

# UNIVERSIDAD DEL MAR

*campus Puerto Ángel*



**TÍTULO: SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL TSUNAMI ORIGINADO  
POR EL SISMO DE 1787 USANDO MODELOS ESTOCÁSTICOS DE  
FALLAS SÍSMICAS CON DESLIZAMIENTO HETEROGRÉNEO**

## TESIS

Que para obtener el Título Profesional de  
**Licenciada en Oceanología**

Presenta  
**Miriam Lizzeth Vázquez Caamal**

Directora  
Ericka Alinne Solano Hernández

Ciudad Universitaria, Puerto Ángel, Oaxaca, México, 2021



## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se llevó a cabo bajo el proyecto de investigación de la Universidad del Mar: “Identificación de factores de riesgo por sismo y tsunami en Puerto Ángel y Zipolite, Oaxaca y su percepción social” (CUP: 2II2003). El financiamiento inicial fue gracias al fondo para la innovación David Simpson y al programa de estancias para estudiantes de licenciatura de IRIS, financiado por la *National Science Foundation* (NSF) EAR-1852339, del cual fui beneficiaria bajo la dirección del Dr. Diego Melgar Moctezuma.

Agradezco a la Dr. Ericka Alinne Solano Hernández, por alentarme a tomar la oportunidad que hoy se ve reflejada en este trabajo. Gracias por tus consejos y por tu guía.

A Diego Melgar, por aceptar trabajar en este proyecto y ayudarme en mi estancia en Eugene. A mis revisores, por sus comentarios y sugerencias que fueron de gran ayuda para el enriquecimiento de mi tesis. A Amy Williamson por la ayuda brindada con las simulaciones.

A mis padres, por el apoyo que me han brindado a través de mi camino, por su cariño y enseñanzas. A ustedes les debo todo, trabajaré para que se sientan orgullosos.

A los que me faltan. Mi abuelita Juanita y mi abuelo Arcadio, aprendí mucho de ustedes y hubiese aprendido aún más. A la Dra. Auxilio Esparza, una profesora y amiga dedicada, llegar a la puerta de tu cubículo era llegar a un hogar donde te sentías bienvenido. Me hubiera gustado que me viesen alcanzar este logro.

A Paco, eres un pilar en mi vida, agradezco mucho la amistad que me has brindado durante tantos años. Hemos crecido juntos, reído juntos, fallado juntos, madurado juntos. Seguimos intentándolo, lograremos nuestras metas. Te amo siempre.

A Hugo, tu apoyo, compañía y amistad fueron un gran soporte a lo largo de esta travesía, he aprendido mucho de ti y a tu lado. Eres alguien muy importante para mí, gracias por todo. A mis amigos y compañeros, Chimeo, Ana, Dulce, Coral, Óscar, esta etapa no hubiera sido igual de memorable sin su compañía. Me llevo una parte de ustedes conmigo.

# TABLA DE CONTENIDO

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	7
<b>2. HIPÓTESIS</b>	11
<b>3. ANTECEDENTES</b>	12
<b>4. JUSTIFICACIÓN</b>	15
<b>5. OBJETIVOS</b>	16
5.1 OBJETIVO GENERAL	16
5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
<b>6. MARCO TEÓRICO</b>	17
6.1 SISMOS	17
6.1.1 LÍMITES DE PLACAS TECTÓNICAS	17
6.1.2 GENERACIÓN DE LOS SISMOS	18
6.1.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS	21
6.2. TSUNAMIS	22
6.2.1 ONDAS OCEÁNICAS	22
6.2.2 GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DE UN TSUNAMI	23
<b>7. ÁREA DE ESTUDIO</b>	29
<b>8. METODOLOGÍA</b>	32
8.1 GEOMETRÍA DE LA FALLA SÍSMICA Y PARÁMETROS DE LA TRINCHERA	32

8.2 MODELO DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HOMOGÉNEO	35
8.3 MODELO DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HETEROGRÉNEO	36
8.4 SIMULACIÓN DE TSUNAMIS	40
8.4.1 <i>PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI</i>	40
8.4.2 <i>ESTACIONES MAREOGRÁFICAS ARTIFICIALES</i>	42
8.5 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN	44
8.5.1 <i>INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN SALINA CRUZ</i>	44
8.5.2 <i>INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN HUATULCO</i>	45
<b>9. RESULTADOS</b>	47
9.1 MODELOS DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HOMOGÉNEO Y HETEROGRÉNEO	47
9.2 ALTURAS DE OLA	51
9.3 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN	57
9.3.1 <i>SALINA CRUZ</i>	62
9.3.2 <i>HUATULCO</i>	66
<b>10. DISCUSIONES</b>	74
10.1 ALTURAS DE OLA	74
10.2 EFECTOS DE RESONANCIA	76
10.3 COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON EL TSUNAMI DE 1787	78
10.4 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN	80
<b>11. CONCLUSIONES</b>	83
<b>12. LITERATURA CITADA</b>	85
<b>ANEXOS</b>	

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Movimiento asociado con los diferentes tipos de límites de placas y estructuras geológicas asociadas.	18
<b>Figura 2.</b> Modelo de la teoría del rebote elástico.	19
<b>Figura 3.</b> Tipos de fallas y mecanismos focales asociados.	22
<b>Figura 4.</b> Generación y propagación de un tsunami debido al desplazamiento ocasionado por una ruptura sísmica de fallamiento inverso.	24
<b>Figura 5.</b> Ilustración del método de volúmenes finitos.	26
<b>Figura 6.</b> Esquema de los componentes que describen las ondas de tsunami.	28
<b>Figura 7.</b> Área de estudio en la que se llevaron a cabo las simulaciones de tsunamis.	29
<b>Figura 8.</b> Esquema simplificado de algunos parámetros del modelo de trinchera usado en la generación de fallas con deslizamiento heterogéneo y homogéneo.	32
<b>Figura 9.</b> Modelo USGS Slab 2.0 para Centroamérica y perfil perpendicular a la trinchera en Oaxaca.	34
<b>Figura 10.</b> Estaciones mareográficas artificiales usadas para registrar las ondas de tsunami a lo largo del área de estudio.	43
<b>Figura 11. a)</b> Deslizamiento (m) y <b>b)</b> deformación vertical para el modelo homogéneo.	48
<b>Figura 12. a)</b> Deslizamiento (m) y <b>b)</b> deformación vertical (m) de un ejemplo de ruptura de deslizamiento heterogéneo del modelo estocástico.	50
<b>Figura 13.</b> Resumen de las características de las 350 fallas de deslizamiento heterogéneo.	51
<b>Figura 14.</b> Promedio de alturas de ola máximas obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento homogéneo para cada estación mareográfica artificial.	53
<b>Figura 15.</b> Promedio de alturas de ola máximas obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento heterogéneo para cada estación mareográfica artificial.	54
<b>Figura 16.</b> Máximas alturas de ola obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento heterogéneo para cada estación mareográfica artificial.	55
<b>Figura 17.</b> Diagrama de alturas de ola máximas registradas por los mareógrafos artificiales vs. magnitud del evento para el modelo con deslizamiento heterogéneo.	56
<b>Figura 18.</b> Comparación zonal de las alturas de ola registradas para el modelo de falla con deslizamiento homogéneo y el modelo con deslizamiento heterogéneo.	57
<b>Figura 19. a)</b> Deslizamiento (m) y <b>b)</b> deformación vertical (m) de la ruptura 272 de deslizamiento heterogéneo del modelo estocástico con magnitud Mw 8.97.	58
<b>Figura 20.</b> Superficie del mar pasadas 0.05 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.	59
<b>Figura 21.</b> Superficie del mar pasadas 0.65 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.	60
<b>Figura 22.</b> Superficie del mar pasadas 1.60 horas después de ocurrida la falla 272.	60
<b>Figura 23.</b> Superficie del mar pasadas 2.00 horas después de ocurrida la falla 272.	61
<b>Figura 24.</b> Superficie del mar pasadas 6.00 horas después de ocurrida la falla 272.	61

<b>Figura 25.</b> Superficie del mar en Salina Cruz pasadas 0.45 horas después de ocurrida la falla 272.	62
<b>Figura 26.</b> Superficie del mar en Salina Cruz pasadas 0.50 horas después de ocurrida la falla 272.	63
<b>Figura 27.</b> Superficie del mar en Salina Cruz pasadas 0.55 horas después de ocurrida la falla 272.	64
<b>Figura 28.</b> Superficie del mar en Salina Cruz pasadas 0.60 horas después de ocurrida la falla.	65
<b>Figura 29.</b> Superficie del mar en Salina Cruz pasadas 0.85 horas después de ocurrida la falla 272.	66
<b>Figura 30.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.10 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 1.	67
<b>Figura 31.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.10 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 2.	68
<b>Figura 32.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.15 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 1.	69
<b>Figura 33.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.15 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 2.	70
<b>Figura 34.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.30 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 1.	71
<b>Figura 35.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.30 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 2.	72
<b>Figura 36.</b> Superficie del mar en Huatulco pasadas 0.45 horas después de ocurrida la falla 272 usando la Malla 2.	73

## 1. INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son secuencias de ondas generadas por una perturbación vertical del océano, que en la mayoría de los casos, son causadas por sismos que tienen lugar en el océano y que al arribar a las costas pueden alcanzar alturas importantes y tener efectos destructivos significativos. La mayoría de los tsunamis tienen su origen en las zonas de subducción del cinturón de fuego del Pacífico, a nivel mundial, se tienen ejemplos recientes de sismos que causaron grandes tsunamis, como el del 26 de diciembre de 2004 (Sumatra, Indonesia,  $M_w$  9.2), el del 26 de febrero de 2010 (Maule, Chile,  $M_w$  8.8), y el del 11 de marzo de 2011 (Tohoku-oki, Japón,  $M_w$  9.0).

La trinchera mesoamericana es una zona de subducción que se extiende a lo largo de la región litoral del Pacífico centro y sur mexicano, y abarca el territorio costero frente a los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. En esta región se generan la mayoría de los sismos reportados en México. En Oaxaca, la mayoría de la actividad sísmica es por el deslizamiento de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica; estos sismos se conocen como sismos interplaca de falla inversa y pueden ser tsunamigénicos (i.e., que originan un tsunami). En esta zona los sismos interplaca de falla inversa con magnitudes  $M_w > 8$ , ocurren con un tiempo de recurrencia de 30 años (Bilek y Lay, 2018). A su vez, en esta región se producen sismos intraplaca de falla normal que dependiendo de las condiciones en que tenga lugar la ruptura, pueden generar tsunamis.

El 7 de septiembre de 2017 ocurrió un sismo de  $M_w$  8.2 en el golfo de Tehuantepec, el cual resultó en la ruptura de aproximadamente 150 km de la placa de Cocos (Chen *et al.*, 2018; Gusman *et al.*, 2018; Ye *et al.*, 2017). El mecanismo focal del sismo de Tehuantepec fue de falla normal (Okuwaki y Yagi, 2017), y generó un tsunami modesto con alturas máximas registradas de ~1.5 m en la estación mareográfica de Puerto Madero, Chiapas (Servicio Mareográfico Nacional, SMN). Sin embargo, su duración fue de varias horas debido a la resonancia causada por la forma de la cuenca (Melgar y Ruiz-Angulo, 2018).

Por otro lado, se ha observado a nivel mundial que grandes sismos producidos en una fuente particular, tienden a la periodicidad, con tiempos de recurrencia del orden de decenas de años cuando se trata de sismos de subducción (Rosenblueth, 1992). Con relación a sismos con

fuentes cercanas a la trinchera para la región de México y Centroamérica, Kelleher *et al.* (1973) estimó periodos de recurrencia para sismos grandes ( $M_s \geq 7.0$ ) y someros (profundidades  $\geq 60$  km), de 50 años o menos.

De manera similar, los tsunamis son fenómenos que suelen tener tiempos de recurrencia del orden de decenas de años, especialmente en el caso de eventos devastadores. Este periodo de tiempo es comparable a la longevidad humana, por lo cual, las acciones de prevención suelen quedar en el olvido de la población con el cambio generacional (Farreras *et al.*, 2005). Así mismo, se suele menospreciar el impacto de tsunamis en las costas que se encuentran en peligro ante estos fenómenos, y en muchas ocasiones los habitantes no tienen conocimiento de las acciones que deben tomar ante una alerta de tsunami. Sin embargo, los sismos continuarán ocurriendo, y en consecuencia, es de esperar que en la costa frente a la trinchera mesoamericana tenga lugar un tsunami, por lo que es necesario realizar estudios de peligro ante estos eventos.

Teniendo en cuenta que los sismos y los tsunamis son eventos que tienden a repetirse, en este trabajo se realizan simulaciones del tsunami más grande del que se tiene evidencia de haber ocurrido en la costa del Pacífico sur mexicano, el cual fue causado por el sismo de San Sixto en 1787, con una magnitud de momento,  $M_w$ , aproximada de 8.6 (Suárez y Albini 2009; Melgar *et al.*, 2018). A partir de este tipo de estimaciones se han podido pronosticar e instrumentar grandes sismos, es el caso del evento ocurrido el 29 de noviembre de 1978, que rompió el área de la trinchera comprendida entre Puerto Escondido y Puerto Ángel, Oax. Esta zona había sido designada como una brecha sísmica del estado de Oaxaca, es decir, una región a lo largo de un límite de placas activo en la que no ha ocurrido actividad sísmica importante durante un periodo de tiempo mayor a 30 años (McCann *et al.*, 1979), la cual estaba delimitada por las áreas de ruptura de los sismos de 1968, al oeste, y de 1965, al este.

Considerando lo antes mencionado, en este estudio se tiene como objetivo la obtención de las alturas de ola de tsunami a lo largo de la costa del Pacífico sur mexicano ante un sismo y tsunami similar al ocurrido en 1787, y con esto, la identificación de las zonas de mayor peligro ante estos eventos, así como la evaluación de la inundación costera en dos localidades de Oaxaca. Esto fue realizado mediante simulaciones numéricas de la propagación de un tsunami con origen en la trinchera mesoamericana, a partir de fuentes sísmicas que se

plantean como una falla de longitud variable donde el deslizamiento es homogéneo (i.e., igual en todas las direcciones), y fallas con deslizamientos heterogéneos, realizados por métodos estocásticos. Así, con base en los resultados encontrados, se pueden realizar estudios similares a nivel regional y elaborar planes de prevención para la población en riesgo. La importancia de esto radica en el poco conocimiento de la población general acerca de las características de estos fenómenos naturales, como lo son, el tiempo de arribo a la costa de los tsunamis generados a nivel regional o las zonas seguras hacia las cuales deben de evacuar. Además, en gran parte de la costa del Pacífico sur no existe un plan de evacuación ante alertas por eventos de tsunami.

Ahora bien, en lo referente a la organización del trabajo presentado, se dividieron los aspectos principales en 12 capítulos. En el capítulo 2 se presenta la hipótesis a evaluar a partir del proceso experimental y el análisis de los resultados en cuanto a dos puntos, la concordancia con las alturas de ola obtenidas en las simulaciones y las evidencias que existen del tsunami de 1787, y con relación a la resonancia de ondas en la plataforma continental del área de estudio.

En el capítulo 3, se realiza una recapitulación de los estudios previos más relevantes acerca del tema expuesto, como la información de los tsunamis ocurridos en el Pacífico mexicano, estudios de depósitos de paleotsunamis y las simulaciones numéricas de eventos de tsunami realizadas en la región de interés.

Después, en el capítulo 4 se brinda una justificación para la realización de este estudio, que está basada en la acumulación de energía potencial debido a la ausencia de sismos en la brecha de Tehuantepec, la ocurrencia de sismos y tsunamis en el océano Pacífico, y la falta de estudios sobre peligro por tsunami en la región a partir de métodos de reciente estandarización.

En el capítulo 5 se presentan los objetivos generales y particulares del trabajo y, en el capítulo 6, se brindan las bases teóricas para una mejor comprensión de los fenómenos abordados, sismos y tsunamis, iniciando con un repaso de la tectónica de placas, generación y clasificación de sismos; para luego abordar los conceptos generales y variables relacionadas con las ondas oceánicas y la generación y propagación de un tsunami.

Asimismo, en el capítulo 7 se describen las características más relevantes del área de estudio evaluada en las simulaciones de tsunami, a la vez, se proporcionan las características costeras de las dos localidades seleccionadas para evaluar los escenarios de inundación, Salina Cruz y Huatulco.

En el siguiente capítulo, se describe con detalle la metodología, datos y programas empleados, primero para la elaboración de las fallas sísmicas usadas como fuente generadora de tsunamis, y en segundo término, para llevar a cabo la propagación del tsunami y para realizar los escenarios de inundación.

En el capítulo 9, se presentan los resultados e información más relevantes de las fallas sísmicas modeladas con deslizamientos homogéneo y heterogéneo, a su vez, se presentan los resultados de alturas de ola generadas con cada modelo y comparaciones entre los resultados de ambos modelos y, por último, se presentan los resultados principales en la simulación de inundación costera en las localidades elegidas.

Luego, en el capítulo 10, se realiza un análisis de lo descrito en el capítulo 9, contraponiendo estudios similares; primero, con relación a la distribución zonal de alturas de ola y diferencias en los resultados entre los modelos de deslizamiento usados; después, acerca de los efectos encontrados de resonancia de ondas en la plataforma continental; también, acerca de la conformidad de los resultados con la evidencia y testimonios existentes acerca del tsunami de 1787; y con la variación de alturas de ola y zonas que tuvieron mayor inundación en los escenarios para Salina Cruz y Huatulco.

En el capítulo 11 se presenta un resumen de los hallazgos encontrados en este estudio y las conclusiones, así como los posibles enfoques de trabajos futuros a raíz de la investigación realizada, y en el capítulo 12, se enlistan las referencias bibliográficas sobre las cuales se fundamenta este trabajo.

## 2. HIPÓTESIS

Tomando como referencia los estudios geológicos de paleotsunamis a lo largo del litoral de Guerrero, Oaxaca y Chiapas que se han publicado, así como la información histórica de la afectación que causó el tsunami de 1787 (e.g. Sánchez y Farreras, 1993; Suárez y Albini, 2009), se espera que la distribución de alturas de ola de tsunami, así como los escenarios de inundación de las simulaciones numéricas realizadas con fallas de deslizamiento heterogéneo como fuente, concuerden de mejor manera que usando un modelo de deslizamiento homogéneo, con las evidencias de paleotsunamis reportados en la literatura para la región de estudio.

Por otro lado, las interacciones entre las olas de tsunami incidentes con la geomorfología de la plataforma continental y la línea de costa pueden resultar en el entrampamiento y amplificación de las alturas de ola, derivando en un comportamiento de resonancia. De manera particular, esta característica causa modificaciones en la altura y periodo de las ondas (e.g., Rabinovich *et al.*, 2006; Horrillo *et al.*, 2006; Geist, 2018). A su vez, la resonancia de la plataforma continental puede afectar la tasa de decaimiento de energía del tsunami aumentando su tiempo de actividad (e.g., Rabinovich *et al.*, 2006). Este tipo de interacciones tienen lugar en el golfo de Tehuantepec debido a las características geomorfológicas de la plataforma continental en esta zona, como fue propuesto por Melgar y Ruíz-Ángulo (2018) debido al aumento del tiempo de actividad de las ondas del tsunami generadas por el sismo del 8 de septiembre de 2017 en esta área.

### **3. ANTECEDENTES**

Un tsunami o maremoto es un tren de ondas generadas por un movimiento brusco de la columna de agua que puede ocurrir en el mar, en lagos o cualquier reservorio de agua. Los sismos son la principal fuente generadora de estas ondas, aunque existen otros fenómenos tsunamigénicos como las erupciones de volcanes sumergidos, impacto de meteoritos, deslaves cercanos a la costa o submarinos, rompimiento de glaciares, o explosiones nucleares. Los tsunamis se pueden clasificar de acuerdo con la distancia de viaje con respecto a la zona de generación. Por ejemplo, un tsunami cercano es aquel que se espera que arribe a las costas en un lapso de 20 a 40 minutos después de ocurrido el sismo, mientras que un tsunami lejano puede tardar en llegar horas e incluso días a la zona de interés (Mostafizi *et al.*, 2019). En este apartado, se hace una recopilación de los trabajos publicados sobre tsunamis cercanos en la costa del Pacífico mexicano generados por sismos en la trinchera mesoamericana.

Entre los primeros autores en elaborar un compendio de los tsunamis que han arribado a tierras mexicanas, están Sánchez y Farreras (1993), quienes reúnen la información existente de fuentes históricas y datos de registros mareográficos que se tienen en relación con tsunamis de la costa oeste de México. De acuerdo con este catálogo, hubo aproximadamente 34 eventos de tsunami de origen local generados en el Pacífico mexicano desde 1537, y casi 70 que golpearon las costas del Pacífico, tomando en cuenta eventos históricos poco documentados (García y Suárez, 1996).

Se han realizado estudios geológicos en sedimentos de humedales y lagunas costeras en Guerrero, donde se han encontrado evidencias de paleotsunamis con origen asociado a la trinchera mesoamericana (Ramírez-Herrera *et al.*, 2005; Ramírez-Herrera *et al.*, 2007; Ramírez-Herrera *et al.*, 2011). A su vez, se han realizado análisis de eventos de tsunami recientes, como el del sismo del 22 de junio de 1932 (M 6.9) conocido como el “Tsunami de Cuyutlán”, para el área de Jalisco-Colima (Okal y Borrero, 2011; Corona y Ramírez-Herrera, 2012). Este tsunami fue mayor que el generado por el sismo principal del 3 de junio de 1932 (M 8.2), por lo que al evento del 22 de junio se le ha calificado como “sismo tsunami” (Okal y Borrero, 2011).

En relación con Oaxaca, se estima que el sismo de San Sixto (1787) es el más grande que ha ocurrido en la región (Núñez-Cornú y Ponce, 1989; Suárez y Albini, 2009). Este evento tuvo una magnitud aproximada de 8.6, calculada a partir de registros históricos de los daños en las comunidades, y que son trasladados a la escala de intensidades de Mercalli. Tanto la localización y longitud de la falla fue estimada a partir del mapa de las intensidades reportadas, cuyos límites han sido situados entre las ciudades de Ometepec, Gro. y Tehuantepec, Oax. Posteriormente, con las relaciones de escala entre el área de la falla y magnitud de Wells y Coppersmith (1994), se obtiene una magnitud aproximada del evento sísmico (Suárez y Albini, 2009). Con respecto a este sismo, se tienen reportes de un tsunami significativo que afectó las costas de Oaxaca y Guerrero (Suárez, 1986; Sánchez y Farreras, 1993; García y Suárez, 1996; Núñez-Cornú *et al.*, 2008; Suárez y Albini, 2009).

Más recientemente, se realizaron excavaciones en la planicie costera de la laguna de Corralero, Oaxaca, al sur de Pinotepa Nacional, en busca de depósitos de tsunami (Ramírez-Herrera *et al.*, 2020). En reportes históricos se menciona que esta zona fue afectada por el tsunami generado por el sismo de San Sixto. Durante la investigación, se realizaron excavaciones en las cuales encontraron depósitos de arena a 1.5 km tierra adentro, que corresponden a dos eventos de inundación costera y fueron datados por radiometría. Con lo anterior, el depósito más reciente fue fechado entre el periodo de 1771 y 1804, por lo que se concluyó que corresponde al tsunami de 1787, el segundo depósito fue fechado entre 1569 y 1630, aunque no existen registros de tsunamis entre estos años, podría estar relacionado con el sismo ocurrido en 1537 en las costas de Guerrero.

En cuanto a modelaciones numéricas de tsunami, existe un estudio publicado en el que se realizó una modelación del tsunami de 1787 (Núñez-Cornú *et al.* 2008) usando como fuente una falla sísmica con deslizamiento homogéneo situada frente a la laguna de Corralero, Oax. La geometría de la falla es de 120 km de largo y 90 km de ancho y el rango de deslizamiento de la ruptura fue de 5 a 9 m. Este estudio ha sido la única modelación del tsunami de 1787 publicada a la fecha, y la posición de la falla usada como fuente, difiere de la reportada por Suárez y Albini (2009) publicada un año después.

Por otro lado, Melgar y Ruíz-Ángulo (2018), realizaron una simulación del tsunami generado por el sismo de Tehuantepec  $M_w$  8.2 de falla normal ocurrido en 2017. En este trabajo, se

utilizó como fuente un modelo de deslizamiento heterogéneo calculado a partir de una inversión conjunta del movimiento durante el sismo realizada con datos de GPS, mareógrafos y sensores de presión oceánicos. Los resultados de este trabajo resaltan un comportamiento de resonancia de las ondas de tsunami dentro del golfo de Tehuantepec; lo cual, aumenta su tiempo de actividad.

Se han hecho evaluaciones acerca del riesgo por impacto de tsunamis por parte del gobierno mexicano, en conjunto con unidades de Protección Civil; y se encuentran publicadas en compendios estatales y municipales, integrados al Atlas Nacional de Riesgos (ANR). No obstante, dichos esfuerzos sólo mencionan la posibilidad de ocurrencia de tales fenómenos o establecen zonas de riesgo con base en cotas de altimetría y/o en características geomorfológicas de las playas.

## 4. JUSTIFICACIÓN

Debido a la ausencia de grandes eventos sísmicos y al déficit de deslizamiento observado con GPS en la región en la que se encuentra la dorsal de Tehuantepec, este segmento es considerado una brecha sísmica madura con un fuerte acoplamiento entre la placa de Cocos y de Norteamérica, en la que se está acumulando energía sísmica, lo que abre la posibilidad de ocurrencia de un evento de subducción grande con consecuencias devastadoras (Suárez *et al.*, 2019). Considerando la tendencia de recurrencia de sismos de subducción, se utiliza como referencia el evento sísmico de 1787 (M~8.6) como fuente tsunamigénica para la realización de este estudio regional.

Cabe señalar que el cinturón de fuego del Pacífico es la franja donde se genera el mayor número de sismos a nivel global, y en muchos casos, estos sismos son generadores de tsunamis, contribuyendo al 74% de los ocurridos en el mundo. El resto de los tsunamis tienen origen en el Mar Mediterráneo (15%), en el Mar Caribe y océano Atlántico (7%), en el océano Índico (6%) y en el Mar Negro (1%) (*National Weather Service website*).

Dado lo anterior, existe un peligro latente ante la ocurrencia de eventos de tsunami de origen local en el Pacífico sur mexicano, pese a esto, los esfuerzos realizados para caracterizar y evaluar estos fenómenos a nivel regional han sido escasos. Además, no se han implementado las nuevas herramientas disponibles para evaluar el peligro ante tsunamis en la región, como el uso de fuentes sísmicas con deslizamiento heterogéneo. A pesar de que no se puede predecir de manera exacta cuándo y con qué magnitud podría ser el siguiente sismo en la región, es posible estudiar eventos pasados, como el sismo de San Sixto de 1787, con las herramientas actuales para pronosticar las afectaciones potenciales que generaría un tsunami en la zona costera. Por lo cual, en el presente trabajo se propone la implementación de fallas sísmicas con deslizamiento heterogéneo, modeladas mediante métodos estocásticos, y con deslizamiento homogéneo, para realizar simulaciones del tsunami de 1787 en la costa del Pacífico sur mexicano, lo que permite evaluar el peligro a nivel regional ante la repetición de un evento similar.

## **5. OBJETIVOS**

### **5.1 OBJETIVO GENERAL**

- Identificar las zonas con mayor riesgo de inundación ante eventos de tsunami generados por sismos, a partir de simulaciones del tsunami generado por el sismo de San Sixto de 1787 (~M8.6) utilizando fallas de deslizamiento homogéneo y heterogéneo en el Pacífico sur mexicano.

### **5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Obtener las alturas de ola máximas a lo largo de la costa del Pacífico sur mexicano a través de la evaluación de las simulaciones de tsunami realizadas con los modelos de deslizamiento homogéneo y heterogéneo.
- Realizar escenarios de inundación por eventos de tsunami en localidades de interés de la costa de Oaxaca.
- Identificar las zonas de peligro a partir de las zonas de inundación y las alturas de run up obtenidas en los escenarios de localidades específicas.

## **6. MARCO TEÓRICO**

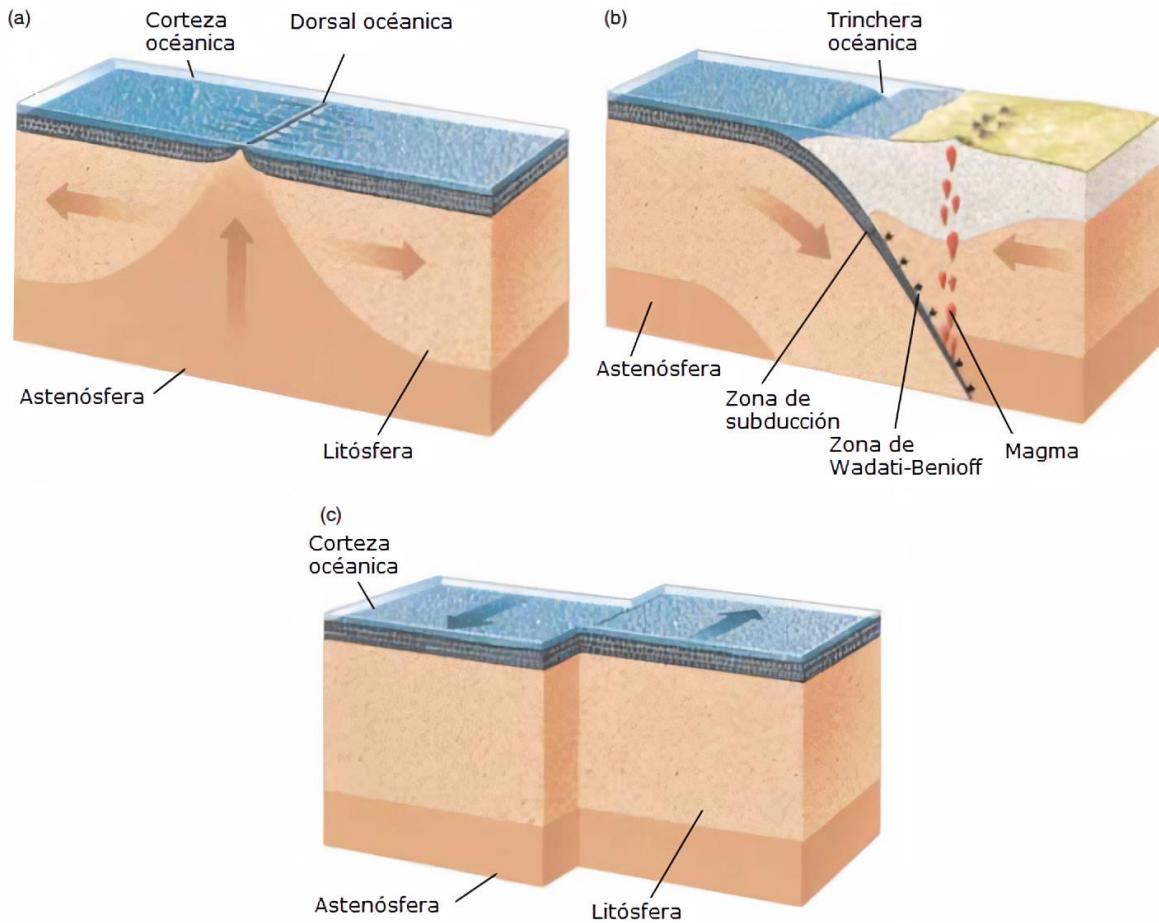
En este capítulo se abordarán los conceptos esenciales sobre la terminología empleada en Metodología y Resultados. Resulta importante mencionar que se va a estar hablando de dos fenómenos que guardan una estrecha relación, sismos y tsunamis, que ocurren en medios y escalas muy diferentes, y es por esta razón que el Capítulo se divide en dos secciones principales: Sismos y Tsunamis.

### **6.1 SISMOS**

#### *6.1.1 LÍMITES DE PLACAS TECTÓNICAS*

De acuerdo con la tectónica de placas, los límites entre las placas se clasifican conforme a sus interacciones en divergentes (ej. Dorsal meso-atlántica), convergentes (ej. Trinchera mesoamericana) y transcurrentes (ej. Falla de San Andrés) (Fig. 1). En los límites de placa convergentes existe una colisión entre dos placas tectónicas, de lo cual pueden resultar diferentes estructuras dependiendo del tipo de placas envueltas en la convergencia (oceánica-oceánica, oceánica-continental o continental-continental). De las dos primeras se deriva la destrucción de la placa más densa por debajo de la placa menos densa, a las regiones en que ocurre esto se les conoce como zonas de subducción. Los límites de placa convergentes marinos están asociados con la presencia de trincheras, que son las partes más profundas que alcanza el piso oceánico en la subducción, donde termina siendo destruido (Kious y Tilling, 1996; Sverdrup *et al.*, 1984).

La actividad sísmica en estas regiones ocurre tanto en la zona de la trinchera como a gran profundidad, formando el plano de Wadati-Benioff, el cual es una región sísmica que se produce por la interacción de la placa oceánica descendente con la placa continental (USGS; Stein y Wysession, 2003). La profundidad máxima donde ocurren sismos está sujeta a las propiedades elásticas de la litósfera, es decir, a mayor profundidad la temperatura aumenta y las rocas tienen un comportamiento dúctil y frágil, cambian de un comportamiento elástico a un comportamiento plástico donde fluyen y no soportan deformación.



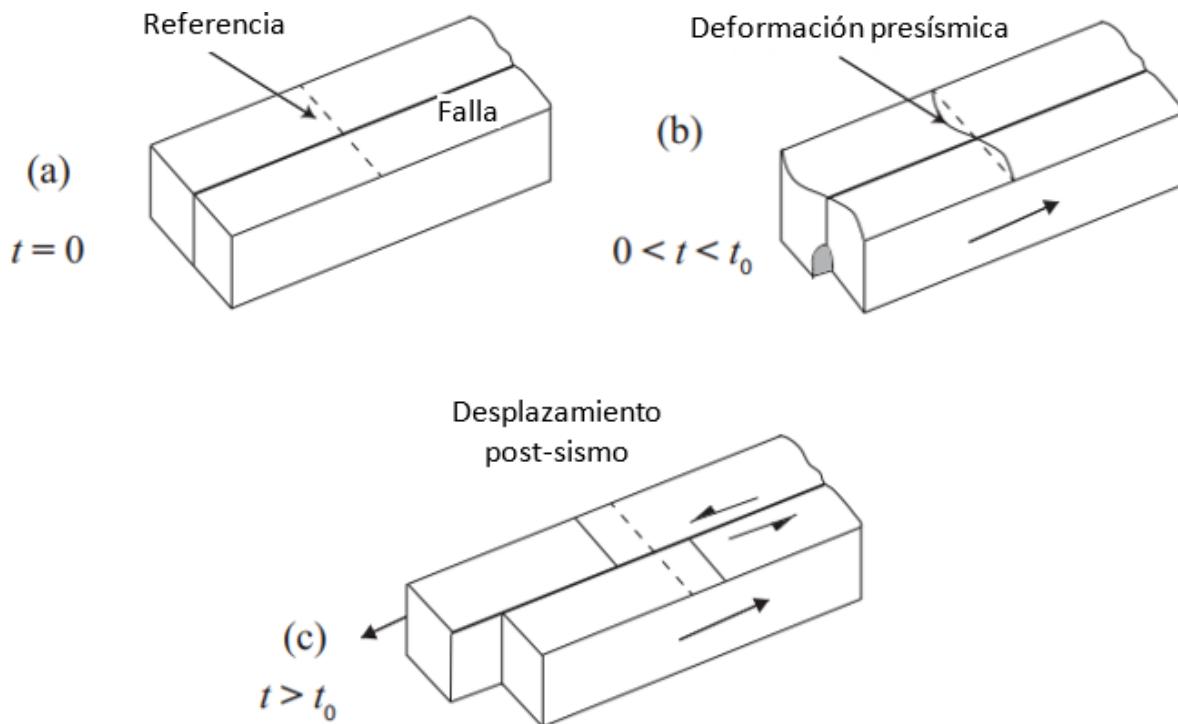
**Figura 1.** Movimiento asociado con los diferentes tipos de límites de placas y estructuras geológicas asociadas. a) Límite divergente, se forma una nueva litósfera a partir de la astenosfera. b) Límite convergente, si una placa oceánica converge con una placa continental ocurre subducción, se forma una trinchera y una zona sísmica llamada zona de Wadati-Benioff. c) Límite de transformación, las placas se deslizan horizontalmente de manera opuesta con respecto a una falla. (Modificado de Thompson y Turk, 1998).

#### 6.1.2 GENERACIÓN DE LOS SISMOS

Los sismos ocurren en fallas en las que un bloque se mueve con respecto a otro, y de manera típica, tienen lugar en fallas en las cuales ha habido movimiento en el pasado (Stein y Wysession, 2003). La teoría del rebote elástico propuesta por Reid presenta una simplificación de la forma en que se genera el fallamiento que da origen a los sismos. En este modelo los bloques de una falla se mueven uno con respecto al otro, pero debido a la fricción entre éstos, existe un enganchamiento que evita que los bloques continúen su movimiento,

dando lugar a la deformación del material. Con el tiempo, el esfuerzo acumulado en la roca es mayor a la que esta puede resistir; en consecuencia, existe una ruptura que da lugar a un deslizamiento súbito, teniendo como resultado la generación de un sismo (Fig. 2) (Stein y Wysession, 2003; Udías *et al.*, 2014).

De manera general, los sismos más grandes tienen lugar en los límites de placas y tomando como referencia a la teoría del rebote elástico, es posible establecer un ciclo sísmico con tres etapas. La etapa intersísmica es el periodo en el que se acumula esfuerzo porque la falla se encuentra enganchada y durante esta etapa, antes de la ruptura, pueden existir sismos pequeños. La siguiente etapa es la cosísmica, y como su nombre indica ocurre al momento del sismo por un deslizamiento en la falla en el cual se libera el esfuerzo acumulado en forma de ondas sísmicas que se propagan de manera radial a partir de la fuente sísmica. La tercera etapa es la fase postsísmica, en la que se generan réplicas del evento sísmico principal debidas al reacomodo de materiales deformados durante la etapa cosísmica; esta fase tiene una duración del orden de años hasta que la falla entra de nuevo, en la etapa intersísmica (Stein y Wysession, 2003).



**Figura 2.** Modelo de la teoría del rebote elástico. (Modificado de Udías *et al.*, 2014).

Las ondas sísmicas son ondas elásticas generadas por una fuente, como un sismo o una explosión, y pueden viajar por la superficie terrestre o por el interior de la Tierra (USGS). El paso de estas ondas a través del medio produce deformaciones. El foco o hipocentro de un sismo es el punto en el que inicia la ruptura y desde el cual se irradia la energía liberada en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas (Stein y Wysession, 2003; Udías *et al.*, 2014). Estas ondas se estudian desde el enfoque de la mecánica continua, en la que se describe el comportamiento de un material deformable continuo, conformado por partículas acopladas de tal forma que la densidad, fuerza y desplazamiento pueden ser considerados como funciones diferenciables continuas (Stein y Wysession, 2003).

Existen dos fuerzas que pueden actuar en un medio como el descrito: las fuerzas de cuerpo, que son aquellas que actúan sobre el objeto sin necesidad de contacto, y que resultan en una fuerza neta proporcional al volumen de este; y las fuerzas de superficie, las cuales actúan en contacto con el área superficial del objeto, causando una fuerza neta proporcional a su área superficial. Los términos que describen a las fuerzas aplicadas al objeto pueden ser agrupados en el tensor de esfuerzos  $\sigma_{ji}$ . Ahora, si los esfuerzos se aplican a un material no rígido, los puntos dentro de este se moverán unos con respecto a los otros, lo cual resulta en la deformación del mismo. Los esfuerzos y deformaciones para un material linealmente elástico se relacionan por la ecuación constitutiva o ley de Hooke (Stein y Wysession, 2003) (Ec. 1).

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl}. \quad (1)$$

Donde  $c_{ijkl}$  es el módulo de elasticidad y  $e_{kl}$  es el tensor de deformaciones en notación indicial. El módulo elástico es quien describe las propiedades del medio de propagación de las ondas sísmicas.

Ahora bien, si consideramos una región homogénea dentro de un material elástico, y asumimos que no contiene fuente de ondas sísmicas, la relación entre los esfuerzos y desplazamientos está dada por la ecuación de movimiento homogénea. La segunda ley de Newton  $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$  se puede escribir en notación indicial a partir de los desplazamientos como:

$$\sigma_{ij,j}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2}, \quad (2)$$

donde  $u_i(x, t)$  es el desplazamiento de las ondas sísmicas en la dirección  $i$  que corresponde a  $x$ . Entonces, con las dos ecuaciones anteriores podemos modelar la propagación de ondas sísmicas en un medio homogéneo o heterogéneo.

#### 6.1.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS

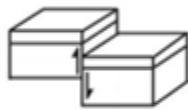
Los sismos pueden ocurrir por causas naturales o artificiales. Los sismos de origen natural liberan una mayor cantidad de energía, por lo que sus efectos en la superficie son mayores; y pueden ser tectónicos, volcánicos y de colapso (por derrumbamientos en cavernas y minas). Dentro de los sismos tectónicos se pueden definir dos clases: los interplaca, que son ocasionados por la fricción en las zonas de contacto entre las placas, y tienen lugar en profundidades de 15 a 35 km, y los intraplaca, que tienen lugar en la parte interna de las placas a consecuencia de deformaciones corticales, aunque son menos frecuentes que los interplaca y pueden ocurrir a profundidades similares a los interplaca o mayores (Gutiérrez *et al.*, 2001).

A su vez, se pueden clasificar según la profundidad en la que ocurre la ruptura, siendo: someros, aquellos que se generan a menos de 70 km de profundidad; intermedios, de 70 a 300 km de profundidad y profundos a más de 300 km (Stein y Wysession, 2003). Por otro lado, según el tipo de falla, se pueden clasificar de acuerdo con el movimiento durante la ruptura (Fig. 3); las fallas de rumbo, en las que el movimiento es horizontal y las fallas de echado, donde, en una sección transversal el movimiento ocurre en el plano inclinado. Las fallas de echado se dividen en fallas normales, con el bloque de techo deslizándose hacia abajo con respecto al bloque de piso, y en las fallas inversas, en las que el movimiento ocurre en la dirección contraria. Este último tipo de falla es característico de las zonas de subducción (Udías *et al.*, 2014).

Falla



Deslizamiento transformante



Deslizamiento vertical



Deslizamiento inverso



Deslizamiento normal

**Figura 3.** Tipos de fallas y mecanismos focales asociados. (Modificado de Udíás *et al.*, 2014).

## 6.2. TSUNAMIS

### 6.2.1 ONDAS OCEÁNICAS

El término tsunami es un vocablo de origen japonés que significa “ola de puerto”, aunque se utiliza para designar a las ondas gravitacionales generadas por alteraciones en la superficie libre del océano. Los tsunamis tienen longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros, y períodos entre 15 y 40 minutos (Steward, 2008). Su origen puede deberse a distintas fuentes, generalmente relacionadas a perturbaciones del piso oceánico, como lo son: sismos, derrumbes en la costa o submarinos, erupciones volcánicas, impactos de meteoritos, entre otros (Talley *et al.*, 2011). En las zonas de subducción es donde ocurren los sismos de mayor magnitud cuyo movimiento generador es una falla de tipo inverso, lo cual resulta en un desplazamiento vertical significativo del piso oceánico dando origen a la mayoría de los tsunamis de origen sísmico (Geist y Oglesby, 2014).

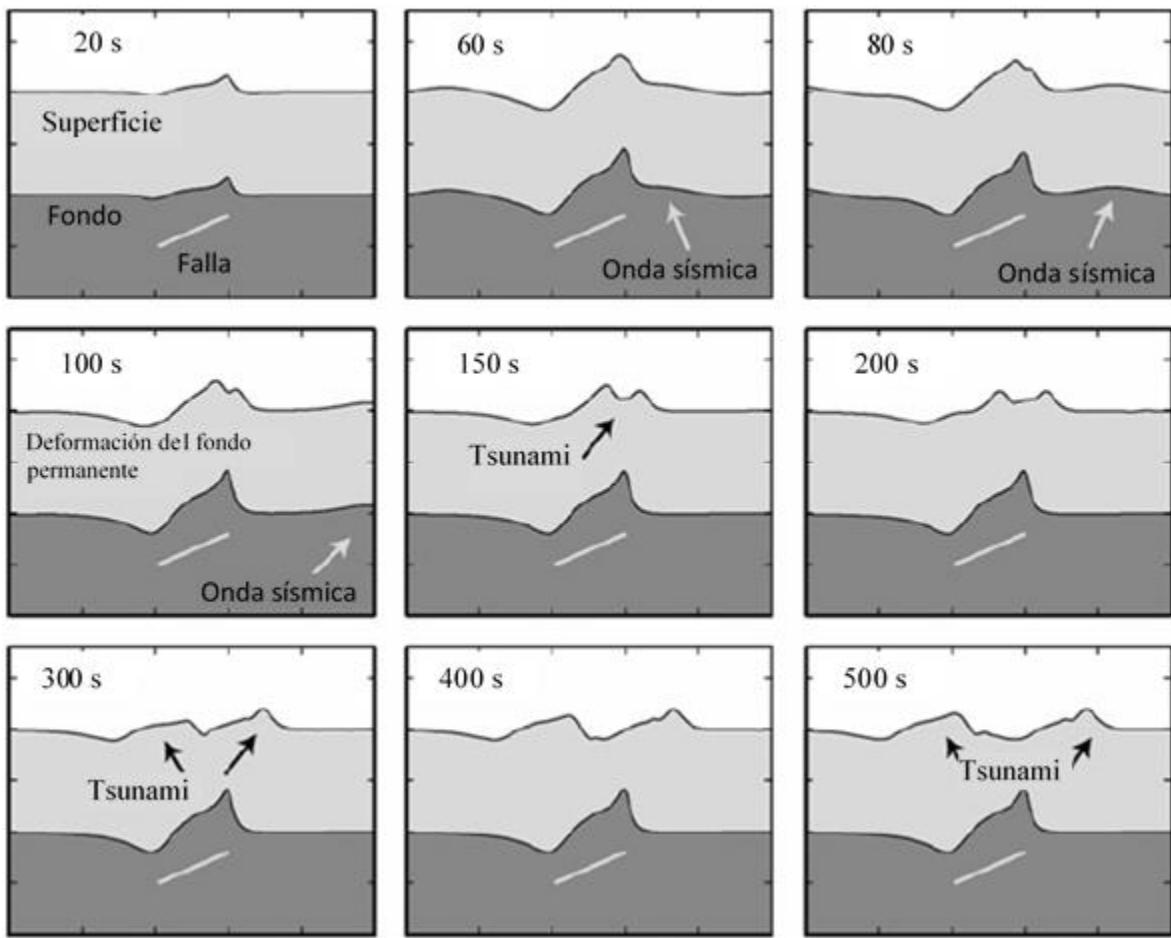
### *6.2.2 GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DE UN TSUNAMI*

Cuando ocurre un sismo de falla inversa en las zonas de subducción, ocurren deformaciones verticales hacia arriba (levantamiento) y hacia abajo (subsistencia) en el piso oceánico, y la parte del talud y litoral del continente. Esta deformación, es trasladada a la columna de agua, la cual también presenta un levantamiento vertical entre 30 y 60 s después de la ocurrencia del sismo. Este estado se mantiene por poco tiempo, debido a que la gravedad actúa como fuerza restauradora haciendo colapsar la superficie del mar, lo que transfiere una gran cantidad de energía potencial al océano (Ec. 3), entre 100 y 200 s después del sismo (LeVeque *et al.*, 2011; Saito, 2019).

$$\text{Energía potencial} = \iiint_0^{\eta(x,y)} \rho g z \, dz \, dx \, dy = \iint \frac{1}{2} \rho g \eta^2(x, y) \, dx \, dy, \quad (3)$$

donde  $\rho$  es la densidad del agua,  $g$  es la constante gravitacional,  $\eta(x, y)$  es el desplazamiento de la superficie del agua con respecto al nivel del mar (altura de la ola),  $x$  y  $y$  son las coordenadas cartesianas en la dirección horizontal y  $z$  en la dirección vertical.

El colapso de este volumen de agua causa el desplazamiento masivo de agua en la dirección horizontal, formando las ondas de tsunami (Fig. 4). Este proceso, puede ser descrito como una onda superficial propagándose a través de un fluido incompresible con una superficie libre regida por la gravedad (Saito, 2019).



**Figura 4.** Generación y propagación de un tsunami debido al desplazamiento ocasionado por una ruptura sísmica de fallamiento inverso. (Modificado de Saito, 2019).

De manera general, debido a que las longitudes de onda de la mayoría de los tsunamis generados por procesos tectónicos son más grandes que la profundidad promedio de la cuenca oceánica, se usan las ecuaciones de aguas someras para describir cómo se propagan las olas del tsunami, y como consecuencia, la velocidad de propagación queda gobernada por la profundidad de la columna de agua. Primeramente, las ecuaciones de aguas someras en su forma más general, para un sistema no lineal con leyes de conservación hiperbólicas para la profundidad y momento en 1-dimensión, quedan expresadas como (LeVeque *et al.*, 2011):

$$\left. \begin{aligned} h_t + (hu)_x &= 0, \\ (hu)_t + (hu^2 + \frac{1}{2}gh^2)_x &= -ghB_x, \end{aligned} \right\} (4)$$

donde,  $h(x, t)$  es la profundidad del fluido,  $u(x, t)$ , es la velocidad horizontal del agua promediada en la vertical,  $hu$ , es el momento y  $B(x)$ , es la topografía referida con respecto al nivel medio del mar. El momento es constante a lo largo de la onda, que también se puede ver como el flujo de masa. De esta forma,  $B < 0$  corresponde a la batimetría y  $B > 0$  es la topografía. Sin embargo, se debe considerar la topografía dependiente del tiempo debido a que la mayoría de los tsunamis son generados por el movimiento del piso oceánico,  $B(x, t)$ .

Las ecuaciones anteriores pertenecen a la clase más general de sistemas hiperbólicos,

$$q_t + f(q)_x = \psi(q, x), \quad (5)$$

donde  $q(x, t)$  es el vector de las variables desconocidas,  $f(q)$ , es el vector de los flujos correspondientes y  $\psi(q, x)$ , es el vector de los términos fuente:

$$q = \begin{bmatrix} h \\ hu \end{bmatrix}, \quad f(q) = \begin{bmatrix} hu \\ hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 \end{bmatrix}, \quad \psi = \begin{bmatrix} 0 \\ -ghB_x \end{bmatrix} \quad (6)$$

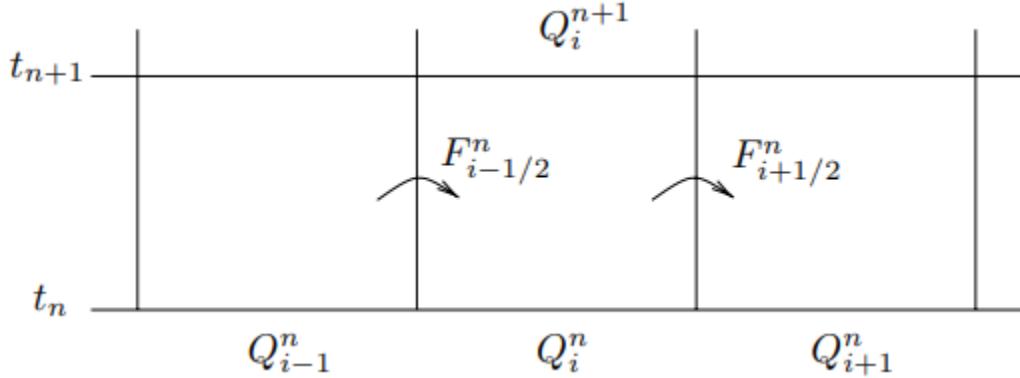
Por otra parte, las soluciones numéricas de estas ecuaciones permiten la realización de simulaciones de la propagación de un tsunami para su estudio. Un ejemplo de estas soluciones es el método de volúmenes finitos, el cual resuelve sistemas hiperbólicos de la forma presentada en (5) de manera satisfactoria, además de que puede ser aplicado en mallas regulares de geometría rectangular y en mallas no estructuradas (LeVeque *et al.*, 2011). En el régimen de 1-dimensión, este método se basa en subdividir el dominio espacial en intervalos, es decir, los “volúmenes finitos” (también llamados celdas), y seguir la aproximación de la integral de  $q$  (Ec. 6) en cada uno de los volúmenes o celdas. En cada paso de tiempo se actualizan estos valores usando aproximaciones del flujo a través del límite superior de los intervalos. Denotemos la  $i$ -ésima celda como,

$$C_i = [x_{i-1/2}, x_{i+1/2}], \quad (7)$$

como se muestra en la Figura 9, la solución numérica  $Q_i^n$  (Ec. 8) es una aproximación al valor promedio de la solución en la  $i$ -ésima celda al tiempo  $t_n$ :

$$Q_i^n \approx \frac{1}{V_i} \int_{C_i} q(x, t_n) dx, \quad (8)$$

donde  $V_i = x_{i+1/2} - x_{i-1/2}$ , es el volumen de la celda (en una dimensión esto es simplemente la longitud).



**Figura 5.** Ilustración del método de volúmenes finitos para el cálculo del promedio de celda  $Q_i^n$  a través del flujo de los límites de la celda en un espacio  $x - t$ . (Tomado de LeVeque, 2002).

El algoritmo de propagación de onda actualiza la solución numérica de  $Q_i^n$  a  $Q_i^{n+1}$  resolviendo el problema de Riemann en  $x_{i-1/2}$  y  $x_{i+1/2}$ , que son los límites de  $C_i$ , y usando la estructura de onda resultante del problema de Riemann para determinar la actualización numérica. Para las leyes de conservación en un sistema homogéneo,  $q_t + f(q)_x = 0$ , este método queda en su forma conservativa como:

$$Q^{n+1} = Q_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} (F_{i+1/2}^n - F_{i-1/2}^n), \quad (9)$$

donde  $F_{i-1/2}^n$  es un flujo numérico que se aproxima al promedio de tiempo del flujo verdadero ( $q$ ) a lo largo del límite izquierdo de celda ( $C_i$ ) en el intervalo:

$$F_{i-1/2}^n \approx \frac{1}{\Delta t} \int_{t_n}^{t_{n+1}} f(q(x_{i-1/2}, t)) dt. \quad (10)$$

Sin embargo, como los esquemas unidimensionales dependen de las condiciones del fluido y en ocasiones llevan a resultados incorrectos, para obtener el modelo de la propagación de tsunamis, se resuelven las ecuaciones de aguas someras en 2-dimensiones:

$$\left. \begin{aligned} h_t + (hu)_x + (hv)_y &= 0, \\ (hu)_t + \left( hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 \right)_x + (huv)_y &= -ghB_x, \\ (hv)_t + (huv)_x + \left( hv^2 + \frac{1}{2}gh^2 \right)_y &= -ghB_y, \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

donde  $u(x, y, t)$  y  $v(x, y, t)$ , son las velocidades del agua promediadas en la vertical, para las dos direcciones horizontales y  $B(x, y, t)$ , la topografía. Así, la elevación superficial del océano,  $\eta(x, y, t)$ , queda como:

$$\eta(x, y, t) = h(x, y, t) + B(x, y, t). \quad (12)$$

Igualmente, para los sistemas hiperbólicos en 2-dimensiones, la ecuación queda de la forma:

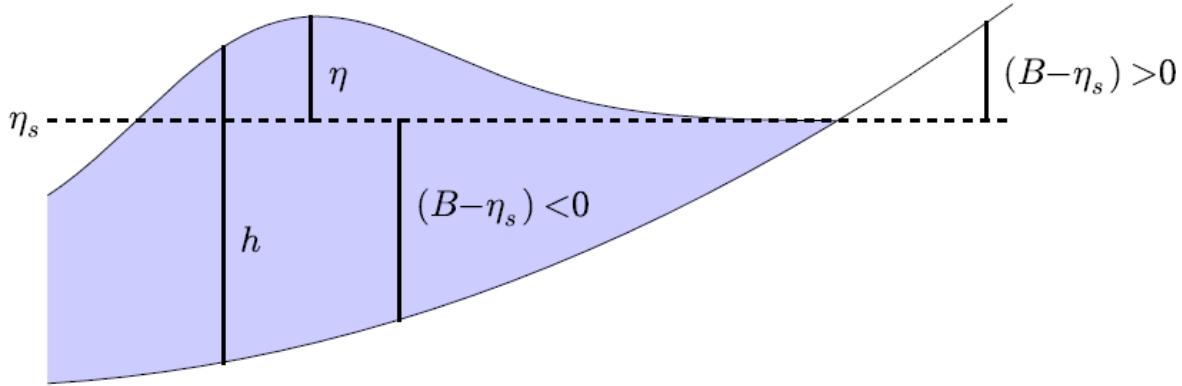
$$q_t + f(q)_x + g(q)_y = \psi(q, x, y), \quad (13)$$

así,  $q$  se resuelve para una malla cuadrilátera lógicamente rectangular, cuyas celdas poseen índices  $(i, j)$ , y cada celda tiene cuatro celdas vecinas. En este caso,  $Q_{ij}^n$  es una aproximación al valor promedio de la solución en la celda  $C_{ij}$ , reescrita como:

$$Q_{ij}^n \approx \frac{1}{V_{ij}} \int_{C_{ij}} q(x, y, t_n) dx dy, \quad (14)$$

donde  $V_{ij}$ , es el área de la celda que, para una malla cartesiana, queda simplemente como  $V_{ij} = \Delta x \Delta y$ . Los algoritmos usados para la propagación de ondas se describen a detalle en LeVeque (2002).

En cuanto al estudio de los efectos del tsunami en la costa, se consideran como un problema de límite libre donde la interfase agua-tierra no está fijo y donde los valores de la variable  $h$  nos indicarán si es agua ( $h > 0$ ) o si es tierra ( $h = 0$ ). En la Figura 5, se muestra un esquema ilustrativo de las componentes antes mencionadas.



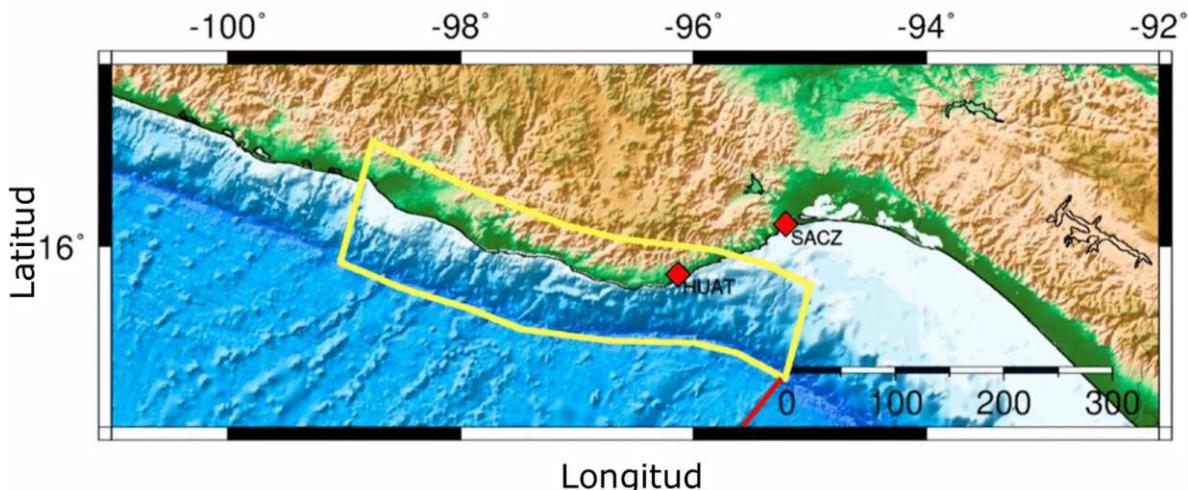
**Figura 6.** Esquema de los componentes que describen las ondas de tsunami a partir de las ecuaciones de aguas someras en una dimensión: profundidad de la columna de agua,  $h(x, t)$  y la elevación superficial del océano,  $\eta(x, t) = B(x, t) + h(x, t)$ . El término  $\eta_s$  denota el nivel medio de la superficie oceánica. (Tomado de LeVeque *et al.*, 2011).

Por otra parte,  $c = \sqrt{gh}$  es la velocidad de onda de gravedad para tsunamis, con las ecuaciones de aguas someras en 2-dimensiones, se describe la propagación de las ondas en cualquier dirección, pero la velocidad de propagación sigue siendo relativa a la velocidad del fluido de la forma  $\sqrt{gh}$ . Para un tsunami propagándose en el océano, la velocidad del fluido es relativamente pequeña con respecto a  $\sqrt{gh}$ , por lo que la velocidad de propagación depende principalmente de la profundidad. A una profundidad de 4000 m, la velocidad de propagación es cercana a 200 m/s, similar a la velocidad de un avión comercial, y conforme la profundidad disminuye, al acercarse a las plataformas continentales, también disminuye la velocidad de onda. Así, a una profundidad de 100 m, la velocidad de propagación es de ~30 m/s.

Eventualmente, conforme los tsunamis se aproximan a la costa, existen distintas medidas que son de utilidad al momento de cuantificar su tamaño. La zona de inundación es la máxima extensión horizontal que alcanza el tsunami sobre la línea de costa. La inundación causada por tsunamis causa grandes daños y genera depósitos de tsunami en la zona costera. Mientras que el *run up*, es la extensión vertical máxima de las olas del tsunami en la zona de inundación, con referencia al nivel medio del mar en el momento que ocurre el tsunami y es un proceso no lineal (Dias *et al.*, 2014; Saito, 2019).

## 7. ÁREA DE ESTUDIO

La región evaluada en este trabajo se localiza en la costa sur del Pacífico mexicano, dentro del margen de la trinchera mesoamericana, abarcando el litoral de Oaxaca y Chiapas, y la costa occidental de Guerrero; entre los  $-101^{\circ}$  a  $-92^{\circ}$  de longitud y entre los  $14.5^{\circ}$  a  $17.5^{\circ}$  de latitud (Fig. 6).



**Figura 7.** Área de estudio en la que se llevaron a cabo las simulaciones de tsunamis. Los marcadores en rojo señalan a las localidades de Huatulco y Salina Cruz, en donde se realizaron evaluaciones de inundación costera. El recuadro amarillo indica el área de ruptura propuesta por Suárez y Albini para el sismo de San Sixto de 1787, ~M8.6, y la línea roja señala la dorsal de Tehuantepec. (Mapa elaborado en Generic Mapping Tools, GMT v.4.5.1).

La sismicidad y el marco tectónico en el sur de México está caracterizada por la subducción de la placa oceánica de Cocos por debajo de la litósfera de Norte América a lo largo de la trinchera mesoamericana. Esta zona muestra diferencias en su geometría y comportamiento sísmico del resto de la zona de subducción mexicana debido a la dorsal de Tehuantepec, la tasa de convergencia entre placas, la edad de la placa de Cocos y morfología del golfo de Tehuantepec (Pardo y Suárez, 1995; Suárez *et al.*, 2019).

La dorsal de Tehuantepec es una estructura lineal de  $\sim 625$  km de longitud que intercepta a la trinchera mesoamericana a  $\sim 45^{\circ}$  con respecto a la línea de costa, cerca de los  $-95^{\circ}$  de longitud (Pardo y Suárez, 1995; Manea *et al.*, 2005), una característica destacada de esta estructura es la diferencia en la batimetría de alrededor de 1000 m entre un lado y otro de la dorsal. Al

noroeste se caracteriza por una planicie abisal de entre 3500 y 3900 m de profundidad, mientras que al sureste se alcanzan profundidades de entre 4200 y 4800 m (Manea *et al.*, 2005). La máxima profundidad de la región sísmica en la zona sur de México, cerca de la dorsal de Tehuantepec es de ~200 km y el ángulo de subducción de la placa de Cocos es de aproximadamente 25° en Oaxaca, 30° en el golfo de Tehuantepec y de 40° hacia el sudeste (Rebollar *et al.*, 1999). La tasa de convergencia entre la placa de Cocos y de Norteamérica es de 6.8 cm/año al noroeste de la dorsal de Tehuantepec, 7.1 cm/año en la dorsal y de 6.6 cm/año al sureste de esta (Pardo y Suárez, 1995). Esta región se encuentra dentro de la zona de riesgo por tsunamis de origen local, en donde se han generado tsunamis destructivos a nivel regional, como es el caso del evento consecuente al sismo de San Sixto de 1787 (Sánchez y Farreras, 1993).

En el contexto del valor socioeconómico del área de estudio, se encuentran puertos de importancia industrial-comercial, dentro de los que destacan el puerto de Salina Cruz, Oaxaca y Puerto Chiapas, Chiapas; ambos son de los principales puertos de altura de México, debido a que realizan actividades de exportación (DIGAOHM). Además, en la población de Salina Cruz se encuentra la refinería petrolera “Ing. Antonio Dovalí Jaime” perteneciente a Petróleos Mexicanos. Por otro lado, existen puestos turísticos como la Administración Portuaria Integral de Huatulco, Oax. (FONATUR), teniendo este puerto una capacidad de calado de 10 a 12 m, usado principalmente por buques tipo crucero, buques de la Armada de México y de la Marina y Guardia Costera Estadounidense (DIGAOHM), o el de pesca ribereña en Puerto ángel el cual también es de importancia turística.

En este trabajo se realizaron escenarios de inundación en dos localidades de Oaxaca: Salina Cruz y Huatulco. Salina Cruz se encuentra a una altitud entre 0 y 800 m s. n. m., las características fisiográficas en esta localidad son llanuras costeras (41.52%), llanuras costeras con lomerío (30.05%), la sierra baja compleja en la zona centro-este (18.49%) y llanura costera salina (9.94%) (INEGI, 2008a). En Salina Cruz se encuentra el cauce del río de corriente perenne Tehuantepec al noreste, en esta misma zona se encuentra el río intermitente el Zanjón, el cual fluye en casi en todo su recorrido dentro del terreno de la refinería petrolera y tiene conexión con el estero La Ventosa (Gonzalez, 2007; INEGI, 2008). En la parte suroeste, se encuentran los ríos de corriente intermitente Nizaburra y El Corralito, que tienen

conexión con La Salinera (INEGI, 2008a). Otro rasgo hidrográfico de relevancia para este municipio, es la colindancia con la laguna Inferior en su frontera noreste, la cual forma parte del sistema lagunar Huave.

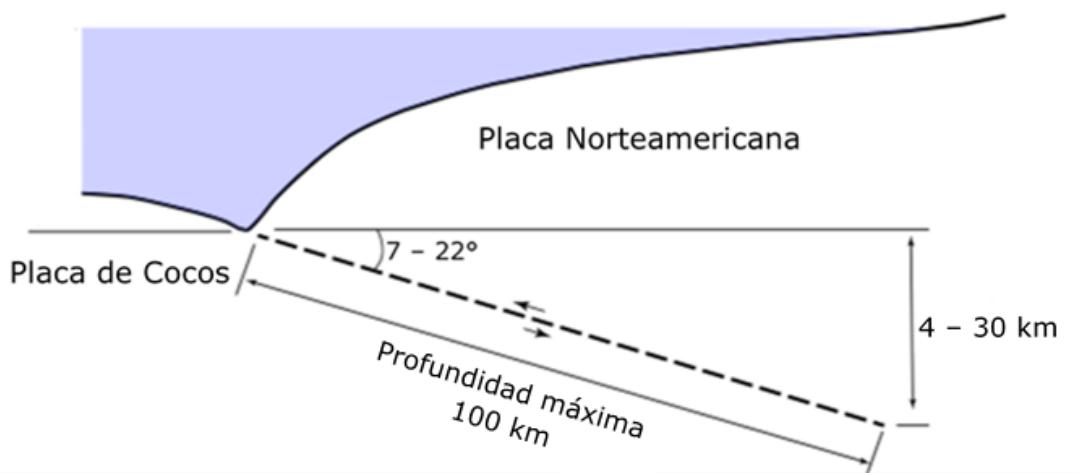
Por otro lado, Huatulco es una región con una fisiografía dada por lomeríos con llanura (54.64%), sierra baja compleja (39%), sierra alta compleja (4.26%) y sierra baja (2.10%) (INEGI, 2008b). La zona costera está conformada por una serie de bahías caracterizadas por la presencia de escarpes rocosos de composición granítica y metamórfica, resistente a la erosión. Las playas en esta zona tienen una pendiente de 3.5% y altura de 3.6 m en promedio, y una amplitud de 20 a 25 m (SECTUR, 2014). A su vez, en Huatulco se encuentran las corrientes de agua perennes de los ríos Magdalena y Huatulco que se unen y forman el río Coyula en la parte suroeste, mientras que al noreste se encuentra el cauce del río Copalita. Las corrientes de agua intermitente de oeste a este son: El Limón, Todos Santos, Cuajinicuil, El Zapote, La Pozona Súchitl, Cacalutilla y Tangolunda. Además, otro cuerpo de agua de relevancia es el estero La Salina (INEGI, 2008b).

## 8. METODOLOGÍA

En esta sección se detallan los métodos usados para la realización de las simulaciones de tsunami. Primero se abordan los pasos que se siguieron para la generación de las fallas sísmicas heterogéneas y homogéneas usadas como fuente generadora de tsunami, así como los datos implementados en la modelación de las rupturas. Seguido de esto, se detalla el programa que se empleó para la simulación de propagación de las ondas de tsunami, así como los parámetros de entrada considerados. Finalmente, se describen las modificaciones realizadas para llevar a cabo los escenarios de inundación en los puntos de interés de este estudio.

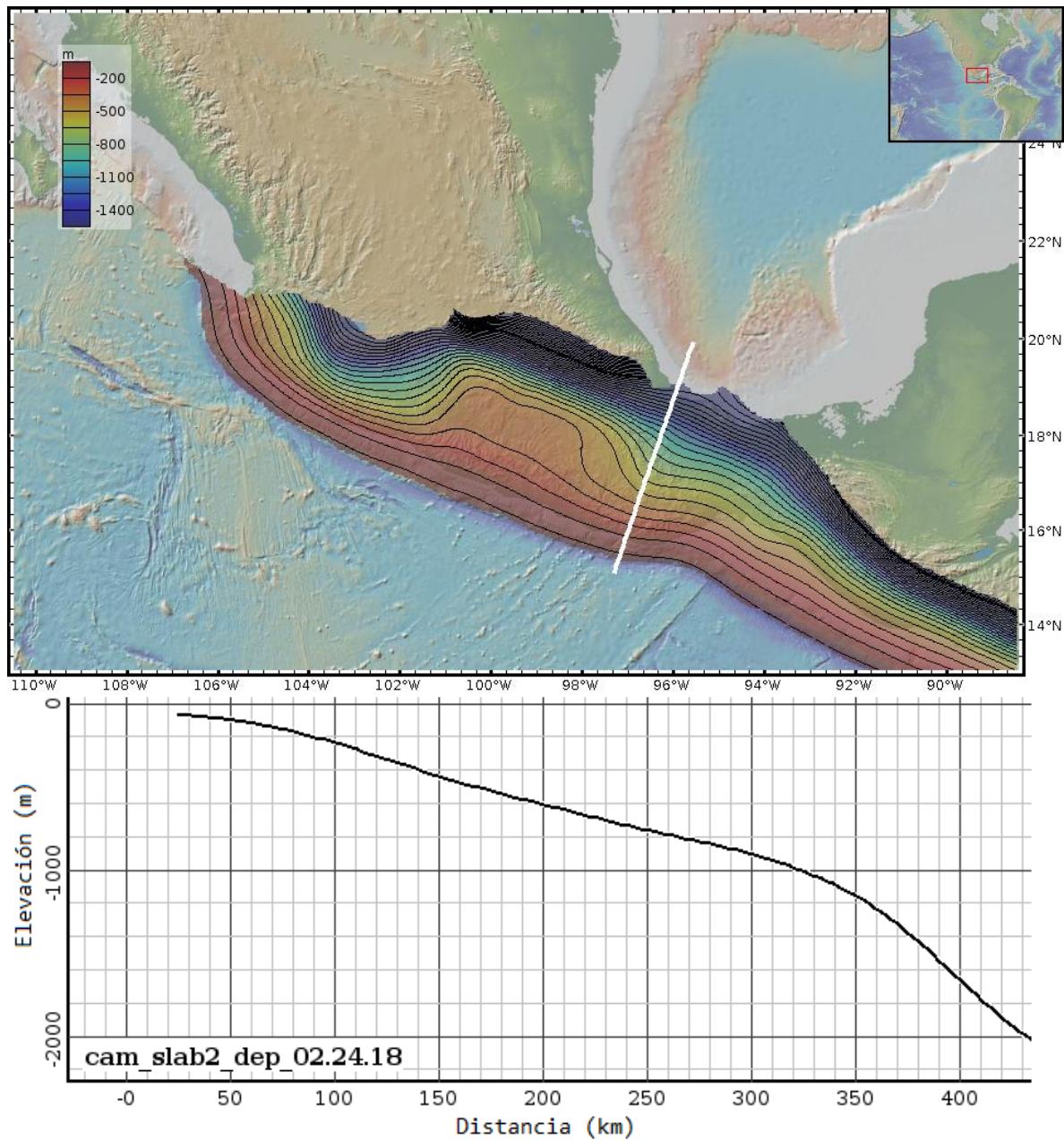
### 8.1 GEOMETRÍA DE LA FALLA SÍSMICA Y PARÁMETROS DE LA TRINCHERA

Se implementó la solución para fallas finitas con desplazamiento vertical (dip-slip) en los modelos de fallas con deslizamiento heterogéneo y homogéneo a partir del modelo propuesto por Okada (1985, 1992), para obtener un conjunto de ecuaciones para calcular los desplazamientos y deformaciones, tanto para fallas de fuente puntual como para fallas rectangulares finitas en un semi-espacio. Estos modelos fueron utilizados como fuente tsunamigénica, para que reflejaran las condiciones de una falla de tipo inverso.



**Figura 8.** Esquema simplificado de algunos parámetros del modelo de trinchera usado en la generación de fallas con deslizamiento heterogéneo y homogéneo. El ángulo de echado en el modelo de la trinchera varía entre 7° a 22°. (Modificado de Melgar *et al.*, 2019).

Para realizar los modelos de fallas sísmicas se requiere la implementación de información de la trinchera en el área de estudio. Aunque existen otros modelos como el de Pardo y Suárez (1995) para la geometría tridimensional de la trinchera mesoamericana, se utilizó un modelo tridimensional obtenido a partir del Slab 2.0 (Hayes *et al.*, 2018) (Fig. 8), debido a que este modelo combina información de datos obtenidos mediante diferentes técnicas y se ha ido corrigiendo con estudios publicados en los últimos años. Para la región de centroamérica, el Slab 2.0 implementa datos de sismología pasiva, como lo es la localización y relocalización de sismos, información de fuentes sísmicas activas, interpretaciones de la profundidad de la trinchera a partir de funciones de receptor y la implementación de puntos de control. Con lo anterior, el modelo compila la geometría de las zonas de subducción, desde la trinchera hasta la zona sismogénica. A partir de la región de centroamérica, se extrajo el modelo desde los -100° a -98° de longitud. Luego, mediante un generador de malla de elemento finito que utiliza la triangulación de Delaunay, el área elegida fue discretizada en subfallas con geometría triangular como parte del proceso para realizar los modelos de deslizamiento.



**Figura 9.** Modelo USGS Slab 2.0 para Centroamérica. Líneas de contorno para profundidad de placa cada 20 km y perfil perpendicular a la trinchera en Oaxaca. El eje vertical del perfil está en metros, con exageración vertical 80x. (Mapa generado en GeomapApp (3.6.11)).

El archivo de la geometría de la trinchera que se usó en el programa para generar los modelos de fallas incluye los valores de localización de las subfallas (longitud, latitud, profundidad); las orientaciones de rumbo (strike), cuyo rango varía entre  $270^\circ$  a  $308^\circ$ ; ángulos de echado (dip), dentro del rango de  $7^\circ$  a  $22^\circ$ ; y los valores de la geometría cada subfalla. Cabe señalar que para el modelo con deslizamiento homogéneo y para los modelos con deslizamiento

heterogéneo, los ángulos de rumbo y echado dependen de las subfallas implicadas en la ruptura, puesto que cada subfalla tiene un valor específico de estos parámetros. Por otro lado, se especificó un ángulo de deslizamiento (rake) promedio de 90°. Sin embargo, en cada modelo este valor es perturbado por un parámetro estocástico en cada una de las subfallas implicadas en la ruptura de acuerdo con Graves y Pitarka (2010).

En la generación de los modelos de fallas de deslizamiento se implementó el modelo de velocidades de ondas S elaborado por Iglesias *et al.* (2001) a partir de la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales para el estado de Oaxaca, en la región de la terraza Xolapa-Mixteco. Este modelo de velocidades consta de 4 capas. Con esta información se elaboró un archivo que incluye el espesor de la capa, velocidad de onda S ( $\beta$ ), velocidad de onda P ( $\alpha$ ), calculada a partir de la relación entre la velocidad de ondas P y S (Ec. 15); considerando el factor de calidad ( $Q$ ) o atenuación de ondas sísmicas ( $Q^{-1}$ ) de ondas P ( $Q_P$ ) y S ( $Q_S$ ), cuyos valores promedio, de acuerdo con la literatura, son de 300 y 600 respectivamente.

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}} ;$$

para  $\nu = 0.25$ ,  $\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{3}$ ,

despejando,  $\beta = \alpha\sqrt{3}$ , (15)

donde  $\alpha$  es la velocidad de ondas P,  $\beta$  es la velocidad de ondas S y  $\nu$  es el coeficiente de Poisson, una constante elástica que relaciona la deformación transversal con la deformación longitudinal, y a la cual se le asignó el valor de 0.25 que es una buena aproximación para la corteza (Stein y Wysession, 2003).

## 8.2 MODELO DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HOMOGÉNEO

Se realizó una única falla con un modelo de deslizamiento homogéneo como fuente generadora de tsunami. Debido a que este trabajo se basa en la información publicada por Suárez y Albini (2009) del evento de 1787, se planteó una falla con deslizamiento homogéneo de tal forma que coincidiera con las características descritas por los autores para dicho evento, en cuanto a posición geográfica, área de la falla y magnitud (Mw ~8.6). Partiendo de una

magnitud de momento ( $M_w$ ) se calcula el momento sísmico ( $M_0$ ) despejando en (16), posteriormente, una vez obtenido  $M_0$ , se usa este valor para calcular el deslizamiento ( $D$ ) sobre el plano de falla (Ec. 17):

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10}(M_0) - 9.1), \quad (16)$$

de la ecuación de momento sísmico,  $M_0 = \mu A D$ ,

$$\text{despejando, } D = \frac{M_0}{\mu A}, \quad (17)$$

donde  $\mu$  es el módulo de rigidez del material,  $A$  el área de ruptura de la falla y  $D$  el deslizamiento sobre el plano de falla. El momento sísmico tiene unidades de  $10^{-7}$  (N·m). El área de deslizamiento se calculó a partir de la sumatoria del área de las subfallas del modelo de la trinchera contenidas dentro del área de ruptura propuesta por Suárez y Albini (2009), equivalente a  $50,306.76 \text{ km}^2$ , y el módulo de rigidez se consideró de 30 GPa, obteniendo un deslizamiento para este modelo de 5.45 m.

### 8.3 MODELO DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HETEROGRÉNEO

Como se muestra en la sección anterior, calcular una falla sísmica con deslizamiento homogéneo a partir de una magnitud deseada es relativamente sencillo, puesto que se requiere de pocos parámetros de entrada, como lo son, el módulo de rigidez de la trinchera y el área de la falla sísmica. Esto último puede ser calculado a partir de relaciones de escala (e.g. Wells y Coppersmith, 1994; Blaser *et al.*, 2010), las cuales establecen una relación entre las dimensiones características del área de ruptura de una falla sísmica, con la magnitud de momento del sismo. Con lo anterior, se puede calcular un deslizamiento promedio que satisfaga cierta magnitud de momento deseada, sin embargo, el uso de este tipo de modelos es una simplificación muy burda del proceso físico durante la ruptura, especialmente al momento de modelar sismos de subducción de magnitudes grandes ( $M_w > 8$ ) (Melgar *et al.*, 2019).

Por otra parte, para la realización de fallas sísmicas con deslizamiento heterogéneo de eventos ocurridos antes de la era instrumental y de prospección futura, se tiene como dificultad el establecimiento del patrón de deslizamiento que tendrá la ruptura. Con respecto a esto, Mai y Beroza (2002) usaron cuatro métodos para realizar modelos de deslizamiento

como un campo espacial aleatorio, con base en modelos de ruptura de fuente finita publicados, y encontraron que la función de correlación de Von Karman (Ec. 18) es la que describe de mejor manera la distribución de los deslizamientos potenciales en fallas sísmicas a partir de números aleatorios.

$$C(r) = \frac{G_H(r)}{G_H(0)}, \quad (18)$$

donde  $r$ , es distancia,  $G_H(r) = r^H K_H(r)$ ;  $H$ , es el exponente de Hurst, el cual determina el decaimiento espectral en números de onda altos,  $K_H$ , es la función de Bessel modificada de primer tipo (orden  $H$ ) y  $r = \sqrt{\frac{x^2}{a_x^2} + \frac{z^2}{a_z^2}}$ , donde las escalas características están dadas por las longitudes de correlación en las direcciones de rumbo,  $a_x$ , y echado,  $a_z$ .

En este trabajo, las fallas del modelo de deslizamiento heterogéneo fueron realizadas siguiendo la metodología descrita por Melgar *et al.* (2016); donde se emplearon los códigos del programa *fakequakes* en lenguaje Python, que se encuentran disponibles en Github como parte del paquete MudPy (MULTI-DATA SOURCE MODELING AND INVERSION TOOLKIT, <http://www.github.com/dmelgarm/MudPy>). En este programa se implementa el enfoque propuesto por LeVeque *et al.* (2016), en el cual, se utiliza la función de correlación de Von Karman para construir una matriz de covarianza, y usando la expansión de Karhunen-Loeve, se obtienen los eigenvectores con los que se generan las distribuciones de deslizamiento a partir de números aleatorios (Melgar *et al.*, 2019). Una descripción detallada del método usado en *fakequakes* se desglosa a continuación.

En MudPy hay un archivo nombrado *fakequakes.py* donde se restringen los parámetros de entrada de los escenarios de ruptura a generar (Anexo A) como son la geometría y el modelo de velocidades en la zona de subducción, y la magnitud objetivo para los escenarios de rupturas. Debido a que la magnitud obtenida por Suárez y Albini (2009) para el sismo de San Sixto es un valor estimado (ver sección 4), se consideró que la magnitud objetivo tuviera un rango de variación amplio para los modelos de deslizamiento heterogéneo, entre 8.3 y 8.9. Por tanto, se tuvo un total de 7 magnitudes objetivo (usando un paso de 0.1 entre cada magnitud). Se realizaron 50 modelos de deslizamiento para cada una de las magnitudes elegidas para obtener un total de 350 fallas.

Con los datos elegidos, el código implementa las relaciones de escala de Blaser *et al.* (2010), la cual, es una escala empírica realizada a partir de bases de datos de 283 sismos. Se utiliza esta escala para calcular el área de ruptura de las fallas, a partir de su longitud y su ancho, debido a que es específica para sismos de subducción. Sin embargo, para evitar que todas las fallas generadas tengan la misma geometría, el programa usa una función de densidad de probabilidad log-normal de la longitud y ancho de la falla para generar números aleatorios a partir de éstos (enfoque estocástico).

La variación de la localización espacial de las áreas de ruptura se puede fijar en un punto central considerando una de las subfallas del modelo de la trinchera para ser establecida como centro. Si esto no se desea llevar a cabo, el programa elige una de las subfallas al azar como centro y, a partir de ésta, se genera el área de ruptura usando la geometría de la función derivada de las relaciones de escala. En este trabajo se buscó establecer la parte central de la geometría de la ruptura (no el epicentro) en concordancia con la falla propuesta por Suárez y Albini (2009). Sin embargo, como uno de los objetivos particulares de este trabajo, es la evaluación de inundación costera por sismos tsunamigénicos en las localidades de Salina Cruz y Huatulco, el punto central de las áreas de ruptura generadas está desplazado hacia el sureste de la geometría propuesta por Suárez y Albini (2009).

Una vez que se han determinado las subfallas que participarán en el modelo de ruptura, el programa define la distribución del deslizamiento. Se asume que el deslizamiento ( $s$ ) en la falla tiene una distribución normal con una media,  $\mu_k$ , desviación estándar,  $\sigma_k$  y suficiente momento escalar,  $M_0$ , para satisfacer la magnitud objetivo (Ec. 19):

$$s \sim N(\mu, \hat{C}), \quad (19)$$

donde  $\mu$  es el vector promedio con deslizamiento uniforme y  $\hat{C}$  la matriz de covarianza de la distribución, la cual es una función de  $\sigma_k$  en cada subfalla, generando un deslizamiento que varía entre 0.5 y 1.0 del deslizamiento promedio. Con esto, la correlación entre las subfallas ( $i,j$ ) está descrita de la forma:

$$\hat{C}_{ij} = \sigma_i \sigma_j C_{ij}. \quad (20)$$

Esta función de correlación entre las fallas controla la distribución espacial de los deslizamientos, y como se mencionó con anterioridad, en este trabajo se utiliza la función de correlación de Von Karman  $C(r)$  (Ec. 18), quedando de la forma:

$$C_{ij}(r_{ij}) = \frac{G_H(r_{ij})}{G_0(r_{ij})}. \quad (21)$$

Luego, dados los eigenvalores  $\lambda_k$  y eigenvectores  $V_k$  de la matriz de covarianza,  $\hat{C}$ , se utiliza la expansión Karhunen-Loëve (K-L) para establecer un campo estocástico de los valores de deslizamiento en cada subfalla (Ec. 22). De esta forma, se pueden obtener diferentes distribuciones de deslizamiento.

$$s = \mu + \sum_{k=1}^N Z_k \sqrt{\lambda_k V_k}, \quad (22)$$

donde  $Z_k$ , son números aleatorios con distribución normal usados para ponderar los eigenmodos  $V_k$ , de la forma:

$$Z_k \sim N(0, 1). \quad (23)$$

De la matriz de covarianza se obtienen los diferentes “eigenmodos” de deslizamiento, el modo 0 es un deslizamiento homogéneo, en el cual no se altera la distribución de deslizamiento, sólo su valor promedio; y entre más modos se utilicen, el deslizamiento se redistribuye de formas más complejas.

Finalmente, para evitar que las subfallas tengan valores de deslizamiento negativos, se utiliza una distribución log-normal, con un promedio  $\mu^g$  y una matriz de covarianza  $\hat{C}^g$ , con lo que el vector de deslizamientos se puede obtener a partir de:

$$s^g = \mu^g + \sum_{k=1}^N Z_k \sqrt{\lambda_k^g V_k^g}. \quad (24)$$

Con la cual, en la forma exponencial (Ec. 25), se obtiene el vector de deslizamientos,

$$s = \exp(s^g). \quad (25)$$

Este procedimiento, al ser estocástico, conlleva a que la magnitud obtenida al final difiera ligeramente de la magnitud objetivo. Esto puede ser modificado dentro del código para que

se corrija y la magnitud final sea igual al objetivo establecido, pero para este estudio se dejó libre. A su vez, se puede establecer el número de modos a utilizar para las distribuciones de deslizamiento, en este caso se utilizaron 80 eigenmodos para la generación de los patrones de deslizamiento del modelo heterogéneo.

## 8.4 SIMULACIÓN DE TSUNAMIS

### 8.4.1 PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI

La simulación de propagación de las ondas de tsunami, así como las inundaciones locales, fue realizada usando el programa de uso libre GeoClaw (LeVeque *et al.*, 2011), el cual resuelve las ecuaciones de aguas someras en 2 dimensiones (Ec. 11 en sección 6.2.2). El efecto Coriolis no se incluye en el cálculo de la propagación del tsunami debido a que es poco significativo para la simulación. Con GeoClaw es posible modelar la propagación del tsunami mediante dos métodos: el esquema de Godunov, el cual tiene una buena precisión en sistemas de ecuaciones diferenciales de primer orden, y el método de alta resolución de Lax-Wendroff, en el cual se introducen términos de segundo orden. En estas aproximaciones se implementa la discretización mediante volúmenes finitos y la solución de Riemann (LeVeque *et al.*, 2011). Para las simulaciones de tsunami realizadas en este trabajo se utilizó el método de Lax-Wendroff, el cual puede ser consultado en LeVeque (2002) y LeVeque *et al.* (2011).

Por otro lado, el programa GeoClaw ha sido validado con una amplia variedad de estudios, en el trabajo publicado por Berger *et al.* (2011) se realizaron simulaciones de tsunami en un océano radialmente simétrico con una plataforma continental y una isla rodeada por mareógrafos, al rotar la posición de la isla se encontraron resultados similares en cuanto a las alturas de ola registradas. En el mismo trabajo, se utilizó el tsunami de Chile en 2010 como prueba de validación y los resultados concordaron con los datos registrados por la boyta DART 32412 (645 NM SW de Lima, Perú) para este evento. Otros estudios comparan resultados de experimentos controlados de un tanque de olas donde se miden con precisión el flujo y la inundación resultantes con herramientas como medidores de profundidad, medidores de flujo y cámaras de alta velocidad (e.g. Liu *et al.* 2008). De igual forma, en la región de estudio evaluada en este trabajo, se han realizado simulaciones de los tsunamis

moderados que fueron generados por los sismos del 8 de septiembre de 2017 (Mw 8.2) (Melgar y Ruiz-Angulo, 2018) y del 23 de junio de 2020 (Mw 7.4) (Melgar *et al.*, 2020), los resultados de las simulaciones fueron validados con la información registrada por mareógrafos a lo largo de la costa afectada para ambos eventos, con lo que se concluyó que existe buena concordancia entre los registros del tsunami y la simulación con GeoClaw.

Como información de entrada el programa requiere la fuente que va a iniciar el tsunami, en este caso las deformaciones verticales causadas por las fallas sísmicas modeladas y la información de la topografía (entendida como topografía y batimetría). La deformación vertical cosísmica, considerada como la fuente que genera la perturbación del piso oceánico, se ingresa mediante un archivo llamado *dtopo* generado con el módulo *dtopotools* de GeoClaw, que contiene los datos de deformación vertical en cada subfalla y el tiempo en el que ocurre el desplazamiento. Esta información resulta de la implementación del modelo de Okada (1985, 1992) a partir de los parámetros de geometría y localización, ángulos de rumbo, echado y de deslizamiento, y el deslizamiento cosísmico de cada subfalla, en cada ruptura. La topografía usada fue extraída de datos públicos, para la simulación de propagación de los eventos de tsunami se implementó la batimetría con resolución de 30 segundos de arco del SRTM30 PLUS (Becker *et al.*, 2009).

La diferencia entre las escalas de un tsunami en mar abierto, en donde las longitudes de onda son del orden de cientos de kilómetros, con respecto a la zona cercana a la costa, en donde las longitudes de onda que interactúan con el fondo son del orden de decenas de metros y hacen que sea necesario implementar datos de topografía mucho más finos en estas últimas regiones. Con respecto a los tamaños de celda de la malla, para realizar la simulación de propagación de ondas de tsunami, GeoClaw posee una herramienta que permite cambiar el tamaño de esta propiedad según las condiciones en las que se lleva a cabo la simulación. Esto permite ahorrar tiempo de cálculo, al usar el refinamiento de malla adaptativo (AMR, por sus siglas en inglés). Además, el AMR permite que los niveles de refinamiento puedan variar a cada paso de tiempo, ya que una parte de la costa puede ser de interés en una etapa inicial de la simulación y otra más alejada de la fuente puede llegar a ser de interés en una etapa posterior.

En este trabajo se utilizaron tres niveles de refinamiento, es decir, tres mallas con distinto tamaño de celda. El nivel de refinamiento 1 corresponde a la malla más gruesa y está constituida por una sola celda que abarca toda el área de estudio con una resolución de 10 minutos de arco, el nivel 2 es una malla con resolución de 1 minuto de arco y finalmente, el nivel 3, que es la malla más fina, está constituido por la información de batimetría de 30 segundos de arco, siendo el máximo refinamiento alcanzado ya que se usaron datos del SRTM30 PLUS, teniendo un tamaño de celda de aproximadamente 900 m. El procedimiento por el cual se realizan las mallas en cada nivel es mediante el marcado de las celdas en un nivel  $l$  que requieren refinamiento para pasar a un nivel  $l + 1$ , luego, se agrupan las celdas marcadas en parches rectangulares y se inicia la solución para las mallas en el nivel  $l + 1$ . Por último, en cada celda se copia la información existente de batimetría de la malla en el nivel  $l + 1$  o, si no existen datos en este nivel, se interpola a partir de la información de la malla nivel  $l$  (LeVeque *et al.*, 2011).

Los pasos de tiempo entre elementos de la malla durante la simulación están condicionados por el número de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), que en este trabajo se estableció en 0.75 como el valor deseado y 1 como el valor máximo permitido sin redefinir el intervalo de tiempo. Para describir la rugosidad del fondo se usa el coeficiente de Manning con un valor de 0.025. Finalmente, el tiempo total de simulación de la propagación del tsunami fue de 6 horas a partir de la ruptura sísmica en cada uno de los escenarios.

#### 8.4.2 ESTACIONES MAREOGRÁFICAS ARTIFICIALES

Para poder registrar las alturas de ola de tsunami en la costa en cada tiempo se colocaron mareógrafos artificiales a lo largo del área de estudio, en GeoClaw se pueden especificar dichos mareógrafos ingresando una localización (longitud y latitud) y asignándoles un número de identificación, con esto el programa escribe un archivo de texto con la información de altura de la ola en ese mareógrafo y nivel de refinamiento en cada tiempo de la simulación.

La selección de localizaciones de estos mareógrafos fue realizada en Matlab a partir del archivo de batimetría de 30 segundos de arco. Para esto, se graficaron las localizaciones en donde había información de batimetría sobre la cota de - 5 m, debido a que si se colocan en la cota de 0 m los resultados presentan errores por la proximidad con celdas en tierra. Luego,

se copiaron los puntos a una variable y se guardó la información cada 10 puntos en un archivo de texto. Sin embargo, cuando se hacían los cambios en los niveles de refinamiento de malla, en algunas zonas los mareógrafos aparecían “en tierra” durante la simulación por lo que se colocaron mareógrafos a - 10 m en esas áreas y se realizó una corrección de las alturas de ola con la ley de Green (Ec. 26) para ajustar todos los resultados a -5 m.

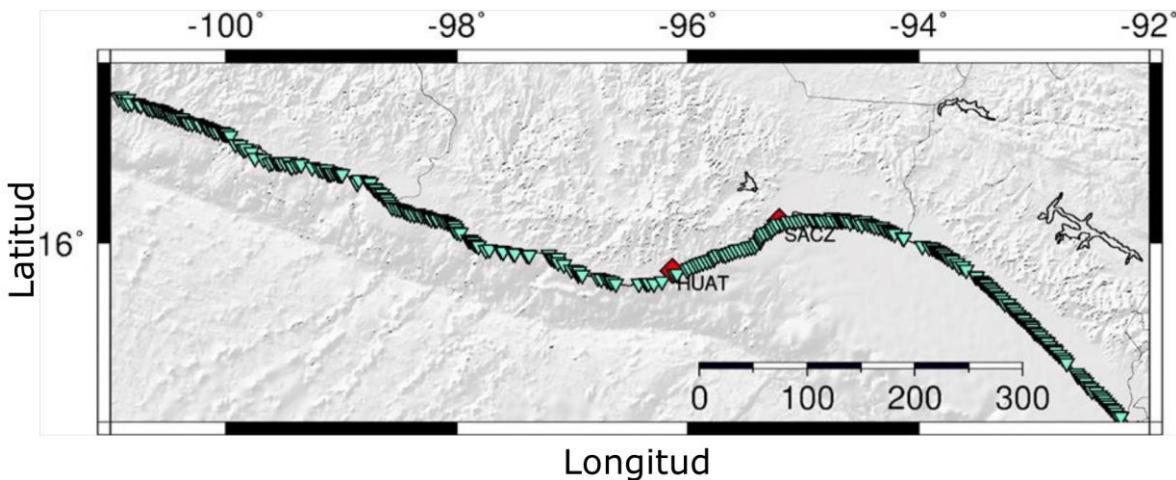
$$\eta_1 (H_1)^{1/4} = \eta_2 (H_1)^{1/4},$$

$$\text{despejando, } \eta_1 = \eta_2 \left(\frac{H_2}{H_1}\right)^{1/4},$$

$$\text{sustituyendo, } \eta_1 = \eta_2 \left(\frac{10 \text{ m}}{5 \text{ m}}\right)^{1/4},$$

$$\eta_1 = \eta_2 (2)^{1/4}, \quad (26)$$

donde  $\eta_1$  y  $\eta_2$  son las alturas de ola en los puntos 1 y 2 y  $H_1$  y  $H_2$  son las profundidades en cada punto.



**Figura 10.** Estaciones mareográficas artificiales (triángulos invertidos) usadas para registrar las ondas de tsunami a lo largo del área de estudio. La ubicación de Huatulco (HUAT) y Salina Cruz (SACZ) se indican para referencia (diamantes). (Mapa elaborado en GMT v.4.5.1).

## 8.5 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN

Los escenarios en donde se evalúa la inundación costera se especifican dentro de GeoClaw en forma de regiones (*rundata.regiondata.regions* dentro del archivo *setrun.py*, Anexo B), de esta forma se pueden controlar los niveles de refinamiento mínimos y máximos que puede alcanzar la simulación para el área de interés. En este trabajo, se eligieron dos localidades de Oaxaca para llevar a cabo este tipo de modelación, como se mencionó en la sección 7; la localidad de Salina Cruz (SACZ), debido a su importancia como puerto industrial y Huatulco (HUAT), localidad portuaria de carácter turístico. El escenario elegido para llevar a cabo la inundación fue aquel que causó las mayores alturas de ola de todo el conjunto de fallas, esto es una aproximación del peor escenario, en el sentido de que fue el escenario que generó las olas más grandes, aunque no fue la ruptura de mayor magnitud de los modelos generados. Dicho modelo fue el 272 con una magnitud 8.97.

Para una mejor visualización de los resultados de la inundación costera se realizaron gráficas georeferenciadas en archivos KML que pueden ser presentadas en Google Earth como animaciones, esto mediante el conjunto de herramientas de VisClaw cuyos parámetros se especifican en el archivo *setplot\_kml.py* (Anexo C).

### 8.5.1 INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN SALINA CRUZ

Para modelar el escenario de inundación en Salina Cruz se realizó una combinación entre batimetría y topografía, en el primer apartado se usó una malla de 15 segundos de arco, que corresponde a la batimetría pública de mayor resolución disponible, el SRTM15+ (Tozer *et al.*, 2019) que tiene una resolución ~450 m; y la topografía de 1 segundo de arco, el SRTM 1 con una resolución de ~30 m.

Para combinar estos datos se llevó a cabo una interpolación en 2-dimensiones en Matlab para tener la parte de la batimetría en la misma resolución de malla que la topografía. Esto fue hecho primero, eligiendo el área de interés, en este caso Salina Cruz, donde se estableció un área rectangular entre las coordenadas -95.29 y -95.08 de longitud y 16.125 y 16.23 de latitud. Luego, se delimitan los archivos de batimetría y topografía al área de estudio elegida, y se realiza una malla con las posiciones espaciales de la topografía fina. Finalmente, se interpola

la batimetría en los puntos dados por la malla fina y se unen los archivos de topografía y batimetría sobre la línea de costa. Esta malla se agrega como la topografía a usar en la región especificada, de manera adicional a la topografía de 30 segundos de arco usada para toda el área de estudio.

Una vez que se ingresa la topografía se debe asignar el nivel mínimo y máximo al que llegará la simulación dicha región. Para esto, se añadieron dos niveles más a los tres antes mencionados, el nivel 4 con resolución de 3 segundos de arco y el nivel 5 con la resolución final de los datos a 1 segundo de arco. En la región de interés se estableció el nivel 5 como mínimo y máximo, es decir, toda la simulación se lleva a cabo en el máximo nivel de refinamiento.

#### *8.5.2 INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN HUATULCO*

En cuanto al escenario de inundación en la localidad de Huatulco, la batimetría usada para el caso de Salina Cruz (SRTM15+) tiene información escasa en la zona costera de la región, y por las interpolaciones del modelo, se generan datos espurios alrededor de la línea de costa, que es la de interés para estimar una inundación. Debido a lo anterior, se utilizó la batimetría de 30 segundos de arco (SRTM30 PLUS), usada para simular la propagación del tsunami en toda el área de estudio, combinada con la topografía de 1 segundo de arco (SRTM 1) mediante un proceso similar al descrito en la sección anterior. Sin embargo, como hay una diferencia importante en el tamaño de malla entre ambas bases de datos, la topografía final alberga errores de precisión en los puntos interpolados y la línea de costa terminó desplazada en la dirección mar adentro.

Para tratar de mejorar la problemática antes mencionada, se optó por la adquisición de la carta náutica de la Dirección General Adjunta de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología (DGAOHM) S. M. 622.2 BAHÍAS DE HUATULCO Y PROXIMIDADES con escala 1:17,500 con extensiones .BSB y .KAP y un sistema de proyección con coordenadas geográficas en WGS84 (*World Geodetic System 1984*).

El Modelo Digital de Elevación (MDE) fue elaborado en colaboración con el Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO, UNAM) a partir de la carta náutica que contenía dos archivos: una imagen georeferenciada en formato .KAP que fue procesada con

el programa Global Mapper y los metadatos en formato .BSB. La información de batimetría fue digitalizada en formato vectorial, sin embargo, debido a que la distribución de los datos estaba arreglada de manera irregular, la región que abarca la carta fue subdividida en polígonos, los cuales fueron exportados a un archivo de texto con sus respectivas coordenadas y se les asignó de manera manual la profundidad indicada en la carta, para luego ser exportados en formato vectorial con su respectivo archivo de proyección. Este archivo se procesó para realizar el MDE en el programa ArcGIS mediante un interpolador Kriging de tipo ordinario con un filtro predictivo.

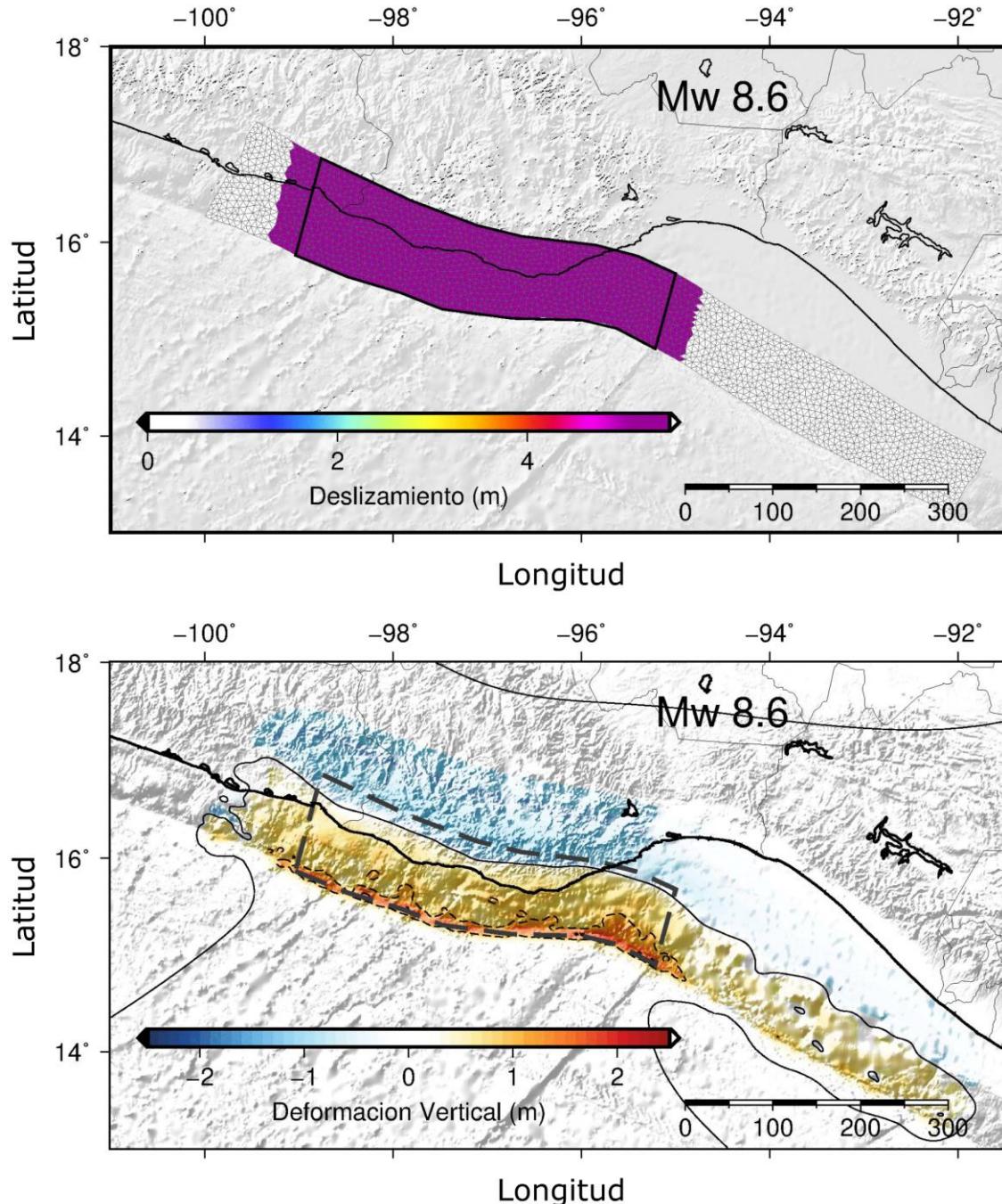
La información final del MDE fue un archivo de batimetría en formato .GRD con una resolución aproximada de 3 segundos de arco (~ 100 m), conformada por los datos de alta resolución de la carta náutica, la información a cada metro hasta los 120 m de profundidad y complementada con información de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) del año 2018 a partir de esta cota. En cuanto a la topografía, se utilizó el SRTM 1 al igual que para el escenario de Salina Cruz.

El procedimiento para combinar la topografía y batimetría fue similar al realizado para Salina Cruz, para obtener la topografía de 1 segundo de arco en el área ubicada entre las longitudes -96.17 y -96.06, y las latitudes 15.71 y 15.78. De igual forma, se establecieron los niveles AMR mínimos y máximos en la región al valor de 5.

## **9. RESULTADOS**

### **9.1 MODELOS DE FALLA CON DESLIZAMIENTO HOMOGÉNEO Y HETEROGENEO**

Se obtuvo el modelo de falla con deslizamiento homogéneo con magnitud 8.6 (Fig. 11) utilizado para este trabajo. El desplazamiento en toda la ruptura fue de 5.45 m (Fig. 11.a), el recuadro negro delimita la zona de ruptura del sismo de San Sixto de 1787, en este modelo la ruptura final tuvo una longitud superior a la propuesta por Suárez y Albini (2009) debido a que el ancho de la falla fue menor a consecuencia del modelo de trinchera usado. En la Figura 11.b se presenta la deformación vertical causada por la falla obtenida en la modelación de la fuente sísmica, donde los valores máximos de levantamiento obtenidos fueron superiores a los 2 m en el fondo oceánico y los valores de mayor subsidencia están en la zona continental tierra adentro (~1 m).

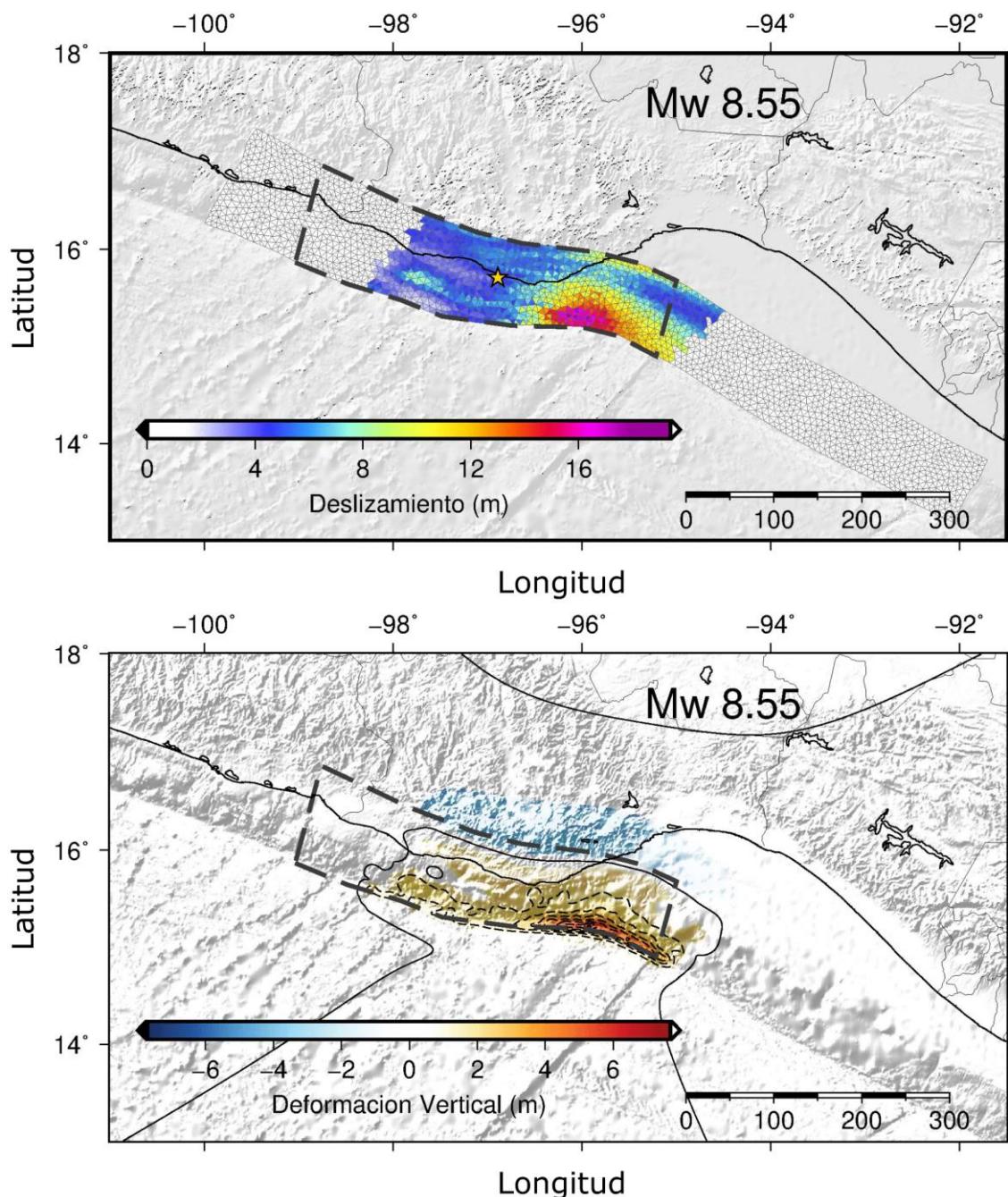


**Figura 11.** a) Deslizamiento en el plano de falla (m) y b) deformación vertical (m) para el modelo homogéneo. El recuadro negro (línea gruesa discontinua) marca la geometría propuesta por Suárez y Albini para el sismo de San Sixto de 1787, ~M8.6. Las curvas de nivel discontinuas están cada 1 m. (Mapas elaborados en GMT v.5.4.3).

Se obtuvieron las rupturas del modelo de fallas con deslizamiento heterogéneo con magnitudes finales dentro del rango de 8.1 a 9.0. En la Figura 12 se muestra uno de los 350

modelos con magnitud final Mw 8.55, la geometría de la zona de ruptura del sismo de San Sixto propuesta por Suárez y Albini (2009) se mantuvo indicada como referencia del evento sobre el cual se basa este trabajo. Sin embargo, no se restringieron las rupturas a esta zona debido a que esta es una estimación a partir de la información de intensidades sísmicas reportadas para el evento.

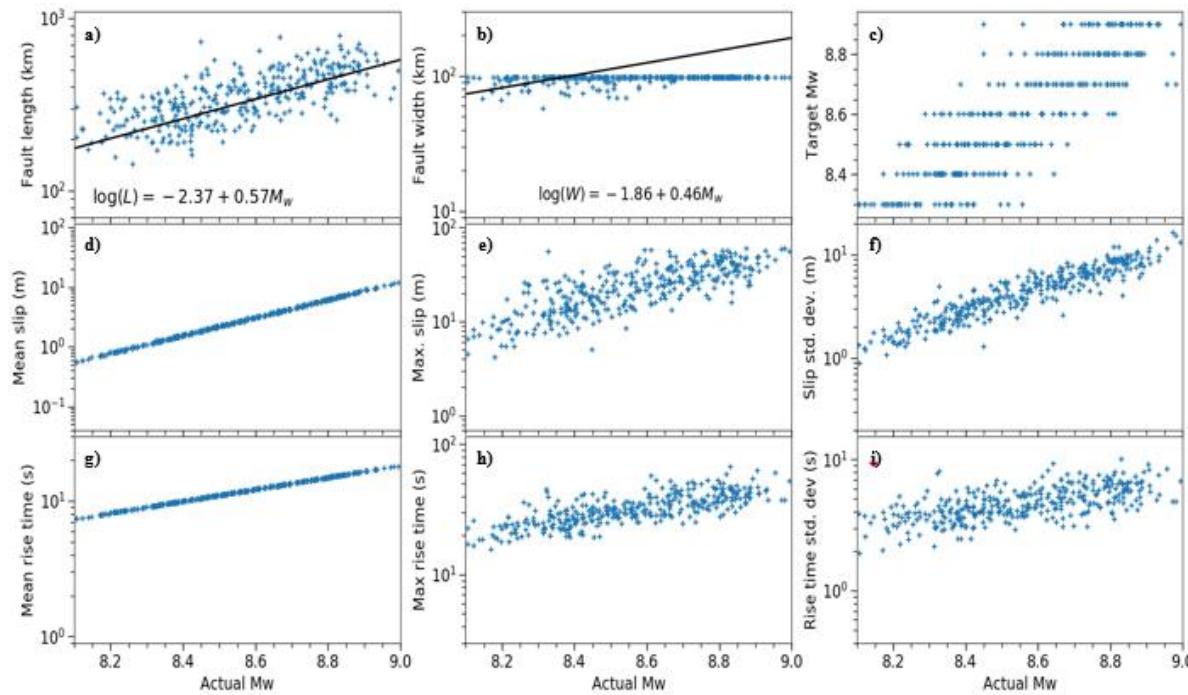
Como ejemplo de los modelos de falla heterogénea obtenidos, en la Figura 12.*a* se observa el desplazamiento ocurrido en cada una de las subfallas triangulares del modelo para un sismo de magnitud 8.55 cuyo deslizamiento máximo sobre el plano de falla fue de 18.96 m. A su vez, la estrella amarilla marca el epicentro del sismo, es decir, el punto en el cual se inició y propagó la ruptura. En la Figura 12.*b* se muestra la deformación vertical causada por el mismo evento, donde los colores cálidos indican levantamiento y los fríos indican subsidencia. En este caso, se alcanzaron valores máximos cercanos a los 4 m de subsidencia en tierra y 5 m de levantamiento del fondo oceánico.



**Figura 12.** a) Deslizamiento en el plano de falla (m) y b) deformación vertical (m) de un ejemplo de ruptura de deslizamiento heterogéneo del modelo estocástico con magnitud Mw 8.55. La estrella amarilla señala el epicentro de la falla. Las curvas de nivel discontinuas están cada 1 m. (Mapas elaborados en GMT v.5.4.3).

Las características principales de cada uno de los 350 modelos con deslizamiento heterogéneo se presentan resumidas en las gráficas de la Figura 13 comparadas contra la

magnitud final de cada evento. En las Figuras 13.a y 13.b se muestran los datos del área de ruptura comparados con las relaciones de escala de Blaser *et al.* (2010) para sismos de falla inversa. Se estableció un límite de 100 km en el ancho de la ruptura debido a la geometría de la zona de subducción en esta región. Las estadísticas de media, máxima y desviación estándar del deslizamiento en cada ruptura se presentan en las Figuras 13.d, 13.e y 13.f; y a su vez, estas mismas estadísticas se resumen para el tiempo de ascenso de la ruptura, el cual refiere al tiempo en el que ocurre el deslizamiento desde la fuente hasta alcanzar su valor máximo (Udías *et al.*, 2014); en las Figuras 13.g, 13.h y 13.i.



**Figura 13.** Resumen de las características de las 350 fallas de deslizamiento heterogéneo. **a)** y **b)** muestran la longitud y ancho de cada ruptura comparadas con las relaciones de escala para sismos de subducción de Blaser *et al.* (2010). **c)** Relación de magnitud objetivo de las rupturas vs. la magnitud final obtenida en el procesamiento. **d), e) y f)** Corresponden a la media, valor máximo y 1 desviación estándar del deslizamiento de cada ruptura en relación con la magnitud. **g), h) e i)** Son la media, valor máximo y 1 desviación estándar del área de ruptura.

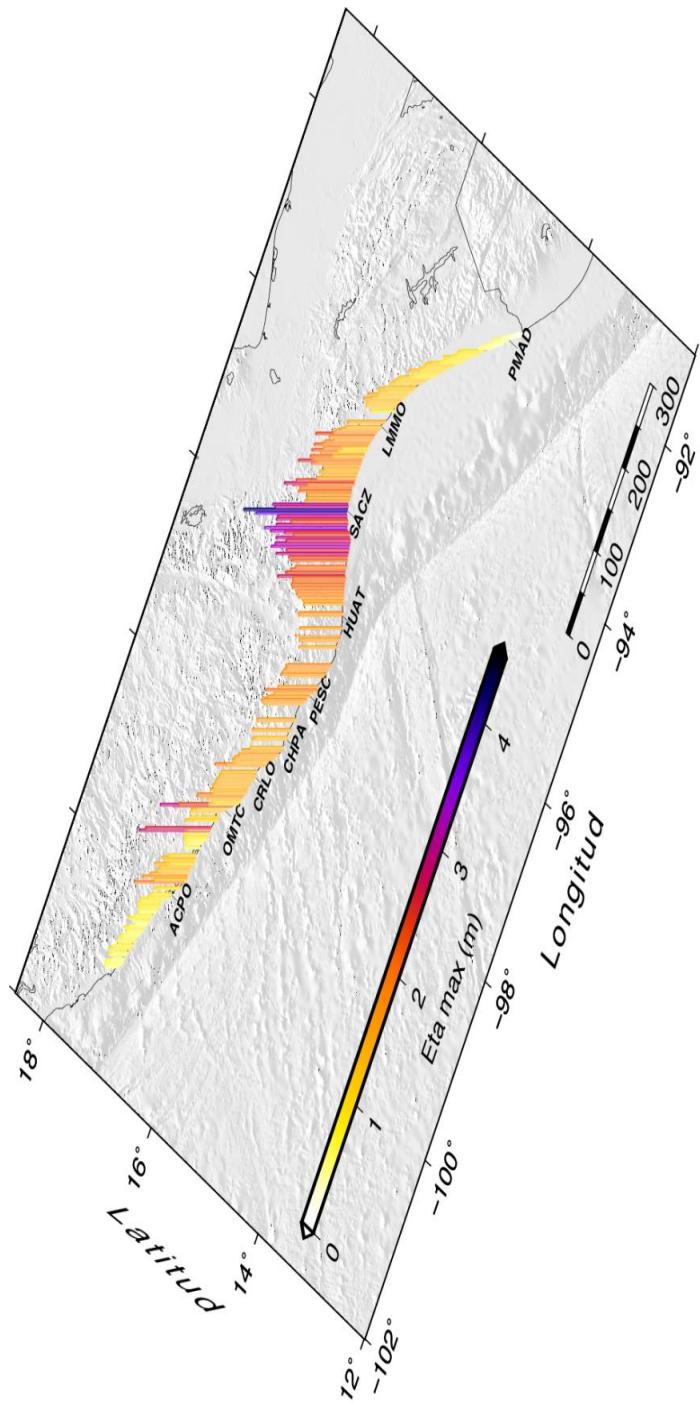
## 9.2 ALTURAS DE OLA

Para la simulación realizada con la ruptura de deslizamiento homogéneo, los valores máximos se concentraron en el litoral del estado de Oaxaca, en la región desde Puerto

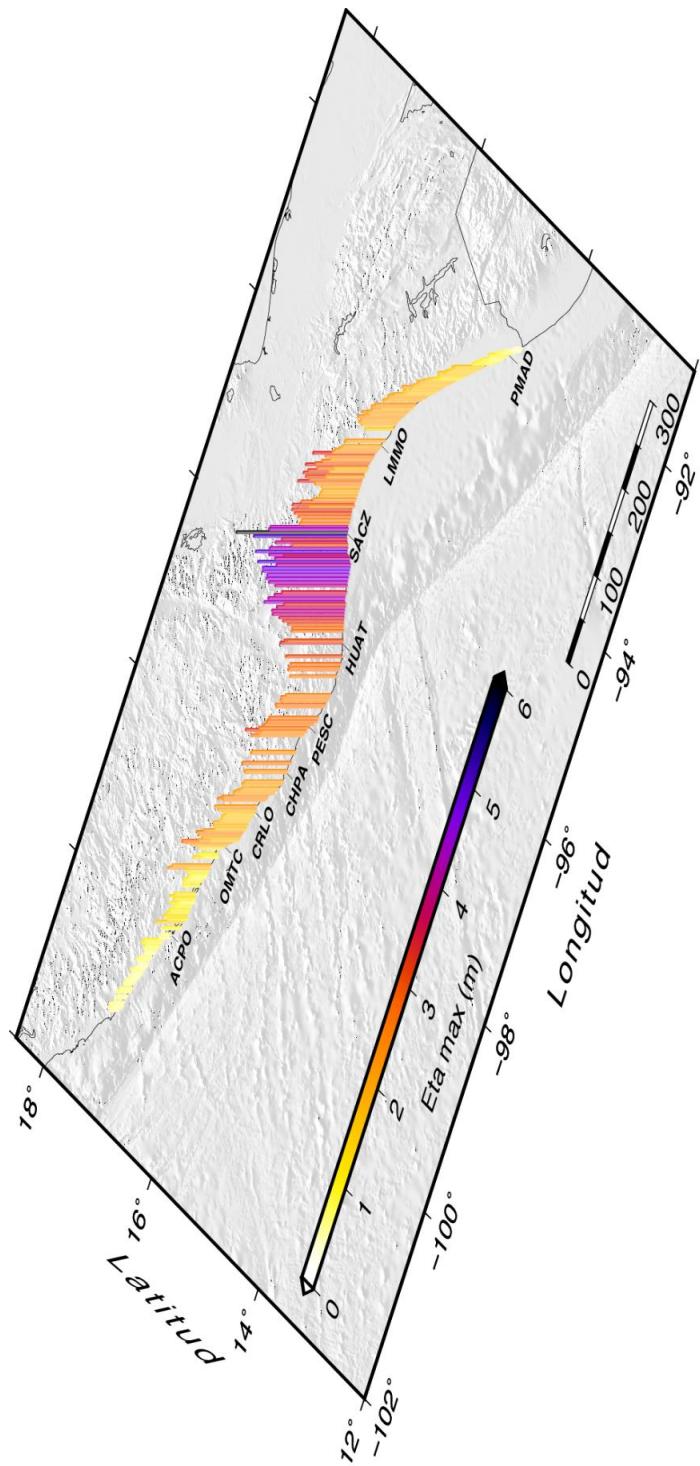
Escondido hasta el sistema lagunar del Mar Muerto, en la frontera con Chiapas, siendo la costa entre Huatulco y Salina Cruz, en la cual se registraron los valores más altos, con alturas de ola de más de 2 m (Fig. 14). A su vez, hubo valores máximos en Guerrero en la costa de Copala y al sur de Ometepec de cerca de 3 m.

En cuanto a las simulaciones de tsunami con fuentes del modelo de deslizamiento heterogéneo, el rango de alturas de ola más grandes registradas por las estaciones mareográficas, tuvieron lugar en la región desde Puerto Escondido hasta el sistema lagunar del Mar Muerto para 275 de los 350 eventos simulados. Dentro de lo anterior, en la costa de Oaxaca, entre Huatulco y Salina Cruz, se registraron las alturas más grandes, con un promedio de alturas de ola máxima para todos los modelos de alrededor de 5 m (Fig. 15) y máximos mayores a los 12 m (Figura 16). Estos resultados coinciden cuando hubo una deformación vertical positiva cercana a la trinchera y subsidencia en la zona frente a Puerto Ángel y el golfo de Tehuantepec. Por otra parte, hubo 47 eventos con alturas de ola máximas desde Puerto Escondido hacia Guerrero, a partir de rupturas con deformación vertical máxima somero en esa zona; y 28 simulaciones con alturas de ola máximas desde el sistema lagunar del Mar Muerto hacia la costa de Chiapas, a partir de rupturas con deformación vertical máxima en el golfo de Tehuantepec.

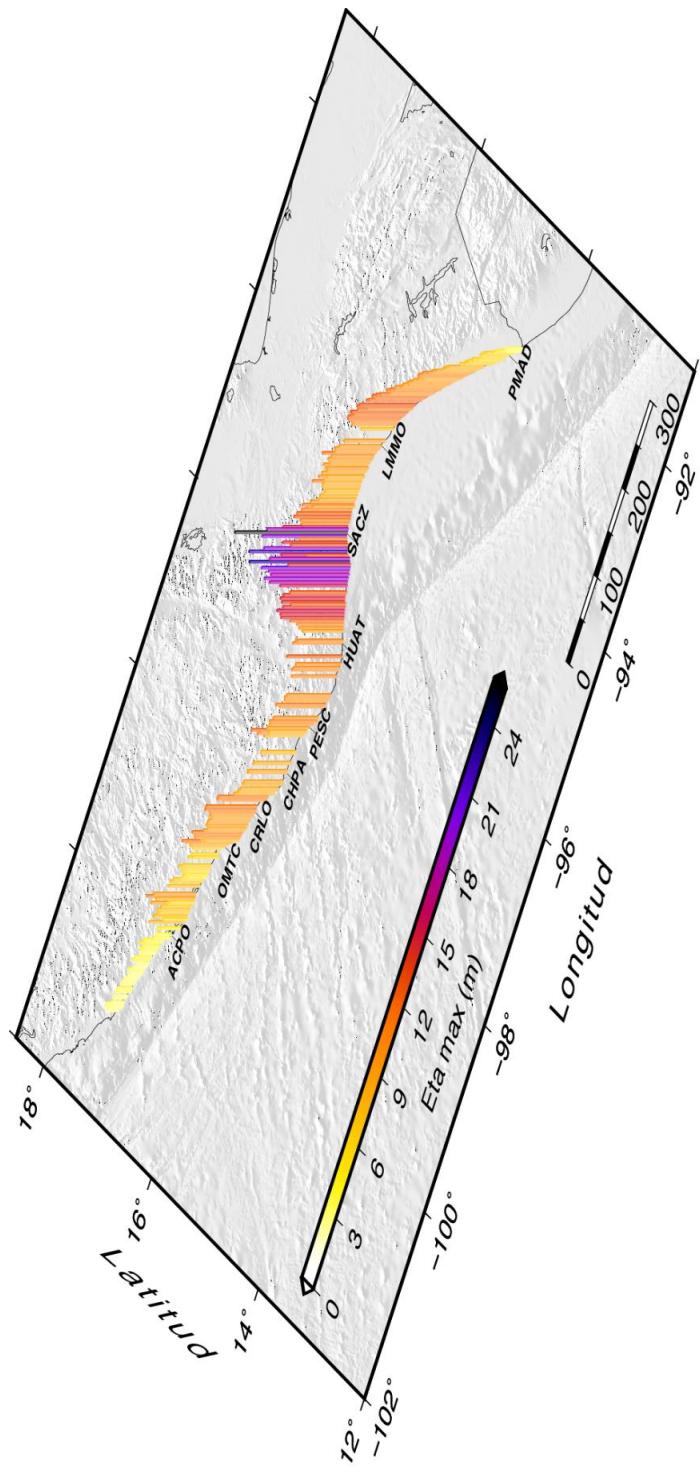
Los valores pico de altura de ola máxima fueron registrados en la localidad de Salina Cruz para la mayoría de las simulaciones con los modelos de deslizamiento heterogéneo y el modelo homogéneo, con una media de altura de ola máxima de 6.02 m y un máximo de 25.59 m en el modelo con deslizamiento heterogéneo para un sismo de magnitud mayor que 8.9 y de 4.20 m con el modelo de deslizamiento homogéneo. No obstante, fueron excepciones las rupturas cuya mayor deformación vertical positiva se encontraba desde Puerto Escondido hacia el norte del área de estudio. En dichos escenarios, hubo olas máximas en la costa cercana a esta región.



**Figura 14.** Alturas de ola máximas obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento homogéneo para cada estación mareográfica artificial. Las etiquetas de referencia son para Acapulco (ACPO), Ometepec (OMTC), Corralero (CRLO), laguna de Chacahua-Pastoría (CHPA), Puerto Escondido (PESC), Huatulco (HUAT), Salina Cruz (SACZ), laguna del Mar Muerto (LMMO) y Puerto Madero (PMAD). (Mapa elaborado en GMT v.5.4.3).

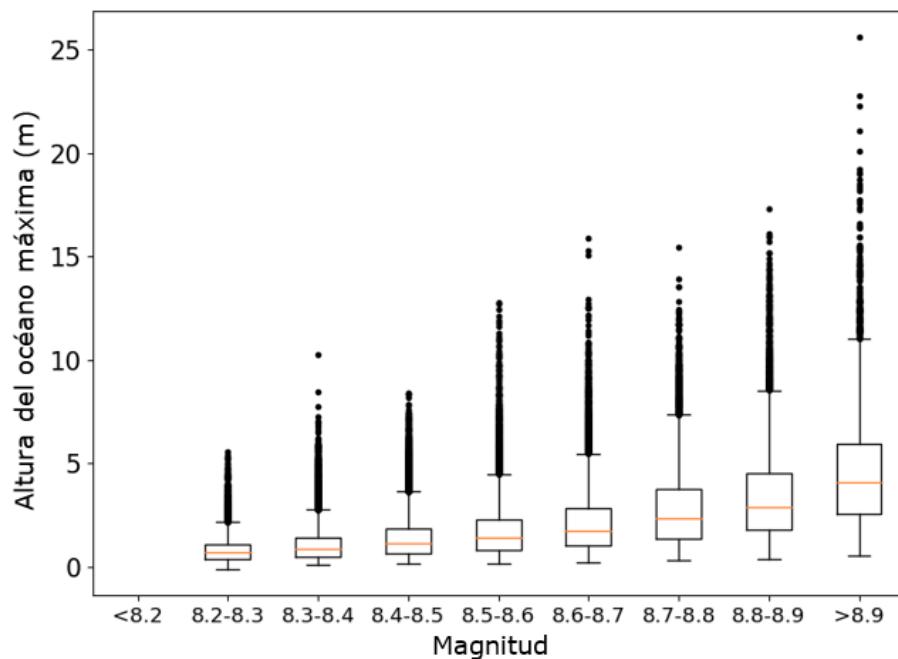


**Figura 15.** Promedio de alturas de ola máximas obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento heterogéneo para cada estación mareográfica artificial. (Mapa elaborado en GMT v.5.4.3).



**Figura 16.** Máximas alturas de ola obtenidas con las rupturas del modelo de deslizamiento heterogéneo para cada estación mareográfica artificial. (Mapa elaborado en GMT v.5.4.3).

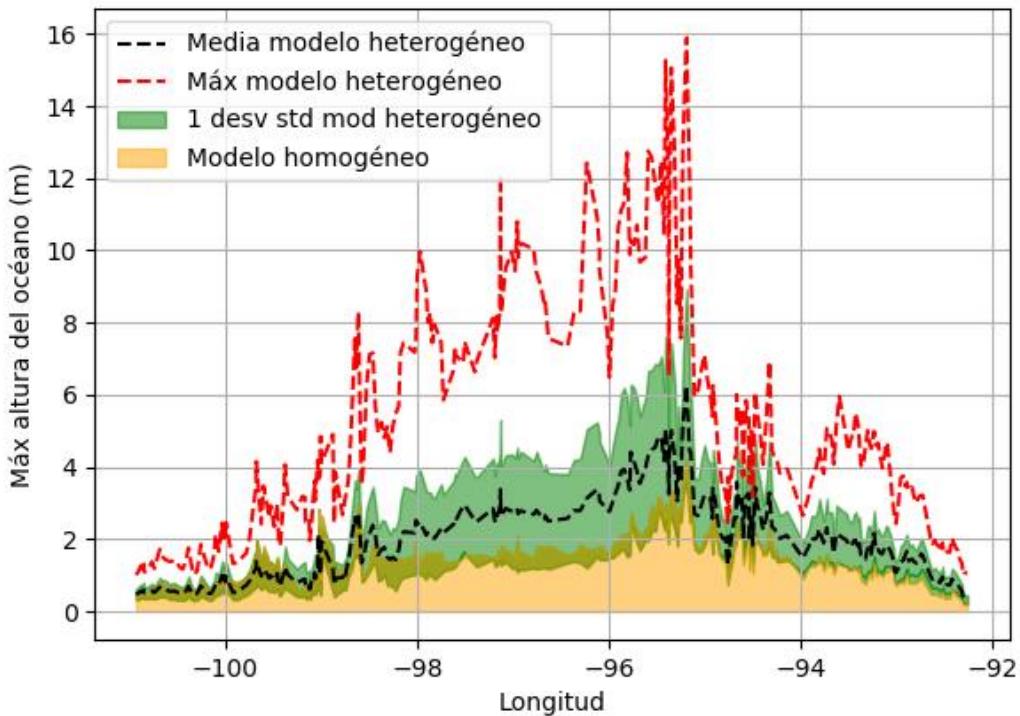
Las alturas de ola máximas obtenidas con el modelo de deslizamiento heterogéneo para toda el área de estudio se presentan de acuerdo con la magnitud de la ruptura usada como fuente en el diagrama de cajas y bigotes (Figura 17), donde la mediana de alturas de ola está indicada con la línea naranja y corresponde a los resultados hasta el cuartil 2. Las alturas de ola hasta el cuartil 3, que corresponden al límite superior de la caja, tienen poca variación en el rango de magnitudes menores a 8.5. Los valores máximos (bigote superior), corresponden a los mareógrafos localizados cerca de la zona de mayor deslizamiento durante la ruptura y los valores atípicos (puntos), en su mayoría, a los localizados entre Huatulco y Salina Cruz. Debido a que el área evaluada es de gran extensión, las alturas de ola tienen una variación zonal considerable, lo cual se ve reflejado en la distribución de los resultados en el diagrama. A su vez, como consecuencia de la extensión del área evaluada, el diagrama del primer rango no se reflejó en la figura.



**Figura 17.** Diagrama de cajas y bigotes de alturas de ola máximas registradas por los mareógrafos artificiales vs. magnitud del evento para el modelo con deslizamiento heterogéneo.

Se realizó una comparación de la variación zonal de las alturas de ola registradas en los mareógrafos artificiales entre los modelos de fallas con deslizamiento homogéneo y heterogéneo (Figura 18). Para los resultados del modelo de fallas con deslizamiento heterogéneo sólo se evaluaron los eventos dentro del rango de magnitud Mw 8.5 – 8.7, para

que los valores entre modelos fuesen comparables. Se puede observar que el modelo de falla con deslizamiento homogéneo tiende a subestimar las alturas de ola de los tsunamis generados, en comparación con las alturas de ola que se obtienen al utilizar los modelos con deslizamiento heterogéneo como fuente. Además, esta diferencia se vuelve más importante en las zonas cercanas al área de ruptura, en donde las alturas de ola son mayores, mientras que en las estaciones más alejadas la diferencia es menor.

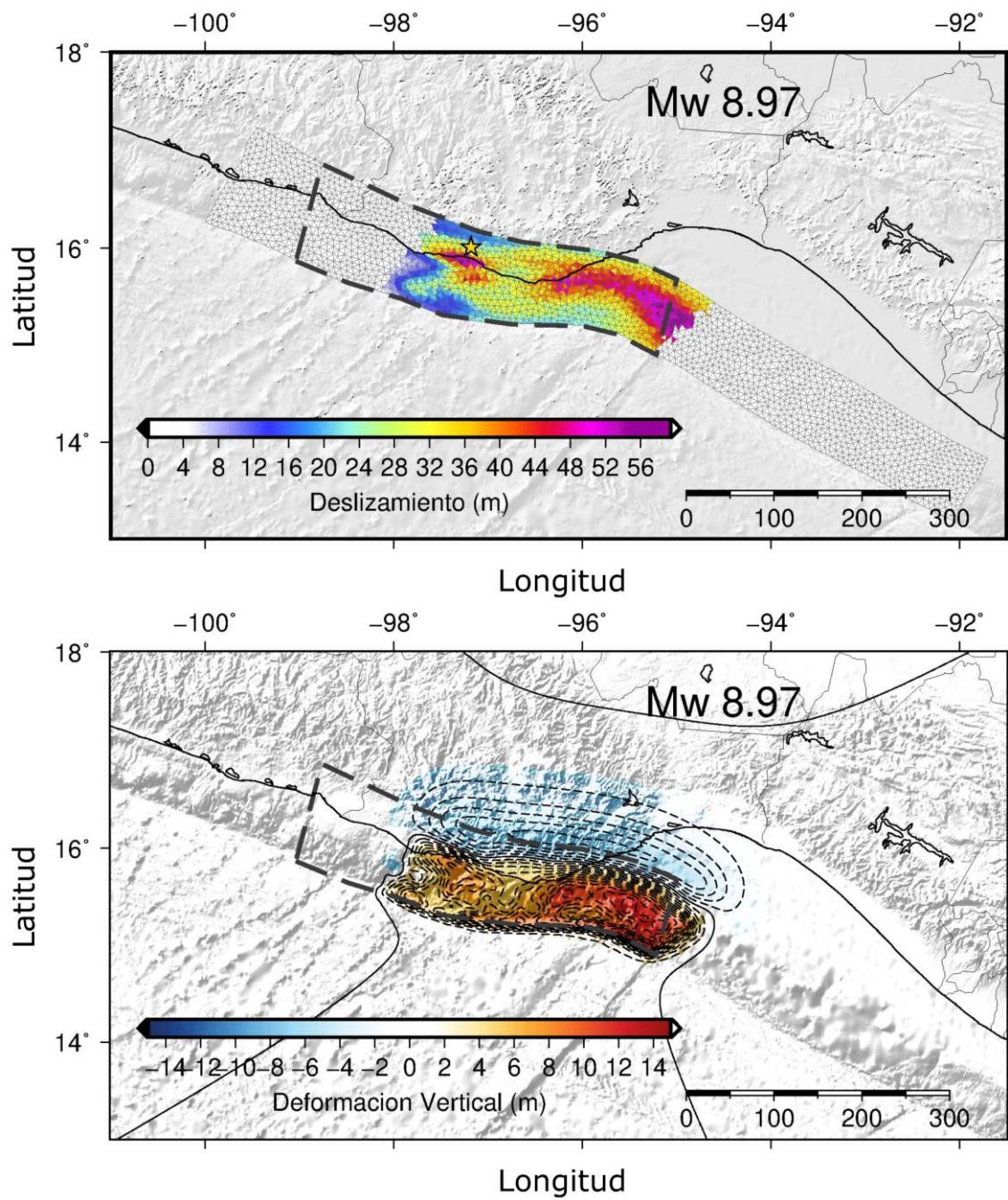


**Figura 18.** Comparación zonal de las alturas de ola registradas para el modelo de falla con deslizamiento homogéneo y el modelo con deslizamiento heterogéneo (Mw 8.5 – 8.7).

### 9.3 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN

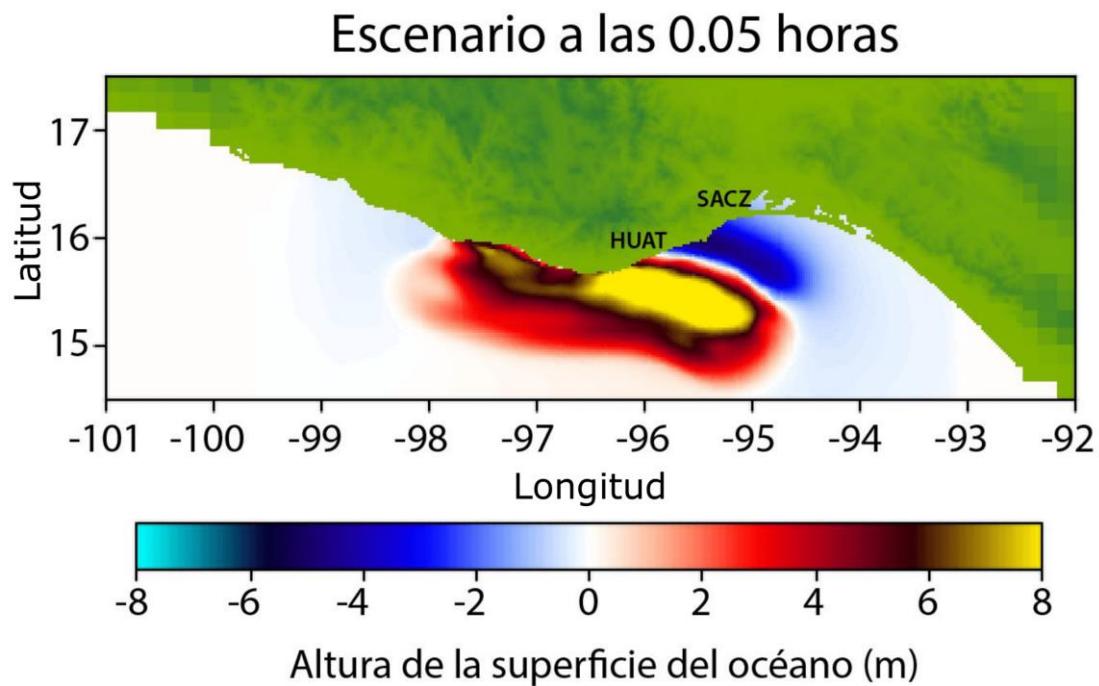
Los escenarios de inundación fueron realizados a partir de la ruptura 272 con magnitud 8.97 del modelo con deslizamiento heterogéneo (Fig. 19). La ruptura inició al oeste de San Pedro Mixtepec, Oax., a una profundidad de 23.37 km. Sin embargo, el deslizamiento máximo para este modelo ocurrió en la dirección sur de la falla, y fue de 58.88 m (Fig. 19. a). Con respecto

a la deformación vertical, el levantamiento máximo fue de 14.64 m, siendo la mayor parte de este levantamiento en la zona oceánica, y la mayor subsidencia fue de -5.34 m (Fig. 19. b).



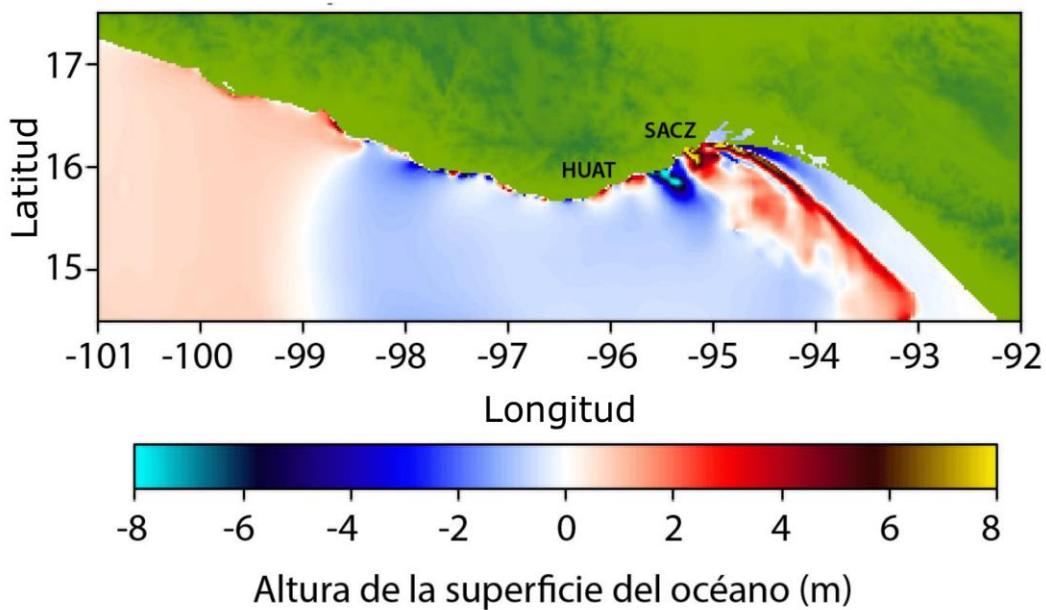
**Figura 19. a)** Deslizamiento en el plano de falla (m). La estrella amarilla señala el hipocentro de la falla. **b)** Deformación vertical (m) de la ruptura 272 de deslizamiento heterogéneo del modelo estocástico con magnitud Mw 8.97. Las curvas de nivel discontinuas están cada 1 m. (Mapas elaborados en GMT v.5.4.3).

El mayor desplazamiento de la columna de agua ocurre a ~3 minutos después de la ruptura, con un levantamiento máximo frente a la costa centro-este de Oaxaca, en la superficie oceánica sobre la trinchera mesoamericana, alcanzando la mayor altura entre Puerto Ángel y la laguna del Mar Muerto (Fig. 20). Desde esta área se inicia la propagación de las ondas de tsunami en forma radial. Las olas alcanzan la totalidad de las costas del área de estudio a 39 minutos del desplazamiento inicial en la parte norte (Fig. 21), y después de 96 minutos por la parte sur (Fig. 22). Alrededor de dos horas de haber ocurrido la ruptura se observa un decaimiento en la actividad de las olas del tsunami, sin embargo, la interacción continúa de manera significativa en la zona del golfo de Tehuantepec hasta pasadas 6 horas después de ocurrido el sismo, y en menor medida en las lagunas de Ometepec, Gro. y Corralero, Oax. (Figs. 23 y 24).



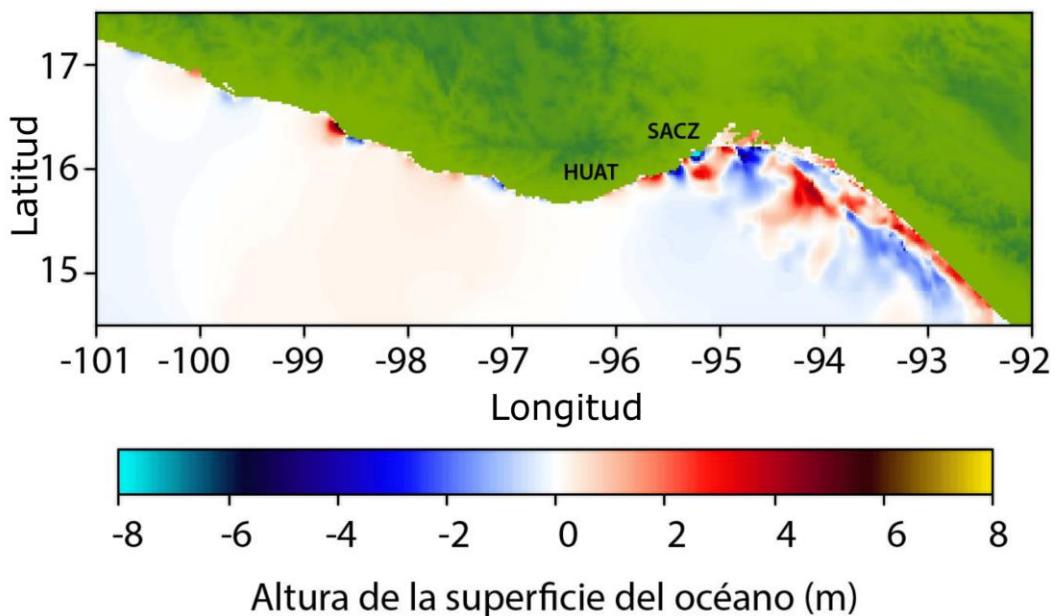
**Figura 20.** Superficie del mar pasadas 0.05 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97. Se señalan las localidades en las que se realizaron escenarios de inundación, Salina Cruz (SACZ) y Huatulco (HUAT).

### Escenario a las 0.65 horas



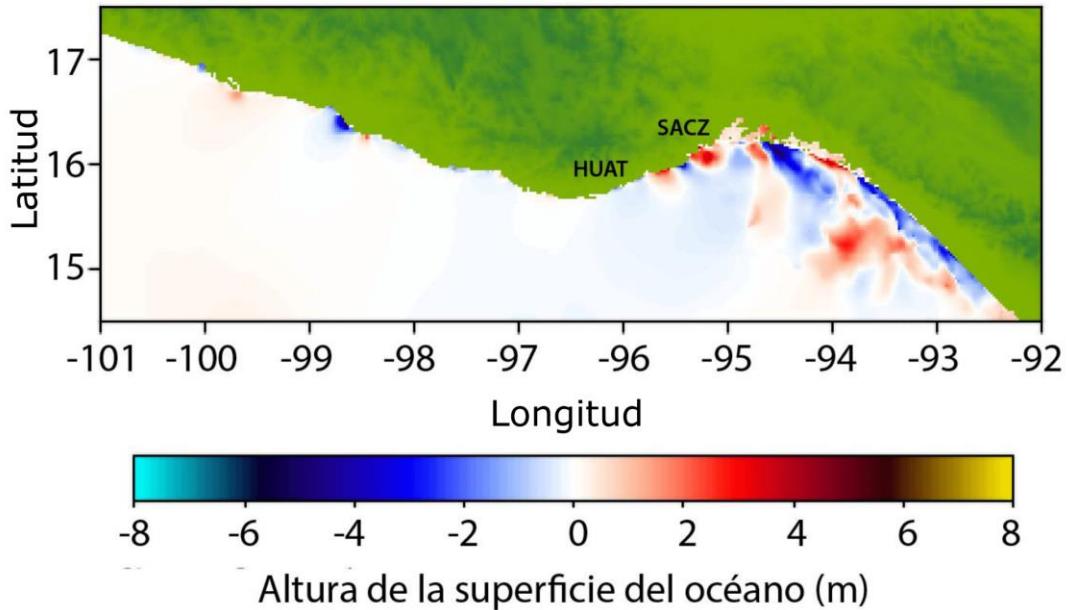
**Figura 21.** Superficie del mar pasadas 0.65 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

### Escenario a las 1.6 horas



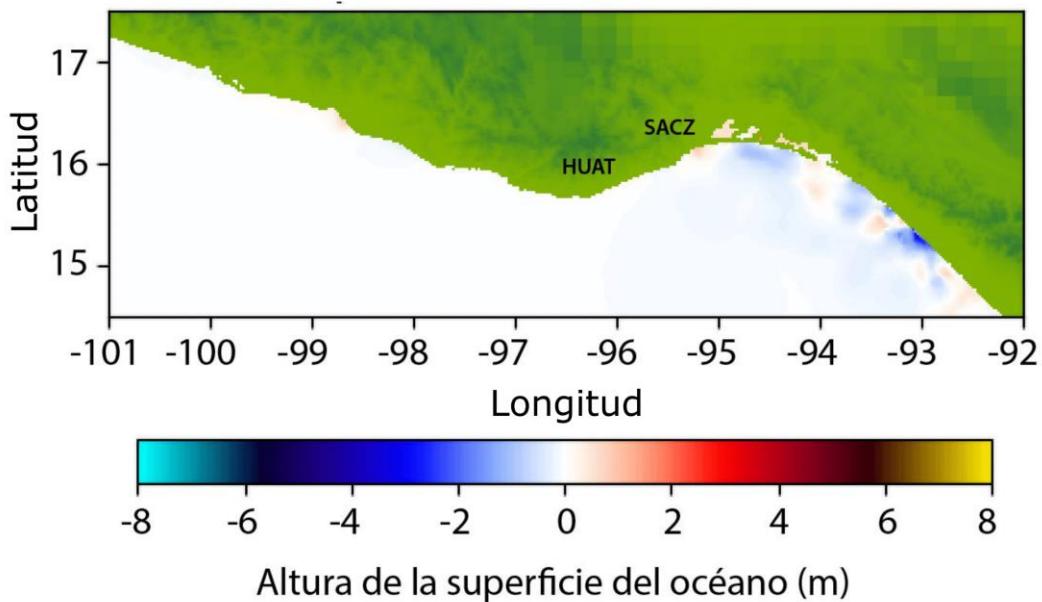
**Figura 22.** Superficie del mar pasadas 1.60 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

### Escenario a las 2 horas



**Figura 23.** Superficie del mar pasadas 2.00 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

### Escenario a las 6 horas

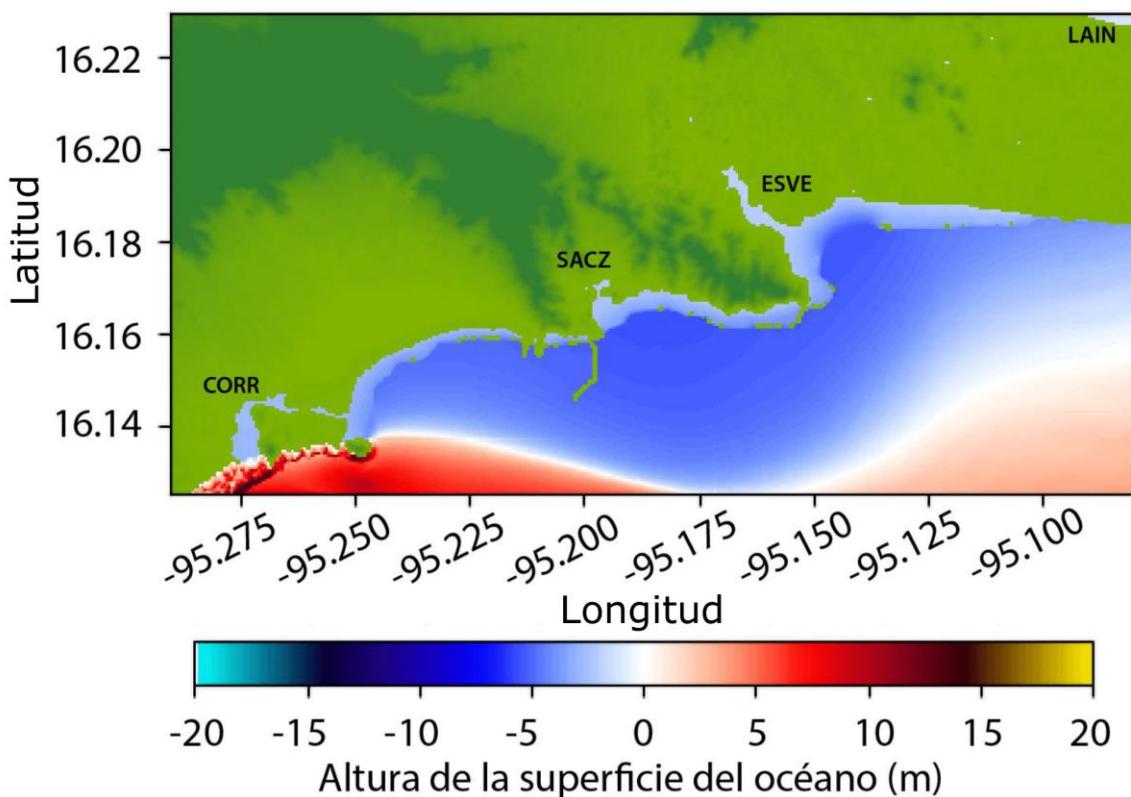


**Figura 24.** Superficie del mar pasadas 6.00 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

### 9.3.1 SALINA CRUZ

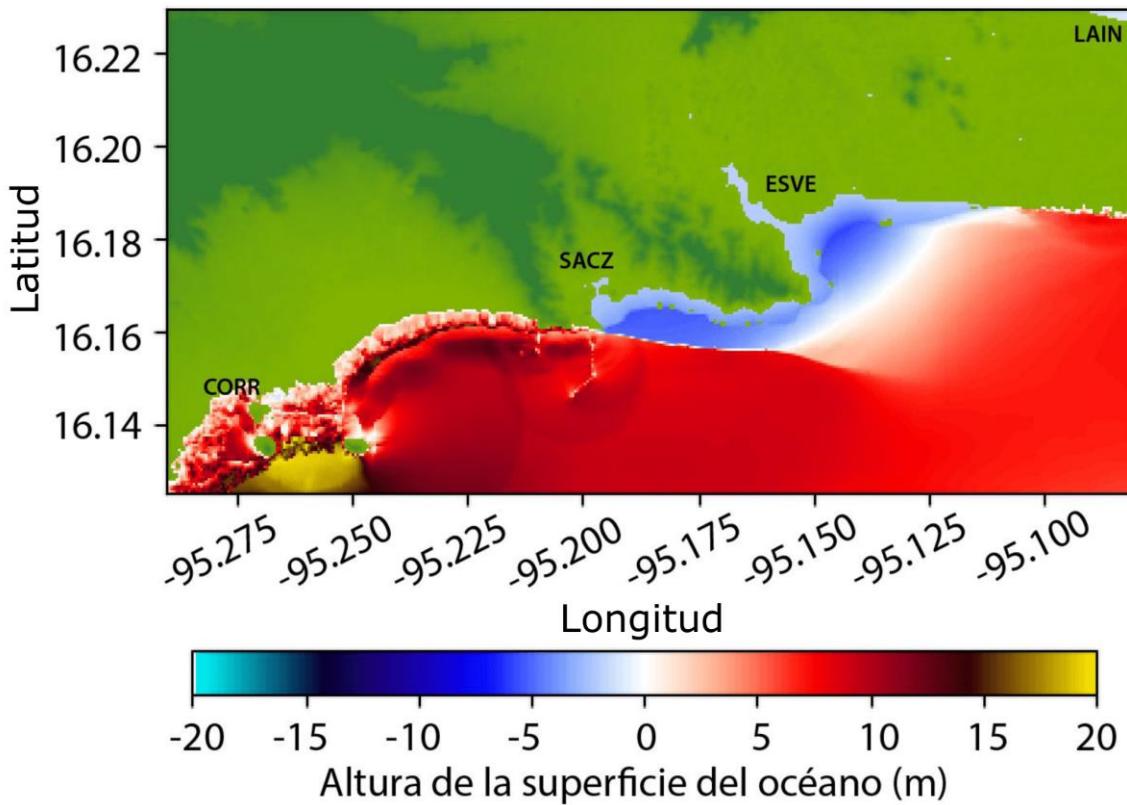
En el escenario de inundación en Salina Cruz, se registró un déficit del nivel del mar de alrededor de -3 m a los 3 minutos de ocurrida la ruptura. El arribo de las primeras olas provino desde la dirección suroeste pasados 25 minutos (Fig. 25). Las primeras áreas en ser afectadas 5 minutos después del arribo de las primeras olas fueron: playa Brasil, playa Las Escolleras, hasta el rompeolas oeste del Puerto de Salina Cruz, y la playa del Mar Vivo, al este de la colonia Cuauhtémoc (Fig. 26). En la parte oeste se observa inundación en la cuenca del río El Corralito, el terreno bajo asociado a las salineras, a excepción de los lomeríos ubicados en playa Brasil y punta Conejo, y en la colonia Salinas del Marqués. Por la parte este, se observa inundación de la planicie costera asociada al sistema lagunar del Mar Muerto.

Escenario a las 0.45 horas



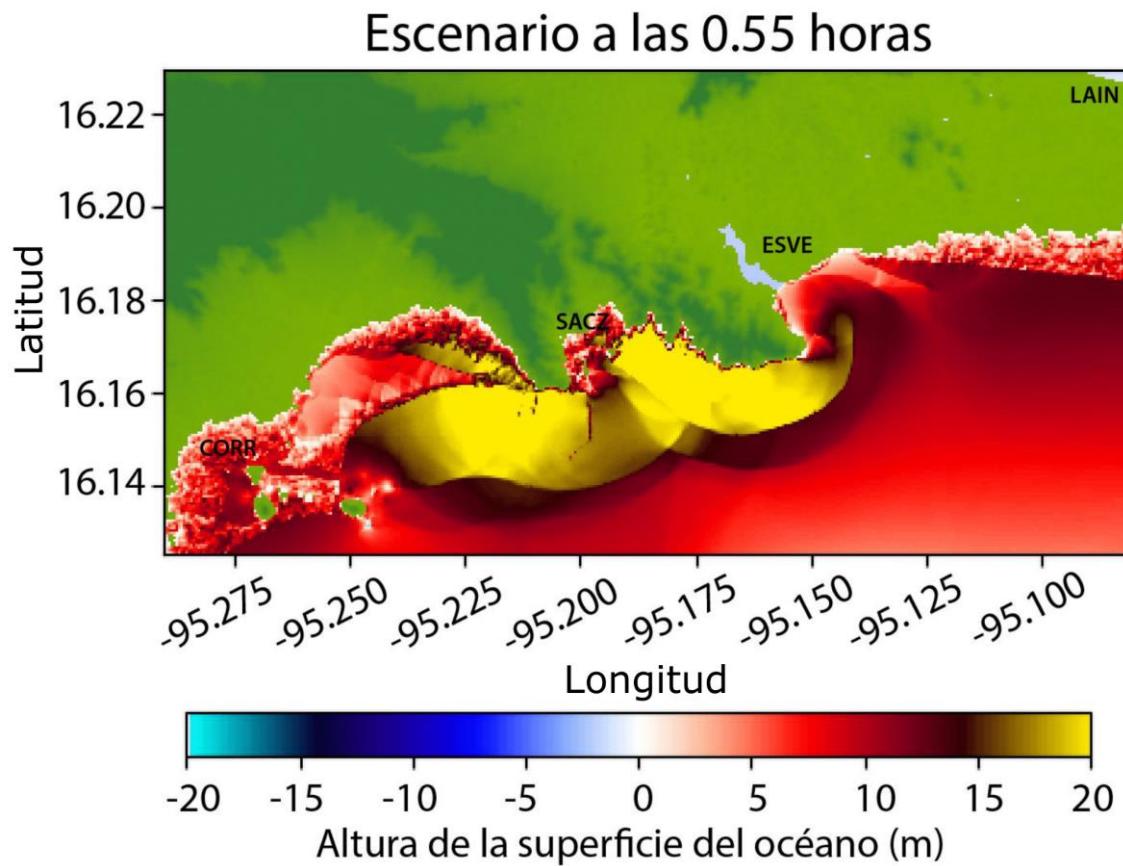
**Figura 25.** Superficie del mar en el municipio de Salina Cruz pasadas 0.45 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97. Las etiquetas corresponden al río Corralito (CORR), el núcleo poblacional principal de Salina Cruz (SACZ), el estero La Ventosa (ESVE) y la laguna Inferior del sistema lagunar Huave (LAIN).

## Escenario a las 0.50 horas



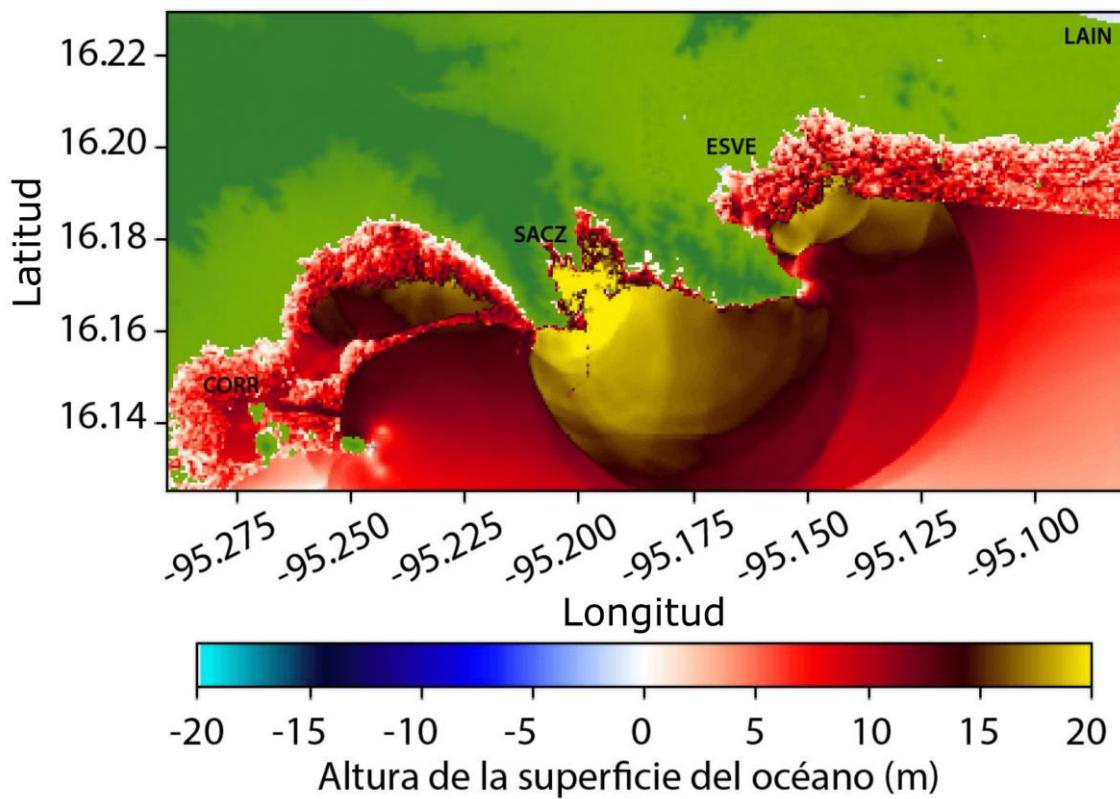
**Figura 26.** Superficie del mar en el municipio de Salina Cruz pasadas 0.50 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

El puerto de Salina Cruz y bahía La Ventosa se ven afectados pasados 33 minutos después de la ruptura (Fig. 27). Existe inundación a través de la infraestructura portuaria hacia el núcleo poblacional de Salina Cruz, el cual se ve afectado hasta ~2.2 km tierra adentro. En la bahía La Ventosa existe inundación a través de la planicie formada por el estero La Ventosa y la cuenca del río Tehuantepec (Fig. 28). Después de 51 minutos se observa la mayor inundación en la parte este de Salina Cruz, en la que el mar llega a incursionar ~5 km a lo largo de los cuerpos de agua La Ventosa y el río el Zanjón, llegando a cubrir el terreno de la refinería “Antonio Dovalí Jaime” (Fig. 29). Las alturas de ola máximas se registraron desde playa Las Escolleras hasta bahía La Ventosa, con más de 20 m de altura, con un máximo de ~30 m en la colonia Miramar.



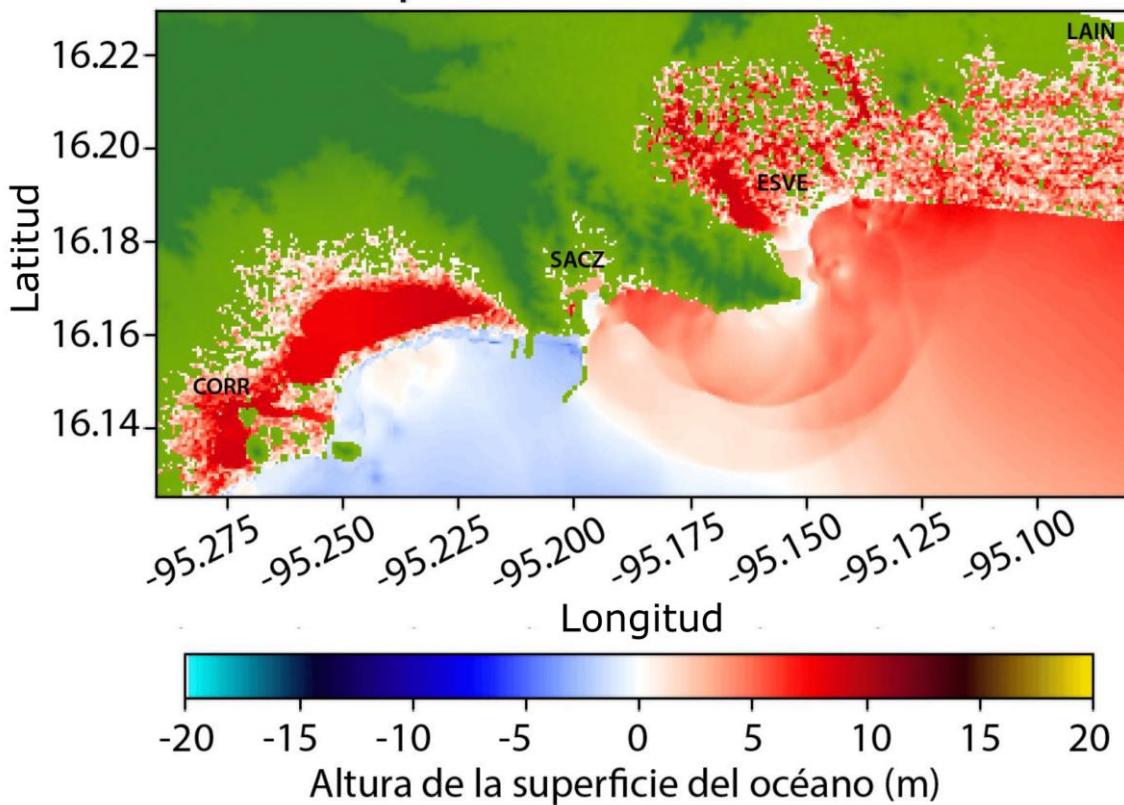
**Figura 27.** Superficie del mar en el municipio de Salina Cruz pasadas 0.55 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

## Escenario a las 0.60 horas



**Figura 28.** Superficie del mar en el municipio de Salina Cruz pasadas 0.60 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

## Escenario a las 0.85 horas



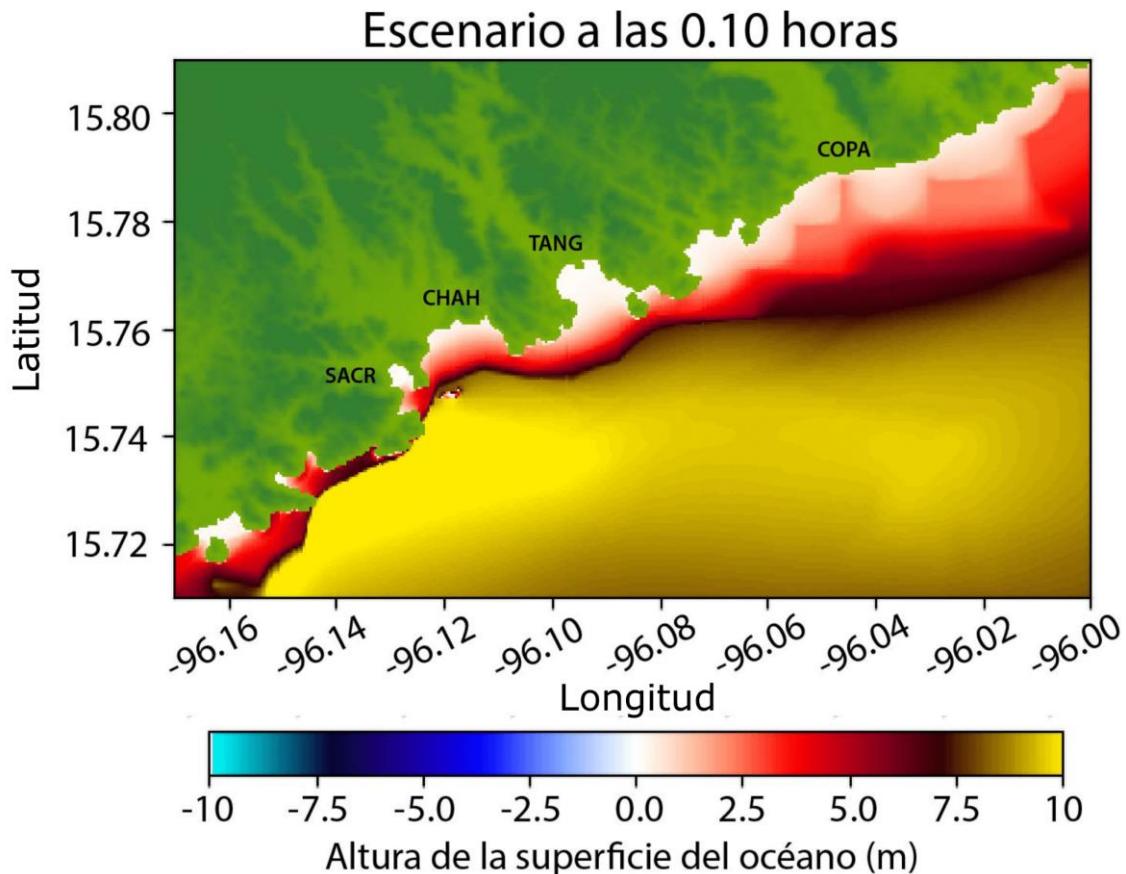
**Figura 29.** Superficie del mar en el municipio de Salina Cruz pasadas 0.85 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97.

### 9.3.2 HUATULCO

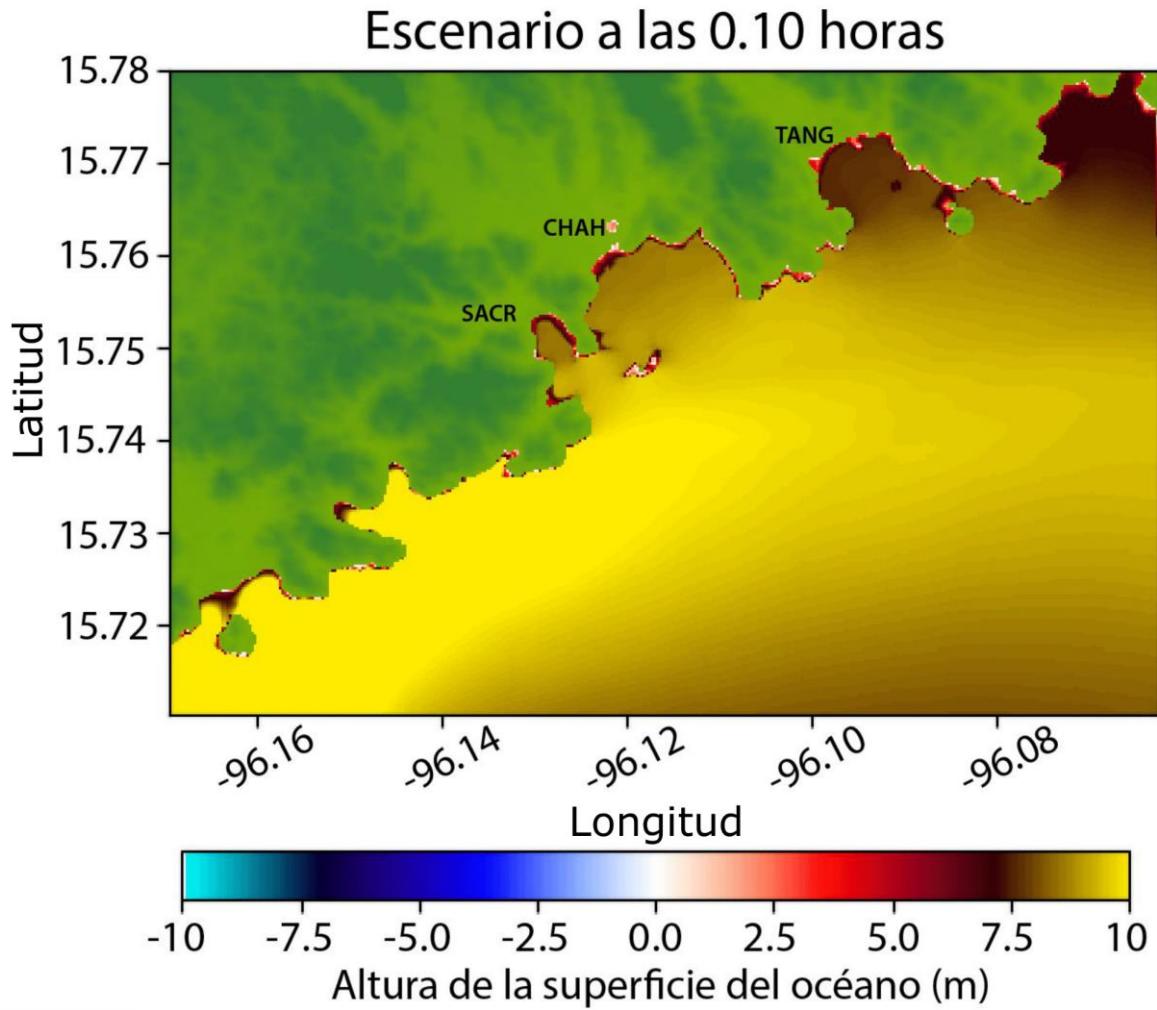
Para el escenario de inundación realizado en Huatulco, se tienen resultados de la malla realizada combinando batimetría de 30 segundos de arco con topografía de 1 segundo de arco, que a partir de esta sección se referirá como Malla 1, y usando la malla en la que se combinó la batimetría del MDE elaborado a partir de la carta náutica e información de GEBCO, y topografía de 1 segundo de arco, a partir de aquí, Malla 2.

Huatulco se encuentra dentro de la zona de máximo levantamiento de la columna de agua, debido a esto, se observa un aumento en el nivel del mar que rebasa el umbral de 0.25 m a partir de los primeros 10 segundos en la simulación. Pasados 6 minutos después de la ruptura, se registra el arribo de las olas más altas por la parte suroeste del área de estudio (Figs. 30 y 31), y a los 9 minutos en la parte noreste (Figs. 32 y 33). Es posible observar una diferencia

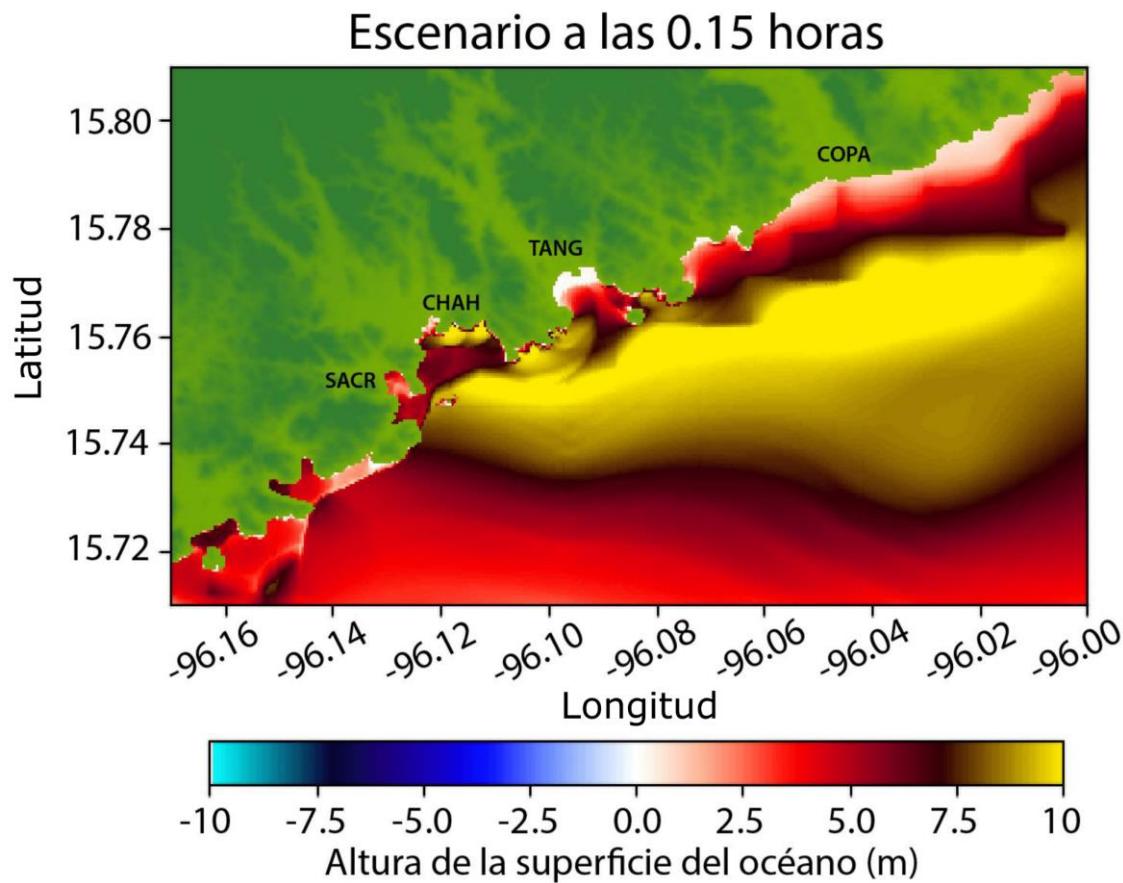
significativa en la zona de rompimiento de las olas entre la Malla 1 y la Malla 2, además de formación de estructuras cuadrangulares cerca de la línea de costa al usar la Malla 1. Las alturas de ola más grandes fueron de alrededor de 10 m, con el registro máximo en bahía Chahue, en frente de marina Chahue de 11.06 m.



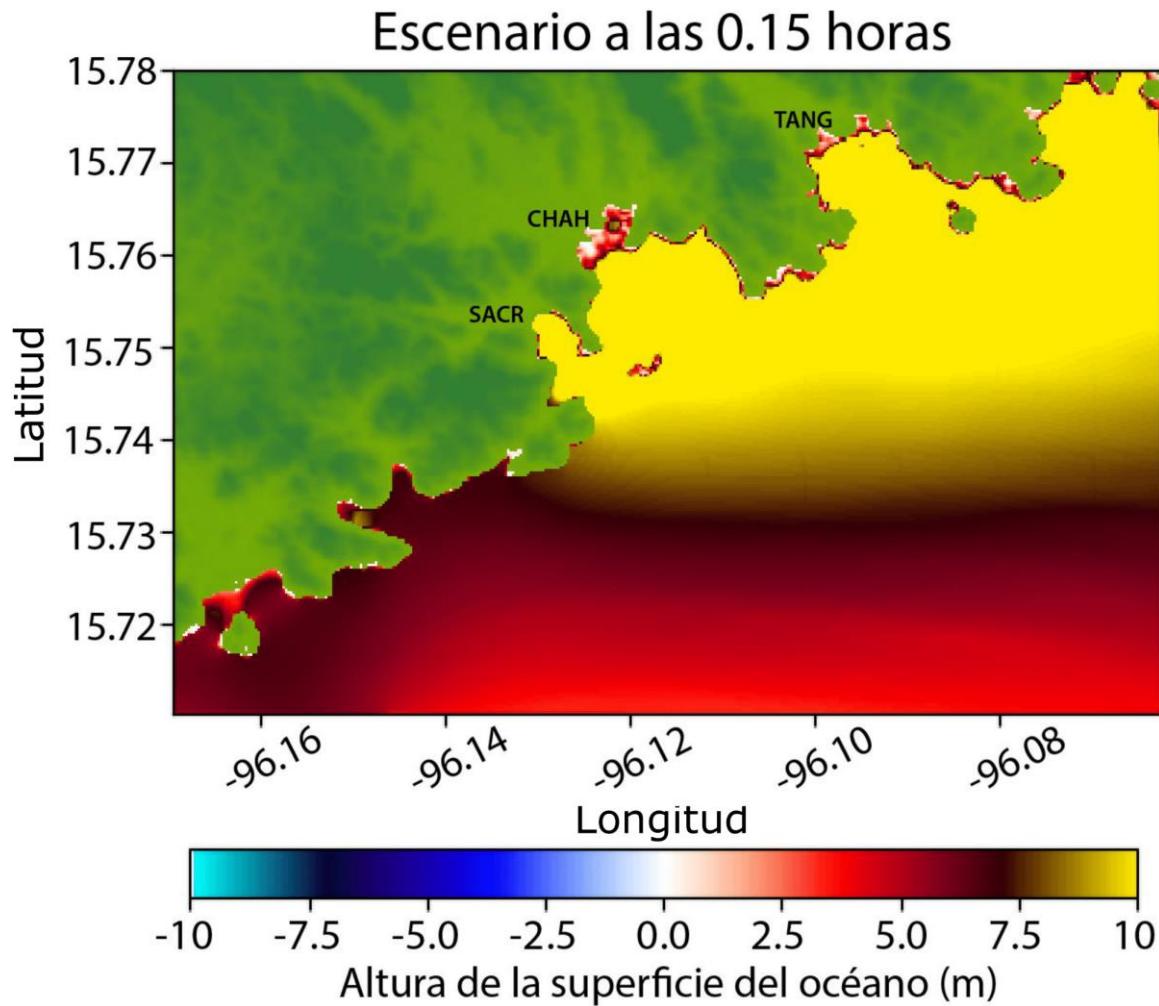
**Figura 30.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.10 horas después de ocurrida la falla 272 con  $Mw$  8.97 usando la Malla 1. Las etiquetas corresponden a la bahía de Santa Cruz (SACR), la bahía de Chacahua (CHAH), la bahía Tangolunda (TANG) y la cuenca del río Copalita (COPA).



**Figura 31.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.10 horas después de ocurrida la falla 272 con  $M_w$  8.97 usando la Malla 2. Las etiquetas corresponden a la bahía de Santa Cruz (SACR), la bahía de Chacahua (CHAH) y la bahía Tangolunda (TANG).



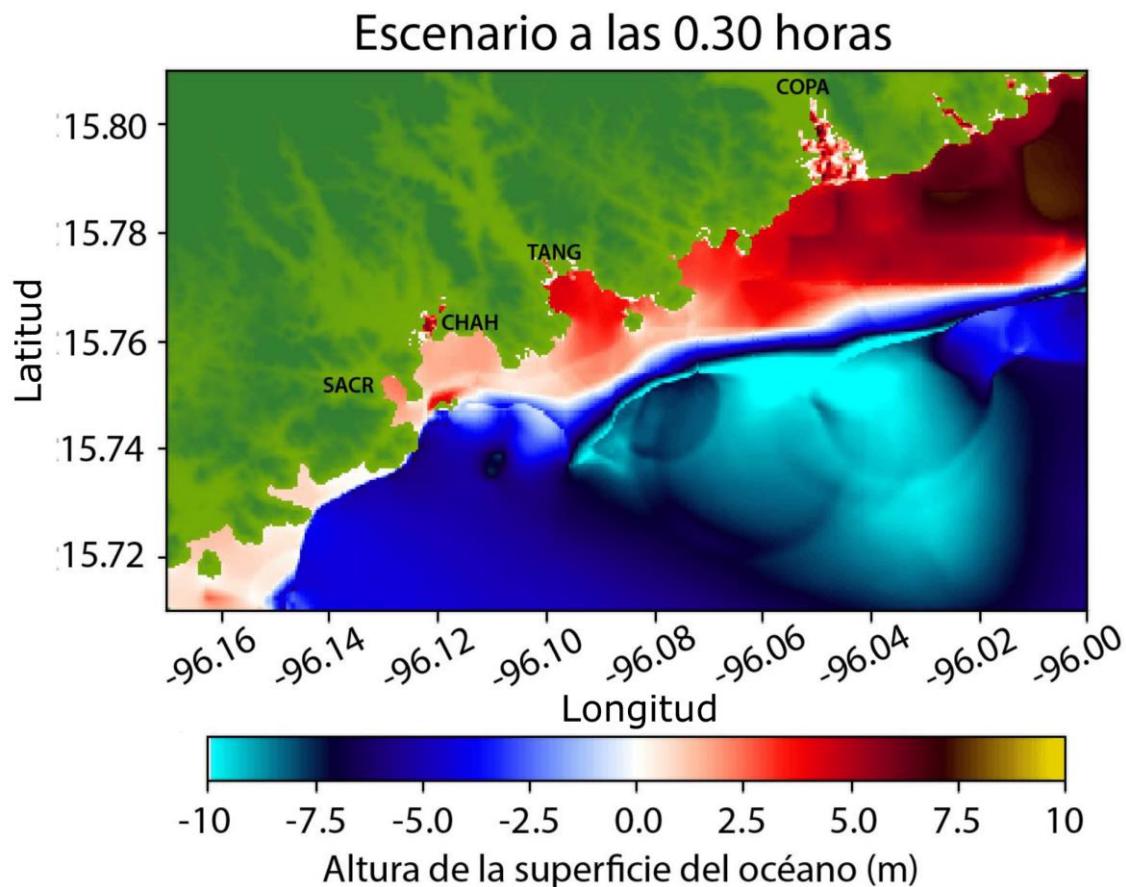
**Figura 32.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.15 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97 usando la Malla 1.



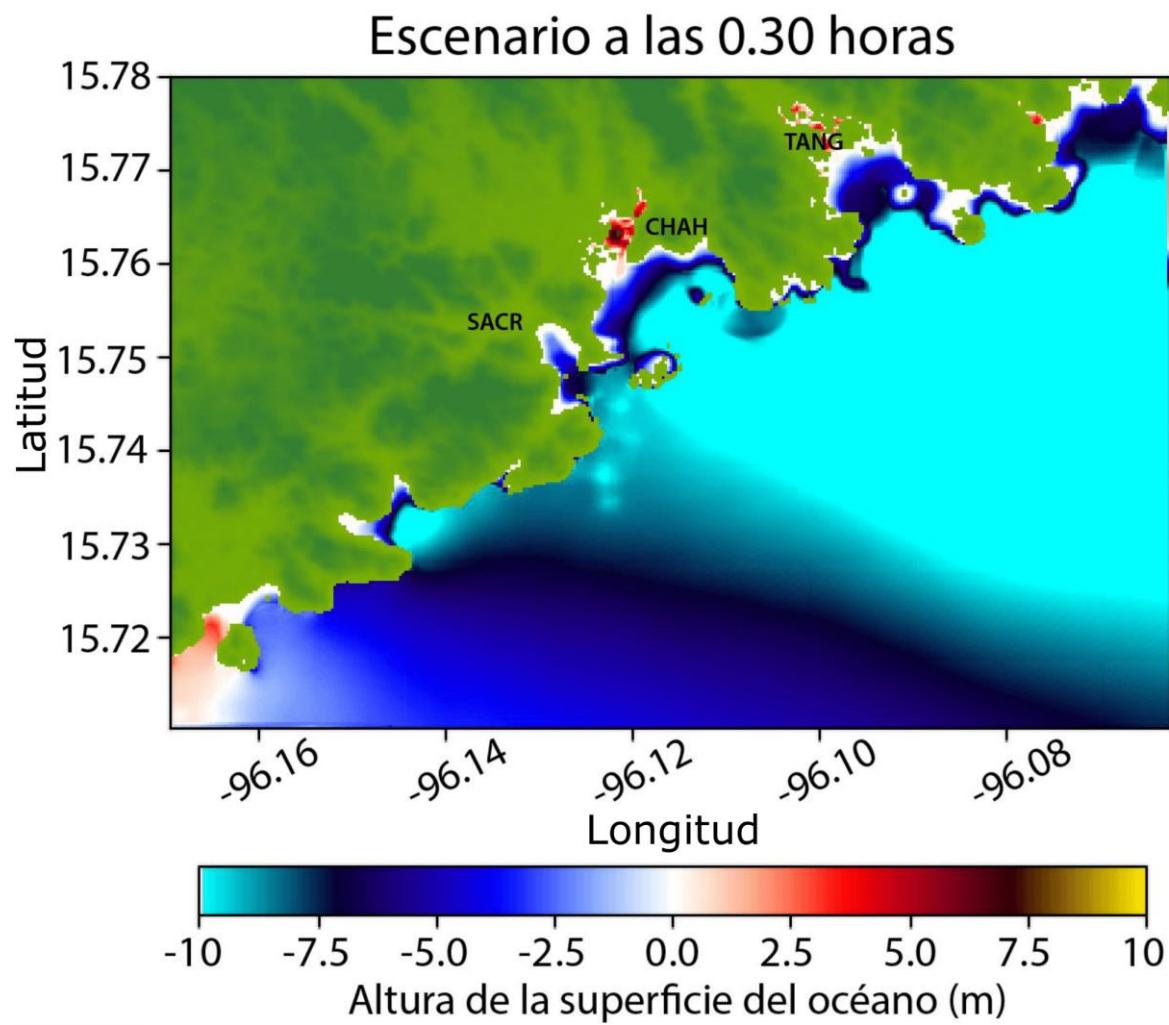
**Figura 33.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.15 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97 usando la Malla 2.

A los 18 minutos de ocurrida la ruptura se observa la mayor inundación en la Malla 1, con afectaciones en bahía Tangolunda, a través de la cuenca del río Tangolunda; bahía Chahue, a través del canal de la dársena de Marina Chahue, y la cuenca del río Copalita, en la que se observa una invasión del mar de ~2 km (Fig. 34). En la Malla 2, de igual forma se observa inundación en las bahías Tangolunda y Chahue; además de bahía Conejos en la zona de playa Arena (Fig. 35). A causa de la extensión territorial abarcada por la carta náutica S. M. 622.2, esta malla no incluye a la zona del río Copalita, por lo que no es posible observar la inundación causada por el tsunami en dicha área.

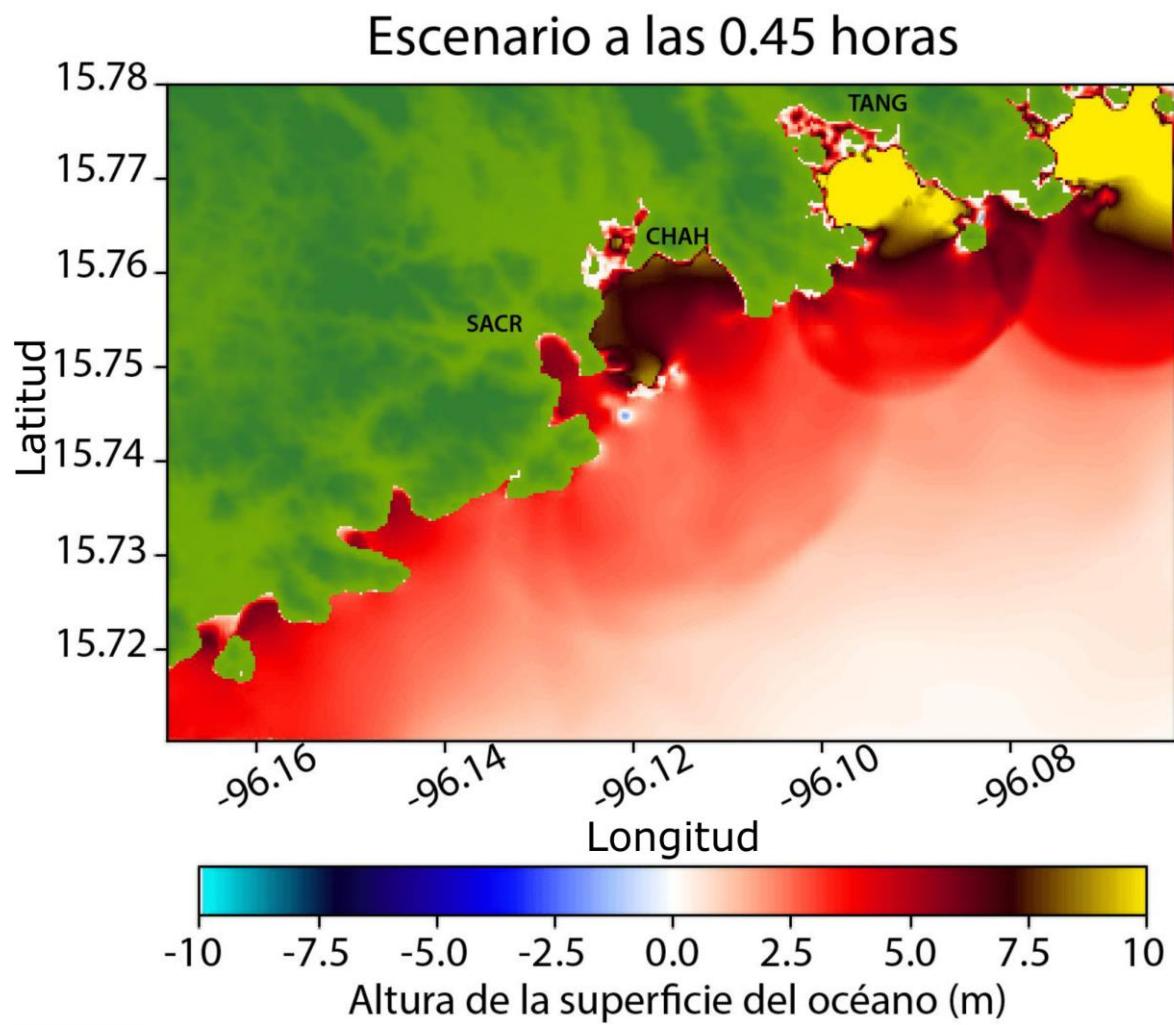
En la Malla 2 se observa la mayor inundación en la localidad de Huatulco a los 27 minutos de la simulación, lo cual es causado por el arribo de una serie de ondas por la parte noreste. Las áreas inundadas fueron aquellas en donde ocurrió incursión del mar en los primeros minutos: bahía Tangolunda, donde la inundación alcanzó hasta ~1.2 km tierra adentro alrededor de la cuenca del río Tangolunda y bahía Chahue, en la cual llegó hasta ~1 km en el canal de la dársena (Fig. 36).



**Figura 34.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.30 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97 usando la Malla 1.



**Figura 35.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.30 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97 usando la Malla 2.



**Figura 36.** Superficie del mar en el municipio de Santa María Huatulco pasadas 0.45 horas después de ocurrida la falla 272 con Mw 8.97 usando la Malla 2.

## 10. DISCUSIONES

En esta sección se realiza un análisis de los resultados en comparación con estudios previos. Primero, se discute la variación de las alturas de ola a lo largo del área de estudio (Apartado 10.1), seguido de un análisis de los efectos de resonancia de ondas encontrados (10.2), en tercer término, se comparan los resultados con las descripciones del tsunami de 1787 (10.3) y, finalmente, se analizan los resultados obtenidos en los escenarios de inundación a nivel regional (10.4). A su vez, para esta sección, se referirá a las fallas sísmicas del modelo con deslizamiento heterogéneo, como MHE, y a la falla con deslizamiento homogéneo, MHO.

Las alturas de *run up* referidas en la sección 10.3, fueron calculadas usando la ley de Green (Ec. 16), con un valor de altura final ( $H_2$ ) de -0.1 m, recordando que los mareógrafos se habían ubicado a -5 m. Por medio de lo anterior, se calculó el *run up* generado con las fallas sísmicas del MHE, en el rango de magnitudes entre 8.5 y 8.7, y con la falla del MHO.

### 10.1 ALTURAS DE OLA

En términos generales, los valores de altura de ola obtenidos a partir de las simulaciones usando como fuente las rupturas del MHE, tuvieron máximos en el litoral adyacente a la zona donde ocurrió la mayor deformación vertical positiva, que en la mayoría de los eventos fue frente a la costa entre Huatulco y Salina Cruz. Esto concuerda parcialmente con lo encontrado por Carrier (1995) y Lekkas *et al.* (2011), quienes concluyen que la dimensión, orientación y distancia de la fuente sísmica influyen en la altura de olas de un tsunami. Los resultados difieren con lo esperado en relación con el segundo aspecto, puesto que las alturas de ola máximas se generaron en una porción costera localizada de manera oblicua a la fuente, cuando lo esperado es que esto ocurra en las costas perpendiculares a los frentes de onda del oleaje.

No obstante, Fujima *et al.* (2000) mencionan que, si la mayor deformación vertical positiva se encuentra muy cercana a la línea de costa, como ocurre en el resto del litoral del área de estudio, las alturas de ola máximas generadas pueden llegar a ser menores y con tendencia a la generación de ondas de borde. Esto se debe a que la costa se encuentra dentro del área en donde ocurre el levantamiento cosísmico. En cambio, en la porción costera entre Huatulco y Salina Cruz, al haber una mayor distancia respecto a la trinchera, presentó subsidencia del terreno, hacia Huatulco esto se presentó en gran parte de los escenarios, y en Salina Cruz en

la totalidad de los eventos. Esta condición resultó en una mayor diferencia de elevación entre la ola incidente y la altitud de la localidad respecto al nivel medio del mar, que explica las alturas de ola registradas en dicha zona.

Por otro lado, en los resultados de alturas de ola generadas con el MHE, se observa una correspondencia directamente proporcional entre la magnitud de los sismos y las alturas de ola generadas (Fig. 15), y comparado con estos resultados, al utilizar la falla sísmica del MHO, las alturas de ola fueron menores en la parte adyacente a la zona de generación, aunque esta diferencia fue disminuyendo a medida que la distancia con respecto a la fuente aumentaba, como se puede observar hacia ambos extremos del área de estudio evaluada (Fig. 16). Respecto a este punto, diversos autores han descrito que las variaciones en las alturas de ola para tsunamis locales dependen de manera directa de las características de la fuente sísmica que las produce, como son la magnitud del sismo, la deformación vertical cosísmica, y la complejidad de la ruptura, en el sentido de la distribución del deslizamiento (e.g. Kanamori, 1993; Geist, 2002; Lekkas *et al.*, 2011; Geist, 2013).

Asimismo, esta diferencia en la estimación de alturas de ola concuerda con lo encontrado en estudios similares, en los que se concluye que las olas generadas a partir de fuentes sísmicas con deslizamiento homogéneo tienden a subestimar los efectos de un tsunami en comparación con los resultados en los que se usa como fuente a modelos de deslizamiento heterogéneo (e.g. Geist, 2002; Ruiz *et al.*, 2015; González *et al.*, 2019, Melgar *et al.*, 2019, Riquelme *et al.*, 2020). Esto se explica en relación con la energía potencial liberada durante una ruptura en los modelos con deslizamiento heterogéneo, donde la cantidad del deslizamiento se ve concentrada en ciertas áreas, y la deformación vertical cosísmica también se concentra en la misma región, pudiendo llegar a ser de mayor magnitud que la generada con un modelo con deslizamiento homogéneo (Geist y Dmowska, 1999; Melgar *et al.*, 2019). Lo anterior, se traduce en alturas de ola de mayor tamaño y concentradas en la zona adyacente a la región en donde ocurre la mayor deformación vertical positiva (Melgar *et al.*, 2019).

También, la diferencia en la estimación de alturas de ola entre los MHO y MHE, se explican en lo reportado por Melgar *et al.* (2019), en donde expone que la diferencia en las alturas de ola máximas entre ambos modelos aumenta conforme se evalúan eventos de magnitudes mayores ( $>8.5$ ), como es el caso en la comparación realizada, donde el modelo homogéneo

subestima. Lo anterior, es de especial relevancia debido a que eventos más grandes podrían potencialmente representar un peligro mayor de lo que se esperaría al realizar análisis de riesgo por tsunami usando modelos con deslizamiento homogéneo (Melgar *et al.*, 2019).

Con relación a la alta variabilidad de alturas de ola para los rangos de magnitudes presentados del MHE (Fig. 15), por una parte, se debe a que incluye a las alturas de ola medidas a lo largo de toda el área de estudio, por lo que, en las zonas alejadas de la fuente, por la pérdida de energía y oblicuidad de incidencia de las olas de tsunami, las alturas registradas son significativamente de menor tamaño. Y, en segundo lugar, se debe a que con el uso de modelos de deslizamiento heterogéneo que incluyen un parámetro estocástico, por las variaciones en la distribución de los deslizamientos y, en consecuencia, de la distribución de las deformaciones verticales, se incrementa la variabilidad de la amplitud de ola de los tsunamis generados (Melgar *et al.*, 2019).

## 10.2 EFECTOS DE RESONANCIA

Las alturas de ola más grandes se generaron en la zona del golfo de Tehuantepec en la mayoría de las simulaciones, tanto para el MHO como para el MHE, e inclusive entre sismos de magnitud similar, siendo Salina Cruz la localidad en la cual se presentó este efecto con mayor frecuencia. Aunque en la sección anterior (10.1), se brindan algunas de las razones por las que se pueden explicar estos resultados, otro punto a considerar son los efectos de resonancia locales en el golfo de Tehuantepec. Este tipo de comportamiento de ondas se ha documentado para eventos ocurridos por ejemplo, en Crescent City, California, debido al tsunami generado por el sismo de Alaska en 1964 (Houston y Garcia, 1978) y de Cabo Mendocino en 1992 (González *et al.* 1995); o en las islas Kuril de Hawaii, por el sismo en la trinchera de Kuril en 2006 (Munger y Cheung, 2008); o en Bahía de Concepción, Chile, por el tsunami de Chile en 2010 (Yamazaki y Cheung, 2011); en los cuales se concluye que existen modos de resonancia ante ondas de tsunami debido rasgos topográficos locales, los cuales resultan en una prolongación del tiempo de actividad de las olas debido a un entrampamiento de la energía del tsunami.

En los escenarios de tsunami para ambos modelos de ruptura (MHO y MHE), se encontró que las olas generadas por todas las fallas sísmicas usadas como fuente, tenían un tiempo de decaimiento de energía menor en la región del golfo de Tehuantepec, en el cual se observa

una importante interacción de ondas pasadas 6 horas después de que ocurriera el sismo (v.g. Fig. 24), lo cual no ocurre de manera general para el resto del litoral evaluado, y que tiene repercusiones en el riesgo ante tsunamis en la región.

Respecto a estos resultados, hay una gran cantidad de estudios en los cuales se relacionan efectos de resonancia de ondas y formación de ondas de borde, a partir de las interacciones entre las olas de tsunami, con las plataformas continentales y batimetría regional (e.g. González et al. 1995; Geist, 2018; Melgar y Ruiz-Angulo, 2018). Se han encontrado relaciones entre la formación de ondas de borde y atrapamiento de estas debido a estructuras irregulares en la línea de costa, como lo son las bahías, por ondas que inciden sobre la plataforma desde mar adentro, como es el caso de los tsunamis (Fuller y Mysak, 1977). Otros factores que influyen en la formación de ondas de borde, son la direccionalidad de la fuente y oblicuidad de la costa en tsunamis de campo cercano (e.g. Koshimura *et al.*, 1999; Geist, 2013), el enfoque de la energía por batimetría fuera de la costa, o modos de resonancia propios de las plataformas, que conllevan a que ciertas localidades tengan un amplio historial de amplificación de ondas de tsunami (González *et al.*, 1995).

Estos modos de resonancia de ondas han sido documentados con anterioridad para el golfo de Tehuantepec por Melgar y Ruíz-Ángulo (2018), debido al tsunami generado por el sismo de Tehuantepec  $M_w$  8.2. Las amplitudes de tsunami más grandes tuvieron lugar en la zona entre Salina Cruz y Puerto Madero (3 m), con oscilaciones que duraron por tres días. Se encontró que la larga duración de las olas de tsunami fue resultado, por un lado, del modo de resonancia de la plataforma, que al tener una extensión prolongada en la zona del golfo de Tehuantepec, forma una semi-cuenca en la que la energía se ve reflejada, mientras que en las costas colindantes había un decaimiento de la energía significativamente más rápido. Por otra parte, hubo formación de ondas de borde en esta región, las cuales quedaron atrapadas y fueron amplificadas por la morfología del golfo. Este proceso de resonancia se repitió en el golfo de Tehuantepec para el modesto tsunami ocurrido por el sismo de La Crucecita  $M_w$  7.4 (Melgar *et al.*, 2020).

## 10.3 COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON EL TSUNAMI DE 1787

Con relación al evento de 1787, resulta complicado realizar una comparación de los resultados obtenidos en este trabajo, y las afectaciones que causó el tsunami generado por el sismo de San Sixto, debido a que no existen mediciones certeras de alturas de ola e inundación costera al tratarse de un evento histórico ocurrido hace más de 200 años. Por este motivo, los antecedentes publicados sobre este suceso hacen referencia a documentos históricos, como cartas y periódicos, en los que se narran los efectos presenciados por los pobladores de la época, tanto del sismo como del tsunami, y que pueden darnos una idea de la magnitud de estos.

En las descripciones recopiladas en otros trabajos (e.g. Suárez, 1986; Sánchez y Farreras, 1993; Núñez-Cornú, 1996; Núñez-Cornú *et al.*, 2008; Suárez y Albini, 2009; Ramírez-Herrera, 2020), se narra la incidencia de olas de tsunami en dos estados con colindancia al Pacífico, en la costa de Guerrero: en Acapulco, con una ola inicial que excedía los 4 m y ondas estacionarias tipo *seiches*; y en la costa frente a Ometepec, en la que se describe retracción del mar e inundación importante. Mientras que para Oaxaca: en Jamiltepec, se narra que ocurrió inundación costera; en Corralero, retracción del mar e importante inundación que dejó peces tierra adentro y hombres heridos; en la costa al sur de Tehuantepec (Salina Cruz), se reportó conmoción de las aguas que dejó sobre la playa peces grandes y conchas no conocidas; descripciones similares fueron hechas para la costa al sur de Juquila y Pochutla (Puerto Ángel). Por otra parte, como se mencionó en la Sección 4, recientemente se encontró evidencia de inundación por el tsunami de 1787 en la planicie costera de la laguna de Corralero, a 1.5 km tierra adentro (Ramírez-Herrera, 2020).

En Acapulco, la altura de *run up* generada con el MHO fue de 3.44 m. Por otro lado, al ingresar como fuente a las fallas sísmicas del MHE, se obtuvo un promedio de altura de ola de 3.12 m y un máximo de 13.03 m. Dados estos resultados, en Acapulco, usando el MHO, no se satisface lo observado en las descripciones históricas, en las que se menciona que las olas rebasaron los 4 m y que la ola inicial pudo haber sido de entre 6 y 8 m (Sánchez y Farreras, 1993; Núñez-Cornú *et al.*, 2008), mientras que con el MHE, se tuvieron escenarios que corresponden con estas alturas.

En Corralero, la altura de ola de *run up* promedio con el MHO como fuente, fue de 3.94 m, mientras que con el MHE se tuvo un promedio de 3.78 m, y la altura de *run up* máxima fue de 14.54 m. En la simulación previa sobre el evento de 1787 (Núñez-Cornú *et al.*, 2008), se hace mención que dada la elevación de 15 m.s.n.m. en el lugar donde se describe que ocurrió la máxima inundación en Corralero, se requeriría de una altura de ola mayor que esto (~18 m) para satisfacer esta descripción. En este trabajo no se generaron alturas de *run up* de tal magnitud, principalmente, en razón de que la localización de los planos de falla fue desplazada al sureste, con lo que hubo fallas en las que hubo deformaciones verticales positivas en dicha dirección, y en consecuencia, una menor cantidad de escenarios que generaron levantamientos adyacentes a la región de Corralero.

Por último, en Salina Cruz, cuya localización se encuentra en el extremo sur de los poblados en los que se reportaron efectos debido al tsunami de 1787, se obtuvieron valores de *run up* de 7.46 m con el MHO como fuente, mientras que con las fallas del MHE, se obtuvo un promedio de *run up* de 9.47 m y un valor máximo de 20.12 m en la zona de playa Las Escolleras. Sobre esta localidad, Núñez-Cornú *et al.* (2008) mencionan que las alturas de ola pudieron alcanzar de 2 a 3 m. Sin embargo, un *run up* de tal magnitud no lograría causar una inundación tal que satisfaga los testimonios sobre peces y conchas no conocidas encontrados en la playa, ya que olas de tamaño similar arriban a esta región durante eventos de mar de fondo sin causar este tipo de resultados.

Dado lo antes mencionado, la información sobre los efectos del tsunami en Salina Cruz es muy ambigua, y según la forma en que se interprete, algunos autores han señalado que hubo un tsunami tanto para sismo principal de San Sixto el 28 de marzo de 1787, como para la réplica mayor del 3 de abril de 1787 (Sánchez y Farreras, 1993; Núñez-Cornú, 1996; Núñez-Cornú *et al.*, 2008; Suárez y Albini, 2009); mientras que otros mencionan que el tsunami que se describe en el testimonio registrado corresponde únicamente a la réplica (Suárez, 1986; Ramírez-Herrera, 2020). Se debe de tomar en consideración la diferencia en desarrollo que existía entre las ciudades costeras en dicha época, la ciudad de Acapulco ya era de importancia comercial, y presentaba un desarrollo superior debido a las actividades portuarias que se llevaban a cabo en esta localidad. De esto deriva el hecho de que hubiese una mayor cantidad de personas que pudiesen describir los efectos del sismo y del tsunami,

como se nota en los testimonios en los que se especifican medidas de alturas de ola y observaciones del estado del mar por varias horas. Pese tales ambigüedades, el peligro al cual podría afrontarse la localidad de Salina Cruz se debe considerar debido a posibles amplificaciones de oleaje por los efectos de resonancia mencionados en el apartado anterior.

#### 10.4 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN

Como se ha mencionado anteriormente, factores como la distancia a la fuente generadora del tsunami, o la orientación de incidencia de los vectores de propagación del oleaje con respecto a la línea de costa, influyen en la variabilidad del tamaño de olas a lo largo del litoral evaluado. Sin embargo, las características batimétricas costeras y de mar adentro son de los principales factores que influyen en la determinación de las alturas de *run up*, debido a que ciertas estructuras disipan o canalizan la energía de un tsunami (Lekkas *et al.*, 2011). Por esto, resulta de importancia el usar topografía de alta resolución al evaluar los efectos de un tsunami en localidades particulares. A su vez, para tener mejores estimaciones de la velocidad de la propagación del tsunami, es necesario tener DEMs y batimetría de alta resolución ya que la velocidad depende de la profundidad de la columna de agua (e.g. Williamson *et al.* 2020).

En la realización de los escenarios de inundación se alcanzó una resolución de malla de 30 m (1 segundo de arco), combinando topografía de alta resolución con batimetría de resoluciones de 450 m en Salina Cruz, y de 1 km y 100 m en Huatulco. Debido a la diferencia considerable entre las resoluciones usadas en Salina Cruz y en Huatulco con la Malla 1, además de que se usó un método de interpolación lineal, se obtuvieron estructuras espurias, lo que introduce una fuente de error en las estimaciones. Estas estructuras fueron más evidentes en los resultados de la simulación usando la Malla 1 de Huatulco (Figs. 30, 32 y 34), en donde, aunado a lo anterior, la línea de costa acabó localizada en la parte marina.

Tomando en cuenta lo antes mencionado, las zonas de mayor riesgo por inundación para los escenarios en ambas localidades fueron las cuencas asociadas con cuerpos de agua, como ríos y esteros, y las planicies costeras asociadas. Esto concuerda con lo que concluyen Lekkas *et al.* (2011) sobre la canalización de la energía del tsunami debido a la topografía terrestre, por lo cual, en las costas en donde existen estructuras acanaladas que se prolongan a la parte

marina, como los ríos y cañones, se producen efectos de canalización y amplificación de las alturas de *run up*.

En Salina Cruz, las zonas de mayor peligro por inundación fueron en la parte oeste, desde la cuenca del río Corralito y la planicie costera asociada a las salinas de playa Las Escolleras, hasta la colonia Salinas del Marqués. En la parte este, la inundación más importante ocurrió a través del estero La Ventosa, la cuenca del río Tehuantepec y en la planicie alrededor de esta zona. Por último, en la zona portuaria la inundación avanzó por la colonia San Pablo al oeste y de la colonia Cantarranas al Espinal al este (Fig. 28).

Estos resultados coinciden con las mismas regiones en las que se identificó peligro Muy Alto y Alto en el Mapa 101: Riesgo de Tsunami por Municipio para Salina Cruz (SEDESOL, 2011). En este análisis, se planteó una ola de 20 m y se marcaron las zonas de riesgo a partir de cotas de elevación de la topografía, cuencas de cuerpos de agua y la pendiente del terreno. Sin embargo, los resultados en el mapa de riesgos indican una inundación de mayor magnitud, etiquetada como de peligro Medio, que abarca la cota de elevación de 20 m, y en la zona noreste alcanza las localidades de San Antonio Monterrey y San José del Palmar, a más de 10 km tierra adentro. A pesar de la baja elevación de dichas localidades, esta evaluación podría indicar una sobreestimación de la inundación al no estar considerando la pérdida de energía de la corriente en su paso tierra adentro.

En Huatulco, las zonas con mayor peligro de inundación fueron playa Chahue, a través de marina Chahue y los tres canales que tienen comunicación con la dársena, llegando a las colonias habitacionales de los sectores M, L, P y O; en la bahía Tangolunda a través del río y campo de golf Tangolunda; en la parte oeste de bahía Conejos, a través del canal de corriente intermitente que conecta con el mar; y a través de la cuenca del río Copalita. De acuerdo con los resultados obtenidos, no se encontró relación entre la pendiente de las playas y las bahías en las que hubo mayor inundación. En el estudio realizado por SECTUR (2014), se encontró que la bahía con mayor pendiente fue Tangolunda, con 19.3% de pendiente y 3.26 m de altura media de la playa, mientras la menor pendiente se encontró en la bahía de Santa Cruz, con una pendiente del 10% y altura media de 1.5 m. Conforme a lo anterior, la diferencia en los resultados entre las bahías puede deberse a características de la topografía y geomorfología de las bahías.

Por otra parte, en el Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Santa María Huatulco (SEDESOL, 2012), a partir de una evaluación en la que se consideraron la cercanía al mar, curvas de nivel y densidad poblacional, se concluyó que el riesgo por tsunami es Muy Alto para la bocana de Copalita con una vulnerabilidad alta, mientras que las bahías de Santa Cruz, Chahue, Tangolunda y Conejos se establecen como sitios con vulnerabilidad baja y riesgo por tsunami Alto. Estos estudios podrían subestimar el riesgo de tsunami en Huatulco, ya que en la simulación realizada se observa una importante inundación de colonias habitacionales y zonas hoteleras.

## 11. CONCLUSIONES

En este trabajo se realizaron simulaciones del sismo y tsunami de San Sixto (1787), el cual es el más grande del que se tiene conocimiento que haya ocurrido en la trinchera mesoamericana. Para esto se usaron dos modelos de fallas sísmicas, con deslizamiento homogéneo y heterogéneo incluyendo un parámetro estocástico, en los resultados obtenidos se evidencia que al utilizar una falla sísmica con deslizamiento homogéneo en la generación de un tsunami, las alturas de ola obtenidas a lo largo de la costa de interés tienden a subestimarse, mientras que al usar fallas con deslizamientos heterogéneos, se abarca una mayor variación de alturas de ola, lo que resulta conveniente para determinar umbrales de peligro por tsunami a nivel local.

Con relación a las zonas de mayor peligro ante eventos de tsunami, las regiones varían dependiendo de la localización de las deformaciones verticales positivas máximas. Sin embargo, en la región del golfo de Tehuantepec, por los efectos de resonancia en la plataforma, las alturas de ola máxima podrían verse amplificadas. Además de que podría ocurrir una prolongación del tiempo de actividad de olas de tsunami, lo cual es un factor que no se ha considerado en los estudios de riesgo por tsunami realizados para esta región.

En cuanto a los escenarios de inundación, los resultados apuntan a que rasgos topográficos en forma de canal, enfocan la energía del tsunami, por lo que son zonas en las que podría ocurrir una mayor inundación. A su vez, existe una relación entre las zonas propensas a inundación y la pendiente del terreno, con lo cual gran parte de la superficie de Salina Cruz se ve afectada por la invasión del mar. En cambio, en Huatulco la variación en la geomorfología entre las bahías marcó una diferencia en el grado de inundación encontrada.

Finalmente, aunque los resultados de las simulaciones no satisfacen en su totalidad los testimonios existentes sobre el sismo y tsunami de 1787, las discrepancias quedan explicadas en las fallas sísmicas ingresadas como fuente, por un lado, con el MHO las alturas de ola fueron menores debido a la distribución del deslizamiento y, por otra parte, las fallas sísmicas del MHE se encontraban desplazadas hacia el sur de la falla propuesta por Suárez y Albini (2009). En suma, los resultados de este trabajo apuntan hacia las zonas en las que el peligro por eventos de tsunami podría verse amplificado por efectos de resonancia de ondas. Sin embargo, es necesaria la realización de estudios en los que se evalúe una mayor variación de

la localización de las fallas sísmicas para identificar cuáles son las regiones de mayor peligro ante tsunamis dependiendo de la localización de las fuentes, así como la implementación de análisis de peligro por tsunamis que incluyan un factor de probabilidad de ocurrencia (Probabilistic Tsunami Hazard Assessment, PTHA).

## 12. LITERATURA CITADA

Atlas Nacional de Riesgos. Consultado el 5 de marzo de 2020:  
[www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx](http://www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx)

Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., y Yan, C. Y. (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation. *Geological Society of America Special Papers*, 334, 1-28.

Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg y G. Wallace, P. Weatherall. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS, *Marine Geodesy*, 32(4): 355-371.

Berger, M. J., George, D. L., LeVeque, R. J., & Mandli, K. T. (2011). The GeoClaw software for depth-averaged flows with adaptive refinement. *Advances in Water Resources*, 34(9), 1195-1206.

Bilek, S. L., y Lay, T. (2018). Subduction zone megathrust earthquakes. *Geosphere*, 14(4), 1468-1500.

Blaser, L., Krüger, F., Ohrnberger, M., y Scherbaum, F. (2010). Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2914-2926.

Carrier, G. F. (1995). On-shelf tsunami generation and coastal propagation. In *Tsunami: progress in prediction, disaster prevention and warning* (pp. 1-20). Springer, Dordrecht.

Chen, K., W. Feng, Z. Liu y Y. Tony Song. (2018). 2017 Mw 8.1 Tehuantepec earthquake: Deep slip and rupture directivity enhance ground shaking but weaken the tsunami. *Seismological Research Letters*, 89(4): 1314–1322.

Corona, N., y Ramírez-Herrera, M. T. (2012). Mapping and historical reconstruction of the great Mexican 22 June 1932 tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1337-1352.

Cruz-Atienza, V. M., Y. Ito, V. Kostoglodov, V. Hjörleifsdóttir, A. Iglesias, J. Tago y T. Nishimura. (2018). A seismogeodetic amphibious network in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(4): 1435-1449.

DeMets, C., B. Márquez-Azúa y E. Cabral-Cano. (2014). A new GPS velocity field for the Pacific Plate – Part 1: constraints on plate motion, intraplate deformation, and the viscosity of Pacific basin asthenosphere. *Geophysical Journal International*, 199(3): 1878-1899. DOI: 10.1093/gji/ggu341

Dias, F., Dutykh, D., O'Brien, L., Renzi, E., y Stefanakis, T. (2014). On the modelling of tsunami generation and tsunami inundation. *Procedia IUTAM*, 10, 338-355.

DIGAOHM. Salina Cruz, Oaxaca. Consultado el 11 de diciembre de 2019: <https://digaohm.semar.gob.mx/derrotero/cuestionarios/cnarioSalinacruz.pdf>

DIGAOHM. Bahía de Huatulco, Oaxaca. Consultado el 11 de diciembre de 2019: <https://digaohm.semar.gob.mx/cuestionarios/cnarioHuatulco.pdf>

Farreras, S., Domínguez, R. y Gutiérrez, C. (2005) *Serie Fascículos: Tsunamis*. Centro Nacional de Prevención de Desastres Naturales, Segunda impresión, México, 44 pp.

Fujima, K., Dozono, R., y Shigemura, T. (2000). Generation and propagation of tsunami accompanying edge waves on a uniform sloping shelf. *Coastal Engineering Journal*, 42(2), 211-236.

Fuller, J. D., y Mysak, L. A. (1977). Edge waves in the presence of an irregular coastline. *Journal of Physical Oceanography*, 7(6), 846-855.

García, A. V. y Suárez, G. (1996). Los sismos en la historia de México, tomo I, *Fondo de Cultura Económica (FCE)*, Ciudad de México, 718 pp.

Geist, E. L. (2013). Near-field tsunami edge waves and complex earthquake rupture. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9), 1475-1491.

Geist, E. L. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5). DOI:10.1029/2000JB000139

Geist, E. L., y Oglesby, D. D. (2014). Earthquake mechanism and seafloor deformation for tsunami generation. *Encyclopedia of Earthquake Engineering* 1(1): 1–17.

Geist, E. L. (2018). Effect of dynamical phase on the resonant interaction among tsunami edge wave modes. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1341-1354. DOI: 10.1007/s00024-018-1796-y

González, M. C. (2007). *Evaluación de la toxicidad de sedimentos de cuerpos acuáticos receptores de Pemex-refinación en Salina Cruz, Oaxaca*. Tesis de doctorado. La Paz, Baja California Sur, Cibnor.

González, F. I., Satake, K., Boss, E. F., y Mofjeld, H. O. (1995). Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino tsunami. In *Tsunamis: 1992–1994* (pp. 409–426). Birkhäuser Basel.

González, J., González, G., Aránguiz, R., Melgar, D., Zamora, N., Shrivastava, M. N., ... y Cienfuegos, R. (2020). A hybrid deterministic and stochastic approach for tsunami hazard assessment in Iquique, Chile. *Natural Hazards*, 100(1), 231-254.

Graham, S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, B. Rousset, A. Walpersdorf, N. Cotte, C. Lasserre, R. McCafrey y L. Salazár-Tlaczani. (2015). Slow slip history for the Mexico subduction zone: 2005 through 2011. In: Bandy W.L., J. Dañobeitia, C. Gutiérrez, Y. Taran, Bartolomé R. (eds.) *Geodynamics of the Latin American Pacific margin, Pageoph Topical Volumes*, Birkhäuser, Cham.

Graves, R. W., y Pitarka, A. (2010). Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 2095-2123.

Gusman, A. R., I. E. Mulia y K. Satake. (2018). Optimum sea surface displacement and fault slip distribution of the 2017 Tehuantepec earthquake (Mw 8.2) in Mexico estimated from tsunami waveforms. *Geophysical Research Letters*, 45: 646-653. DOI: 10.1002/2017GL076070

Gutenberg, B. y C. F. Richter. (1954). Seismicity of the earth. 2a ed., *Princeton University Press*, Princeton, 310 pp.

Gutiérrez, C., Santoyo, M., Quaas, R., Ordaz, M., Guevara, E., Muriá, D., y Singh K. S. (2008). *Serie Fascículos: Sismos*. Centro Nacional de Prevención de Desastres Naturales, México.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61. DOI: 10.1126/science.aat4723

Horrillo, J., Kowalik, Z., y Shigihara, Y. (2006). Wave dispersion study in the Indian Ocean-tsunami of December 26, 2004. *Marine Geodesy*, 29(3), 149-166.

Houston, J. R., y Garcia, A. W. (1978). *Type 16 flood insurance study: Tsunami predictions for the west coast of the continental United States* (Vol. 78, No. 26). US Army Engineer Waterways Experiment Station.

Iglesias, A., V. M. Cruz-Atienza, N. M. Shapiro, S. K. Singh y J. F. Pacheco. (2001). Crustal structure for South Central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geofísica Internacional*, 40(3): 181-190.

INEGI. 2008a. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Salina Cruz, Oaxaca, Clave geoestadística 20079. Consultado el 25 de enero de 2021:

[http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos\\_geograficos/20/20079.pdf](http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/20/20079.pdf)

INEGI. 2008b. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Santa María Huatulco, Oaxaca Clave geoestadística 20413. Consultado el 25 de enero de 2021:

[http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos\\_geograficos/20/20413.pdf](http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/20/20413.pdf)

Kanamori H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6(5): 346-359. DOI: 10.1016/0031-9201(72)90058-1

Kanamori, H., Kikuchi, M. (1993). The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature* 361, 714–716. <https://doi.org/10.1038/361714a0>

Kelleher, J. H., L. Sykes, y J. Oliver. (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 78: 2547-2585.

Kious, W. J., y Tilling, R. I. (1996). *This dynamic Earth: the story of plate tectonics*. DIANE Publishing.

Koshimura, S., Imamura, F., y Shuto, N. (1999). Propagation of Obliquely Incident Tsunamis on a Slope Part II Characteristics of on-Ridge Tsunamis. *Coastal Engineering Journal*, 41(2), 165-182.

Kostoglodov, V. y J. F. Pacheco. (1999). Cien años de sismicidad en México. Consultado el 5 de marzo de 2019: [usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/images/EQ\\_map\\_2013\\_es\\_clear.jpg](http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/images/EQ_map_2013_es_clear.jpg).

Lekkas, E., Andreadakis, E., Kostaki, I., y Kapourani, E. (2011). Critical factors for run-up and impact of the Tohoku earthquake tsunami. *International Journal of Geosciences*, 2(3), 310.

LeVeque, R. J. (2002). *Finite volume methods for hyperbolic problems*. Cambridge university press.

LeVeque, R. J., D. L. George y M. J. Berger. (2011). Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods. *Acta Numerica*, 20: 211-289. DOI: 10.1017/s0962492911000043

LeVeque, R. J., Waagan, K., González, F. I., Rim, D., y Lin, G. (2016). Generating random earthquake events for probabilistic tsunami hazard assessment. In *Global Tsunami Science: Past and Future, Volume I* (pp. 3671-3692). Birkhäuser, Cham.

Liu, P.L., Yeh, H., y Synolakis, C. (2008). Advanced Numerical Models for Simulating Tsunami Waves and Runup, Vol.10 of Advances in *Coastal and Ocean Engineering*, World Scientific.

Mai, P. M., y Beroza, G. C. (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ESE-10.

Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., y Bandy, W. L. (2005). Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1-2), 64-77.

Melgar, D., A. Ruiz-Angulo, E.S. Garcia, M. Manea, V.C. Manea, M.T. Ramirez-Herrera, J. Zavala- Hidalgo, J. Geng, N. Corona, X. Pérez-Campos y E. Cabral-Cano. (2018). Deep embrittlement and complete rupture of the lithosphere during the M8.2 Tehuantepec earthquake, *Nature Geosciences*, 11(12): 955-962. DOI: 10.1038/s41561-018-0229-y

Melgar, D., y Ruiz-Angulo, A. (2018). Long-lived tsunami edge waves and shelf resonance from the M8.2 Tehuantepec earthquake, *Geophysical Research Letters*, 45(12): 414-421. DOI: 10.1029/2018GL080823

Melgar, D., Ruiz-Angulo, A., Pérez-Campos, X., Crowell, B., Xu, X., Cabral-Cano, E., Brudzinski, M. y Rodriguez-Abreu, L. (2020). Energetic Rupture and Tsunamigenesis during the 2020 Mw 7.4 La Crucecita, Mexico Earthquake. *Seismological Society of America*, 92(1), 140-150. DOI: 10.31223/osf.io/5aet4.

Mostafizi, A., Wang, H., y Dong, S. (2019). Understanding the multimodal evacuation behavior for a near-field tsunami. *Transportation research record*, 2673(11), 480-492. DOI: 10.1177/0361198119837511

Munger, S., y Cheung, K. F. (2008). Resonance in Hawaii waters from the 2006 Kuril Islands tsunami. *Geophysical Research Letters*, 35(7).

National Weather Service. Consultado el 21 de septiembre de 2020:  
<https://www.weather.gov/jetstream/locations>

Nishenko, S.P. y S.K. Singh. (1987). The Acapulco-Ometepec, Mexico, Earthquakes of 1907-1982. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4): 1359-1367.

Núñez Cornú, F. y L. Ponce. (1989). Zonas sísmicas de Oaxaca, México: Sismos máximos y tiempos de ocurrencia para el periodo 1542-1988. *Geofísica Internacional*, 28: 587-641.

Nunez-Cornu, F. J. (1996). A double seismic front and earthquake cycles along the coast of Oaxaca, Mexico. *Seismological Research Letters*, 67(6), 33-39.

Núñez-Cornú, F. J., Ortiz, M., y Sánchez, J. J. (2008). The great 1787 Mexican tsunami. *Natural hazards*, 47(3), 569-576.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 82(2), 1018-1040.

Okal, E. A., y Borrero, J. C. (2011). The ‘tsunami earthquake’ of 1932 June 22 in Manzanillo, Mexico: seismological study and tsunami simulations. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1443-1459.

Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.

Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., y Stephenson, F. E. (2006). The Sumatra tsunami of 26 December 2004 as observed in the North Pacific and North Atlantic oceans. *Surveys in geophysics*, 27(6), 647-677.

Ramírez-Herrera, M. T., Cundy, A. B., y Kostoglodov, V. (2005). Evidence of Prehistoric Earthquakes and Tsunamis during the last 5000 years along the Guerrero Seismic Gap.

Ramirez-Herrera, M. T., Cundy, A., Kostoglodov, V., Carranza-Edwards, A., Morales, E., y Metcalfe, S. (2007). Sedimentary record of late-Holocene relative sea-level change and tectonic deformation from the Guerrero Seismic Gap, Mexican Pacific Coast. *The Holocene*, 17(8), 1211-1220.

Ramírez-Herrera, M. T. (2011). Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: Terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande*, (49), 99-124.

Ramírez-Herrera, M. T., N. Corona, A. Ruiz-Angulo, D. Melgar y J. Zavala-Hidalgo (2018). The 8 September 2017 tsunami triggered by the Mw 8.2 intraplate earthquake, Chiapas, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 175(1): 25-34.

Ramírez-Herrera, M. T., Corona, N., Cerny, J., Castillo-Aja, R., Melgar, D., Lagos, M., Goguitchaichvili, A., Machain, M. L., Vazquez-Caamal, M. L., Ortúñoz, M., Caballero, M., Solano-Hernandez, E. A. y Ruiz-Fernández, A. C. (2020). Sand deposits reveal great earthquakes and tsunamis at Mexican Pacific Coast. *Scientific Reports*, 10(1), 1-10.

Rebollar, C. J., Espíndola, V. H., Uribe, A., Mendoza, A., y Vertti, A. P. (1999). Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38(2), 95-106.

Ruiz, J. A., Fuentes, M., Riquelme, S., Campos, J., y Cisternas, A. (2015). Numerical simulation of tsunami runup in northern Chile based on non-uniform k– 2 slip distributions. *Natural Hazards*, 79(2), 1177-1198.

Saito, T. (2019). Tsunami generation. In *Tsunami generation and propagation* (pp. 149-203). Springer, Tokyo.

Sanchez, A. J., y Farreras, S. F. (1993). *Catálogo de tsunamis (maremotos) en la costa occidental de México*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center.

Satake, K. (2015). Tsunamis in: Treatise on Geophysics. DOI: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00086-5

SECTUR. (2014). “Estudio de la vulnerabilidad y programa de adaptación ante la variabilidad climática y el cambio climático en diez destinos turísticos estratégicos, así como propuesta de un sistema de alerta temprana a eventos hidrometeorológicos extremos”.

Sección XI. Vulnerabilidad del destino turístico Huatulco. Consultado el 28 de enero de 2021: <http://www.sectur.gob.mx/wp-content/uploads/2014/09/SECCION-XI-HUATULCO.pdf>

SEDESOL. (2011). Atlas de Riesgos Salina Cruz, Oaxaca Actualización 2011. Mapa 101: Riesgo de Tsunami por Municipio. Consultado el 15 de marzo de 2021: [http://www.inapam.gob.mx/work/models/SEDESOL/Resource/2612/Atlas\\_Estados/20079\\_SALINA\\_CRUZ/G13\\_RIESGO\\_DE\\_TSUNAMI\\_POR\\_MUNICIPIO.pdf](http://www.inapam.gob.mx/work/models/SEDESOL/Resource/2612/Atlas_Estados/20079_SALINA_CRUZ/G13_RIESGO_DE_TSUNAMI_POR_MUNICIPIO.pdf)

SEDESOL. (2012). Atlas de Riesgos Naturales del Municipio de Santa María Huatulco, Oaxaca 2012. Consultado el 19 de marzo de 2021: <http://www.proteccioncivil.oaxaca.gob.mx/wp-content/uploads/2019/03/SantamariahuatulcoAR.pdf>

Seismology Group, UNAM. (2013). Ometepec-Pinotepa Nacional, Mexico earthquake of 20 March 2012 (Mw7.5): A preliminary report. *Geofísica internacional*, 52(2): 173-196.

Singh S.K., J. Havskov y L. Astiz. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large: A reexamination of earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71: 827-843.

Singh S.K., J. Havskov, K. McNally, L. Ponce, T. Hearn y M. Vassiliou. (1980). The Oaxaca, Mexico earthquake of 19 November, 1978: A preliminary report on aftershocks. *Science*, 207: 1211-1213.

Singh, S.K., X. Pérez-Campos, A. Iglesias y D. Melgar. (2012). A method for rapid estimation of moment magnitude for early tsunami warning based on coastal GPS networks. *Seismological Research Letters*, 83(3): 516-530. DOI: 10.1785/gssrl.83.3.516

Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley y Sons.

Stewart, R.H. (2008). Introduction to physical oceanography, Prentice Hall, Texas.

Suárez, G. y P. Albini. 2009. Evidence for great tsunamigenic earthquakes (M 8.6) along the Mexican subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A): 892-896. DOI: 10.1785/0120080201.

Suárez, G., y Albini, P. (2009). Evidence for great tsunamigenic earthquakes (M 8.6) along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A), 892-896.

Suárez, G., Santoyo, M. A., Hjorleifsdottir, V., Iglesias, A., Villafuerte, C., y Cruz-Atienza, V. M. (2019). Large scale lithospheric detachment of the downgoing Cocos plate: The 8 September 2017 earthquake (Mw 8.2). *Earth and Planetary Science Letters*, 509, 9-14.

Talley L.D., G.L. Pickard, W.J. Emery y J.H. Swift. (2011). Descriptive physical oceanography: An Introduction, 6a ed., Elsevier, Boston.

Thompson, G. R., y Turk, J. (1998). *Introduction to physical geology*. Brooks/Cole Publishing Company.

Tozer, B. , D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, C. Olson, J. R. Beale y P. Wessel. En prensa. Global bathymetry and topography at 15 arc seconds: SRTM15+. Earth and Space Science

Udías, A., Vallina, A. U., Madariaga, R., y Buforn, E. (2014). *Source mechanisms of earthquakes: theory and practice*. Cambridge University Press.

Wang, X. y P. L-F. Liu. (2006). An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami, *Journal of Hydraulic Research*, 44(2): 147-154. DOI: 10.1080/00221686.2006.9521671

Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Williamson, A. L., D. Melgar, X. Xu, and C. Milliner (2020). The 2018 Palu Tsunami: Coeval Landslide and Coseismic Sources, *Seismol. Res. Lett.* XX, 1–13. DOI: 10.1785/0220200009.

Yamazaki, Y., y Cheung, K. F. (2011). Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(12).

Ye, L., T. Lay, Y. Bai, K. F. Cheung y H. Kanamori. (2017). The 2017 Mw 8.2 Chiapas, Mexico, earthquake: Energetic slab detachment. *Geophysical Research Letters*, 44(11): 824-832. DOI: 10.1002/2017GL076085

## ANEXOS

### A. Rutina fakequakes.py para realizar las rupturas con deslizamiento heterogeneo

```
from mudpy import fakequakes, runslip, forward, viewFQ
import numpy as np
from obspy.core import UTCDateTime

#####
#home='/home/lvazquez/FakeQuakes'
#home='/home/lvazquez/fakequakes/proyectos/'
project_name='tehua'
run_name='Tehua_nuev'

#####
# What do you want to do??
#####
init=0
make_ruptures=1
make_GFs=0
make_synthetics=0
make_waveforms=0
make_hf_waveforms=0
match_filter=0
# Things that only need to be done once
load_distances=1
G_from_file=0

#####
# Run-time parameters
#####
ncpus=1
hot_start=0
model_name='tehuantepec.mod'    # Velocity model
moho_depth_in_km=30
fault_name='tehua.fault'        # Fault geometry
slab_name='cam_slab2_dep_02.24.18.xyz'    # Slab 1.0 Ascii file, set to None for
simple_geometry
mesh_name='tehua.mshout'        # GMSH output file, set to None for simple geometry
distances_name='tehua_dist' # Name of dist matrix
rupture_list='ruptures.list'
UTM_zone='15P'
scaling_law='T' # T for thrust, S for strike-slip, N for normal
mean_slip=None

#Station information
GF_list='sm.gflist'
G_name='sm'

Nrealizations=50 # Number of fake ruptures to generate per magnitude bin
target_Mw=np.linspace(8.3,8.9,7) # Of what approximate magnitudes
max_slip= 60 #Maximum slip (m) allowed in the model

# Correlation function parameters
hurst=0.7
Ldip='MH2019'
Lstrike='MH2019'
lognormal=True
```

```

slip_standard_deviation=0.8

# Rupture parameters
time_epi=UTCDateTime('2016-09-07T23:46:47Z')
hypocenter=None
source_time_function='dreger' # options are 'triangle' or 'cosine'
stf_falloff_rate=4 #Only affects Dreger STF, choose 4-8 are reasonable values
num_modes=80
stress_parameter=100
high_stress_depth=30
rake=90
rise_time_depths=[7,10] #Transition depths for rise time scaling
buffer_factor=0.5
mean_slip=None

force_area=False
force_magnitude=False
force_hypocenter=False
no_random=False      #If true uses median length/width if false draws from prob.
distribution
center_subfault = 2727 #Integer value, if != None use that subfault as center for
defining rupt area. If none then selected at random
use_hypo_fraction = False #If true use hypocenter PDF positions from Melgar &
Hayes 2019, if false then selects at random
shear_wave_fraction=0.7
#####
#####Initialize project folders
if init==1:
    fakequakes.init(home,project_name)
    clob='y'

#####Generate rupture models
if make_ruptures==1:

    fakequakes.generate_ruptures(home,project_name,run_name,fault_name,slab_name,mesh
    _name,load_distances,distances_name,UTM_zone,target_Mw,model_name,hurst,Ldip,Lstr
    ike,num_modes,Nrealizations,rake,buffer_factor,rise_time_depths,time_epi,max_slip
    ,source_time_function,lognormal,slip_standard_deviation,scaling_law,ncpu,force_ma
    gnitude=force_magnitude,force_area=force_area,mean_slip_name=mean_slip,hypocenter
    =hypocenter,force_hypocenter=force_hypocenter,no_random=no_random,shypo=center_su
    bfault,use_hypo_fraction=use_hypo_fraction,shear_wave_fraction=shear_wave_fractio
    n)

##### Prepare waveforms and synthetics
if make_GFs==1 or make_synthetics==1:
    runslip.inversionGFs(home,project_name,GF_list,None,fault_name,model_name,
    dt,None,NFFT,None,make_GFs,make_synthetics,dk,pmin,
    pmax,kmax,0,time_epi,hot_start,ncpus,custom_stf,impulse=True)

#####Make low frequency waveforms
if make_waveforms==1:

    forward.waveforms_fakequakes(home,project_name,fault_name,rupture_list,GF_list,

```

```

model_name,run_name,dt,NFFT,G_from_file,G_name,source_time_function,
stf_falloff_rate,hot_start=hot_start)

#Make semistochastic HF waveforms
if make_hf_waveforms==1:
    forward.hf_waveforms(home,project_name,fault_name,rupture_list,GF_list,
                         model_name,run_name,dt,NFFT,G_from_file,G_name,rise_time_depths,
                         moho_depth_in_km,source_time_function=source_time_function,
                         duration=duration,stf_falloff_rate=stf_falloff_rate,hf_dt=hf_dt,

Pwave=Pwave,hot_start=hot_start,stress_parameter=stress_parameter,
high_stress_depth=high_stress_depth)

# Combine LF and HF waveforms with match filter
if match_filter==1:
    forward.match_filter(home,project_name,fault_name,rupture_list,GF_list,
                         zero_phase,order,fcorner)

```

## B. Rutina setrun.py para realizar las simulaciones en GeoClaw

```
from __future__ import absolute_import
from __future__ import print_function
import os
import numpy as np

try:
    CLAW = os.environ['CLAW']
except:
    raise Exception("!!! Must first set CLAW enviornment variable")

# Scratch directory for storing topo and dtopo files:
scratch_dir = os.path.join(CLAW, 'geoclaw', 'scratch')

def setrun(claw_pkg='geoclaw'):

    from clawpack.clawutil import data

    assert claw_pkg.lower() == 'geoclaw', "Expected claw_pkg = 'geoclaw'"

    num_dim = 2
    rundata = data.ClawRunData(claw_pkg, num_dim)

    # GeoClaw specific parameters:
    rundata = setgeo(rundata)

    # Standard Clawpack parameters to be written to claw.data:
    # (or to amr2ez.data for AMR)
    clawdata = rundata.clawdata # initialized when rundata instantiated

    # Number of space dimensions:
    clawdata.num_dim = num_dim

    # Lower and upper edge of computational domain:
    clawdata.lower[0] = -101      # west longitude
    clawdata.upper[0] = -92       # east longitude
    clawdata.lower[1] = 14.5      # south latitude
    clawdata.upper[1] = 17.5      # north latitude

    # Number of grid cells: Coarsest grid (nivel 1)
    clawdata.num_cells[0] = 54
    clawdata.num_cells[1] = 18

    # Size of system:
    # Number of equations in the system:
    clawdata.num_eqn = 3

    # Number of auxiliary variables in the aux array (initialized in setaux)
    clawdata.num_aux = 3

    # Index of aux array corresponding to capacity function, if there is one:
    clawdata.capa_index = 2
```

```

# Initial time:
clawdata.t0 = 0.0

# Restart from checkpoint file of a previous run?
# If restarting, t0 above should be from original run, and the
# restart_file 'fort.chkNNNNN' specified below should be in
# the OUTDIR indicated in Makefile.

clawdata.restart = False           # True to restart from prior results
clawdata.restart_file = 'fort.chk00096' # File to use for restart data

# Output times:
clawdata.output_style = 1

if clawdata.output_style==1:
    # Output nout frames at equally spaced times up to tfinal:
    clawdata.num_output_times = 120
    clawdata.tfinal = 6*3600.
    clawdata.output_t0 = True # output at initial (or restart) time?

elif clawdata.output_style == 2:
    # Specify a list of output times.
    clawdata.output_times = [0.5, 1.0]

elif clawdata.output_style == 3:
    # Output every iout timesteps with a total of ntot time steps:
    clawdata.output_step_interval = 1
    clawdata.total_steps = 3
    clawdata.output_t0 = True

clawdata.output_format = 'binary'      # 'ascii' or 'binary'

clawdata.output_q_components = 'all'   # need all
clawdata.output_aux_components = 'none' # eta=h+B is in q
clawdata.output_aux_onlyonce = False   # output aux arrays each frame

# Verbosity of messages to screen during integration:

# at AMR levels <= verbosity. Set verbosity = 0 for no printing.
# (E.g. verbosity == 2 means print only on levels 1 and 2.)
clawdata.verbosity = 1

# Time stepping:
# if dt_variable==1: variable time steps used based on cfl_desired,
# if dt_variable==0: fixed time steps dt = dt_initial will always be used.
clawdata.dt_variable = True

# Initial time step for variable dt.
# If dt_variable==0 then dt=dt_initial for all steps:
clawdata.dt_initial = 0.2

# Max time step to be allowed if variable dt used:
clawdata.dt_max = 1e+99

# Desired Courant number if variable dt used, and max to allow without

```

```

# retaking step with a smaller dt:
clawdata.cfl_desired = 0.75
clawdata.cfl_max = 1.0

# Maximum number of time steps to allow between output times:
clawdata.steps_max = 5000

# Method to be used:
# Order of accuracy: 1 => Godunov, 2 => Lax-Wendroff plus limiters
clawdata.order = 2

# Use dimensional splitting? (not yet available for AMR)
clawdata.dimensional_split = 'unsplit'

# For unsplit method, transverse_waves can be
# 0 or 'none'    ==> donor cell (only normal solver used)
# 1 or 'increment' ==> corner transport of waves
# 2 or 'all'      ==> corner transport of 2nd order corrections too
clawdata.transverse_waves = 2

# Number of waves in the Riemann solution:
clawdata.num_waves = 3

# List of limiters to use for each wave family:
# Required: len(limiter) == num_waves
# Some options:
# 0 or 'none'    ==> no limiter (Lax-Wendroff)
# 1 or 'minmod'   ==> minmod
# 2 or 'superbee' ==> superbee
# 3 or 'mc'       ==> MC limiter
# 4 or 'vanleer'  ==> van Leer
clawdata.limiter = ['mc', 'mc', 'mc']

clawdata.use_fwaves = True      # True ==> use f-wave version of algorithms

# Source terms splitting:
# src_split == 0 or 'none'    ==> no source term (src routine never called)
# src_split == 1 or 'godunov' ==> Godunov (1st order) splitting used,
# src_split == 2 or 'strang'   ==> Strang (2nd order) splitting used, not
recommended.
clawdata.source_split = 'godunov'

# Boundary conditions:

# Number of ghost cells (usually 2)
clawdata.num_ghost = 2

# Choice of BCs at xlower and xupper:
# 0 => user specified (must modify bcN.f to use this option)
# 1 => extrapolation (non-reflecting outflow)
# 2 => periodic (must specify this at both boundaries)
# 3 => solid wall for systems where q(2) is normal velocity

clawdata.bc_lower[0] = 'extrap'
clawdata.bc_upper[0] = 'extrap'

```

```

clawdata.bc_lower[1] = 'extrap'
clawdata.bc_upper[1] = 'extrap'

# Checkpointing:

# Specify when checkpoint files should be created that can be
# used to restart a computation.

clawdata.checkpt_style = 0

if clawdata.checkpt_style == 0:
    # Do not checkpoint at all
    pass

elif np.abs(clawdata.checkpt_style) == 1:
    # Checkpoint only at tfinal.
    pass

elif np.abs(clawdata.checkpt_style) == 2:
    # Specify a list of checkpoint times.
    clawdata.checkpt_times = [0.1,0.15]

elif np.abs(clawdata.checkpt_style) == 3:
    # Checkpoint every checkpt_interval timesteps (on Level 1)
    # and at the final time.
    clawdata.checkpt_interval = 5

# AMR parameters:
amrdata = rundata.amrdata

# max number of refinement levels:
amrdata.amr_levels_max = 5

# List of refinement ratios at each level (length at least mxnest-1)
amrdata.refinement_ratios_x = [10,2,10,3]
amrdata.refinement_ratios_y = [10,2,10,3]
amrdata.refinement_ratios_t = [10,2,10,3]

# Specify type of each aux variable in amrdata.auxtype.
# This must be a list of length maux, each element of which is one of:
#   'center', 'capacity', 'xleft', or 'yleft' (see documentation).

amrdata.aux_type = ['center','capacity','yleft']

# Flag using refinement routine flag2refine rather than richardson error
amrdata.flag_richardson = False    # use Richardson?
amrdata.flag_richardson_tol = 0.002 # Richardson tolerance
amrdata.flag2refine = True

# steps to take on each level L between regriddings of level L+1:
amrdata.regrid_interval = 3

# width of buffer zone around flagged points:
# (typically the same as regrid_interval so waves don't escape):

```

```

amrdata.regrid_buffer_width = 2

# clustering alg. cutoff for (# flagged pts) / (total # of cells refined)
# (closer to 1.0 => more small grids may be needed to cover flagged cells)
amrdata.clustering_cutoff = 0.700000

# print info about each regridding up to this level:
amrdata.verbosity_regrid = 0

# ----- For developers -----
# Toggle debugging print statements:
amrdata.dprint = False      # print domain flags
amrdata.eprint = False      # print err est flags
amrdata.edebug = False      # even more err est flags
amrdata.gprint = False      # grid bisection/clustering
amrdata.nprint = False      # proper nesting output
amrdata.pprint = False      # proj. of tagged points
amrdata.rprint = False      # print regridding summary
amrdata.sprint = False      # space/memory output
amrdata.tprint = True       # time step reporting each level
amrdata.uprint = False      # update/upbnd reporting

# More AMR parameters can be set -- see the defaults in pyclaw/data.py

# -----
# Regions:
# -----
rundata.regiondata.regions = []
# to specify regions of refinement append lines of the form
# [minlevel,maxlevel,t1,t2,x1,x2,y1,y2]
rundata.regiondata.regions.append([5, 5, 0., 1.e10, -95.29, -95.08, 16.125, 16.23])
# Gauges:
rundata.gaugedata.gauges = []
rundata.gaugedata.aux_out_fields = 'all'
#for gauges append lines of the form [gaugenno, x, y, t1, t2]
MAX_AMP = np.loadtxt('/home/lvazquez/fakequakes/proyectos/tehua/data/gauges/
sc_gauges.txt')
ncounter=1
for n in MAX_AMP:
    rundata.gaugedata.gauges.append([(10000+ncounter),n[0],n[1],0.,1.e10])
    ncounter += 1

#rundata.gaugedata.gauges.append([32412, -96.498222, 15.644938, 0., 1.e10])

return rundata
# end of function setrun

def setgeo(rundata):
    #area of overlap = 0.0000000000000000

    try:
        geo_data = rundata.geo_data
    except:
        print("!!! Error, this rundata has no geo_data attribute")
        raise AttributeError("Missing geo data attribute")

```

```

# == Physics ==
geo_data.gravity = 9.81
geo_data.coordinate_system = 2
geo_data.earth_radius = 6367.5e3

# == Forcing Options
geo_data.coriolis_forcing = False

# == Algorithm and Initial Conditions ==
geo_data.sea_level = 0.0
geo_data.dry_tolerance = 1.e-3
geo_data.friction_forcing = True
geo_data.manning_coefficient = .025
geo_data.friction_depth = 1e6

# Refinement settings
refinement_data = rundata.refinement_data
refinement_data.variable_dt_refinement_ratios = True
refinement_data.wave_tolerance = 1.e-1
refinement_data.deep_depth = 1e2
refinement_data.max_level_deep = 3

# == settopo.data values ==
topo_data = rundata.topo_data
# for topography, append lines of the form
#[topotype, minlevel, maxlevel, t1, t2, fname]
topo_path = '/home/lvazquez/fakequakes/proyectos/tehua/data/batimetria/
Tehuados.txt'
topo_data.topofiles.append([3, 1, 3, 0., 1.e10, topo_path])
tregion_path='/home/lvazquez/fakequakes/proyectos/tehua/data/batimetria/
salina_1.txt'
topo_data.topofiles.append([2, 5, 5, 0., 1.e10, tregion_path])

# == setdtopo.data values ==
dtopo_data = rundata.dtopo_data
# for moving topography, append lines of the form :    (<= 1 allowed for now!)
#[topotype, minlevel,maxlevel,fname]
dtopo_path='/home/lvazquez/fakequakes/proyectos/tehua/output/dtopo/Tehua.000271.d
tt3'
dtopo_data.dtopofiles.append([1,3,3,dtopo_path])
dtopo_data.dt_max_dtopo = 15.

# == setqinit.data values ==
rundata.qinit_data.qinit_type = 0
rundata.qinit_data.qinitfiles = []

# == setfixedgrids.data values ==
fixed_grids = rundata.fixed_grid_data

return rundata
# end of function setgeo

if __name__ == '__main__':

```

```
# Set up run-time parameters and write all data files.
import sys
from clawpack.geoclaw import kmltools

rundata = setrun(*sys.argv[1:])
rundata.write()

kmltools.make_input_data_kmls(rundata)
```

## C. Rutina `setplot_kml.py` para realizar gráficas y animaciones visualizables en Google Earth

```

from __future__ import absolute_import
from __future__ import print_function
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt

from clawpack.geoclaw import topotools
from six.moves import range
from mudpy import gmttools

try:
    TG32412 = np.loadtxt('32412_notide.txt')
except:
    print("**** Could not load DART data file")

def setplot(plotdata):

    from clawpack.visclaw import colormaps, geoplot
    from numpy import linspace

    plotdata.clearfigures() # clear any old figures,axes,items data
    plotdata.format = 'binary'
    plotdata.verbose = False

    # To plot gauge locations on pcolor or contour plot, use this as
    # an afteraxis function:
    def addgauges(current_data):
        from clawpack.visclaw import gaugetools
        gaugetools.plot_gauge_locations(current_data.plotdata, \
            gaugenos='all', format_string='ko', add_labels=True)

    #Add personalized colormaps

cmtsun=gmttools.gmtColormap(u'/home/lvazquez/Programas/gmt/paletas/dkbluered_modif.cpt')

    # Some global kml flags
    plotdata.kml_name = "tsunami_inund272"
    plotdata.kml_starttime = [2016,9,7,23,46,47]      #[2010,2,27,6,34,0] # Time
of event in UTC [None]
    plotdata.kml_tz_offset = 0      # Time zone offset (in hours) of event. [None]

    plotdata.kml_index_fname = "in_sali272"      # name for .kmz and .kml files
["_GoogleEarth"]

    # Colormap range
    cmin = -20
    cmax = 20

cmap=gmttools.gmtColormap(u'/home/lvazquez/Programas/gmt/paletas/dkbluered_modif.cpt')

```

```

# Figure for KML files
plotfigure = plotdata.new_plotfigure(name='Sea Surface',figno=1)
plotfigure.show = True
plotfigure.use_for_kml = True
plotfigure.kml_use_for_initial_view = True
plotfigure.kml_show_figure = True

# These override any axes limits set below in plotaxes
plotfigure.kml_xlims = [-101,-92]
plotfigure.kml_ylims = [14.5,17.5];

# Resolution (should be consistent with data)
# Refinement levels : [2,6]; max level = 3; num_cells = [30,30]
# rcl : resolution of the coarsest level in this figure
rcl = 1      # rcl*figsize = num_cells
plotfigure.kml_figsize = [54,18]
plotfigure.kml_dpi = rcl*10**2          # Resolve all three levels
plotfigure.kml_tile_images = False     # Tile images for faster loading. Requires
GDAL [False]

# Water
plotaxes = plotfigure.new_plotaxes('kml')
plotitem = plotaxes.new_plotitem(plot_type='2d_pcolor')
plotitem.plot_var = geoplot.surface_or_depth
plotitem.pcolor_cmap = cmap
plotitem.pcolor_cmin = cmin
plotitem.pcolor_cmax = cmax
plotitem.amr_celledges_show = [0,0,0]
plotitem.patchedges_show = 0

def kml_colorbar(filename):
    geoplot.kml_build_colorbar(filename,cmap,cmin,cmax)

plotfigure.kml_colorbar = kml_colorbar

# Figure for KML files (zoom)
plotfigure = plotdata.new_plotfigure(name='Sea Surface (zoom)',figno=2)
plotfigure.show = True
plotfigure.use_for_kml = True
plotfigure.kml_use_for_initial_view = False  # Use large plot for view
plotfigure.kml_show_figure = True

# Set Google Earth bounding box and figure size
plotfigure.kml_xlims = [-95.29,-95.08]
plotfigure.kml_ylims = [16.125,16.23]
plotfigure.kml_figsize = [10,14]  # inches.

# Resolution
rcl = 1      # Over-resolve the coarsest level
plotfigure.kml_dpi = rcl*10**2*10**3        # Resolve all three levels
plotfigure.kml_tile_images = False     # Tile images for faster loading.

plotaxes = plotfigure.new_plotaxes('kml')
plotitem = plotaxes.new_plotitem(plot_type='2d_pcolor')
plotitem.plot_var = geoplot.surface_or_depth

```

```

plotitem.pcolor_cmap = cmap
plotitem.pcolor_cmin = cmin
plotitem.pcolor_cmax = cmax

def kml_colorbar(filename):
    geoplot.kml_build_colorbar(filename,cmtsun,cmin,cmax)

plotfigure.kml_colorbar = kml_colorbar

# Figures for gauges
plotfigure = plotdata.new_plotfigure(name='Surface at gauges', figno=300, \
                                      type='each_gauge')
plotfigure.clf_each_gauge = True

# Set up for axes in this figure:
plotaxes = plotfigure.new_plotaxes()
plotaxes.xlimits = 'auto'
plotaxes.ylimits = 'auto'
# plotaxes.title = 'Surface'

# Plot surface as blue curve:
plotitem = plotaxes.new_plotitem(plot_type='1d_plot')
plotitem.plot_var = 3
plotitem.plotstyle = 'b-'

# Plot topo as green curve:
plotitem = plotaxes.new_plotitem(plot_type='1d_plot')
plotitem.show = True

def gaugetopo(current_data):
    q = current_data.q
    h = q[0,:]
    eta = q[3,:]
    topo = eta - h
    return topo

plotitem.plot_var = gaugetopo
plotitem.plotstyle = 'g-'

def add_zeroline(current_data):
    from pylab import plot, legend, xticks, floor, axis, xlabel
    t = current_data.t
    gaugeno = current_data.gaugeno

    if gaugeno == 32412:
        try:
            plot(TG32412[:,0], TG32412[:,1], 'r')
            legend(['GeoClaw', 'Obs'], loc='lower right')
        except: pass
        axis((0,t.max(),-3,3))

    plot(t, 0*t, 'k')
    n = int(floor(t.max()/3600.) + 2)
    xticks([3600*i for i in range(n)], ['%i' % i for i in range(n)])
    xlabel('time (hours)')

```

```

plotaxes.afteraxes = add_zeroline

# Parameters used only when creating html and/or latex hardcopy
# e.g., via pyclaw.plotters.frametools.printframes:

plotdata.printfigs = True                  # print figures
plotdata.print_format = 'png'                # file format
plotdata.print_framenos = 'all'              # list of frames to print
plotdata.print_gaugenos = 'all'              # list of gauges to print
plotdata.print_fignos = 'all'                # list of figures to print
plotdata.html = True                        # create html files of plots?
plotdata.html_movie = None                  # create html files of plots?
plotdata.html_homelink = '../README.html'   # pointer for top of index
plotdata.latex = False                      # create latex file of plots?
plotdata.latex_figspersline = 2             # layout of plots
plotdata.latex_framespersline = 1           # layout of plots
plotdata.latex_makepdf = False              # also run pdflatex?

plotdata.kml = True

return plotdata

```