

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

FACULTAD DE CIENCIAS



PROGRAMA DE DOCTORADO EN MEDIO AMBIENTE Y DESARROLLO

**PELIGRO Y VULNERABILIDAD POR TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO EN LA BAHÍA
DE TODOS SANTOS, B.C.**

TESIS QUE PRESENTA

LAURA GABRIELA ORTIZ HUERTA

PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS EN MEDIO AMBIENTE Y DESARROLLO

Ensenada, Baja California, México. Noviembre 2019

Universidad Autónoma de Baja California
Instituto de Investigaciones Oceanológicas
Facultad de Ciencias Marinas
Facultad de Ciencias

"Peligro y vulnerabilidad por tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, B. C."

Tesis

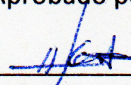
Que para obtener el Grado de

Doctor en Ciencias Medio Ambiente y Desarrollo

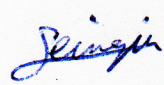
Presenta:

Laura Gabriela Ortiz Huerta

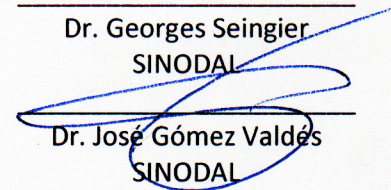
Aprobado por:



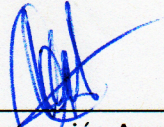
Dr. Alejandro García Gastelum
DIRECTOR



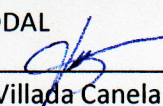
Dr. Georges Seingier
SINODAL



Dr. José Gómez Valdés
SINODAL



Dra. Ma. Concepción Arredondo García
SINODAL



Dra. Mariana Villada Canela
SINODAL

RESUMEN

En este trabajo interdisciplinario de investigación científica, se analiza la vulnerabilidad física y social en la Bahía de Todos Santos y en el Puerto de Ensenada ante la posibilidad del peligro de inundación por tsunamis de campo lejano originados por sismos de magnitud M_w 9.3 en las diferentes regiones del Cinturón de Fuego del Pacífico. Los resultados tanto de los registros históricos de tsunamis, como de los modelos numéricos de propagación de tsunamis, indican la posibilidad de que estos tsunamis alcancen alturas en un rango de 1 a 2.5 metros en la Bahía de Todos Santos, con tiempos de arribo de entre 6 y 15 horas dependiendo de la región de origen del tsunami, con excepción de un tsunami proveniente de la región de Cascadia, entre Estado Unidos y Canadá, cuyo tiempo de arribo se estima en 3 horas con altura de ola de 1.35 metros. Con base en estos resultados se elaboraron mapas de vulnerabilidad física y social en la Bahía de Todos Santos, indicando en estos mapas la densidad de población por manzana, así como la edad, género y personas con alguna discapacidad dentro de la zona susceptible de inundación, delimitada en este trabajo por la curva de nivel de 3 metros sobre la pleamar media superior. Además de la amenaza de inundación, las corrientes inducidas por tsunamis representan un peligro para la navegación y para las operaciones portuarias, motivo por el que en este trabajo se elaboraron mapas de corrientes inducidas por tsunamis, en donde se pueden identificar zonas de baja intensidad de estas corrientes en la bahía y en mar abierto, para el caso de que hubiese necesidad de evacuar embarcaciones de la rada portuaria. Las corrientes de mayor intensidad se presentan en un rango de 4 a 6 nudos (~ 2 a 3 m/s) en la entrada del puerto, y en un rango de 2 a 4 nudos (~ 1 a 2 m/s) dentro y fuera del puerto.

Palabras Clave: Tsunamis de campo lejano, Bahía de Todos Santos, Puerto de Ensenada, mapas de corrientes esperadas, mapas de vulnerabilidad.

ABSTRACT

In this interdisciplinary scientific research, the physical and social vulnerability are analyzed in Todos Santos Bay and in the Port of Ensenada due to the possibility of flooding by far-field tsunamis originated by magnitude M_w 9.3 earthquakes around the Pacific Ring of Fire. Historical tsunami records, as well as the results of the numerical modeling of far-field tsunamis, indicate the possibility of tsunami heights in a range of 1 to 2.5 meters in Todos Santos Bay, depending on the tsunami origin region, with arrival times of between 6 and 15 hours, with the exception of a tsunami from the Cascadia region, between the United States and Canada, with estimated arrival time of 3 hours, and a wave height of 1.35 meters. Based on these results, urban charts of physical and social vulnerability are presented for Todos Santos Bay, indicating the population density per block, as well as age, gender and people with disabilities within the area susceptible to flooding, delimited in this work by the level curve of 3 meters above the mean higher high water. In addition to the tsunami inundation hazard, tsunami-induced currents may represent hazard to navigation and port operations, therefore, tsunami-induced currents resulting from the numerical modeling are also illustrated in navigation charts to identify safety areas within the bay and in the open sea. The resulting tsunami-induced currents at the harbor entrance are in a range of 4 to 6 knots (~ 2 to 3 m/s), and of 2 to 4 knots (~ 1 to 2 m/s) inside and outside the harbor.

Key words: Far-field tsunami hazard, Todos Santos Bay, port of Ensenada, tsunami-induced currents, vulnerability charts.

DEDICATORIA

A mi familia por todo el apoyo y la motivación de seguir adelante, especialmente a Jose.

El principal enemigo del conocimiento no es la ignorancia, sino la ilusión de la sabiduría

Daniel J. Boorstin

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, por darme la oportunidad de realizar este trabajo.

A mi comité de tesis y a la Dra. Ma. Alejandra Sánchez Vázquez por sus comentarios y apoyo a lo largo de este proceso.

A mi papá, por haberme enseñado las herramientas necesarias para continuar con el tema de tsunamis y por su valiosa colaboración en este trabajo, lleno de sugerencias y comentarios fundamentales para el resultado final de esta investigación.

A todos mis profesores, por su apoyo, gran cariño y enseñanzas durante estos tres años.

A los revisores de los artículos y al editor en jefe Dr. A. Rabinovich, por sus valiosos comentarios y fructíferas discusiones.

A la Red Conjunta del Nivel del Mar de México operada por CICESE, IMT, SEMAR y UNAM por los registros de tsunamis históricos y recientes en la Costa Occidental de México.

Al Instituto Mexicano del Transporte (IMT) por proporcionarnos la batimetría de alta resolución para los puertos de Ensenada, Manzanillo y Acapulco.

A mi familia mexicana y española, por todo su apoyo y comprensión, en especial a mi mamá por darme toda esa fuerza y apoyo en todo momento.

A mis amigas de la escuela de Danza Española y Flamenco con las que compartí esos momentos que son tan necesarios durante el doctorado.

A Yoli y Cristina, de la dirección y subdirección del IIO-UABC, por su paciencia y momentos muy agradables que me ayudaron durante los procesos de inscripción que había que realizar cada semestre.

Gracias a todos por haber compartido esta etapa de mi vida que hoy culmina con este trabajo.

Esta tesis se realizó con el apoyo de una beca de Doctorado del CONACYT (CVU: 221676).

CONTENIDO

Capítulo I: Introducción	1
1.1 Antecedentes y justificación	2
1.2 Objetivos	6
1.3 Metodología	7
1.3.1 Mecanismos Focales de Sismos Tsunamigénicos	7
1.3.2 Propagación de tsunamis de campo lejano	7
1.3.3 Vulnerabilidad física y social	8
Referencias	8

Resultados

Capítulo II: Estimación del peligro por tsunamis de campo lejano a lo largo de la Costa Occidental de México mediante registros históricos y modelos numéricos	11
Resumen	11
2.1 Introducción	12
2.2 Modelo Numérico del Tsunami de Tohoku del 2011	12
2.3 La Bondad del Ajuste del Modelo de Tsunamis de Campo Lejano	17
2.4 Evaluación del peligro por tsunamis de campo lejano	21
2.5 Discusiones y Conclusiones	24
Agradecimientos	25
Apéndice	25
Batimetría	25
Direccionalidad del Tsunami	27
Referencias	29

Capítulo III: Estimación del peligro por tsunamis de campo lejano a lo largo de la Costa Occidental de México mediante registros históricos y modelos numéricos.	
PARTE II: Corrientes inducidas por tsunamis en el Puerto de Ensenada, Baja California	31
Resumen	31

3.1	Introducción	32
3.2	Modelo numérico de tsunamis distantes	35
3.3	Corrientes inducidas por tsunamis en el Puerto de Ensenada	37
3.4	Seiches costeros y corrientes en el Puerto de Ensenada	38
3.5	Discusiones y Conclusiones	40
	Agradecimientos	43
	Referencias	44

Capítulo IV: Vulnerabilidad por Tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, Baja California

	Resumen	46
4.1	Introducción	46
4.2	Objetivo	48
4.3	Metodología	48
4.4	Mapas de vulnerabilidad por tsunamis en la zona urbana de la Bahía de Todos Santos.....	49
4.4.1	Zona Centro	49
4.4.2	Zona San Miguel	56
4.4.3	UABC campus Punta Morro	57
4.4.4	Playa Hermosa	58
4.4.5	Boca del Estero de Punta Banda	59
4.4.6	Barra del Estero de Punta Banda	60
4.4.7	La Joya	61
4.5	Conclusiones	62
	Referencias	63

Capítulo V: Discusiones y Conclusiones Generales

5.1	Discusiones Generales	64
5.2	Conclusiones Generales	65
5.3	Recomendaciones	66
	Referencias	68

Capítulo I

Introducción

Los tsunamis o maremotos son uno más de los fenómenos naturales que han estado presentes desde mucho antes de que la especie humana diera sus primeros pasos por el planeta. Por fortuna los tsunamis destructivos son tan poco frecuentes que pueden pasar decenas y hasta centenas de años sin que se repitan en un mismo lugar, dando tiempo suficiente para tomar medidas preventivas o, en el peor de los casos, dando tiempo para que los desastres escapen de nuestra memoria y percepción, como fue el caso de la tragedia de Asia por el tsunami de Sumatra del 26 de diciembre del 2004. En el caso de la Bahía de Todos Santos, los registros históricos indican que los tsunamis producidos por los sismos de Chile (22 de mayo de 1960, M_w 9.5), Alaska (27 de marzo de 1964, M_w 9.3), y Tohoku, Japón (11 de marzo del 2011, M_w 9.0) han alcanzado alturas de hasta 1.5 m sobre el nivel de la marea. Los daños ocasionados por estos tsunamis han consistido en la interrupción de operaciones portuarias y el cese general de actividades, sin embargo, no podemos descartar la posibilidad de peligro por tsunamis originados en otras regiones del Cinturón de Fuego del Pacífico. Es por ello que en el Capítulo II de esta tesis se analiza el peligro por tsunamis producidos por grandes sismos hipotéticos (M_w 9.3) que pudiesen ocurrir alrededor del Cinturón de Fuego del Pacífico, como estrategia para la reducción del riesgo por tsunamis de campo lejano en los puertos de Ensenada, Manzanillo y Acapulco.

Además del peligro por inundación, los puertos son naturalmente vulnerables a las corrientes inducidas por tsunamis, lo cual puede representar un peligro para las operaciones portuarias y para la navegación. En particular, en el puerto de Ensenada se han tenido varias experiencias por tsunamis de campo lejano en las que las operaciones portuarias se han guiado únicamente por conocimiento empírico. Es por ello que en el Capítulo III de esta tesis se analizan las corrientes inducidas por tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, con la finalidad de identificar zonas de fuertes corrientes, así como sitios de refugio marítimo para el caso de que se reciban alertas de tsunami.

Una vez establecidos los umbrales de peligro de inundación por tsunamis en la Bahía de Todos Santos, en el Capítulo IV de esta tesis se identifican las zonas vulnerables en mapas en donde se delimita el umbral superior susceptible de inundación, y se indica en ellos el uso de suelo y otros datos poblacionales. Las zonas que se investigaron son: zona centro de Ensenada, Playa Hermosa, San Miguel, UABC Campus Punta Morro, el Faro, la Boca del Estero de Punta Banda (restaurante y hotel Estero Beach), la Joya y la Barra del Estero. El límite de inundación en los mapas de vulnerabilidad se estableció con base en el estudio realizado en el Capítulo II de esta tesis, en donde se propone como medida precautoria el nivel de 3 metros sobre la pleamar media superior, redondeando al entero superior la altura máxima esperada de 2.5 metros por tsunamis originados por sismos de magnitud M_w 9.3.

1.1 Antecedentes y Justificación

Los tsunamis son producidos por un movimiento súbito del lecho marino o fondo del mar en las regiones de subducción de las placas tectónicas en donde la corteza oceánica subyace o se mete debajo de la corteza continental. Como se ilustra en la Figura 1, un movimiento súbito entre las placas tectónicas hace que el lecho del mar se eleve varios metros y, a su vez, la superficie del mar también se eleva, copiando fielmente la deformación del lecho marino. Instantes después la fuerza de gravedad hace que la superficie del mar tienda a regresar a su posición de equilibrio, dando lugar al origen de un tsunami que se va a propagar tanto a la costa adyacente como a mar abierto. A la parte del tsunami que se propaga a la costa adyacente se le conoce como tsunami local, y a la parte del tsunami que se propaga a mar abierto se le conoce como tsunami transoceánico o tsunami de campo lejano. El área en donde ha ocurrido la dislocación cosísmica o deslizamiento entre las placas, también conocida como “área de ruptura” se orienta en general a lo largo de decenas a centenas de kilómetros de costa, y es bien sabido que, a mayor área de ruptura, mayor magnitud del sismo y mayor altura del tsunami. Por ejemplo: El área de ruptura del terremoto de Japón del 11 de marzo del 2011, de magnitud 9 (M_w 9.0), es de ~600 km a lo largo de la costa por ~200 km de ancho. En contraste, el área de ruptura del terremoto de Jalisco-Colima de 1995 (M_w 8.0), es de 150 x 70 km²; y el área de ruptura del terremoto de Acapulco del 11 de mayo de 1962 (M_w 7.0), es de 35 x 35 km². El área de ruptura disminuye sustancialmente

conforme la magnitud del terremoto disminuye gradualmente. Esto se debe a que existe una relación logarítmica entre la magnitud del sismo y el área de ruptura, a saber: M_w (magnitud momento) = $(\log_{10} M_0 - 9.05)/1.5$ (Hanks y Kanamori, 1979); donde $M_0 = \mu \times \text{Área} \times \text{dislocación}$ (Aki, 1966) corresponde al momento sísmico o trabajo (fuerza x distancia) que se requiere para dislocar cosísmicamente un área de ruptura en un medio con un módulo de rigidez μ . El subíndice w se emplea como inicial de “work” para indicar la magnitud momento.

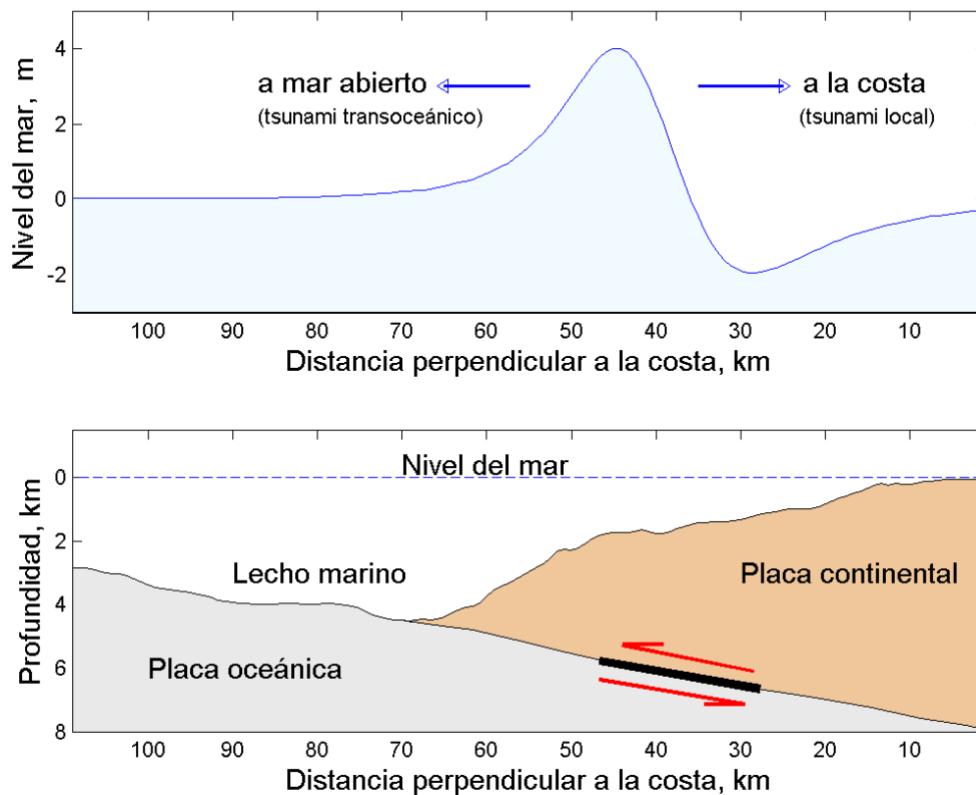


Figura 1. Panel inferior: Esquema de subducción de placas tectónicas en donde se hace notar la zona de ruptura o de movimiento relativo entre las placas. Panel superior: Deformación vertical de la superficie del mar o primera ola del tsunami producto del movimiento súbito entre las placas tectónicas que se indica en el panel inferior (Ortiz et al., 2000a).

Se tiene conocimiento de otros mecanismos que también producen tsunamis, como la caída de meteoritos, la explosión de volcanes como el Krakatoa en el año de 1883, o el deslizamiento de grandes bloques de sedimento en el talud continental, generalmente a consecuencia de algún terremoto. Sin embargo, en este estudio nos limitaremos describir los

tsunamis producidos por terremotos de origen tectónico en las zonas de subducción del Océano Pacífico o Cinturón de Fuego del Pacífico, zonas también conocidas ampliamente como fosas o trincheras oceánicas por sus características fisiográficas.

En la costa occidental de México se tienen documentados al menos 13 tsunamis de origen lejano que han quedado registrados en los mareogramas a partir del año 1950. Entre éstos, los que más han afectado a las costas de Baja California han sido originados en las márgenes del Cinturón de Fuego del Pacífico y han alcanzado hasta 1.5 metros de altura, a saber, los provenientes de Chile 1960, y Alaska 1964 (Sánchez y Farreras, 1993). Estos tsunamis han ocasionado daños cuantiosos tanto en sus regiones de origen como a distancias transoceánicas. Por ejemplo: el tsunami de Chile de 1960, originado por un sismo de magnitud Mw9.5 (Kanamori y Cipar, 1974), además de producir gran devastación en el sur de Chile, causó daños cuantiosos en Japón con alturas de ola de 9 metros y, a su paso, causó daños en las islas de Hawaii con alturas de ola de 7 metros (Barros González, 1961); el tsunami de Alaska de 1964, originado por un sismo de magnitud Mw9.2 (Plafker, 1965; Spaeth y Berkman, 1965), causó gran devastación en Kodiak, Alaska, y también impactó severamente a Hawaii; y el tsunami de Japón del 2011, originado por un sismo de magnitud Mw9.0, sobrepasó las murallas contra tsunamis en Tohoku, Japón y, a distancias tan lejanas como en el centro y sur de Chile produjo olas de entre 4 y 5 metros de altura (Diversos medios de comunicación). Por fortuna, estos tsunamis no produjeron inundaciones más allá de la parte alta de las playas en Baja California y los mayores daños ocasionados fueron pérdidas económicas por el cese de actividades. Por ejemplo, el 27 de marzo de 1964, se interrumpieron todas las actividades en la ciudad de Ensenada ante la noticia de que un tsunami o maremoto que había devastado Alaska, motivo por el que la mayoría de los habitantes acudieron a los cerros en donde pasaron parte del día y toda la noche (Relato inédito del Capitán de Puerto de Ensenada, 1964). Así mismo, ante la noticia del tsunami de Japón del 11 de marzo del 2011, hubo caravanas que escapando del tsunami subieron a los cerros y, en contraste, muchísimas personas acudieron a la playa para ver al tsunami (apreciación personal y redes sociales).

Existen otras regiones del Cinturón de Fuego del Pacífico con gran actividad sísmica y con antecedentes de generación de tsunamis destructivos, por ejemplo, la fosa de las islas Kuriles que

se localiza al norte de Japón y corre paralela al archipiélago de las islas Kuriles llegando hasta la península de Kamchatka. Esta fosa debe su origen al proceso de subducción de la placa del Pacífico norte por debajo de la corteza continental de la placa Euroasiática. Allí se tienen documentados terremotos recientes de magnitudes mayores a M_w 8 que han producido tsunamis locales importantes y cuyos efectos han sido registrados en Ensenada, B.C. Uno de ellos se produjo el 15 de noviembre del 2006 por un terremoto de magnitud M_w 8.3. Este tsunami llegó a Ensenada en un lapso de 10 horas, durante la bajamar, con alturas prácticamente imperceptibles a simple vista. Sin embargo, después de 6 horas de su arribo, durante la pleamar, las variaciones del nivel del mar alcanzaron alturas de hasta 60 centímetros (Fig. 2 del Capítulo III), produciendo fuertes corrientes en la entrada de ambos puertos, Ensenada y El Sauzal.

Otra región con antecedentes de generación de tsunamis es la Fosa de Tonga en el Pacífico sur. Es una zona de subducción muy activa en donde se han producido recientemente grandes terremotos. De hecho, el 3 de mayo del 2006 a las 08:26 tiempo de Ensenada, B.C., se registró un terremoto de magnitud M_w 8.0 en la parte central de la fosa de Tonga. El tsunami llegó a Ensenada en un lapso de 11 horas, con alturas menores a 20 centímetros, pasando prácticamente desapercibido para la población. El 29 de septiembre del 2009 a las 10:48 tiempo de Ensenada, B.C., ocurrió otro terremoto en la fosa de Tonga pero esta vez de magnitud M_w 8.1 en la región norteña de la fosa en la vecindad de la isla Pago Pago. Este terremoto se puede considerar como una extensión del ocurrido el 3 de mayo del 2006. Al igual que el tsunami del 3 de mayo del 2006, este tsunami pasó prácticamente desapercibido para la población debido a que las variaciones del nivel del mar en Ensenada no sobrepasaron los 30 centímetros sobre el nivel de la marea. Su tiempo de arribo a Ensenada fue de 10 horas con 30 minutos. Los registros de ambos tsunamis se muestran en la Figura 2 del Capítulo III.

Los registros de estos últimos tres tsunamis son muy ilustrativos por que confirman que a partir de su tiempo de origen contamos al menos con 10 horas para tomar las medidas precautorias en caso de que ocurriesen sismos de gran magnitud en estas regiones que pudiesen producir tsunamis con potencial destructivo para nuestra región.

Estos antecedentes, aunados a la curiosidad propia de nuestra especie, nos llevan a hacernos la pregunta: ¿existe algún lugar en el Cinturón de Fuego del Pacífico en donde pudiese originarse un tsunami que represente un peligro para la Bahía de Todos Santos? Esta pregunta es relevante y debe responderse con prudencia empleando modelos matemáticos de tsunamis hipotéticos o tsunamis sintéticos que aún no han ocurrido y que no necesariamente van a ocurrir. Son modelos para contestar la pregunta: ¿Y qué pasaría si ocurriera un sismo de magnitud $\sim M_w 9$ en alguna región del Cinturón de Fuego del Pacífico en donde es evidente que hay actividad tectónica y en donde aún no tenemos conocimiento de que hayan ocurrido grandes sismos y grandes tsunamis? Para responder a esta pregunta se realizó la investigación que se muestra en los resultados de esta tesis, en donde se analiza el peligro y la vulnerabilidad por tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos.

1.2 Objetivos

- a) Determinar el peligro por tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, provenientes de diferentes fuentes sísmicas ($M_w 9.3$) alrededor del Cinturón de Fuego del Pacífico.
- b) Analizar las corrientes inducidas por tsunamis de campo lejano tanto en la Bahía de Todos Santos como en el Puerto de Ensenada.
- c) Delimitar las áreas vulnerables susceptibles de inundación por tsunamis de campo lejano, con la finalidad de comunicar el riesgo mediante mapas de vulnerabilidad física y social en la zona urbana de la Bahía de Todos Santos.

1.3 Metodología

1.3.1 Mecanismos Focales de Sismos Tsunamigénicos

Los mecanismos de subducción de las placas tectónicas en las grandes fosas del Cinturón de Fuego del Pacífico se investigaron mediante la literatura científica y los catálogos mundiales de sismicidad de Harvard y del “United States Geological Service” (USGS). La localización (latitud, longitud y profundidad) de un gran conjunto de sismos en estos catálogos permite observar la geometría de la zona de contacto entre las placas en donde pudiera ocurrir un movimiento sísmico fuerte. Esta geometría permite estimar de manera realista el ángulo de subducción y la profundidad de los planos de falla, mismos que se emplearon en este trabajo para proponer sismos hipotéticos de gran magnitud $\sim M_w 9.3$.

Una vez establecidos los mecanismos focales de los sismos hipotéticos, se procedió a calcular la deformación vertical del lecho marino o condición inicial del tsunami mediante el modelo de dislocación cosísmica de Mansinha y Smylie (1971).

1.3.2 Propagación de tsunamis de campo lejano

Para estudiar la propagación de los tsunamis hipotéticos se empleó el modelo numérico de propagación de tsunamis de Goto et al. (1997), empleando la batimetría global ETOPO2v2, y un conjunto de batimetrías de alta resolución de la Bahía de Todos Santos, anidadas telescópicamente. Cabe mencionar que el modelo de Goto et al. (1997), ha sido empleado ampliamente en la investigación científica de tsunamis por un gran número de expertos que han tenido la oportunidad de observar los efectos de tsunamis en diferentes partes del mundo y de validar el modelo comparando sus resultados con las observaciones (e.g., Takahashi et al., 1995; Ortiz et al., 1998, 2000a, 2000b, 2000c; Quiceno y Ortiz, 2001; Dengler et al., 2003; Ortiz y Bilham, 2003; Fernández et al., 2004; Arreaga-Vargas et al., 2005; Núñez-Cornú et al., 2008, entre otros). Los resultados del modelo de propagación consisten en la estimación de alturas de tsunami y de velocidad de corrientes en todo el dominio de integración numérica de las ecuaciones hidrodinámicas de conservación de masa y de momentum, mismas que se describen en el Capítulo II de esta tesis.

1.3.3 Vulnerabilidad física y social

Una vez delimitadas las zonas susceptibles de inundación por tsunamis de campo lejano (vulnerabilidad física), se procedió a obtener a partir de visitas de campo y de censos del INEGI, la información necesaria para describir la vulnerabilidad social mediante mapas en donde se indica el uso de suelo y la densidad de población por manzana, agrupando la información por género, adultos mayores y personas con alguna discapacidad.

La interpretación de estos mapas desde el punto de vista de diferentes disciplinas, como por ejemplo en materia de vías terrestres, permitirá recomendar rutas divergentes de evacuación para evitar congestionamientos de tránsito vehicular o peatonal; o en materia de protección civil, para recomendar sitios adecuados para establecer refugios temporales; o en materia de economía, para estimar la demanda de recursos de primera necesidad en los refugios temporales y para estimar el costo y tiempo de la recuperación.

Referencias

Arreaga-Vargas, P., M. Ortiz, and S. F. Farreras (2005), Mapping the possible tsunami hazard as a first step towards a tsunami resistant community in Esmeraldas, Ecuador., in *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, vol. 53, edited by K. Satake, pp. 203–215, Springer.

Barros González, G. (1961), *El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile*, Segunda ed., Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, Valparaíso, Chile.

Dengler, L., J. Borrero, B. Jaffe, E. A. Okal, and M. Ortiz Figueroa (2003), Tsunami, *Journal of the Earthquake Engineering Research*, 19, 115–144.

Fernández, M., M. Ortiz-Figueroa, and R. Mora (2004), Tsunami hazards in El Salvador., in *Natural hazards in El Salvador*, edited by W. I. Rose, B. J. J., D. L. López, M. J. Carr, and J. J. Major, pp. 435–444, The Geological Society of America, Inc., Boulder, Colorado.

Goto, C., Y. Ogawa, N. Shuto, and F. Imamura (1997), IUGG/IOC Time Project, in *IOC Manuals and Guides No. 35*, UNESCO, Paris.

Kanamori, H., and J. J. Cipar (1974), Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2), 128–136, doi:10.1016/0031-9201(74)90029-6.

Mansinha, L., and D. E. Smylie (1971), The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1433–1440.

Núñez-Cornú, F. J., M. Ortiz, and J. J. Sánchez (2008), The great 1787 Mexican tsunami, *Natural Hazards*, 47(3), 569–576, doi:10.1007/s11069-008-9239-1.

Ortiz, M., and R. Bilham (2003), Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 Mw = 7.9 Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2215, doi:10.1029/2002JB001941.

Ortiz, M., S. K. Singh, J. Pacheco, and V. Kostoglodov (1998), Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake (Mw 8) estimated from tsunami data, *Geophysical Research Letters*, 25(15), 2857–2860, doi:10.1029/98GL02059.

Ortiz, M., E. Gómez-Reyes, and H. Vélez-Muñoz (2000a), A fast preliminary estimation model for transoceanic tsunami propagation, *Geofísica Internacional*, 39(3), 1–14.

Ortiz, M., V. Kostoglodov, S. K. Singh, and J. Pacheco (2000b), New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, México, *Geofísica Internacional*, 39(4), 349–357.

Ortiz, M., S. K. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000c), Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0), as constrained by tsunami and uplift records, *Geofísica Internacional*, 39(4), 337–348.

Plafker, G. (1965), Tectonic Deformation Associated with the 1964 Alaska Earthquake: The earthquake of 27 March 1964 resulted in observable crustal deformation of unprecedented areal extent., *Science*, 148(3678), 1675–87, doi:10.1126/science.148.3678.1675.

Quiceno, A., and M. Ortiz (2001), Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral pacífico colombiano. Parte I (Región de Tumaco), *Boletín Científico*, 8, 5–14.

Sanchez Devora, A. J., and S. F. Farreras (1993), *Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México*, USA, World Data Center A. Natural Oceanic and Atmospheric Administration. United States Geological Survey. World Data Center A for Solid Earth Geophysics Publication SE-50, Boulder, Colorado.

Spaeth, M. G., and S. C. Berkman (1965), *The tsunami of March 27, 1964 as recorded at tide stations*, U.S.

Capítulo II

Estimación del peligro por tsunamis de campo lejano a lo largo de la Costa Occidental de México mediante registros históricos y modelos numéricos.

Trabajo publicado en la revista Pure and Applied Geophysics:

Ortiz-Huerta, L. G., Ortiz, M., & García-Gastélum, A. (2018). Far-field tsunami hazard assessment along the Pacific coast of Mexico by historical records and numerical simulation. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1305-1323. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1816-y>

Resumen — Los mareogramas históricos de los tsunamis de Chile (22 de mayo de 1960), Alaska (27 de marzo de 1964) y Tohoku (11 de marzo de 2011) registrados a lo largo de la costa occidental de México se emplearon en este trabajo para investigar la bondad del ajuste del modelo de tsunamis de campo lejano empleando un mecanismo focal de falla inversa con dislocación uniforme para representar sismos tsunamigénicos alrededor del Océano Pacífico. Los mareogramas del tsunami de Tohoku 2011 registrados en las estaciones DART (Deep ocean Assessment and Reporting of Tsunami) en mar abierto y en las estaciones de mareográficas en la costa, se utilizaron para validar los modelos de tsunamis transoceánicos aplicables a los puertos de Ensenada, Manzanillo y Acapulco en la costa de México. La amplitud resultante de los tsunamis sintéticos originados por sismos de $M_w \sim 9.3$ alrededor del Pacífico varía en un rango de 1 a 2.5 m, dependiendo de la región de origen del tsunami, de la direccionalidad del tsunami debido a la orientación de la falla, y debido a la modificación de la forma de onda del tsunami por las características prominentes del relieve del fondo marino.

Palabras clave: Costa Occidental de México, peligro por tsunami de campo lejano, modelo numérico, registros históricos.



Far-Field Tsunami Hazard Assessment Along the Pacific Coast of Mexico by Historical Records and Numerical Simulation

LAURA G. ORTIZ-HUERTA,¹ MODESTO ORTIZ,²  and ALEJANDRO GARCÍA-GASTÉLUM³

Abstract—Historical records of the Chile (22 May 1960), Alaska (27 March 1964), and Tohoku (11 March 2011) tsunamis recorded along the Pacific Coast of Mexico are used to investigate the goodness of far-field tsunami modeling using a focal mechanism consisting in a uniform slip distribution on large thrust faults around the Pacific Ocean. The Tohoku 2011 tsunami records recorded by Deep ocean Assessment and Reporting of Tsunami (DART) stations, and at coastal tide stations, were used to validate transoceanic tsunami models applicable to the harbors of Ensenada, Manzanillo, and Acapulco on the coast of Mexico. The amplitude resulting from synthetic tsunamis originated by $M_w \sim 9.3$ earthquakes around the Pacific varies from ~ 1 to ~ 2.5 m, depending on the tsunami origin region and on the directivity due to fault orientation and waveform modification by prominent features of sea bottom relief.

Key words: Pacific Coast of Mexico, far-field tsunami hazard, numerical modeling, historical records.

1. Introduction

According to instrumental records of historical and recent far-field tsunamis along the Pacific Coast of Mexico, only far-field tsunamis produced by the large earthquakes of Chile (22 May 1960, M_w 9.5), Alaska (27 March 1964, M_w 9.3), and Tohoku, Japan (11 March 2011, M_w 9.0) are known to have reached water levels up to 1.5 m above the still water level (Figs. 1, 2). Although damages in Mexico caused by these tsunamis have consisted in the interruption of

harbor operations and the cessation of civil activities, we cannot discard the possibility of a major tsunami hazard by large far-field tsunamis originated in other regions. Therefore, we investigate the tsunami hazard via the numerical simulation of tsunamis produced by large synthetic earthquakes ($M_w \sim 9.3$) in the tsunami source regions around the Pacific. Since rupture areas ($L \times W$) of the last three large earthquakes in the Pacific were estimated to be $300\text{--}500 \times 150\text{--}200 \text{ km}^2$ (Tohoku 2011: Ammon et al. 2011; Gusman et al. 2012; Yoshida et al. 2011); $700\text{--}800 \times 150\text{--}250 \text{ km}^2$ (Alaska 1964; Plafker 1965); $800 \times 200 \text{ km}^2$ (Chile 1960 Kanamori and Cipar 1974), we evaluated the goodness of far-field tsunami modeling by prescribing a focal mechanism consisting of a uniform slip distribution on thrust faults of a fixed area ($600 \times 180 \text{ km}^2$) around the Pacific. We are aware that heterogeneities in the slip distribution of large infrequent rupture areas are the rule rather than the exception (Lay and Kanamori 2011); therefore, the goodness of the far-field tsunami modeling is validated here with the Chile 1960, Alaska 1964, and Tohoku 2011 tsunami records along the coast of Mexico.

2. Numerical Modeling of the Tohoku 2011 Tsunami

A large number of coastal and open ocean records of the Tohoku 2011 tsunami have allowed the validation of the numerical modeling of the tsunami, as well as the inversion of tsunami data, to estimate the tsunami source heterogeneities (e.g., Fujii et al. 2011; Gusman et al. 2012; Hayashi et al. 2011; Lay et al. 2011a; Maeda et al. 2011), which are in agreement with seismic and GPS estimates of the focal

¹ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad, Autónoma de Baja California (UABC), Ensenada, Baja California, Mexico.

² Departamento de Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada, Baja California, Mexico. E-mail: ortizf@cicese.mx

³ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad, Autónoma de Baja California (UABC), Ensenada, Baja California, Mexico.

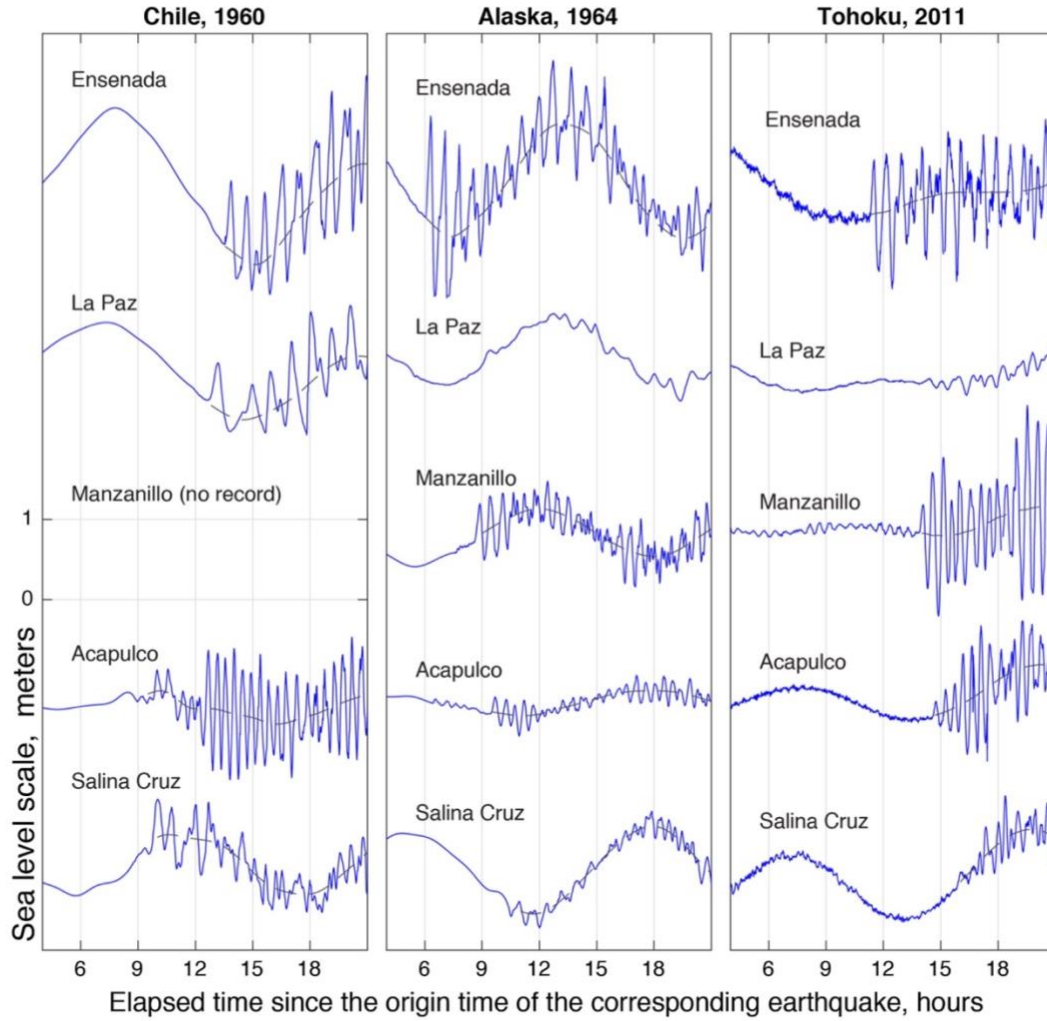


Figure 1

Historical records of the three large far-field tsunamis recorded at coastal tide stations along the Pacific Coast of Mexico (dashed lines indicate the corresponding predicted tide)

mechanism of the earthquake (Ammon et al. 2011; Hayes 2011; Ide et al. 2011; Koper et al. 2011; Lay et al. 2011b; Shao et al. 2011; Simons et al. 2011; Yoshida et al. 2011; Iinuma et al. 2011; Ito et al. 2011; Ozawa et al. 2011; Yue and Lay 2011). Here, the numerical modeling of the Tohoku 2011 tsunami is used to validate the modeling in the deep ocean as well as in the harbors of Ensenada, Manzanillo, and Acapulco, where tide gauges are in operation along the coast of Mexico.

The transoceanic modeling of the tsunami is computed with the numerical tsunami propagation model of Goto et al. (1997), which solves the vertically integrated (depth-averaged) linearized shallow water momentum and continuity equations, or linear

long wave equations in a rotating Earth (e.g., Dronkers 1964; Pedlosky 1979):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{M}}{\partial t} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{M} + gh\nabla\eta = 0. \quad (2)$$

In Eqs. (1–2), t is time, η is the vertical displacement of the water surface above the still water level (the equipotential surface), h is the ocean depth, g is the gravitational acceleration, and $\boldsymbol{\Omega}$ is the angular velocity of the Earth. $\mathbf{M} = [U, V]$ is the horizontal depth-averaged volume flux vector, where $U = u(\eta + h)$ and $V = v(\eta + h)$ are the horizontal depth-averaged volume flux vectors in longitudinal

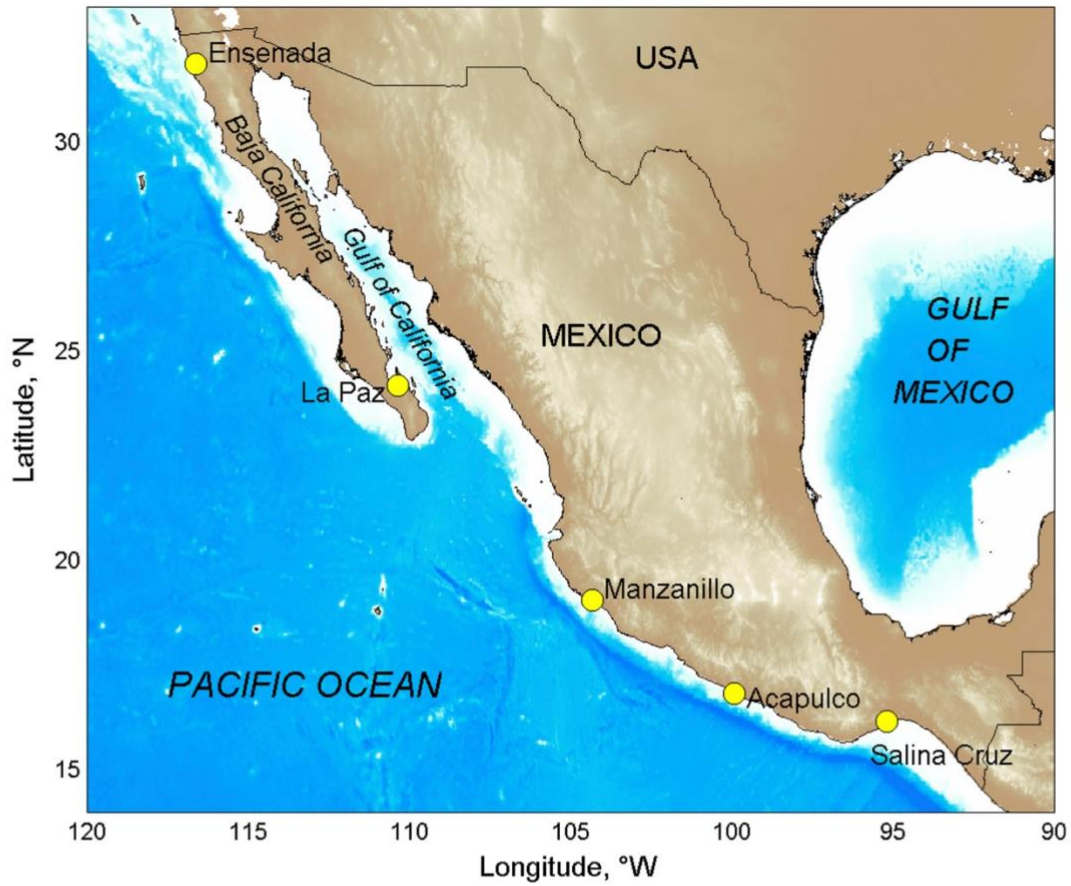


Figure 2

Coastal tide stations (yellow dots) along the Pacific Coast of Mexico that correspond to the tide records shown in Fig. 1

and latitudinal spherical coordinates, and u and v are the corresponding velocity of water particles.

The above set of Eqs. (1–2) are solved by finite differences in an explicit staggered leap-frog scheme at time steps of 2 s in a grid resolution of 2 min. The current bathymetry or domain of integration of the numerical model (Fig. 4) was extracted from the ETOPO2v2 dataset (National Geophysical Data Center, 2006) in a matrix of 5761×3891 nodes. In the model computations, the maximum depth along the trenches was set to 7000 m to prevent numerical instabilities. Numerical experiments that set the maximum depth to 7000 m have shown that tsunami wave deformation across the Japan Trench, as well as across several trenches, is less than 0.3% in amplitude (phase delay less than 5 s), which would be imperceptible in the far-field.

The modeling of the tsunami in the target regions is computed at time steps of 2 s in a set of interconnected nested grids within the domain of integration shown in Fig. 4. High-resolution bathymetric data (Figs. 11, 12

and 13, in the Appendix) are used around the harbors of Ensenada, Manzanillo, and Acapulco (grid resolution of ~ 40 m; Division of Coasts and Harbors of the Mexican Institute of Transportation 2008), where full non-linear terms (advective and bottom friction) are included in the expressions (3–4) of Eqs. (1–2) in a rectangular coordinate system (x, y) disregarding Coriolis terms:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{gn^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0. \end{aligned} \quad (4)$$

The expression for the bottom friction terms in Eq. (4) merits a brief explanation. Before depth averaging, friction terms are expressed as follows, according to the quadratic friction law in a uniform flow (e.g., Dronkers 1964):

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{C_D}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}, \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{C_D}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (5)$$

where τ_x and τ_y are the bottom stress in the directions x and y , respectively, and ρ is the fluid density. The drag coefficient C_D and the Gauckler–Manning roughness coefficient n are related by (Goto et al. 1997):

$$n = \sqrt{\frac{C_D D^{1/3}}{2g}}. \quad (6)$$

Consequently, bottom friction terms are expressed as follows:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}, \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2}. \quad (7)$$

By integrating (7) from the sea bottom to the water surface, friction terms appear as those presented in Eq. (4), where the Gauckler–Manning roughness coefficient is set to 0.025 (cf., Titov et al. 2003). Water depth is an important factor controlling friction terms magnitude.

The tsunami initial condition or sea surface deformation (Fig. 3) is taken as the vertical deformation of the seafloor computed by the expression given by Mansinha and Smylie (1971), as produced by the heterogeneous dislocation model, defined here as FOCAL-I, consisting of the three thrust fault segments described in Table 1.

Depth was set to 20 km in the dislocation model in order to avoid sharp forms in the sea surface

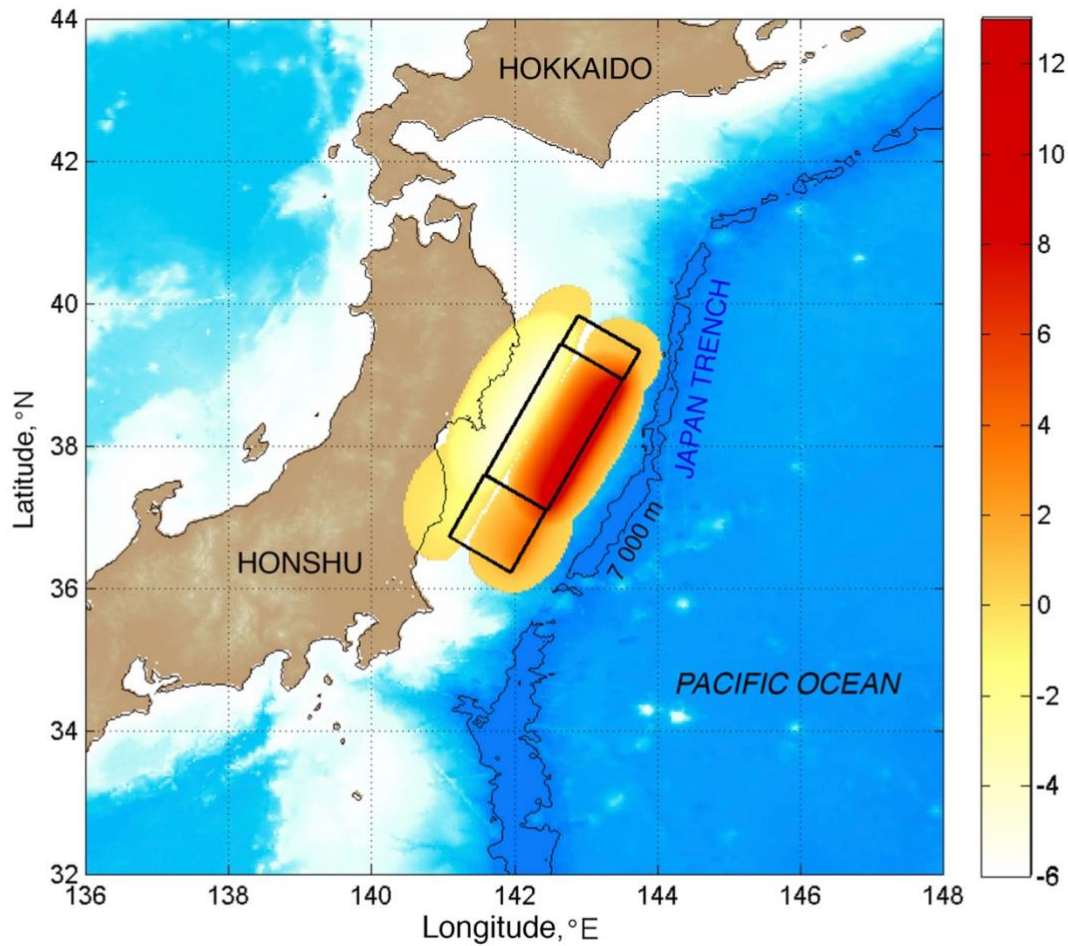


Figure 3

Vertical deformation of the seafloor (color scale, meters). Rectangles indicate the surface projection of the fault segments. The Japan Trench is indicated by the isobath of 7000 m

Table 1

Simplified focal mechanism of the Tohoku 2011 earthquake (FOCAL-I), approximately following the heterogeneous slip distribution model illustrated in Gusman et al. (2012)

Segment	Length (km)	Width (km)	Slip (m)	Depth ^a (km)	Dip (deg.)	Strike (deg.)	Rake (deg.)
Northern	50	160	5	20	15	210	90
Central	250	160	30	20	15	210	90
Southern	150	160	5	20	15	210	90

^aDepth refers to the shallow edge of the buried fault plane

produced by a realistic shallow-depth dislocation model. Sharp shapes (short wavelengths) in the vertical deformation of the sea surface may produce numerical instabilities in the tsunami propagation model (cf., Fine et al. 2012; Gusman et al. 2012).

The results of the Tohoku 2011 tsunami propagation model using the FOCAL-I dislocation model are illustrated in Fig. 4. The results consist of the

maximum peak-wave amplitude or MOM (Maximum of Maximum) values above the still water level computed in every grid point during the transoceanic tsunami propagation. In general, MOM values correspond to the height of the first wave in the open ocean, although values near the coast may correspond to the height of one of the later waves.

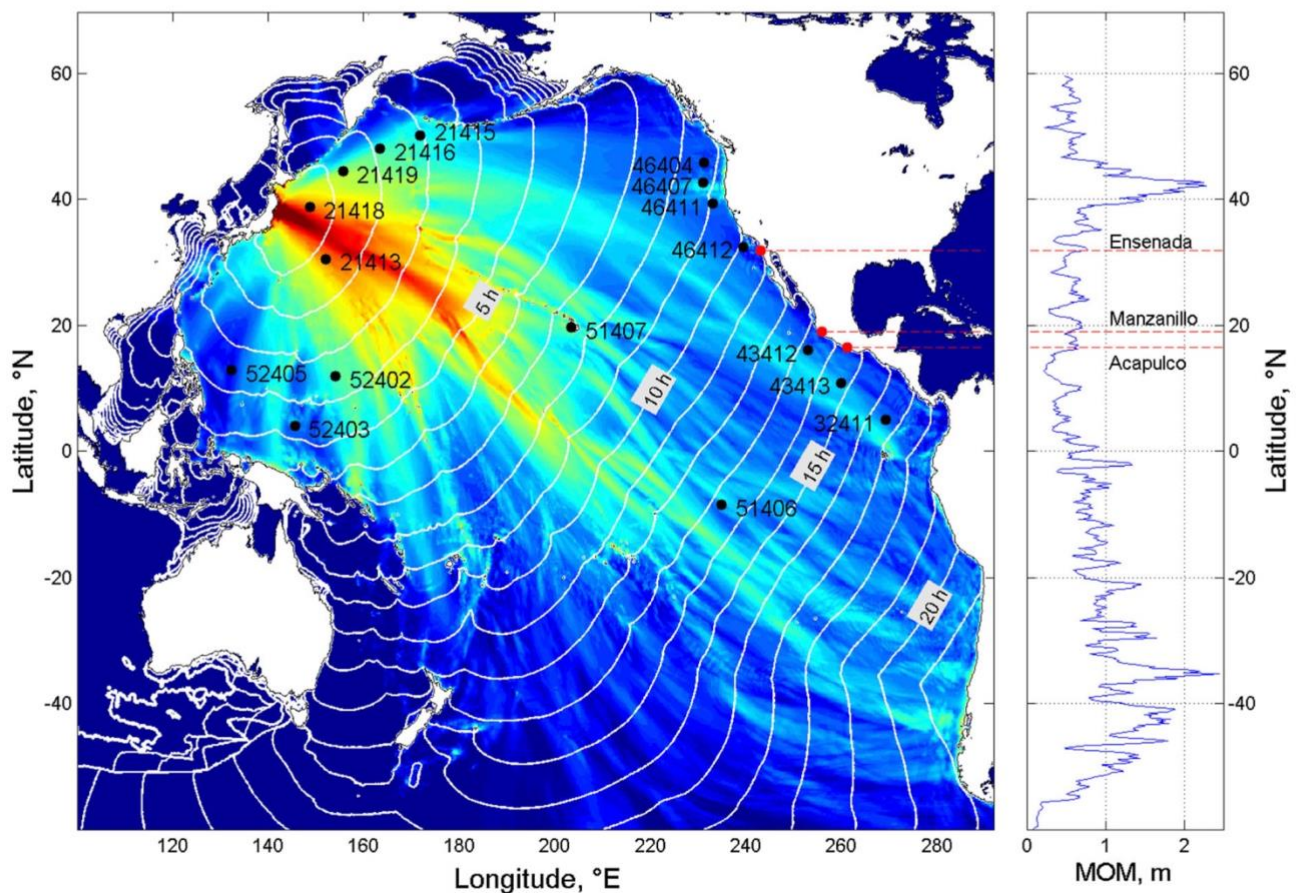


Figure 4

Tohoku 2011 tsunami propagation model. The color scale shows larger MOM values in warmer colors. The white contours indicate tsunami travel time at time steps of 1 h. Black dots indicate DART stations with their corresponding ID numbers. The right panel shows the corresponding MOM values along the Eastern Pacific Coast

Since ocean depth and grid resolution of the whole region (grid resolution 2 min) do not adequately describe nearshore bathymetry, the corresponding MOM values along the Eastern Pacific Coast (right panel in Fig. 4) are only a rough estimate. However, those values reveal potential hot spots or sites where the tsunami is amplified because of the directivity due to fault orientation and waveform modification by prominent features of sea bottom relief, which focus the tsunami and amplify the local response or normal resonance modes (e.g., Ben-Menahem and Rosenman 1972; Miyoshi 1968; Hammack 1973; Horrillo et al. 2008; Kowalik et al. 2008; Satake 1988; the directivity of tsunamis due to fault orientation and the Earth's sphericity effects are illustrated in the Appendix; Figs. 14, 15). In particular, MOM values in Fig. 4 indicate that the tsunami is focused towards the coast of Chile due to directivity and towards several hot spots along the coast of Mexico.

The synthetic tsunami records resulting from the numerical modeling of the tsunami are illustrated in Fig. 5 for comparison with the corresponding residual tide provided within the DART records. In the near field (DART stations 21413, 21418, and 21419), the height of the synthetic tsunami is within ± 75 cm of the observed one, whereas the wave height of the synthetic tsunami in the far-field is adequately reproducing the corresponding observed one within ± 4 cm ($\pm 20\%$).

It is worth mentioning that the elapsed arrival time is 6–9 min earlier in the synthetic tsunami records than in the observed tsunami data after a propagation time of 8–17 h, respectively (cf., Watada et al. 2014).

The resulting synthetic tsunami records at the coastal tide stations are illustrated in Fig. 6 for comparison with the observed tsunami in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco. The synthetic tsunamis are adequately reproducing the wave height and period of the first 9–12 waves. However, the synthetic tsunami in Manzanillo is not adequately reproducing the second set of larger observed waves (the 11th–15th waves; elapsed time 19:00–21:00 h), where the maximum peak-wave amplitude of 1.30 m occurred at the elapsed time of 19:30 h.

Quantitative comparisons of the synthetic and observed tsunami records illustrated in Fig. 6 are

given in Table 2 by computing H_s and T_s , where H_s is the significant wave height or the average height of the highest one-third waves in the corresponding record, and T_s is the significant wave period or the average zero-crossing wave period of the highest one-third waves. Individual wave heights are taken as the height, crest to trough, in a zero-crossing wave period, disregarding smaller superimposed peaks and troughs within the selected wave period by slightly smoothing the tide record. Wave heights were taken trough to crest in case the leading wave was negative in order to include the onset of the leading wave.

We applied the concept of H_s and T_s from wind-wave theory and observations (e.g., Bretschneider 1964), which even in the presence of uncorrelated phase shifts takes into account individual wave heights and their corresponding periods in the one-third average. Although the tsunami waveforms are not a stationary process, H_s and T_s were calculated based on the waves present in the first 12–15 h after the tsunami arrival time. In this case, significant wave heights and periods (Table 2) indicate that synthetic tsunami waveforms are adequately reproducing the observed ones. Synthetic H_s and T_s reproduce, within ± 25 cm ($\pm 19\%$) and ± 11 min, the observed ones in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco and the corresponding MOM values are within ± 33 cm of the ones observed.

3. Goodness of Far-Field Tsunami Modeling

Synthetic tsunamis were produced at the location of the rupture areas of the Chile 1960, Alaska 1964, and Tohoku 2011 earthquakes, using the FOCAL-II dislocation model, defined here by a uniform slip distribution of 20 m on a rectangular large thrust fault (600×180 km²) dipping 15° at the depth of 20 km. Although the dip angles and slip magnitudes of the earthquakes of Chile 1960 and Alaska 1964 are estimated to be 10° and 20 m, and 6–12° and 14.9–17.4 m, respectively (Kanamori and Cipar 1974; Ichinose et al. 2007), the purpose of the dislocation model FOCAL-II is to estimate the goodness of far-field tsunami modeling for large tsunamis around the Pacific by prescribing a rough dislocation model. The FOCAL-II dislocation model can

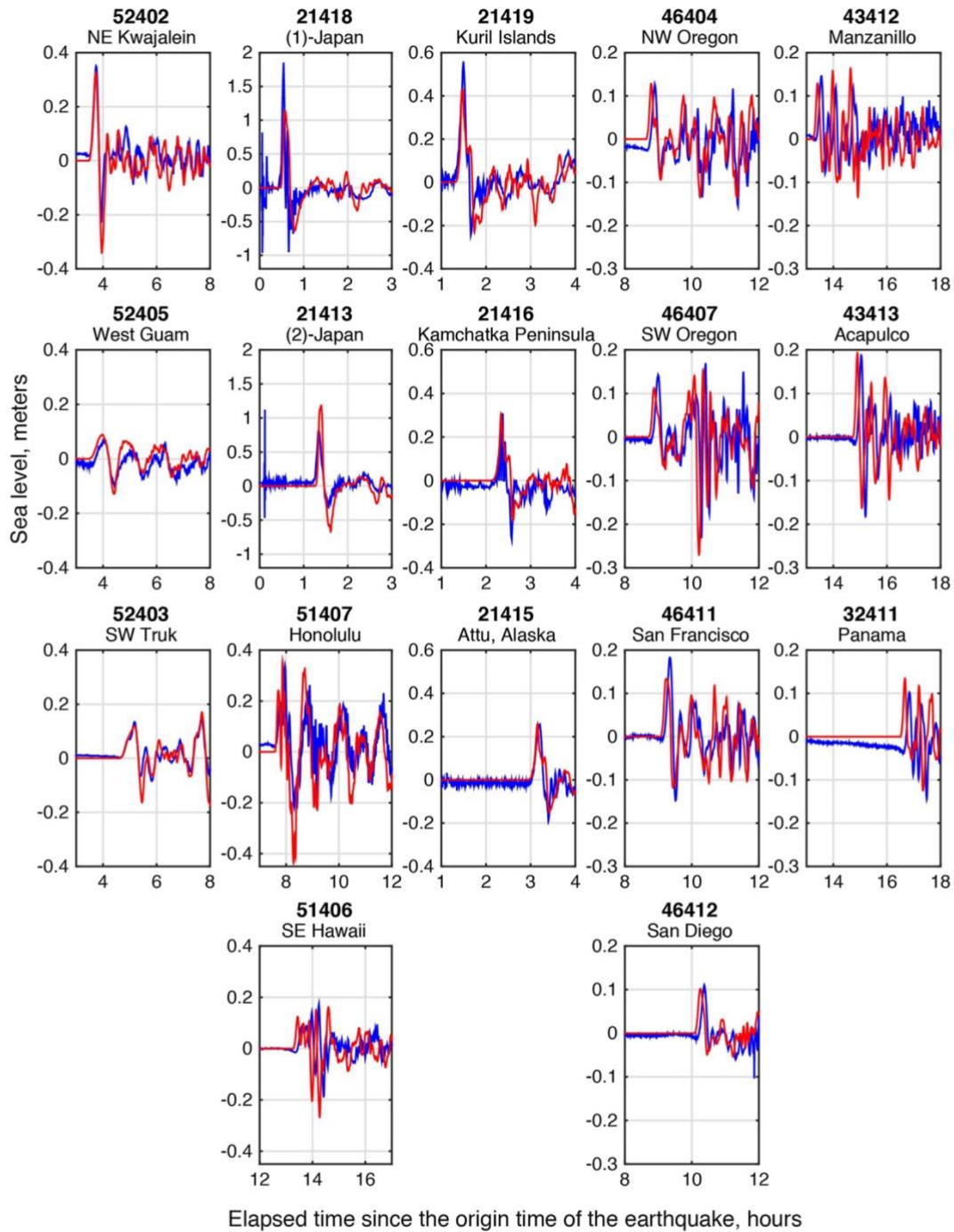


Figure 5

The Tohoku 2011 tsunami records recorded at DART stations (blue line) in comparison with the corresponding results (red line) of the tsunami propagation model. The five-digit numbers correspond to the DART stations shown in Fig. 4

represent earthquake magnitudes $M_w = [9.0, 9.2, 9.3, 9.4]$ by correspondingly varying the slip magnitude $d = [9, 15, 20, 30 \text{ m}]$ according to the seismic moment (M_o) and moment magnitude (M_w) expressions $M_o = \mu A d$ (μ = rigidity modulus, A = rupture

area; Aki, 1966) and $M_w = (\log_{10} M_o - 9.05)/1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979; M_o expressed in Newton meters), assuming a rigidity modulus $\mu = 4 \times 10^{10} \text{ Nm}^{-2}$.

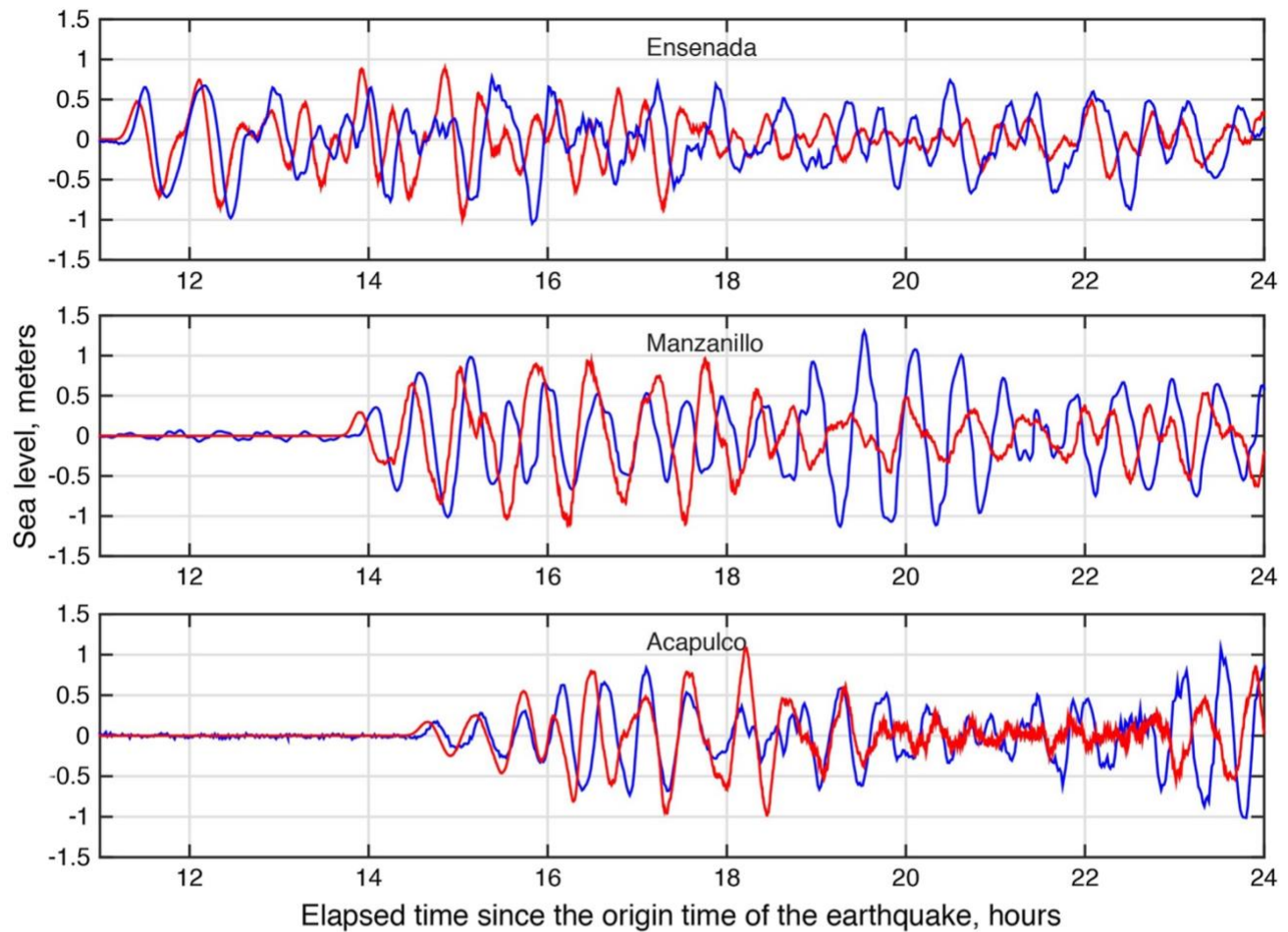


Figure 6

Tohoku 2011 tsunami records (residual tide) at the coastal tide gauges along the Pacific Coast of Mexico (blue line) in comparison with the corresponding results (red line) of the numerical modeling of the tsunami. The residual tide is obtained by subtracting the predicted tide shown in Fig. 1 from the corresponding tide records

Table 2

Comparison of the synthetic and observed tsunami records in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco

Tide station	Number of waves (one-third)	Observed tsunami			Synthetic tsunami			Ratio, $\frac{H_{s, \text{synthetic}}}{H_{s, \text{observed}}}$
		MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	
Ensenada (31.8483°N; 116.6180°W)	9	0.78	1.26	43	0.89	1.27	40	1.01
Manzanillo (19.0555°N; 104.3177°W)	9	1.30	1.71	34	0.97	1.46	45	0.85
Acapulco (16.8407°N; 99.8513°W)	9	0.83	0.99	31	1.08	1.18	35	1.19

Tsunami origin region: Tohoku 2011; dislocation model FOCAL-I

Statistical parameters of the Tohoku 2011 tsunami waves along the Pacific Coast of Mexico including arrival times, maximum wave heights, and periods are given in Zaytsev et al. (2017)

The resulting synthetic tsunamis produced by prescribing the FOCAL-II dislocation model on the rupture areas of the Chile 1960, Alaska 1964, and Tohoku 2011 earthquakes are illustrated in Fig. 7 and

are compared with the corresponding historic tsunamis recorded in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco.

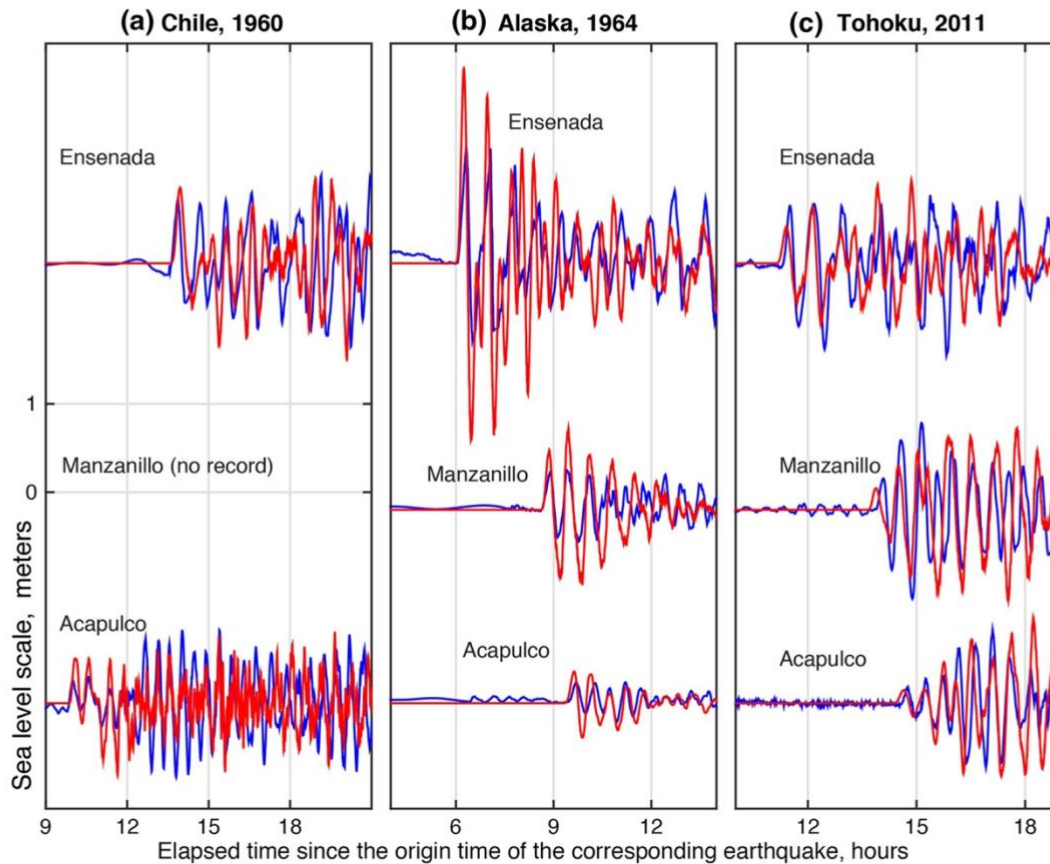


Figure 7

Historical records of the three large far-field tsunamis recorded along the Pacific Coast of Mexico (blue line) are compared with the corresponding numerical results (red line) produced by prescribing the FOCAL-II dislocation model

Quantitative comparisons of the synthetic and observed tsunami records are summarized in Tables 3, 4, and 5:

(a) The synthetic waveforms of the Chile 1960 tsunami (Fig. 7a) reproduce, within ± 9 cm ($\pm 8\%$) and ± 7 min, the significant wave height and period of the corresponding tsunami records in both tide stations Ensenada and Acapulco (Table 3). Synthetic MOM values are within ± 22 cm ($\pm 22\%$) of the observed ones.

(b) In the Case of the Alaska 1964 tsunami (Fig. 7b), significant wave height of the synthetic tsunami records (Table 4) is overestimated by 83 cm (64%), 25 cm (37%), and 5 cm (18%), compared to the wave heights observed in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco, respectively. In addition, MOM values of the synthetic tsunami are overestimated by 89 cm (67%), 38 cm (79%), and 12 cm (50%), respectively, compared to MOM values observed in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco.

Table 3

Comparison of the synthetic and observed tsunami records in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco

Tide station	Number of waves	Observed tsunami			Synthetic tsunami			Ratio, $\frac{H_{s, \text{synthetic}}}{H_{s, \text{observed}}}$
		MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	
Ensenada	9	1.01	1.57	57	1.23	1.58	50	1.01
Manzanillo	9	—	—	—	0.88	1.32	42	—
Acapulco	9	0.82	1.12	35	0.77	1.03	36	0.92

Tsunami origin region: Chile 1960 (region 19 in Fig. 8)

Table 4

Comparison of the synthetic and observed tsunami records in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco

Tide station	Number of waves	Observed tsunami			Synthetic tsunami			Ratio, $\frac{H_{s, \text{synthetic}}}{H_{s, \text{observed}}}$
		MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	
Ensenada	9	1.33	1.28	45	2.22	2.11	31	1.64
Manzanillo	9	0.48	0.66	40	0.86	0.91	44	1.37
Acapulco	9	0.24	0.30	46	0.36	0.35	32	1.18

Tsunami origin region: Alaska 1964 (region 2 in Fig. 8)

Table 5

Comparison of the synthetic and observed tsunami records in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco

Tide station	Number of waves	Observed tsunami			Synthetic tsunami			Ratio, $\frac{H_{s, \text{synthetic}}}{H_{s, \text{observed}}}$
		MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	MOM (m)	H_s (m)	T_s (min)	
Ensenada	9	0.78	1.26	43	0.93	1.08	40	0.86
Manzanillo	9	1.30	1.71	34	0.92	1.31	43	0.77
Acapulco	9	0.83	0.99	31	0.95	1.14	36	1.15

Tsunami origin region: Tohoku 2011 (region 11 in Fig. 8)

(c) The synthetic waveforms of the Tohoku 2011 tsunami (Fig. 7c) reproduce, within ± 40 cm ($\pm 23\%$) and ± 9 min, the significant wave heights and periods observed in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco (Table 5). Synthetic MOM values are within ± 38 cm of the observed MOM values.

The goodness of the far-field Tsunami Modeling employing the FOCAL-II dislocation model is adequate for large tsunamis, such as the ones produced by the Chile 1960 and Tohoku 2011 earthquakes. In contrast, in the case of tsunamis such as the one produced by the Alaska 1964 earthquake, the model predicts a maximum amplitude of 2.22 m in Ensenada, whereas the observed MOM is 1.33 m (Table 4). This difference is likely a consequence of the 20 m uniform slip distribution prescribed in FOCAL-II that overestimates the slip magnitude of the Alaska 1964 megathrust fault (peak slip of 14.9 m; Ichinose et al. 2007). Indeed, a uniform slip magnitude of 12 meters in FOCAL-II adequately reproduced both the observed H_s and MOM values of the Alaska 1964 tsunami in Ensenada within ± 2 cm ($\pm 1\%$). However, even though a slip dislocation of 12 m can be used to reproduce the observed tsunami, the uniform slip distribution of 20 m, prescribed in

FOCAL-II, will continue to be used here as a threshold to estimate the far-field tsunami hazard along the coast of Mexico from the tsunami source regions around the Pacific Ocean illustrated in Fig. 8.

4. Far-Field Tsunami Hazard Assessment

The far-field tsunami hazard assessment along the Pacific Coast of Mexico is estimated by the numerical modeling of tsunamis produced by the dislocation model FOCAL-II along the tsunami source regions around the Pacific Ocean illustrated in Fig. 8.

The maximum synthetic tsunami amplitudes (MOM) in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco, resulting from each one of the 23 tsunami source regions around the Pacific Ocean identified in Fig. 8, are illustrated in Fig. 9, whereas statistics and arrival times of the corresponding synthetic tsunamis are given in Tables 6, 7 and 8. Observed MOM values in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco (Tables 3, 4 and 5) are also illustrated in Fig. 9.

In general, MOM patterns in Fig. 9 indicate the effect of directivity due to fault orientation and waveform modification by prominent features of sea bottom relief. In particular, tsunami source regions

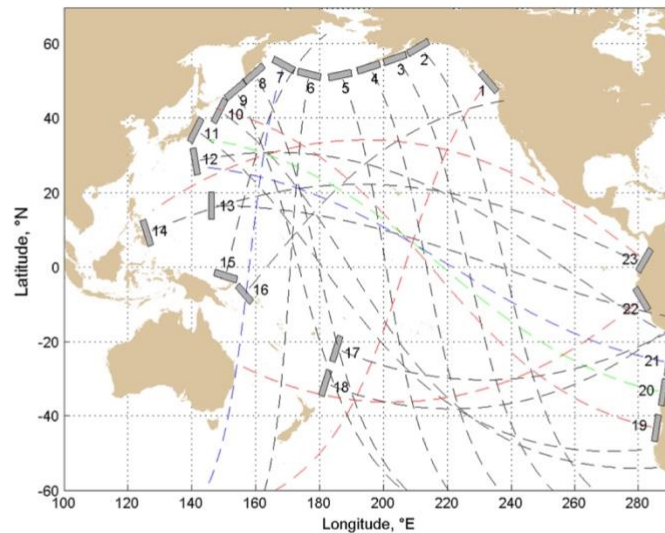


Figure 8

Numerals indicate hypothetical rupture areas (gray rectangles) along some of the tsunami source regions around the Pacific. Great Circles (dashed lines) perpendicular to the rupture areas roughly indicate the tsunami directivity due to fault orientation

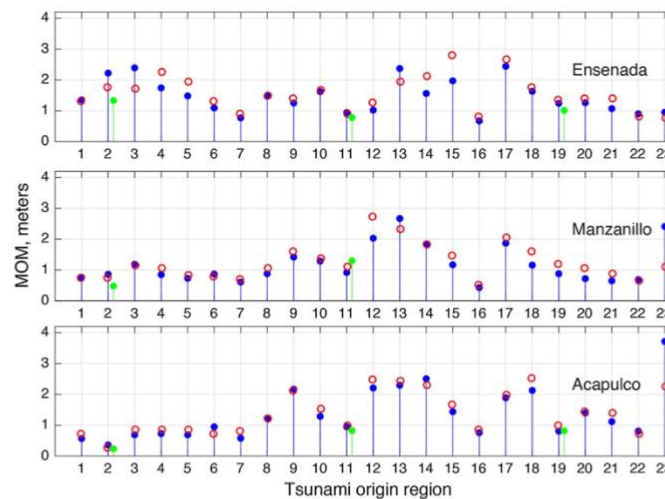


Figure 9

Synthetic MOM values (blue dots) resulting from each one of the tsunamis produced at the 23 tsunami source regions indicated in Fig. 8. Red circles represent the corresponding MOM values estimated as $1.47 H_s/2$. Green dots represent the observed MOM values in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco in Tables 3, 4 and 5

2–5 in Fig. 8 produce high MOM values (~ 2 m) in Ensenada due to fault orientation and the proximity of the source regions. In contrast, MOM values produced by the same source regions 2–5 are ~ 1 m in Manzanillo and Acapulco where the tsunami spreads by diffraction after passing the peninsula of Baja California (e.g., Figure 15b in the Appendix). Regional tsunamis originated in the Ecuador–Colombia subduction zone (region 23 in Fig. 8) may produce extreme MOM values on the southeast coast of Mexico due to fault orientation and proximity of

the tsunami source region. Further research focused in this region is needed for particular earthquake scenarios and for regional tsunami hazard assessment (e.g., Arreaga-Vargas et al. 2005; Kelleher 1972).

Estimated MOM values (red circles in Fig. 9) were computed as $1.47 H_s/2$, according to the best linear fit (Fig. 10) among the set of H_s versus the corresponding MOM values in Tables 6, 7 and 8, excluding the values from region 23. Assuming a normal distribution of the residuals obtained by subtracting $1.47 H_s/2$ from the corresponding MOM

Table 6

ENSENADA: Statistics of synthetic tsunamis produced around the Pacific by the FOCAL-II dislocation model. Tsunami origin regions are indicated in Fig. 8

Tsunami origin region	Elapsed tsunami arrival time (hh:mm)	MOM (m)	MOM (elapsed time) (hh:mm)	Number of waves, (one-third)	H_s (m)	T_s (min)
(1) Cascadia	03:30	1.35	13:00	10	1.56	67
(2) Kodiak, AK	06:00	2.22	06:30	9	2.11	31
(3) Alitak, AK	06:00	2.39	06:30	10	2.07	54
(4) Sand Point, AK	06:30	1.74	12:00	9	2.70	60
(5) Adak, AK	07:00	1.48	13:00	9	2.35	58
(6) Kiska, AK	07:30	1.09	11:30	9	1.59	57
(7) Commander, RU	08:30	0.77	24:00	8	1.10	55
(8) Kamchatka	09:00	1.47	12:30	9	1.78	40
(9) Kuril Islands	09:30	1.25	13:30	10	1.65	49
(10) Hokkaido	10:00	1.62	15:00	9	2.01	42
(11) Japan	11:30	0.94	15:00	9	1.08	40
(12) Ogasawara	11:30	1.02	14:00	9	1.51	42
(13) Mariana Islands	12:00	2.37	14:30	8	2.35	48
(14) Philippines	15:00	1.56	17:30	5	2.53	53
(15) Manus	13:30	1.97	17:00	5	3.34	58
(16) Solomon	13:00	0.67	14:30	6	0.95	56
(17) Tonga	11:00	2.44	14:00	7	3.19	62
(18) Kermadec	12:00	1.63	15:30	7	2.13	51
(19) South Chile	13:30	1.24	23:30	9	1.62	50
(20) Central Chile	12:30	1.26	15:00	9	1.70	45
(21) North Chile	12:00	1.07	22:30	9	1.70	59
(22) Peru	09:30	0.90	20:30	9	0.95	55
(23) Ecuador-Colombia	08:30	0.95	09:00	10	0.91	48

Table 7

MANZANILLO: Statistics of synthetic tsunamis produced around the Pacific by the FOCAL-II dislocation model

Tsunami origin region	Elapsed tsunami arrival time (hh:mm)	MOM (m)	MOM (elapsed time) (hh:mm)	Number of waves, (one-third)	H_s (m)	T_s (min)
(1) Cascadia	06:30	0.76	22:30	9	0.88	53
(2) Kodiak, AK	08:30	0.86	09:30	9	0.91	44
(3) Alitak, AK	08:30	1.19	09:30	10	1.36	42
(4) Sand Point, AK	07:00	0.85	12:30	8	1.29	47
(5) Adak, AK	09:30	0.73	12:30	9	1.00	45
(6) Kiska, AK	10:00	0.87	20:00	9	0.95	45
(7) Commander, RU	11:00	0.61	21:30	8	0.82	41
(8) Kamchatka	11:00	0.88	13:00	9	1.28	39
(9) Kuril Islands	12:00	1.42	15:30	7	1.92	43
(10) Hokkaido	12:00	1.29	18:00	7	1.67	41
(11) Japan	14:00	0.92	18:00	9	1.31	43
(12) Ogasawara	14:00	2.03	15:30	5	3.26	52
(13) Mariana Islands	12:30	2.67	16:00	6	2.80	42
(14) Philippines	17:30	1.84	19:00	5	2.21	47
(15) Manus	15:30	1.17	17:30	5	1.76	48
(16) Solomon	14:30	0.43	21:30	7	0.61	39
(17) Tonga	11:30	1.87	13:30	7	2.46	54
(18) Kermadec	12:30	1.16	15:30	9	1.91	57
(19) South Chile	10:30	0.88	15:00	8	1.41	43
(20) Central Chile	09:30	0.72	20:30	8	1.25	51
(21) North Chile	08:30	0.65	21:30	9	1.08	49
(22) Peru	04:00	0.69	06:30	10	0.80	48
(23) Ecuador-Colombia	05:00	2.41	05:30	10	1.35	52

Tsunami origin regions are indicated in Fig. 8

Table 8

ACAPULCO: statistics of synthetic tsunamis produced around the Pacific by the FOCAL-II dislocation model

Tsunami origin region	Elapsed tsunami arrival time (hh:mm)	MOM (m)	MOM (elapsed time) (hh:mm)	Number of waves (one-third)	H_s (m)	T_s (min)
(1) Cascadia	07:00	0.57	15:30	10	0.88	52
(2) Kodiak, AK	09:30	0.36	09:30	9	0.35	32
(3) Alitak, AK	09:30	0.69	10:00	11	1.01	36
(4) Sand Point, AK	09:30	0.73	20:00	11	1.04	37
(5) Adak, AK	10:00	0.69	13:30	11	1.04	34
(6) Kiska, AK	11:00	0.95	24:00	9	0.88	37
(7) Commander, RU	11:30	0.58	22:00	8	0.97	37
(8) Kamchatka	12:30	1.23	24:00	10	1.46	32
(9) Kuril Islands	13:00	2.17	16:00	9	2.55	36
(10) Hokkaido	13:30	1.29	18:00	8	1.83	35
(11) Japan	14:30	0.95	18:30	9	1.18	35
(12) Ogasawara	15:00	2.21	16:00	6	2.97	41
(13) Mariana Islands	15:00	2.30	16:30	6	2.94	37
(14) Philippines	18:00	2.51	19:30	5	2.77	36
(15) Manus	16:00	1.44	18:00	5	1.99	43
(16) Solomon	15:00	0.76	18:00	6	1.03	37
(17) Tonga	12:00	1.89	13:30	12	2.38	33
(18) Kermadec	13:00	2.13	18:00	8	3.04	45
(19) South Chile	10:00	0.81	19:30	10	1.21	38
(20) Central Chile	08:30	1.40	22:00	10	1.74	41
(21) North Chile	08:00	1.12	11:00	10	1.70	32
(22) Peru	05:30	0.81	05:30	17	0.88	31
(23) Ecuador-Colombia	04:00	3.72	05:00	10	2.69	31

Tsunami origin regions are indicated in Fig. 8

values (Fig. 10b, c), the correspondence between MOM and estimated MOM values is within a 95% confidence interval of ± 0.46 m. Note that synthetic MOM values in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco, corresponding to tsunami origin regions 1–22, are within the 95% confidence interval of estimated MOM values. In contrast, MOM values in Manzanillo and Acapulco, corresponding to tsunami origin region 23, are significantly different from estimated MOM values. This difference may indicate spurious model results, or in this case, a strong non-stationary process due to the proximity of the tsunami source region.

5. Discussion and Conclusions

The numerical modeling presented here derives MOM values at three specific study sites (Ensenada, Manzanillo and Acapulco) under a set of $M_w \sim 9.3$ uniform slip earthquakes. Zaytsev et al. (2016, 2017) demonstrate that these three locations are hot spots

with relatively high tsunami hazards from far-field tsunamis according to analysis of tide gauge data (although there are still long stretches of coast that were not instrumentally measured). The largest MOM from our modeling of far-field tsunamis (excluding the Ecuador-Columbia regional source) is ~ 2.5 m. As a precautionary threshold recommendation for the Pacific Coast of Mexico, we propose increasing this by 50% to 3.75 m above Mean Higher High Water (MHHW) in order to cover the possibility of larger magnitude earthquakes (in the simple but imprecise linear approximation this amounts to an increase in fault slip to 30 m and $M_w \sim 9.4$), the effects of nonuniform slip, the possibility of source earthquakes with different locations and geometries, and to include some allowance for currently unidentified hot spots. We stress that this is only an interim recommendation and that further work is required to increase the set of study sites and to explicitly model a wider set of source scenarios. This MOM is also an offshore value and in some specific circumstances, onshore run-up heights may be higher still.

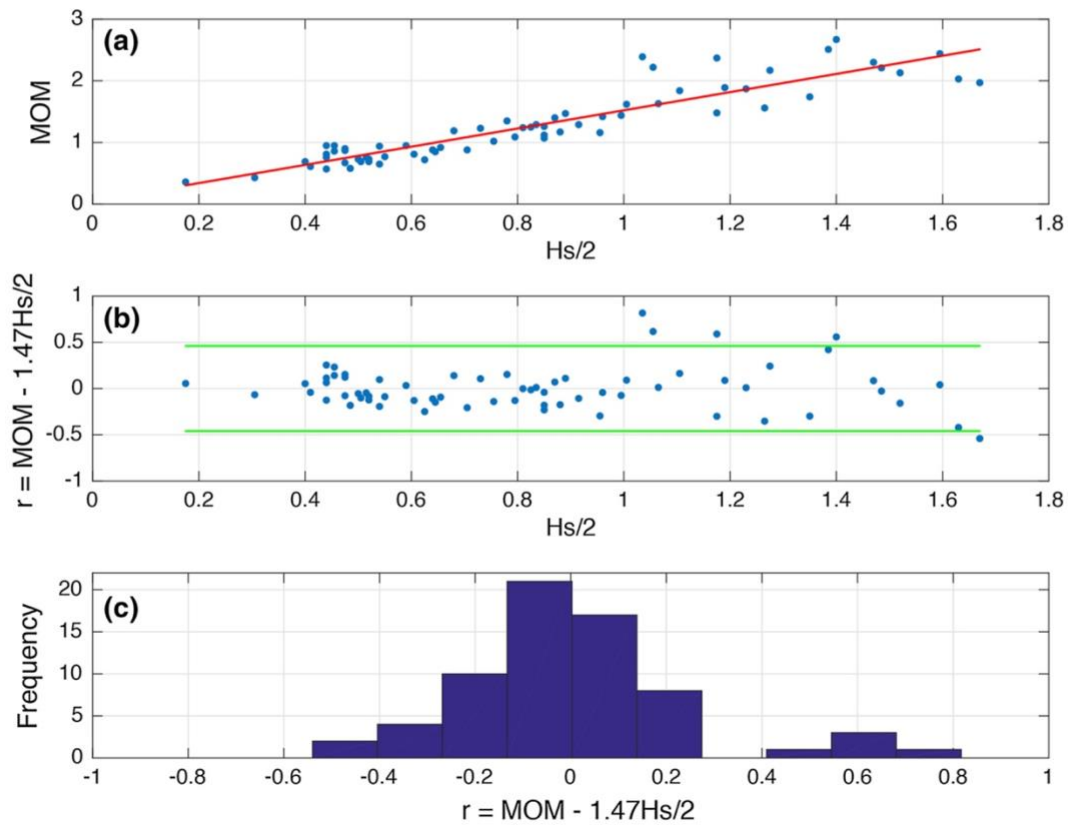


Figure 10

a Best linear fit (red line) among the set of all of the H_s versus the corresponding MOM values in Tables 6, 7 and 8. **b** Residual values (r) obtained by subtracting $1.47H_s/2$ from the corresponding MOM values. Green lines indicate the 95% confidence interval. **c** Histogram of the residual values in (b)

Statistics of synthetic tsunamis in Tables 6, 7 and 8 are applicable for far-field tsunami preparedness in Ensenada, Manzanillo, and Acapulco to investigate harbor response by prescribing H_s and T_s as boundary conditions for high-resolution physical as well as numerical hydrodynamic models. Regardless of the origin region, historical and synthetic tsunamis have shown that large earthquakes ($M_w \sim 9$) in the Pacific would represent a tsunami hazard for harbor operations.

Acknowledgements

We thank both anonymous reviewers for their helpful review and fructiferous discussions. L.G. Ortiz-Huerta acknowledges support from CONACyT (México) through the Ph.D. program scholarship. DART sea level data are courtesy of the National Data Buoy Center of the National Oceanic and

Atmospheric Administration (NOAA). ETOPO2v2 are courtesy of the National Geophysical Data Center, 2006. M. Ortiz acknowledges J.M. Montoya of the Division of Coasts and Harbors of the Mexican Institute of Transportation (IMT) for providing high-resolution bathymetric data around the harbors of Ensenada, Manzanillo, and Acapulco. The tsunami records along the coast of Mexico are courtesy of the Joint Sea Level Network Operations of Mexico, operated by CICESE, IMT, SEMAR, and UNAM.

Appendix

Bathymetry

High resolution near shore bathymetry used in the tsunami model around the harbors of Ensenada, Manzanillo, and Acapulco (see Figs. 11, 12, 13).

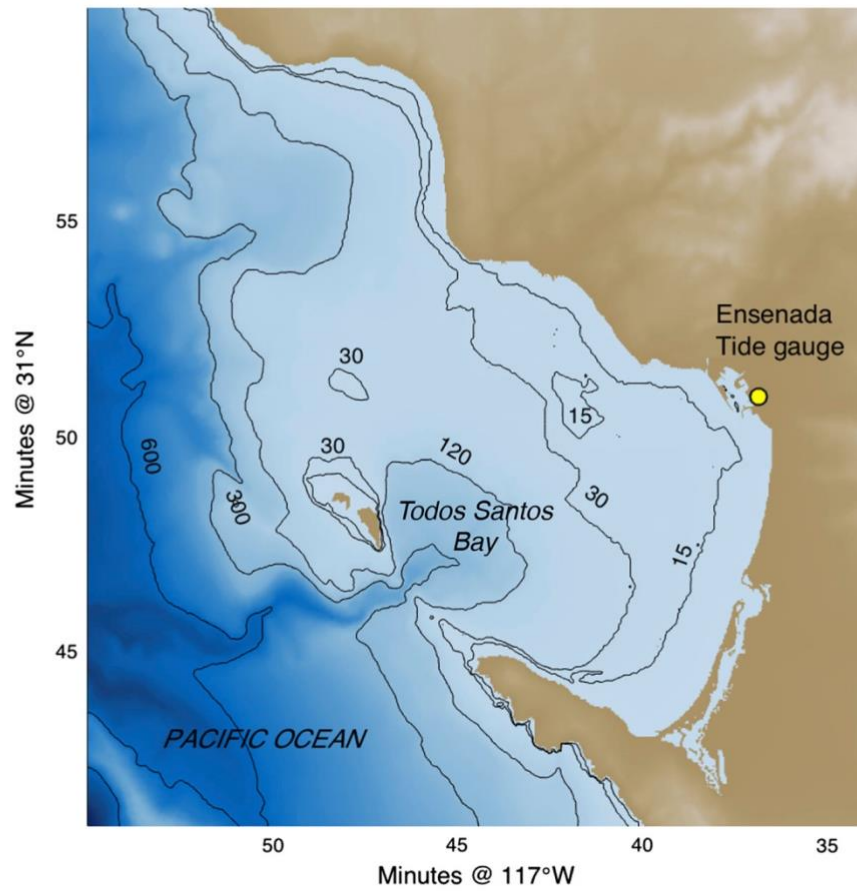


Figure 11
Ensenada bathymetric map. Isobaths are indicated in meters referred to the mean sea level

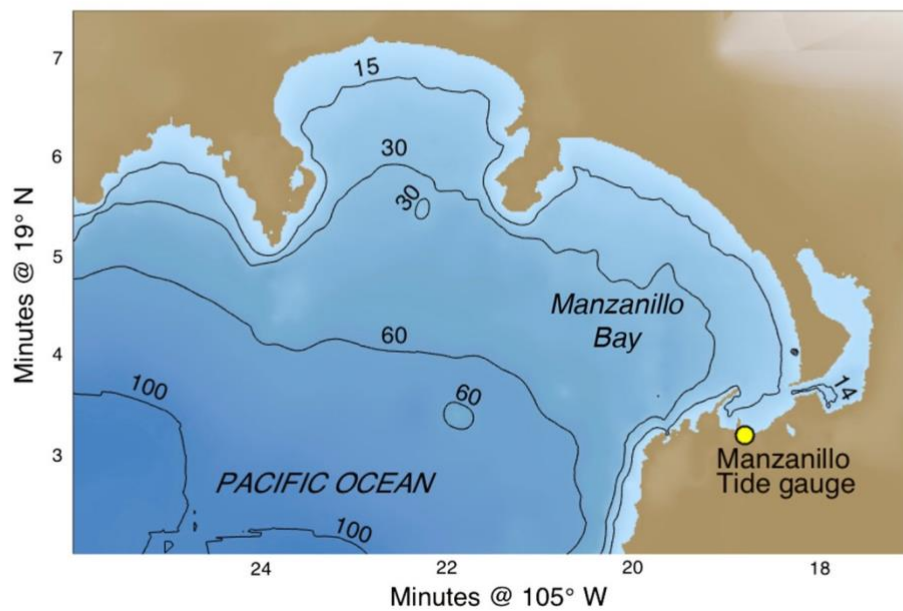


Figure 12
Manzanillo bathymetric map. Isobaths are indicated in meters referred to the mean sea level

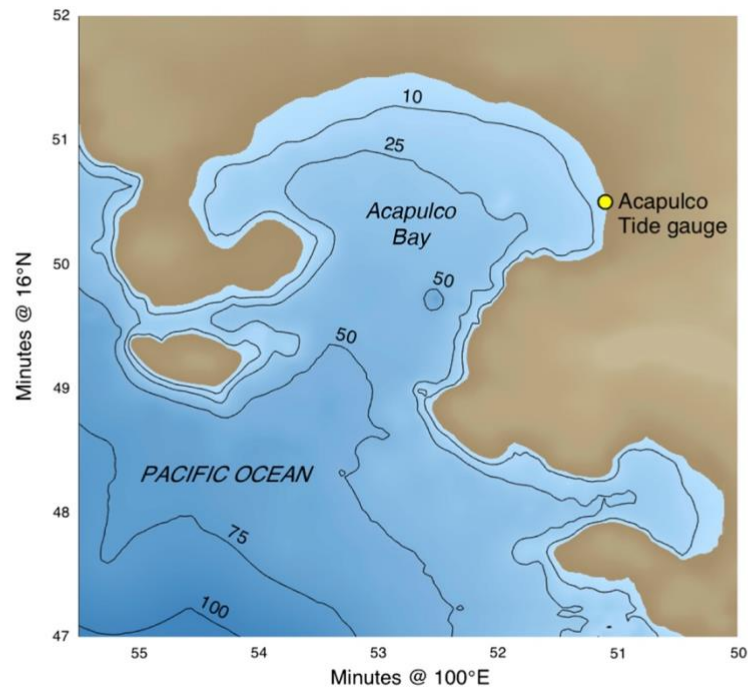


Figure 13
Acapulco bathymetric map. Isobaths are indicated in meters referred to the mean sea level

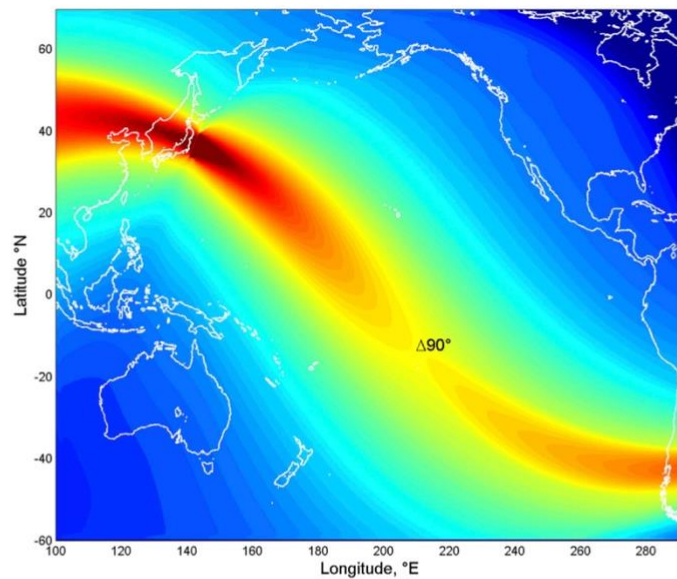


Figure 14
Directivity and Earth's sphericity effects on the Tohoku 2011 tsunami propagated in a spherical ocean of uniform depth. Land contours are traced as a geographical reference

Tsunami Directivity

The Tohoku 2011 tsunami is propagated in an ocean of uniform depth to illustrate the directivity due to fault orientation and the Earth's sphericity

effects (Fig. 14). In this case, the tsunami is focused on the direction perpendicular to the rupture length along the Great Circle towards the coast of Chile, where the amplitude of the wavefront decreases

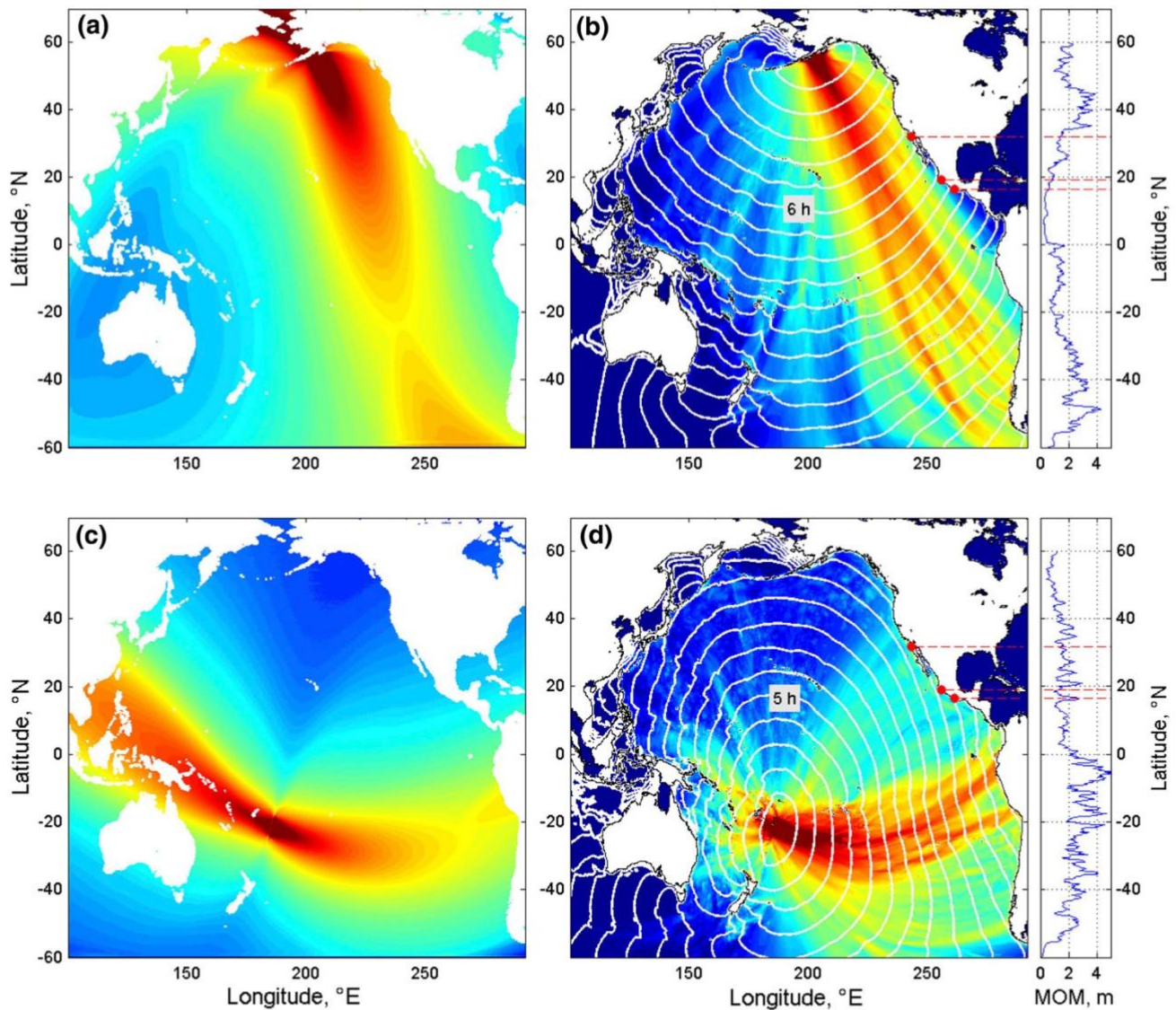


Figure 15

Tsunamis originated in the Aleutian and Tonga Trenches propagated in a spherical ocean of uniform depth (a, c) and in a spherical ocean with realistic bathymetry (b, d)

continuously up to a propagation distance of $\Delta 90^\circ$ due to the geometrical spreading of the wavefront. The amplitude recovers beyond this point towards the antipodal location ($\Delta 180^\circ$) near the coast of Chile. In correspondence, tsunamis originated in southern Chile are focused towards Japan (cf., Okal et al. 2014) (see Fig. 14).

The following examples illustrate the effect of waveform modification by prominent features of sea bottom relief, which focus the tsunami towards potential hot spots or sites where the tsunami is amplified:

1. A synthetic tsunami originated in the Aleutian Trench (Fig. 15a, b) would be focused towards the South Pole due to directivity and Earth's sphericity effects; however, in a realistic bathymetry, the tsunami is also focused towards several hot spots along the Easter Pacific Coast.
2. A synthetic tsunami originated in the Tonga Trench (Fig. 15c, d) is also revealing hot spots along the coasts of Mexico and Chile, despite being mainly focused towards the coast of Peru.

REFERENCES

- Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 73–88.
- Ammon, C. J., Lay, T., Kanamori, H., & Cleveland, M. (2011). A rupture model of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 33. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.015>.
- Arreaga-Vargas, P., Ortiz, P., & Farreras, S. F. (2005). Mapping the possible tsunami hazard as the first step towards a tsunami resistant community in Esmeraldas, Ecuador. In K. Satake (Ed.), *Tsunamis. Advances in natural and technological hazards research* (Vol. 23). Dordrecht: Springer.
- Ben-Menahem, A., & Rosenman, M. (1972). Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 77(17), 3097–3128. <https://doi.org/10.1029/JB077i017p03097>.
- Bretschneider, C. L. (1964). Generation of waves by wind, state of the art. National Engineering Science Co. Report SN-134-6, p. 96.
- Dronkers, J. J. (1964). *Tidal computations in rivers and coastal waters*. Amsterdam: North-Holland Publishing Company.
- Fine, I. V., Kulikov, E. A., & Cherniawsky, J. Y. (2012). Japan's 2011 tsunami: characteristics of wave propagation from observations and numerical modelling. *Pure and Applied Geophysics*, 170(6–8), 1295–1307. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0555-8>.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S. I., Shinohara, M., & Kanazawa, T. (2011). Tsunami source of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 55. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.010>.
- Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N., and Imamura, F. (1997). IUGG/IOC Time Project, in IOC Manuals and Guides No. 35, UNESCO, Paris.
- Gusman, A. R., Tanioka, Y., Sakai, S., & Tsushima, H. (2012). Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data. *Earth and Planetary Science Letters*, 341, 234–242. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.006>.
- Hammack, J. L. (1973). A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth. *Journal of Fluid Mechanics*, 60(4), 769–799. <https://doi.org/10.1017/S0022112073000479>.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(5), 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>.
- Hayashi, Y., Tsushima, H., Hirata, K., Kimura, K., & Maeda, K. (2011). Tsunami source area of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake determined from tsunami arrival times at offshore observation stations. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 54. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.042>.
- Hayes, G. P. (2011). Rapid source characterization of the 2011 M_w 9.0 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 4. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.012>.
- Horillo, J., Knight, W., and Kowalik, Z. (2008). Kuril Islands tsunami of November 2006: 2. Impact at Crescent City by local enhancement. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C01021). <https://doi.org/10.1029/2007jc004404>.
- Ichinose, G., Somerville, P., Thio, H. K., Graves, R., and O'Connell, D. (2007). Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B07306). <https://doi.org/10.1029/2006jb004728>.
- Ide, S., Baltay, A., & Beroza, G. C. (2011). Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 332(6039), 1426–1429. <https://doi.org/10.1126/science.1207020>.
- Iinuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., & Miura, S. (2011). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data—was the asperity in Miyagi-oki ruptured? *Earth, Planets and Space*, 63(7), 643–648. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.013>.
- Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T., & Sagiya, T. (2011). Slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 627–630. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.023>.
- Kanamori, H., & Cipar, J. J. (1974). Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2), 128–136. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(74\)90029-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(74)90029-6).
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087–2103. <https://doi.org/10.1029/JB077i011p02087>.
- Koper, K. D., Hutko, A. R., Lay, T., Ammon, C. J., & Kanamori, H. (2011). Frequency-dependent rupture process of the 2011 M_w 9.0 Tohoku Earthquake: comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 599–602. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.026>.
- Kowalik, Z., Horrillo, J., Knight, W., and Logan, T. (2008). Kuril Islands tsunami of November 2006: 1. Impact at Crescent City by distant scattering. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C01020). <https://doi.org/10.1029/2007jc004402>.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Xue, L., Kim, M. J., et al. (2011a). Possible large near-trench slip during the 2011 M_w 9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 687–692. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.033>.
- Lay, T., Kanamori, H., et al. (2011b). Insights from the great 2011 Japan earthquake. *Physics Today*, 64(12), 33–39. (ISSN 0031-9228).
- Lay, T., Yamazaki, Y., Ammon, C. J., Cheung, K. F., Kanamori, H., et al. (2011c). The 2011 M_w 9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake: comparison of deep-water tsunami signals with finite-fault rupture model predictions. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 52. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.030>.
- Maeda, T., Furumura, T., Sakai, S. I., & Shinohara, M. (2011). Significant tsunami observed at ocean-bottom pressure gauges during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 53. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.005>.
- Mansinha, L., & Smylie, D. E. (1971). The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1433–1440.
- Miyoshi, H. (1968). Re-consideration on directivity of the tsunami (1). *Zisin, ii*, 21(2), 121–138. (in Japanese).

- National Geophysical Data Center. (2006). 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2. National Geophysical Data Center, NOAA. <https://doi.org/10.7289/v5j1012q>
- Okal, E. A., Reymond, D., & Hébert, H. (2014). From earthquake size to far-field tsunami amplitude: development of a simple formula and application to DART buoy data. *Geophysical Journal International*, 196(1), 340–356. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt328>.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., & Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475(7356), 373–376. <https://doi.org/10.1038/nature10227>.
- Pedlosky, J. (1979). *Geophysical fluid dynamics*. New York, NY: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0071-7>.
- Plafker, G. (1965). Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake. *Science*, 148(3678), 1675–1687. <https://doi.org/10.1126/science.148.3678.1675>.
- Satake, K. (1988). Effects of bathymetry on tsunami propagation: application of ray tracing to tsunamis. *Pure and Applied Geophysics*, 126(1), 27–36. <https://doi.org/10.1007/BF00876912>.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., & Maeda, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 553–557. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.028>.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., et al. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science*, 332(6), 1421–1425. <https://doi.org/10.1126/science.1206731>.
- Titov, V.V., González, F.I., Mofjeld, H.O., & Venturato, A.J. (2003). NOAA time seattle tsunami mapping project: procedures, data sources, and products. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Oceanic and Atmospheric Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Watada, S., Kusumoto, S., & Satake, K. (2014). Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 4287–4310. <https://doi.org/10.1002/2013JB010841>.
- Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D., & Aoki, S. (2011). Source process of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 565–569. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.011>.
- Yue, H., & Lay, T. (2011). Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (M_w 9.1). *Earthquake*, 38(March), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL048700>.
- Zaytsev, O., Rabinovich, A. B., & Thomson, R. E. (2016). A comparative analysis of coastal and open-ocean records of the Great Chilean Tsunamis of 2010, 2014 and 2015 off the Coast of Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 173(12), 4139–4178. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1407-8>.
- Zaytsev, O., Rabinovich, A. B., & Thomson, R. E. (2017). The 2011 Tohoku tsunami on the coast of Mexico: a case study. *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 2961–2986. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1593-z>.

(Received October 12, 2017, revised February 20, 2018, accepted February 22, 2018, Published online March 2, 2018)

Capítulo III

Estimación del peligro por tsunamis de campo lejano a lo largo de la Costa Occidental de México mediante registros históricos y modelos numéricos. PARTE II: Corrientes inducidas por tsunamis en el Puerto de Ensenada, Baja California.

Trabajo publicado en la revista Pure and Applied Geophysics:

Ortiz-Huerta, L. G., (2019). Far-Field Tsunami Hazard Assessment along the Pacific Coast of Mexico by Historical Records and Numerical Simulation. PART II: Tsunami-Induced currents in the Port of Ensenada, Baja California. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02319-9>

Resumen — En este trabajo se analiza la evolución temporal del campo de corrientes, dentro y alrededor del Puerto de Ensenada, inducidas por tsunamis distantes generados por terremotos hipotéticos de magnitud M_w 9.3 alrededor del Océano Pacífico. Los resultados indican que las corrientes inducidas por tsunamis varían en un rango de 4 – 6 nudos (~ 2 a 3 m/s) en la entrada del puerto y de 2 – 4 nudos (~ 1 a 2 m/s) dentro y fuera del puerto. Los tsunamis de baja amplitud, así como la reverberancia o coda de grandes tsunamis distantes, pueden producir corrientes de 2 nudos (~ 1 m/s) a lo largo del canal del puerto, inducidas por la interacción de los modos normales o seiches del puerto y de la bahía. La inspección detallada de los resultados del campo de corrientes a intervalos de tiempo de 1 minuto, así como el concepto matemático de velocidad residual, revela la presencia de remolinos transitorios inducidos por las corrientes de flujo y refluo en la entrada del puerto, mismos que producen corrientes transversales a la entrada del puerto. Las corrientes inducidas por tsunamis distantes son prácticamente nulas a profundidades mayores a 120 m (15 km afuera de la zona portuaria). El campo de corrientes inducidas por tsunamis se calculó mediante el modelo numérico de propagación de tsunamis.

Palabras clave: Puerto de Ensenada, tsunamis distantes, campo de corrientes, seiches, modelo numérico.



Far-Field Tsunami Hazard Assessment Along the Pacific Coast of Mexico by Historical Records and Numerical Simulation. Part II: Tsunami-Induced Currents in the Port of Ensenada, Baja California

LAURA G. ORTIZ-HUERTA¹

Abstract—The time evolution of the velocity field in and around the Port of Ensenada, induced by large distant tsunamis as produced by Mw 9.3 hypothetical earthquakes around the Pacific Ocean, is analyzed through the numerical modeling of distant tsunamis. The results indicate that tsunami-induced currents are 4–6 knots (~ 2 to 3 m/s) at the harbor entrance and 2–4 knots (~ 1 to 2 m/s) inside and outside the harbor. Low amplitude tsunamis, as well as the reverberance or coda of large distant tsunamis, may produce currents of 2 knots (~ 1 m/s) along the harbor channel induced by the interaction of coastal and harbor seiches. Visual scrutiny of the resulting velocity field at time steps of 1 min, as well as the mathematical concept of residual velocity, reveal transient eddies fed by flood and ebb currents that produce transversal currents by the harbor entrance. Currents induced by large distant tsunamis are practically negligible at depths greater than 120 m (15 km offshore from the harbor).

Key words: Port of Ensenada, distant tsunamis, velocity field, harbor seiches, numerical modeling.

1. Introduction

The Port of Ensenada, Baja California, Mexico, located in the northwestern part of the Peninsula of Baja California (116.62°W ; 31.85°N ; Fig. 1), is considered to be one of the most important ports along the Pacific Coast of Mexico. This port is attending large cargo and touristic vessels (~ 300 m long; $\sim 70,000$ Tons), as well as fishing ships and small vessels (e.g., www.puertoensenada.com.mx). Despite being located in a seismically active region, no local or regional generated tsunamis have been noticed in the short time history of Ensenada (~ 137 years). In contrast,

historical as well as recent distant tsunamis produced by large earthquakes around the Pacific Ocean have been well documented in the Port of Ensenada (Fig. 2; Table 1). Among them, the historic Chile (22 May 1960, M_w 9.5), and Alaska (27 March 1964, M_w 9.3) tsunamis produced the most significant water levels observed in the port. Since the Intergovernmental Coordination Group for the Pacific Tsunami Warning System (ICG/PTWS) started operations in 1965 (ITSU Master Plan 1999), no formal tsunami warnings were issued at that time. Nonetheless, for the Alaska 1964 tsunami, a particular telephone call was received from the Port of San Diego, California, telling that Kodiak, Alaska, was devastated by a strong earthquake, and that a seismic tidal wave was in progress in the Pacific. At that time, harbor operations in the Port of Ensenada consisted mainly in attending the tuna fishing fleet and the floating dock for their maintenance. As such, the primary objective during the arrival of the Alaska tsunami was to secure the floating dock by tightening and releasing its moorings from pier #1 according to the demand imposed by the tsunami-induced water level variations. Most of the inhabitants in the port neighborhood evacuated to the hills where they spent the night until the next morning after seeing for themselves that nothing happened in the harbor (Port Captain J. Prieto-Guzman, inedited narrative, 1964).

As for the recent Tohoku tsunami (11 March 2011, M_w 9.0), port authorities in Ensenada indicated that, since the tsunami would arrive during the neap tide period, it would be contained between high and low tide levels, thereby reducing the inundation impact. However, large cargo and tourism vessels evacuated to open sea as a precautionary measure after seen the striking images of the Tohoku tsunami

¹ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad, Autónoma de Baja California (UABC), Ensenada, Baja California, Mexico. E-mail: laura_ortiz@uabc.edu.mx; lortiz.huerta@gmail.com

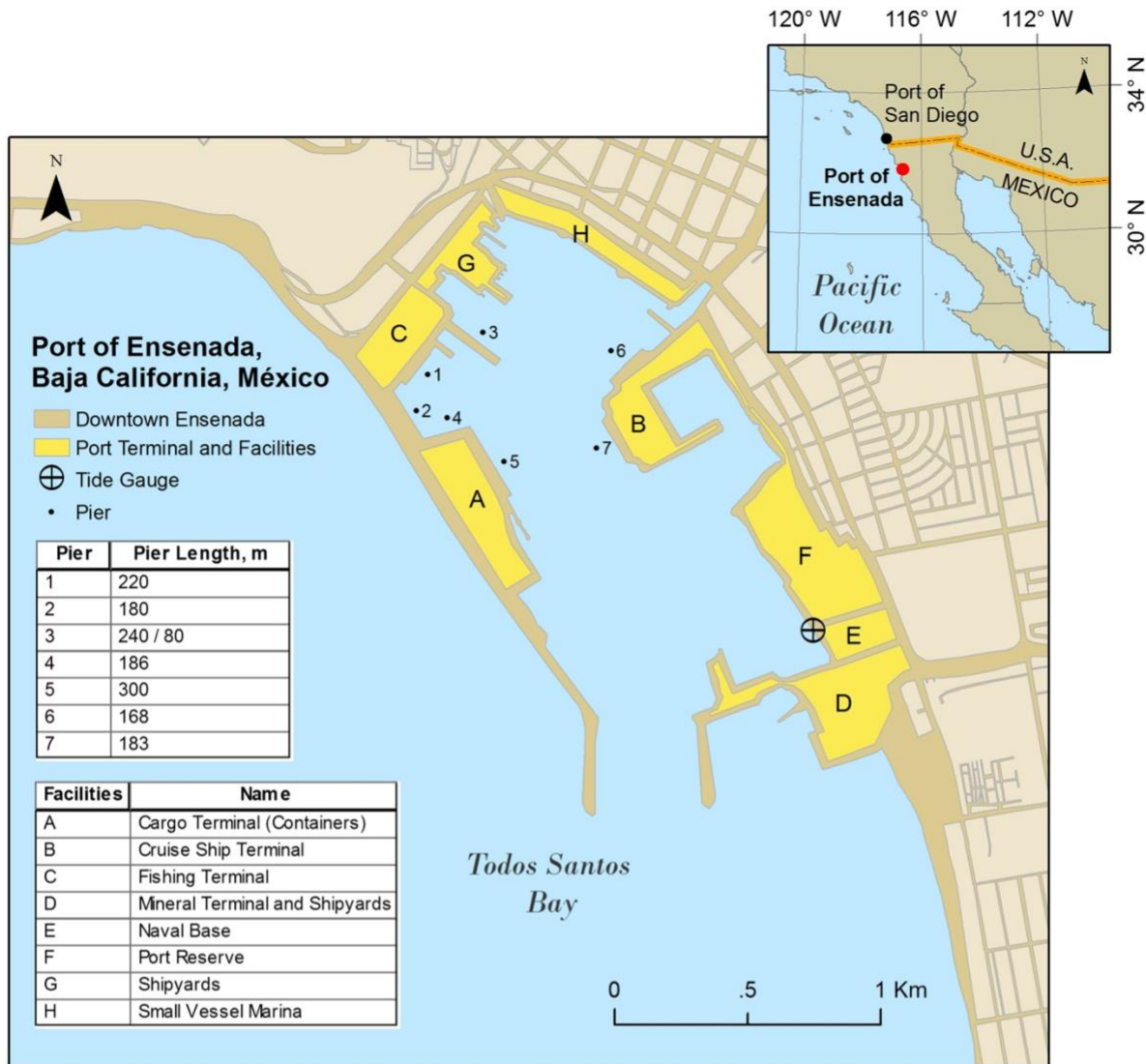


Figure 1
Map and facilities of the Port of Ensenada, Baja California, Mexico

broadcasted live by the NHK World-Japan television network. Because the tsunami arrived during the daylight hours, strong currents and eddies were observed for the first time by myself and other eye-witnesses for several hours, as traced by floating debris and suspended sediments at the port entrance. During the Chile tsunami (27 February 2010, M_w 8.8) the port was closed to navigation but reopened a few hours after the arrival of the tsunami, given that the effects within the port were considered practically unharmed. During the remaining tsunamis illustrated

in Fig. 2, the Port of Ensenada remained open to navigation after the tsunami advisories were issued by the Pacific Tsunami Warning Center.

In addition to the tsunami inundation hazard, harbors are naturally vulnerable to tsunami-induced currents and, consequently, to the potential damage by drifting structures of varying sizes. As for the tsunami experiences in the Port of Ensenada, harbor operations have been guided solely by empirical knowledge. Therefore, an analysis of expected tsunami-induced currents is necessary to anticipate harbor operations as well as

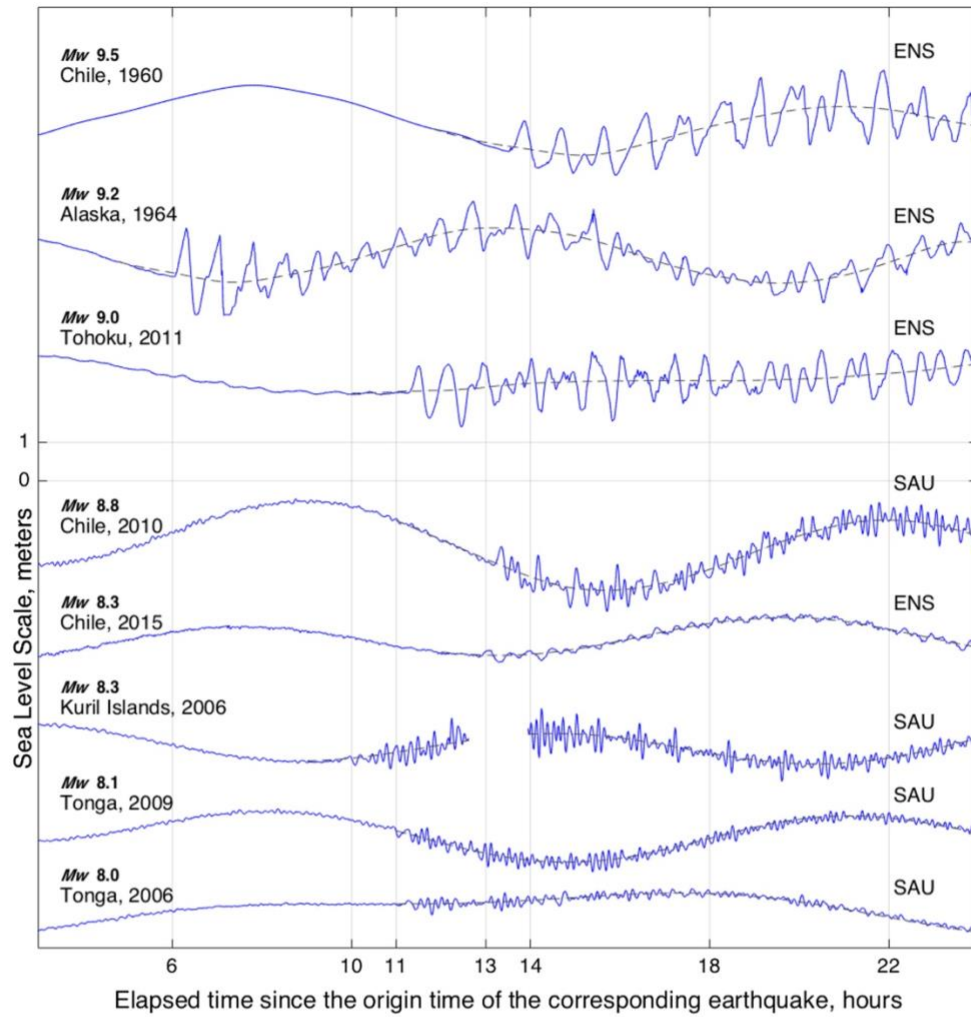


Figure 2

Historical and recent tsunami records recorded in Todos Santos Bay at the Ports of Ensenada (ENS), and Sauzal (SAU), Baja California, Mexico. Dashed lines indicate the corresponding predicted tide. The origin region and the magnitude of the earthquakes are indicated in the corresponding marigram or sea level record. See Fig. 5 for locations of Ensenada and Sauzal in Todos Santos Bay

Table 1

Basic statistics of the tsunami records illustrated in Fig. 2

	Chile 1960	Alaska 1964	Tohoku 2011	Chile 2010	Chile 2015	Kuril 2006	Tonga 2009	Tonga 2006
H_s (m)	1.57	1.28	1.26	0.79	0.22	0.69	0.39	0.28
T_s (min)	57	45	43	14	24	8	10	13
Max H (m)	1.91	2.21	1.82	0.97	0.31	1.00	0.60	0.44

H_s is the significant wave height (crest to trough) or the average height of the highest one-third waves during the first 12 h after the tsunami arrival and T_s is the significant wave period or the average zero-crossing wave period of the highest one-third waves

safety maritime evacuation zones as a guideline to the establishment of a tsunami response harbor operation plan.

Here after, tsunami-induced currents will be expressed in knots which are more familiar to navigators to whom this study is addressed.

2. Numerical Modeling of Distant Tsunamis

A comprehensive analysis of expected tsunami hazard along the Pacific Coast of Mexico for distant tsunamis, originated by $M_w \sim 9.3$ synthetic earthquakes around the Pacific Ocean, indicates that tsunami heights in the Port of Ensenada are expected to be 1–2.5 m above the still water level (Ortiz-Huerta et al. 2018). Therefore, two case scenarios of tsunami-induced currents in the Port of Ensenada are presented in this study as thresholds representatives of the 23 tsunami-case scenarios analyzed in Ortiz-Huerta et al. (2018). The upper threshold scenario corresponds to a tsunami originated by an earthquake in the Aleutian Trench aside of the western edge of the 27 March 1964 Alaska earthquake, while the lower threshold scenario corresponds a tsunami originated above the rupture area of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (regions 3 and 11 respectively, in Ortiz-Huerta et al. 2018). The focal mechanism of the earthquakes in both case scenarios is prescribed here by the FOCAL-II dislocation model defined by a uniform slip distribution of 20 m on a rectangular large thrust fault ($600 \times 180 \text{ km}^2$) dipping 15° at the depth of 20 km. The goodness of the FOCAL-II dislocation model was probed to be adequate for the numerical simulation of large distant tsunamis, such as the ones produced by the Chile 1960, Alaska 1964, and Tohoku 2011 earthquakes (Ortiz-Huerta et al. 2018).

The transoceanic propagation modeling of the tsunami in both case scenarios is computed with the numerical tsunami propagation model of Goto et al. (1997), which solves the vertically integrated (depth-averaged) linearized shallow water momentum and continuity equations or linear long wave equations in a rotating Earth (e.g., Dronkers 1964; Pedlosky 1979):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{M}}{\partial t} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{M} + gh\nabla\eta = 0. \quad (2)$$

In Eqs. (1, 2), t is time, η is the vertical displacement of the water surface above the still water level (the equipotential surface), h is the ocean depth, g is the gravitational acceleration and $\boldsymbol{\Omega}$ is the angular

velocity of the Earth. $\mathbf{M} = [U, V]$ is the horizontal depth-averaged volume flux vector, where $U = u(\eta + h)$ and $V = v(\eta + h)$ are the horizontal depth-averaged volume flux vectors in longitudinal and latitudinal spherical coordinates, and u and v are the corresponding water particle velocities.

The above set of Eqs. (1, 2) are solved by finite differences in an explicit staggered leap-frog scheme at time steps of 2 s in a spatial grid resolution of 2 min. The current bathymetry or domain of integration of the numerical model for the transoceanic tsunami propagation corresponds to the ETOPO2v2 dataset (National Geophysical Data Center 2006) in a matrix of 5761×3891 nodes.

In both case scenarios, the tsunami initial condition or sea surface deformation was taken as the vertical deformation of the seafloor produced by the FOCAL-II dislocation model, as computed by the expression given by Mansinha and Smylie (1971).

The modeling of the tsunamis in the target region is computed at time steps of 2 s in a set of interconnected nested grids within the transoceanic domain of integration (grid resolution 38 m, Fig. 3; grid resolution 353 m, Fig. 5), where full non-linear terms (advective and bottom friction) are included in the expressions (3, 4) of Eqs. (1, 2) in a rectangular coordinate system (x, y) , disregarding Coriolis terms:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{gn^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0. \end{aligned} \quad (4)$$

The Gauckler–Manning roughness coefficient n in the bottom friction terms (Eqs. 4) was set to 0.025 (cf., Titov et al. 2003).

The Shallow Water Model Equations (Eqs. 3, 4) has been widely used to adequately reproduce tsunami records recorded in tide gauges in bays and

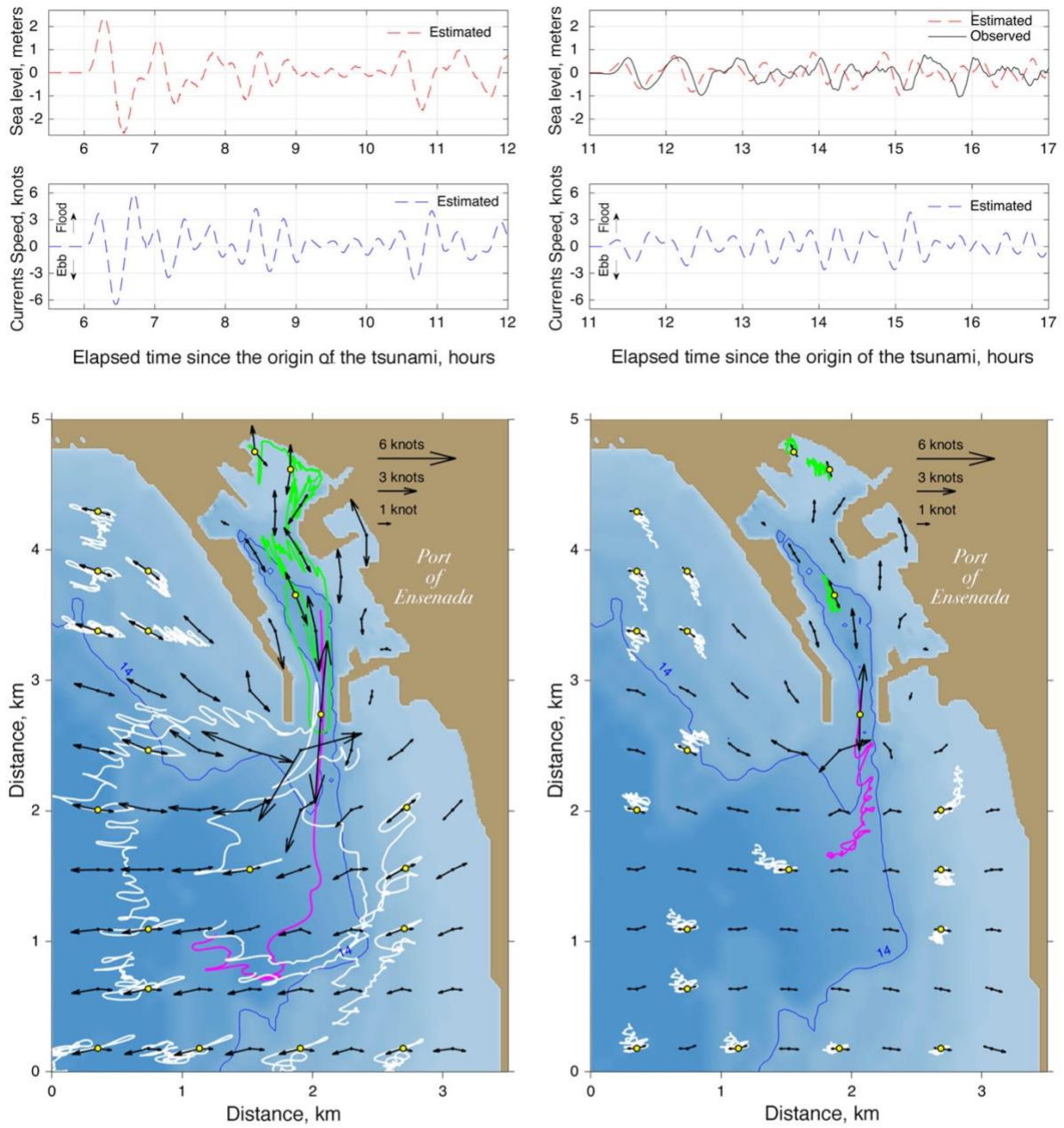


Figure 3

Left panels (upper threshold scenario); Right panels (lower threshold scenario). Upper panels: sea level and currents at the harbor entrance. Lower panels: maximum flood and ebb currents inside and around the harbor reached during the first 6 h after the tsunami arrival. Yellow dots at the base of velocity vectors indicate the initial position of water particle Lagrangian paths. White lines indicate Lagrangian paths outside the harbor; green inside the harbor and the magenta line indicate the path departing from the harbor entrance. The 14 m isobath is depicted in blue

harbors. Recently, a large number of records of tsunami-induced currents by the Tohoku 2011 tsunami, recorded in bays and harbors, have allowed the

validation of the deep-averaged equations to adequately reproduce the time evolution of velocity fields (e.g., Arcos and LeVeque 2015).

3. Tsunami-Induced Currents in the Port of Ensenada

The time evolution of the velocity field in and around the harbor resulting from the numerical model is examined here at time steps of 1 min. The resulting tsunami-induced currents in both case scenarios is illustrated in Fig. 3. Currents in the upper threshold scenario reached 6 knots at the harbor entrance and 2–4 knots inside and outside the harbor, while currents in the lower threshold scenario reached 4 knots at the harbor entrance and 1–3 knots inside and outside the harbor. Note that the observed marigram of the 11 March 2011 Tohoku tsunami is also traced in Fig. 3 for its comparison with the corresponding synthetic or estimated one.

The water particle excursion or Lagrangian paths, induced by the time evolution of the velocity field

during the first 6 h after the arrival of the tsunami, ranged from 1 to 6 km by the harbor entrance in the upper threshold scenario, while excursion paths are in general less than 0.5 km in the lower threshold scenario. In particular, in the upper threshold scenario, Lagrangian paths are indicating a large eddy like circulation outside the harbor entrance (2 km in diameter, Fig. 3). Furthermore, typical of a simple model basin with narrow strait, two pair of transient vortices are revealed in both case-scenarios (Fig. 4) by employing the mathematical concept of residual velocity (the time-average of velocity field; e.g., Imasato 1983) despite of the complex geometry of the harbor.

Outside the harbor, in Todos Santos Bay in which the Port of Ensenada is located, the resulting currents in the upper threshold scenario (Fig. 5), are found to be 2–3 knots along the eastern side of the bay

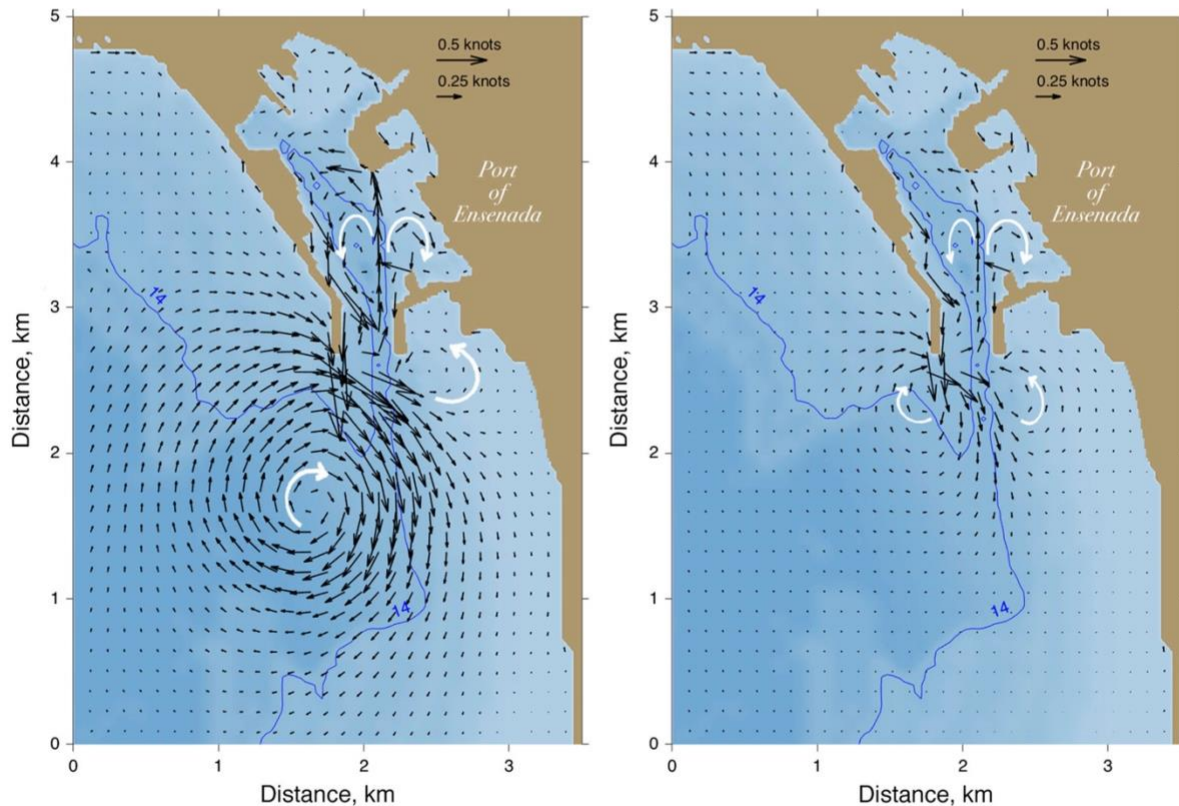


Figure 4

Residual velocity field inside and outside the harbor (left panel, upper threshold scenario; right panel, lower threshold scenario). White arrows highlight the two pair of transient vortices revealed by the residual velocity field. Residual velocity fields were computed by the time-average of the first 6 h of the velocity field after the tsunami arrival

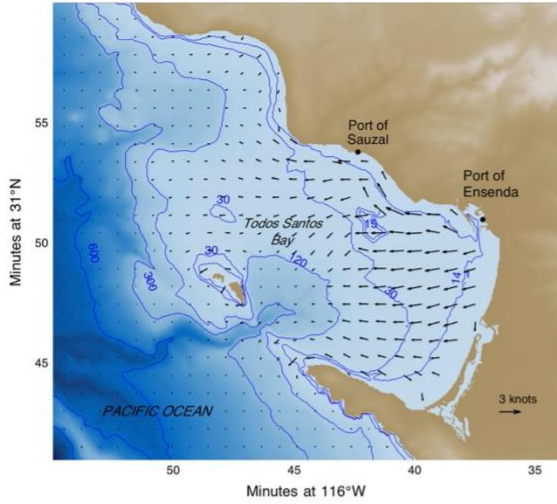


Figure 5

Upper threshold scenario: maximum tsunami-induced currents in Todos Santos Bay, whether it corresponds to flow or ebb. Blue lines indicate isobaths, depths in meters. Note that ebb currents exceed flood currents, as illustrated in Fig. 3

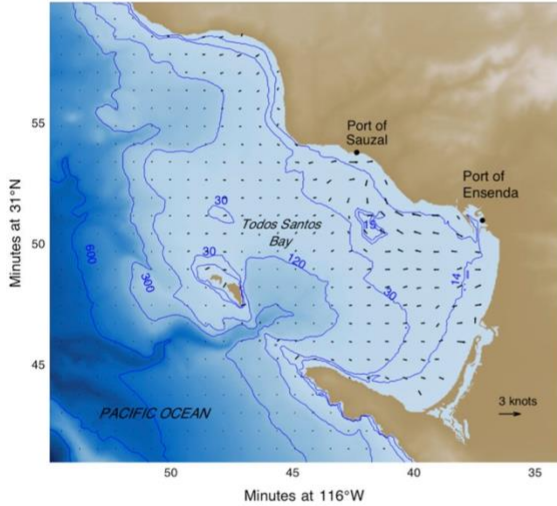


Figure 6

Lower threshold scenario: maximum tsunami-induced currents in Todos Santos Bay, whether it corresponds to flow or ebb. Blue lines indicate isobaths, depths in meters

between the 14 and 30 m isobaths, and are less than 2 knots in depths greater than 30 m. In contrast, the resulting currents in the lower threshold scenario (Fig. 6), are less than 2 knots between the 14 and 30 m isobaths, and practically negligible at depths greater than 30 m. In both case scenarios, currents are practically negligible at depths greater than 120 m (15 km offshore from the harbor).

4. Coastal Seiches and Currents in the Port of Ensenada

It is well known that tsunamis originated in different regions around the Pacific have the same sea level spectral shape in a specific bay or harbor due to the natural local resonant eigen-modes or coastal seiches (e.g., Rabinovich 1997; Zaytsev et al. 2017), i.e., in the Port of Ensenada, the sea level variance during the Tohoku 2011 tsunami was found largely amplified in the whole spectrum while keeping the spectral shape of the background sea level spectrum at the periods $T \sim [51, 29, 21, 6, \text{ and } 3 \text{ min}]$ (cf. Fig. 7, in Zaytsev et al. 2017). In particular, the harbor sea level frequency response in the Port of Ensenada, as computed by the spectral ratio (admittance and coherence; Fig. 7a–c) between the synthetic tsunami records, at the tide gauge location, and at 2 km outside the harbor (both records resulting from the Tohoku 2011 tsunami model, Eqs. 3, 4) reveals two resonant periods with an amplification factor of 3.5 centered at the period of 21 min, and an amplification factor of 2.5 at the period of 6.7 min.

The period $T_0 = 21 \text{ min}$ may correspond to the fundamental zeroth Helmholtz longitudinal mode, which is also called the pumping mode because it is related to periodic mass transport—pumping—through the harbor entrance (e.g., Rabinovich 2009); while the period at $T_1 = 6.7 \text{ min} \cong T_0/3$ may correspond to the period of the first Helmholtz longitudinal mode according to the formula $T_n = 4L/(2n+1)/\sqrt{gh}$ for modes $n = 0, 1, \dots$ in a rectangular open-mouth basin.

In order to illustrate the profiles of sea level and currents along the harbor axis, corresponding to both resonant periods, harmonic water-level variations with a moderate wave height ($H = 0.2 \text{ m}$) were introduced as forced boundary condition in an artificial channel towards the harbor entrance in the hydrodynamic numerical model of Goto et al. (1997), applicable to the Port of Ensenada (Eqs. 3, 4; Fig. 8) in a matrix of 201×454 nodes with a grid resolution of 10 m. The resulting profiles of sea level and currents along the harbor axis corresponding to both resonant periods are illustrated in Fig. 9.

The high coherence level for periods longer than 19 min (Fig. 7c), indicate that these periods

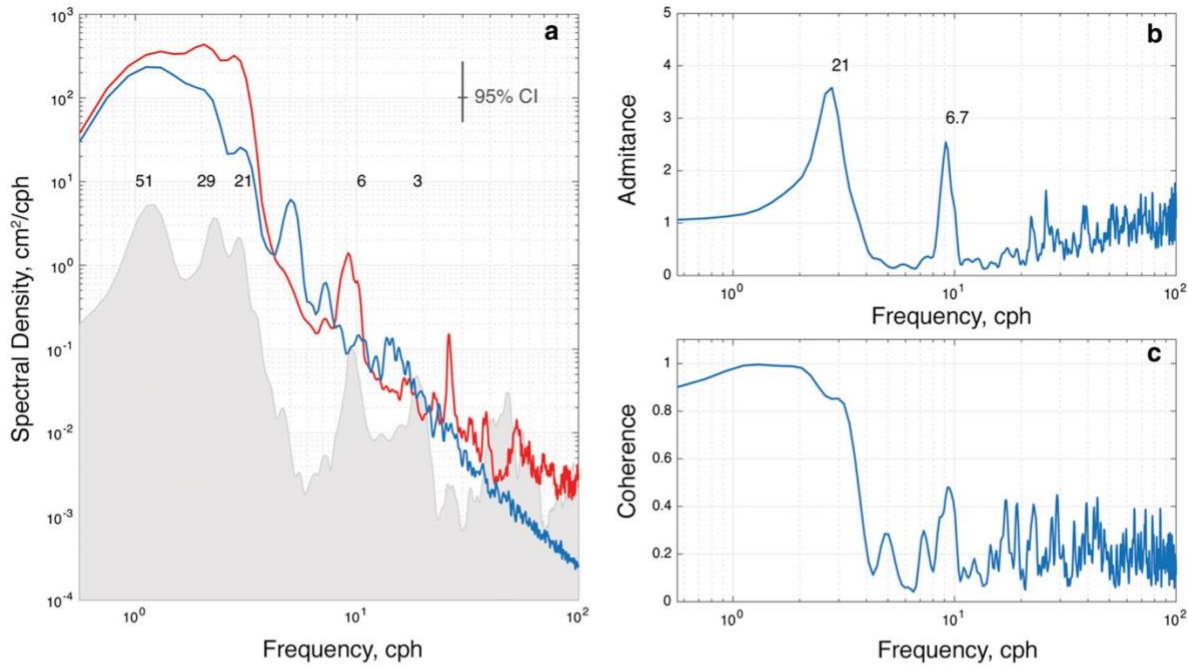


Figure 7

Sea level Spectral Density: **a** Background Spectrum (shaded area) obtained from the recorded sea level in the Port of Ensenada at the tide gauge location in an ordinary day, in comparison with the Spectra obtained from the model results of the Tohoku 2011 tsunami inside (red) and outside (blue) the port; **b, c** Admittance and coherence between the inside and outside tsunami records

correspond to coastal seiches originated outside the harbor where the resonant period $T_0 = 21$ min corresponds to both, a harbor seiche, as well as to a coastal seiche outside the harbor. The low coherence level at the resonant period $T_1 = 6.7$ min indicates that this period corresponds to a harbor seiche, that besides of being excited by sea level fluctuations outside the harbor, is also excited by the multiple wave reflections within the complex harbor geometry.

It is noticeable the lack of variance in the sea level spectrum at 6 cph ($T = 10$ min) in both, the background spectrum, and in the Tohoku 2011 tsunami spectrum at the tide gauge location in the Port of Ensenada (Fig. 7a; cf. Fig. 7, in Zaytsev et al. 2017). This is because the nodal line of the harbor resonant mode ($T_0 = 21$ min), which is located outside the harbor (Fig. 9a), migrates towards the tide gauge

location (location 12 along the harbor axis in Fig. 8) as the period of the forcing waves decreases. Shorter wave periods move forward the nodal line up to the location 15 (Fig. 9c), where the nodal line corresponding to the period $T_1 = 6.7$ min is located.

An approximate insight of the spectral and spatial structure of seiches outside the harbor is given here by the empirical orthogonal functions (EOF; e.g., Tolkova and Power 2011; Aránguiz 2015) of the sea level time history resulting from the numerical modeling of the Tohoku 2011 tsunami. The first EOF, the one with the largest variance (35%), has a composed spectrum (Fig. 10a) with a dominant peak at the period 60 min, and a secondary peak centered at 20 min. By speculation, its spatial structure (Fig. 10b) resembles a fundamental zeroth Helmholtz longitudinal mode in Todos Santos Bay. The second EOF (variance 33%) has a composed spectrum

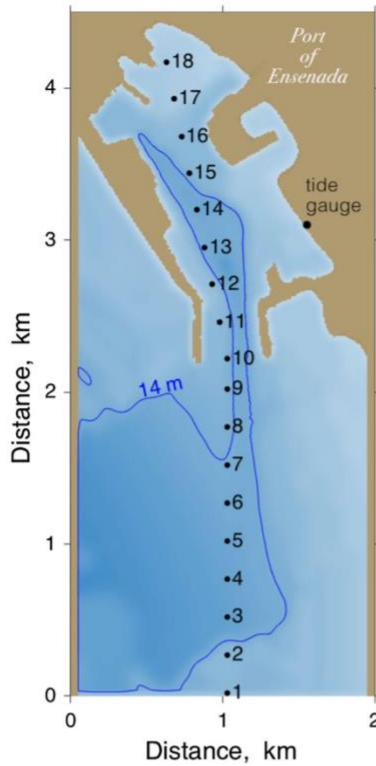


Figure 8
Artificial channel towards the Port of Ensenada with an open boundary at the channel mouth. Dots are indicating 18 locations along the channel and harbor axis. The 14 meters isobath is indicated in blue

(Fig. 10c) with two dominant peaks at 30 and 60 min, and a secondary peak centered at 20 min; its spatial structure (Fig. 10d) resembles a “continental shelf trapped tsunami mode”. The variance (10%) of the third EOF is distributed in a narrow spectral band between 20 and 30 min (Fig. 11a), while its spatial structure (Fig. 11b) resembles a series of coastal trapped waves, which might be a result of transient “coastal trapped edge waves tsunami modes” (e.g., González et al. 1995), captured by the orthogonal decomposition method. The variance (6%) of the fourth EOF is distributed in a wide spectral band between 10 and 60 min, which makes difficult its physical interpretation. It is noticeable that a spectral peak appears in all of the EOFs near the fundamental harbor resonant period ($T_0 = 21$ min).

5. Discussion and Conclusions

As a result of coastal and harbor seiches, a large number of significant waves ($H > 1$ m) are observed in the tsunami records of the Chile 1960, Alaska 1964, and Tohoku 2011 tsunamis for more than 24 h after the tsunami arrivals (Fig. 2), consequently, large flood and ebb currents (4–6 knots, as the ones illustrated in Fig. 3) can be expected to occur by the harbor entrance during the same period of time that would make navigation difficult inside and around the harbor for several hours after the arrival of a tsunami. Moreover, tsunami heights greater than 1.5 m above the still water-level would represent a considerable hazard if the tsunami were to arrive during the spring tides, as the piers in the harbor are 1.5 meters above the Mean Higher High Water (MHHW) and 1.23 m above the Mean Spring Tide Level (MSTL, defined here as the average of the maximum heights observed during consecutive spring tide cycles).

Low amplitude tsunamis ($H_s = 0.69$ – 0.79 m), as the ones illustrated in Fig. 2; Table 1, may not represent inundation hazard, however, those may produce important currents of 2–3 knots at the harbor entrance as a result of the interaction of coastal and harbor seiches that may excite the natural harbor seiches at the resonant periods $T_0 = 21$ min, and $T_1 = 6.7$ min (e.g., Figs. 7, 8). Note that the lowest amplitude recorded tsunami (Chile 2015) has a significant wave height and period ($H_s = 0.22$ m; $T_s = 24$ min) similar to those of the forced boundary condition ($H = 0.2$ m; $T = 21$ min) at the mouth of the artificial channel in Fig. 9, that in turn produced currents of ~ 1.5 knots at the harbor entrance and wave heights of ~ 1 m at the harbor head (Figs. 8a, b).

Figures 3, 4, 5 and 6 of maximum expected tsunami-induced currents mapped inside and outside the Port of Ensenada, were carefully confectioned for practical use to anticipate harbor operations, as well as to identify safety maritime evacuation zones. However, whether estimated tsunami-induced currents may be considered a hazard to navigation or harbor operations will depend on the judgement of navigators and port authorities.

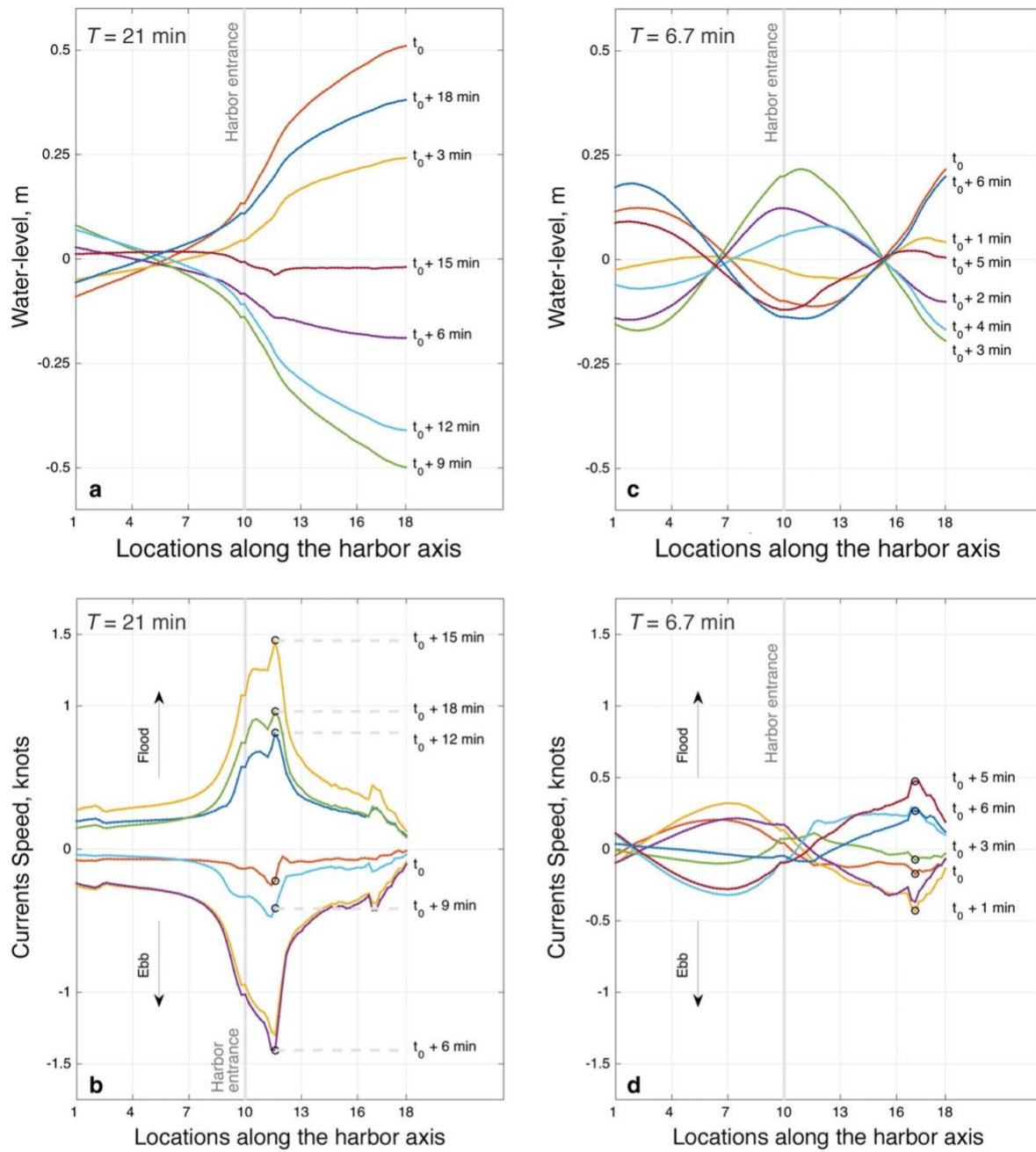


Figure 9

Profiles of water-level and currents along the harbor axis within one wave period: **a, b** for the resonant period $T = 21$ min; **c, d** for the resonant period $T = 6.7$ min. Colors to easily follow single profiles

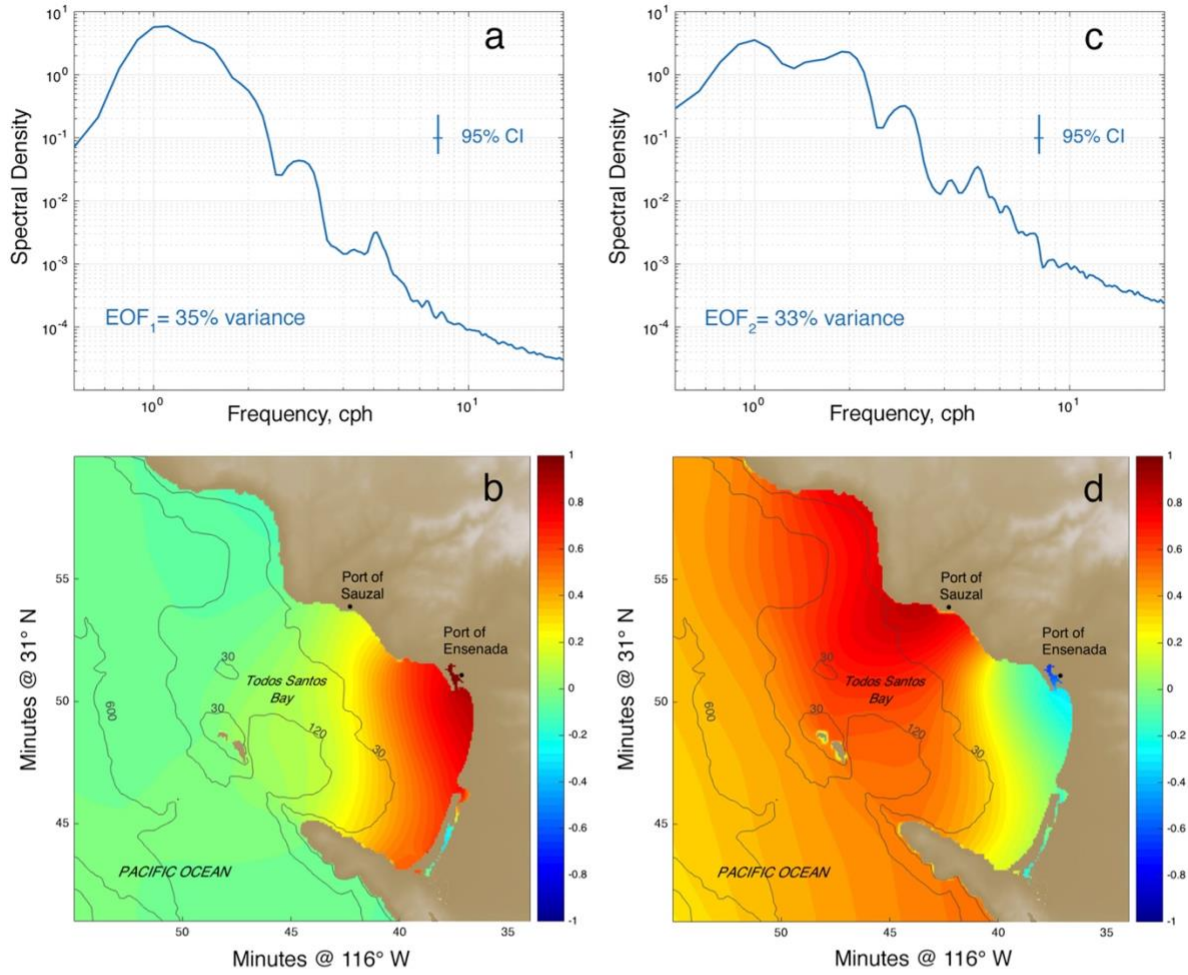


Figure 10

Spectral and spatial distribution of the first (a, b) and second (c, d) EOFs. Spectral density weighted by the corresponding percentage of variance. Color scale indicate the corresponding normalized amplitude of the EOFs spatial distribution. Contour lines indicate isobaths with depths annotated in meters

It is of a practical use to close a harbor to navigation after a tsunami warning is issued. However, reopen it to navigation would depend on the magnitude of the tsunami-induced currents and sea-level variations inside and around the harbor for the safety of navigation. Therefore, it would be desirable for a modern port to deploy an adequate array of pressure-gauges and current-meters operating in real time for marine traffic control to be able to close or reopen

port operations to prevent damage and economic losses (e.g., <https://tidesandcurrents.noaa.gov/ports>).

In addition, tide-induced currents were computed by introducing the tide level of one tidal day during the spring tides (1.6 m peak to trough) at the harbor entrance in the numerical model (Eqs. 3, 4; Fig. 8). The resulting currents (0.2 knots) are representative of the natural background currents in the harbor, and served as a reference frame for the magnitude of the tsunami-induced currents estimated above.

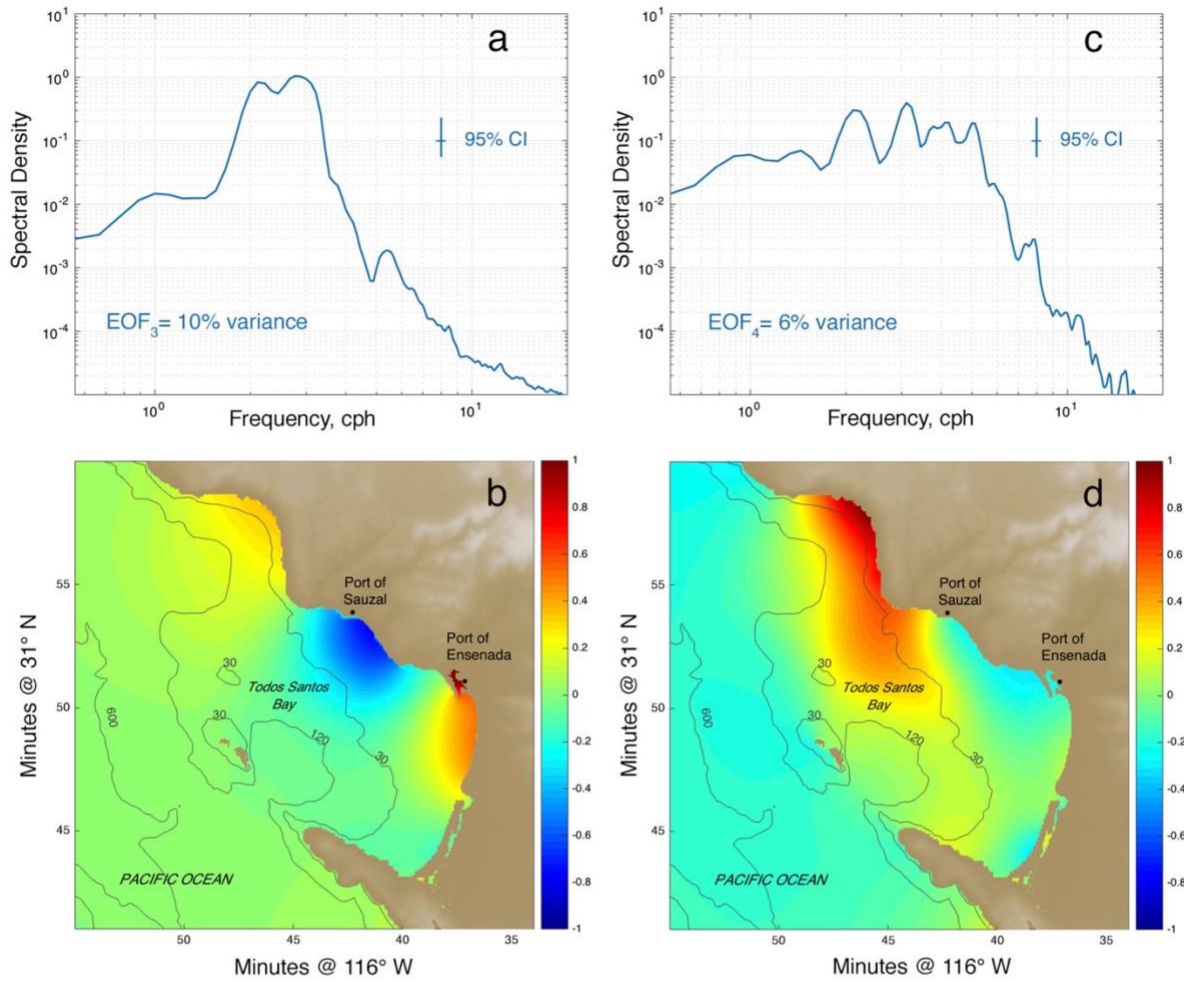


Figure 11

Spectral and spatial distribution of the third (a, b) and fourth (c, d) EOFs. Spectral density weighted by the corresponding percentage of variance. Color scale indicate the corresponding normalized amplitude of the EOFs spatial distribution. Contour lines indicate isobaths with depths annotated in meters

Acknowledgements

To CONACyT (México) through the Ph.D. program scholarship CVU221676 that made this study possible. Tsunami records courtesy of the Joint Sea Level Network Operations of Mexico, operated by CICESE, IMT, SEMAR, and UNAM. ETOPO2v2 bathymetric data courtesy of the National Geophysical Data Center (2006). High-resolution bathymetric data around the Port of Ensenada courtesy of the Division of Coasts and Harbors of the Mexican Institute of Transportation (IMT). Thanks to both

anonymous reviewers and the Editor for their sound and constructive comments that enhanced the contents of the manuscript, and to Professor Modesto Ortiz for the fruitful discussions throughout this study.

Funding

This study was funded by Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Grant No. 221676).

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

REFERENCES

- Aránguiz, R., (2015). *Tsunami Resonance in the Bay of Concepción (Chile) and the effect of Future Event*. Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-801060-0.00006-X>.
- Arcos, M. E. M., & LeVeque, R. J. (2015). Validating velocities in the GeoClaw tsunami model using observations near Hawaii from the 2011 Tohoku tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 172(3–4), 849–867. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0980-y>.
- Dronkers, J. J. (1964). *Tidal computations in rivers and coastal waters*. Amsterdam: North-Holland Publishing Company.
- González, F. I., Satake, K., Boss, E. F., & Mofjeld, H. O. (1995). Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 144(3–4), 409–426. <https://doi.org/10.1007/BF00874375>.
- Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N., and Imamura, F. (1997). IUGG/IOC Time Project, in IOC Manuals and Guides No. 35, UNESCO, Paris.
- Imasato, N. (1983). What is tide-induced residual current? *Journal of Physical Oceanography*, 13(7), 1307–1317. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013%3c1307:WITIRC%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013%3c1307:WITIRC%3e2.0.CO;2).
- ITSU Master Plan, (1999). *Tsunami Warning System in the Pacific Master Plan*. Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO.
- Mansinha, L., & Smylie, D. E. (1971). The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1433–1440.
- National Geophysical Data Center. (2006). 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2. *National Geophysical Data Center, NOAA*. <https://doi.org/10.7289/v5j1012q>.
- Ortiz-Huerta, L. G., Ortiz, M., & García-Gastélum, A. (2018). Far-field tsunami hazard assessment along the Pacific coast of Mexico by historical records and numerical simulation. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1305–1323. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1816-y>.
- Pedlosky, J. (1979). *Geophysical fluid dynamics*. New York: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0071-7>.
- Rabinovich, A. B. (1997). Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C6), 12663–12676.
- Rabinovich, A. B. (2009) “Seiches and harbor oscillations,” Handbook of Coastal and Ocean Engineering, ed. Kim, Y. C. (World Scientific, Singapore), pp. 193–236. https://doi.org/10.1142/9789812819307_0009.
- Titov, V.V., González, F.I., Mofjeld, H.O., & Venturato, A.J. (2003). NOAA time seattle tsunami mapping project: procedures, data sources, and products. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Oceanic and Atmospheric Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Tolkova, E., & Power, W. (2011). Obtaining natural oscillatory modes of bays and harbors via Empirical Orthogonal Function analysis of tsunami wave fields. *Ocean Dynamics*, 61(6), 731–751. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0388-5>.
- Zaytsev, O., Rabinovich, A. B., & Thomson, R. E. (2017). The 2011 Tohoku tsunami on the coast of Mexico: A case study. *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 2961–2986. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1593-z>.

(Received April 12, 2019, revised August 13, 2019, accepted August 14, 2019)

Capítulo IV

Vulnerabilidad por Tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, Baja California

Artículo de investigación para ser enviado a la revista Natural Hazards. Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards. *Springer*.

Vulnerabilidad por Tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos, Baja California

Resumen — En este trabajo se presentan mapas de vulnerabilidad en la zona urbana de la Bahía de Todos Santos, Baja California, en donde se delimitan las áreas susceptibles de inundación por tsunamis de campo lejano originados por grandes terremotos sintéticos de magnitud M_w 9.3 alrededor del Cinturón de Fuego del Pacífico. Se propone como medida precautoria el nivel de tres metros sobre la pleamar media superior para delimitar las zonas susceptibles de inundación. Los mapas que se presentan corresponden a las siguientes zonas: Zona Centro de Ensenada, San Miguel, UABC Campus Punta Morro, Playa Hermosa, la Boca del Estero de Punta Banda, la Joya y la Barra del Estero de Punta Banda. En estos mapas se aprecia la vulnerabilidad física, en donde se indica el número de viviendas o instalaciones en el área susceptible de inundación y, en particular para la Zona Centro, se indica la vulnerabilidad social en función de la densidad de población, género, edad y alguna discapacidad.

Palabras clave: Mapas de vulnerabilidad, Bahía de Todos Santos, tsunami.

4.1 *Introducción*

La comunicación social del peligro y vulnerabilidad por tsunamis es un factor muy importante para evitar que se subestime o sobrestime tanto el peligro como la vulnerabilidad, pues en ambos casos se tiende a incrementar el costo, ya sea del desastre por la falta de prevención o por el cese de actividades. Un caso ilustrativo en la ciudad y puerto de Ensenada fue la respuesta de la población durante la alerta del tsunami de Tohoku del 2011. Aun cuando este tsunami no representó un peligro para la población, se registraron pérdidas económicas por el cese de actividades al sobrestimar el peligro, y a la par, muchas personas subestimado el peligro acudieron a las playas para ver al tsunami, a saber:

“cientos de personas fueron a la playa, principalmente en la zona de Playa Hermosa, a ver el arribo del tsunami a pesar de las indicaciones de protección civil, mientras que otros evacuaron a las montañas, la mayoría se apostaron en la parte más alta del cerro Chapultepec. Varios fraccionamientos que se localizan al sur de la mancha urbana abandonaron sus viviendas con ropa de dormir y subieron a los cerros aledaños” (Córdova, 2011; Reza, 2011).

“El Sistema Educativo Estatal suspendió clases en 52 planteles de los 679 que operan, afectando a 7 mil 231 alumnos de educación preescolar, primaria, secundaria y tele secundaria ubicadas desde Santa Rosalita hasta la Misión” (Buendía, 2011).

“A pesar de la suspensión de clases a escuelas ubicadas cerca de la costa, en otras escuelas de la ciudad hubo ausentismo por el temor que tuvieron los padres de familia” (Escobedo, 2011). “En la vecindad de San Quintín algunas personas se dirigieron a la Sierra San Pedro Mártir. Los habitantes de la isla San Martín abandonaron sus domicilios en embarcaciones para ponerse a salvo en la parte alta de la bahía” (Perales, 2019).

Sobrestimar el peligro también conlleva a encarecer los costos prescritos por las compañías aseguradoras. Es por ello que en este trabajo se ha dado un primer paso, que consiste en proyectar la vulnerabilidad ante tsunamis de campo lejano en la Bahía de Todos Santos a partir de la investigación realizada por Ortiz-Huerta et al. (2018), en la que las alturas esperadas de tsunamis provenientes del Cinturón de Fuego del Pacífico se prevén en un rango de $1 \text{ a } 2.5 \text{ m} \pm 0.46 \text{ m}$. La localización del área de estudio (Bahía de Todos Santos) se muestra en la Figura 1.

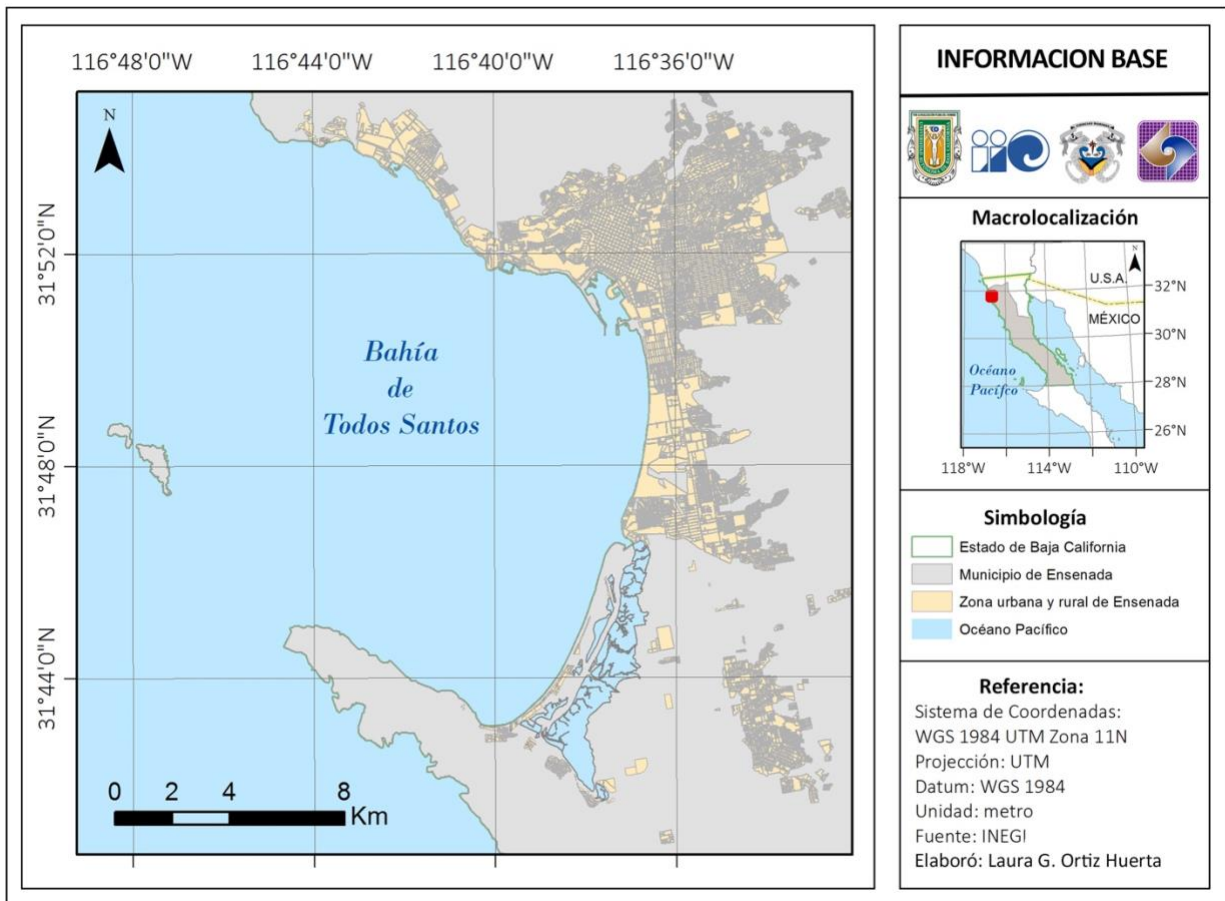


Figura 1

Área de Estudio: Bahía de Todos Santos, Baja California

4.2 Objetivo

Estimar la vulnerabilidad física y social de las zonas susceptibles de inundación ante tsunamis originados por sismos de magnitud M_w 9.3 que permita generar una estrategia para comunicar el peligro en la zona urbana de Ensenada.

4.3 Metodología

Para delimitar las zonas vulnerables susceptibles de inundación por tsunamis de campo lejano se realizaron salidas de campo que consistieron en la verificación de la topografía costera hasta el nivel de 3 m sobre la pleamar media superior. El trabajo de campo se realizó utilizando nivel y estatal, considerando como nivel de referencia la Pleamar Media Superior (PMS), misma

que se identificó con las marcas en la playa dejadas por las pleamares coincidentes con la PMS pronosticadas en los calendarios de marea del CICESE (redmar.cicese.mx). A su vez, el levantamiento topográfico se cotejó con la topografía realizada por la Dirección de Catastro del Municipio de Ensenada, Baja California, en la que las curvas de nivel se indican a cada metro de altura.

4.4 Mapas de vulnerabilidad por tsunamis en la zona urbana de la Bahía de Todos Santos

4.4.1 Zona Centro

Vulnerabilidad física: El área susceptible de inundación abarca un total de 1.68 km² y se encuentra delimitada por la curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior (Fig. 2). Un total de 81 manzanas se encuentran expuestas dentro de la zona vulnerable. La zona vulnerable abarca dos áreas más allá del Boulevard, a la primera se le conoce localmente como “el Bajío”, entre las calles Miramar y Castillo, y la segunda corresponde al Fraccionamiento Playa Ensenada. El área vulnerable se reduce sustancialmente en caso de que la altura del tsunami no sobrepase los dos metros de altura debido a que no se verían afectados ni el Bajío ni el Fraccionamiento Playa Ensenada (Fig. 2). En contraste, en caso de que la altura del tsunami pudiese alcanzar los 3.75 m (Ortiz-Huerta, et al., 2018), el área vulnerable se extendería abarcando a ~25 manzanas más, como se indica en la Fig. 2 con el trazo de la curva de nivel de 4 m.

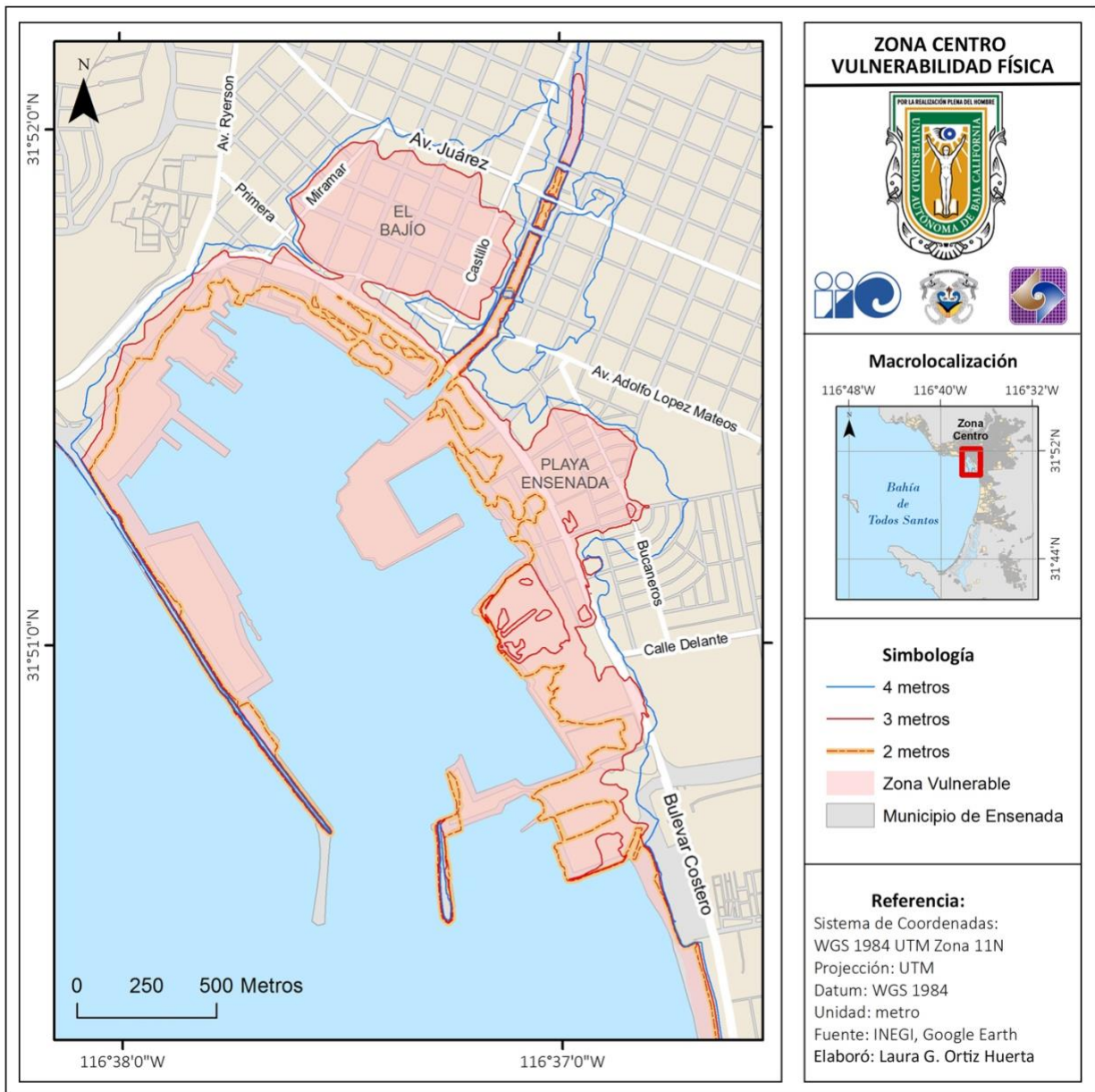


Figura 2

Zona Centro — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano delimitada por la curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior.

Zona Centro — Vulnerabilidad social: Durante el trabajo de campo se pudo observar que en esta zona existen cuatro principales usos de suelo u ocupaciones, mismos que se indican en la Fig. 3: zona portuaria, zona hotelera, zona comercial y zona residencial. Cabe mencionar que en la Zona Centro se encuentran cinco hospitales y dos escuelas dentro de la zona vulnerable

delimitada por la curva de nivel de 3 m. A su vez, como se aprecia en la Fig. 4, la mayor cantidad de habitantes se localiza entre las calles Miramar y Castillo.

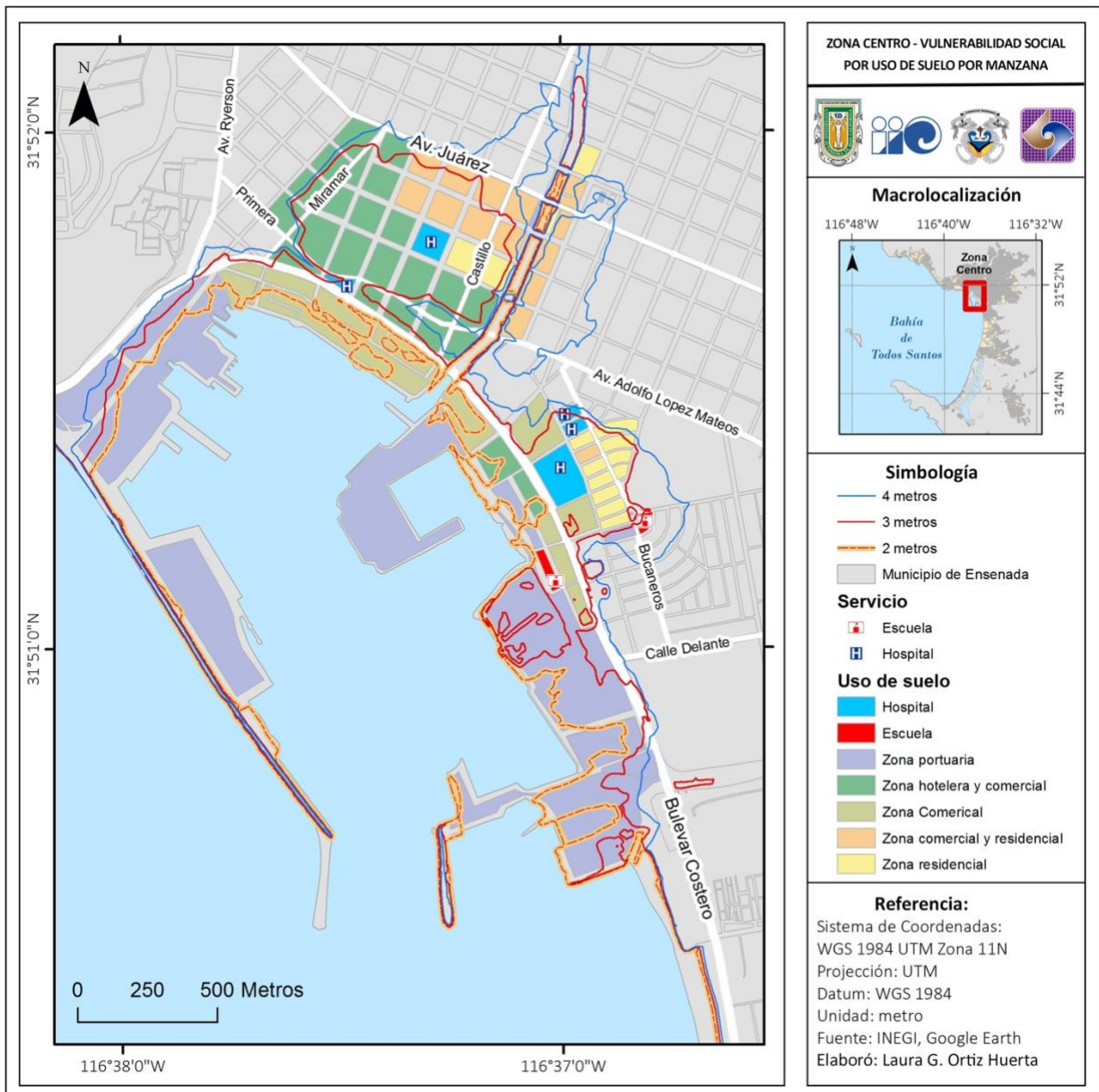


Figura 3

Zona Centro — Vulnerabilidad social por uso de suelo por manzana. La curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior delimita la zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano.

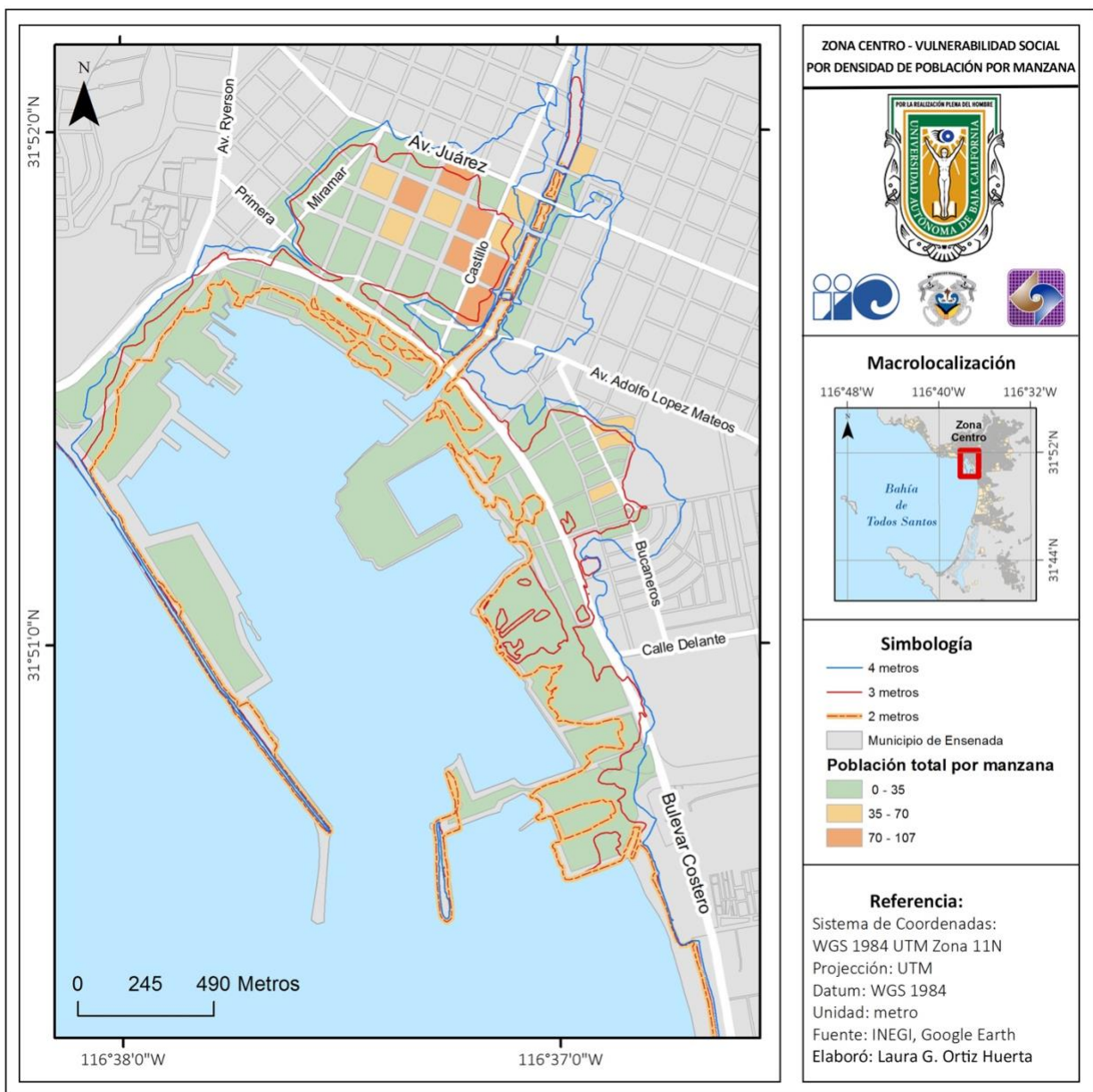


Figura 4

Zona Centro — Vulnerabilidad social por densidad de población por manzana. La curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior delimita la zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano.

Para una mejor apreciación de la vulnerabilidad social en la Zona Centro, en la Tabla 1 se describe la densidad de población por manzana y la población total, agrupados por: género, adultos mayores y personas con alguna discapacidad, en donde se observa que del total de la

población en la zona vulnerable (1,371 personas), 46% son mujeres y 54% son hombres; el 16 % es mayor de 60 años y el 10 % tiene alguna discapacidad. La densidad de población con alguna discapacidad se muestra en la Figura 5.

Tabla 1

Zona Centro — Vulnerabilidad Social: Población total y número de habitantes por manzana dentro de la zona vulnerable

Habitantes por manzana	Total de manzanas	Población total	Población masculina	Población femenina	Población mayor a 60 años	Población con discapacidad
0 – 35	74	419	237	182	61	17
35 – 70	9	455	234	221	84	55
70 – 107	6	487	264	233	79	59
Suma Total →	89	1,371	735	636	224	131

Datos poblacionales tomados de base de datos DENU, 2019

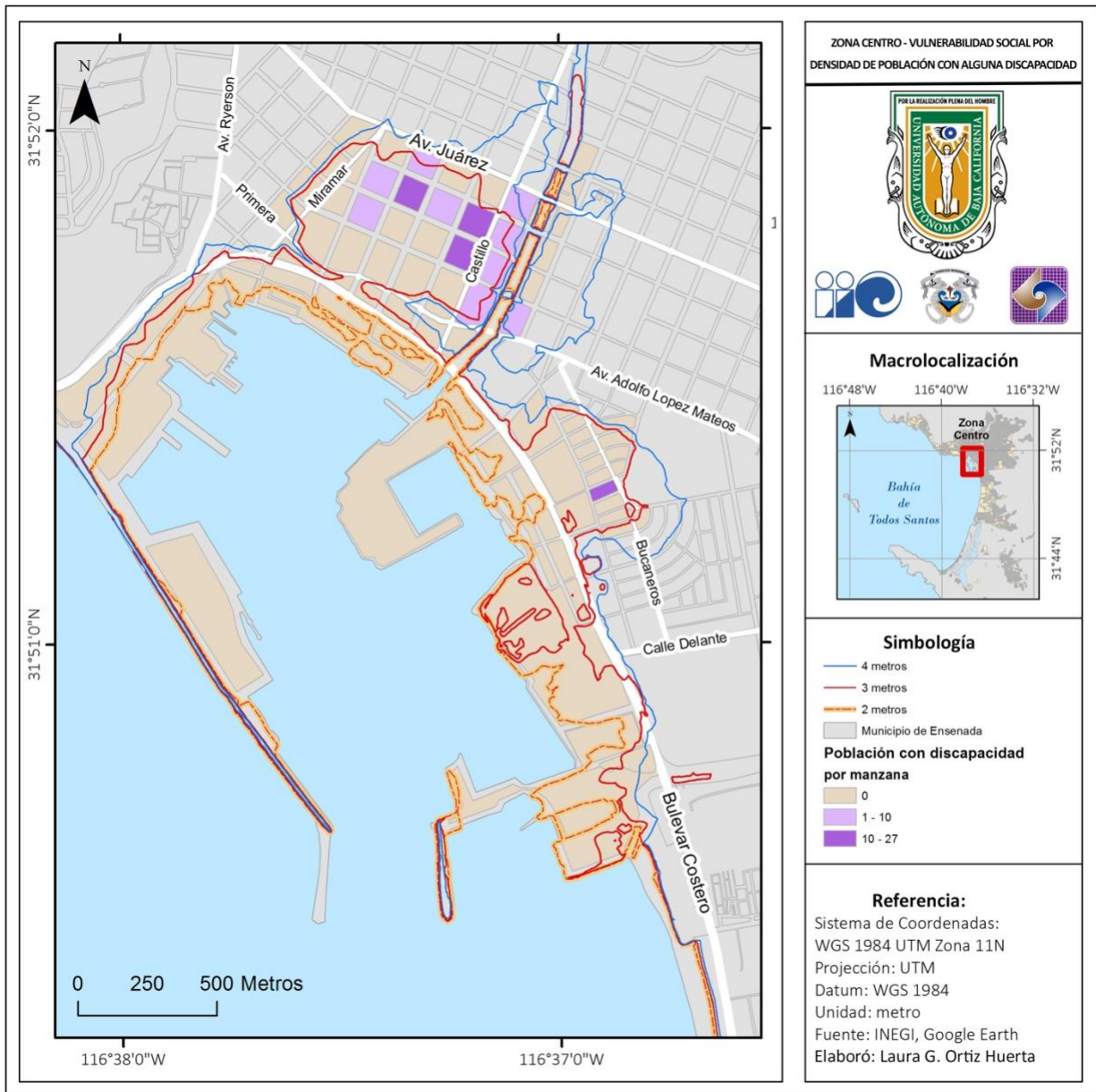


Figura 5

Zona Centro — Vulnerabilidad social por densidad de población con alguna discapacidad. La curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior delimita la zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano.

Además de los residentes de la Zona Centro, la población flotante en esta zona alcanza números importantes. Se estima que hasta 12,770 personas trabajan en negocios en la zona turística de la Zona Centro, donde a su vez se ubican aproximadamente 1,157 negocios dentro de

la zona vulnerable, entre los cuales 19 son hoteles, 4 moteles, 135 restaurantes, 287 comercios al por menor, 30 bares o cantinas, 56 consultorios de salud del sector privado y 7 laboratorios médicos y de diagnóstico del sector privado y 2 hospitales importantes del sector público (DENUE, 2019). En tanto que en el andador turístico *Bulevar Costero —Zona portuaria*, se ha estimado que la población ambulante llega a alcanzar números entre 2,570 a 4,968 pasajeros de los cruceros turísticos que desembarcan por día (API, 2019). La densidad de población ambulante puede llegar a alcanzar números importantes durante eventos de atracción turística, como los carnavales, las carreras de autos y los paseos ciclistas. Por ejemplo, en los carnavales de los años 2017, 2018 y 2019 se contabilizaron aproximadamente 180,000 personas en cada uno de los eventos (Sánchez, 2019; Lachica, 2018; El Sol de Tijuana, 2019).

Aun cuando en este trabajo se hizo el esfuerzo de identificar la totalidad de las zonas vulnerables a lo largo de la bahía, en algunas zonas no fue posible realizar el levantamiento topográfico, sin embargo, se logró realizar el levantamiento topográfico en las zonas más habitadas, mismas que se muestran en las figuras subsecuentes (Figs. 6 – 11). En estas zonas resta realizar el estudio demográfico, solamente se indica el uso de suelo que se observó en campo y el número de viviendas o instalaciones dentro de la zona vulnerable. Es importante mencionar que las zonas vulnerables que se indican constituyen tan solo una primera fase de este estudio. Aún falta por identificar zonas vulnerables recorriendo palmo a palmo la zona costera de la bahía.

4.4.2 Zona San Miguel

Vulnerabilidad física: La zona vulnerable (Fig. 6) delimitada por la curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior comprende un área residencial con un total de 24 casas y un área recreativa con 100 espacios para acampar.

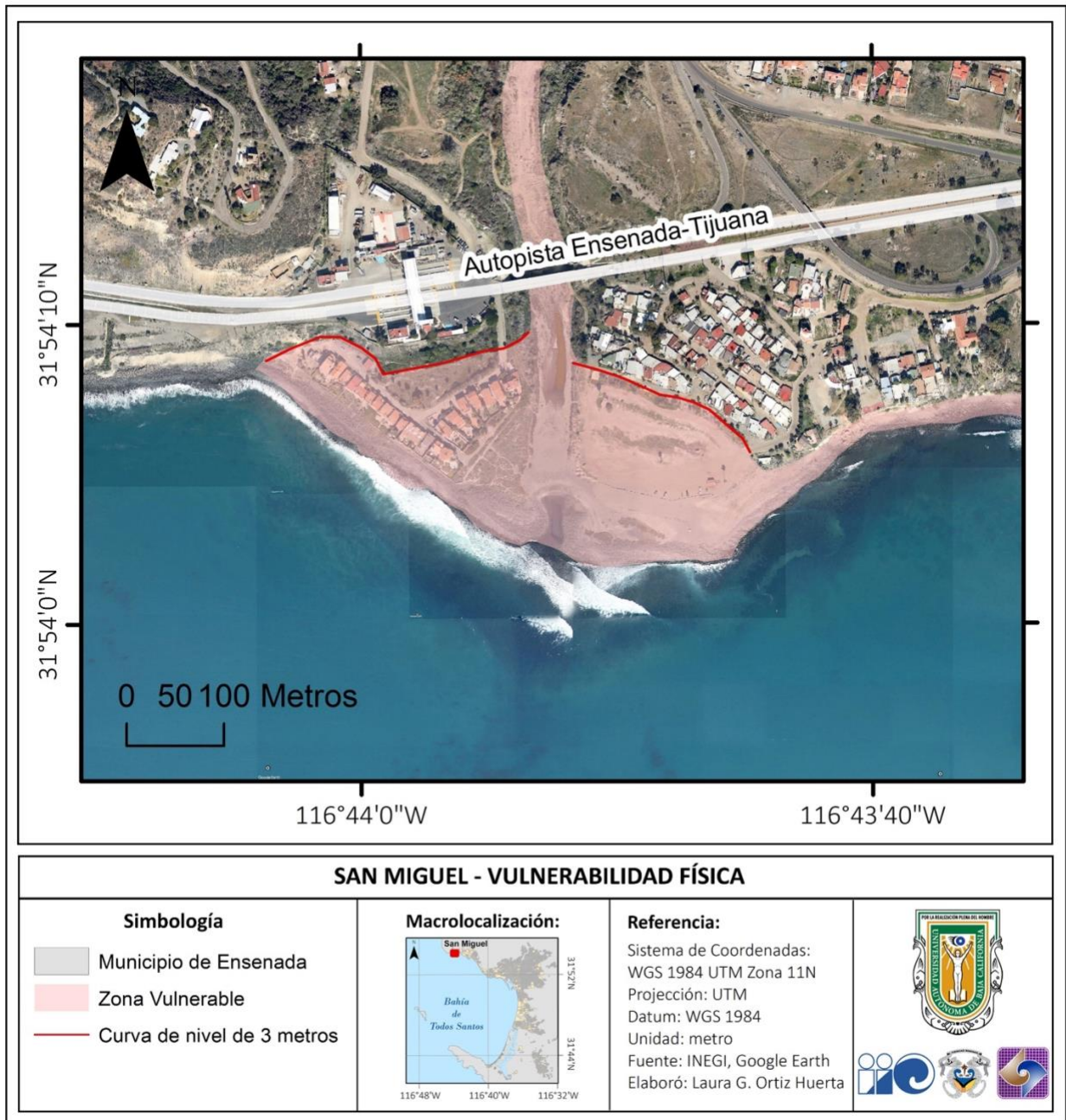


Figura 6

Zona San Miguel — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano.
Uso de suelo: habitacional y recreativo para acampar.

4.4.3 UABC campus Punta Morro

Vulnerabilidad física: Son 9 las instalaciones que se localizan en la zona vulnerable, mismas que se identifican en la Fig. 7, entre ellas: laboratorios, aulas y cubículos de la Facultad de Ciencias Marinas y una planta de tratamiento de aguas negras.

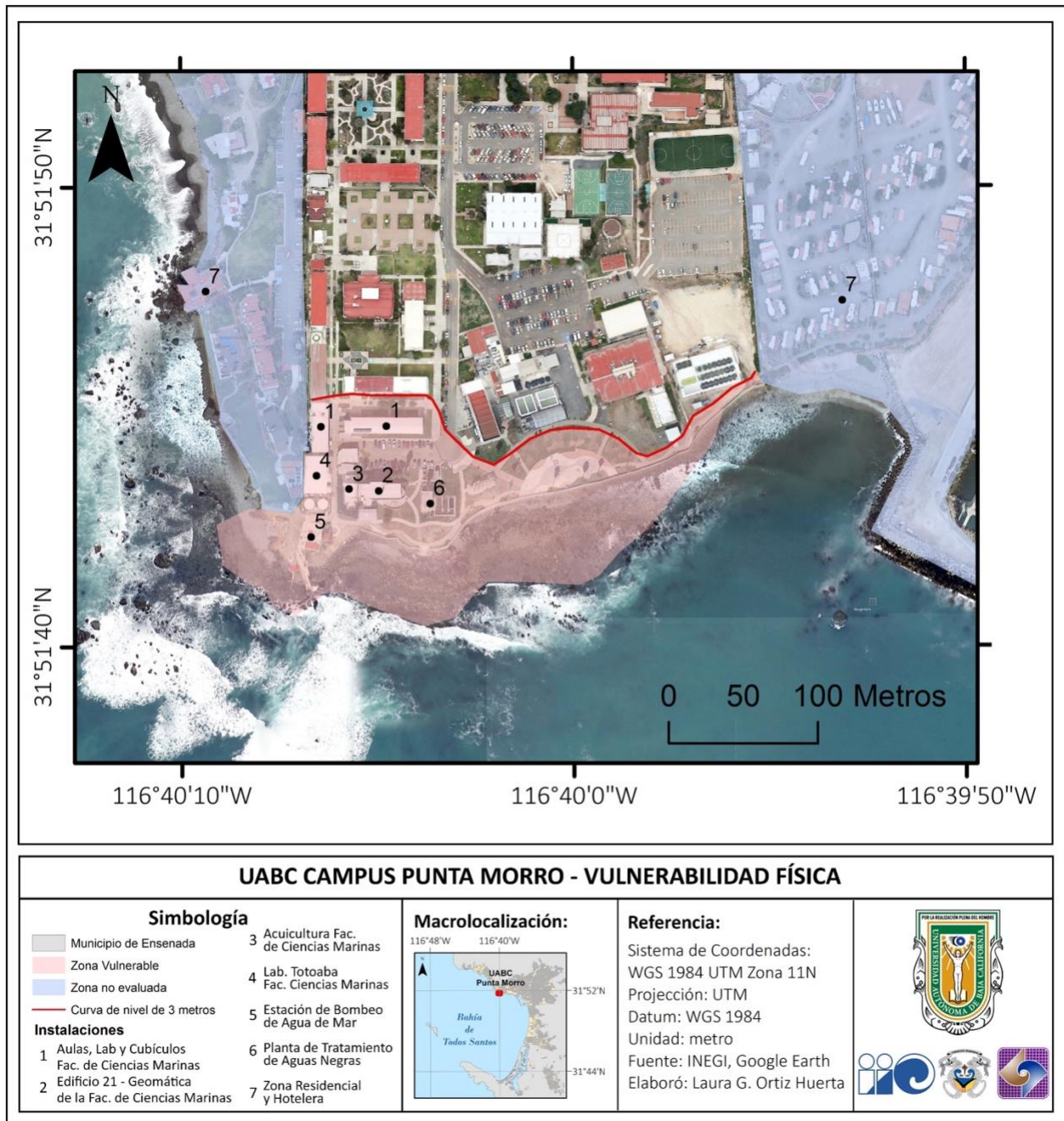


Figura 7

UABC campus Punta Morro — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano. Uso de suelo: Docencia e Investigación.

4.4.4 Playa Hermosa

Vulnerabilidad física: La zona vulnerable se encuentra contenida entre la playa y el andador costero (Fig. 8). El andador costero se encuentra fuera de la zona vulnerable a una altura de 6 m sobre la pleamar media superior.

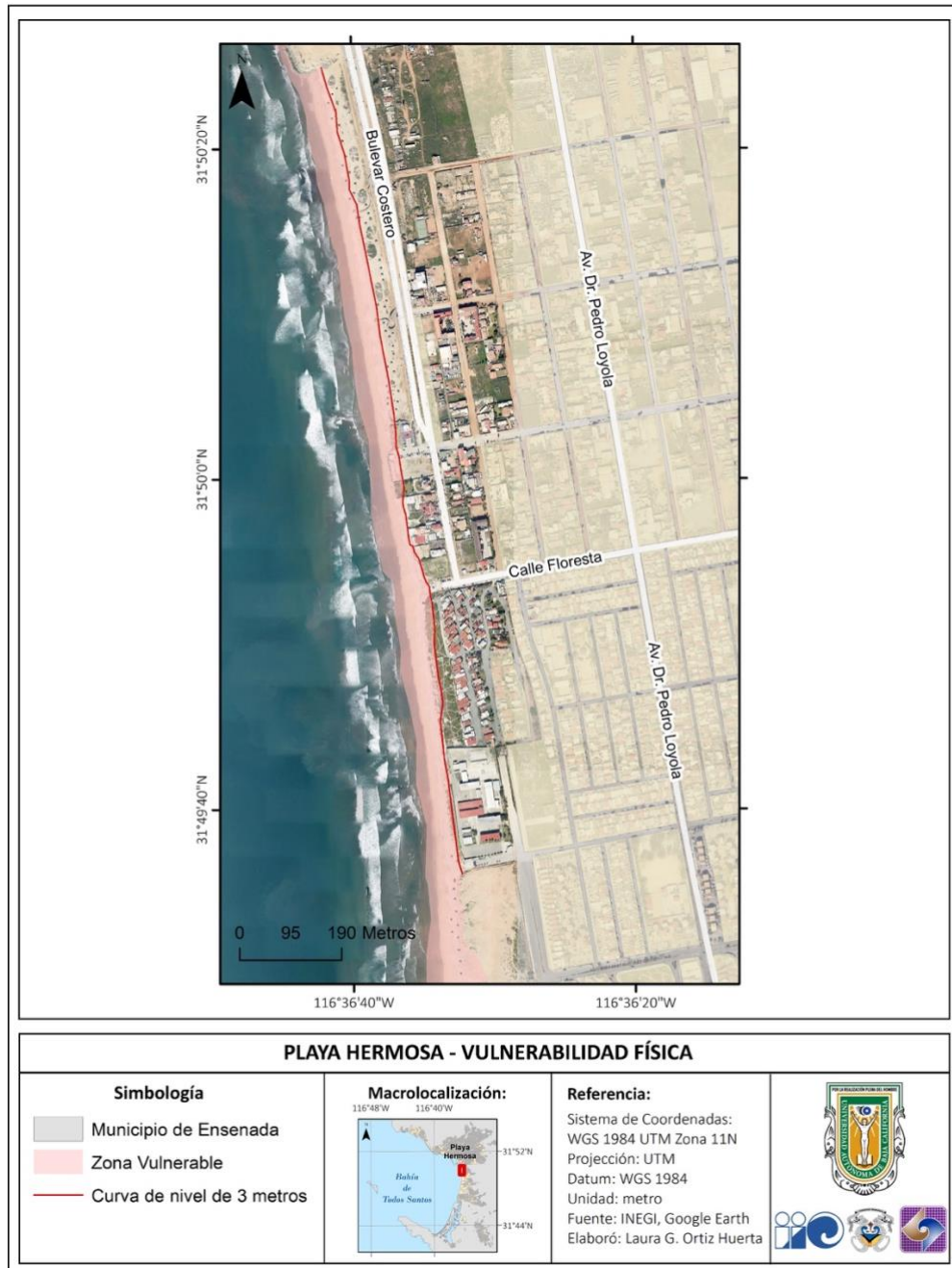


Figura 8

Playa Hermosa — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano. Uso de suelo: Zona recreativa, playa.

4.4.5 Boca del Estero de Punta Banda

Vulnerabilidad física: En esta zona se encuentran dos hoteles y espacios para acampar (Fig. 9). En el hotel que se encuentra más al norte, al exterior de la boca del estero, se localizan 111 cabañas en la zona vulnerable, mientras que prácticamente todas las instalaciones del hotel que se localiza al interior de la boca se encuentran en la zona vulnerable, entre ellas, un restaurante y aproximadamente 151 cabañas.



Figura 9

Zona Boca del Estero de Punta Banda — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano. Uso de suelo: Zona hotelera y recreativa, playa.

4.4.6 Barra del Estero de Punta Banda

Vulnerabilidad física: En la zona vulnerable que se indica en la Fig. 10 se localizan aproximadamente 168 casas de uso tanto residencial como turístico. En la zona que se indica como no evaluada no logramos realizar el levantamiento topográfico, sin embargo, en esta zona se encuentran aproximadamente 187 casas.

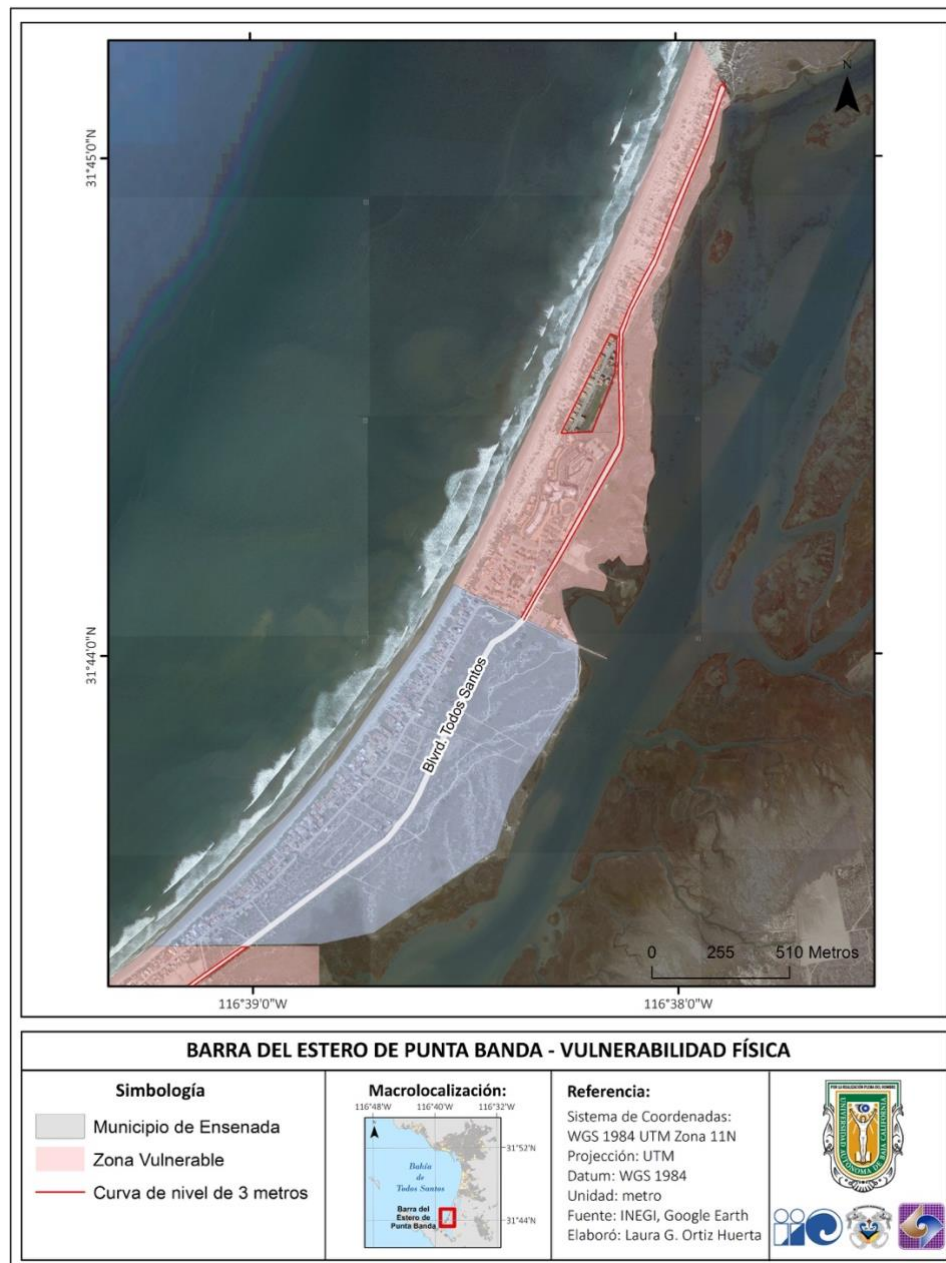


Figura 10

Barra del Estero de Punta Banda — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano. Uso de suelo: Zona residencial y turística, playa.

4.4.7 La Joya

Vulnerabilidad física: Esta localidad se encuentra en la parte sur del exterior de la barra del estero, entre la playa y la carretera (Fig. 11). En la zona vulnerable se localizan aproximadamente 543 cabañas de uso tanto residencial como recreativo, espacios para acampar y una escuela primaria hacia el extremo oeste colindando con la carretera.

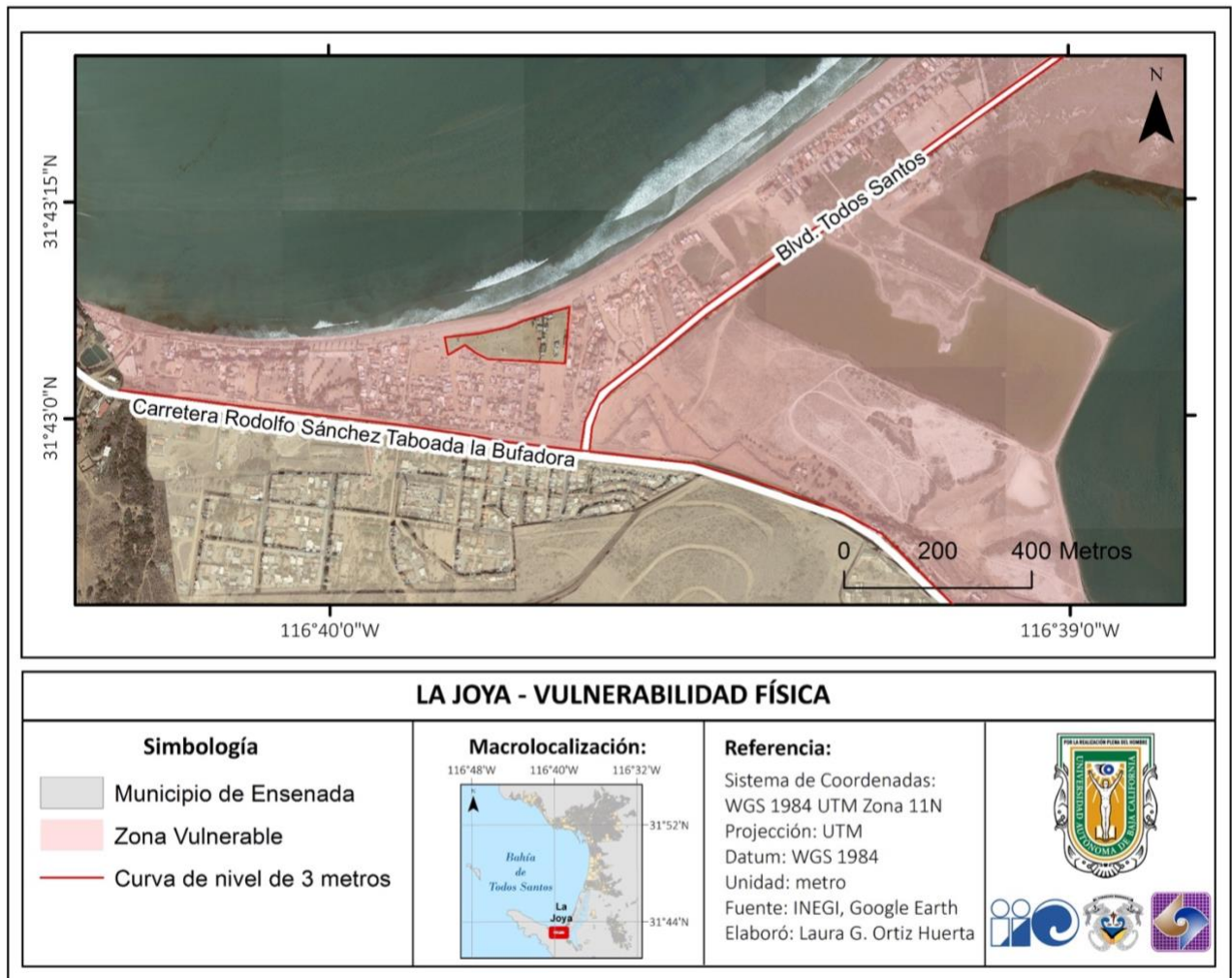


Figura 11

La Joya — Vulnerabilidad física: zona vulnerable susceptible de inundación por tsunamis de campo lejano. Uso de suelo: Zona residencial, turística, una escuela y playa.

4.5 Conclusiones

En la Zona Centro, el área estimada susceptible de inundación abarca cerca de 1.68 km² y se encuentra delimitada por la curva de nivel de 3 m sobre la pleamar media superior. Esta área comprende 81 manzanas que se encuentran expuestas dentro de la zona vulnerable, principalmente en las zonas conocidas como “el Bajío”, entre las calles Miramar y Castillo, y el Fraccionamiento Playa Ensenada. La población en la zona vulnerable asciende aproximadamente a 1,371 personas, de las cuales el 46% son mujeres y el resto hombres; el 16 % es mayor de 60 años y el 10 % tiene alguna discapacidad. Además de los residentes de la Zona Centro, la población flotante en esta zona alcanza números importantes de hasta 12,770 personas que trabajan en aproximadamente 1,157 negocios dentro de la zona vulnerable. Durante eventos extraordinarios como carnavales, carreras de autos y paseos ciclistas, se han llegado a contabilizar hasta 180,000 personas en cada uno de estos eventos en el andador turístico *Bulevar Costero —Zona portuaria*, en donde además se ha estimado un número de entre 2,570 a 4,968 pasajeros de los cruceros turísticos que desembarcan por día.

Como se mencionó anteriormente, aun cuando en las diferentes zonas urbanas a lo largo en la bahía resta realizar el estudio demográfico y el área comprendida, se contabilizó el número de viviendas o instalaciones dentro de la zonas vulnerables, a saber: 24 casas habitación en la zona San Miguel; 9 inmuebles en la zona UABC Campus Punta Morro entre aulas y laboratorios; 262 cabañas de hotel en la zona de la Boca del Estero de Punta Banda; 355 casas habitación en la zona de la Barra del Estero de Punta Banda, y 543 cabañas de hotel en la zona de La Joya.

Referencias

API, 2019. Administración Portuaria Integral de Ensenada. Estadísticas Públicas.
<https://www.puertoensenada.com.mx/esps/0000633/estadisticas-publicas>

Buendía, M. (2011). Sin clases 52 escuelas. *El Vigía*, 11 de marzo, 2011, página 2.

Córdova, C. (2011). Cientos de personas fueron a la playa o subieron a los cerros para atestiguar los efectos del devastador terremoto registrado en Japón. *El Vigía*, 11 de marzo, 2011, página 3.

DENUE, 2019. Directorio Estadístico Nacional de Unidades Económicas, INEGI.
<https://www.inegi.org.mx/app/mapa/denue/>

El Sol de Tijuana (2019). Carnaval de Ensenada 2019 espera a más de 200 mil asistentes. *El Sol de Tijuana*, 7 de febrero, 2011.

Escobedo, F. (2011). Cerraron 52 escuelas por prever maremoto. *El mexicano*, 12 de marzo, 2011, página 9A.

Lachica, F. (2018). Carnaval de Ensenada registró más visitantes que el año pasado. *Síntesistv*, 14 de febrero, 2018. Recuperado de <http://sintesistv.com.mx/carnaval-ensenada-registro-mas-visitantes-ano-pasado>

Ortiz-Huerta, L. G., Ortiz, M., & García-Gastélum, A. (2018). Far-field tsunami hazard assessment along the Pacific coast of Mexico by historical records and numerical simulation. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1305-1323. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1816-y>

Ortiz-Huerta, L. G., (2019). Far-Field Tsunami Hazard Assessment along the Pacific Coast of Mexico by Historical Records and Numerical Simulation. PART II: Tsunami-Induced currents in the Port of Ensenada, Baja California. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02319-9>

Perales, A. (2019). Corporaciones ayudaron en la prevención. *El Vigía*, 12 de marzo, 2011, página 1.

Reza, Y. (2011). Caos tras gran desinformación, Autoridades municipales retiraron a residentes que esperaban altas olas en plena playa. *El mexicano*, 12 de marzo, 2011, página 8.

Sánchez, G. (2019). Visitan Carnaval 180 mil personas y dejan 55 mdp. *El Vigía*, 7 de marzo, 2019.

Capítulo V

Discusiones y Conclusiones Generales

5.1 *Discusiones Generales*

En el Capítulo II de esta tesis (e.g., Ortiz-Huerta et al., 2018), se indica la posibilidad de que en la Bahía de Todos Santos se presenten alturas de tsunami en un rango de 1 a 2.5 m por tsunamis de campo lejano producidos por sismos de magnitud M_w 9.3, sin embargo, también se indica un intervalo de confianza de ± 0.46 m para estas alturas al considerar el estadístico que resulta de comparar la altura más alta del mareograma sintético, contra la altura significativa que resulta del promedio del tercio de las olas más altas del mismo mareograma (e.g., Fig. 10; Ortiz-Huerta et al., 2018). Es por ello que en este trabajo se consideran las curvas de nivel de 2 y 3 m sobre la pleamar media superior para delimitar la zona vulnerable dentro del intervalo de confianza.

Al considerar la posibilidad de que ocurriese un sismo de mayor magnitud (M_w 9.4), implicaría aumentar en 50% la dislocación cosísmica, lo que elevaría a $3.75 \text{ m} \pm 0.46$ la altura del tsunami bajo la simple e imprecisa aproximación lineal en la que este aumento de 50% en la dislocación cosísmica, implicaría un aumento de 50% en la altura del tsunami (Ortiz-Huerta et al., 2018). Bajo estas consideraciones, en este trabajo se establece el nivel de 3 metros sobre la pleamar media superior para delimitar las zonas vulnerables susceptibles de inundación, y se contempla el nivel de 4 metros para indicar un límite superior ante la posibilidad de un sismo de mayor magnitud que pudiese ocurrir en las regiones 2, 3, 13 y 17 que se indican en la Tabla 6 de Ortiz-Huerta et al. (2018).

Cabe la posibilidad de que un tsunami pudiese llegar durante la bajamar, sin embargo, el nivel de pleamar seguiría siendo adecuado, debido a que las variaciones del nivel del mar producidas por el tsunami (las olas del tsunami) pueden continuar llegando por más de 12 horas, dando tiempo para que la marea alcance de nuevo el nivel de pleamar (e.g., Fig. 2, en Ortiz-Huerta, 2019). De hecho, en el Capítulo III de esta tesis (e.g., Ortiz-Huerta, 2019), se enfatiza el peligro de

que un tsunami pudiese sobrepasar el metro y medio de altura debido a que la plancha de los muelles en el Puerto de Ensenada se encuentra a metro y medio sobre la pleamar media superior. El hecho de que las oscilaciones del nivel del mar (las ondas del tsunami) puedan continuar llegando por más de 12 horas y hasta 72 horas después del arribo de los tsunamis registrados en el Puerto de Ensenada, se debe a que la reverberación del nivel del mar, producida por la propagación de los tsunamis, tiende a excitar los modos normales o seiches tanto de la Bahía de Todos Santos como del Puerto de Ensenada. A ello se debe que se puedan esperar corrientes de entre 4 y 6 nudos en la entrada del puerto por tsunamis de gran amplitud, y de hasta 2 nudos en la entrada del puerto por tsunamis de baja amplitud, debido a las oscilaciones o modos normales de la bahía, y en particular, debido a que el modo fundamental del puerto coincide con uno de los modos normales de la bahía en el periodo de 21 minutos.

5.2 Conclusiones Generales

Con base en el estudio de generación y propagación de tsunamis en el Cinturón de Fuego del Pacífico se concluye que los tsunamis de mayor peligro para el Puerto de Ensenada son aquellos que pudieran sobrepasar la altura de 1.5 m sobre la pleamar media superior, provenientes de: Kodiak, Alitak, Sand Point, Hokkaido, Mariana, Filipinas, Manus, Tonga, Kermadec (regiones: 2, 3, 4, 10, 13, 14, 15, 17 y 18; Fig. 9 y Tabla 6, en Ortiz-Huerta et al., 2018). Lo anterior debido a que las planchas de los muelles en el Puerto de Ensenada se encuentran a 1.5 m sobre la pleamar media superior. El tiempo de arribo de estos tsunamis, a partir del tiempo de origen del tsunami, se estima de entre 6 y 12 horas dependiendo de la región de generación (Tabla 6, en Ortiz-Huerta et al., 2018). Las corrientes por tsunamis de gran amplitud provenientes de las regiones 3 y 11, se estiman de 4 a 6 nudos en la entrada del puerto y de 2 a 4 nudos dentro y fuera del puerto. Sin embargo, tsunamis de baja amplitud pueden producir corrientes de hasta 2 nudos en la entrada del puerto.

En cuanto a la Zona Centro de Ensenada, los tsunamis de mayor peligro son aquellos que pudieran sobrepasar la altura de 2 m sobre la pleamar media superior, provenientes de: Kodiak,

Alitak, Mariana y Tonga (regiones: 2, 3, 13 y 17; Fig. 9 y Tabla 6, en Ortiz-Huerta et al., 2018), mismos que podrían sobrepasar el Bulevar Costero e inundar las zonas más pobladas conocidas como El Bajío y el Fraccionamiento Playa Ensenada (Fig. 2, en Capítulo IV). Estos mismos tsunamis podrían inundar las zonas vulnerables que se indican en las diferentes zonas urbanas a lo largo de la Bahía de Todos Santos (Figs. 6 a 11, en Capítulo IV).

5.3 Recomendaciones

Los mapas de vulnerabilidad física y social de la zona urbana en la Bahía de Todos Santos, así como los mapas de corrientes tanto en la bahía como en el Puerto de Ensenada, son solamente un primer paso en las medidas de prevención ante tsunamis de campo lejano. El siguiente paso consiste en la comunicación social del peligro y de la vulnerabilidad en tres vertientes o recomendaciones:

1. La primera de ellas es comunicar a las autoridades de protección civil la interpretación de las cartas urbanas de vulnerabilidad, con la finalidad de que las autoridades puedan señalar y diseñar tanto rutas de evacuación como refugios temporales y su temporalidad; dirigir el apoyo inmediato a los sectores más vulnerables; estimar el costo en caso de desastre y el tiempo de recuperación, entre otros.
2. Cabe mencionar que es complicado promover una evacuación ordenada en caso de emergencia ante la inminente llegada de un tsunami. Es por ello que la segunda vertiente es igualmente importante y consiste en comunicar a la población la interpretación de los mapas de vulnerabilidad en una campaña perene de capacitación ciudadana mediante material de divulgación. Una población previamente informada sabrá qué hacer y hacia dónde dirigirse en caso de que se encuentre en una zona vulnerable. El resto de la población, enterada de que no se encuentra en una zona vulnerable, no entrará en pánico, no congestionará las calles y posiblemente pueda aceptar la invitación a participar voluntariamente para brindar ya sea albergue temporal, agua o alimentos a los desplazados.

Un factor importante para que la población en general sepa si se encuentra o no en una zona vulnerable consiste en realizar campañas participativas de levantamiento topográfico en coordinación con las autoridades de Protección Civil. Por ejemplo, se puede invitar a los habitantes de una manzana ya sea en la zona costa o un poco alejados de ésta, a participar en un levantamiento topográfico a partir de un banco de nivel preestablecido con referencia a la pleamar media superior. Una vez que en cada una de sus casas se establezca la altitud, se les otorga un certificado con el “Triángulo de Protección Civil” en donde al centro del triángulo se indique la altitud redondeada en metros para que ese certificado forme parte de la documentación de su propiedad. Acto seguido se les solicita que indiquen la altitud en algún lugar visible de su propiedad. De esta manera, tanto vecinos como transeúntes tendrán conciencia de la altitud de su entorno. En caso de que la altitud sea de 5, 15 ó 30 metros, le dará tranquilidad a la población y se evitarían evacuaciones innecesarias. O en su defecto, si la altitud es menor, deberán estar atentos a las indicaciones de Protección Civil.

Además de las campañas de comunicación a la población que habita en la proximidad de la zona costa, es importante extender esta comunicación a la población en general en la zona urbana de Ensenada (una población de 250,521 habitantes; DENU 2019) para evitar el pánico, el cese de actividades y la curiosidad de aproximarse a la costa para “ver al tsunami”. A esta población un tanto alejada de la costa se le puede invitar a que participe en campañas de nivelación para que tenga la confianza de conocer e indicar la altitud en su domicilio.

Un factor que podría complicar la evacuación ante una alerta de tsunami es la coordinación de las autoridades para evacuar hospitales o centros médicos ubicados en las zonas vulnerables. Es una decisión compleja que no debe ser tomada a la ligera. Es importante estimar el tiempo necesario para completar una evacuación, así como el seguimiento de los pacientes para que sus familiares puedan encontrarlos después de una evacuación. Por otro lado, es posible que algunos pacientes no puedan ser trasladados de inmediato, como en el caso de pacientes sometidos a diálisis (procedimiento que generalmente dura de 3 a 5 horas) o sometidos a cirugía, ya sea en un

hospital o un centro médico. Para el caso de la Bahía de Todos Santos, dadas las limitaciones de tiempo de llegada de las olas del tsunami (entre 6 y 12 horas después de que ocurre el terremoto), es posible que sea necesario implementar procedimientos especiales de evacuación para ciertas instalaciones, lo que en última instancia puede poner en peligro la salud de algunos pacientes. En un ambiente sin desastre, al Centro Médico de la Universidad de California en Los Ángeles le tomó 8 horas transferir a 350 pacientes del edificio antiguo a las nuevas instalaciones cruzando la calle (Groves, 2008).

Una de las asignaturas pendientes consiste en elaborar material de divulgación para todas las edades, con su correspondiente guía del maestro para las escuelas primarias y secundarias, para que la población sepa qué es un tsunami de campo lejano, cómo se produce, cuánto tiempo tarda en llegar, cuáles son los lugares vulnerables y cuáles los lugares seguros. El material debe estar orientado a la problemática muy particular de cada región de la Bahía de Todos Santos, desde Punta San Miguel hasta Punta Banda, incluyendo las Islas de Todos Santos (e. g., <https://cicese-at.cicese.mx/tsunami/index.php> de Ortiz-Huerta y Ortiz, 2014ab).

3. La tercera vertiente consiste en procurar la coordinación con los presentadores en la radio en programas de divulgación para impartir conferencias dedicadas a los locutores para que se impregnen del material de divulgación y hagan propio el conocimiento práctico acerca de las acciones de prevención y sobre todo de las acciones para orientar a la población antes, durante y después de la llegada de un tsunami.

Referencias

Groves, M. (2008). University of California Los Angeles health center readies move. Los Ángeles Times, 25 de junio, 2008.

Ortiz-Huerta, L. G. y Ortiz, M., (2014a). ¿Cómo me puedo preparar ante un tsunami? Folleto informativo. 1a. edición, 2014, Versión Electrónica 2014 ©Secretaría de Gobernación ©Centro de

Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (ISBN: 978-607-7558-30-0).

Ortiz-Huerta, L. G. y Ortiz, M., (2014b). ¿Cómo me puedo preparar ante un tsunami? Guía del Maestro. 1a. edición, 2014, Versión Electrónica 2014 ©Secretaría de Gobernación ©Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (ISBN: 978-607-7558-29-3).