaron a las ciudades de Lázaro Cárdenas y Playa Azul en Michoacán con olas de 2.5 metros, ocasionando severos daños a la infraestructura portuario- industrial de Lázaro Cárdenas y a la infraestructura urbana y turística de Playa Azul, pequeño centro recreativo.

Así mismo el impacto del tsunami originado por el sismo del 19 de septiembre se dio en el centro turístico de Ixtapa y en la ciudad de Zihuatanejo, con olas de 3 m de altura, ambos centros urbanos y turísticos ubicados sobre la costa de Guerrero.

El día 20 de septiembre de 1985 se originó otro sismo frente a las costas de Michoacán similar al anterior y con impacto del tsunami registrado en Zihuatanejo con olas de 2.5 m; los daños observados fueron primordialmente sobre la infraestructura sin contar los daños físicos ocasionados a los diversos inmuebles por el efecto sísmico. En la tabla V.4 se muestra un resumen.

Tabla V.4. Resumen de los tsunamis de origen local en México (Tomada de CENAPRED, 2002).

Fecha	Epicentro del sismo (° N, ° O)	Zona del sismo	Magnitud del sismo	Lugar registrado del tsunami	Altura Máxima de las olas (m)	Índice de validez
25-Feb-1752	No definido	Guerrero		Acapulco	4.0	4
1-sep-1754	No definido	Guerrero		Acapulco	5.0	4
28-Mar-1798	No definido	Guerrero	>8.0	Acapulco	1.0-8.0	4
3-Abril-1787	No definido	Oaxaca		Pochutla Juquila	4.0 4.0	3
4-Mayo-1820	17.2° 99.6°	Guerrero	7.6	Acapulco	4.0	4
10-Mar-1833	No definido	Guerrero		Acapulco	N/D	3
11-Mar-1834	No definido	Guerrero		Acapulco	N/D	3
7-Abr-1845	16.6° 99.2°	Guerrero		Acapulco	N/D	4
29-Nov-1852	No definido	Baja California		Río Colorado	3.0	3
4-Dic-1852	No definido	Guerrero		Acapulco	N/D	4
11-May-1870	15.8° 96.7°	Oaxaca	7.9	Puerto Ángel	N/D	3
23-Feb-1875	No definido	Colima		Manzanillo	N/D	3
14-Abr-1907	16.7° 99.2°	Guerrero	8	Acapulco	2.0	4



Tabla V.4. (Cont) Resumen de los tsunamis de origen local en México (Tomada de CENAPRED, 2002).

Fecha	Epicentro del sismo (° N, ° O)	Zona del sismo	Magnitud del sismo	Lugar registrado del tsunami	Altura Máxima de las olas (m)	Índice de validez
30-Jul-1909	16.8° 99.8°	Guerrero	7.4	Acapulco	N/D	4
16-Nov-1925	18.5° 107°	Guerrero	7.0	Zihuatanejo	7-11	4
22-Mar-1928	15.7° 96.1°	Oaxaca	7.7	Puerto Ángel	N/D	3
16-Jun-1928	16.3° 96.7°	Oaxaca	7.8	Puerto Ángel	N/D	4
3-Jun-1928	19.5° 104.3°	Jalisco	8.2	Manzanillo San Pedrito Cuyutlán San Blas	2.0 3.0 N/D N/D	4
18-Jun-1932	19.5° 103.5°	Jalisco	7.8	Manzanillo	1.0	4
22-Jun-1932	19° 104.5°	Jalisco	7.7	Cuyután Manzanillo	9.0-10.0 N/D	4
29-Jun-1932		Jalisco		Cuyutlán	N/D	3
3-Dic-1948	22° 106.5°	Nayarit	6.9	Islas Mariás	2.05-5.0	3
14-Dic-1950	17° 98.1°	Guerrero	7.3	Acapulco	0.3	4
28-Jul-1957	16.5° 99.1°	Aguascalientes	7.9	Acapulco Salina Cruz	2.6 0.3	4
11-May-1962	17.2° 99.6°	Guerrero	7.0	Acapulco	0.8	4
19-May-1962	17.1° 99.6°	Guerrero	7.2	Acapulco	0.3	4
23-Ago-1965	16.3° 95.8°	Oaxaca	7.3	Acapulco	0.4	4
30-Ene-1973	18.4° 103.2°	Colima	7.5	Acapulco Manzanillo Salina Cruz La Paz Mazatlán	0.4 1.1 0.2 0.2 0.1	4
29-Nov-1978	16°, 96.8°	Oaxaca	7.8	Puerto Escondido	1.5	3
14-Mar-1979	17.3° 101.3°	Guerrero	7.6	Acapulco Manzanillo	1.3 0.4	4
25-Oct-1981	17.8° 102.3°	Guerrero	7.3	Acapulco	0.1	4
19-Sep-1985	18.1° 102.7°	Michoacán	8.1	Lázaro Cárdenas Ixtapa-Zihuatanejo Playa Azul Acapulco Manzanillo	2.5 3 2.5 1.1 1.0	4
21-Sep-1985	17.6° 101.8°	Michoacán	7.5	Acapulco Zihuatanejo	1.2 2.5	4



## V.2.2 Tsunamis de Origen Lejano

Las costas de Baja California no han registrado la presencia de tsunamis de origen local pero si de tsunamis de origen lejano (con arribo de media hora o más, después de la producción del sismo), lo que hace posible implementar un sistema regional de alarma que opere en tiempo limitado pero suficiente para ser eficaz. Numerosos tsunamis de origen cercano o lejano ya han sido detectados a su arribo a Baja California, con 6 muy notorios en los últimos 30 años (Sánchez y Farreras, 1997).

En la costa occidental de la península de Baja California, las evidencias son menores debido a la falta de testigos por su escaso y tardío poblamiento, tal es el ejemplo que se presenta en la ciudad y puerto de Ensenada la cual cuenta apenas con 100 años de existencia, sin embargo, desde que se tienen los registros mareográficos, 1957 a la fecha, se ha detectado el arribo de 10 tsunamis a la ciudad mencionada, teniendo la mayoría un origen lejano y siendo los más notorios el de mayo de 1960, con 1.24 m de altura y el de marzo de 1964 con 1.43 m de altura (Farreras, 1997).

En ambos casos no ocurrieron daños de inundaciones debido a que el estado de marea, a la hora de arribo, se encontraba cercano al nivel de baja mar media interior; cabe señalar que los demás mareógrafos de esta zona de la costa (San Quintín, Isla Guadalupe, Isla Cedros, Cabo San Lucas) son de instalación posterior a 1975 y por lo tanto sus registros son escasos.

Resumen cronológico, de acuerdo con Autor. Año, de tsunamis de origen lejano (posteriores a 1950) registrados en la costa occidental de México:

Durante el período de 1952 a 1979 (Sánchez, 1997) los tsunamis de origen distante afectaron a 12 localidades portuarias de la zona del Pacífico, siendo las más impactadas las ciudades de Acapulco y Salina Cruz; en el mismo período observado se registraron olas provenientes de sismos cuyos epicentros se localizan en el área denominada circumpacífica, siendo ésta, una de las más activas del globo terráqueo.

De acuerdo con las observaciones en cada una de estas ciudades, las olas han llegado a causar daños a la infraestructura cuando éstas no rebasan los dos metros de altura, así mismo sufren daños las viviendas y los inmuebles que están ubicados sobre la costa debido a la intromisión de la ola, que en algunos casos ha llegado a penetrar hasta 300 m, sin embargo todo depende de la fuerza de la ola, su altura y la topografía de la costa.

Otros daños observados son a la flora, a la fauna y a los suelos que dadas sus características pueden ser afectados por las aguas marinas.

Es hasta el 12 de diciembre de 1979 cuando se tiene información registrada sobre el tsunami originado por un sismo frente a las costas de Colombia en el continente



Suramericano, cuya magnitud fue de 7.9° Richter. A partir de entonces no se ha tenido un registro más de tsunamis de origen lejano que hayan afectado costas y poblaciones de la Zona del Pacífico (Farreras, 1994).

En la Tabla V.5 se presentan los datos de los tsunamis de origen lejano que han impactado las costas del Pacífico de nuestro país.

Los tsunamis de origen lejano, registrados u observados, rara vez han alcanzado a tener más de 2 m de altura de olas o a presentar alguna amenaza significativa para las poblaciones costeras.

Como la operación de la red mareográfica no tiene más de 50 años de antigüedad, y la costa occidental de México, con excepción de unos pocos lugares como Acapulco, permaneció casi deshabitada hasta los años 1800' s. La información sobre la llegada de tsunamis de origen lejano en tiempos remotos es muy limitada y poco confiable. Más aún, la población de esa época no dejó evidencias escritas, o si las hubo, éstas fueron destruidas durante la ocupación española. La información existente en los archivos de Sevilla (Farreras, 1993) es incompleta para este período. Por tal motivo los primeros 4 tsunamis de origen lejano no son confiables, estos 4 eventos vinieron de Sudamérica. Sin duda alguna otros macros-tsunamis del Pacífico deben haber arribado, pero pasaron inadvertidos.



Tabla V.5. Tsunamis de origen lejano que han impactado a las costas de México, (Tomada, CENAPRED, 2002).

Fecha	Epicentro del sismo	Zona del sismo	Magnitud del sismo	Lugar registrado del tsunami	Altura máxima de olas
4-Nov-1952	52.8° N, 159.5° E	Kamchatka	8.3	La Paz, B.C. Salina Cruz, Oaxaca	0.5 1.2
9-Marzo-1957	51.3° S, 175.8° W	I. Aleutianas	8.3	Ensenada, B.C La Paz, B.C. Guaymas, Son. Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col. Acapulco, Gro	1.0 0.2 <0.1 0.2 0.4 0.6
22-Mayo-1960	39.5° S 74.5° W	Chile	8.5	Ensenada, B.C La Paz, B.C. Guaymas, Son. Topolobampo, Sin. Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Acapulco, Gro	2.5 1.5 0.6 0.2 1.1 1.6 1.9
20-Nov-1960	6.8° S 80.7° W	Perú	6.8	Acapulco, Gro	0.1
13-Oct-1963	44.8° N 149.5° E	I. Kuriles	8.1	La Paz, B.C. Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Acapulco, Gro	<0.1 0.1 0.5 0.5
28-Mar-1964	>1.1° N 147.6° W	Alaska	8.4	Ensenada, B.C La Paz, B.C. Guaymas, Son. Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col Acapulco, Gro	2.4 0.5 0.1 0.5 0.8 1.2 1.1
4-Feb-1965	51.3° N 179.5° E	I. Aleutianas	8.2	Mazatlán, Sin. Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col Acapulco, Gro	0.1 0.5 0.3 0.4



Tabla V.5.(Cont) Tsunamis de origen lejano que han impactado a las costas de México, (Tomada, CENAPRED, 2002).

Fecha	Epicentro del sismo	Zona del sismo	Magnitud del sismo	Lugar registrado del tsunami	Altura máxima de olas
17-Oct-1699	10.7° S 78.6° W	Perú	7.5	Salina Cruz, Oax.	0.2
16-May-1968	41.5° N 142.7° E	Japón	8.0	Ensenada, B.C Mazatlán, Sin. Manzanillo, Col Acapulco, Gro	0.3 0.1 0.4 0.4
29-Nov-1975	19.4° N 155.1° W	Hawai	7.2	Ensenada, B.C Isla Guadalupe San Lucas, B.C.S. Loreto, B.C.S Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col Acapulco, Gro P. Vallarta, Jal	0.5 0.4 0.3 0.1 0.3 0.3 0.3 0.2
14-Enero-1976	29° S 178° W	Kermadec	7.3	San Lucas, B.C.S. Salina Cruz, Oax. Manzanillo, Col Acapulco, Gro P. Vallarta, Jal	0.1 0.2 0.2 0.2 0.1
12-Dic-1979	1.6° N 79.4° W	Colombia	7.9	Acapulco, Gro.	0.3



## VI. DESASTRES PRODUCIDOS POR LOS TSUNAMIS

### VI.1 Desastres Causados por Tsunamis

Según Farreras en 2003 los daños que produce un tsunami son:

- *Primarios*: Los causados a construcciones de madera, caminos, muelles, puentes y vías férreas, por efecto directo de inundación, presión y flotación en el agua.
- *Secundarios*: Los causados a estructuras de concreto y acero, vías férreas y puentes, por escurrimiento con el agua de su material de soporte que conduce a el impacto de objetos flotantes o arrastrados por las aguas (embarcaciones, vehículos, etc.) en estructuras fijas. A incendios, inducidos por impacto de tales objetos flotantes en tanques de almacenamiento de combustible. Líneas eléctricas caídas. Derrumbe de edificaciones, por erosión y depósito de sedimentos. Contaminación por líquidos y/o gases tóxicos, al romperse los recipientes o envases.

Produciendo también un impacto social, decesos y heridos, daños en vías de comunicación, hospitales, escuelas. La interrupción de servicios públicos (electricidad, telefonía, etc.) y en las actividades cotidianas de la población

#### VI.1.1 Daños producidos por el momento del flujo.

Estos daños se originan cuando la masa de agua del frente del tsunami seguido por una fuerte corriente, impacta el espacio construido y su entorno, caracterizado por obras de variadas dimensiones, árboles u otros objetos. En este impacto el tsunami muestra su fuerza destructiva, la cual, se refuerza por la colisión de los objetos arrastrados por la corriente.

Cuando el agua regresa al mar, los escombros arrastrados fortalecen la fuerza del empuje del flujo que entra, esta causa en las estructuras que fueron debilitadas con la primera ola. En ciertas ocasiones la magnitud del momento del flujo es capaz de arrastrar tierra adentro a barcos de elevado tonelaje

#### VI.1.2 Daños producidos por la inundación.

Cuando se tiene un flujo de una magnitud pequeña, la inundación que se provoca hace que todo el material que no este fuertemente ligado al terreno flote, como por ejemplo las casas de madera que no tienen cimientos sólidos. Cuando se presenta una gran extensión en el terreno plano, la masa de agua puede encontrar un pasaje hacia el interior y, por cambio de pendiente, el flujo de agua es acelerado en ese pasaje originando el barrido de los elementos que se presenten a su paso, como construcciones, estructuras, etc.



Por las inundaciones las personas y animales perecen ahogados; los barcos y otras embarcaciones menores que se encuentran en puertos y muelles, pueden ser arrastrados a tierra y depositados posteriormente en áreas distantes a su localización inicial una vez que el flujo ha retrocedido.

### V.1.3 Daños producidos por socavamiento.

Los daños producidos por el hundimiento se han observado en las infraestructuras portuarias. Ya muy cercana a la costa la corriente del tsunami, agita el fango y arena del fondo del mar, hundiendo a veces las estructuras de muelles y puertos produciendo la caída hacia el mar de las estructuras.

## VI.2 Cronología de Tsunamis y Efectos Costeros en México

Recopilación de Farreras (1993) en la cual se respetan las referencias consultadas por él:

### Cronología

Relación de tsunamis que han afectado al Pacífico mexicano (Modificado de Sánchez y Farreras, 1993)

#### Tsunamis de origen local

1537 Por un catalogo de origen japonés, se indica que en este año las costas de México fueron perturbadas por un tsunami. Sin embargo, por falta de evidencia no se esta seguro de la existencia del tsunami.

Febrero 25, 1732:

Un sismo de epicentro en las costas de Guerrero ocasionó un tsunami de 3 a 4 m de altura (estimación visual). El efecto principal fue la inundación a la plaza del puerto de Acapulco.

Septiembre 1, 1754:

Se generó un tsunami en las costas de Acapulco y San Marcos generando un tsunami que afecto el puerto de Acapulco. En un principio el mar disminuyo el nivel del mar, al retirarse las aguas causando daños a las embarcaciones, y en al regreso del agua inundó la plaza llegando a afectar casas y edificios. Se estimo que la tuvo una altura variable entre 4 y 5 m.

Marzo 28, 1787

El tsunami generado en esta fecha fue de por un sismo de magnitud  $M_s > 8.0$  y se localizó el epicentro cerca de San Marcos.



Este tsunami afectó el puerto de Acapulco. El Alcalde de Iqualapan, Guerrero, describió el tsunami en una carta publicada en la Gaceta de Acapulco del mes de Mayo de 1787 donde explica que el mar primero se retiró pero al momento de regresar el mar ya venía de una gran altura repitiéndose así por varias veces en un lapso de 24 horas. El tsunami arrastro cajas y una gran cantidad de ganado de pereció. Algunas personas salvaron sus vidas subiéndose a los árboles hasta que el agua volvió a bajar su nivel. El tsunami alcanzó una altura de 4 m.

Abril 3, 1787

En esta fecha se presentó la réplica del sismo del Marzo 28, 1787. En costas de Oaxaca se un movimiento del mar al mismo tiempo se escucho un sonido muy fuerte asociado al mismo. Una gran cantidad de peces y mariscos fueron arrojados a la playa. Lo mismo en la costa de Pochutla y Juquila. Se estimó una altura de ola fue 4 m.

Mayo 4, 1820

Se generó sismo de magnitud  $M_s=7.6$  y este a su vez ocasiono un tsunami que afecto las costas de Acapulco se notaron oscilaciones alternadas ascendente y descendente con algunas pausas en el movimiento del agua al alcanzar los niveles más altos y más bajos. Tiempo después de iniciado el fenómeno, la forma ascendente fue tan larga que el agua inundó la plaza, llegando hasta las puertas de la iglesia, situada en la parte más alta de ésta. El mar avanzó tierra adentro con gran velocidad y en forma de pared vertical arrastró todo lo que encontró a su paso. Después el nivel del mar retornó gradualmente a su nivel normal. El rompeolas fue cubierto totalmente por arena con una altura de 1.5 a 2 m, mientras que la playa alcanzó 17 m de ancho.

En relación con el sismo y tsunami, el Maestro del puerto de Acapulco relató lo siguiente: “Ayer a las 14:00 horas, un fuerte terremoto se sintió en el Puerto. Duró cinco minutos, a los siguientes 15 minutos ocurrió otro sismo que fue seguido por varios más, no tan prolongados. Todo esto aterró y deprimió a los habitantes. Después del horror de los temblores empezaron los movimientos del mar en la forma de una marea ascendente y descendente anormal, la primera a lo largo de la horizontal fue de 40 a 50 m, y la segunda de 15 a 20 m. Uno de los barcos que estaban cargando provisiones, fue forzado a salir de la bahía por seguridad”.

Marzo 10, 1833:

El sismo cuyo epicentro fue en Guerrero. En el puerto de Acapulco observó que el mar se retiró una extensión de 12 m, recuperando después su nivel de equilibrio.



---

Marzo 11, 1834

El sismo ocurrió cerca de Acapulco. El mar se retiró 33 m de la costa, regresando gradualmente a su nivel normal.

Abril 7, 1845:

Un sismo de magnitud  $M_s=7.9$  ocurrió en las costas de Guerrero que generó un tsunami. El tsunami se observó en el puerto de Acapulco, un ola enorme inundó una extensión horizontal de 40 m aproximadamente, posteriormente el agua retrocedió dejando al descubierto una extensión de 35 m del fondo marino.

Noviembre 29, 1852

Un tsunami se generó en las costas del estado Baja California, debido a un sismo registrado al sur de California, USA. La tripulación de un barco anclado a 55 km de la boca del Río Colorado, sintió el sismo precedido de ruidos y vio retirarse el agua rápidamente. La embarcación que estaba anclada en un sitio con 4 m de profundidad de agua, quedó parada a 1 m del fondo. Los bajos de arena del delta del río quedaron muy modificados después del sismo.

Diciembre 4, 1852:

El tsunami generado por el sismo de gran magnitud en las costas de Acapulco, el tsunami fue pequeño, sólo causó un retroceso mínimo del mar en unos 6 metros de la costa.

Mayo 11, 1870

Un sismo de magnitud 7.9 ocurrió en Oaxaca. En Puerto Ángel se vio un tsunami del cual no se conoce la altura ni los efectos en la costa.

Febrero 23, 1875:

Un fuerte sismo se sintió a las 4:43 hora local en el estado de Colima. En Manzanillo el sismo estuvo acompañado por un ensordecedor rugir del océano y gran agitación de sus aguas.

Abril 14, 1907:

El sismo de magnitud  $M_s = 8.0$  se localizó a ( $16.6^\circ$  N,  $99.2^\circ$  W). El tsunami afectó Acapulco, la altura estimada fue de 2 m y avanzando horizontalmente aproximadamente 300 m avanzando sobre la ciudad. No se registraron daños personales de carácter grave ya que los habitantes buscaron protección en las partes altas del puerto.



---

Julio 30, 1909:

Se localizó un sismo de magnitud  $M_s = 7.4$  en Guerrero, ( $16.8^\circ$  N,  $99.8^\circ$  W). En el puerto de Acapulco se observó un tsunami donde el mar se retiró 10 m de la costa recobrando lentamente su estado normal. El periódico el Imparcial reportó que “el mar se iba como resecaando y dejando libre de sus verdosas aguas, primero los bordes rocosos de la entrada del muelle y más tarde el muelle mismo, hasta sus últimos pilares de sustentación; y un espacio de más de cinco metros, desde donde baña normalmente la marea, había quedado al descubierto”.

Noviembre 16, 1925:

Un sismo de magnitud  $M_s = 7.0$  se localizó en Guerrero. ( $18.5^\circ$  N,  $107^\circ$  W), y generó un tsunami. El nivel del mar se elevó en forma repentina de 6 a 7 m, inundando las calles y arrastro las casas. La penetración duró de 10 a 15 min. Las aguas subieron, no solo una ola, sino una secuencia de olas según algunos marineros. Dos goletas que estaban en la bahía fueron arrojadas contra los malecones sufriendo averías de consideración.

Marzo 22, 1928:

Un sismo de magnitud 7.7 con epicentro en  $15.87^\circ$  N y  $96.7^\circ$  W en Oaxaca. Hubo un tsunami en Puerto Ángel, no se tiene registro de personas e inmuebles que hayan sido afectadas.

Junio 16, 1928:

El sismo de magnitud  $M_s = 7.8$  con epicentro en  $16.33^\circ$  N y  $96.7^\circ$  W en las costas de Oaxaca. El sismo generó un tsunami que se registró en mareógrafos de las costas de California, Hawaii, Islas Samoa y Canadá. En La Jolla y San Francisco California, las alturas registradas del tsunami fueron menores o iguales a 0.10 m, mientras que en Hilo, Hawaii, la altura del tsunami fue de 0.40 m, en tanto que en Honolulu, Hawaii, el tsunami se registró con una altura de 0.05 m y 22 min de período. En costas mexicanas, el tsunami se observó en Puerto Ángel, en donde el agua penetró una extensión horizontal de 55 m tierra adentro, destruyendo un almacén. Este tsunami también afectó Huatulco.

Junio 3, 1932:

El sismo de magnitud 8.2 se localizó cerca de las costas de Colima y Jalisco ( $19.5^\circ$  N,  $104.25^\circ$  W). Se generó un tsunami el cual afectó Manzanillo, Cuyutlán, Barra de Navidad y San Blas.

En la costa de Cuyutlán el mar se elevó e el balneario como consecuencia arrastro varias casas. El Hotel Cevallos ubicado en la parte más alta de Cuyutlán



fue inundado por el tsunami. Residentes de Navidad contaron que las olas sobrepasaban la playa arenosa. En Manzanillo, el mar retrocedió y avanzó horizontalmente más allá de su posición normal. Un pailebot de gran tonelaje fue arrojado por el mar sobre la playa. En la bahía de San Pedrito el nivel del mar subió más de 3 m. El tsunami destruyó una sección de las vías de ferrocarril, entre Cuyutlán y Manzanillo. El puerto de San Blas, Nayarit, fue inundado parcialmente.

El tsunami se propagó en el Océano Pacífico y fue registrado en las costas de Hawaii, California y las Islas Samoa. En Hilo, Hawaii, se reportaron varios cambios de nivel del mar a consecuencia del sismo. En este lugar las alturas fueron de 0.40 m, mientras que en Honolulu fueron de 0.08 m con períodos de 18 min.

Junio 18, 1932:

Este sismo de magnitud  $M_s = 7.8$  y epicentro en  $19.5^\circ$  N y  $103.5^\circ$  W. Este sismo generó un pequeño tsunami que afectó las costas de Manzanillo. Después de que ocurrió el sismo, el nivel del mar se retiró y posteriormente subió cerca de un metro. Como consecuencia del tsunami, se inundó parte del puerto. Una gran porción de la costa rocosa perdió su forma antigua, desapareciendo algunos bajos. El tsunami fue registrado en Hilo, Hawaii, con altura de 0.10 m.

Junio 22, 1932:

Un sismo de magnitud  $M_s = 7.7$  con epicentro localizado cerca de Colima ( $19^\circ$  N,  $104.5^\circ$  W). El sismo generó un tsunami muy destructivo. Este tsunami afectó Cuyutlán donde destruyó su balneario.

El tsunami tuvo una altura de aproximadamente 10 m, causó el deceso de más de 75 personas y más de 100 resultaron heridos. La longitud de la inundación horizontal tierra adentro fue de un kilómetro, llegando el agua hasta las vías del ferrocarril.

Los daños materiales se calcularon entre 2 y 6 millones de pesos. Los hoteles y residencias construidas a orillas de la playa fueron destruidas totalmente. La calle principal quedó totalmente destruida, y algunas personas fueron sepultadas en la arena. La población corrió para ponerse a salvo, sin embargo, algunas personas fueron alcanzadas por las olas, desapareciendo entre las mismas. No quedó una sola casa en pie en una faja de 20 kilómetros de longitud y hasta un kilómetro adentro de la costa.

Un tramo de vía del ferrocarril entre Cuyutlán y Manzanillo quedó atrapada por arena, árboles y arbustos arrastrados por el tsunami. El tsunami afectó una extensión de 25 kilómetros desde Ventanas (Manzanillo) hasta Salinas de Guasango (Tecomán). En Tenancillo el tsunami también causó varias víctimas. Cuyutlán fue invadido por otras dos olas de tsunami de menor intensidad, una ola



durante la noche del 22 de Junio y la otra poco después de las 9 de la mañana el día 23 de Junio. En esta ocasión el agua sólo llegó a la glorieta principal del balneario, ubicada aproximadamente a 500 m de la costa. El tsunami también se registró en Salinas de Guasango, Tecualillo y El Real.

El periódico Excelsior, describió en forma dramática el tsunami de la manera siguiente: "Dos o tres minutos antes de que viniera la ola las aguas del mar se recogieron de manera violenta, ya medida que se retiraban, se hinchaban como si el líquido que retrocedía se fuera amontonando en capas, una sobre otra, hasta formar la apariencia de un muro monumental, no con el aspecto de una ola sino de un frente vertical, cortado a pico. Esta avalancha se retiró de 300 a 400 metros mar adentro y de pronto avanzó con violencia inusitada en dirección del pueblo. La dantesca avalancha avanzó destrozando y arrasando cuanto hallaba a su paso, derribando hoteles, casas, muros, enramadas, bodegas, palmas, etc., conservando su aspecto de muro líquido de gran elevación, hasta que alcanzó el Hotel de Santa Cruz (situado sobre un médano alto de arena) estallando y cayendo en densa sábana sobre las construcciones y el pueblo todo que estaba a nivel inferior. Las casas y hoteles quedaron totalmente destruidos, y los lugares por donde pasaba la deforme mole líquida quedaban convertidos en playa llana. El Hotel Cevallos formado por tres construcciones de cemento armado quedó hecho pedazos, y los bloques diseminados en una extensión de varios centenares de metros. Tres minutos fueron suficientes para arrasar todo el balneario. En las charcas que dejó la formidable marejada, flotaban los cadáveres de niños y adultos ahogados. Un camión fue lanzado con tripulantes y todo desde la playa, a más de doscientos metros por sobre las casas. La calle principal quedó cubierta de enormes peces y tiburones de gran tamaño, así como escombros, heridos y ahogados. Palmas enormes fueron barridas. El mar arrastró cabezas de ganado vacuno, cerdos, perros, caballos, gallinas, etc. El fenómeno abarcó 7 kilómetros y la ola entró hasta la vía del ferrocarril que está a un kilómetro de la playa, dejando un hacinamiento de árboles y cadáveres de animales sobre la vía férrea. En Manzanillo, durante uno de los sacudimientos del temblor, el mar descendió aproximadamente 9 m su nivel normal y sólo se recuperó dos horas después".

El tsunami se registró en Hilo, Hawaii con amplitud de 0.10 m

Junio 29, 1932

Algunos autores mencionan la ocurrencia de un tsunami en Cuyutlán en esta fecha, sin embargo hay dudas sobre la existencia de este evento.

Diciembre 3, 1948:

Un sismo de magnitud  $M_s=6.9$  cuyo epicentro localizado a los  $22^\circ$  N y  $106.5^\circ$  W afectó las Islas Marias. Este sismo generó un tsunami, el cual no fue registrado ni



observado en ningún otro lugar, y las crónicas históricas de prensa no lo mencionan, pero algunos autores lo estiman entre 2.0 y 5.0 m.

Diciembre 14, 1950:

Se generó un tsunami pequeño en las costas de Acapulco por un sismo de magnitud  $M_s = 7.3$  cuyo epicentro fue localizado a los  $17.2^\circ$  N y  $98.1^\circ$  W. El tsunami tuvo una altura en la ola inicial de 0.30 m y el período entre la primera y segunda cresta fue de 23 min. El tsunami también fue registrado en Port Allen, en las Islas Hawaii, con una altura menor de 0.10 m y el período de 25 min.

Julio 28, 1957

El sismo de magnitud  $M_s = 7.9$  se localizó en ( $16.5^\circ$  N,  $99.1^\circ$  W). El sismo generó un tsunami, el cual fue registrado en los mareógrafos de Acapulco y Salina Cruz.

Mayo 11, 1962

Se generó un tsunami pequeño el cual fue registrado por el mareógrafo de Acapulco, este tsunami fue originado por un sismo de magnitud  $M_s = 7.0$  se localizó a ( $17.25^\circ$  N,  $99.6^\circ$  W). El evento empezó a registrarse en el mareógrafo con un descenso en el nivel del mar de 0.54 m y un ascenso subsiguiente de 0.81 m. Se observaron oscilaciones periódicas a intervalos regulares de 30 min que duraron más de 14 horas (fueron 25 oscilaciones). La ola inicial del tsunami tardó 9 min en recorrer los 100 Km. que separan aproximadamente el epicentro del sismo y la estación mareográfica de Acapulco, con una velocidad promedio de 666 Km/hr.

Mayo 19, 1962

El sismo de magnitud  $M_s = 7.2$  se localizó a ( $17.1^\circ$  N,  $99.6^\circ$  W). El tsunami asociado al mismo fue registrado en el mareógrafo de Acapulco. El inicio del tsunami en la estación mareográfica se registró como un descenso en el nivel del mar de 0.27 m y una elevación subsiguiente de 0.34 m. Las oscilaciones tuvieron un período de 30 min.

La velocidad de propagación promedio del tsunami desde su origen a la estación mareográfica fue de 660 Km/hr.

Agosto 23, 1965

Un sismo de magnitud  $M_s = 7.3$  localizado a los  $16.3^\circ$  N y  $95.8^\circ$  W. Se registró un tsunami de altura máxima 0.4 m en el mareógrafo de Acapulco.



---

Enero 30, 1973

El sismo de magnitud  $M_s = 7.5$  se localizó aproximadamente a 110 Km. al sur del volcán de Colima y 160 Km. al Sureste de Manzanillo ( $18.4^\circ$  N,  $103.2^\circ$  W). El tsunami generado por el sismo fue registrado en cinco de las estaciones mareográficas del Pacífico mexicano: Acapulco, Manzanillo, Salina Cruz, La Paz y Mazatlán

El tsunami se registró con mayor intensidad en Manzanillo cuya altura de la ola inicial midió 0.30 m y la altura máxima fue de 1.13 m. También fue registrado en Hilo, Hawaii, con una altura máxima de 0.22 m.

El período inicial del tsunami 28 min Acapulco, 29 min en Manzanillo, La Paz fue de 54 min y en Salina Cruz de 34 min. El tiempo de propagación de la ola inicial desde el origen a las estaciones mareográficas de 19 min en Manzanillo y 45 min en Acapulco. Las velocidades correspondientes fueron de 710 y 406 Km/hr.

Noviembre 29, 1978

El sismo de magnitud  $M_s = 7.8$  y epicentro localizado a los  $16^\circ$  N,  $96.8^\circ$  W. Este sismo generó un tsunami pequeño en las costas de Puesto Escondido, el cual no fue registrado en los mareógrafos por no haber equipo en la zona. Pero si fue observado. Se estima que el agua se retiró 10 m inundando la calle principal. La altura de ola del tsunami fue estimada en aproximadamente 1.5 m.

Marzo 14, 1979:

Se generó un sismo en las coordenadas ( $17.3^\circ$  N,  $101.3^\circ$  W) cuya magnitud fue de  $M_s = 7.6$ . El tamaño del área epicentral fue de  $1200 \text{ km}^2$  y se localizó totalmente en la región oceánica. A este evento se le atribuye un tsunami, el cual fue registrado en las estaciones mareográficas de Acapulco y Manzanillo.

En Acapulco, la altura registrada de la ola inicial fue de 0.21 m y la bajada máxima de 1.31 m. El período entre la primera y segunda cresta del tsunami fue de 30 min. La ola inicial del tsunami recorrió la distancia entre el origen y la estación mareográfica de Acapulco en 16 min, con una velocidad de propagación promedio de 593 Km/hr .

En Manzanillo, la ola inicial se registró 25 min después de que se registrara en Acapulco, promediando una velocidad de 543 Km/hr. En esta localidad, la altura inicial del tsunami fue de 0.10 m y la elevación máxima registrada fue de 0.42 m. El período entre la primera y segunda cresta fue de 35 min.



El tsunami fue registrado por un sensor de presión localizado a 150 Km. al sur de Cabo San Lucas, en la punta de Baja California ya 981 Km. del epicentro del sismo, a una profundidad de 3210 m en aguas profundas.

Octubre 25, 1981

La parte central de La brecha de Michoacán fue lugar del origen de un sismo de magnitud  $M_s=7.3$ , cerca de Playa Azul y Lázaro Cárdenas, Michoacán.

La estación mareográfica de Acapulco registró evidencias de un tsunami pequeño con altura máxima de 0.09 m.

Septiembre 19, 1985

En la Fosa Mesoamericana ocurrió un sismo de magnitud  $M_s = 8.1$  su epicentro se localizó a los  $18.14^\circ N$ ,  $102.71^\circ W$ .

La generación del sismo fue compleja, ocurriendo en tres pulsos de liberación de esfuerzos, el segundo y tercer pulso separados por 26 y 47 segundos después del pulso inicial. El tamaño de la zona de ruptura estimada en base a las réplicas fue de 170 Km. de largo por 50 Km. de ancho. El ángulo de subducción fue pequeño, entre 10 a 15 grados y la componente vertical del desplazamiento del lecho marino fue de 0.93 m.

Se generó un tsunami el cual fue observado en Lázaro Cárdenas, Playa Azul, Iztapa-Zihuatanejo, Acapulco y Manzanillo La estación mareográfica de Acapulco fue la única de la Red Mareográfica de México que registró el tsunami.

En Playa Azul, el tsunami erosionó fuertemente la playa depositando la arena en su cara superior, con alturas de hasta un metro. El tsunami penetró una extensión horizontal tierra adentro de aproximadamente 150 m, inundando algunos restaurantes y hoteles, cercanos a la costa.

En Lázaro Cárdenas, después de medio minuto de ocurrido el pulso inicial del sismo, el nivel del mar descendió y retrocedió 60 m aproximadamente regresando posteriormente e inundando unos 500 metros horizontalmente tierra adentro, con alturas de olas de 2.5 m. El tsunami erosionó y transportó arena de la playa destruyendo 1500 m de las vías férreas que enlazan la Siderúrgica Las Truchas con la Planta de Fertilizantes, FERTIMEX, removiendo el material de relleno del puente-dique de acceso a la planta de FERTIMEX.

En Ixtapa, el tsunami inundó algunas albercas de los hoteles cercanos a la playa.

En Zihuatanejo, el tsunami alcanzó alturas de hasta 3 metros, que se debieron posiblemente a las condiciones resonantes de esa bahía somera y de



configuración circular semicerrada. El tsunami inundó la Capitanía de Puerto, restaurantes y hoteles.

En la estación mareográfica de Acapulco, la ola inicial del tsunami se registró con una elevación de 0.53 m. La elevación máxima fue de 1.15 m. El período entre la primera y segunda cresta del tsunami fue de 12 minutos. El tiempo de propagación fue de 23 min (desde su origen a la estación mareográfica) y su velocidad promedio fue 802 Km/hr.

El tsunami se propagó a través del Océano Pacífico y fue registrado en las estaciones mareográficas de Centro América, Colombia, Ecuador, Polinesia Francesa, Samoa y Hawaii.

El tsunami causó temor entre la población que vive en zonas costeras del Pacífico mexicano, particularmente en Baja California.

Septiembre 21, 1985

El sismo registrado en esta fecha se considera la replica de mayor intensidad del sismo anterior, este sismo de magnitud  $M_s=7.5$ , su epicentro se localizó en el océano ( $17.62^\circ$  N,  $101.82^\circ$  W). El sismo fue un evento simple, de un sólo pulso de liberación de esfuerzos. La zona de ruptura fue de 33 Km. de ancho por 66 Km. de largo.

El tsunami se registró en la estación mareográfica de Acapulco. La elevación de la ola inicial fue de 0.43 m, y la altura máxima del tsunami fue de 1.20 m. El tiempo de propagación de la ola inicial, desde su origen ala estación mareográfica de Acapulco fue de 19 minutos. La velocidad promedio de propagación fue de 709 Km/hr.

Octubre 9, 1995

Se origino un terremoto de magnitud  $M_s= 8.0$ , ocurrió costa afuera de los estados de Jalisco y de Colima. Se generó un tsunami, afectando 200 Km de la línea de costa. Afectando las costas de Manzanillo. La altura del tsunami fue entre 4 a 5 m (USC, 1995)

Tsunamis lejanos

Octubre 28, 1746

Se presento un tsunami de origen lejano en las costas de Acapulco debido a un sismo que se generó en Perú, cuya magnitud no esta determinada. Al parecer este tsunami fue el causante de que una embarcación en Acapulco fuese lanzada hacia la costa.



---

Agosto 13, 1868

Un tsunami de retirada del mar de 35 m, fue observado en las costas de Acapulco. Este tsunami se estima que fue generado por un sismo en Chile, la magnitud del sismo se cree que fue de magnitud entre  $M_s = 8$  o 9. Este tsunami inundó algunas casas cercanas a la costa.

Mayo 9, 1877:

Un sismo registrado en la costa de Iquique en Chile de magnitud  $M_s = 8$  cuyo epicentro se encuentra en las coordenadas  $16.85^\circ$  S y  $99.93^\circ$  W, fue el causante de un tsunami de origen lejano que afectó las costas de Acapulco, el agua del mar inundó las calles y llegó hasta la plaza principal en 4 olas sucesivas con intervalos de 15 minutos y subidas y bajadas de nivel de 1 metro. Otras 5 olas a intervalos irregulares de 25 a 35 minutos se observaron al día siguiente.

Enero 31, 1906

Un sismo de magnitud  $M_s = 8.6$ , que originó un tsunami, se produjo frente a las costas de Ecuador y Colombia. Según Soloviev y Go (1975) el tsunami fue observado en México, pero se desconocen los datos de arribo y sus efectos.

Noviembre 4, 1952

Se registró un sismo al SE de la costa de Kamchatka, cuya magnitud fue de  $M_s = 8.25$ . El tsunami generado por el sismo se registró en dos estaciones mareográficas de la costa mexicana del Pacífico; La Paz, Baja California Sur y Salina Cruz, Oaxaca.

En La Paz, el período registrado del tsunami fue de 38 min y en Salina Cruz fue de 35 min. El tsunami se registró con mayor intensidad en Salina Cruz que en La Paz. En Salina Cruz la altura máxima fue de 1.22 m, en tanto que la altura en La Paz fue de 0.49 m. La altura inicial del tsunami en ambos lugares fue menor de 0.1 m.

Marzo 9, 1957

Se generó un sismo de magnitud  $M_s = 8.25$ , se originó al SE de la Isla Adak, en la cadena de las Islas Aleutianas. El tsunami asociado al sismo se registró en ocho estaciones mareográficas de la costa oeste de México: Ensenada, Baja California, La Paz, Baja California Sur; Guaymas, Sonora; Topolobampo, Sinaloa; Mazatlán, Sinaloa; Manzanillo, Colima; Acapulco, Guerrero y Salina Cruz, Oaxaca.

El tsunami se detectó primeramente en la estación de Ensenada, Baja California, a la que arribó en un tiempo de 6 horas 48 min después de su generación. La velocidad promedio de la ola inicial del tsunami tomando en cuenta la distancia del



gran círculo desde el origen del tsunami a la estación de Ensenada fue de 814 Km/hr.

En Acapulco, la ola inicial se registró 4 horas después que en Ensenada. De todas las estaciones mexicanas donde se registró el tsunami, tuvo mayor intensidad en Ensenada con altura máxima del orden de un metro. La llegada del tsunami a la Paz y Salina Cruz fue enmascarada por olas locales.

Mayo 22, 1960:

El sismo se localizó frente a la costa de Chile ( $39.5^{\circ}$  S,  $74.5^{\circ}$  W). Su magnitud fue de  $M_s=8.5$  es la más alta medida en toda la historia sísmica. El área epicentral del sismo midió 1050 Km. de largo por 300 Km. de ancho, mientras que el desplazamiento vertical máximo del lecho alcanzó 5.7 m.

El sismo generó el tsunami más destructivo a nivel global del Océano Pacífico, ocurrido en el pasado siglo. En las costas mexicanas del Pacífico, el tsunami se registró en la mayoría de las estaciones mareográficas en operación en esa fecha: Salina Cruz, Oaxaca; Acapulco, Guerrero; Topolobampo, Sinaloa; Guaymas, Sonora; La Paz, Baja California Sur y Ensenada, Baja California.

La estación mareográfica de Salina Cruz, la más cercana en México al origen del tsunami, registró primeramente el evento, y 4 minutos después se registró en Acapulco, Guerrero.

Los períodos del tsunami fueron más altos en las estaciones mareográficas localizadas dentro del Golfo de California, siendo de 155 min el máximo, registrado en la estación de Guaymas, Son., y el mínimo de 33 minutos en Mazatlán, Sinaloa.

Ensenada fue la única estación mareográfica en México donde la elevación de la ola inicial fue mayor de 1 metro. En esta estación se registró también la máxima elevación 2.47 m. El tiempo de propagación de la ola inicial del tsunami, desde su origen a Salina Cruz, fue de 9 horas 45 minutos, mientras que a Ensenada (la más lejana de las estaciones mexicanas) la ola inicial tardó 13 horas 37 minutos. La velocidad promedio de propagación a estas estaciones fue de 673 Km/hr y 667 Km/hr respectivamente.

La probable ocurrencia del tsunami en las costas mexicanas provocó temor en algunas de las comunidades, como Zihuatanejo, en donde el nivel del mar empezó a subir alrededor de las 13 horas del día 23 de mayo, hasta que las olas penetraron a la población y cortaron el tránsito de varias calles. No se reportaron desgracias personales, solo daños materiales por inundación. Un gran número de embarcaciones quedaron paradas al retirarse las aguas que invadieron la parte



baja del puerto, conocida como Las Salinas. Las olas arrasaron también un pequeño puente para peatones.

En Acapulco el tsunami se manifestó inicialmente como una disminución del nivel del mar, retirándose las aguas de la costa unos 15 o 10 m. Posteriormente el nivel del mar alcanzó un nivel superior al normal, causando daños a la cimentación de edificios y casas. Muchas personas buscaron refugio en las partes más altas del puerto, por lo que no se reportaron desgracias personales.

Los habitantes y turistas en el puerto de Acapulco observaron el raro fenómeno marítimo, el cual fue descrito como bello e imponente. Las olas invadieron las playas, lo que motivó la natural expectación de los bañistas y de los habitantes de la ciudad. El fenómeno llegó a su máximo alrededor del mediodía, en que las aguas de la bahía rebasaron los diques del malecón al grado de inundar las oficinas de la caseta de pesca anexa al restaurante "Rincón del Pescador". Al retirarse las aguas, bajaron de su nivel normal, dejando algunas lanchas varadas. No se llegó al estado de alarma, sin embargo la Capitanía del Puerto giró instrucciones para que se tomaran medidas preventivas con el fin de evitar desgracias personales.

Las poblaciones de Ensenada, Mazatlán y Manzanillo también experimentaron pánico ante posible ataque del tsunami.

Noviembre 20, 1960

El sismo de magnitud  $M_s=6.8$  se localizó en la costa de Perú ( $6.8^\circ$  S,  $80.7^\circ$  W). El sismo generó un tsunami que fue registrado débilmente en la estación mareográfica de Acapulco con una altura máxima de sólo 0.13 m.

Octubre 13, 1963

El sismo de magnitud  $M_s = 8.1$  se localizó en las Islas Kuriles ( $44.8^\circ$  N,  $149.5^\circ$  E). El tsunami generado por el sismo se registró débilmente en las estaciones mareográficas de la costa Oeste de México: La Paz, Mazatlán, Acapulco y Salina Cruz. En Acapulco la altura de la elevación inicial del tsunami fue apenas de 0.09 m. El tiempo de propagación del tsunami desde su origen a Acapulco fue de 15 hrs. y 22 minutos con una velocidad de propagación promedio de 891 Km/hr. El período entre la primera y segunda cresta fue de 31 min. En Salina Cruz, la llegada de la ola inicial fue enmascarada por seiches locales y la elevación máxima fue de 0.49 m .

Marzo 28, 1964

El sismo de magnitud  $M_s=8.4$  se localizó en la costa de Alaska, en la cadena de las Islas Aleutianas ( $61.1^\circ$  N,  $147.6^\circ$  W). Este sismo es el segundo en magnitud



ocurrido en el pasado siglo, después del sismo de Chile de Mayo de 1960. El sismo provocó un desplazamiento vertical del fondo marino de 11.3 metros. El área epicentral midió 950 Km. de largo por 1 500 Km. de ancho.

El tsunami generado por el sismo se registró en la mayoría de las estaciones mareográficas de la costa mexicana del Pacífico: Ensenada, La Paz, Guaymas, Topolobampo, Mazatlán, Manzanillo, Acapulco y Salina Cruz.

Ensenada fue la única estación mexicana donde la altura de la ola inicial del tsunami alcanzó más de un metro de altura (1.43 m) y la altura máxima rebasó los dos metros. Las estaciones localizadas en el Golfo de California registraron las alturas menores.

El rango de períodos del tsunami registrado en las estaciones mareográficas fue de 30 a 46 minutos, a excepción de Guaymas en donde el período fue de 3 horas.

El tiempo de propagación del tsunami a Ensenada, la estación más cercana al origen de todas las estaciones mexicanas, fue de 6 horas 6 minutos. En cambio, a Salina Cruz, la estación más alejada, el tsunami tardó 10 horas 34 minutos. La velocidad promedio de propagación a Ensenada y Salina Cruz fue de 630 Km/hr y 604 Km/hr respectivamente.

El tsunami provocó temor en las poblaciones costeras del Pacífico mexicano. En Ensenada y Mazatlán, miles de personas huyeron a las partes altas, temerosas de resultar afectadas por el tsunami. Mazatlán fue abandonada en forma precipitada por la mayor parte de los habitantes en sólo dos horas. En Ensenada unas veinte mil personas huyeron hacia los cerros. El éxodo se hizo a pié y en automóviles. Se reportaron algunos accidentes menores debido ala tumultuosa fuga.

Febrero 4, 1965

El sismo de magnitud  $M_s=7.5-8.7$  se localizó cerca de las Islas Aleutianas ( $51.3^\circ$  N,  $179.5^\circ$  E). El tsunami asociado al sismo se registró débilmente en las estaciones mareográficas del Pacífico mexicano: Mazatlán, Manzanillo, Acapulco y Salina Cruz. Las alturas máximas registradas fueron menores de 0.50 m.

Octubre 17, 1966:

El sismo de magnitud  $M_s=7.5$  se originó en las costas del Perú ( $10.7^\circ$  S,  $78.6^\circ$  W). El tsunami se registró débilmente en la estación mareográfica de Salina Cruz. El tiempo de propagación de la ola inicial del tsunami desde su origen a la estación mareográfica fue de 6 horas 31 minutos y viajó a una velocidad promedio de 537 Km/hr. La elevación inicial de la ola fue de sólo 0.15 m y el período de 29 min.



---

Mayo 16, 1968

El sismo de magnitud  $M_s=8.0$  se localizó en la costa de Japón ( $41.5^\circ$  N,  $142.7^\circ$  E). El tsunami generado por el sismo fue registrado en cinco de las estaciones mareográficas mexicanas: Ensenada, La Paz, Mazatlán, Manzanillo y Acapulco.

Ensenada fue la primera estación adonde se registró el tsunami, arribando en un tiempo de 11 horas 24 minutos después de haberse originado. Se propagó a una velocidad promedio de 1053 Km/hr. En las cinco estaciones el tsunami se registró débilmente, con alturas de la ola inicial menores que 0.12 m. El período del tsunami entre la primera y segunda cresta estuvo en el rango de 17 a 31 min.

Noviembre 29, 1975

El sismo de magnitud  $M_s=7.2$  se localizó cerca de Kalapana, en las Islas Hawaii ( $19.4^\circ$  N,  $155.1^\circ$  W). El tsunami asociado al sismo se registró débilmente en 8 estaciones mareográficas mexicanas: Ensenada, Isla de Guadalupe, Cabo San Lucas, Loreto, Manzanillo, Puerto Vallarta, Acapulco y Salina Cruz.

El rango de períodos registrados en las estaciones mareográficas varió entre 10 y 17 minutos. Isla Guadalupe y Puerto Vallarta registraron el mismo período de 10 minutos, mientras que Cabo San Lucas y Acapulco registraron un período de 12 min y Ensenada el máximo de 17 min.

La ola inicial del tsunami tardó en llegar 5 horas 9 minutos a la estación mareográfica de Isla Guadalupe, la más cercana al origen del tsunami de las estaciones mexicanas, promediando una velocidad de 802 Km/hr.

El tsunami se registró con mayor intensidad en Ensenada que en el resto de las estaciones mexicanas. En dicha estación la elevación inicial fue de 0.18 m y la altura máxima fue de 0.46 m.

Enero 14, 1976:

El sismo de magnitud  $M_s=7.3$  se localizó cerca de las Islas Kennadec, al Norte de Nueva Zelandia ( $29.0^\circ$  S,  $178.0^\circ$  W). El tsunami asociado al sismo fue registrado en 5 estaciones mareográficas del Pacífico mexicano: Cabo San Lucas, Puerto Vallarta, Manzanillo, Acapulco y Salina Cruz.

En todas estas estaciones el tsunami se registró débilmente. La altura máxima alcanzó apenas 0.24 m en Acapulco, Guerrero, en tanto que las alturas de la ola inicial fueron menores o iguales a 0.12 m. El tiempo de propagación del tsunami a Cabo San Lucas fue de 12 horas 36 minutos. A esta estación, la ola inicial promedió una velocidad de 737 km/hr. El período máximo del tsunami fue de 29



---

min, se registró en Acapulco, mientras que el período mínimo (7 min.) se registró en Puerto Vallarta.

Diciembre 12, 1979

El sismo de magnitud  $M_s = 7.8$  ocurrió en la costa de Colombia ( $1.58^\circ$  N,  $79.39^\circ$  W) donde originó un tsunami que causó centenas de muertos y destrucción en al menos 6 pueblos de pescadores de ese país. El tsunami se propagó por todo el Pacífico y se registró débilmente en Acapulco, en donde la altura máxima fue de sólo 0.30 m, por lo que pasó desapercibido para la población; Iida (1984) indica que también alcanzó 0.50 m en Manzanillo, pero no se encontró el registro mareográfico para confirmarlo.



## VII. ALERTA DE TSUNAMIS

Los sistemas de advertencia contra tsunamis están diseñados para alertar a las poblaciones costeras respecto a la aproximación de una serie de olas gigantes que pueden llegar a ser destructivas.

A continuación se citan organismos creados para la alerta de tsunamis y diferentes boletines.

ICG/ITSU Grupo de Coordinación Internacional para el Sistema de Alarma de Tsunamis en el Pacífico. Fue creada en el año de 1968 por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la UNESCO. Promueve la coordinación y organización de las actividades de mitigación de tsunamis (NOAA, 2004).

IUGG Unión Geodésica y Geofísica Internacional, hace investigación de tsunamis a nivel internacional (NOAA, 2004).

El Centro Internacional de Información de Tsunamis (ITIC), localizado en Honolulu, Hawaii (Figura VII-1), fue establecido en Noviembre de 1965 por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia, y la Cultura (UNESCO). El ITIC trabaja estrechamente con el Centro de Alarma de Tsunami del Pacífico (PTWC). México al igual que otros 25 países pertenece a estos sistemas de alerta de tsunamis (SHOA, 2001).



Figura VII-1. Sistema de Alerta de los tsunamis en el Pacífico Mexicano, (Modificado, Pararas 1998)



Los 25 países restantes Miembros son los siguientes: Australia, Canadá, Chile, China, Colombia, Costa Rica, Ecuador, Estados Unidos de América, Federación Rusa, Fiji, Filipinas, Francia, Guatemala, Hong Kong (Reino Unido), Indonesia, Islas Cook, Japón, Nicaragua, Nueva Zelandia, Perú, República de Corea, República Democrática Popular de Corea, Samoa Occidental, Singapur, y Tailandia (SHOA, 2001).

El ITIC es responsable de supervisar las actividades internacionales de alerta contra tsunamis en el Pacífico y ayuda a las mejoras de las comunicaciones, redes de computadoras, adquisición de datos y diseminación de información. Emite la información hacia los Miembros y No –Miembros sobre sistemas de alerta de tsunamis, promueve investigación sobre tsunamis y su aplicación para prevenir pérdidas de vida y daños a la propiedad (NOAA, 2004).

El ITIC coordina programas de entrenamiento para la prevención de tsunamis; así como informa a las autoridades locales de los países miembros sobre los aspectos de educación e investigación de vanguardia. Conduce a los miembros a que tomen conciencia de los riesgos de un tsunami y así llevar a cabo programas de protección civil, de viviendas ante las comunidades. Este organismo internacional da una información general sobre el riesgo de un tsunami ya sea por conferencias, publicaciones, materiales educativos, y programas de prevención de desastres (SHOA, 2001).

El ITC coopera con la recolección de datos de cada tsunami que afecta principalmente el Pacífico y los envía al Centro Mundial de Datos (WDC). El ITIC elabora un informe que lo distribuye a todos los miembros y a no miembros pero que pueden ser afectados por el tsunami (SHOA, 2001).

Este organismo internacional coopera con organismos nacionales en ciencia y profesionales para aplicar la investigación de tsunamis. El ITC participa en la investigación de tsunamis recolectando mediciones de altura y extensión horizontal de inundaciones máximas, de daños a edificaciones y el comportamiento de la población ante el mensaje de la alerta (SHOA, 2001).

El ITIC promueve servicios tecnológicos para tener una mejor eficacia en la alerta de tsunamis, garantiza que el conocimiento sobre nuevas tecnologías esté disponible para los miembros. En colaboración estrecha con los comités del ICG/ITSU, el ITIC busca mejoras para el Sistema de Alerta contra los Tsunamis en el Pacífico (SHOA, 2001).

El Sistema Internacional de Alerta de Tsunamis del Pacífico (PTWC), es un sistema operacional de alerta contra tsunamis en el Pacífico y trabaja con otros centros nacionales y regionales supervisando estaciones sísmicas mareográficas



---

alrededor del Océano Pacífico, para evaluar terremotos que pudieran generar tsunamis (NOAA, 2004).

El objetivo del PTWC, es detectar y localizar los sismos de magnitud superior a 6,5 ocurridos en la región del Pacífico, determina su epicentro, la potencialidad de que genere un tsunami, los posibles tiempos de arribo a localidades costeras vecinas, y emite un mensaje de observación y difunde en forma rápida y efectiva a los países miembros del sistema las informaciones necesarias para la adopción de medidas de prevención de seguridad y resguardo de vidas humanas. La primera confirmación proviene de las estaciones mareográficas cercanas a la zona del epicentro. Al recibirla, el PTWC envía un mensaje de alerta, con datos de altura máxima de las olas y de tiempos de arribo a otras localidades, cercanas y lejanas. Esta información se actualiza con mensajes de alerta subsiguientes, a medida que se monitorea el avance de las olas y su arribo a nuevas localidades (Pararas, 1998).

El personal del observatorio sismológico interpreta inmediatamente sus sismogramas y envía sus lecturas al PTWC, éste a su vez requiere a otros observatorios del sistema le proporcionen las informaciones que posean. Cuando el PTWC ha reunido suficiente información para localizar el sismo y calcular su magnitud, lo cual ocurre generalmente dentro de los primeros 30 minutos después de ocurrido el evento, determina si existe o no la posibilidad de generación de un tsunami. Si se considera que el sismo fue lo suficientemente fuerte como para generar un tsunami, el PTWC requerirá, a las estaciones de mareas localizadas cerca del epicentro, informar la presencia o ausencia de alteraciones del nivel medio del mar en sus registros (Prager, 2001).

Los boletines de tsunamis han sido muy útiles para organizar rápidamente estudios post tsunamis y distribuir sus resultados.

Boletín de información sobre tsunamis: informa a los participantes del sistema sobre la ocurrencia de un terremoto mayor en el Pacífico o áreas cercanas, con la evaluación que un tsunami ha sido generado o no (NOAA, 2004).

Boletín de alarma de tsunami: basado en la confirmación que se ha generado un tsunami que presenta una amenaza para la población en una parte o en todo el Pacífico. Una Alarma de Tsunami será seguida por boletines adicionales con información actualizada hasta que sea cancelada (NOAA, 2004).

Boletín de alarma/alerta regional de tsunami: Mensaje emitido inicialmente por el PTWC basado sólo en información sísmica para alertar a todos los participantes sobre la posibilidad de un tsunami y aconsejarlos que una investigación del tsunami está en función. Aquellas áreas que estén dentro de 0 a 3 horas del tiempo estimado de llegada de la primera ola, entran en un estado de Alarma de Tsunami. Las áreas dentro de 3 a 6 horas entran en un estado de Alerta de



Tsunami. El boletín será seguido por boletines adicionales hasta que sea se suba al nivel de Alarma de Tsunami en todo el Pacífico o hasta que sea cancelado (NOAA, 2004).

Se diseño un sensor (Prager, 2001) para usarse abajo de la superficie, que mide los cambios de presión y el tiempo asociado con el paso de las olas superyacentes, y para detectar las características que indiquen el paso de un tsunami (Figura VII-2). Una vez que se detecta un tsunami, se activa una boya superficial para que envíe una señal vía satélite a un centro de advertencia con base en la costa. Estos sensores confirman si en realidad se ha formado un tsunami y podrán proporcionar un medio para detectar eventos que se produzcan en forma local.

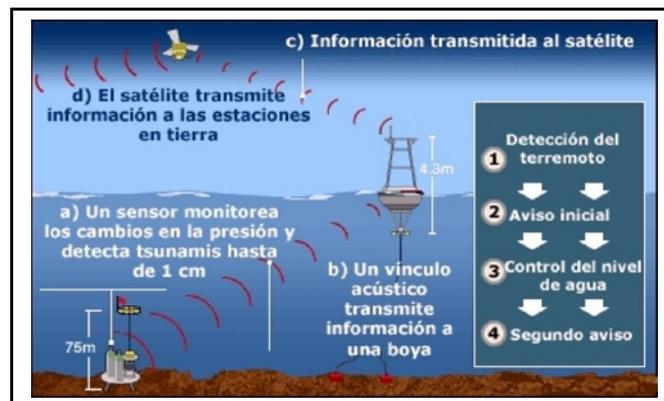


Figura VII.2. Sistema de Monitoreos de Tsunamis

Los sensores se llaman registradores de presión en el fondo. Cuando un tsunami pasa sobre el sensor (que está asentado sobre el fondo del mar), mide los cambios en la presión hidrostática asociados con el paso de los picos y valles de la ola. Para detectar un tsunami, se deben medir cambios en la presión que son muy pequeños, pero los sensores pueden registrar una ola de 4 milímetros a una profundidad de 4000 m, equivalente a detectar un cambio de una parte en un millón. Es indiscutible que no todas las olas de un metro de altura en el océano abierto constituyen una causa de preocupación, de modo que las señales tienen que analizarse con cuidado. Debido a que un tsunami tiene una longitud de onda larga, debe pasar la ola completa antes de que los datos puedan interpretarse. Éste no es un problema cuando se está detectando un tsunami lejos de la costa, pero sí constituye un gran problema para uno desencadenado y detectado más cerca de ésta (Prager, 2000).

En todos los aspectos, parece que el sensor de presión en el fondo del mar ofrece la mejor perspectiva para contar con sistemas de advertencia temprana mejores y más confiables. Con la amplia disponibilidad de computadores poderosos de bajo costo y de estaciones de trabajo de escritorio, hay un creciente interés y actividad en la investigación del tema tsunami.



Utilizando lo más reciente en la tecnología de computadores, los científicos son capaces de modelar la generación de un tsunami, la propagación en mar abierto y la inundación costera (Farreras, 1997). Avances recientes en la tecnología numérica han conducido a mejorar los modelos de propagación y de inundación. Sensores de presión bajo la superficie, capaces de medir tsunamis en mar abierto, están proporcionando datos importantes sobre la propagación de tsunamis en aguas profundas. El reciente desarrollo de mejores equipos y de mejores métodos de modelación está colaborando a que los científicos comprendan el mecanismo de generación de tsunamis.

México es miembro fundador de este sistema. El CICESE le proveen los mensajes emitidos por el PTWC en el estado de Baja California; en colaboración de la Dirección General de Oceanografía Naval, de la Secretaría de marina han instalado, mantienen y operan 3 estaciones detectaras de nivel anómalo del mar en Cabo San Lucas, Isla Socorro y Manzanillo, conectadas por satélite en tiempo real al centro de operaciones del sistema. Para tener cobertura más amplia del litoral del Pacífico de México, se desea instalar 3 estaciones más, en: Ensenada, Isla Guadalupe y Salina Cruz (Farreras, 1997).

Torres en el 2005 afirma que los investigadores del CICESE y de la UNAM proponen instalar un sistema regional de alerta de tsunamis a lo largo de la costa de México, Centroamérica, El Caribe y Sudamérica. Modesto Ortiz Figueroa confía en que en un año será posible contar con una red regional, pero acotó que para ello se requieren más recursos.

Los investigadores proponen como centro de operaciones el Servicio Sismológico de la UNAM, debido a que se requiere operar permanentemente. Mediante internet de alta velocidad (internet 2) se mantendría comunicación con el Departamento de Oceanografía Física, así como con diversas unidades de protección civil de los países participantes.

La UNAM colocó una boya oceanográfica (Fig. VII.3) frente a las costas de Colima, en el Océano Pacífico, que está conectada a la Red Mareográfica y al Servicio Sismológico nacionales y que podrá, entre otras cosas, detectar eventos naturales catastróficos como son los llamados tsunamis (Gaceta, 2005).

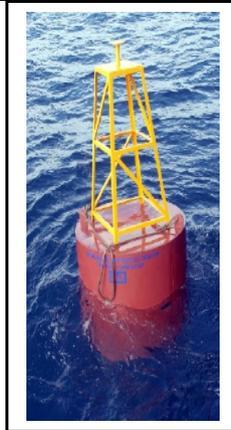


Figura VII.3. Boya oceanográfica (Tomada de Red escolar, 2005)

En la figura VII.3 se observa la boya oceanográfica colocada por el ICMYL de la UNAM, para prevenir eventos naturales dañinos, como los tsunamis, fue calibrada por expertos para enviar información confiable a Ciudad Universitaria.

Es la primera boya en su tipo (Gaceta, 2005) que es instalada en la costa del Pacífico, desde Oregon, Estados Unidos, hasta Tierra de Fuego, en Chile, y tiene la capacidad de transmitir datos vía satélite, en tiempo real, a la Ciudad Universitaria.

Dicha boya, que estará sujeta a un proceso de calibración, podrá comenzar a transmitir información confiable en aproximadamente tres meses, la cual se enlazará automáticamente con otros sistemas sismográficos y mareográficos mexicanos y del planeta entero. Eventos como los tsunamis podrán ser detectados con más de una hora previa a que golpeen los límites continentales.

Con la colocación de esta boya, la Universidad Nacional inicia el Programa de Monitoreo Oceanográfico del Pacífico por Telemetría, a través de sus institutos de investigación en Ciencias del Mar y Limnología y de Geofísica.

El equipo de medición de la boya fue colocado a 200 metros de profundidad. Genera información constante (cada diez minutos) de datos meteorológicos tales como temperatura, dirección del viento, humedad relativa, presión barométrica, precipitación pluvial, radiación solar y visibilidad. Los principales datos oceanográficos que registra son velocidad y dirección de las corrientes, mareas, temperaturas, salinidad, altura y dirección de las olas, turbidez, oxígeno, disuelto, nutrientes, pH, y parámetros fotosintéticos (Gaceta, 2005).

Todo lo anterior es transmitido en tiempo real, vía satélite, a Ciudad Universitaria. Una vez en tierra, la información recabada se procesa en un centro de control de datos y se presenta en forma de gráficos y formatos tubulares mediante el uso de un software específico, además de que el sistema cuenta también con alarmas



---

para alertar sobre comportamientos anómalos que representen amenazas a la seguridad de las zonas costeras.

El centro de datos se enlaza con el Servicio Sismológico y el Servicio Mareográfico nacionales y los reportes que se originan estarán a disposición de la comunidad nacional e internacional a través de la red. Los resultados que se generen en el monitoreo sobre las condiciones oceanográficas en la costa del Pacífico serán de gran utilidad para la prevención de desastres, para la navegación y, desde luego, para la investigación científica de las mares de México.

El monitoreo de las variaciones del nivel del mar, las características del oleaje y mareas, en conjunción con los datos sísmicos registrados en las estaciones sismológicas del Instituto de Geofísica ubicadas en la isla Socorro permitirán un registro real y oportuno de estos eventos, así como apoyar a sistemas de alerta temprana ante la eventualidad de un tsunami.



## VIII. MITIGACIÓN DE LOS TSUNAMIS

El conocimiento de la vulnerabilidad a la que están expuestas las zonas costeras del país, permite la formulación de medidas específicas para minimizar los daños que los tsunamis pueden ocasionar a la población, a los bienes y a los ecosistemas de cada lugar. Es por ellos que para evaluar esa vulnerabilidad, se hace necesario conocer los sitios en los cuales pueden presentarse y estimar el riesgo que presentan para cada municipio.

En México se presentan dos zonas susceptibles a efectos de tsunamis en la costa del Pacífico:

### VIII.1. Región del Océano Pacífico Centro y Sur

En esta zona se ha presentado el mayor riesgo a los tsunamis, en esta zona se presentan tanto tsunamis de origen local como de origen lejano. El riesgo de las costas a causa de tsunamis distantes está en función de la actividad sísmica del cinturón circumpacífico; y el riesgo ante tsunamis locales se deriva de la actividad sísmica de México, los estados afectados son: Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, con alturas de olas máximas de 10 metros (siendo origen cercano), es el área expuesta a mayor riesgo de tsunamis destructivos de México (Fig. III.5), además de ser zonas muy vulnerables, ya que las costas presentan una gran densidad de población, importantes instalaciones portuaria, industriales y de almacenamiento de combustible en los puertos de Manzanillo, Lázaro Cárdenas y Salina Cruz, y son zonas de carácter turístico de aproximadamente 1000 Km. de largo, incluyendo Puerto Vallarta, Cuyutlán, Ixtapa-Zihuatanejo, Acapulco, Puerto Escondido, Puerto Ángel y Huatulco.

### VIII.2. Región del Golfo de California

En esta región el riesgo de que se presente un tsunami de origen local es bajo, debido a la falla de San Andrés, que es considerada una falla de desplazamiento lateral. Solo se tendrá la presencia de tsunamis de origen lejano. Los estados afectados a la presencia de tsunamis de origen lejano son: Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa. Con alturas máximas de ola de 3 metros (Farreras, 1994).

Cualquier actividad sísmica en las áreas mencionadas, pueden poner en riesgo a los asentamientos humanos ubicados en dichas costas y causarles inundaciones, con los consecuentes daños a la población, a su vivienda, a las redes de agua potable, alcantarillado y drenaje, energía eléctrica, a las diversas construcciones ubicadas en la costa, así como la destrucción de la flora y la fauna, deterioro del suelo, contaminación de mantos acuíferos y reblandecimiento de suelos, entre otros daños.



## VIII.2. Municipios Costeros de México con Riesgo Potencial de Tsunamis

Con la finalidad de establecer el riesgo y evaluar la vulnerabilidad que existe en los municipios costeros del país ante la ocurrencia de tsunamis, se han tomado en cuenta algunas variables que de manera significativa que permiten la determinación de la vulnerabilidad.

Índice de marginalidad y grado de marginalidad, por ser indicadores se incluyen dimensiones socioeconómicas como el grado de educación, el ingreso económico y la vivienda. Así como la distribución de la población, con la cual se tiene un elemento que mostrará de manera más significativa la población que podría estar expuesta al riesgo de un tsunami.

### VIII.2.1. Ubicación de cada municipio con respecto al origen de los tsunamis.

El manejo de las variables se efectúa a través de la asignación de valores para cada una de ellas, atendiendo a dos aspectos básicos: los elementos que pueden verse afectados y la capacidad para afrontar el peligro de los tsunamis (Farreras, 1994).

La relación resultante de estos dos conceptos permite conocer la vulnerabilidad de cada municipio, la cual asociada al peligro que representa el fenómeno en particular, considerado desde la óptica de su probabilidad de ocurrencia, facilita la valuación del riesgo y la asignación de un término mas preciso que denote su importancia para los propósitos de la protección civil.

Es aquí como lo anterior el M.C. Farreras en 1994 en conjunto con el CENAPRED han logrado conceptualizarlo de la siguiente manera asignándole los siguientes valores:

Densidad de población. Entre mayor sea el grado de concentración de la población, la afectación será mayor, ya que serán mas la personas afectadas, mismas que a se vez demandarán la participación de diversos servicios para su atención como los servicios médicos.

Para cada variable se han establecido rangos de concentración de la población Tabla VIII.1, asignando a cada uno de ellos los valores siguientes:



Tabla VIII.1 Rangos de concentración según la densidad de población (Tomada, Farreras, 1994)

Habitantes por Km <sup>2</sup>	Valor asignado
0-99	1
100-199	2
200-299	3
300-399	4
400-499	5
500-599	6
600-699	7

Ubicación: se tomo en cuenta la localización de los municipios con respecto a las placas tectónicas y a la actividad sísmica, de tal forma que entre más cerca se encuentre un municipio a las áreas de actividad sísmica Tabla VIII.2, mayores serán las posibilidades de enfrentar un tsunami y contar con daños severos.

Tabla VIII.2 Valor asignado según la actividad sísmica (Farreras, 1994)

Ubicación	Valor asignado
Pacifico Norte	1
Cocos	2

Grado de marginación: esta viable se maneja en dos vertientes, se utiliza como indicador del daño material que podría tenerse en los municipios, tomando en cuenta que a mayor grado de marginación habrá menores daños materiales Tabla VIII.3, también se utiliza para establecer el daño a las personas Tabla VIII.4 al postular que a mayor grado de marginación habrá mayores daños a la población.

Tabla VIII.3. Daños Materiales según el grado de marginación (Farreras, 1994).

Grado de Marginación	Valor asignado
Muy bajo	5
Bajo	4
Medio	3
Alto	2
Muy alto	1

Tabla VIII.4 Daños a personas según grado de marginación

Grado de marginación	Valor asignado
Muy bajo	1
Bajo	2
Medio	3
Alto	4
Muy alto	5



Esta variable es usada en una segunda vertiente para establecer la capacidad de respuesta de la población, considerando que este indicador se integra el nivel educativo y postulando que a mayor grado de marginación habrá menos capacidad de respuesta Tabla VIII.5, debido fundamentalmente a la poca preparación que existe entre la población más marginada y los limitados elementos con que cuenta para hacer frente a este tipo de fenómenos.

Tabla VIII.5 Nivel de respuesta relacionando grado de marginación y nivel escolar (Farreras, 1994)

Grado de marginación	Valor asignado
Muy bajo	5
Bajo	4
Medio	3
Alto	2
Muy alto	1

Con la valuación de estas variables se determinó (Farreras, 1994) la vulnerabilidad para cada municipio costero; y se ha estimado la probabilidad del riesgo que existe para cada uno de ellos, considerando los periodos de retorno con base en la información disponible sobre este tema.

Existen 145 municipios costeros que pueden ser objeto del efecto de un tsunami, sin embargo, no todos ellos enfrentarían consecuencias graves por este tipo de fenómeno.

Estos 145 municipios hacen un total de 400,475.88 Km<sup>2</sup> de superficie que no necesariamente se verá afectada en su totalidad, pero que muestra la necesidad de estar preparados ante la posible ocurrencia de un fenómeno de la naturaleza de los tsunamis.

En los 145 municipios identificados, existen alrededor de 11,428,089 habitantes que desde el punto de vista teórico podrían ser afectados por un tsunami, sin embargo, debe considerarse que estos habitantes no se encuentran ubicados necesariamente en las zonas sujetas al riesgo.

Por lo que respecta a la valuación del riesgo, considerando los cinco grupos que se han establecido, la distribución de ésta entre los diversos municipios costeros muestra una relación estrecha con las áreas de actividad sísmica y con los grados de marginación que se tienen en cada municipio, así como con la densidad de población que existe en los mismos.

Es importante destacar que la gran mayoría de los municipios costeros se ubican en un nivel de riesgo catalogado como muy bajo, en tanto que sólo 5 municipios



se caracterizan por contar con una valuación del riesgo bajo el rubro muy alto; estos 5 municipios pertenecen al estado de Oaxaca y muestran además un grado de marginación muy alto Tabla VIII.6, aún cuando su densidad de población es relativamente media.

Tabla VIII.6. Número de municipios expuestos a tsunamis por entidades federativas

Valuación del riesgo	Numero de municipios expuestos	Entidades afectadas
Muy alto	5	Oaxaca
Alto	8	Guerrero Michoacán
Medio	11	Oaxaca
Bajo	29	Baja California, Sur Colima Guerrero Michoacán Oaxaca Sinaloa
Muy bajo	92	Baja California Chiapas Jalisco Nayarit Sonora

La Tabla VIII.7 se obtiene juntando los datos obtenidos anteriormente respecto a la población.

Tabla VIII.7. Valoración del riesgo por densidad de población

Valuación del riesgo	Población expuesta	% del total de la población
Muy alto	47,032	0.41
Alto	236,664	2.07
Medio	170,164	1.49
Bajo	3,393,258	29.69
Muy bajo	7,580,971	66.34
Total	11,428,089	100

## VIII.2.2 Principales Municipios y Poblaciones con Riesgo Potencial a los Efectos de un tsunami.

El desarrollo de diversos lugares ha propiciado el surgimiento y crecimiento de centros urbanos en zonas cercanas a las costas del país, siendo principalmente de carácter turístico y contando con inversiones importantes en infraestructura y equipamiento.



Asimismo, el incremento poblacional ha sido un factor primordial para ese desarrollo y a su vez ha propiciado la necesidad de establecer medidas que contribuyan a su seguridad, sin que se cuente entre ellas con las relativas a la mitigación de los efectos de un tsunami.

Atendiendo a esta situación y tomando como base el conocimiento sobre el riesgo de que ocurra un tsunami en los diversos municipios costeros del país, se han identificado las poblaciones más importantes que se ubican en dichos municipios (Tabla VIII.8 y Tabla VIII.9); las poblaciones se muestran de acuerdo con cada región sujeta al riesgo.

Tabla VIII.8. Municipios en la zona del Pacífico Mexicano.

Entidad federativa	Municipios costeros	Población Municipal
Baja California	Tijuana	747,381
Baja California Sur	Ensenada	259,979
Sinaloa		
Colima		
Michoacán	Mazatlán	314,345
	Manzanillo	92,863
	Armería	27,782
Guerrero	Lázaro Cárdenas	134,969
	José Azueta	63,366
Oaxaca	Petatlan	
	Acapulco de Juárez	43,145
	Salina Cruz	593,212
	Santa María Huatulco	
		65,707
		12,645

Tabla VIII.9. Municipios de la zona del Mar de Cortés.

Entidad Federativa	Municipios costeros	Población Municipal
Baja California	Mulegé	38,528
Sur	La Paz	160,970
Sonora	Los Cabos	43,920
	Guaymas	129,092
Sinaloa	Ahome	303,558

Para disminuir pérdida de vidas, daños materiales, interrupción de servicios e impacto socioeconómico que tsunamis futuros puedan provocar, antes de su posible ocurrencia es necesario que las autoridades federales, estatales y municipales de protección civil emprendan lo siguiente:



### VIII.3 Evaluación del Riesgo y de la Vulnerabilidad de las Comunidades Costeras Susceptibles a su Ataque.

Para poder evaluar los posibles daños es importante tomar en cuenta acciones, como las sugeridas por el centros de prevención de desastres nacionales como internacionales, quienes sugieren diversas acciones.

La implementación y reglamentación del uso del suelo, principalmente en zonas de alto riesgo así como en zonas de desarrollo urbano. La incorporación a leyes de asentamientos humanos y reglamento de ordenamiento territorial.

Desarrollo mas eficaz del sistema de detención, monitoreo y alerta de tsunamis en México a nivel, local y regional; el cual esta interconectado con el Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacifico. El mensajes de alerta no se han de basar en la redes de telefonía alambicas debido a que cuando ocurre un sismo de gran magnitud se interrumpen los servicios de energía eléctrica y de telefonía, la red de comunicaciones debe de ser inalambrica (vía radio o satélite), con equipo que funcione con baterías, combustible o paneles solares.

Comunicación de forma permanente las 24 horas del día los 365 días del año con los sistemas de alertas, tanto nacionales como internacionales, así como con instituciones (universidades, centros de investigación) que operan las redes de instrumentación y monitoreo sísmico y de nivel del mar el cual permite detectar y confirmar la generación de un tsunami al ocurrir un terremoto, y su propagación por el océano. Estos centros deben estar en contacto continuo con las autoridades correspondientes, las cuales deben apoyar a dichos centros.

Elaboración de planes de contingencia (incluidas rutas de evacuación y refugios de emergencia y temporales) que aplicarán al ocurrir un tsunami, con énfasis en evacuación de escuelas y hospitales y de los núcleos habitacionales en que gran parte de la población duerme de noche (Farreas, 1994).

Hacer un programa de divulgación a la comunidad acerca de la ocurrencia de los tsunamis, formas de prevenirlos y recomendaciones de cómo actuar durante la ocurrencia del tsunami.

Diseño, elaboración y distribución de material educativo impreso y audiovisual: trípticos, folletos, videos, manuales, etc. (Farreras, 1994).

Simulacros en zonas potencialmente inundables por tsunamis.

El método para la evaluación del riesgo y de la vulnerabilidad consta de las etapas siguientes (SHOA; 2004). Los pasos sugeridos son tres.

a) Identificación de zonas expuestas a riesgo, carácter y magnitud de éste, según antecedentes históricos y sismotectónicos.



b) En esas zonas, delimitación de áreas inundables por tsunamis, y de las alturas máximas de ola esperables.

c) Identificación de asentamientos humanos y de construcciones vulnerables, según su desarrollo socioeconómico presente y futuro.

Las investigaciones los sistemas nacionales deben identificar los asentamientos humanos con alta densidad de población y las edificaciones (escuelas, hospitales, teatros, grupos habitacionales, centros comerciales, hoteles, restaurantes, oficinas públicas, plantas electrógenas, depósitos de combustible, centrales de comunicación y transporte, etc.) existentes en la zona de riesgo de inundación. Esta información y la contenida en los mapas de inundación se deben incorporar al Atlas local de riesgo de cada comunidad, analizarla y en éste debe incluir:

Rutas de evacuación las cuales son vías que permiten evacuar las zonas inundables hacia las zonas seguras. Sus características más importantes son que deben ganar altura en la distancia más corta posible y tener anchura suficiente para no quedar bloqueadas por caída de construcciones ni por tráfico excesivo.

Refugios de emergencia. edificios de 3 ó más pisos (ej. hoteles), de estructura suficientemente sólida para no ser dañados por sismos, ubicados en la zona de inundación, donde se refugiarán personas (ej.: madres, niños, ancianos, enfermos, minusválidos, etc.) que no hayan podido abandonar a tiempo esta zona de inundación.

Refugios permanentes los cuales son instalaciones ubicadas fuera de la zona de inundación donde se albergará a los desalojados hasta que cese el arribo de la secuencia de olas del tsunami y el mar retorne a la calma (de medio a un día, o más).

A fin de poder incorporar con suficiente detalle la información del mapa de inundación y de los asentamientos humanos, edificaciones, rutas de evacuación y refugios, para el Atlas local de riesgo se sugiere usar cartas topográficas a escala 1:5000 (o en su defecto 1:10000) de cada localidad.

Sánchez y Farreras (1995) calculan las probabilidades de altura máxima sobre el nivel medio del mar por ocurrencia conjunta de mareas astronómicas y tsunamis, usando estos registros y los valores de los constituyentes armónica de marea. De estas probabilidades se determinan las alturas de inundación cuya ocurrencia promedio sea de una cada 100 años y una cada 200 años, y las respectivas extensiones horizontales de inundación esperable. Para el puerto de Ensenada, B. C. (Figura. VIII.1) estas alturas son respectivamente  $Z_{100} = 3.05$  m y  $Z_{200} = 3.65$  m.





Aunque no sea necesario, poder ser deseable que se ubiquen en la zona costera; hoteles y restaurantes para turistas, emparadoras de pescado y mariscos, plantas de tratamiento de aguas residuales y de fosas sépticas, estacionamientos para automóviles, parques de recreación, tierras de cultivo agrícola, etc.

Para que se pueda aplicar la política de ordenamiento a las poblaciones que viven en las orillas del mar que puedan estar afectadas por un tsunami, es innecesario que estén a la orilla de la costa, que sean muy vulnerables, o que por su alta concentración de población haga difícil la evacuación, especialmente durante la noche, escuelas, hospitales, teatros, cines, mercados, correos, centros comerciales, grupos habitacionales, oficinas públicas, plantas de generación o de distribución eléctrica, centrales de comunicación, estaciones de autobuses y ferrocarriles, aeropuertos, museos, archivos de documentación pública (catastro, judiciales), estaciones de policía y de bomberos, industrias no relacionadas con el mar, etc.

#### VIII.4 Recomendaciones a la Población Expuesta al Impacto por Tsunamis

Estas recomendaciones son aplicables a las poblaciones que viven o trabajan cerca de la costas del Pacífico Mexicano (aproximadamente menos de un kilómetro o a diez cuadras.

La experiencia indica que la mayoría de las víctimas han sido quienes ignoraron las recomendaciones de prevención

##### VIII.4.1 Antes de que Ocurra un Tsunami

Según (Farreras, 1994) es necesario acudir a la unidad de Protección Civil o a las autoridades locales a saber: a) si la zona en la que las poblaciones viven, trabajan o estudian están sujetas a este riesgo, b) cuales son las rutas de acceso a lugares altos, c) cuales son los lugares altos, d) cuales son los lugares que funcionan como refugios: de emergencia y permanentes, e) cuales son los medios por donde se recibirán los mensajes de emergencia, f) Como la población podrá integrarse a las brigadas de auxilio, si quiere ayudar, g) si en dado caso tiene niños o familiares enfermos o de edad avanzada, prevea cómo habrá de trasportarlos, h) Ubicar un lugar donde se pueda proteger a los animales y al equipo de trabajo, i) resguardar los fertilizantes e insecticidas en lugares a prueba de agua e inundaciones, pues en contacto con ella hace que esta misma se contamine, j) si las autoridades solicitan la colaboración de cualquier persona, está debe de participar en simulacros de evacuación, k) deben de tener a la mano un botiquín para primeros auxilios, y un aparato de radio portátil con pilas y l) es necesario que la población sepa interrumpir el suministro de gas y de electricidad de su vivienda.



## VIII.4.2 Durante un Tsunami

Si se siente un sismo suficientemente fuerte como para agrietar paredes, o que impida mantenerse de pie. La ocurrencia de un terremoto en la zona costera debe considerarse como alarma natural, ya que el tiempo de que se dispondrá para evaluar la situación es muy limitado (Farreras, 1994). De producirse un tsunami, éste tendrá lugar entre 10 y 60 minutos después de producido el sismo. a) la población debe de protegerse de los efectos del terremoto; colocándose bajo una mesa o en el dintel de una puerta, lejos de cualquier objeto que se pueda caer, b) no se debe de esperar un aviso de las autoridades acerca de generación de un posible tsunami, porque es posible que no haya tiempo suficiente, c) se debe de considerar el sismo como una alerta natural; alejándose de playas y zonas bajas de la costa, y de inmediato la población debe dirigirse aun lugar alto, d) la población debe de atender y obedecer las indicaciones de las autoridades, conservando la calma y evitando el pánico, e) si las autoridades alertan de que se aproxima un tsunami, necesario buscar refugio en alturas superiores a 15 metros.

### VIII.4.2.1 Solamente si hay tiempo suficiente (Tsunamis lejanos)

Si la población tiene tiempo deben de seguirse las siguientes indicaciones según Farreras en 1994 a) deben de alzar y fijar todos los objetos sueltos que pueda arrastrar el tsunami, b) desconectar los equipos de gas y energía eléctrica, c) cerrar bien las puertas y ventanas de las viviendas.

### VIII. 4.2.2 Si el tiempo es insuficiente (Tsunamis cercanos)

En caso de que la población no tenga tiempo, esto es aproximadamente 30 min. Según Farreras debe de: a) olvidarse de objetos, muebles, etc; llevar solamente un botiquín de mano y algunos documentos personales importantes. Ubicarse en lugar de refugio que esté a lo menos un kilómetro tierra adentro de la costa o a 15 metros sobre el nivel del mar, por lo menos al tercer piso de un edificio sólido que no haya sido dañado por los sismos, b) si las autoridades recomiendan evacuar casa, oficina u escuela, debe de hacerse de una manera ordenada y en calma, sin pánico, c) si indican que no se debe evacuar, porque está fuera de la zona de peligro, no debe de realizarse, d) la mayoría de los tsunamis se inician con un retiro del mar, que deja grandes extensiones al descubierto (en seco). Es un aviso. No se debe de acercarse a la playa a mirar, recoger peces o mariscos, ni a esperar al tsunami. Un tsunami se presentará en pocos minutos, a gran velocidad, y será demasiado tarde para evacuar la zona, e) los tsunamis pueden penetrar por ríos, arroyos, esteros y lagunas costeras varios kilómetros tierra adentro. Deben de alejarse de estas zonas, f) a lo largo de la costa, las alturas de las olas de los tsunamis varían considerablemente, aún en distancias cortas. No se deben fiar del tamaño pequeño de sus olas al llegar a la playa; es posible que a muy pocos kilómetros de ahí sean muy altas, g) evitar caminar por sectores inundados. Aunque el nivel del agua sea bajo, rápidamente puede aumentar, desarrollar velocidades peligrosas, ya su paso arrastrar automóviles, embarcaciones, árboles,



animales, rocas, escombros, etc, h) un tsunami no es una sola ola, sino una secuencia o tren de olas que arriban, espaciadas entre sí una tras otra cada 10 a 40 minutos. En un lapso de 12 a 24 horas puede haber 10 ó más olas destructivas. Si la vivienda o lugar de trabajo se encuentra en la zona afectada, no debe de regresar a ella hasta que las autoridades le indiquen que el peligro ya ha terminado, e i) en mar abierto, lejos de la costa, las alturas de las olas de un terremoto son muy pequeñas. Solamente al llegar a la costa son destructivas. Si se encuentran en una embarcación y siente un sismo fuerte o se recibe aviso de ocurrencia de un tsunami, no se acerque a puerto; si está en uno, salga mar abierto.

#### VIII.4.3 Después de un Tsunami

En el manual publicado por Farreras en 1994 se sugieren las siguientes recomendaciones:

a) Conservar la calma; tranquilizar a los familiares, b) permanecer fuera de las áreas de desastre, c) si las autoridades solicitan ayuda, deben prestar completa ayuda a las organizaciones de socorro, protección civil, y autoridades militares y navales, d) reportar inmediatamente heridos a los servicios de urgencia, e) no tomar agua ni comer alimentos que hayan estado en contacto con el agua del mar, f) mantener desconectados el gas y la electricidad hasta asegurarse que no haya fugas ni peligro de cortocircuitos, g) antes de conectar aparatos eléctricos, asegurar que estén secos, h) informar de los daños al drenaje ya los sistemas de agua potable, i) acatar las instrucciones emitidas por radio, televisión u otro medio de difusión, j) las autoridades locales y los encargados de emergencia son responsables de formular y ejecutar planes de evacuación para aquellas áreas bajo una alarma de tsunami. El público debería mantenerse a la escucha de los medios radiales locales para recibir las instrucciones de evacuación en caso de una alarma de tsunami. Y, el público no debería retornar a las áreas costeras bajas hasta que el peligro de tsunami haya cesado y esto haya sido anunciado por las autoridades locales.



## IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Nuestro país enfrenta una amplia serie de riesgos tanto de origen natural como derivados de la actividad del hombre. Entre los riesgos naturales se encuentran los tsunamis, los cuales han sido analizados en este presente trabajo. A partir de su análisis se tienen las siguientes conclusiones y recomendaciones.

### Conclusiones:

Los tsunamis se originan principalmente por sismos superficiales, aunque también pueden tener su origen en explosiones volcánicas submarinas, en la caída de algún meteorito en el océano o por desprendimiento de laderas submarinas.

Los tsunamis obedecen las leyes de las olas ordinarias del mar, pero a una escala mucho mayor, ya que el volumen de agua involucrado es mucho mayor. Los tsunamis desencadenan una serie de ondas largas y que se mueven con gran velocidad, estas ondas irradian hacia fuera en todas direcciones. Un tsunami se genera a una profundidad menor que 60 Km., es necesario un cierto lapso de tiempo para que el sismo libere suficiente energía, y que esta se transmita eficientemente. Los tsunamis presentan longitudes de onda en mar abierto que superan los 50 Km., pudiendo alcanzar hasta los 1000 Km. En aguas profundas la longitud de onda disminuye hasta alcanzar aproximadamente 10 Km. Un periodo que puede oscilar entre 5 minutos hasta dos horas, una amplitud de tan solo de unos pocos centímetros en mar abierto cuando llega a la costa aumenta hasta decenas de metros y una velocidad de un tsunami viaja a una velocidad de 200 m/seg o sea casi 700 Km/h puede llegar a alcanzar velocidades de 900 Km/hr . Cuando los tsunamis entran en las aguas menos profundas, pierden velocidad; a una profundidad de 30 m, una ola de aguas poco profundas viaja a solo 59 km/hr.

México se ubica en el llamado cinturón circumpacífico, el cual registra el mayor porcentaje de tsunamis a nivel mundial.

Existen dos placas tectónicas que se mueven en dirección opuesta y ocasionan con su colisión terremotos que, en casos específicos, originan tsunamis cuyos efectos impactan la costa occidental de la República Mexicana.

El peligro sismo-tsunamigénico es latente en las costas mexicanas, siendo la de mayor riesgo la del Pacífico, misma que se encuentra expuesta a la actividad de la trinchera Mesoamericana.

Acapulco es la localidad que ha sido impactada con mayor frecuencia por los tsunamis.

Los tsunamis que afectan las costas mexicanas pueden ser de origen distante o de origen local, siendo estos últimos los mas peligrosos debido a la limitante que



representa el tiempo para actuar ante su ocurrencia. Con alturas de olas máximas de 2 m y una mínima de 0.1m.

No existe un conocimiento básico sobre el riesgo de tsunamis en los municipios costeros (del Pacífico de México y Golfo de California?????), debido entre otros aspectos, a la falta de información ya la ausencia de registros históricos sobre este fenómeno.

Los estados de Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas son los lugares mas vulnerables al peligro sismo-tsunamigénico, sin embargo en todos los municipios costeros del país existe el riesgo potencial de sufrir el efecto de los tsunamis.

La entidad de Oaxaca es la única que presenta un muy alto riesgo al fenómeno de tsunamis en algunos de sus municipios costeros, tales como.....

Existen 145 municipios costeros, en Guerrero, Colima, Oaxaca, Michoacán principalmente que pueden verse afectados por los tsunamis y que han sido valuados en cuanto al riesgo, en su gran mayoría como muy bajo.

La alerta de tsunamis a nivel local es muy ineficiente, pues esta al margen de los datos que emiten los sistemas de alertas internacionales, no teniendo así respuestas inmediatas para un posible tsunami de origen local.

### Recomendaciones:

Es necesario una organización de una estructura ejecutiva que promueva la planeación y ejecución de las acciones que permitan la prevención de desastres por la ocurrencia de tsunamis en las costas de México, tanto en las localidades que han sido impactadas por olas marinas como en aquellas donde no se ha presentado ningún evento de tal naturaleza a la fecha, esto es, en zonas de riesgo sismo- tsunamigenico, (en el caso de la Región Pacífico y Golfo de Cortés)

Promover la instalación de una Comisión para la atención de los tsunamis, implementar los sistemas a nivel nacional y regional de alerta contra tsunamis es muy importante implementar un programa de protección civil para tsunamis, que incluya entre otros, los siguientes aspectos:

Ubicar estaciones de monitoreo de nivel del mar, hacer un inventario del equipo e instrumentos, dar una reparación, y/o adquisición de nuevo equipo con transmisores de satélite, así como la instalación y operación de mareógrafos. Dar mayor difusión y apoyo a la investigación científica y tecnológica. Llevar a cabo la elaboración de estudios históricos de los tsunamis locales y distantes para integrarlos a una base de datos que permita elaborar ensayos probabilísticas, dar una capacitación y entrenamiento a las autoridades locales y grupos organizados de la Comunidad.



Aspectos educativos básicos sobre el peligro y alertamiento de tsunamis. Hacer programas de difusión sobre tsunamis en poblaciones que podrían estar afectadas así como hacer planes de evacuación y la realización de simulacros. Identificar las zonas que posiblemente pueden ser afectadas por tsunamis y evaluar lugares seguros de evacuación. Guardar una relación estrecha entre sistemas de información de tsunamis, centros de investigación y autoridades locales de cada municipio.

Ubicar en planos, redes de agua potable así como de drenaje y alcantarillado, ductos, gasoductos, al igual que vialidades primarias y secundarias ubicar mantos acuíferos y pozos. En estos planos también es recomendable ubicar las zonas de uso comercial, turístico, recreativo, deportivo, educativo, de salud y asistencia, oficinas de gobierno, teatros, cines, guarderías y plazas. Así como ubicar hoteles que tengan estructuras resistentes que se encuentren ubicados dentro de la costa

Es indispensable que en estos planos se ubiquen refugios temporales (zonas altas cota de + 15.00 mts). También es indispensable ubicar las rutas de evacuación para poblaciones asentada en la zona de riesgo.

Elaborar un plano topográfico de la zona de riesgo identificando las curvas de nivel a cada 0.50 m. (con el apoyo de autoridades en la materia). Así como la elaboración de perfiles de la costa donde se ubica la localidad (con el apoyo de autoridades en la materia). Elaboración un plano de batimetría marina (con el apoyo de autoridades en la materia).

Llevar a cabo medidas de difusión a través de folletos y boletines que informen a la población e es un tsunami, el peligro que existe, su vulnerabilidad o ante este fenómeno, qué debe hacer antes, durante y después de un tsunami y dónde ya quién recurrir para ampliar la información o despejar dudas, con la finalidad de prepararla para enfrentar este fenómeno.



## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J. A., 2005. Los tsunamis, la comunicación y la prevención.  
<http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/faro47.htm>
- Apodaca, S., R., 1986. A un año del sismo, pocas metas de reconstrucción se han logrado. Uno mas Uno, IX (3183).
- Bernstein, J., 954. Tsunamis. Scientific American. pp 60-63
- Bryant, E., 2001. Tsunami: the Underrated Hazard. Cambridge University Press, 320 p.
- Bolt, B. A., 1981. Información Sísmica. Red sísmica de Puerto Rico.  
<http://redsismica.uprm.edu/spanish/informacion/wave.php>
- Gaceta, 2005. Coloca la UNAM boya detectora de tsunamis.
- CENAPRED, 1997. Tsunamis, Fascículo No. 12 Secretaría de Gobernación, 23 p.
- CENAPRED, 2001a. Sismos, Fascículo No. 2. Secretaría de Gobernación, México, 4<sup>a</sup>. Edición, 36 p.
- CENAPRED, 2001b. Desastres Naturales de América Latina. Fondo de Cultura Económica, 501 p.
- CENAPRED, 2001c. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México, Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana. SEGOB, México , 231 p.
- CIBEIBER, 1998. México, perfil geográfico y político. El Clima. Centro de Información y Documentación Empresarial sobre Iberoamérica.  
<http://www.cideiber.com/infopaises/Mexico/Mexico-01-03.html>
- Channel, 1999. Principales climas de México.  
<http://mexicochannel.net/maps/climates.gif>
- Contreras Espinosa, F., 1993. Ecosistemas Costeros Mexicanos Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa, México, 415 p.
- Coronado J., 1962. Los temblores de Acapulco de 1962. Anales del Instituto de Geofísica, UNAM., 23-26p.



Dirección General de Protección Civil, 1991. Atlas Nacional de Riesgos. Secretaría de Gobernación, México, 121 pp.

El Diario de Acapulco, 1960. La ola del maremoto asomó en este puerto. 24 de Mayo  
Acapulco, Guerrero.

El Imparcial, 1907a. El mar embravecido. 16 de Abril, México, D. F., XXII (3850):2

El Imparcial, 1907b. Como penetró el mar en Acapulco. 20 de Abril, México, D. F., XXII (3854):2.

El Imparcial, 1909. El mar se iba resecaando. 7 de Agosto, México, D. F., XXVII (4706):1

El Nacional, 1932a. En Cuyutlan el agua invadió el balneario. 7 de Junio, México, D. F., IV (X111):4.

El Nacional, 1932b. El agua como en ocasión anterior invadió parte de Manzanillo. 19 de Junio, México, D.F., IV (XIII): 2.

El Nacional, 1932c. El océano se tragó varias embarcaciones. 20 de Junio, México, D. F., IV (X111):2.

El Nacional, 1932d. La población de Cuyutlán fue destruida por gigantesca ola. 23 de Junio, México, D. F., XIII (1122):1.

El Nacional, 1932e. Todo cuanto encontró a su paso arrasó furiosamente el mar. 24 de Junio. México, D. F., XIII (1123):1.

El Nacional, 1932f. Un ejemplo notable. 25 de Junio, México, D. F. IV, (XIII): 2.

El País, 1907. Otros desastres terribles del terremoto. 18 de Abril, México, D. F., IX (2989):1.

El País, 1909. Los temblores han destruido el Puerto de Acapulco 2 de Agosto, México, D. F., XI (3779): 2. El Universal, 1932a. El mar subió casi 2 metros. 5 de Junio, México, D. F., LXII (5695): 1 y 7.

El Universal, 1932b. Una ola gigantesca arrasó ayer Cuyutlán: hubo 30 muertos. 23 de Junio, México, D. F., LXII (5713): 1 y 5.

El Universal, 1932c. Dos veces volvió el Pacífico a lanzar sus olas sobre Cuyutlán. 24 de Junio, México, D. F., LXII (5714): 1.

El Universal, 1932d. Cuyutlán después de la horrible catástrofe. 26 de Junio, México, D. F., LXII (5716): 1.



El Universal, 1900. Invadió el mar Zihuatanejo al repercutir el maremoto de Chile. 24, 25 y 26 de Mayo, México, D. F.

Espíndola Castro, J. M., 1992 Las catástrofes Geológicas. Cuaderno del Instituto de Geofísica No. 3, UNAM. México, 72 p.

Espíndola, J. 1980. El mecanismo sísmico. Revista Naturaleza, Vol.11, num. 1.

lida K., 1967. Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean, University

Excélsior, 1925a. Total destrucción del puerto de Zihuatanejo. 20 de Noviembre, México, D. F., VI (3170): 1-3.

Excélsior, 1925b. Giant tidal wave hits Zihuatanejo, November 20, English Section, México, D. F., VI (3170): 8.

Excélsior, 1932a. Nueve marejadas formidables. 4 de Junio, México, D. F., 2: col. 6.

Excélsior, 1932b. Enormes alteraciones registran las mareas. 5 de Junio, México, D. F., 7: cols. 1,2,3 y 4.

Excélsior, 1932c. Personas que llegaron. 20 de Junio, México, D. F., III (5556):1.

Excélsior, 1932d. La marejada de Cuyutlán fue consecuencia de un temblor. 23 de Junio, México, D. F., III (5559): 3.

Excélsior, 1932e. Cuyutlán arrasado por la invasión del océano, 23 de Junio, México, D. F., III (5559): I y 4.

Excélsior, 1932f. Dos veces más Cuyutlán ha sido barrido por las olas. 24 de Junio, México, D. F., III (55(1,): 1 y 3.

Excélsior, 1932g. Excélsior en el lugar de la espantosa catástrofe. 25 de Junio, México, D. F. III (5561): 1 y 3.

Excélsior, 1964. Miles de habitantes en dramático éxodo. 29 de Marzo. México. D. F.

Farreras S. S., and A. J. Sanchez, 1987. Generation, wave form, and local impact of the September 19, 1985 Mexican tsunami, Science of Tsunami Hazards, 5(1):3-13.



Farreras S. S., 1991. The tsunami threat on the Mexican West coast: a historical analysis and recommendations for hazard mitigation, *Natural Hazards*, 4:301-316.

Farreras S.S., 1993. Catalog of tsunamis on the Western Coast of Mexico. México CICESE.

Farreras S. S., 1994. Los tsunamis en México. Secretaria de Gobernación. 58p.

Farreras, S.S., 1995. Tsunamis en México. Monografía Geofísica # 3; La Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana. México, D. F. 23 p.

Farreras, S. S., 2003. Riesgos de Maremotos en Ciudad Lázaro Cárdenas, Michoacán. Medidas de prevención. El Colegio de México, 97 p.

Gaceta, 2005. Coloca la UNAM boya detectora de tsunamis.

García, L. A., 2005. El fenómeno que llamamos "tsunami".  
[http://www.paritarios.cl/especial\\_tsunami.htm](http://www.paritarios.cl/especial_tsunami.htm)

Geografía. <http://mexico.udg.mx/geografia/geografiamexico/index.html>

Grivel, F., 1967. Anomalías en el nivel del mar en Acapulco, Gro., México. *Geof. Intem.*, 7 (2): 53-61.

Hatari, T., 1983. Colombia - Perú tsunamis observed along the coast of Japan-tsunami magnitude and source areas. In: *Tsunamis: Their Science and Engineering*, K. Iida and T. Iwasaki (eds), Terra Sci. Pub. Comp., Tokyo: 173-184.

Ichiye T., 1958. Tsunami waves, *The Port Engineer*, 5-19 p.

INEGI, 2000 a. Datos generales. <http://mapserver.inegi.gob.mx>

INEGI, 2000 b. Cuencas Hidrológicas.  
[http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/datosgeogra/basicos/hidrologia/rios/cuencas\\_hidrologicas.cfm?c=520](http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/datosgeogra/basicos/hidrologia/rios/cuencas_hidrologicas.cfm?c=520)

INEGI, 2005. División Política. <http://www.maquilaportal.com/mapas/mapa01.htm>

Jimenez, J. Z. Terremotos y ondas Sísmicas.  
<http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Cuaderno1/ondas-index.html>

Kanamori H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6:346-359.



Kanamori H., 1993. Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake, in: Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Japan Society of Civil Engineers, Japan, 613-625.

Keller, A., 1996. Environmental Geology. Prentice Hall, 560 p.

Kostoglodov, V. y Pacheco, J. F. 1999. Cien Años de Sismicidad en México. Instituto de Geofísica, UNAM. Póster.

Kostoglodov, V. y Ponce, L., 1994. Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench. Journal of Geophysical Research, 99: 729-742.

Lighthill J., 1978. Waves in fluids. Cambridge University Press, Cambridge.

Lockridge, P. A., 1985. Tsunamis in the Pacific Basin 1900-1983, National Geophysical data Center, Boulder, Colorado, USA.

López Ramos, E., 1981. Geología de México, Tomo III. México, 446 p.

López Ramos, E., 1993. Geología General de México. Editorial Trillas, México, 286.

López, J. K., 2005a. Mecanismos generadores. Importantes Procesos en el Mar Chileno. [http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/h711.html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h711.html)

López, J. K., 2005b. Características físicas de los tsunamis. Importantes Procesos en el Mar Chileno. [http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/h712.html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h712.html)

López, J. K., 2005c. Impacto de tsunamis. Importantes Procesos en el Mar chileno. [http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/h713.html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h713.html)

March, H. R., 1977. Física para poetas. Siglo XXI. 115-134 p.

McCaffrey R., 1993. On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, Journal of Geophysical Research, 98:11953-11966.

Medina, M. F., 1997. Sismicidad y Volcanismo en México. La ciencia para todos. 106 p.

Meyer, R. P., 1980. A first report on the Petatlán, Guerrero, México earthquake of 14 March 1979. Geophys. Res. 7 (1): 97-100.

Murck, W. B., 1996. Environmental Geology. Ed. John Wiley & Sons. Inc. EUA



National Geophysical Data Center, 1982. Seismicity of Middle America, U.S. Dept of Commerce, NOAA, Boulder, Colorado.

Nava, A., 1998. Terremotos. Fondo de Cultura Económica. 157 p.

Nakano, M., 1978. Path of propagation of tsunami waves; in: Symposium on Tsunamis, IUGG.

NOAA, 2005 National Oceanic and Atmospheric Administration.

NOAA, 2004a. National Oceanic and Atmospheric Administration. Siglas, acrónimos y organización del ITSU.  
[http://www.prh.noaa.gov/itic/sp/library/pubs/glossary/tsu\\_glossary\\_html/tsunami\\_glossary19.html](http://www.prh.noaa.gov/itic/sp/library/pubs/glossary/tsu_glossary_html/tsunami_glossary19.html)

NOAA, 2004b. National Oceanic and Atmospheric Administration. Siglas, acrónimos y organización del ITSU.  
[http://www.prh.noaa.gov/itic/sp/library/pubs/glossary/tsu\\_glossary\\_html/tsunami\\_glossary15.html#periododeltsunami](http://www.prh.noaa.gov/itic/sp/library/pubs/glossary/tsu_glossary_html/tsunami_glossary15.html#periododeltsunami)

Pararas-Carayannis, George, 1983. Tsunami Effects of the Krakatau Eruption . Based on review for the Smithsonian Institution's book Krakatau 1883: The volcanic eruption and its effects: by Simkin, T., and Fiske, R.S., 1983 Smithsonian Institution Press: Washington, D.C.  
<http://www.drgeorgepc.com/Vocano1883Krakatoa.html>

Pararas-Carayannis, George, 1998. El Sistema de Alerta de Tsunami en el Pacifico. <http://www.drgeorgepc.com/TsunamiPWarningSystemSp.html>

Pelayo A. M. y Wiens, D. A., 1992. Tsunami earthquakes, Journal of Geophysical Research, 97:15321-15337.

Pérez, M. H., 1994. Física General. Publicaciones Cultural, 301-317 p.

Prager, E. J., 2001. La furia de nuestra madre tierra. Editorial McGraw-Hill, 250 p.

SEP, 1999. Atlas de México, México. Secretaría de Educación Pública  
<http://www.elbalero.gob.mx/explora/html/atlas/home.html>

SHOA. Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile. 2000. Como sobrevivir a un maremoto. <http://www.shoa.cl/servicios/descargas/pdf/maremoto1960.pdf>

SHOA. Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile, 2001. Centro Internacional de Información de Tsunamis (ITIC). [http://www.shoa.cl/oceano/itic/itic\\_esp.html](http://www.shoa.cl/oceano/itic/itic_esp.html)



SHOA. Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile, 1997. Tsunamis.  
<http://www.shoa.cl/>

Secretaría de Educación Pública, 1999. Atlas de México, México.  
<http://www.elbalero.gob.mx/explora/html/atlas/home.html>

Soloviev S.L., 1974. A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean. 310p.

Reed, B. S., 1995. Introducción a las amenazas. Programa de entretenimiento para el manejo de desastres. (DMTP).  
[http://www.undmtp.org/Spanish/Introduccion\\_a\\_las\\_amenazas/Introduccion\\_a\\_las\\_amenazas.pdf](http://www.undmtp.org/Spanish/Introduccion_a_las_amenazas/Introduccion_a_las_amenazas.pdf)

Ripa, P., 1997. Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 27(5): 597-614.

Robinson, E. S., 1990. Geología Física Básica. Editorial Limusa Noriega, 699 p.

Talandier J., 1993. French Polynesia tsunami warning center, *Natural Hazards*, 4:221-234.

Tamayo, L. J., 2002. Geografía Moderna de México. Editorial Trillas, 512 p.

Tolson, G., 1995. La Teoría de la Tectónica de Placas y la Deriva Continental.  
<http://geologia.igeolcu.unam.mx/academia/Temas/Tectonica/Tectonica.htm>

Tomczak, M. (2000) An introduction to online physical oceanography. *Oceanography* 13, 104-105.

Torres, 2005. Proponen instalar sistema regional de alerta de tsunamis. Academia Mexicana de Ciencias. <http://www.amc.unam.mx/comunicacion/noticias/cyd-n-11feb05-stsunamis.html>

Universe, 2000. University Corporation for Atmospheric Research (UCAR).  
<http://www.windows.ucar.edu/>

USGS, 2005. U.S. Geological Survey.  
<http://earthquake.usgs.gov/bytopic/tsunami.html>

Van Dorn, W. G., 1965. Tsunamis, in: *Advances in Hydroscience*. Academic Press, New York, USA., 1-48 p.

Wiegel, R. I. Tsunamis. Ed. California. Universidad de Baja California.