

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONÓMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Metodología para la modelación numérica de inundación por tsunami: caso de estudio Acapulco, Guerrero

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Luis Enrique Vera Rodríguez

DIRECTOR DE TESIS

M. en C. Octavio Gómez Ramos



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

Dedicatoria y agradecimientos

Dedicado de manera especial a mis padres y hermanas. Sin su amor y apoyo incondicional no sería la persona que soy, ni hubiera llegado a este punto de mi vida. Este logro también es de ustedes.

Mi más sincero y afectuoso agradecimiento a:

A mi asesor de tesis, Octavio Gómez Ramos, por la disposición, el tiempo, el apoyo y ser el guía para que el presente trabajo fuera posible.

Al Servicio Mareográfico Nacional, por los datos de nivel del mar proporcionados, importantes en el contenido de la tesis, y los equipos de cómputo, que permitieron la elaboración de este trabajo.

Al equipo de trabajo del Servicio Mareográfico Nacional, por la hospitalidad, la calidez, las comidas y el apoyo durante el tiempo que me tomó elaborar mi tesis.

A la Secretaría de Marina, por los datos de batimetría proporcionados, escenciales en la elaboración de los productos de este trabajo.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM, por los espacios de trabajo y el haberme otorgado una beca que me permitió el traslado a las instalaciones del Servicio Mareográfico Nacional cuando fue necesario.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres, en particular al Ing. Emmanuel Ramírez Álvarez, por enseñarme las bases de la modelación numérica de tsunamis durante mi servicio social, que dieron fruto a la elaboración del presente trabajo.

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por la formación como profesional.

A los profesores que me impartieron clase en la facultad, por su aporte de experiencia, motivación, inspiración y conocimiento valioso.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por las facilidades, los recursos, los espacios y la oportunidad de aprender algo que me apasiona.

Y a todas las personas que compartieron tiempo conmigo durante mi etapa universitaria, me llevo lo mejor de ustedes.

Abstract

Mexico is located on one of the most seismic regions of the world, by the interaction of five tectonic plates. Over the last century, major earthquakes have originated in the Mexican subduction zone and some of them have led to tsunamis. An area of great concern is the extended Guerrero Seismic Gap, due to the lack of large earthquakes since 1957. The possibility that an earthquake with magnitude $M_w \geq 8.0$ rupture in the extended gap is an uncertain but plausible scenario, capable of generating a great tsunami. Such event is a risk for the Acapulco region, because a lot of people live there, it's a very touristic area and has an important sea port activity. The purpose of this work is to develop an open-source methodology which includes high resolution terrain data integration from various sources, its application in the implementation of open-source research numerical models, GeoClaw and JAGURS, and results display based in maps, such that be the basis for evacuation maps and procedures design. Tsunami numerical modeling is a mathematical and computational description based on the Shallow Water Equations that seek to describe tsunami effects, generally at worst case scenario. Via open-source GIS software, it creates a high resolution terrain model for the Acapulco region, a key factor in tsunami numerical simulations. Furthermore, compilation and execution of both numerical models are outlined. A numerical simulation of the 2021 Acapulco tsunami, using GeoClaw and JAGURS, mainly shows a tsunami amplitude overestimation compared to sea level record in an Acapulco gauge station. On the other hand, a hypothetical tsunami simulation in extended Guerrero Seismic Gap suggest arrival times about ten minutes for Acapulco region, large inundation heights in Acapulco bay and Laguna Tres Palos, and inundation lines of up to 300 [m] inland. Tsunami numerical simulations might estimate effects of either past events or plausible scenarios, therefore propose life-saving plans. This work underlines the importance of having a high resolution terrain model and a suitable earthquake source model. An open-source procedure turns out to be a great alternative, able to make quality outcomes. GeoClaw and JAGURS are numerical models to take into account, because they contain multiple options for a range of cases. The earthquake history of Mexico reveals a strong likelihood that large tsunamis impact Mexican Pacific western coasts which require further efforts in research, investment and cooperation between government authorities and institutions.

Resumen

México se encuentra en una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo, donde interactúan cinco placas tectónicas. Durante el último siglo, los sismos más grandes se han originado en la zona de subducción mexicana y varios de ellos han provocado tsunamis importantes. Una de las áreas de gran interés y preocupación es la brecha sísmica extendida de Guerrero, debido a la ausencia de grandes sismos desde 1957. La posibilidad de que se rompa toda la brecha sísmica es incierta, pero algo plausible, y de ocurrir podría traducirse en un sismo $M_w \geq 8.0$ capaz de generar un tsunami. Tal escenario pone en riesgo a la región de Acapulco, que es reconocida como una de las más turísticas en México, con un gran número de habitantes e importante infraestructura portuaria. El objetivo de este trabajo es desarrollar una metodología basada completamente en software libre para la modelación numérica de inundación por tsunami, la cual incluya la integración de diversas fuentes de información batimétrica y topográfica de alta resolución, su uso en la ejecución de los modelos numéricos *GeoClaw* y *JAGURS*, y la visualización de los resultados en mapas, de tal modo que dicha información pueda ser utilizada como base para el diseño de rutas y planes de evacuación. La modelación numérica de tsunamis es una descripción matemática y computacional basada en las ecuaciones de aguas someras, que ha demostrado ser útil en la estimación de los efectos que un tsunami puede ocasionar, generalmente en el peor de los escenarios. Por medio de software libre SIG, se elabora un modelo batimétrico/topográfico de alta resolución para la región de Acapulco, que es un elemento clave en la modelación numérica de tsunamis. Además, se detalla la compilación y ejecución de ambos modelos numéricos. Una simulación del tsunami de Acapulco de 2021, usando *GeoClaw* y *JAGURS*, principalmente refleja una sobreestimación de la amplitud del tsunami en comparación con el registro del nivel del mar de la estación mareográfica en Acapulco. Por otro lado, la simulación de un tsunami hipotético en brecha sísmica extendida de Guerrero sugiere tiempos de arribo de alrededor de diez minutos para la región de Acapulco, grandes alturas de inundación en la bahía de Acapulco y Laguna Tres Palos, y líneas de inundación de al menos 300 $[m]$ tierra adentro. Una simulación de tsunami permite estimar los efectos que este fenómeno puede provocar, de tal manera que se establezcan estrategias y planes de acción para salvaguardar la vida de las personas. El presente trabajo exhibe la necesidad de contar con una modelación adecuada de la fuente sísmica y una batimetría/topografía de alta resolución. Un procedimiento creado a partir de software libre resulta una gran alternativa, capaz de ofrecer resultados de calidad. *GeoClaw* y *JAGURS* muestran ser modelos numéricos a considerar, ya que cuentan con opciones y herramientas para una variedad de casos de estudio. La historia sísmica en México en el último siglo revela la alta probabilidad de que grandes tsunamis afecten las costas occidentales del Pacífico mexicano, lo cual requiere mayores esfuerzos en inversión, investigación y la colaboración con autoridades de gobierno e instituciones.

Índice general

1. Introducción **1**
- 1.1. Sismotectónica en México . . . 1
- 1.2. Tsunamis en el Pacífico Mexicano . . . 2
- 1.3. La brecha sísmica extendida de Guerrero . . . 3
- 1.4. Justificación: la importancia de Acapulco . . . 4
- 1.5. Objetivos . . . 6

2. Marco Teórico **7**
- 2.1. El fenómeno tsunami . . . 7
- 2.2. Modelación numérica de tsunamis . . . 9
- 2.3. El modelo numérico *GeoClaw* . . . 14
- 2.4. El modelo numérico *JAGURS* . . . 18

3. Metodología **24**
- 3.1. Generación del modelo batimétrico/topográfico . . . 25
  - 3.1.1. Datos *GEBCO* . . . 25
  - 3.1.2. Datos *SEMAR* . . . 28
  - 3.1.3. Datos *INEGI* . . . 30
  - 3.1.4. Selección y edición de datos . . . 40
  - 3.1.5. Unión de los conjuntos de datos: *GEBCO*, *SEMAR* e *INEGI* . . . 46
  - 3.1.6. Interpolación . . . 46
  - 3.1.7. Área envolvente a la zona de estudio . . . 52
- 3.2. Compilación y ejecución de *GeoClaw* . . . 53
- 3.3. Compilación y ejecución de *JAGURS* . . . 59
- 3.4. Visualización de resultados . . . 68
  - 3.4.1. *GeoClaw* . . . 68
  - 3.4.2. *JAGURS* . . . 69

4. Pruebas y Resultados **75**
- 4.1. Simulación de prueba: Tsunami de Acapulco de 2021 . . . 75
  - 4.1.1. *GeoClaw* . . . 77
  - 4.1.2. *JAGURS* . . . 82
  - 4.1.3. Datos observados vs datos calculados . . . 86
- 4.2. Simulación de un tsunami hipotético en la brecha sísmica extendida de Guerrero . . . 87
  - 4.2.1. Propagación . . . 87
  - 4.2.2. Inundación . . . 90

5. Conclusiones y Discusión **100**

A. Anexos **102**
A.1. Tsunami de Acapulco de 2021 . . . 102
A.1.1. *GeoClaw* . . . 102
A.1.2. *JAGURS* . . . 109
A.2. Tsunami hipotético . . . 113
A.2.1. Propagación . . . 113
A.2.2. Inundación . . . 119
A.3. Equipo de cómputo . . . 134

Referencias **135**

Capítulo 1

Introducción

1.1. Sismotectónica en México

México se encuentra en una de las regiones con mayor actividad sísmica del mundo, producto de la interacción de cinco placas tectónicas: Cocos, Rivera, Caribe, Pacífico y Norteamericana (figura 1.1). De todas ellas, la que se lleva el protagonismo es la placa de Cocos, dado que de su convergencia con la placa Norteamericana se han derivado la mayor parte de los grandes eventos desde que comenzó la instrumentación sísmica en el país (figura 1.2). Junto a una porción de la placa Rivera, ambas forman la zona de subducción mexicana, que se define como un régimen compresivo, donde generalmente los sismos tienen un comportamiento de falla inversa (figura 1.1).

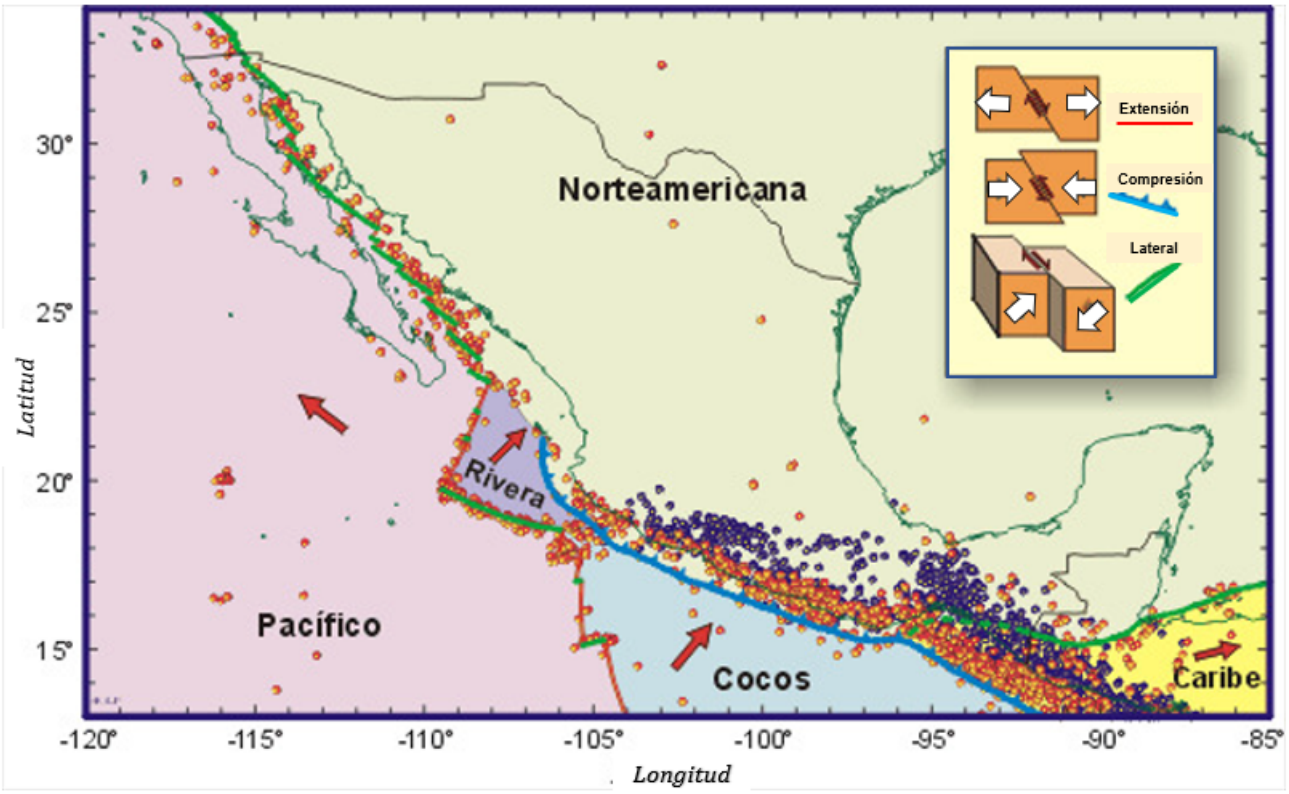


Figura 1.1: Placas tectónicas que interactúan en México. Las líneas que marcan los bordes de las placas representan el tipo de falla que normalmente expresa cada límite: inversa (azul), lateral (verde) y normal (naranja); las flechas rojas señalan el movimiento de las placas Pacífico, Rivera, Cocos y Caribe, con respecto a la placa Norteamericana. Extraída y modificada de Kostoglodov y Pacheco 1999.

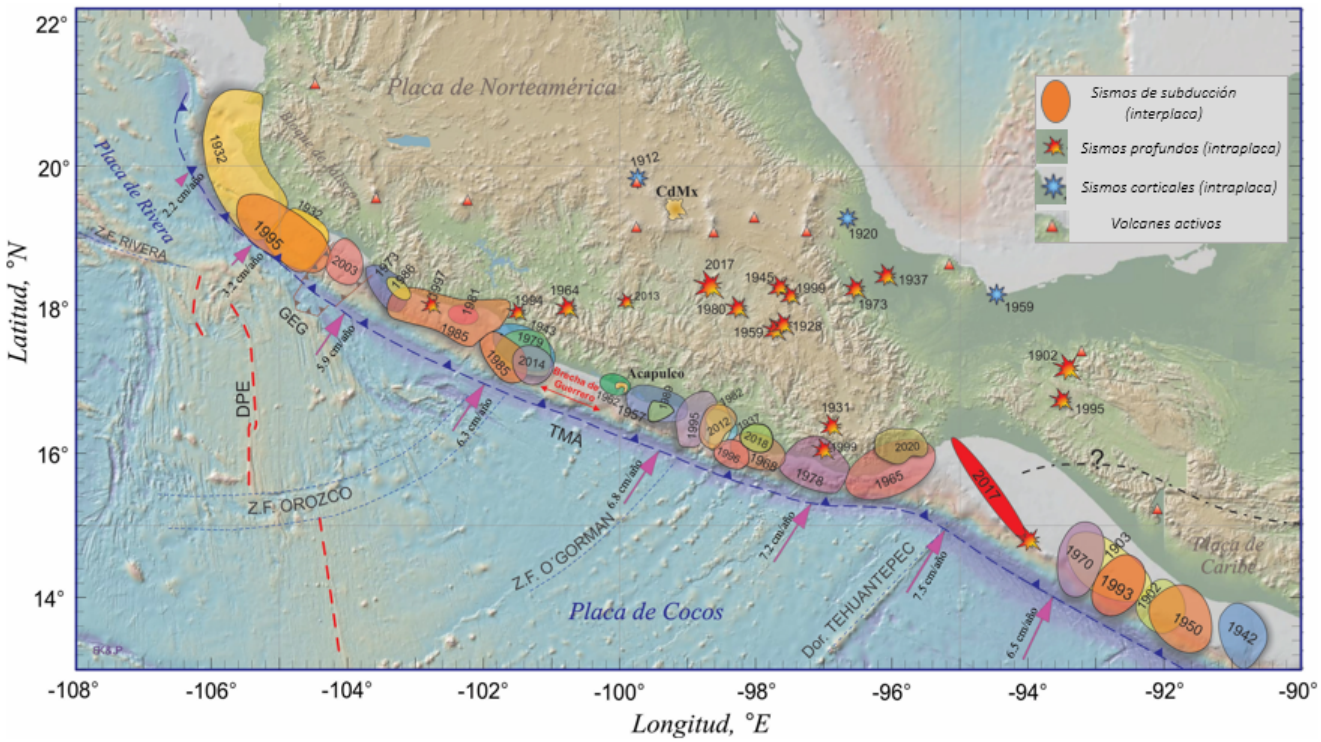


Figura 1.2: Áreas de ruptura de los sismos más importantes en México desde el año 1900. Extraída y modificada de Kostoglodov y Pacheco 1999.

1.2. Tsunamis en el Pacífico Mexicano

Debido a que una parte del contacto entre placas se ubica debajo del océano Pacífico, los eventos sísmicos de gran magnitud son capaces de levantar enormes áreas del suelo oceánico, con la posible generación de tsunamis. En los últimos 100 años han ocurrido varios tsunamis de origen local, a lo largo de la zona de subducción mexicana, siendo los más representativos los que se mencionan en la tabla 1.1, enlistados por fecha. Las alturas máximas de los tsunamis y sus límites de inundación se han recabado gracias al trabajo de diferentes autores. Las magnitudes están expresadas en M_w (magnitud de momento sísmico), tomadas del catálogo elaborado por Sawires et al. 2019.

Los eventos de Chiapas y Cuyutlán son casos particulares. El primero se trató de un sismo intraplaca con mecanismo focal normal (Servicio Sismológico Nacional 2017). El segundo se considera una réplica del poderoso sismo ocurrido el 3 de junio de 1932, y se reconoce así mismo como un posible "tsunami earthquake"(Okal y J. C. Borrero 2011), término definido por Kanamori 1972 que hace referencia a sismos de subducción que generan tsunamis de gran amplitud, en contraste con la magnitud relativamente pequeña que expresan. Este tipo de eventos se caracterizan por una velocidad de ruptura lenta, que se propaga hacia a porciones muy someras de la zona de subducción, y un bajo contenido espectral de altas frecuencias, que en la mayoría de casos se traduce como poca percepción del sismo (Polet y Kanamori 2000; Okal y J. C. Borrero 2011).

Entre 1910 y 1923 se instalaron los primeros sismógrafos mecánicos "Wiechert" en 9 estaciones, las cuales estaban ubicadas en Tacubaya, Oaxaca, Mérida, Chihuahua, Veracruz, Guadalajara, Mazatlán, Monterrey y Zacatecas (Sawires et al. 2019). Desde entonces, los sismos de mayor magnitud registrados son: Chiapas 2017, M_w 8.2; Michoacán 1985, M_w 8.1; Jalisco 1932, M_w 8.1; Colima 1995, M_w 8.0 (Sawires et al. 2019). Los eventos anteriores a este periodo se pueden encontrar en catálogos de sismos históricos, donde los autores recopilaron información de distintas fuentes, como testimonios y documentos de la época que describen lo sucedido, y con base en ello, estimaron los parámetros del sismo. El sismo más grande del que se tiene evidencia ocurrió en las costas de Oaxaca en 1787, con

una magnitud estimada M_w 8.6 (Suárez y Albini 2009), que provocó un enorme tsunami con alturas de ola que pudieron alcanzar 20 $[m]$, y una inundación que avanzó aproximadamente 6 $[km]$ desde la costa (Ramírez-Herrera et al. 2020).

Fecha	Lugar de origen	Magnitud del sismo asociado (M_w)	Altura máxima del tsunami $[m]$	Límite máximo de inundación
3 de junio de 1932	Colima - Jalisco	8.1	3 (Okal y J. C. Borrero 2011)	8 $[km]$ (Castillo-Aja y Ramirez-Herrera 2016)
22 de junio de 1932	Cuyutlán, Colima	6.9	10 (Okal y J. C. Borrero 2011)	3 $[km]$ (Castillo-Aja y Ramirez-Herrera 2016)
19 de septiembre de 1985	Michoacán	8.1	5 (Abe, Takeuchi y Katada 1986)	500 $[m]$ (Abe, Takeuchi y Katada 1986)
9 de octubre de 1995	Colima - Jalisco	8.0	5 (J. Borrero et al. 1997)	250 $[m]$ (Castillo-Aja y Ramirez-Herrera 2016)
7 de septiembre de 2017	Chiapas	8.2	3 (Ramirez-Herrera et al. 2018)	190 $[m]$ (Ramirez-Herrera et al. 2018)

Tabla 1.1: Los tsunamis de origen sísmico más representativos que han ocurrido en los últimos 100 años en México.

1.3. La brecha sísmica extendida de Guerrero

La información histórica como la que se presenta en la tabla 1.1, señala que en México es posible que a lo largo de la zona de subducción mexicana se presenten fenómenos de gran magnitud. Una de las áreas de mayor interés y preocupación ha sido la brecha sísmica extendida de Guerrero, debido a la ausencia de grandes eventos desde 1957, a la incertidumbre del último sismo $M_w \geq 8.0$ (Kostoglodov, Singh et al. 2003; Cruz-Atienza et al. 2018; Iglesias et al. 2022), y por la cercanía que tiene con la Ciudad de México, ya que de presentarse tal escenario podría experimentar amplificaciones dos o tres veces mayores a las del sismo de Michoacán de 1985 (Kanamori et al. 1993). Se trata de un segmento de la zona de subducción mexicana que mide más de 200 $[km]$, ubicado aproximadamente entre 99.2°W y 101.2°W, y generalmente descrito en dos partes (figura 1.3), debido a la diferencia en sismicidad ($M_w \geq 7.0$) durante los últimos 125 años (Kostoglodov, Singh et al. 2003; Cruz-Atienza et al. 2018; Iglesias et al. 2022). La porción noroeste (NW) no ha experimentado un sismo $M_w \geq 7.0$ en más de 100 años (Cruz-Atienza et al. 2018), mientras que al sureste (SE), los últimos eventos $M_w \geq 7.0$ ocurrieron en 1957, M_w 7.8 (Sawires et al. 2019), un doblete en 1962, M_w 7.1 y M_w 7.0 (Sawires et al. 2019), y 2021, M_w 7.0 (Iglesias et al. 2022).

Aunado al contraste entre ambos segmentos, en la brecha se han observado eventos asísmicos conocidos como sismos lentos, que se caracterizan por liberar la energía elástica lentamente durante varios días e incluso meses, con momentos sísmicos equivalentes a magnitudes M_w 7.7 (Kostoglodov, Singh et al. 2003). En la parte noroeste se ha identificado la ocurrencia de este fenómeno con periodos de recurrencia de 4 años, aproximadamente, lo que implica un débil acoplamiento entre las placas de Cocos y Norteamericana, y un comportamiento principalmente asísmico, que podría traducirse en largos intervalos de recurrencia de grandes sismos, 3 o 4 veces mayores en comparación con otras

zonas de subducción (Cotte et al. 2009; Radiguet et al. 2016). Aunque las condiciones sugieren una baja probabilidad de un sismo $M_w \geq 8.0$ dentro del segmento noroeste, un sismo lento podría inducir la ruptura de áreas acopladas alrededor de esta y propagarse a través de toda la brecha (Plata-Martinez et al. 2021). Por otro lado, si bien no ha pasado mucho desde la aparición de un evento $M_w \geq 7.0$ en la porción sureste, es posible que la zona aún presente un déficit en términos de energía elástica liberada, que de acuerdo con estimaciones calculadas por Iglesias et al. 2022, esta puede ser equivalente a un sismo M_w $7.6 - 8.0$.

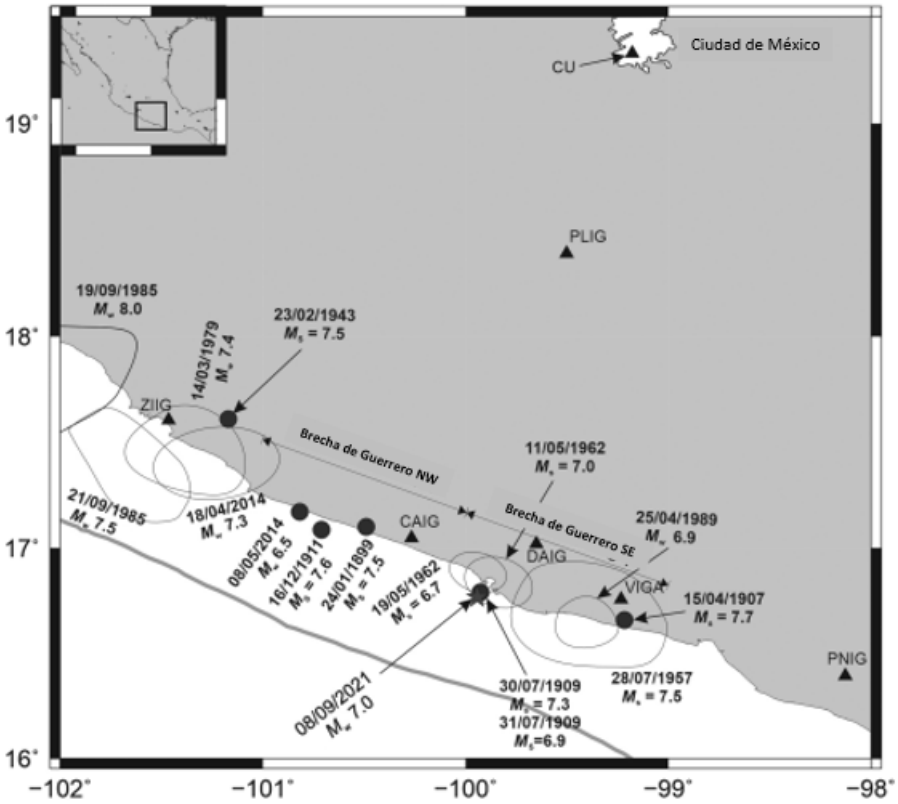


Figura 1.3: Límites de la brecha sísmica de Guerrero. Se muestran epicentros o áreas de ruptura de sismos ocurridos en el segmento de subducción de Guerrero, varios de ellos expresados en M_s (Magnitud de onda de superficie). Los epicentros de 1899-1911 son estimaciones, ya que presentan gran incertidumbre. Extraída y modificada de Iglesias et al. 2022.

Es claro que los sismos lentos juegan un papel muy importante en el ciclo sísmico de la brecha sísmica extendida de Guerrero, de la cual mucho se ha discutido sobre la posibilidad de que durante este largo periodo de ausencia de grandes eventos, la energía elástica acumulada se traduzca en un sismo de magnitud $M_w \geq 8.0$ (Pérez-Campos et al. 2013; Cruz-Atienza et al. 2018; Vazquez et al. 2021). Sin embargo, está concepción es considerada una hipótesis, dado que los registros sísmicos abarcan poco más de 100 años y tanto los hipocentros, como el mecanismo focal de los sismos ocurridos antes y a inicios de la instrumentación en México es incierto, lo que aún deja más preguntas que respuestas en torno al potencial sísmico de esta región (Husker et al. 2023).

1.4. Justificación: la importancia de Acapulco

La región costera de Acapulco se localiza en la zona de subducción mexicana, donde ocurre gran actividad sísmica. Ante los riesgos que enfrentan los habitantes, comerciantes y turistas presentes en estas localidades, por la inexorable ocurrencia de un gran sismo, es fundamental realizar un trabajo profundo de planificación, preparación y prevención, que permita salvar vidas y disminuir el impacto

de los daños. El municipio de Acapulco cuenta con una población de más de 700,000 personas, de acuerdo con datos del censo poblacional 2020 de INEGI s.f. Sus playas son uno de los principales destinos turísticos del país, que reciben miles de visitantes de origen nacional e internacional mediante medios de transporte marítimos, aéreos y terrestres, además de contar con un puerto de alta relevancia a nivel nacional, clave para el comercio en el océano Pacífico mexicano.

Con tal motivación, el presente trabajo consistió en la creación de una metodología basada en software libre que permita llevar a cabo la simulación de un gran tsunami para la región de Acapulco, definida por los límites que se aprecian en la figura 1.4, la cual considera a la bahía de Acapulco, el Aeropuerto Internacional de Acapulco, y las lagunas Coyuca y Tres Palos. De esta manera fue posible estimar los efectos que podría ocasionar un evento de magnitud extraordinaria, para que esta información pueda ser utilizada como base en la generación de rutas y planes de evacuación. Una simulación de tsunami es un modelo numérico que explica la generación, propagación, e inundación de este fenómeno (COI 2019). En este caso, se utilizaron dos modelos numéricos de código libre: *GeoClaw* (Clawpack Development Team 2021) y *JAGURS* (*JAGURS - D* 2022). Ambos se pueden aplicar en diferentes casos de estudio y son capaces de ofrecer resultados con gran nivel de detalle.



Figura 1.4: Límites de la zona de estudio y definición de la región de Acapulco.

1.5. Objetivos

Objetivo General

El presente trabajo tiene como objetivo desarrollar una metodología basada completamente en software libre para la modelación numérica de inundación por tsunami, la cual incluya la integración de diversas fuentes de información batimétrica y topográfica de alta resolución, su uso en la ejecución de los modelos numéricos *GeoClaw* y *JAGURS*, y la visualización de los resultados en mapas, de tal modo que dicha información pueda ser utilizada como base para el diseño de rutas y planes de evacuación.

Objetivos específicos

- Crear una metodología basada completamente en software libre, que permita generar un modelo de batimetría y topografía con base en diversas fuentes de alta resolución espacial, de tal forma que dicha información integrada pueda ser utilizada en los modelos numéricos de simulación de tsunamis *GeoClaw* y *JAGURS*.
- Aprender a compilar y a ejecutar los modelos numéricos de tsunamis *GeoClaw* y *JAGURS*.
- Visualizar los resultados tanto del tsunami como de la inundación en un formato gráfico representado en mapas, para que los tomadores de decisiones puedan hacer uso de esta información en el establecimiento de rutas y planes de evacuación.
- Describir extensamente la metodología.
- Probar la metodología con la simulación del tsunami de Acapulco de 2021 y de un escenario hipotético para la misma región.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. El fenómeno tsunami

Un tsunami es una serie de ondas de longitud y periodos bastante largos, que se genera por una gran perturbación en el océano. El origen de este fenómeno generalmente es causado por sismos, debido a una extensa deformación del fondo marino, sin embargo, los deslizamientos de tierra, las erupciones volcánicas, los derrumbes costeros de montañas y el impacto de un meteorito de dimensiones considerables en el mar, también pueden provocarlo. La velocidad a la que un tsunami se desplaza fuera de su región de origen depende de la profundidade del mar, alcanzando entre 500 y 1000 $[km/h]$ en el océano profundo y disminuyendo a unas decenas de kilómetros por hora cerca de la costa, por lo tanto, conforme las ondas se propagan pasan por etapas de aceleración y desaceleración (COI 2019). Dado que la energía se extiende sobre toda la columna de agua, esta se concentra de manera vertical, al reducirse la profundidad, y de forma horizontal, al reducirse la longitud de onda por el decremento de la velocidad (COI 2019). Lo anterior explica porque un tsunami que tiene pocos metros de altura en el área de origen, puede crecer a varios metros en zonas más someras, o amplificarse debido a las características prominentes y variabilidad de la batimetría (L. G. Ortiz y M. Ortiz 2021).



Figura 2.1: Esquema general de las zonas de subducción. Los tsunamis de origen sísmico por lo regular ocurren en estas regiones, ya que el fallamiento inverso de los grandes sismos someros producen un levantamiento casi vertical del suelo oceánico. Extraída de COI 2019.

Los tsunamis de origen sísmico comúnmente se producen por el movimiento súbito casi vertical del suelo oceánico, efecto muy característico de las zonas de subducción, donde una placa tectónica se desplaza por debajo de otra y la mayoría de los sismos tienen un comportamiento de falla inversa (figura 2.1). Por lo regular, los eventos importantes se originan en la parte del contacto entre placas que presenta un acoplamiento, conocida como zona sismogénica. En esta región la placa que subduce no puede fluir libremente hacia el manto, debido a que se encuentra bloqueada, aunque ambas placas siguen convergiendo hacia el borde de subducción (ver figura 2.1), produciendo una

deformación que en algún momento se libera en forma de energía elástica. Un sismo somero de gran magnitud, justo debajo del océano, provoca que el lecho marino se eleve de manera repentina varios metros. En consecuencia la superficie del mar en esa área también se levanta y la gravedad corrige la descompensación, dando lugar a la formación de un tsunami que se propaga tanto a la costa como al mar abierto (ver figura 2.2).

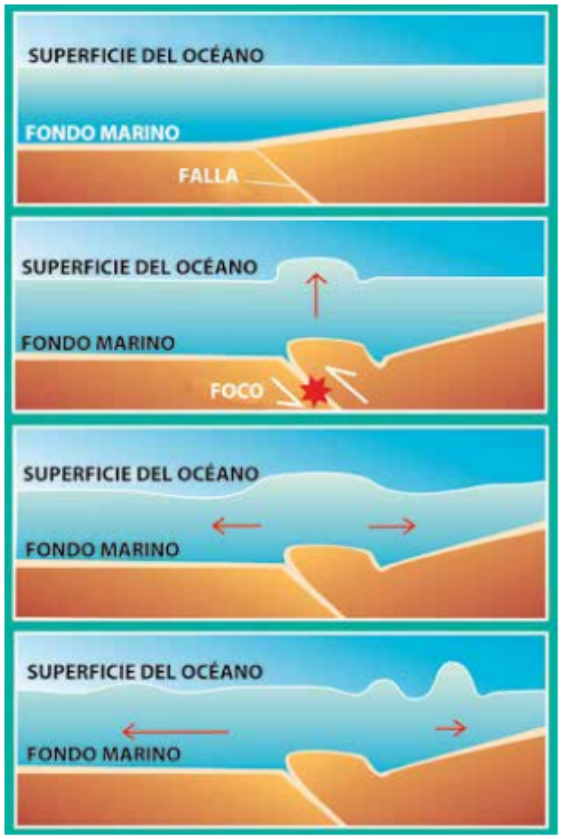


Figura 2.2: Ilustración que explica el origen de un tsunami. El moviminto casi vertical del suelo oceánico producto de un sismo de subducción, provoca que una gran masa de agua se eleve por encima de la suerficie del mar, dando lugar a la formación de un tsunami. Extraída de COI 2019.

Los efectos destructivos de un tsunami son provocados por el fuerte impacto de olas que viajan desde el origen a gran velocidad y la inundación que avanza tierra adentro, arrastrando todo tipo de objetos. Los daños que el fenómeno puede generar, tanto en pérdidas humanas como materiales, están íntimamente relacionados con la altura del tsunami, el área y los límites de la inundación. Por definición, los parámetros de medición y descripción más comunes para los tsunamis son (COI 2019):

- Amplitud del tsunami: es la amplitud de la onda del tsunami medida en algún punto del océano o costa, tomada de un registro de nivel del mar.
- Altura de inundación o de tsunami (*Runup*): elevación alcanzada por el mar medida en relación con algunos niveles fijos tales como el nivel medio del mar, bajamar media, o el nivel del mar en el momento del tsunami, entre otros; y a la vez, idealmente medida en un punto correspondiente al máximo local de la inundación horizontal.
- Área de inundación: zona inundada por el tsunami.
- Límite o línea de inundación: límite interior de la inundación determinado horizontalmente desde la línea del Nivel Medio del Mar (NMM).
- Distancia de inundación: la distancia horizontal en tierra a la que penetra la ola de un tsunami, normalmente medida de forma perpendicular a la costa.

2.2. Modelación numérica de tsunamis

La modelación numérica de tsunamis representa una descripción matemática y computacional que tiene como objetivo observar o predecir el comportamiento del fenómeno a detalle, bajo ciertas características, así como los efectos que conlleva (COI 2019). Los primeros desarrollos de esta herramienta se remontan hacia los inicios de la década de los 70s, con el experimento numérico de propagación de tsunamis, tras dos sismos en Japón ocurridos en 1964 y 1968, basado en las ecuaciones lineales de aguas someras integradas en profundidad (*Depth-Integrated Linear Shallow Water Equations*), en un esquema numérico de diferencias finitas y resolución de 10 $[km]$, ya que la capacidad computacional era limitada (Sugawara 2021). Desde entonces, este modelo se convirtió en el estándar internacional para elaborar simulaciones de propagación de tsunamis, y ha sido ampliamente usado en todo el mundo.

La característica principal de las ecuaciones lineales de aguas someras es la asunción de que en el plano horizontal la longitud de onda es mucho mayor a la profundidad del agua, representada de manera vertical, por lo tanto la amplitud de las ondas se vuelve despreciable. La propagación de un tsunami está gobernada por la batimetría y topografía, siendo capaz de incrementar la amplitud de las ondas por concentración de energía, algo que sucede en zonas costeras de poca profundidad, y en tales circunstancias las ecuaciones lineales son insuficientes para explicar este efecto (Sugawara 2021). Una aproximación que proporciona una descripción adecuada de la propagación de un tsunami en porciones someras del océano y la inundación que ocasiona en áreas cercanas a las costa, es mediante las ecuaciones de aguas someras no lineales, siendo la base de varios modelos numéricos (Sugawara 2021).

Ambos sistemas de ecuaciones, lineal y no lineal, se obtienen a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes, que describen el movimiento de un fluido, tomando en cuenta algunas consideraciones. Estás expresiones son un caso particular de las leyes físicas de conservación de masa y momento, definidas por las ecuaciones (2.1) y (2.2), respectivamente (Vreugdenhil 1994).

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega}\rho dV = -\int_{\partial\Omega}(\rho\vec{\nu})\cdot\vec{n}dA \tag{2.1}$$

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega}\rho\vec{\nu}dV = -\int_{\partial\Omega}(\rho\vec{\nu})\vec{\nu}\cdot\vec{n}dA + \int_{\Omega}\rho\vec{b}dV + \int_{\partial\Omega}T\vec{n}dA \tag{2.2}$$

Donde ρ es la densidad en $[kg/m^3]$, $\vec{\nu} = (u, v, w)$ es la velocidad del fluido en $[m/s]$, $\vec{n}$ es el vector normal que apunta hacia fuera de la superficie $\partial\Omega$, $\vec{b}$ es una fuerza de cuerpo por unidad de masa actuando sobre el fluido en $[N/kg]$, y T es el tensor de esfuerzos de Cauchy en $[N/m^2]$.

En sus formas diferenciales, aplicando el teorema de Gauss, se expresan como la ecuaciones (2.3) y (2.4), respectivamente (Vreugdenhil 1994).

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \vec{\nabla}\cdot(\rho\vec{\nu}) = 0 \tag{2.3}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\vec{v}) + \vec{\nabla}\cdot(\rho\vec{\nu}\vec{\nu}) = \rho\vec{b} + \vec{\nabla}\cdot T \tag{2.4}$$

A este par de ecuaciones se le aplican algunas consideraciones sobre el fluido de interés, que es el agua de mar (Vreugdenhil 1994):

- Es incompresible. Implica que la densidad ρ no depende de la presión p.
- La temperatura y salinidad son constantes en todo el dominio, por lo tanto, la densidad ρ también es constante.
- La gravedad $\vec{g}$ actúa como una fuerza de cuerpo, por lo que $\vec{b}$ se define como: $\vec{b} = \vec{g} + \vec{b}_{otros}$

- El agua de mar es un fluido Newtoniano. Esto afecta la forma del tensor T, descrita como sigue: $T = -pI + T$

Entonces, se obtienen las ecuaciones de Navier-Stokes en 3D (Vreugdenhil 1994):

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{\nu} = 0 \tag{2.5}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\rho\vec{\nu} + \vec{\nabla} \cdot (\rho\vec{\nu}\vec{\nu}) = -\vec{\nabla}p + \rho\vec{g} + \vec{\nabla} \cdot T \tag{2.6}$$

Escritas de forma desarrollada:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{2.7}$$

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u^2)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial z} = \frac{\partial(\tau_{xx} - p)}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \tag{2.8}$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v^2)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial z} = \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial(\tau_{yy} - p)}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \tag{2.9}$$

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w^2)}{\partial z} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial(\tau_{zz} - p)}{\partial z} \tag{2.10}$$

Para llegar a las ecuaciones de aguas someras, se aplican las siguientes condiciones de frontera, con base en la figura 2.3 (Vreugdenhil 1994):

- En el fondo de la columna de agua, $z = z_b$:
  - La componente normal de la velocidad debe ser cero: $u\frac{\partial z_b}{\partial x} + v\frac{\partial z_b}{\partial y} - w = 0$
  - Se asume que el fluido se adhiere a la superficie del fondo, lo que implica que las velocidades horizontales son nulas: $u = v = 0$
  - Los esfuerzos tangenciales se definen como:
    - $\tau_{bx} = \tau_{xx}\frac{\partial z_b}{\partial x} + \tau_{xy}\frac{\partial z_b}{\partial y} + \tau_{xz}$
    - $\tau_{by} = \tau_{yx}\frac{\partial z_b}{\partial x} + \tau_{yy}\frac{\partial z_b}{\partial y} + \tau_{yz}$
- En la superficie del agua, $z = h$:
  - La componente normal de la velocidad también debe ser cero: $\frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} - w = 0$
  - Los esfuerzos tangenciales se expresan como:
    - $\tau_{sx} = -\tau_{xx}\frac{\partial h}{\partial x} - \tau_{xy}\frac{\partial h}{\partial y} + \tau_{xz}$
    - $\tau_{sy} = -\tau_{yx}\frac{\partial h}{\partial x} - \tau_{yy}\frac{\partial h}{\partial y} + \tau_{xz}$
  - La presión es nula $p = 0$

Otra condición es que se tiene una distribución de presión hidrostática (Vreugdenhil 1994), por lo tanto, la ecuación de momento en z (2.10), se reduce al gradiente de la presión, descrita como:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{2.11}$$

En la dirección x y y:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \frac{\partial h}{\partial x} \tag{2.12}$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \rho g \frac{\partial h}{\partial y} \tag{2.13}$$

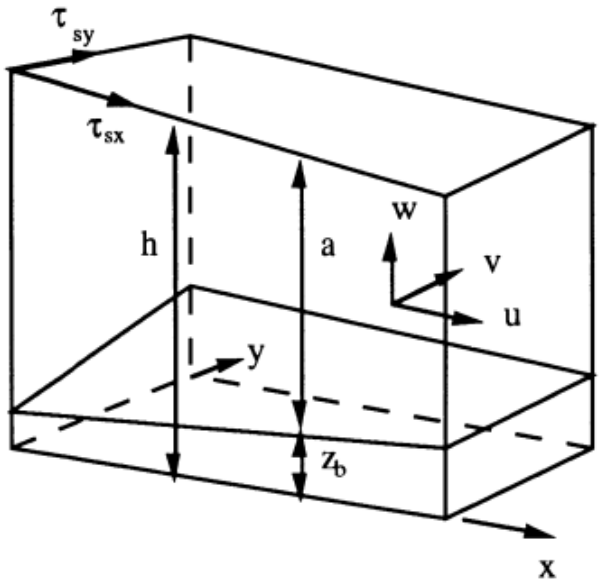


Figura 2.3: Definición del sistema de coordenadas y fronteras. La profundidad del fluido es a y la superficie del fondo es z_b. Extraída de Vreugdenhil 1994.

Se considera que no hay variación vertical de velocidad, entonces se definen velocidades promediadas con la profundidad, dadas por las ecuaciones (2.14) y (2.15).

$$\bar{u} = \frac{1}{a}\int_{z_b}^{h} u dz \tag{2.14}$$

$$\bar{v} = \frac{1}{a}\int_{z_b}^{h} v dz \tag{2.15}$$

Al integrar la ecuación de conservación de masa (2.7), desde el fondo z_b hasta la superficie h, teniendo en cuenta las condiciones de frontera y sustituyendo (2.14) y (2.15), se encuentra la ecuación de continuidad promediada con la profundidad (2.18):

$$\int_{z_b}^{h} \vec{\nabla} \cdot \vec{\nu} = 0 \tag{2.16}$$

$$\int_{z_b}^{h} (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) dz + [w]_{z_b}^{h} = \frac{\partial}{\partial x}(a\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(a\bar{v}) + [w]_{z_b}^{h} - \frac{\partial h}{\partial x}u_s - \frac{\partial h}{\partial y}v_s + \frac{\partial z_b}{\partial x}u_b - \frac{\partial z_b}{\partial y}v_b = 0 \tag{2.17}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(a\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y}(a\bar{v}) = 0 \tag{2.18}$$

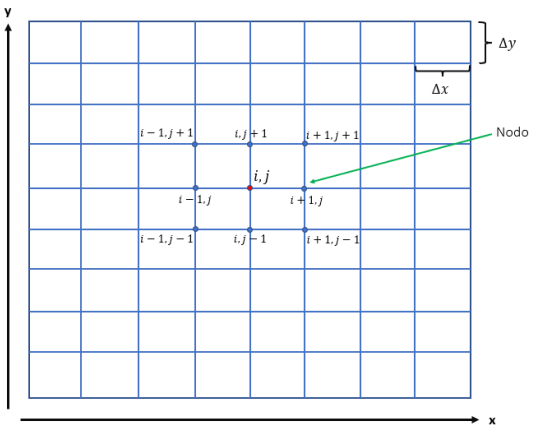
De la misma manera, al integrar las ecuaciones de momento, (2.8) y (2.9), desde z_b hasta h, tomando en cuenta algunas consideraciones adicionales, además de las condiciones de frontera, se llega a las siguientes expresiones (Vreugdenhil 1994):

$$\frac{\partial}{\partial t}(a\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial x}(a\bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial y}(a\bar{u}\bar{v}) = -ga\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{\rho}[\tau_{sx} - \tau_{bx} + F_x] \tag{2.19}$$

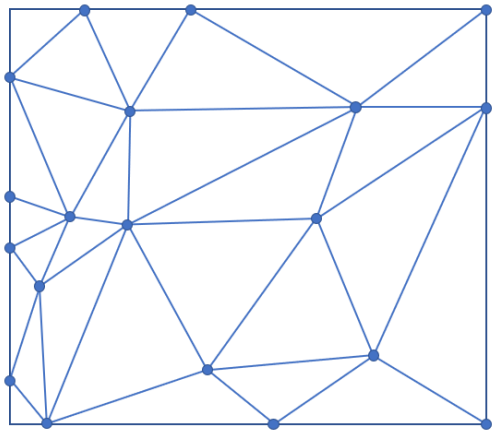
$$\frac{\partial}{\partial t}(a\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial x}(a\bar{u}\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y}(a\bar{v}^2) = -ga\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{1}{\rho}[\tau_{sy} - \tau_{by} + F_y] \tag{2.20}$$

Las expresiones (2.18), (2.19) y (2.20), representan las ecuaciones no lineales de aguas someras en 2D.

Tanto los modelos lineales, como no lineales, comúnmente hacen uso de un sistema de mallas ortogonal y estructurado (figura 2.4a), que realiza cálculos computacionales en una resolución espacial gruesa desde mar abierto hasta zonas costeras, y con una resolución más fina la inundación en tierra, sin embargo, un sistema de malla sin estructura (figura 2.4b) también puede modelar el comportamiento de un tsunami a diferentes escalas, por lo regular aplicando una discretización con el método de elemento finito o el método de volumen finito (Sugawara 2021).



(a) Malla ortogonal y estructurada.



(b) Malla triangular sin estructura.

Figura 2.4: Comparación entre un tipo de malla estructurada y uno no estructurado.

Una discretización utilizando el método de diferencias finitas, representa una aproximación numérica a las derivadas parciales, de modo que la región de interés se divide en una malla rectangular con un tamaño de celda $(\Delta x, \Delta y)$, compuesta por nodos (Vreugdenhil 1994). En este caso, al resolver una ecuación diferencial se reemplazan las derivadas parciales por aproximaciones en diferencias finitas, calculando diferencias centrales (D_0), hacia delante (D_+), o hacia atrás (D_-), en cada nodo de la malla. Por ejemplo, en la dirección x:

$$D_{0x}u \equiv \frac{u_{k+1,j} - u_{k-1,j}}{2\Delta x} \approx \frac{\partial u}{\partial x} \tag{2.21}$$

$$D_{+x}u \equiv \frac{u_{k+1,j} - u_{k,j}}{\Delta x} \approx \frac{\partial u}{\partial x} \tag{2.22}$$

$$D_{-x}u \equiv \frac{u_{k,j} - u_{k-1,j}}{\Delta x} \approx \frac{\partial u}{\partial x} \tag{2.23}$$

El objetivo es encontrar funciones discretas que solucionen la relación dada por un conjunto de derivadas parciales, definidas sobre una región espacial y/o temporal con condiciones de frontera establecidas, mediante un sistema de ecuaciones construido a partir de las aproximaciones en diferencias finitas, que puede ser resuelto de forma computacional (LeVeque 2007).

Cuando se discretiza con el método de volumen finito, la malla que representa el dominio de interés se divide en celdas, no de manera puntual como en el método de diferencias finitas, por lo que se realizan cálculos sobre cada una de ellas, y los valores se van modificando conforme un intervalo de tiempo definido (LeVeque 2004). Es empleado en la resolución de leyes de conservación en forma elíptica, parabólica e hiperbólica, que tal como su nombre lo menciona describe la conservación de una cantidad $q(x,t)$, como como energía, momento, masa, etc., y puede ser aplicado a geometrías

arbitrarias, es decir, sistemas de mallas estructurados y no estructurados (Eymard, Gallouët y Herbin 2000). Las ecuaciones de aguas someras pertenecen a una clase de leyes de conservación que pueden ser escritas como la ecuación (2.24) (George y LeVeque 2006).

$$\frac{d}{dt}\int_{x_1}^{x_2} q(x,t)dx + f(q(x_2,t)) - f(q(x_1,t)) = \int_{x_1}^{x_2} \Psi(q,x)dx \quad \forall (x_1,x_2) \tag{2.24}$$

donde q es un vector de cantidades en conservación, $f(q)$ es un vector que representa el flujo de la cantidad q y está en función de la variable espacial x y el tiempo t. El término Ψ es la fuente, que expresa un posible intercambio volumétrico. Una solución numérica en volumen finito, ecuación (2.25), consiste de una función constante segmentada en trozos, Q_i^n, que aproxima los valores promedio de la solución de $q(x,t^n)$ para cada celda de la malla, $\Theta_i = [x_{i-1/2}, x_{i+1/2}]$, y va modificando la solución, diferenciando los flujos numéricos en los bordes de la celdas (George y LeVeque 2006).

$$Q_i^{n+1} = Q_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x}[F_{i+1/2}^n - F_{i-1/2}^n] \tag{2.25}$$

donde,

$$F_{i/2}^n \approx \frac{1}{\Delta t}\int_{t_n}^{t_{n+1}} f(q(x_{i-1/2},t))dt \tag{2.26}$$

$$Q_i^n \approx \frac{1}{\Delta x}\int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} q(x,t^n)dx \tag{2.27}$$

La ecuación (2.25) representa la discretización de la integral aplicada a la ley de conservación en (2.24), sin considerar los efectos de la fuente, utilizando aproximaciones de los flujos promediados con respecto al tiempo sobre los bordes de celdas definidas por un tamaño Δx.

Bajo las consideraciones antes expuestas, la velocidad de las ondas depende solo de la profundidad, algo que no es del todo cierto, dado que un tsunami contiene una amplia variedad de frecuencias en sus ondas, mismas que reflejan el mecanismo de generación y la geometría de la fuente (Sugawara 2021). Por lo tanto, las altas frecuencias invalidan las ecuaciones de aguas someras, lineales y no lineales, además de que no son capaces de representar la dispersión de las ondas, término que hace referencia a que las ondas de baja frecuencia viajan a mayor velocidad que las ondas de alta frecuencia. Una alternativa que permite añadir el proceso de dispersión, es mediante la implementación de las ecuaciones de Boussinesq, que a pesar de que conllevan mayores recursos computacionales, son útiles en la simulación de tsunamis transoceánicos, donde los efectos de dispersión se vuelven importantes por las grandes distancias que recorren las ondas, o en eventos asociados a deslizamientos de tierra marinos que presentan componentes de alta frecuencia (Sugawara 2021). Una aproximación útil que añade dispersión en frecuencias a las ecuaciones de aguas someras es por medio de ecuaciones tipo Boussinesq, (2.28) y (2.29), las cuales se han aplicado de manera exitosa a una variedad de casos de estudio (Baba, Allgeyer et al. 2017). Los términos aditivos a la derecha de la igualdad en ambas ecuaciones representan los términos de Boussinesq.

$$\begin{aligned}\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\phi}\left(\frac{M^2}{H+\eta}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right)\ldots \\ = -\frac{g(H+\eta)}{R\sin\theta}\frac{\partial h}{\partial\phi} - fN - \frac{gn^2}{(H+\eta)^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}\ldots \\ + \frac{H^2}{3R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\phi}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial\phi\partial t} + \frac{\partial^2(N\sin\theta)}{\partial\theta\partial t}\right)\right]\end{aligned} \tag{2.28}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial \phi}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial \theta}\left(\frac{N^2}{H+\eta}\right)... \\ = -\frac{g(H+\eta)}{R}\frac{\partial h}{\partial \theta} + fN - \frac{gn^2}{(H+\eta)^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}... \\ + \frac{H^2}{3R}\frac{\partial}{\partial \theta}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial \phi \partial t} + \frac{\partial^2 (N\sin\theta)}{\partial \theta \partial t}\right)\right]\end{aligned} \tag{2.29}$$

2.3. El modelo numérico *GeoClaw*

GeoClaw es un modelo de código abierto escrito en *Fortran*, diseñado para modelar la propagación de ondas y fluidos mediante la solución numérica de las ecuaciones de aguas someras. Su manera de operar está basada en el software de código abierto *Clawpack* (Conservation Laws Package) (Clawpack Development Team 2021), que resuelve sistemas de ecuaciones en derivadas parciales de tipo hiperbólicas, los cuales generalmente representan el movimiento de fluidos, con la implementación de métodos de volumen finito de alta resolución en mallas rectangulares, y un refinamiento de malla adaptativo capaz de generar resultados con gran nivel de detalle en zonas de interés (Mandli et al. 2016).

La descripción matemática que se resuelve son las ecuaciones no lineales de aguas someras en 2D, de la forma que indican la ecuaciones (2.30), (2.31) y (2.32) (Berger et al. 2011).

$$h_t + (hu)_x + (hv)_y = 0 \tag{2.30}$$

$$(hu)_t + (hu^2 + \frac{1}{2}gh^2)_x + (huv)_y = -ghB_x - Du \tag{2.31}$$

$$(hv)_t + (huv)_x + (hv^2\frac{1}{2}gh^2)_y = -ghB_y - Dv \tag{2.32}$$

donde $h(x,t)$ es la profundidad, $u(x,y,t)$ y $v(x,y,t)$ son las velocidades horizontales promediadas con la profundidad, $B(x,y,t)$ es la batimetría/topografía, el término $(1/2)gh^2$ es la presión hidrostática y $D = D(u,v,t)$ es el coeficiente de arrastre. Este último, el modelo lo calcula de acuerdo con la fórmula (2.33) (Berger et al. 2011).

$$D = \frac{gM^2\sqrt{u^2+v^2}}{h^{5/3}} \tag{2.33}$$

tal que M es el coeficiente de Manning, cuyo valor típico es 0.025.

La ecuación (2.30) representa la ecuación de continuidad integrada con la profundidad, una variante de (2.18), mientras que las expresiones (2.31) y (2.32) son las ecuaciones de momento integradas con la profundidad en x y y, variantes de (2.19) y (2.20)), respectivamente. Los subíndices señalan las derivadas parciales con respecto a t, x y y.

GeoClaw resuelve las ecuaciones (2.30), (2.31) y (2.32), utilizando algoritmos de propagación de ondas, una clase de métodos de volumen finito de alta resolución aplicado a mallas rectangulares. Tal como se explicó, al discretizar en volumen finito cada celda de la malla se considera un volumen, por lo que se calculan las cantidades $q(x,t)$ para dar solución y representar la evolución del flujo, de la manera como indica la ecuación (2.25). El modelo resuelve el sistema por medio de problemas de Riemann, que se componen de la ley de conservación y datos iniciales constantes con un salto de discontinuidad, y las soluciones que se generan consisten en un conjunto de m ondas propagándose lejos de la discontinuidad (George y LeVeque 2006). La propagación de ondas en Q_i se expresa como:

$$Q_i^{n+1} = Q_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x}[\aleph^+ \Delta Q_{i-1/2} + \aleph^- \Delta Q_{i+1/2}] \tag{2.34}$$

donde $\aleph^{-}\Delta Q_{i+1/2}$ es el efecto neto de las ondas moviéndose a la izquierda de $x_{i+1/2}$, y $\aleph^{+}\Delta Q_{i-1/2}$ es el efecto neto de las ondas moviéndose a la derecha de $x_{i-1/2}$. A este se le conoce como algoritmo de propagación de onda, capaz de añadir los efectos de la fuente directamente a la evolución de las ondas en fluctuaciones $\aleph^{\pm}\Delta Q$, en lugar de tratar a la fuente y a los flujos por separado (George y LeVeque 2006).

De manera interna, *GeoClaw* se compone de una serie de rutinas escritas en *Fortran 77* y *95*, y un conjunto de módulos de *Python* llamado *PyClaw*. Para facilitar su configuración y ejecución se apoya de una interfaz en *Python*, que mediante scripts permite asociar los archivos de batimetría/topografía, definir los parámetros de la simulación y las condiciones iniciales, entre otras opciones más técnicas. Así mismo, en estos se configura la visualización de los resultados, utilizando herramientas gráficas de *Python*, en concreto la librería *Matplotlib*, y también es posible usar rutinas para *Matlab*. Los aspectos básicos que se deben establecer al realizar una simulación, se encuentran definidos en tres programas:

- *maketopo.py*
- *setrun.py*
- *setplot.py*

El script *maketopo.py* es el archivo de condiciones iniciales para la generación del tsunami. En él se colocan los parámetros de la fuente sísmica, que representan la geometría de la falla del sismo, dados por:

- *Strike*: es el ángulo que orienta al plano de falla con respecto al norte, medido en la superficie $[0° - 360°]$. Ver figura 2.5.
- *Length*: el largo de la ruptura de falla $[km]$.
- *Width*: el ancho de la ruptura de falla $[km]$.
- *Depth*: la profundidad a la cual se produce el sismo $[km]$.
- *Slip*: es el deslizamiento o desplazamiento relativo producido sobre el plano de falla $[m]$.
- *Rake*: es el ángulo contenido en el plano de falla que representa la dirección del desplazamiento $[0° - 360°]$. Ver figura 2.5.
- *Dip*: es el ángulo de inclinación que tiene el plano de falla, con respecto a un plano horizontal $[0° - 90°]$. Ver figura 2.5.
- *Longitude*, *Latitude*: las coordenadas, longitud y latitud, del epicentro del sismo [grados decimales].

La simulación de un tsunami requiere de datos que expliquen la deformación del suelo oceánico, dispuestos en una malla rectangular y con base en la batimetría/topografía de la zona de estudio. *GeoClaw* reconoce dos formatos de archivos: *dtopotype* $= 1$ y *dtopotype* $= 3$ (Clawpack Development Team 2021).

- *dtopotype* $= 1$: valores de t, x, y, y dz en cada línea, a partir de la esquina superior izquierda y avanzando hacia la derecha. Representa el desplazamiento dz en x, y, en el tiempo t.
- *dtopotype* $= 3$: en las primeras líneas contiene un encabezado que especifica mx, my, mt, $xlower$, $ylower$, $t0$, dx, dy y dt. Abajo de estas, siguen mt conjuntos de my líneas, que contienen mx valores de dz.

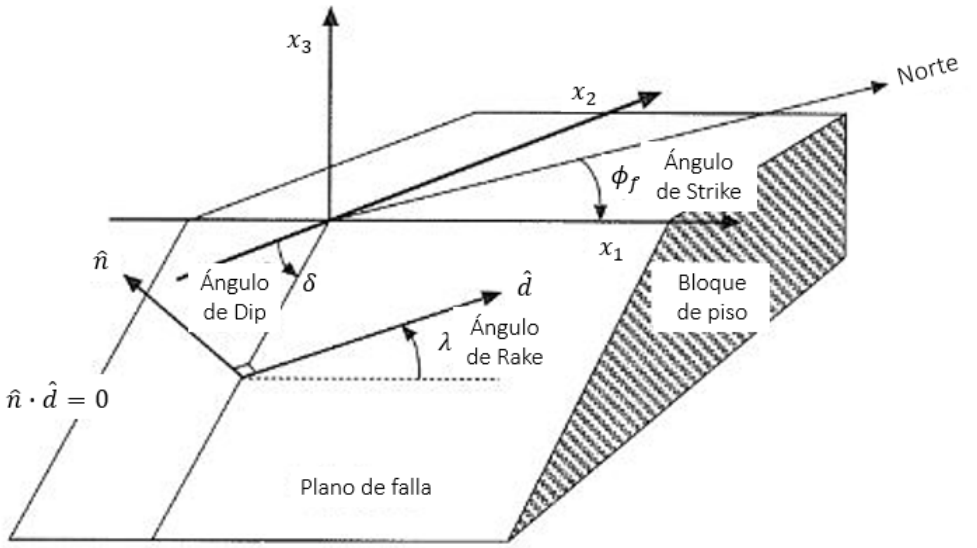


Figura 2.5: Esquema de la geometría de un plano de falla. Extraído y modificado de Stein y Wysession 2003.

En caso de que no se cuente con información de la deformación del suelo oceánico, puede ser calculada con apoyo de un módulo llamado *dtopotools.py*, que aplica el modelo de Okada 1985 de acuerdo con los parámetros de la fuente sísmica establecidos. El sismo se puede definir como una falla de geometría homogénea, o por un conjunto de subfallas de parámetros distintos que conformen el plano de ruptura del evento. Al ejecutar el script *maketopo.py*, se crea el archivo con los datos y se muestra una estimación de la magnitud del evento a simular. La salida que proporciona este código es una gráfica con la modelación de la ruptura en términos del deslizamiento y la deformación producida.

En *GeoClaw*, el usuario proporciona uno o varios conjuntos de datos describiendo la topografía y batimetría del área de estudio, sin importar que sean de diferente resolución, solo deben seguir una convención de valores en z: los positivos, se consideran relieve continental, y los negativos, relieve oceánico. Se requiere que la información este contenida en forma de mallas ortogonales rectangulares (ver figura 2.4a), con valores referenciados en coordenadas cartesianas o geográficas, y en archivos de formatos tipo *ASCII* o *NetCDF*, que son los que reconoce el modelo. Se clasifican en: $topotype = 1$, $topotype = 2$, $topotype = 3$ y $topotype = 4$ (Clawpack Development Team 2021).

- $topotype = 1$: valores de x, y y z en cada línea, a partir de la esquina superior izquierda y avanzando hacia la derecha.
- $topotype = 2$: las primeras 6 líneas forman un encabezado que especifica mx, my, $xlower$, $ylower$, $cellsize$, $nodatavalue$. Abajo de estas, siguen $mx * my$ líneas que contienen los valores de z en x, y, a partir de la esquina superior izquierda y avanzando hacia la derecha.
- $topotype = 3$: contiene el mismo encabezado que $topotype = 2$, seguido de my líneas con mx valores para una columna de datos.
- $topotype = 4$: este archivo no es formato *ASCII*, sino *NetCDF4*, que es un formato de datos científico orientado a arreglos.

Al realizar una simulación de tsunami, con frecuencia es más eficiente utilizar diferentes resoluciones en los datos de batimetría/topografía. Una resolución gruesa para la propagación en mar abierto es suficiente, ya que la longitud de las ondas en estas regiones es bastante grande, y se debe utilizar una muy fina para la inundación, dado que las características batimétricas afectan la forma

y amplitud de las olas en áreas someras (UNESCO/COI 2020). En este sentido, *GeoClaw* cuenta con un refinamiento de malla adaptativo (*AMR* por sus siglas en inglés), que permite ir de una resolución gruesa definida por el usuario, a una más fina, mediante uno o varios factores de refinamiento que dividen cada celda para formar mallas con cuadrículas de menor tamaño. Así mismo, debido a que estos datos pueden abarcar una extensión muy larga y/o tener una resolución de malla demasiado fina, es posible apoyarse de herramientas como *OpenMP*, que realizan procesos de ejecución en paralelo, lo cual se traduce en una mayor velocidad en los cálculos del modelo.

Cuando son varios archivos de batimetría/topografía, el modelo los fusiona con una función bilineal que usa la mejor información disponible en las áreas de traslape y construye un único archivo, que se utiliza en las ecuaciones de aguas someras (Clawpack Development Team 2021). Es necesario que estos conjuntos de datos cubran las dimensiones del dominio computacional especificado.

En *setrun.py* se configuran elementos clave de la simulación como el dominio espacial, resoluciones espaciales, duración, número de salidas, niveles del refinamiento adaptativo, se establecen regiones y puntos de interés, se asocian los archivos de batimetría/topografía y modelación de la ruptura, entre otros aspectos más técnicos (ver en Clawpack Development Team 2021). El programa se compone de diferentes apartados:

- *Spatial domain*: se definen los límites de la simulación y el número de celdas en la malla más gruesa.
- *Output times*: se establece el número de salidas con la duración total en segundos y el tiempo entre cada una de ellas.
- *AMR parameters*: se definen los niveles de refinamiento y sus factores de incremento de resolución, por medio de un conjunto de números.
- *Regions*: se añaden los límites de las regiones de interés en las cuales se pretende forzar una cierta resolución, asociando el nivel de refinamiento, y la duración que tendrá en términos del tiempo total de la simulación.
- *Gauges*: se colocan las coordenadas de los puntos de interés, donde se requiere conocer la variación del nivel de mar, y la duración que tendrá el registro de estos valores en términos del tiempo total de la simulación.
- *Set topo*: se asocian los archivos de batimetría/topografía y se nombra el formato de los mismos.
- *Set dtopo*: se asocia el archivo con la modelación de la ruptura, creado al ejecutar el programa *maketopo.py*.

En *setplot.py* se define la forma de visualización de las salidas, que incluye el dominio a observar, la presentación del relieve continental y océano en los gráficos, los valores de nivel del mar que se quiere apreciar, el formato de los archivos, entre otras cosas. Los resultados más importantes que es capaz de producir *GeoClaw* son:

- Gráficos de propagación e inundación con respecto a un intervalo de tiempo definido y la duración de la simulación. Esta información se describe en archivos que genera en formato a elección del usuario, ya sea binario de *Fortran* o de texto tipo *ASCII*.
- Gráficos de variación de nivel del mar en puntos de interés. Los valores calculados en función de la duración de la simulación, se guardan en archivos de texto.

En torno a la propagación e inundación, el modelo cuenta con opciones adicionales como la posibilidad de presentar gráficas en formato *html*, *Latex*, *PDF* e incluso la posibilidad de importar los resultados a *Google Earth* con salidas tipo *kml* (ver en Clawpack Development Team 2021).

2.4. El modelo numérico *JAGURS*

JAGURS es un software de código libre escrito en *Fortran*, el cual fue desarrollado en una colaboración entre *JAMSTEC* (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology), *URS Corporation* (United Research Services), *Geoscience Australia* y el investigador *Kenji Satake*, y fue diseñado para modelar la propagación e inundación de un tsunami, por medio de la resolución numérica de las ecuaciones de aguas someras, o un sistema de ecuaciones tipo Boussinesq que añade el fenómeno de dispersión de las ondas (*JAGURS - D* 2022). Sus cálculos se apoyan en un esquema numérico de diferencias finitas y en el método *leap-frog* (Baba, Takahashi et al. 2015; Baba, Ando et al. 2016). La cualidad más destacable del modelo es la posibilidad de considerar otros efectos asociados, como lo son la carga elástica que sufre la corteza por la altura del tsunami y la compresibilidad del agua (Allgeyer y Cummins 2014; Baba, Allgeyer et al. 2017), además de que también puede tomar en cuenta desplazamientos horizontales del suelo oceánico en la ruptura del sismo para la generación del tsunami, en dado caso de que el evento a simular se ubique cerca de una escarpada zona de subducción (Tanioka y Satake 1996).

El modelo se basa en las ecuaciones no lineales de aguas someras en 2D, descritas en un sistema de coordenadas esféricas como se muestran en las ecuaciones (2.35), (2.36) y (2.37).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial M}{\partial \phi} + \frac{\partial (N\sin\theta)}{\partial \theta}\right) \tag{2.35}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial \phi}\left(\frac{M^2}{H+\eta}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial \theta}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right) \cdots \\ = -\frac{g(H+\eta)}{R\sin\theta}\frac{\partial \eta}{\partial \phi} - fN - \frac{gn^2}{(H+\eta)^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}\end{aligned} \tag{2.36}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial \phi}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial \theta}\left(\frac{N^2}{H+\eta}\right) \cdots \\ = -\frac{g(H+\eta)}{R}\frac{\partial \eta}{\partial \theta} + fM - \frac{gn^2}{(H+\eta)^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}\end{aligned} \tag{2.37}$$

donde $M = (H+\eta)u$ y $N = (H+\eta)v$ representan los valores del flujo integrados con la profundidad, a lo largo de la longitud, ϕ, y co-latitud, θ. Las variables u y v son las velocidades del flujo, H es la profundidad del agua en reposo, R es el radio de la Tierra, t es el tiempo, η es la diferencia del nivel de mar en el tiempo t en comparación con su valor en reposo y g es la aceleración de la gravedad. El segundo y tercer término a la derecha de la igualdad en las ecuaciones (2.36) y (2.37), son la fuerza de Coriolis, f, y la fricción ejercida al fondo del agua, tal que n es el coeficiente de rugosidad de Manning. La expresión (2.35) es la ecuación de continuidad promediada con la profundidad, una variante de (2.18), mientras que, las expresiones (2.36) y (2.37) son las ecuaciones de momento promediadas con la profundidad, variantes de (2.19) y (2.20), respectivamente.

Tras los tsunamis generados por los sismos de Maule, Chile en 2010 y Tohoku, Japón en 2011, la red del Sistema de Información y Evaluación de Tsunamis en el Fondo Marino (*DART* por sus siglas en inglés), registró ambos eventos en diferentes ubicaciones del océano Pacífico, por lo que varios autores aprovecharon las formas de onda observadas para comparar con datos calculados de un modelo de aguas someras y notaron diferencias importantes en los tiempos de arribo, de aproximadamente 15 minutos de retraso (Baba, Allgeyer et al. 2017). Los trabajos de Tsai et al. 2013, y Watada 2013, mostraron que este contraste se podía corregir considerando la carga elástica que produce el tsunami en la corteza y la compresibilidad del agua (Baba, Allgeyer et al. 2017). Allgeyer y Cummins 2014, desarrollaron un método en diferencias finitas que incluye ambos efectos y resuelve las ecuaciones

no lineales de aguas someras, y Baba, Takahashi et al. 2015, los unió al código libre de *JAGURS*. La ecuación de continuidad que toma en cuenta la carga elástica y la compresibilidad del agua se expresa de la forma:

$$\rho_H \frac{\partial(\eta+\xi)}{\partial t} = -\frac{\rho_{ave}}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial M}{\partial \phi} + \frac{\partial(N\sin\theta)}{\partial\theta}\right) \tag{2.38}$$

donde ξ es el desplazamiento del suelo oceánico, desde su profundidad H, ρ_H es la densidad del agua en el suelo oceánico y ρ_{ave} es la densidad promedio de la columna vertical de agua.

El desplazamiento del suelo oceánico se calcula con una función de Green, que es una superposición de armónicos esféricos que describen la respuesta elástica de la Tierra por unidad de masa, en cada punto de la superficie ((Baba, Allgeyer et al. 2017)). Watada, Kusumoto y Satake 2014, demostraron lo importante que es el cambio en el potencial gravitacional de los tsunamis de campo lejano, pues junto a la carga elástica se refieren en oceanografía física como efectos de auto-atracción y carga (Baba, Allgeyer et al. 2017). Dado que Allgeyer y Cummins 2014, no definen estos efectos en sus módulos, Baba, Takahashi et al. 2015, determinaron una expresión diferente, ecuaciones (2.28) y (2.29), de acuerdo con el trabajo de Vinogradova et al. 2015, y la implementaron en *JAGURS*.

Las ecuaciones no lineales de aguas someras no pueden explicar la dispersión de las ondas, por lo tanto, es necesario utilizar una formulación distinta. En este caso, el modelo emplea ecuaciones tipo Boussinesq en las expresiones de momento, ecuaciones (2.28) y (2.29), para añadir dispersión en la descripción matemática. Los términos aditivos a la derecha de la igualdad en ambas ecuaciones, representan los términos de Boussinesq.

Al realizar una simulación de tsunami, considerando los efectos de carga elástica, el cambio en el potencial gravitacional, la compresibilidad del agua y la dispersión de las ondas, el modelo resuelve las ecuaciones (2.28), (2.29) y (2.38). Se aplica un esquema en diferencias finitas utilizando mallas escalonadas (*staggered grids*), que simplifica los costos computacionales debido a que los valores de las variables no se obtienen en todos los puntos, sino que se calculan de forma intercalada en una distribución de puntos definida (Baba, Allgeyer et al. 2017). En este caso *JAGURS* usa la disposición exhibida en la figura 2.6, tal que, sobre los bordes de las cuadrículas se obtiene M, en la dirección de la longitud, N en co-latitud, y al centro se calculan h y d, que en la formulación mostrada en (2.36) y (2.37) representan η y H, respectivamente (Baba, Takahashi et al. 2015).

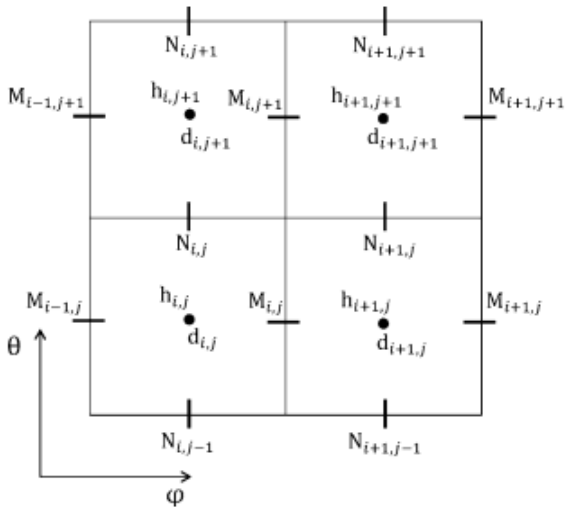


Figura 2.6: Sistema de mallas escalonadas utilizado por *JAGURS* en el cálculo de las ecuaciones no lineales con términos dispersivos. Extraído de Baba, Takahashi et al. 2015.

De manera breve y concreta, los cálculos se efectúan como sigue: la discretización en tiempo se realiza con el método *leap-frog*, tal que η está definido en el tiempo $t = l\Delta t$, M y N en $t = (l-1/2)\Delta t$, y ambos en función del intervalo de tiempo Δt y $l = 1, 2, 3, ...$; los cálculos se realizan a partir de

η^l, M^l y N^l; los términos de dispersión que contienen derivadas temporales, se resuelven usando el método iterativo de Gauss-Seidel, de tal forma que se obtienen las cantidades del flujo para siguiente cálculo ($M^{l+1/2}, N^{l+1/2}$); al tomar en cuenta los efectos de carga elástica y compresibilidad del agua, estos últimos valores calculados se sustituyen en la ecuación (2.38) para obtener η^{l+1*}, asumiendo que $\xi^{l+1} = 0$, lo que representa la primera aproximación de la elevación que tiene la superficie del agua en el tiempo $l + 1$; la deformación del suelo oceánico, ξ^{l+1}, se calcula con una convolución en frecuencias de la distribución de masa, desde la superficie η^{l+1*}, con una función de Green que considera el cambio en el potencial gravitacional; el valor η^{l+1*} es corregido, dada la ecuación (2.38), y se obtiene η^{l+1}, que junto a M^{l+1} y N^{l+1}, es utilizado en la siguiente iteración (más detalle en Baba, Takahashi et al. 2015 y Baba, Allgeyer et al. 2017).

Otra cualidad que distingue a *JAGURS* es que el código está desarrollado para una implementación en paralelo. Se aplica un método de descomposición de dominio y la librería de *MPI*, que divide los puntos de la malla discretizada con diferencias finitas, en múltiples subdominios de un mismo tamaño, dependiendo del número de procesadores *MPI*. Esto permite optimizar el código por medio de un algoritmo de mallas anidadas e incrementar fácilmente la resolución espacial del área de estudio, definiendo una jerarquía de mallas tal que, la malla más gruesa y de mayor área representa el padre, y las consecutivas más finas y de menor dimensión, los hijos, nietos, etc. La relación que guardan los padres con sus hijos, en cuanto a resolución se refiere, es de $3 : 1$. Es decir, si el padre posee un tamaño de celda de 45 $[m]$, el hijo deberá tener 15 $[m]$, y el nieto 5 $[m]$ (Baba, Allgeyer et al. 2017).

El intervalo de tiempo dt que usa el modelo entre cálculos, es constante a lo largo de la duración establecida para la simulación, cuyo valor mínimo recomendable está determinado por la expresión (2.39) (*JAGURS Users Guide* 2018).

$$dt = \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh}} \tag{2.39}$$

donde Δx es el tamaño de celda de la malla en $[m]$, g es la aceleración de la gravedad, cuyo valor se considera de 9.8 $[m/s^2]$, y h es la profundidad máxima en el subdominio en $[m]$. La fórmula anterior se aplica a cada malla definida para la simulación, teniendo en cuenta que por debajo del valor mínimo obtenido existirá estabilidad y convergencia (*JAGURS Users Guide* 2018). El intervalo temporal debe ser más pequeño que el valor mínimo dt que existe entre todos los dominios, y ser divisible entre la variable τ (*rise time*), definida en el archivo *tsun.par* que se describe más adelante. A modo de ejemplo, dado un $\tau = 60$ $[s]$, un valor adecuado para el intervalo temporal podría ser $dt = 0.2$ $[s]$, de acuerdo con lo obtenido en la tabla 2.1.

JAGURS está compuesto por un conjunto de códigos escritos en *Fortran 90* situados en la carpeta *SRC*, dentro de la carpeta de descarga, donde también yacen los programas que realizan la compilación y ejecución del modelo. La carpeta *SRC* es fundamental, ya que contiene los elementos necesarios para el funcionamiento del modelo. Así mismo, se requiere de librerías externas como *NetCDF*, para controlar datos en este mismo formato, *PROJ4*, que convierte sistemas de coordenadas y es útil en el cálculo de la deformación del suelo oceánico, y *FFTW3*, para aplicar la transformada discreta de Fourier (*JAGURS Users Guide* 2018).

Antes de ejecutar una simulación, es indispensable compilar el programa para predisponer algunas opciones generales como la precisión en los cálculos, ejecución del modelo en paralelo, formato de las salidas, tipo de coordenadas utilizadas, entre otras cuestiones más avanzadas (ver *JAGURS Users Guide* 2018). Dependiendo del sistema operativo o características del equipo que se utilice, el modelo cuenta con varias posibilidades para realizar la compilación.

En la ejecución se necesitan establecer los archivos de batimetría/topografía del área de estudio, las condiciones del evento que origina el tsunami y definir los parámetros que controlan la simulación. El formato que utiliza el modelo en los datos de entrada es *GMT grid NetCDF (32-bit float)* y en cuanto a las salidas, ofrece la opción de usar el mismo formato o escribir los resultados en un archivo *.nc*, que es tipo *NetCDF* (*JAGURS Users Guide* 2018).

ID (identificador)	Δx $[m]$	h $[m]$	dt $[s]$
SD01	450	9788.53125	1.027367238
SD02	150	2310.686523	0.704843514
SD03	50	331.7849121	0.620031355
SD04	16.667	36.26066589	0.625176761
SD05	5.556	31.81464577	**0.222477407**

Tabla 2.1: Ejemplo de cómo deben realizarse los cálculos para encontrar el intervalo temporal adecuado, dado Δx y h. El valor de la esquina inferior derecha escrito en negritas, representa el valor máximo dt que puede considerarse para la simulación. Tomado de *JAGURS Users Guide* 2018.

Los datos de batimetría/topografía que conforman el dominio de la simulación pueden dividirse en subdominios, cuidando que se cumpla la relación de parentesco antes expuesta, con un factor 3:1 en la resolución entre ellos. Los subdominios tienen que ser nombrados correctamente, siguiendo la estructura que establece el modelo, de la forma: $NombreArchivo.SD0N.grd$. Tal que, $SD0N$ es el identificador, ID, y N es el número de subdominio. La convención de valores en z debe corresponder con: los negativos se consideran relieve continental y los positivos, relieve oceánico (*JAGURS Users Guide* 2018).

En *JAGURS* el origen del tsunami se puede asociar a una fuente sísmica o un deslizamiento de tierra. El primero se realiza introduciendo archivos que describen la propagación de la ruptura en términos de la deformación del suelo oceánico o indicando al modelo que calcule los datos con base en el modelo de Okada 1985. Está última opción, involucra la creación de un archivo *.txt* que contenga la geometría y parámetros del sismo, los cuales son los mismos que se utilizan para el modelo *GeoClaw*.

- *Strike*: es el ángulo que orienta al plano de falla con respecto al norte, medido en la superficie $[0° - 360°]$. Ver figura 2.5.
- *Length*: el largo de la ruptura de falla $[km]$.
- *Width*: el ancho de la ruptura de falla $[km]$.
- *Depth*: la profundidad a la cual se produce el sismo $[km]$.
- *Slip*: es el deslizamiento o desplazamiento relativo producido sobre el plano de falla $[m]$.
- *Rake*: es el ángulo contenido en el plano de falla que representa la dirección del desplazamiento $[0° - 360°]$. Ver figura 2.5.
- *Dip*: es el ángulo de inclinación con respecto a la horizontal que tiene el plano de falla $[0° - 90°]$. Ver figura 2.5.
- *Longitude*, *Latitude*: las coordenadas, longitud y latitud, del epicentro del sismo [grados decimales].

Cuando se pretende elaborar una simulación más robusta o modelar el fenómeno con ciertas características, el modelo cuenta con diversos elementos a considerar. La configuración se lleva a

cabo por medio de tres archivos, que albergan las variables más importantes para el control de la simulación:

- *gridfile.dat*
- *tgs.txt*
- *tsun.par*

En *gridfile.dat* se describen las relaciones parentales entre los archivos de batimetría/topografía mediante el identificador de dominio, *ID*, definido por un número *N*, de tal manera que el primero presenta la resolución y área más grande, hasta llegar a una más fina y de menor tamaño. Además, se relacionan los archivos que cuentan con los datos de la deformación del suelo oceánico, en caso de contar con ellos, que deben tener correspondencia uno a uno con la batimetría/topografía, y archivos que distinguen la parte continental de la oceánica en cada dominio, sin embargo, son opcionales ya que el modelo los puede calcular.

En *tgs.txt* se colocan las coordenadas y el número de puntos de medición de nivel del mar.

En *tsun.par* se mencionan las características que incluye la simulación, en variables determinadas que quedan a definir por el usuario en función de los objetivos. Las opciones necesarias y trascendentes en ejecución del modelo son:

- Asociar los archivos *gridfile.dat* y *tgs.txt* con las variables *gridfile* y *tgstafn*, respectivamente.
- Dar nombre a las salidas con las variables *maxgrdfn* y *vmaxgrdfn*, en cuanto a alturas del tsunami y velocidad de onda se refiere, respectivamente.
- Definir el intervalo temporal entre cada cálculo que realice el modelo con la variable *dt*.
- Establecer la duración de la simulación en segundos y el intervalo de tiempo entre cada salida, definido en términos de número de pasos, con las variables *tend* e *itmap*, respectivamente.
- Colocar el parámetro *rise time*, $\tau[s]$, con la variable *tau*. Este se define como el tiempo que le toma a las partículas desplazarse de un punto a otro, en el proceso de ruptura de un sismo.
- Definir el coeficiente de fricción de la parte continental, con la variable *cfl*, y oceánica, con la variable *cf*.
- Considerar o no la fuerza de coriolis en los cálculos de la simulación con la variable *coriolis*.
- Tomar en cuenta o no la deformación del suelo oceanico en la generación del tsunami con la variable *def bathy*.

Dentro de *tsun.par* es donde se indica que se calcule la deformación del suelo oceánico, asociando su archivo correspondiente, entre otras opciones más avanzadas como añadir dispersión en los cálculos del modelo, definir condiciones en las fronteras del dominio de simulación, considerar efectos los desplazamientos horizontales en la modelación de la ruptura, y/o efectos de carga elástica y compresibilidad del agua en la propagación del tsunami, aplicar filtros, obtener los tiempos de arribo, etc. (más detalle en *JAGURS Users Guide* 2018).

Los elementos predefinidos en cada uno de los archivos descritos forman parte de la prueba contenida en el modelo por defecto, que realiza una simulación de tsunami para la región de Tohoku, Japón, de dos minutos de duración. Los demás archivos dentro de la carpeta *INPUT* corresponden a la batimetría/topografía y al modelo de ruptura de este ejemplo.

Los resultados que puede elaborar el modelo tras la ejecución son diversos, de acuerdo con los siguientes datos:

- Propagación e inundación. Se generan durante el proceso de ejecución en forma de mallas, cada cierto intervalo de tiempo definido con la variable *itmap*, que tiene el tiempo entre cada salida traducido a cantidad de pasos en la ejecución.
- Variación de nivel del mar. De la misma manera, estos datos se van creando conforme avanza la ejecución, sin embargo, estos se guardan como una serie temporal dentro de un archivo de texto.
- Velocidad de onda. También se generan durante la ejecución en forma de mallas, durante el intervalo de tiempo establecido, en un único archivo que guarda las velocidades máximas registradas en cada dominio.
- Altura máxima de tsunami. Se guardan en mallas, y son las alturas máximas registradas en cada dominio.
- Nivel inicial del agua. Estos datos pueden verse como la elevación inicial de la superficie del océano que origina el tsunami. Se guardan en mallas para cada dominio.
- Tiempos de arribo del tsunami. El tiempo que tarda el tsunami en propagarse desde el origen hasta un punto específico, dado una altura mínima definida. Es un único archivo en forma de malla.

Las salidas se pueden obtener por separado, en mallas, o toda la información se puede guardar en un solo archivo formato *.nc*, de tipo *NetCDF* (más detalle en *JAGURS Users Guide* 2018).

Capítulo 3

Metodología

Una parte fundamental en la elaboración de una simulación de tsunami es la construcción de un modelo batimétrico/topográfico que explique las formas del relieve submarino y continental del área de estudio, debido a que influyen en la propagación de las ondas de tsunami e inundación de las costas. Para lograr resultados adecuados es indispensable contar con datos de batimetría y topografía de alta resolución, dado que en la simulación de inundación se recomienda un tamaño de cuadrícula de al menos 10 $[m]$, de lo contrario se podrían pasar por alto olas de menor longitud, así como la menor/mayor amplitud de las mismas (UNESCO/COI 2020). En este caso, se utilizó información correspondiente a tres fuentes:

- *GEBCO* (The General Bathymetric Chart of the Oceans) - batimetría y topografía
- *SEMAR* (Secretaría de Marina) - batimetría
- *INEGI* (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) - topografía

Para el procesamiento se usaron herramientas de *QGIS*, versión 3.10.14 -A Coruña, y *SAGA* (System for Automated Geoscientific Analyses) versión 7.3.0, los cuales representan software libre de *SIG* (Sistema de Información Geográfica), útiles en la visualización, edición, transformación y análisis de datos geoespaciales.

La zona de estudio para el presente trabajo es la bahía de Acapulco y su aeropuerto, que representan una región importante por la gran cantidad de población asentada, además de que es uno de los sitios con mayor número de turistas en México, y cuenta con puntos de comunicación terrestre, aérea y marítima muy relevantes. Por lo tanto, se tomó el área que comprende Acapulco, el aeropuerto, y a las comunidades situadas entre la línea de costa y las lagunas de Coyuca y Tres Palos, como se muestra en la figura 3.1.

En la delimitación del área de estudio fue muy útil apoyarse en la aplicación del sitio web de *GEBCO*, debido a que en la descarga de información se apoya en cuatro puntos que forman un polígono cuadrangular o rectangular, definidos en coordenadas geográficas (https://download.gebco.net/).

En la figura 3.2 se muestra el polígono creado, cuyos límites son:

- Oeste: $-100.06°$
- Este: $-99.62°$
- Norte: $16.975°$
- Sur: $16.673°$

Los datos de batimetría y topografía seleccionados, se descargaron en formato ráster *GeoTIFF*.



Figura 3.1: Límites de la zona de estudio.

3.1. Generación del modelo batimétrico/topográfico

Se elaboró un modelo de batimetría/topografía para la zona de estudio, de acuerdo con la información disponible de *GEBCO*, *SEMAR* e *INEGI*, por medio de las herramientas que ofrece *QGIS*. Antes de visualizar y editar los datos, se importaron los límites de la simulación colocando las coordenadas en un archivo de texto, siguiendo el procedimiento:

1. Se abre una hoja de cálculo.
2. En las primeras filas se nombran dos columnas: X, Y.
3. Se colocan los cuatro pares coordenados de acuerdo con los límites establecidos: (xmín, ymín), (xmín, ymáx), (xmáx, ymín) y (xmáx, ymáx).
4. Se exporta la hoja de cálculo como archivo de texto formato *CSV*.

Este archivo se añadió a *QGIS* como texto delimitado, con el sistema de referencia de coordenadas geográficas, *CRS* (Coordinate Reference System), que utiliza *GEBCO*:

Layer > Data Source Manager > Delimited Text
CRS: EPSG 4326 WGS84

3.1.1. Datos *GEBCO*

Los datos que ofrece *GEBCO* son de batimetría y topografía con una resolución de aproximadamente 462 $[m]$, definidos en coordenadas geográficas. La información descargada en formato *GeoTIFF*, se importó a *QGIS* como un archivo en formato ráster:

Layer > Data Source Manager > Raster

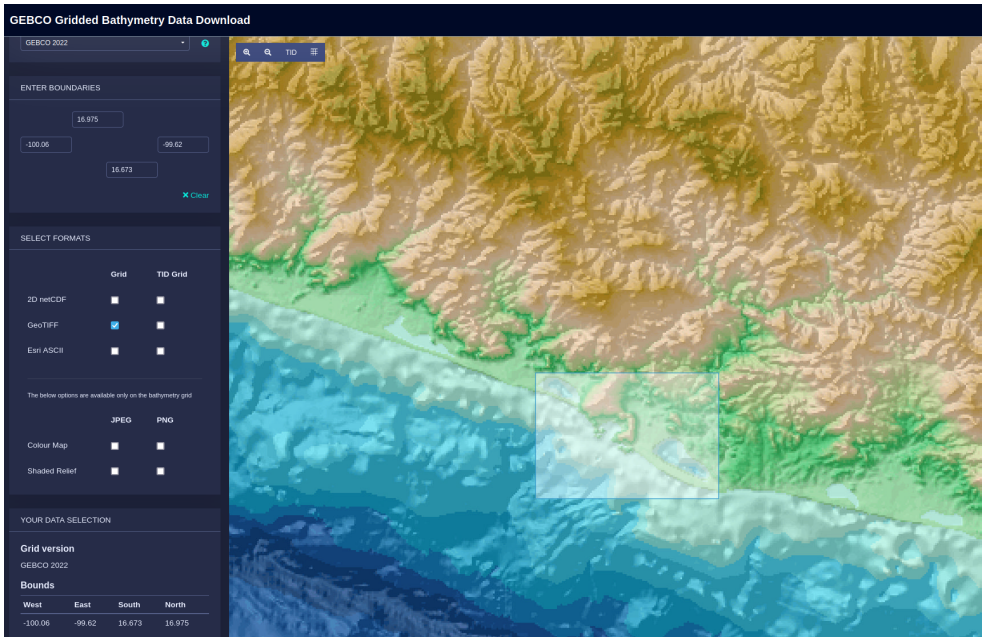


Figura 3.2: Polígono que delimita el área de estudio, dibujado en la aplicación de descargas de *GEBCO*. En el recuadro de la derecha se definieron las fronteras en coordendas geográficas y se seleccionó el formato de descarga de datos, en este caso *Grid GeoTIFF*.

La visualización de los datos se observa en la figura 3.3.

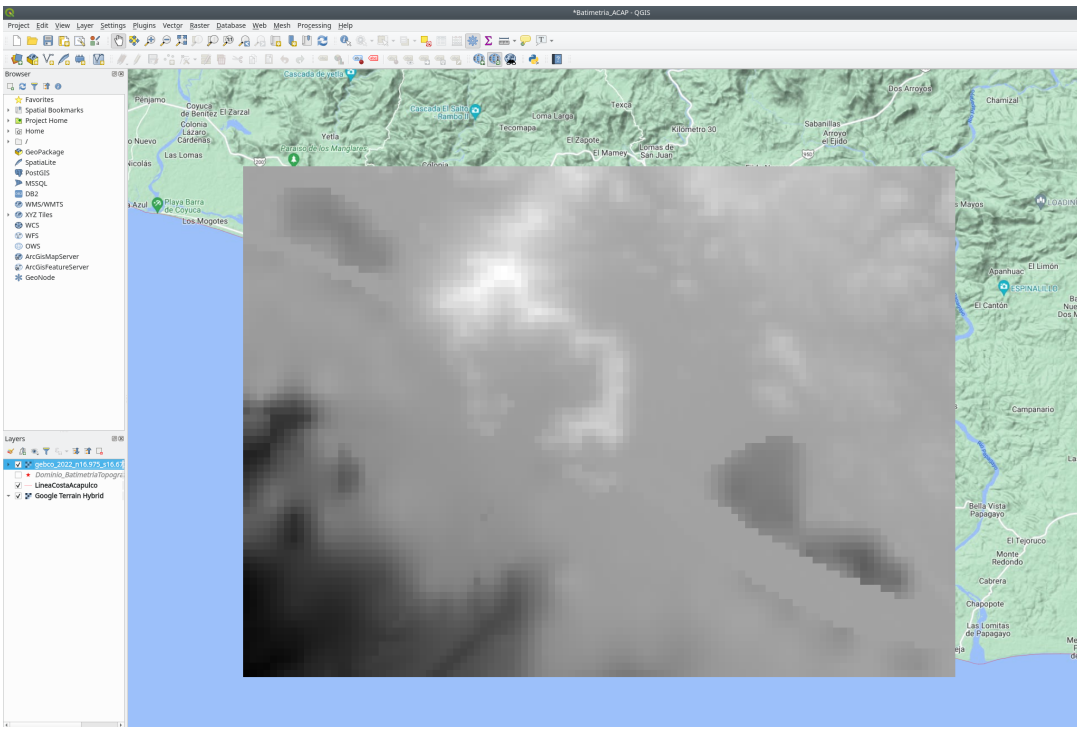


Figura 3.3: Visualización del ráster descargado de *GEBCO* en *QGIS*.

Dado que es más accesible manipular los datos en un formato de texto *XYZ*, se transformó el ráster con la herramienta *gdal2xyz* de *QGIS* (figura 3.4):

Processing ToolBox > GDAL > Raster Conversion > gdal2xyz

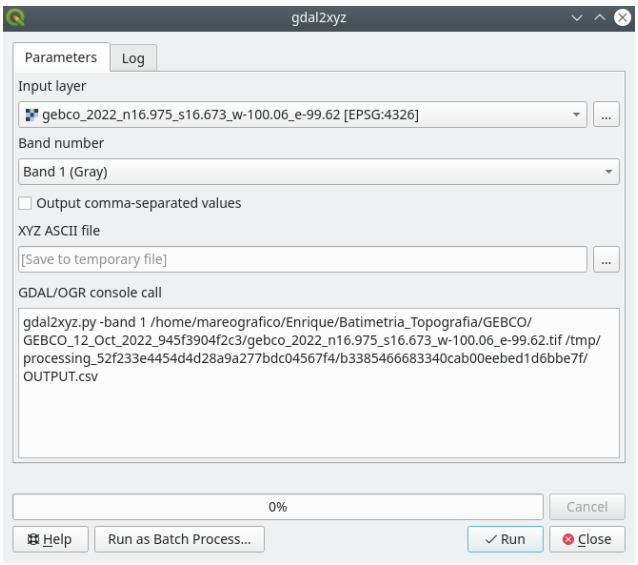


Figura 3.4: Vista de la herramienta *gdal2xyz* de *QGIS*. En *Input layer* se coloca el ráster que se desea transformar a formato *XYZ*, y en *XYZ ASCII file* se le da nombre al archivo transformado.

Como resultado de este proceso, se generó un archivo de texto en formato *CSV*. Antes de importar dicho archivo a *QGIS*, se creó un encabezado, ya que la herramienta *gdal2xyz* no lo incluye.

- Creación de encabezado: se abre el archivo generado en algún visualizador de texto y se añade una columna al inicio escribiendo *"X,Y,Z"*. Nótese que el separador que se usa es coma.

Se añadieron los datos formato *CSV* a *QGIS* como texto delimitado (figura 3.5) y se colocó el *CRS* de *GEBCO*:

Layer > Data Source Manager > Delimited Text

CRS: EPSG 4326 WGS84

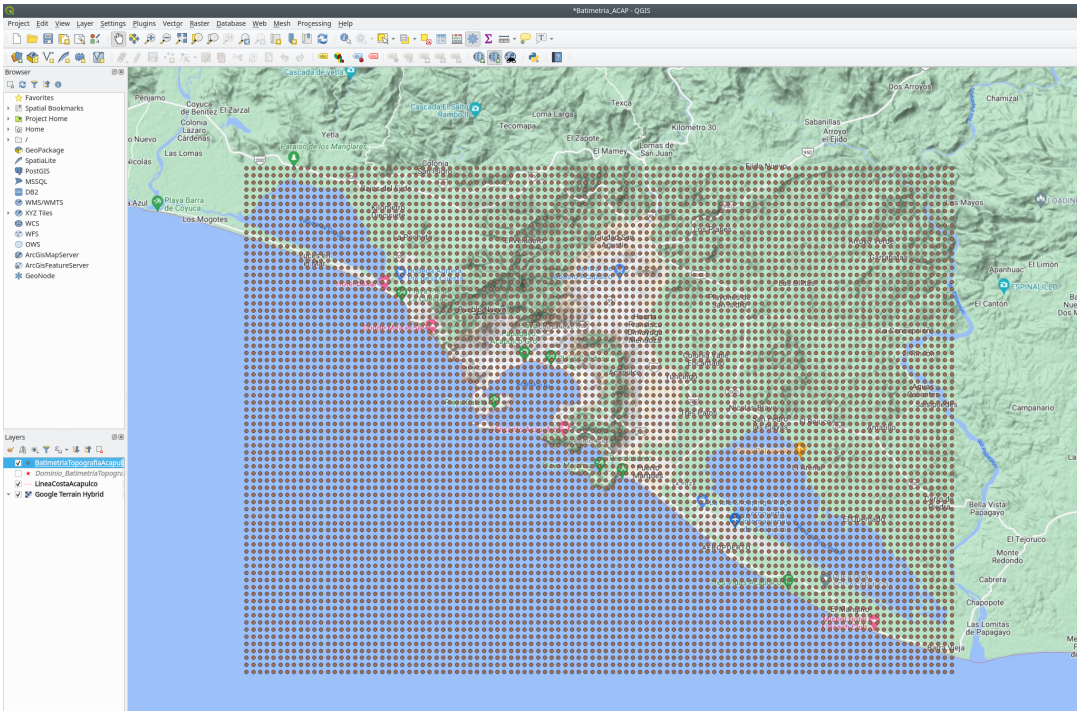


Figura 3.5: Visualización de los datos transformados de ráster a *XYZ*.

3.1.2. Datos *SEMAR*

Los datos de la *SEMAR* se encuentran en formato de texto *XYZ* y contienen la batimetría de la región de Acapulco. Son el producto de campañas de adquisición en embarcaciones, por lo que están distribuidos de forma dispersa, principalmente concentrados en la bahía de Acapulco, en un sistema de coordenadas cartesianas *UTM* (Universal Transverse Mercator). Cómo se aprecia en la figura 3.6, un conjunto de valores se extiende más allá de los límites establecidos.

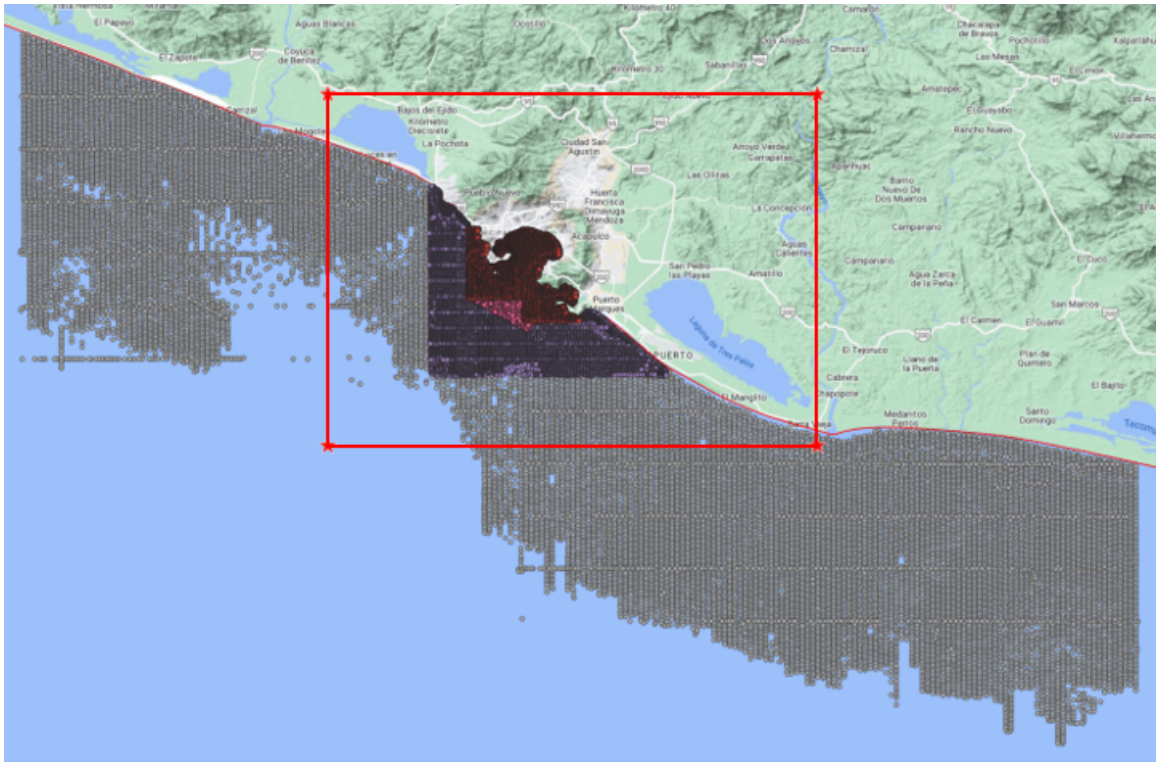


Figura 3.6: Distribución de los conjuntos de datos adquiridos por la *SEMAR* sobre la región de Acapulco. El cuadro rojo marca los límites de la zona de estudio.

Dado que los datos batimétricos proporcionados no especifican el *CRS* que se utilizó en la adquisición, se consideró el sistema *EPSG 6369 ITRF2008/UTM 14 N*, uno de los más empleados para referenciar información topográfica en México. Sin embargo, se verificaron los contrastes que pudieran existir entre el sistema elegido y otro muy común como el *EPSG 32614 WGS 84/UTM zone 14 N*, y no se encontró diferencia alguna.

La información se importó a *QGIS* como texto delimitado, con un *CRS* de coordenadas cartesianas *ITRF* (International Terrestrial Reference Frame):

Layer > Data Source Manager > Delimited Text
CRS: EPSG 6369 ITRF2008/UTM 14 N

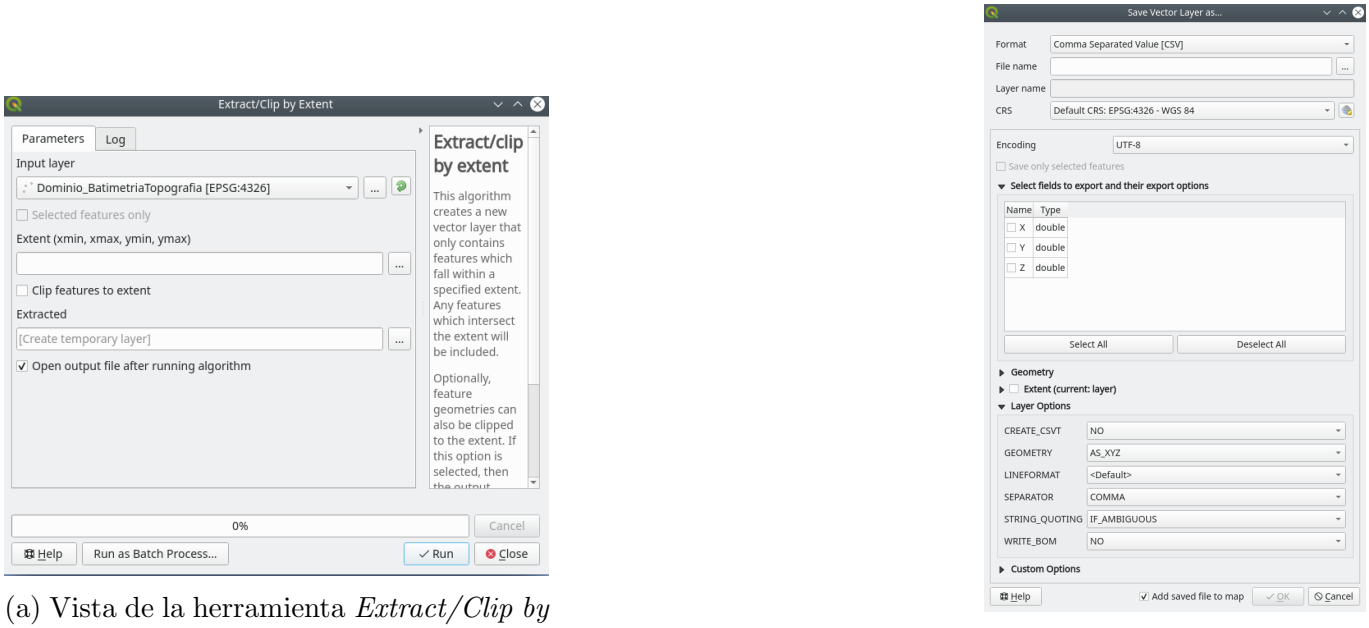
Para delimitar los datos más largos, se utilizó la herramienta *Extract/Clip by Extent* de *QGIS* (figura 3.7a), que se apoya de cuatro valores: xmín, xmáx, ymín y ymáx.

Processing ToolBox > Vector Overlay > Extract/Clip by Extent

La extensión en la que se basa esta herramienta debe estar en el mismo *CRS* que la capa a recortar. En este caso, los límites establecidos para la zona de estudio están en coordenadas geográficas, *EPSG 4326 WGS84*, por lo tanto, fue necesario transformar al sistema de referencia *UTM* con el que se importaron los datos, *EPSG 6369 ITRF2008/UTM 14 N*. En *QGIS*, esto se realizó con la opción *Export* (figura 3.7b) y se aplicó al archivo con los límites de la zona de estudio:

Clic derecho sobre la capa > Export > Save Layer As
CRS: EPSG 6369 ITRF2008/UTM 14 N
Layer Options > Geometry > AS XY

El resultado de aplicar este procedimiento se muestra en la figura 3.8.



(a) Vista de la herramienta *Extract/Clip by Extente* de *QGIS*. En el apartado *Extent*, se colocan las fronteras en coordenadas con el mismo sistema de referencia de la capa a recortar.

(b) Vista de la opción *Export* de *QGIS* que permite transformar las coordenadas de un sistema a otro.

Figura 3.7: Herramientas de *QGIS* útiles en la delimitación de datos vectoriales.

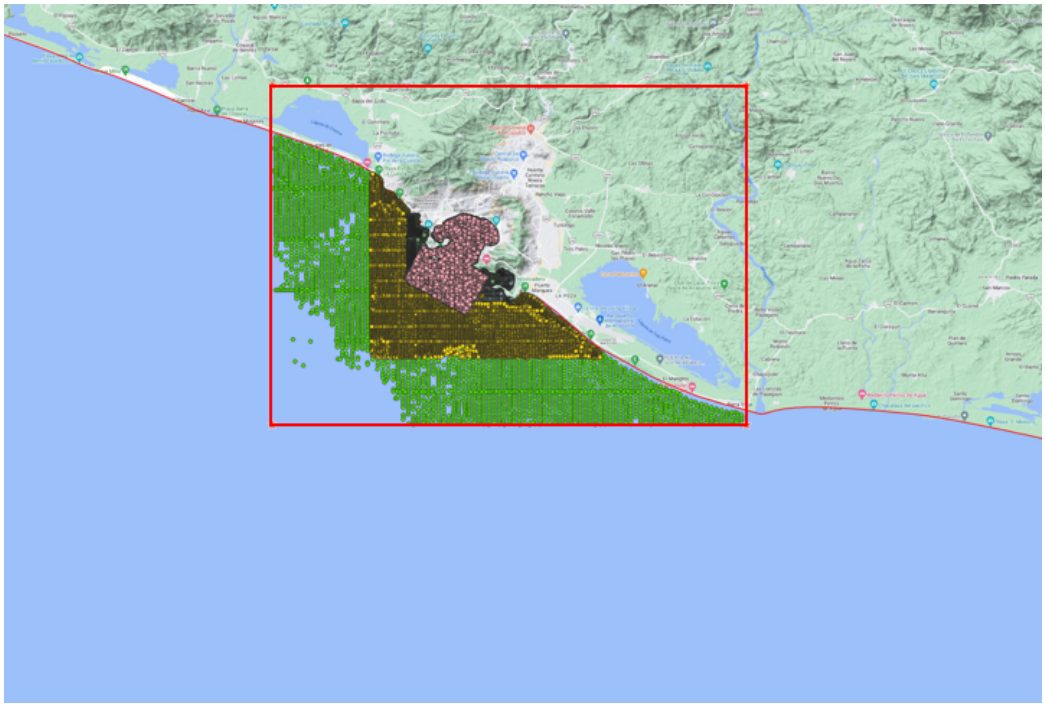


Figura 3.8: Visualización de los datos de la *SEMAR* delimitados, de acuerdo con los límites de la zona de estudio (cuadro rojo).

3.1.3. Datos *INEGI*

Los datos de *INEGI* son de topografía de alta resolución, provenientes de sus productos conocidos como Modelo Digital de Elevaciones (*MDE*) y Continuo de Elevaciones Mexicano (*CEM*). Para cada uno se siguió un procedimiento distinto al momento de editar la información.

Los datos se descargaron de los siguientes portales:

- *MDE* - https://www.inegi.org.mx/temas/relieve/continental/
- *CEM* - https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/

Modelo Digital de Elevaciones (*MDE*)

Este tipo de datos se distribuyen cómo mallas de puntos regulares en escalas 1 : 250000, 1 : 50000 y 1 : 10000, como se observa en la figura 3.9, con una resolución de 5 $[m]$, y se extienden sobre el relieve continental y submarino del territorio mexicano, aunque la batimetría no cuenta con valores reales.

Para seleccionar los datos de una forma más precisa, se eligió la escala más pequeña, 1 : 10000, y se descargaron todas las mallas situadas dentro de la zona de estudio, en formato *ASCII*, que es una distribución de valores *XYZ* (figura 3.9).

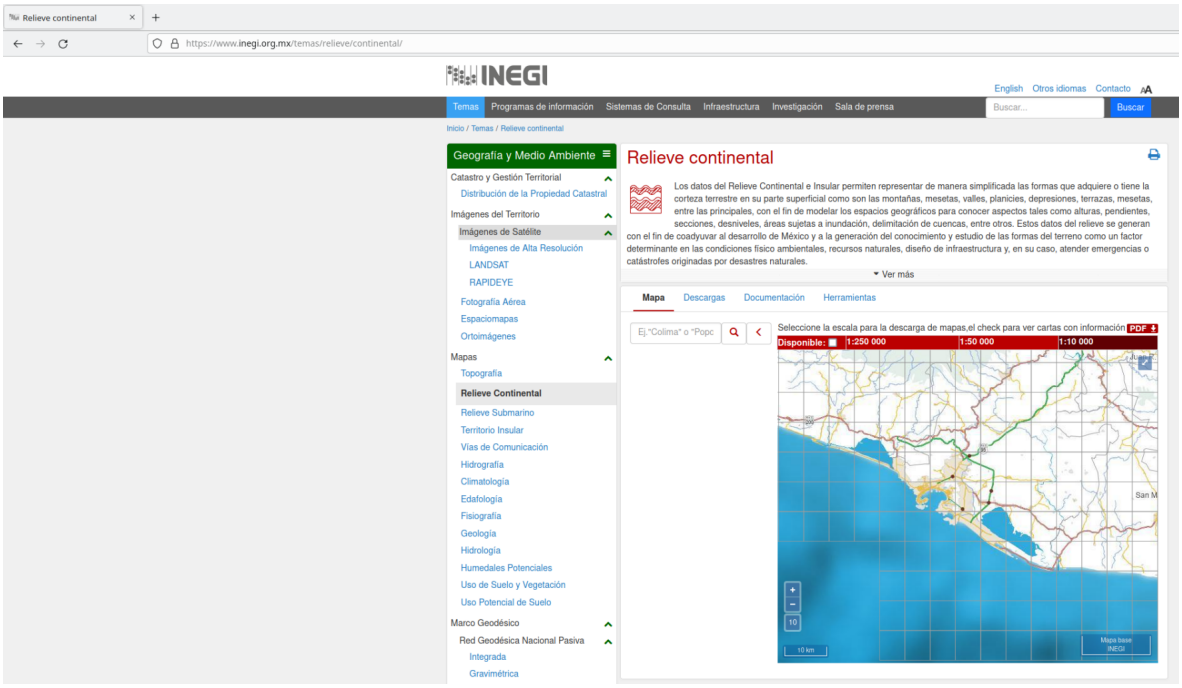


Figura 3.9: Vista del sitio web de descarga de datos *MDE*, *INEGI*.

Una vez descargados, se creó un encabezado en todos los archivos *MDE*, dado que las columnas no tenían nombre.

- Creación de encabezado: se abre el archivo en algún visualizador de texto y se añade una columna al inicio con los títulos *"X Y Z"*. Nótese que el separador que se usa es espacio.

Después, estas mallas se importaron a *QGIS* como texto delimitado (figura 3.10).

Layer > Data Source Manager > Delimited Text
CRS: EPSG 6369 ITRF2008/UTM 14 N

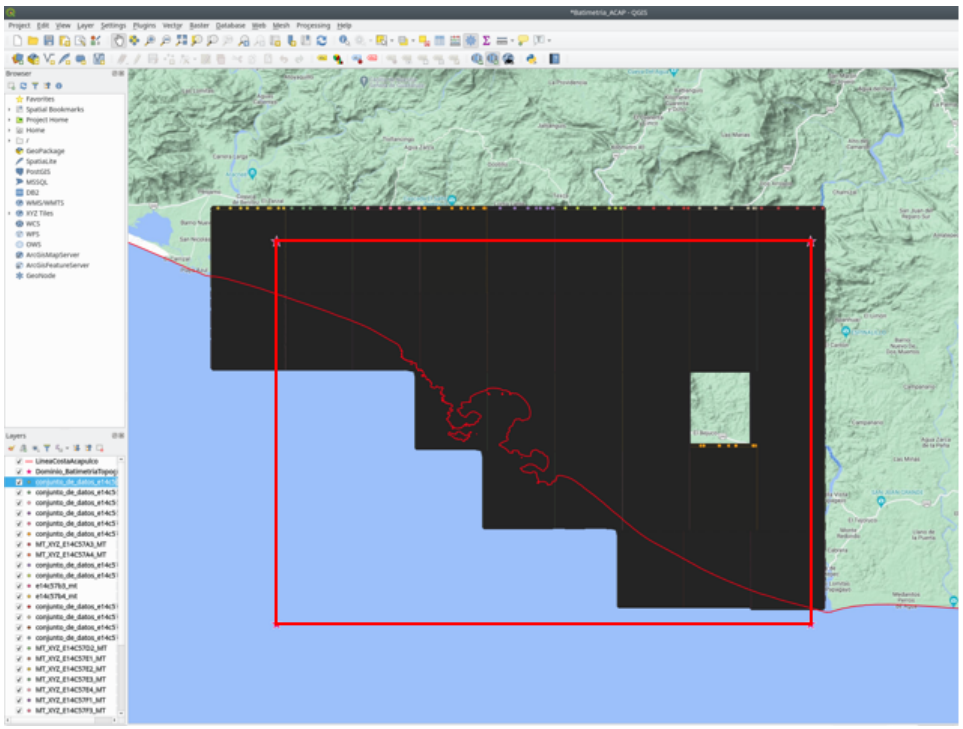


Figura 3.10: Visualización de los datos *MDE* en *QGIS*.

En aquellas mallas que tuvieron puntos sobre el relieve continental y submarino, se seleccionaron solo los datos topográficos con la herramienta *Extract by attribute* (figura 3.11).

Processing ToolBox > Vector Selection > Extract by attribute

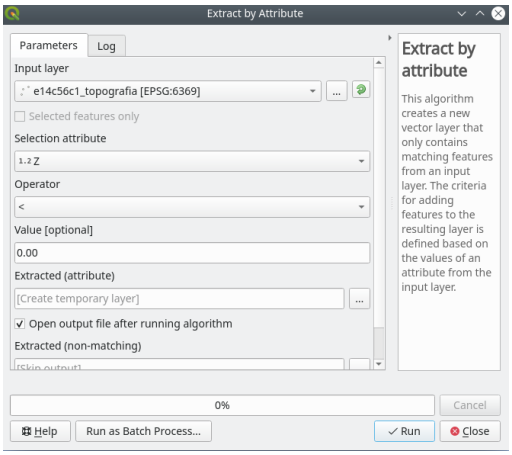


Figura 3.11: Vista de la herramienta *Extract by Attribute* de *QGIS*. Se requiere de elaborar una expresión sobre uno de los atributos de la información a editar, con base en un operador y un valor definido, dependiendo los intereses de la extracción.

Tal como se observa en la figura 3.11, dentro de esta opción se selecciona la capa que se quiere recortar y se define una expresión sobre un atributo de los datos. La expresión que se aplicó en este paso fue con base en la variable Z, de la forma:

$$Z > 0.0$$

Es decir, solo se tomaron en cuenta los puntos mayores a cero, que representan la topografía, puesto que los datos que caen en la parte oceánica tienen valores nulos $Z = 0.0$. El resultado se exhibe en la figura 3.12.

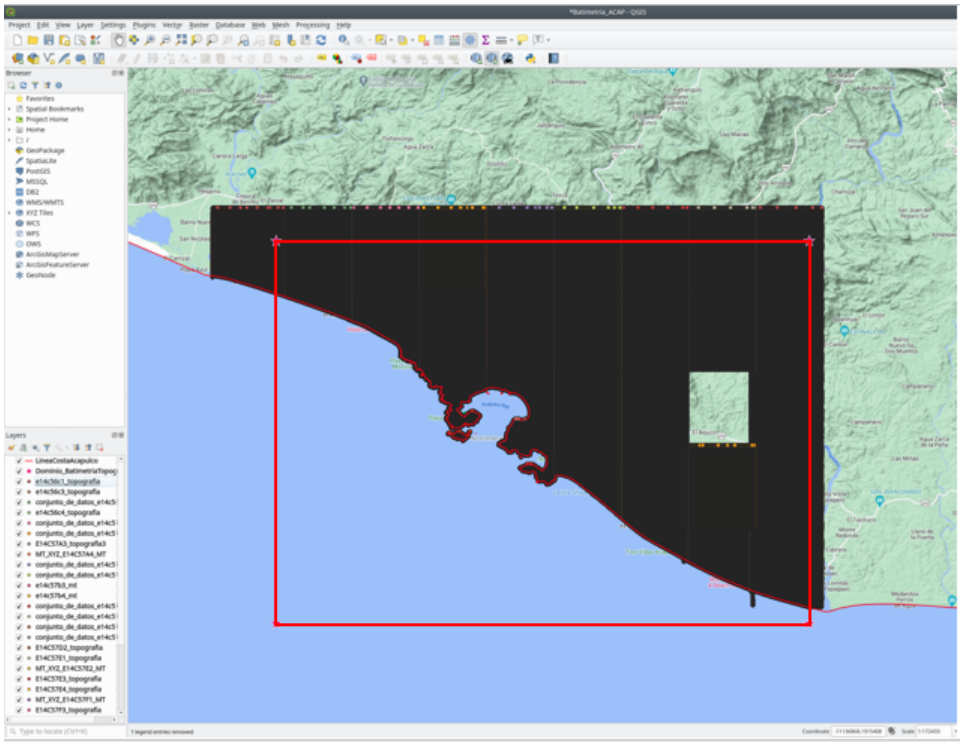


Figura 3.12: Visualización de los datos *MDE* recortados de tal manera que solo se tomó en cuenta la parte topográfica.

Posteriormente, se recortaron aquellas mallas de los extremos que presentaron puntos fuera de la zona de estudio, con ayuda de la herramienta *Extract/Clip by Extent* de *QGIS*.

Processing ToolBox > Vector Overlay > Extract/Clip by Extent

La extensión que se utilizó fue la misma que para los datos de la *SEMAR*, en coordenadas *UTM*. El resultado de esta delimitacion se exhibe en la figura 3.13.

Por último, con la herramienta *Merge Vector Layers* (figura 3.14a) se unieron todos los conjuntos de datos topográficos del *MDE* para formar un único archivo con está información.

Vector > Data Management Tools > Merge Vector Layers

Un requisito indispensable para que la unión se realice de forma correcta, es que las columnas de la información tengan el mismo nombre y tipo de dato. Siempre que se usa *Merge Vector Layers*, en el archivo de salida se agregan otras dos columnas que identifican cada punto con el nombre de la capa, *Layer*, y la ruta de la carpeta en donde está guardado el archivo, *Path*. Para eliminar ambas columnas, se utilizó la herramienta *Refactor Fields* de *QGIS* (figura 3.14b), que puede eliminar y/o agregar columnas de valores, además de cambiar el formato de los datos.

Processing ToolBox > Vector Table > Refactor Fields

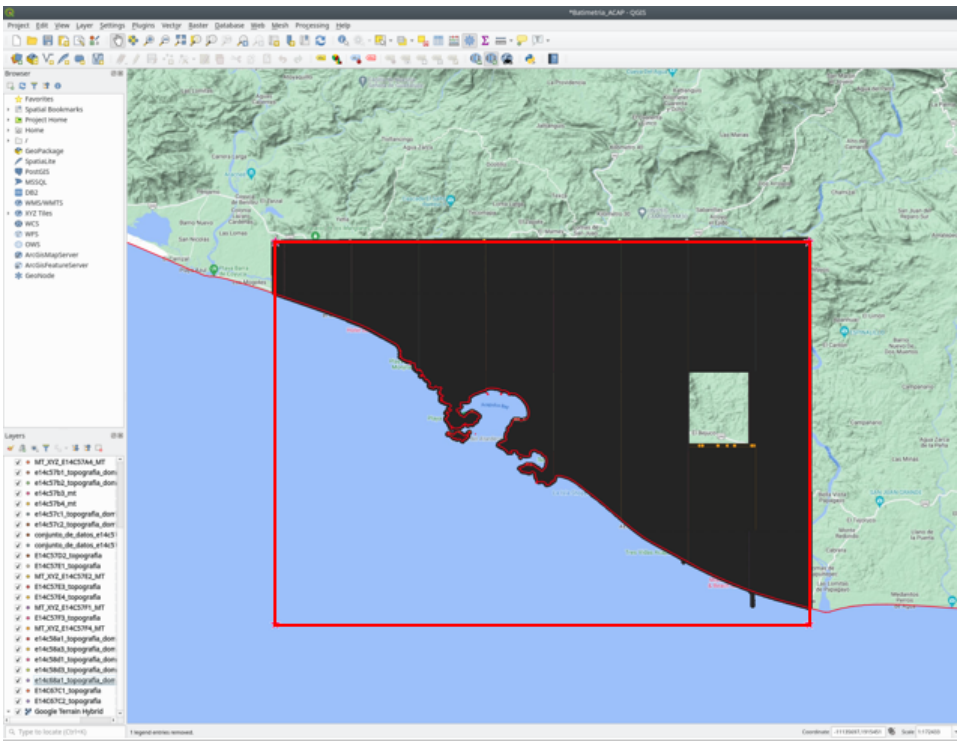
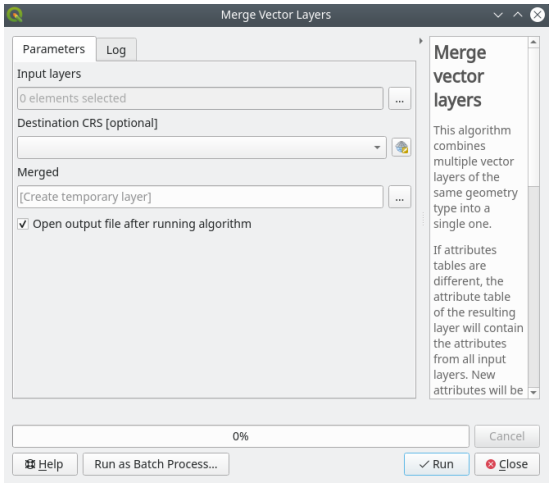
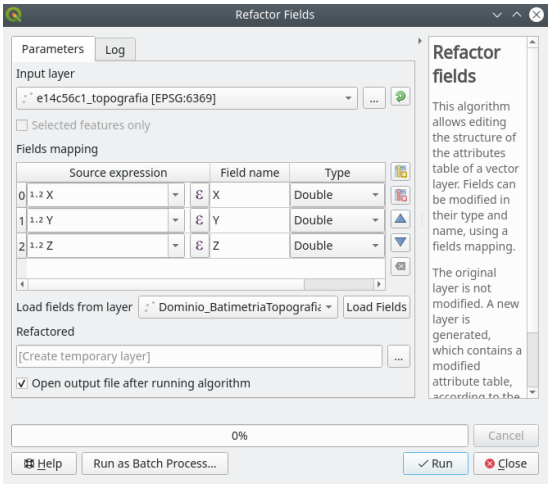


Figura 3.13: Visualización de los datos *MDE* delimitados de acuerdo con los límites de la zona de estudio (cuadro rojo).



(a) Vista de la herramienta *Merge Vector Layers* de *QGIS*.



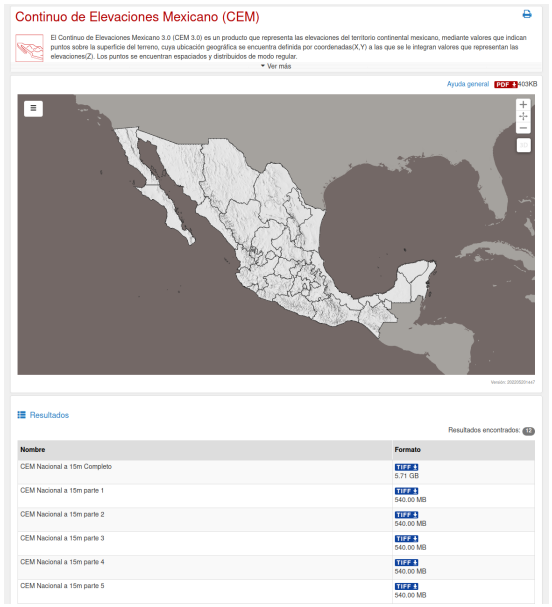
(b) Vista de la herramienta *Refactor Fields* de *QGIS*.

Figura 3.14: Herramientas de *QGIS* que se utilizan de manera conjunta en la unión de datos.

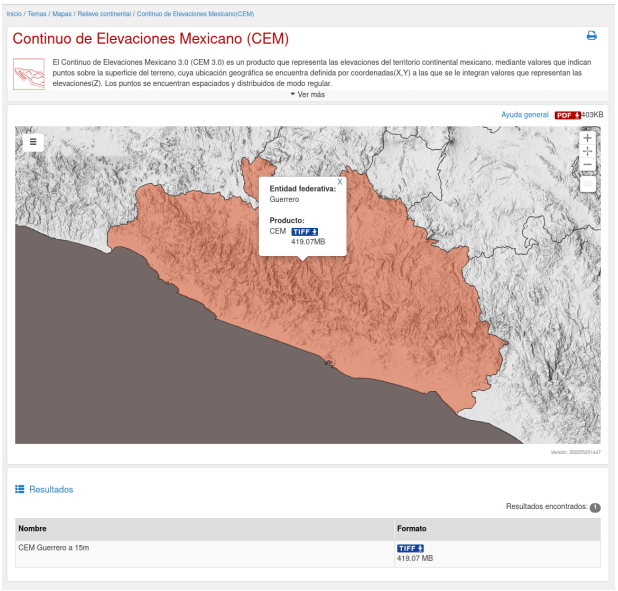
Continuo de Elevaciones Mexicano (*CEM*)

Está información también se distribuye como mallas regulares de puntos, sin embargo, tienen una resolución de 15 $[m]$. A diferencia de los *MDE*, los datos del *CEM* se dividen por estado y la descarga solo es en formato ráster *GeoTIFF* (figura 3.15a). Dado que el área de interés se encuentra en el estado de Guerrero, se obtuvo el archivo correspondiente (figura 3.15b) y se importó a *QGIS* como ráster (figura 3.16).

Layer > Data Source Manager > Raster



(a) Vista del sitio web de descarga de datos *CEM*. En este caso, los archivos se encuentran solo en ráster y se dividen por estado.



(b) Vista de la selección del estado de Guerrero. Con apoyo del mapa interactivo, se localiza la entidad de interés y se descargan los datos.

Figura 3.15: Sitio web de descarga de datos *CEM*, *INEGI*.

Para extraer la información que cae dentro de la zona de estudio, se recortó el ráster utilizando la herramienta *Clip Raster by Extent* de *QGIS* (figura 3.17).

Raster > Extraction > Clip Raster by Extent

Como en el caso anterior, para llevar a cabo esta operación fue necesario que las coordenadas que delimitan los datos y la capa a recortar estuvieran en el mismo sistema de referencia. La información del *CEM* de *INEGI* está en un *CRS* de coordenadas geográficas *EPSG 8999 ITRF2008*, por lo tanto, se colocaron los límites en el mismo sistema. El dato se encontró en:

Clic derecho en la capa > Properties > Source

Cuando no se cumple este requerimiento, se puede aplicar el mismo procedimiento de transformación de coordenadas que se usó para *MDE*. El resultado del recorte se muestra en la figura 3.18.

El archivo de salida tipo ráster *GeoTIFF* se convirtió a un formato *XYZ* utilizando la herramienta *gdal2xyz* de *QGIS*.

Processing ToolBox > GDAL > Raster conversion > gdal2xyz

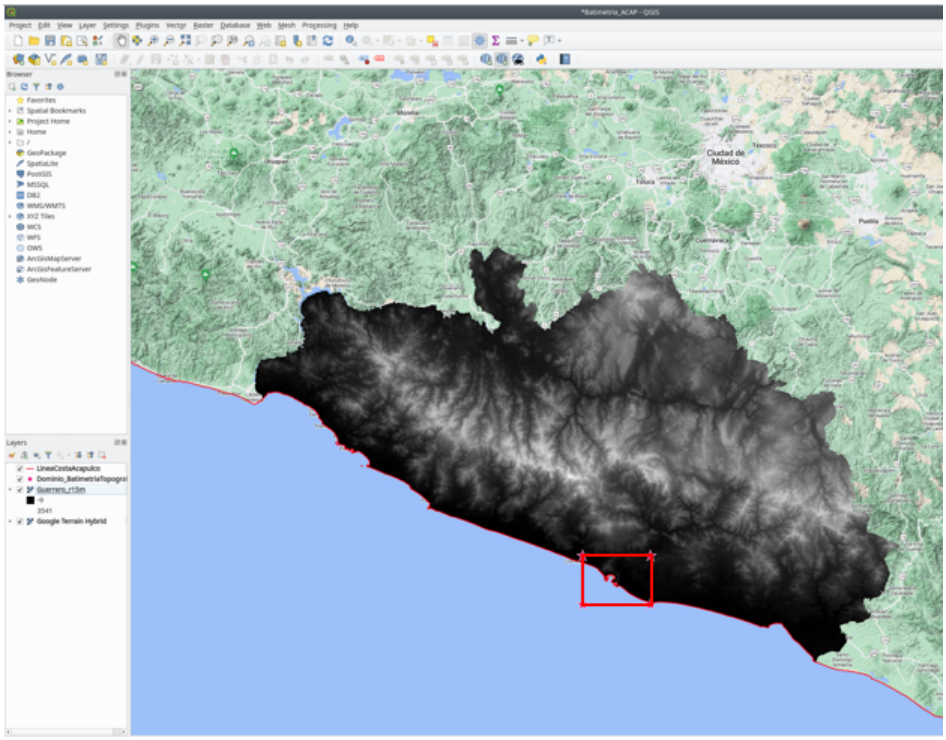


Figura 3.16: Visualización de los datos *CEM* en *QGIS*.

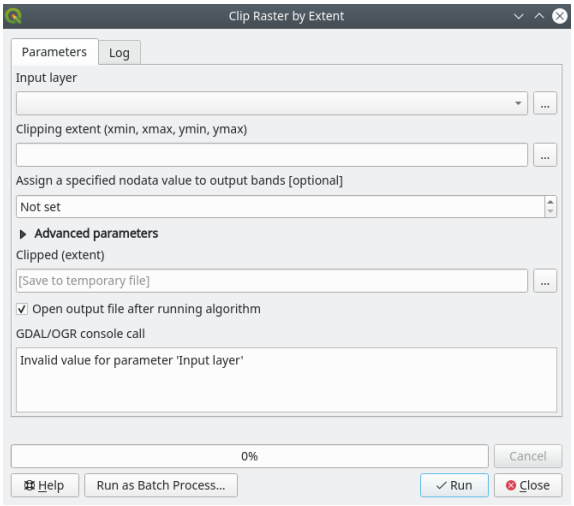


Figura 3.17: Vista de la herramienta *Clip Raster by Extent*.

El resultado de la transformación se muestra en la figura 3.19, donde se aprecia cómo los datos se presentan como una malla de puntos.

Una vez que se efectuaron estos procedimientos en *QGIS* para los datos de *MDE* y *CEM*, se procedió a poner todo en un mismo sistema de referencia, en este caso *EPSG 4326 WGS84* de coordenadas geográficas. Los datos batimétricos de *GEBCO* son los únicos que están en el *CRS* objetivo, por lo tanto, se transformó el sistema de referencia de los datos de la *SEMAR* e *INEGI*. Para esto, se usó la opción *Export* de *QGIS* (figura 3.7b).

Clic derecho sobre la capa > Export > Save Layer As
CRS: EPSG 4326 WGS84
Layer Options > Geometry > AS XYZ

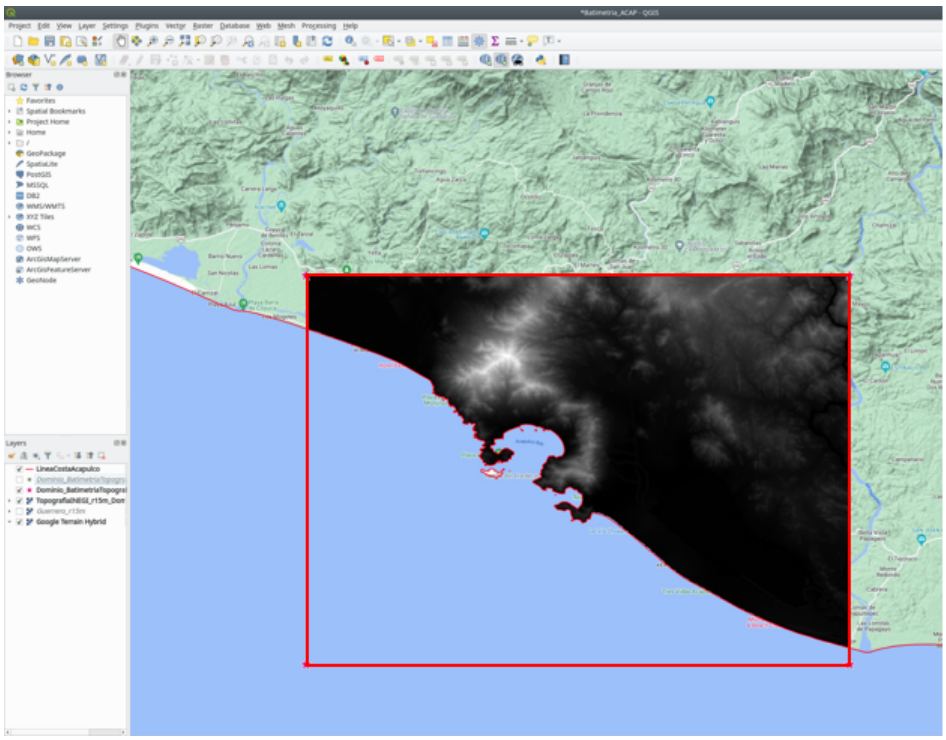


Figura 3.18: Visualización del ráster *CEM* recortado con base en los límites de la zona de estudio (cuadro rojo).

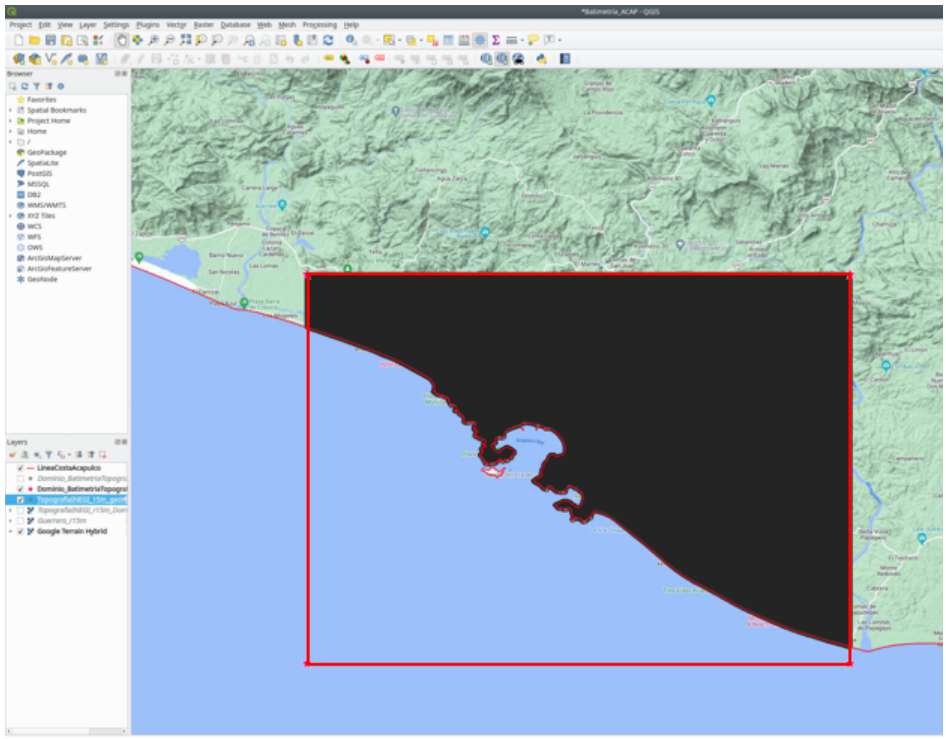
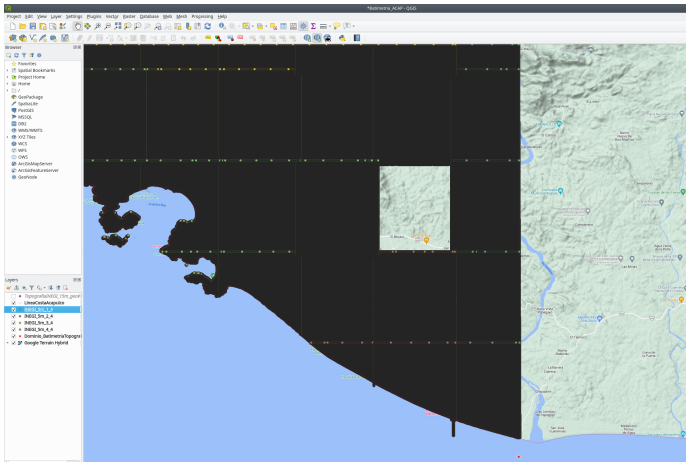


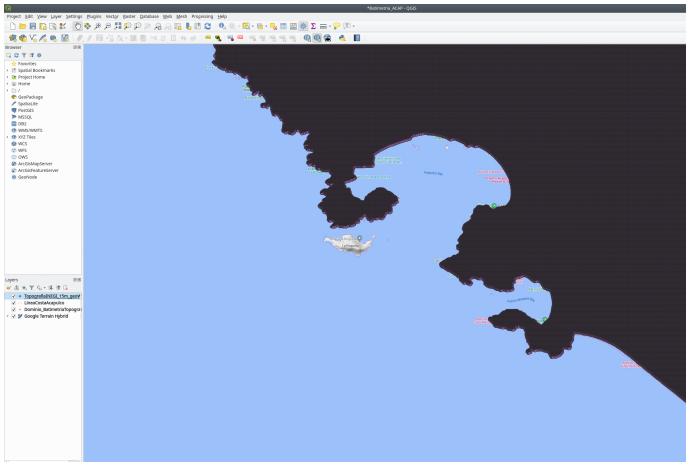
Figura 3.19: Visualización de los datos del ráster *CEM* recortado, transformados a formato de texto *XYZ*.

Áreas sin información en datos del *MDE* y *CEM*

Debido a que la topografía de *INEGI*, para esta zona de estudio en particular, presentó áreas carentes de información, tanto en los datos del *MDE* (figura 3.20a), como del *CEM* (figura 3.20b), fue necesario rellenar estos vacíos con ayuda de ambos conjuntos. Tal como se pude observar en las figuras 3.13 y 3.19, el área sin infromación en los *MDE* existe en el *CEM*, y viceversa.



(a) Área sin información en datos del *MDE*.



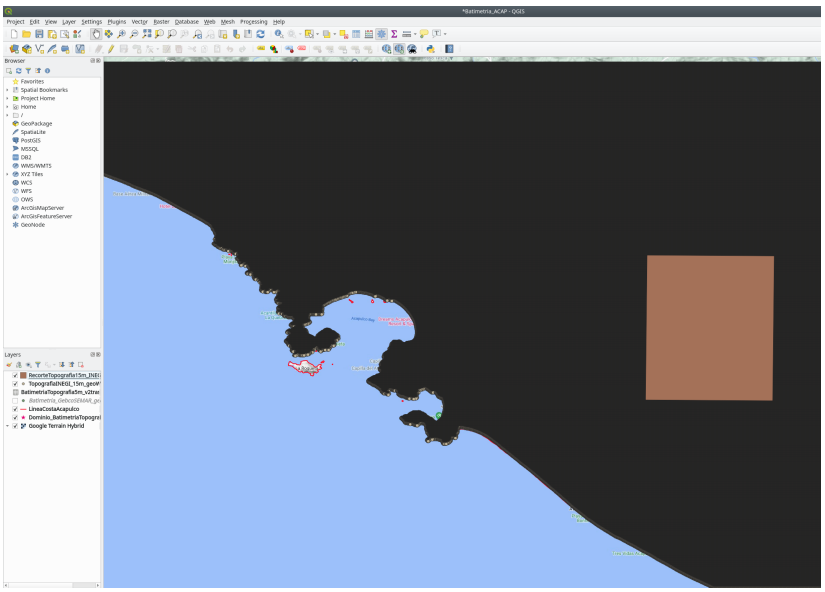
(b) Área sin información en datos del *CEM*.

Figura 3.20: Áreas carentes de información en ambos conjuntos de datos topográficos de *INEGI*.

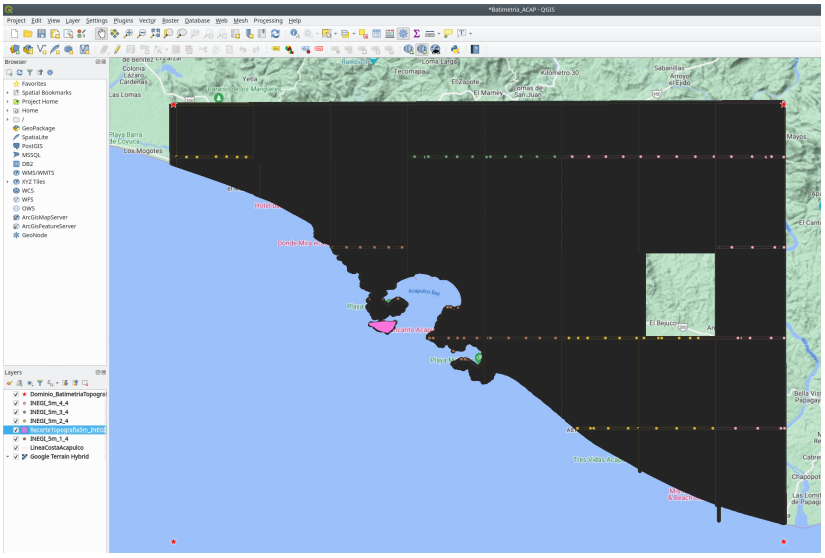
Para extraer los puntos faltantes en ambos conjuntos, antes se crearon polígonos en *QGIS* con base en las zonas sin información.

Layer > Create Layer > New Shape File Layer > Geometry Type > Polygon

Las figuras creadas se muestran en las figuras 3.21a y 3.21b.



(a) Polígono creado a partir de la zona sin información de los datos del *MDE*. Este es utilizado para extraer los datos del *CEM* que no existen en los *MDE*.



(b) Polígono creado con base en la zona sin información de los datos del *CEM*. Este es utilizado para extraer los datos del *MDE* que no existen en los *CEM*.

Figura 3.21: Polígonos creados para extraer la información que carece en ambos conjuntos.

Con la herramienta *Intersection* se recortaron las zonas sin información, con ayuda de los polígonos creados que delimitan el área de la extracción (figura 3.22).

Vector > Geoprocessing Tools > Intersection

Aunque no tienen la misma resolución, estos dos recortes realizados sobre el *MDE* y *CEM* complementaron la información faltante en ambos conjuntos, con la finalidad de que la interpolación no se viera afectada por huecos que pudieran provocar valores inciertos en esas áreas. Los recortes resultantes se muestran en las figuras 3.23a y 3.23b.

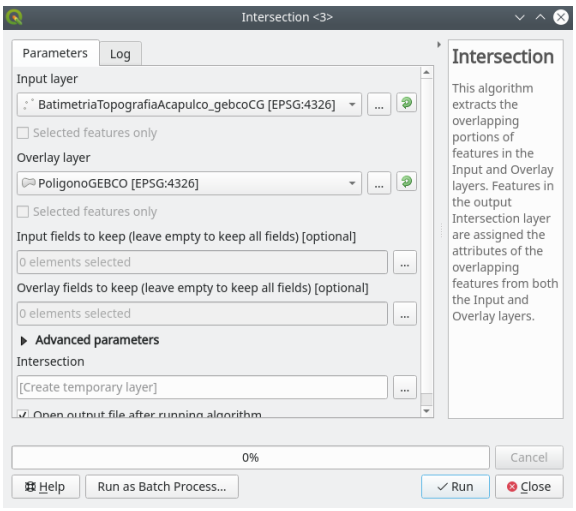
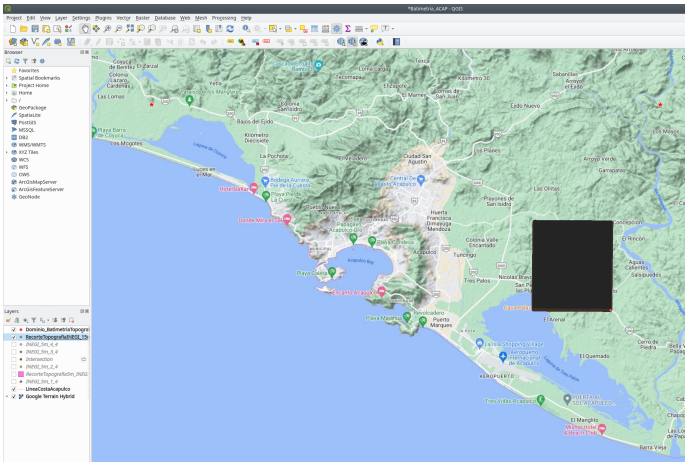
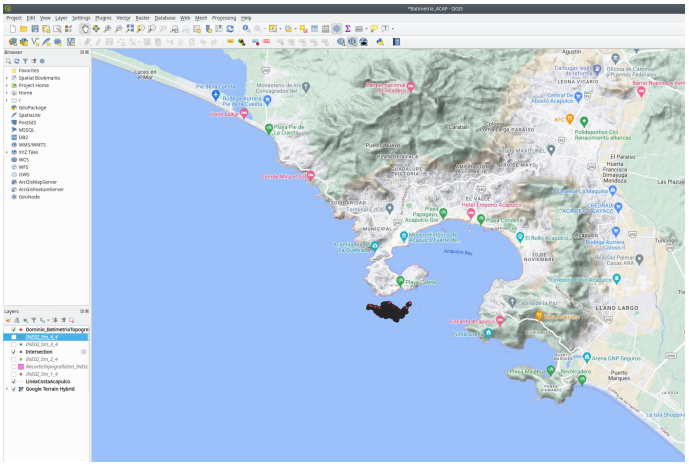


Figura 3.22: Vista de la herramienta de *Intersection* de *QGIS*.



(a) Datos recortados del *CEM* con el polígono antes creado, para complementar la información de los datos *MDE*.



(b) Datos recortados del *MDE* con el polígono antes creado, para complementar la información de los datos *CEM*.

Figura 3.23: Datos recortados para rellenar los vacíos de información en ambos conjuntos de *INEGI*.

3.1.4. Selección y edición de datos

GEBCO

Se seleccionaron los datos de *GEBCO* solo para aquellas zonas que no tenían información alguna dentro de la zona de estudio, dado que se observó que los valores batimétricos eran muy contrastantes con respecto a los datos de la *SEMAR* (figura 3.24), lo que podría ocasionar resultados inadecuados tras la interpolación. Por otro lado, en la parte de la topografía no fue necesario incluir los puntos de *GEBCO*, dado que la densidad de información de *INEGI* es alta.

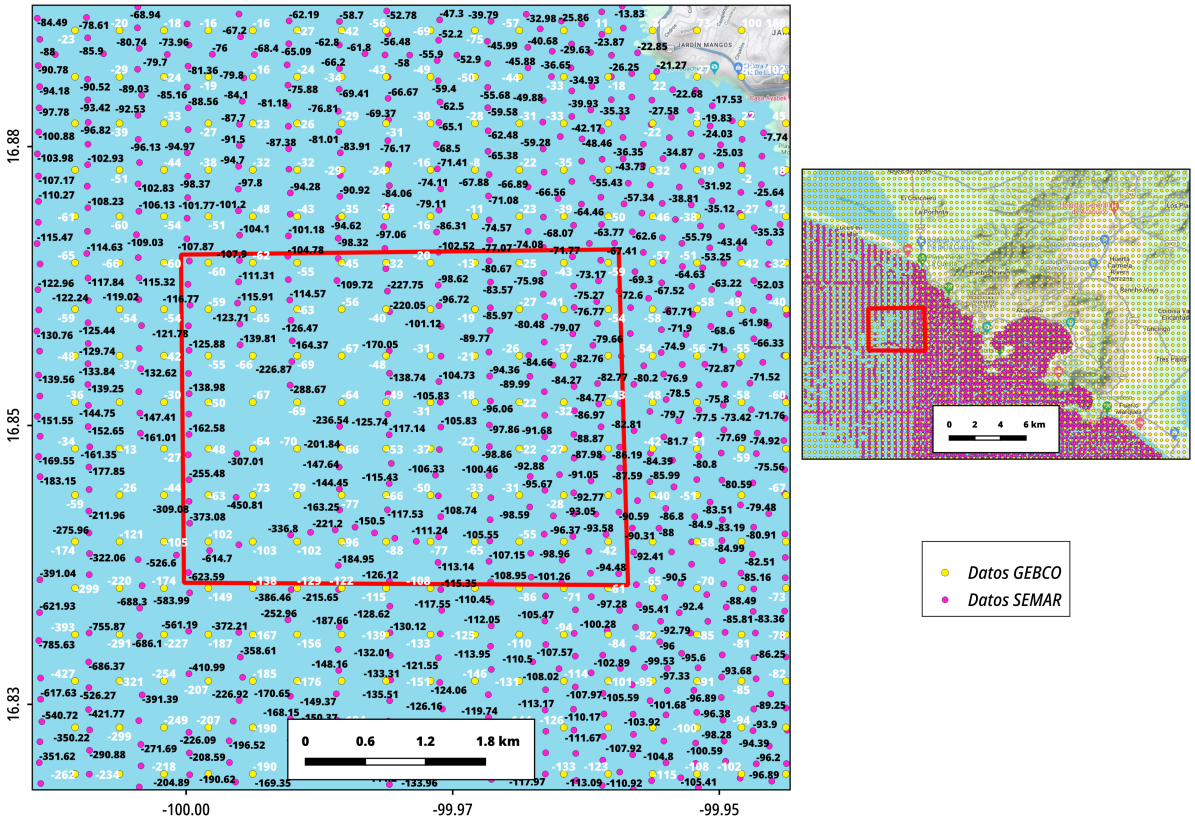


Figura 3.24: Diferencia de valores muy contrastante entre los datos *GEBCO* y *SEMAR*. El recuadro rojo señala una de las varias zonas donde los valores batimétricos difieren bastante.

La selección de estos puntos se realizó mediante la creación de un polígono en *QGIS*, que cubrió las áreas sin datos de la *SEMAR*, siguiendo un procedimiento similar al descrito en la sección anterior. Para evitar valores atípicos tales como los que se muestran en la figura 3.24, y contribuir a la generación de una superficie suavizada con la interpolación, el polígono se dibujó observando los valores de *GEBCO* y la *SEMAR*, y tratando de seguir la tendencia de los datos. En la figura 3.25 se observa el polígono resultante.

Los datos elegidos se extrajeron con apoyo del polígono creado y de la herramienta *Intersection* de *QGIS*. El proceso fue similar al que se aplicó en el recorte de datos topográficos de *MDE* y *CEM*.

SEMAR

En el área de la bahía se concentra la mayor parte de los datos de la *SEMAR*, en forma de puntos con distribución dispersa. Aunque estos no parecen repetirse en las mismas posiciones, entre sí reflejaron tendencias distintas en sus valores cuando se hizo una interpolación de prueba, en forma de líneas y contornos muy marcados, como se puede apreciar en la figura 3.26.

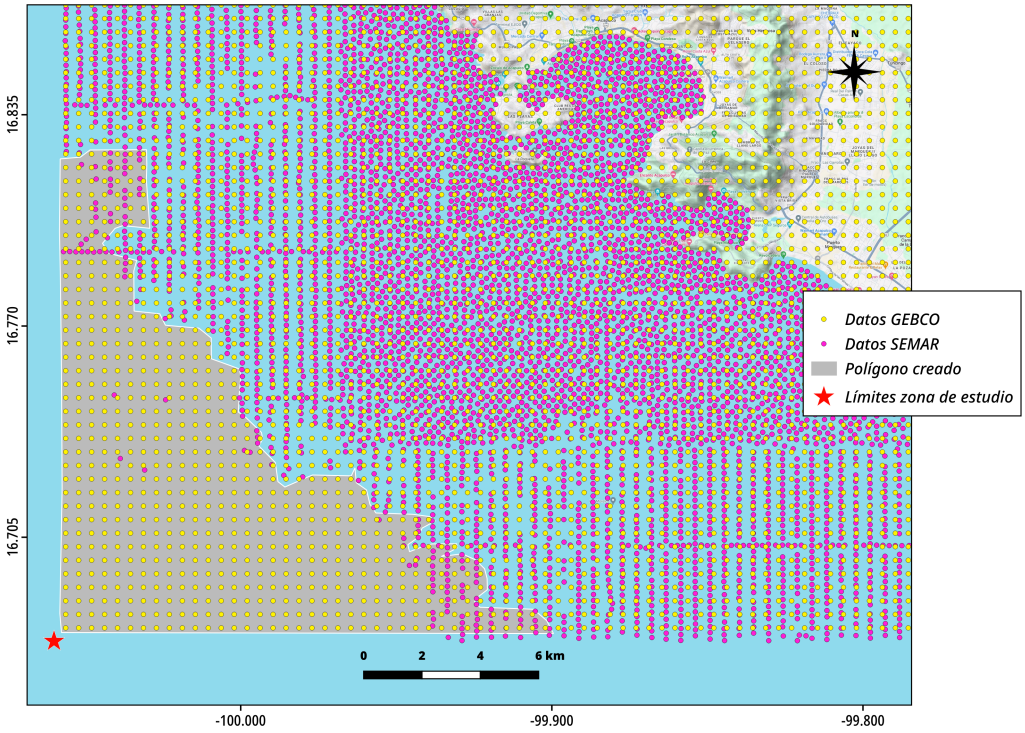


Figura 3.25: Poligono creado para rellenar la zona sin información de la zona de estudio, con datos de *GEBCO*. Como se aprecia, el polígono cubre lo mejor posible las áreas con poca o inexistente distribución de puntos de los datos *SEMAR*.

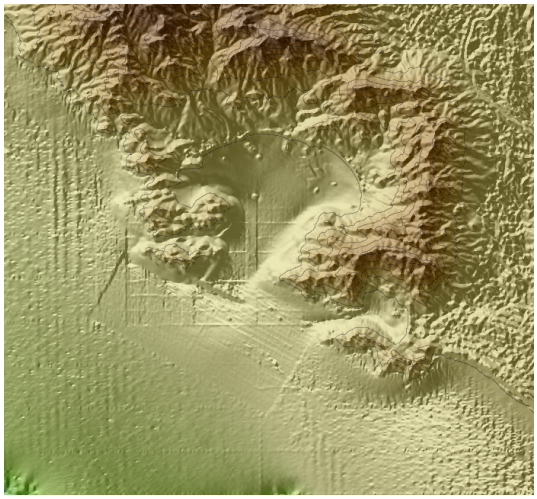


Figura 3.26: Líneas y contornos anómalos que aparecen en la bahía, producto de considerar todos los conjuntos de datos *SEMAR* en la interpolación de la batimetría/topografía.

Por lo tanto, se seleccionaron solo tres conjuntos de datos: en la bahía de Acapulco se eligieron los de mayor densidad, nombrado *BA1* (figura 3.27a); a partir de otro conjunto de datos, nombrado *BA2* (figura 3.27b), se consideraron los que cubrían la pequeña bahía situada al sureste de la bahía de Acapulco; y para el resto del dominio, nombrado *RA*, se tomaron los de mayor extensión (figura 3.27c).

Los conjuntos de información se recortaron, de tal forma que juntos formaron una superficie más suavizada, sin demasiados contornos y cambios bruscos en la batimetría. La mejor distribución de puntos que se alineó con lo anterior, para cada conjunto, se exhibe en la figura 3.28. Los recortes se

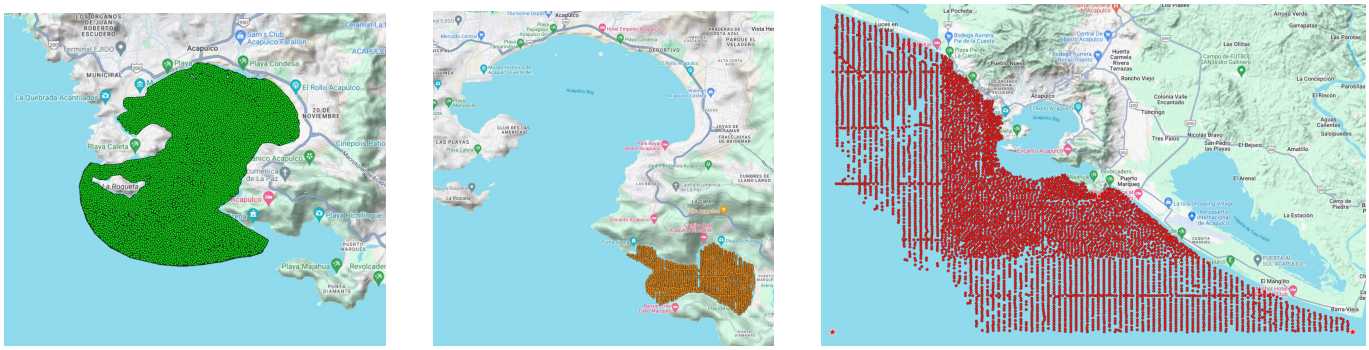
realizaron con ayuda de polígonos (figura 3.29), mediante la herramienta *Extract by location* (figura 3.30).

Processing ToolBox > Vector selection > Extract by location



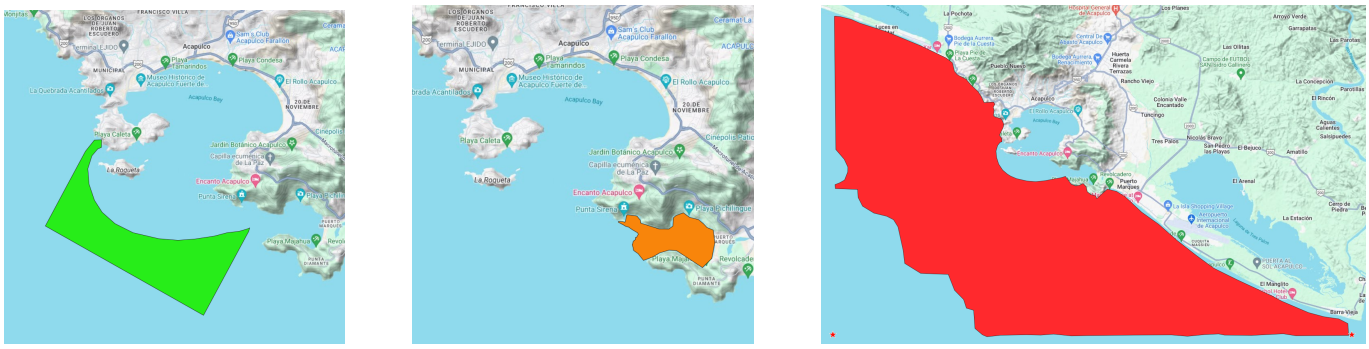
(a) Datos *BA1* (b) Datos *BA2* (c) Datos *RA*

Figura 3.27: Conjuntos de datos *SEMAR* considerados para la batimetría de la zona de estudio.



(a) Datos *BA1* recortados (b) Datos *BA2* recortados (c) Datos *RA* recortados

Figura 3.28: Los conjuntos de datos *SEMAR* que fueron seleccionados, se recortaron con la finalidad de generar una superficie más suavizada.



(a) Polígono *BA1* (b) Polígono *BA2* (c) Polígono *RA*

Figura 3.29: Polígonos creados para recortar los conjuntos de datos *SEMAR*, tal como se muestran en 3.28.

La herramienta cuenta con diferentes opciones de recorte, de acuerdo con el polígono que se sobrepone a los datos. En la edición del conjunto más denso (figura 3.28a), se utilizó la opción *"disjoint"* (ver figura 3.30), debido a que solo se requiere extraer los valores fuera del polígono,

mientras que, para los otros conjuntos (figuras 3.28b y 3.28c) se usó la herramienta *Intersection*, antes mencionada, para extraer los puntos dentro del polígono. De esta manera, la selección de datos de la *SEMAR* quedó como se muestra en la figura 3.31.

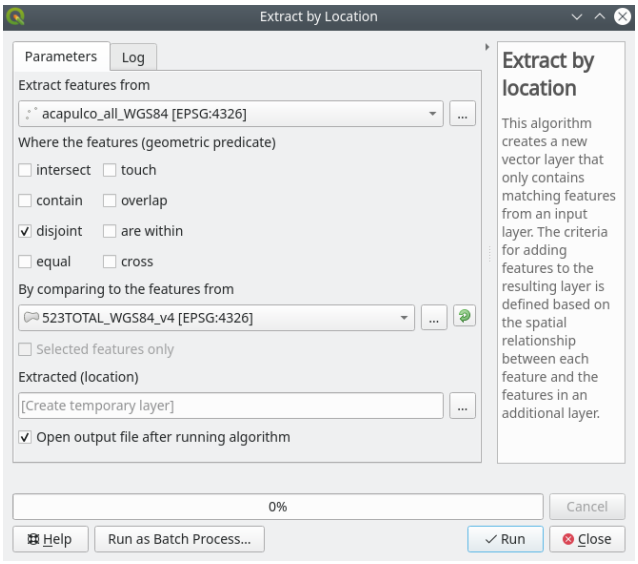


Figura 3.30: Vista de la herramienta *Extract by location* de *QGIS*. Las diferentes opciones con las que cuenta permite realizar diversas maneras de recortar información.

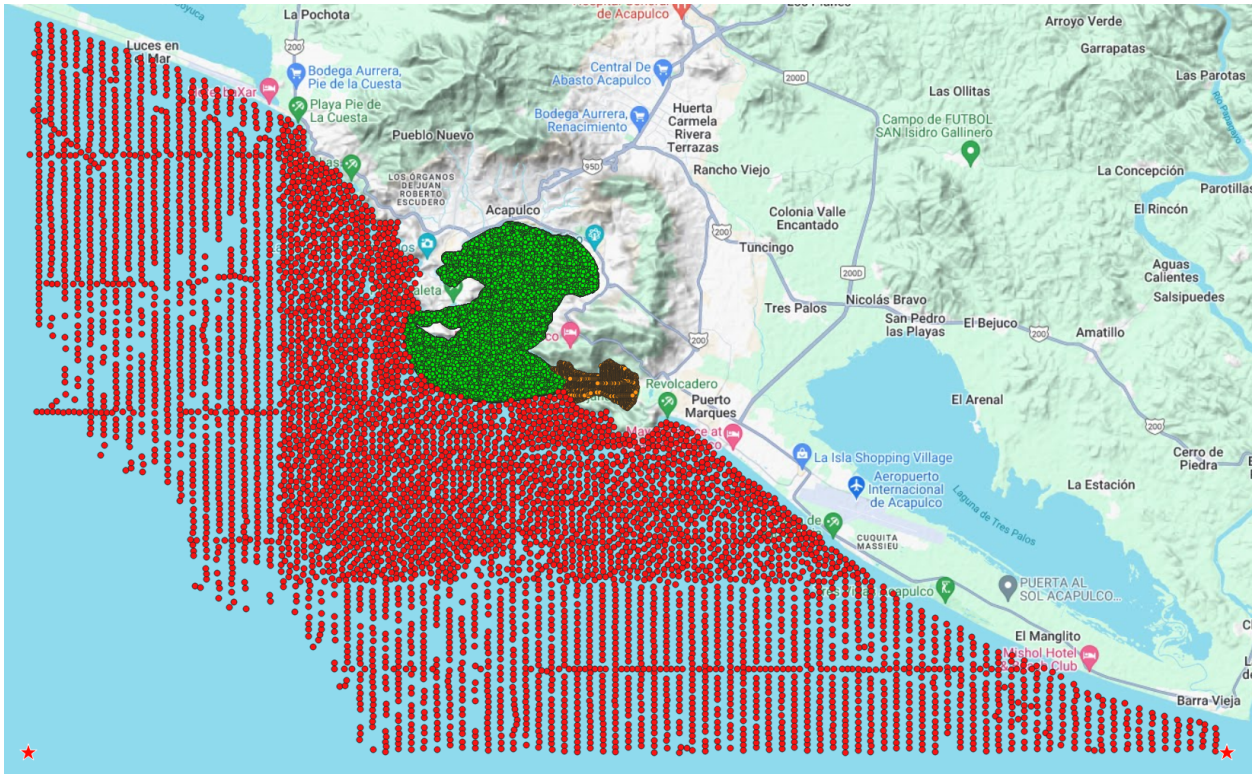
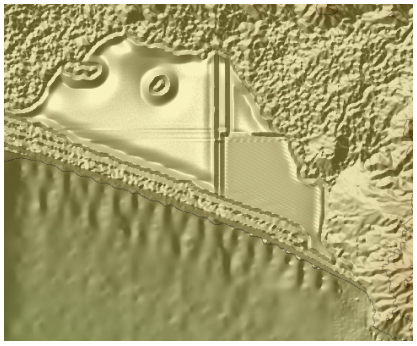


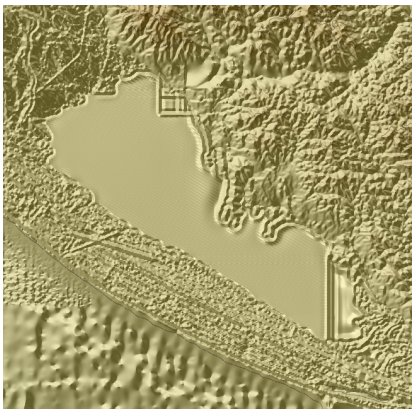
Figura 3.31: Distribución de puntos de los conjuntos de datos *SEMAR* que se muestran en la figura 3.27. De esta manera se mejoró la superficie generada por la interpolación, sin las líneas y contornos anómalos.

INEGI

Al realizar una interpolación de prueba con la topografía de los *MDE* de *INEGI*, en las superficies resultantes sobre las lagunas se presentaron contornos y líneas anómalas (figura 3.32). A pesar de que estos cuerpos de agua no son el objeto de estudio, fue importante verificar y corregir para mejorar la vista del modelo batimétrico/topográfico. En el proceso, se revisó a detalle la distribución de los datos *MDE* en las lagunas y se encontró información traslapada en ambas lagunas, además de una zona sin datos en Coyuca.



(a) Superficie interpolada de la laguna Coyuca. Se marcaron líneas y contornos anómalas al centro del cuerpo de agua.



(b) Superficie interpolada de la laguna Tres Palos. Se presentaron líneas y contornos anómalos en los bordes del cuerpo de agua.

Figura 3.32: Lagunas interpoladas con base en los datos *MDE* de *INEGI*

Entonces, se editó la información contenida en las lagunas y se transformaron en datos con valores homogéneos. A partir de las mallas del *MDE* que se unieron anteriormente, se eliminaron los puntos topográficos al interior de las lagunas Tres Palos y Coyuca (figura 3.34) con ayuda de dos polígonos que dibujan su geometría (figura 3.33), extraídos del conjunto de datos Cuerpos de Aguas Superficiales de México elaborado por *INEGI*.

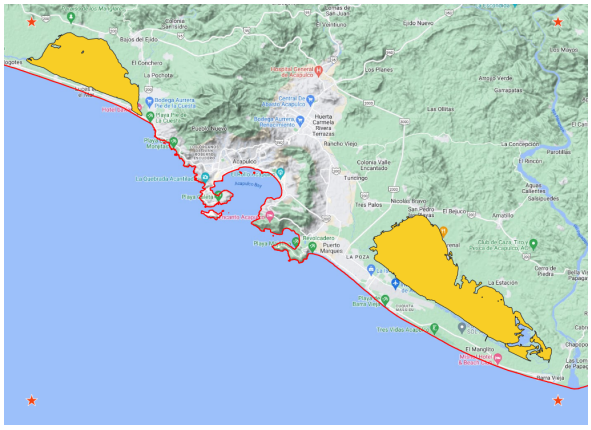
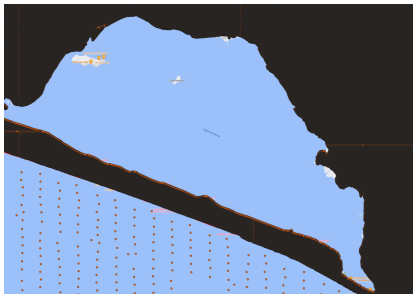
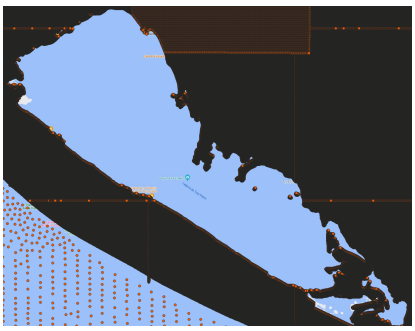


Figura 3.33: Polígonos que representan la geometría de las lagunas Coyuca y Tres Palos.

En la laguna Tres Palos, se colocaron las mallas del *MDE* contenidas dentro y se crearon polígonos en las áreas de información traslapada como los que se exhiben en la figura 3.35b, para posteriormente eliminar estos puntos, usando la herramienta *Extract by location* y marcando la opción *disjoint*.



(a) Topografía *MDE* de *INEGI* sin datos al interior de la laguna Coyuca



(b) Topografía *MDE* de *INEGI* sin datos al interior de la laguna Tres Palos

Figura 3.34: Topografía del *MDE* de *INEGI* sin puntos en las lagunas.

Después, las mallas corregidas se unieron con *Merge Vector Layers*, y con *Intersection* se recortaron para delimitar los datos, de acuerdo con el polígono que dibuja la geometría de la laguna (figura 3.37).



(a) Polígono que delimita la zona sin información en la laguna Coyuca.



(b) Polígono que delimita un área de traslape de información en la laguna Tres Palos

Figura 3.35: Polígonos creados para la corrección de los datos *MDE* en las lagunas

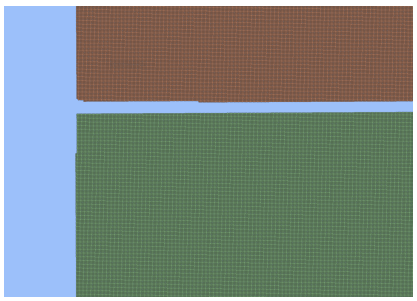
En la laguna de Coyuca se realizó el mismo procedimiento en las áreas de traslape de datos, los polígonos se pueden observar en la figura 3.35a. En cuanto a la pequeña zona sin información (figura 3.36a), se usó la distribución de puntos del *CEM* de *INEGI* presentes en esa área, para rellenar el vacío. Como en pasos anteriores, fue posible tomar los datos mediante la creación de un polígono que cubrió el hueco y con la herramienta *Intersection* (figura 3.36b).

Posteriormente, se unieron todas las mallas corregidas sobre Coyuca y el recorte obtenido del *CEM* con *Merge Vector Layers*, y se delimitaron los datos con *Intersection*, con base en el polígono que dibuja la geometría de la laguna (figura 3.37).

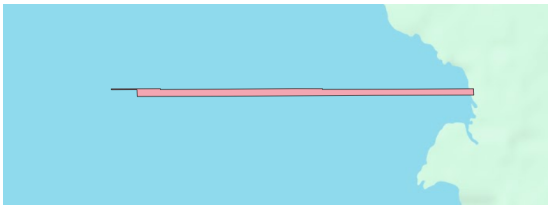
Se modificaron los valores extraídos de ambas lagunas, por medio de la herramienta *Refactor Fields*, colocando una expresión para la columna Z en el apartado *Source expression* (ver figura 3.14b). Los valores establecidos se determinaron tomando una aproximación del promedio de la topografía reportada por los *MDE* de *INEGI* al interior de las lagunas. Esto mejoró de manera notable la apariencia de los cuerpos de agua.

Laguna Coyuca: $Z(0) + 1.70$
Laguna Tres Palos: $Z(0) + 1.0$

Por último, la información corregida en ambas lagunas se unió al resto de la topografía utilizando *Merge Vector Layers*.



(a) Zona sin información



(b) Polígono que cubre la zona sin información

Figura 3.36: Identificación de la zona sin información y creación de polígono para rellenar el vacío de los datos en la laguna Coyuca

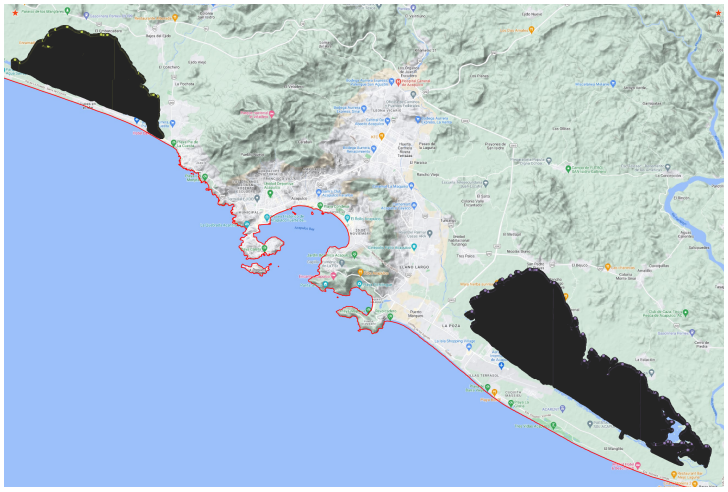


Figura 3.37: Datos de las lagunas corregidos, delimitados con los polígonos que dibujan la geometría de los cuerpos de agua

3.1.5. Unión de los conjuntos de datos: *GEBCO*, *SEMAR* e *INEGI*

Una vez se completaron la selección y edición de los datos, las tres fuentes de información se unieron con la herramienta *Merge Vector Layers* de *QGIS*. Se eliminaron las columnas *Layer* y *Path* con la herramienta *Refactor Fields*, tal como se realizó en varios procesos anteriores.

Los resultados finales con la distribución de datos batimétricos y topográficos se aprecian en la figura 3.38.

3.1.6. Interpolación

Para transformar los datos de batimetría/topografía distribuidos de manera aleatoria, en una malla regular capaz de representar las formas del relieve continental y oceánico, fue necesario aplicar una interpolación. Las mallas se pueden calcular a diferentes resoluciones, dependiendo del objetivo, sin embargo, en estos casos se busca que sea lo más fina posible, ya que la propagación e inundación de las ondas de un tsunami es muy susceptible a cambios en el relieve submarino.

Con base en el trabajo de Osorio Tai 2010, que explora diferentes métodos de interpolación en *ArcGIS* para la construcción de un modelo batimétrico en la bahía de Petacalco, los mejores resultados se producen aplicando alguna de las siguientes opciones:

- *TopoGrid*

- *Kriging*
- *Splines*

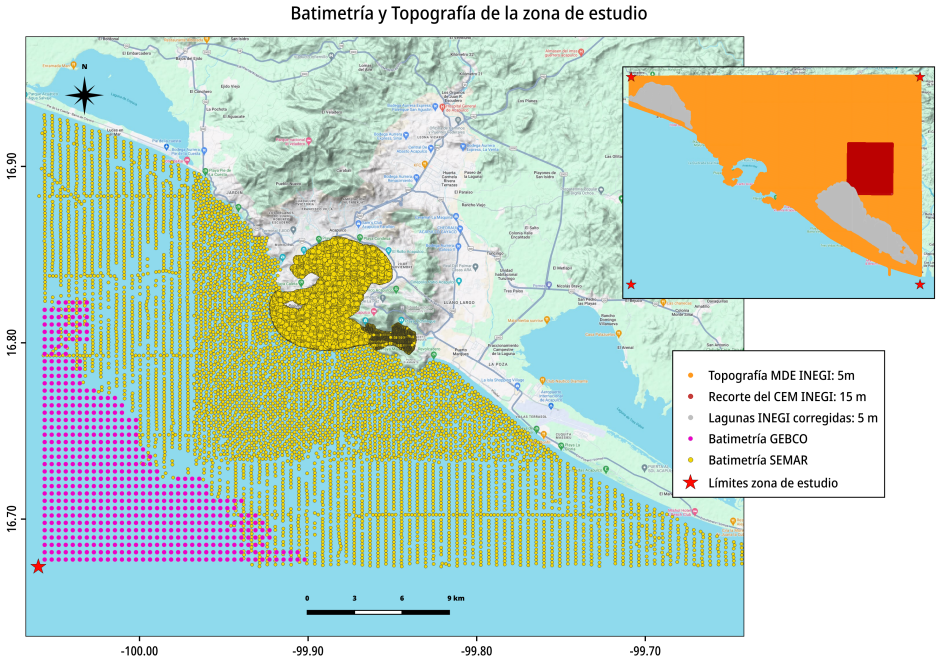


Figura 3.38: Distribución de datos para la creación del modelo batimétrico/topográfico de la zona de estudio

Las herramientas de interpolación que ofrecen *QGIS* y *SAGA* no son tan diferentes a las de *ArcGIS*, salvo que no cuentan con *TopoGrid*.

- *QGIS*
  - Lineal
  - *IDW* (Inverse Distance Weighting)
  - *TIN* (Triangulated Irregular Network)
- *SAGA*
  - *Kriging*
  - *IDW*
  - *TIN*
  - Vecinos cercanos
  - *Splines*
    - *B-Splines*
    - *Multilevel B-Splines*

Kriging se descartó debido a las condiciones necesarias que implica realizar un buen análisis geoestadístico, es decir, contar con una distribución normal en los datos, comprobar la existencia de estacionareidad y un semivariograma que indique correlación espacial. Además, contemplando que el volumen de datos es muy alto, el tiempo de cómputo sería bastante elevado para el análisis y la generación de la malla correspondiente.

Entonces, se probaron los métodos *Splines* de *SAGA* y el que ofreció los mejores resultados fue *Multilevel B-Splines*, tanto en tiempo de ejecución, como en generación de la superficie interpolada. Esta herramienta aproxima conjuntos de datos dispersos con una función bicúbica, por medio de una jerarquía de mallas de control que se refina de manera progresiva hasta alcanzar un error mínimo.

Multilevel B-Splines

La teoría detrás del método *Multilevel B-Splines*, de acuerdo con el trabajo de Lee, Wolberg y Shin 1997, parte de un dominio rectangular Ω en el plano $x-y$, y un conjunto de datos dispersos P en un espacio 3D, donde (x_c, y_c) es un punto en Ω. Para aproximar al conjunto P, se utiliza una función bicúbica uniforme, *B-Spline*, definida por una malla de control Φ sobre Ω, que se asume de tamaño $(m+3)\times(n+3)$.

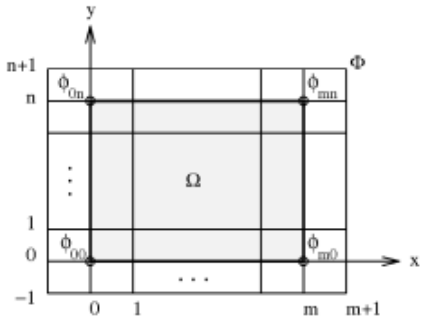


Figura 3.39: Dominio rectangular Ω en el plano $x-y$. Los puntos dispersos P se aproximan con una malla de control Φ.

Sea ϕ_{ij} el valor en el punto de control ij sobre la malla Φ, tal que $i=-1,0,1,2,\ldots,m+1$ y $y=-1,0,1,2,\ldots,n+1$, la función de aproximación se calcula como:

$$f(x,y)=\sum_{k=0}^{3}\sum_{l=0}^{3}B_k(s)B_l(t)\Phi_{(i+k)(j+l)} \tag{3.1}$$

donde $i=\lfloor x\rfloor-1$, $j=\lfloor y\rfloor-1$, $s=x-\lfloor x\rfloor$ y $t=y-\lfloor y\rfloor$. B_k y B_l son las funciones cubicas uniformes, *B-Spline*, definidas de la siguiente forma:

$$B_0(t)=(1-t)^3/6 \tag{3.2}$$
$$B_1(t)=(3t^3-6t^2+4)/6 \tag{3.3}$$
$$B_2(t)=(-3t^2+3t^2+3t+1)/6 \tag{3.4}$$
$$B_3(t)=t^3/6 \tag{3.5}$$

de manera que, $t\leq 1$ mide la contribución de cada punto de control con respecto a la distancia.

El problema de definir la función *B-Spline*, se resume en encontrar los puntos de control que mejor se aproximan a los datos dispersos. Para determinar la malla de control Φ, se toma un punto en (x_c, y_c, z_c). La ecuación (3.1) indica que el valor de la función en $f(x_c, y_c)=z_c$ está relacionado con otros 16 puntos de control que se encuentran en la vecindad, dado que ϕ_{kl} se resuelve para cada $k,l=0,1,2,3$, por lo tanto,

$$z_c=\sum_{k=0}^{3}\sum_{l=0}^{3}w_{kl}\phi_{kl} \tag{3.6}$$

donde $w_{kl}=B_k(s)B_l(t)$, y $s=x_c-1$, $t=y_c-1$. Existen muchos valores de ϕ_{kl} que satisfacen la ecuación (3.6), sin embargo, se elige la opción que minimiza el valor de la expresión (3.7).

$$\sum_{k=0}^{3}\sum_{l=0}^{3}\phi_{kl}^2 \tag{3.7}$$

Esto tiende a disminuir la desviación de f a cero, sobre todo el dominio Ω. Entonces, los puntos de control se expresan como:

$$\phi_{kl} = \frac{w_{kl} z_c}{\sum_{a=0}^{3} \sum_{b=0}^{3} w_{ab}^2} \tag{3.8}$$

Para cada punto en P, la ecuación (3.8) es útil ya que calcula los 16 puntos de control en la vecindad. Cuando varios puntos en P yacen muy cercanos, es posible que estos se aproximen a un punto de control ϕ en común y que estos tengan asignados un valor distinto. A estos datos se les conoce como conjunto de proximidad P_{ij} sobre el punto de control ϕ.

$$P_{ij} = [(x_c, y_c, z_c) \in P \mid i - 2 \leq x_c < i + 2, j - 2 \leq y_c < j + 2]$$

En cada punto del conjunto de proximidad, la ecuación (3.8) calcula un valor diferente de ϕ_{ij}, que se podría expresar como:

$$\phi_c = \frac{w_c z_c}{\sum_{a=0}^{3} \sum_{b=0}^{3} w_{ab}^2} \tag{3.9}$$

donde $w_c = w_{kl} = B_k(s)B_l(t)$, $k = (i+1) - \lfloor x_c \rfloor$, $j = (j+1) - \lfloor y_c \rfloor$, $s = x_c - \lfloor x_c \rfloor$ y $t = y_c - \lfloor y_c \rfloor$. De todos los posibles valores calculados, se elige un ϕ_{ij} que tenga el mínimo error.

$$e(\phi_{ij}) = \sum_c (w_c \phi_{ij} - w_c \phi_c)^2$$

La diferencia $(w_c\phi_{ij} - w_c\phi_c)$ representa el error de aproximación debido a ϕ_{ij}, tomando en cuenta que otros puntos de control en la vecindad del dato en P tienen sus valores calculados. Por lo tanto, si se deriva el error con respecto a ϕ_{ij}:

$$\phi_{ij} = \frac{\sum_c w_c^2 \phi_c}{\sum_c w_c^2} \tag{3.10}$$

Cuando P_{ij} tiene muchos puntos, la ecuación (3.10) garantiza la solución con el mínimo error de aproximación; si solo tiene un punto, entonces se utiliza la ecuación (3.8); y si no hay puntos significa que ϕ_{ij} no tiene influencia sobre $f(x_c, y_c)$, por lo que se le asigna el valor de cero.

La eficiencia de este algoritmo aumenta al incluir un jerarquía de mallas de control, que generan una secuencia de funciones f_k, y al sumarlas se aproximan a la función que mejor representan a los datos. Considere mallas de control, Φ_0, Φ_1, Φ_2, $\ldots$, Φ_k, situadas sobre el dominio Ω. El espacio entre los puntos de control en Φ_0 es dividido por la mitad en la malla siguiente, de tal forma que si Φ_k tiene un tamaño $(m+3) \times (n+3)$, Φ_{k+1} será de $(2m+3) \times (2n+3)$. Por lo tanto, el algoritmo comienza con una malla de puntos de control gruesa Φ_0, que define una aproximación inicial muy simple, dada por la función f_0. Esto produce una desviación para cada punto (x_c, y_c, z_c) en P, de la forma:

$$\Delta^1 z_c = z_c - f_0(x_c, y_c)$$

La siguiente malla Φ_1, se usa para obtener la función f_1 que aproxima a $P_1 = (x_c, y_c, \Delta^1 z_c)$. La suma de $f_0 + f_1$ proporciona una desviación más pequeña para cada punto (x_c, y_c, z_c) en P:

$$\Delta^2 z_c = z_c - f_0(x_c, y_c) - f_1(x_c, y_c)$$

De manera general, para un nivel k en la jerarquía, se calcula f_k a partir de una malla de control para aproximar los datos $P_k = (x_c, y_c, \Delta^k z_c)$, donde:

$$\Delta^k z_c = z_c - \sum_{i=0}^{k-1} f_i(x_c, y_c)$$

Entonces, la malla más gruesa se aplica a los datos originales, de modo que proporciona una forma muy general de la información, mientras que las más finas sirven para aproximar con detalle y remover el error residual. La función final f se expresa como una suma de funciones:

$$f = \sum_{k=0}^{h} f_k \tag{3.11}$$

La función generada es una aproximación que pasa cerca de los puntos del conjunto dispersos P, pero no sobre ellos. Para un nivel en la jerarquía $k > 0$, se obtiene una función f_k que se aproxima y remueve el error residual en cada punto. La función final está hecha para interpolar los datos P, una vez que el error se acerca a cero en algún nivel k. Una condición suficiente que utiliza *Multilevel B-Splines* para realizar una interpolación, es tomando en cuenta las distancias entre los puntos del conjunto de proximidad P_k, lo que permite conocer cuando se comparten puntos de control. Si los puntos se encuentran muy separados, se realiza una interpolación, mientras que, en donde los puntos se encuentran muy cercanos, se produce una aproximación a los datos P.

Para realizar la interpolación de la batimetría/topografía con *Multilevel B-Splines*, se importó el archivo correspondiente al software *SAGA* como una tabla de valores.

File > Table > Load

La tabla se convirtió en una capa de puntos con la herramienta de conversión *Convert Table to Points* (figura 3.40).

Geoprocessing > Shapes > Conversion > Convert Table to Points

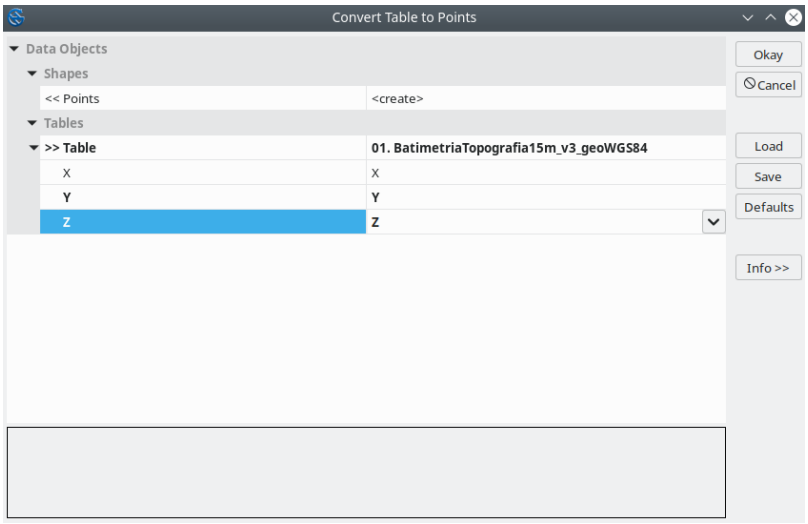


Figura 3.40: Vista de la herramienta *Convert Table to Points* de *SAGA*.

Entonces, se procedió a usar el interpolador *Multilevel B-Splines*.

Geoprocessing > Grid > Gridding > Spline Interpolation > Multilevel B-Splines

Los parámetros que se colocaron para ejecutar está operación fueron: el atributo sobre el que se basa la interpolación, en este caso Z, y el tamaño de celda o la resolución objetivo, que para el conjunto de datos con topografía del *MDE* es 5 $[m]$, mientras que, para el *CEM* es 15 $[m]$ (figura 3.41). Dado que los datos están en un sistema de coordenadas geográficas, el tamaño de celda debe colocarse en grados decimales. Considerando que $1° = 111.1$ $[km]$, al realizar la conversión se obtuvieron los siguientes valores:

$$5\ m \approx 0.000045°$$

$$15\ m \approx 0.000135°$$

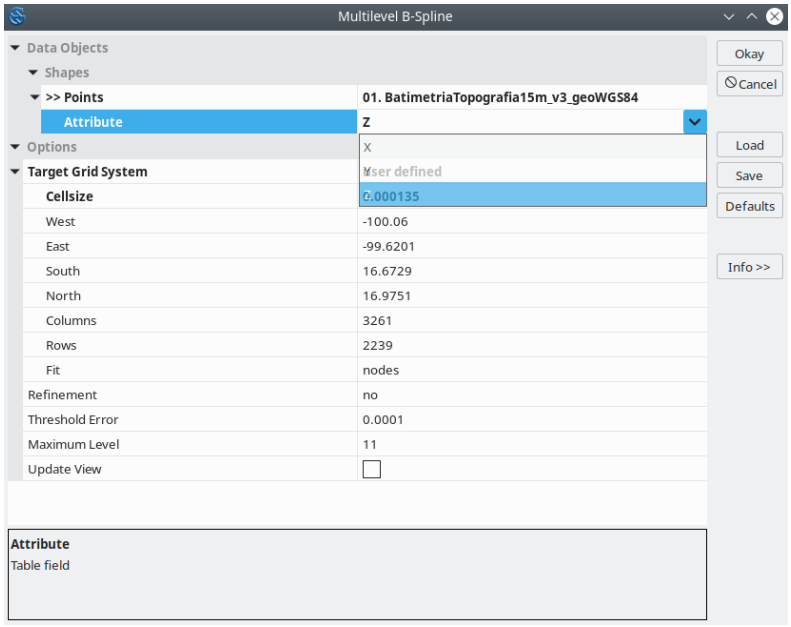


Figura 3.41: Vista de la herramienta de interpolación *Multilevel B-Splines* de *SAGA*.

En la visualización del resultado obtenido, se utilizó la herramienta *Terrain Map View* de *SAGA*, que expresa la malla como un modelo de terreno (figura 3.42), de modo que se verificó la superficie generada y así se evitaron lo más posible valores atípicos o fuera de tendencia, que impiden un suavizamiento adecuado en la batimetría/topografía.

Geoprocessing > Visualization > Grid > Terrain Map View

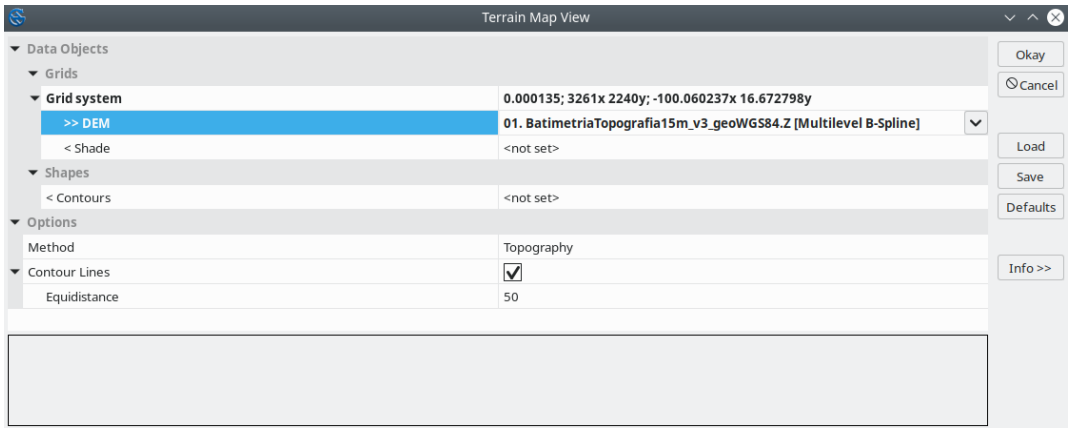


Figura 3.42: Vista de la herramienta *Terrain Map View* de *SAGA*.

El modelo batimétrico/topográfico final se aprecia en la figura 3.43.

El método *Multilevel B-Splines* de *SAGA* guarda la malla resultante en un formato ráster binario *SDAT*. Para cambiar a un formato más común, se exportó el archivo a formato *GeoTIFF*, como se muestra en la figura 3.44.

Geoprocessing > File > Grid > Export > Export GeoTIFF

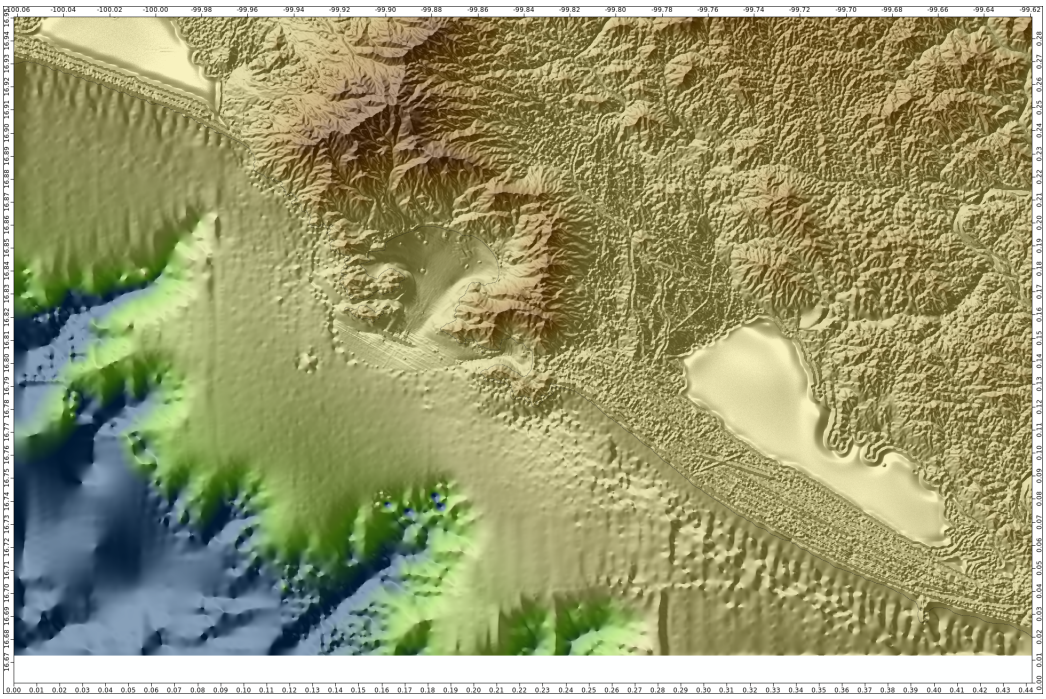


Figura 3.43: Modelo de terreno de la zona de estudio generado por *Multilevel B-Splines*, basado en el conjunto de datos de batimetría/topografía.

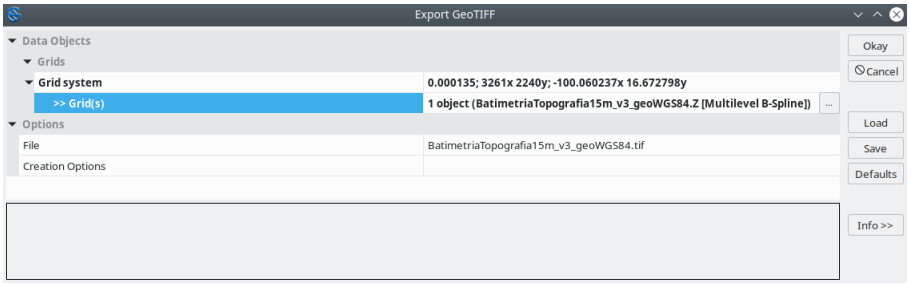


Figura 3.44: Vista de la herramienta *Export GeoTIFF* de *SAGA*.

En particular, *GeoClaw* requiere de mallas regulares de puntos en formato *ASCII*, sin embargo, *SAGA* no cuenta con la opción de exportar de *SDAT* a *ASCII*, ni de *GeoTIFF* a *ASCII*. Entonces, se utilizó la herramienta *Translate* de *QGIS* (figura 3.45).

Raster > Conversion > Translate

3.1.7. Área envolvente a la zona de estudio

Con el fin de evitar posibles efectos no deseados en las fronteras de la zona de estudio, que están presentes en la modelación numérica, y tener un región que cubra de manera suficiente, tanto el largo como el ancho, la ruptura de un sismo importante, se definió un área de batimetría/topografía envolvente a la generada en la región de Acapulco. Esta se obtuvo del sitio web de *GEBCO* (figura 3.46), con los siguiente límites:

- Oeste: $-103°$
- Este: $-97°$
- Norte: $19°$
- Sur: $15°$

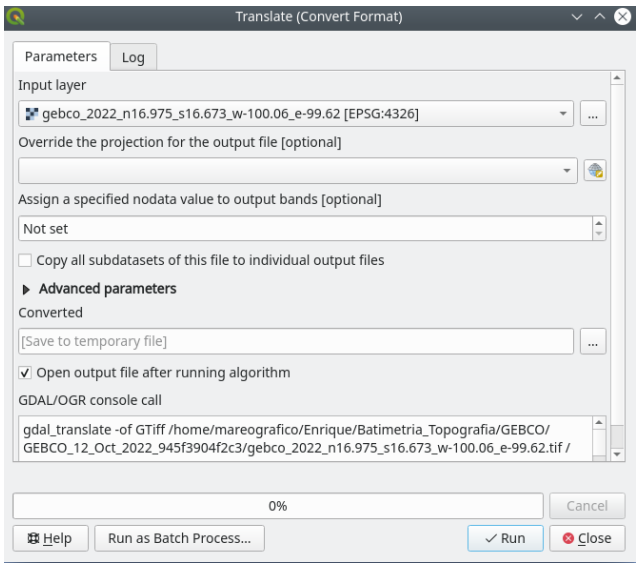


Figura 3.45: Vista de la herramienta *Translate* de *QGIS*.

La resolución que presentan los datos de *GEBCO* son adecuados para modelar la propagación de un tsunami, ya que su longitud de onda en mar abierto es bastante grande (UNESCO/COI 2020).

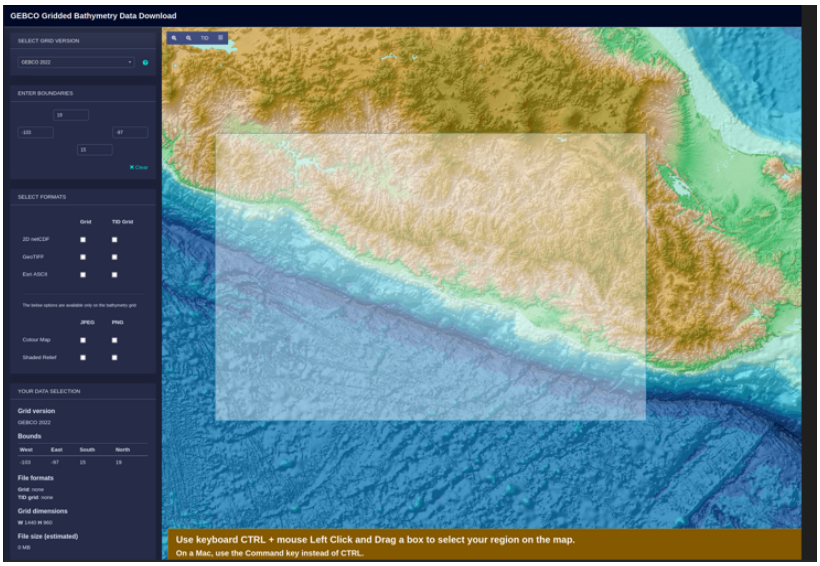


Figura 3.46: Área envolvente a la zona de estudio, extraída del sitio web de *GEBCO*.

3.2. Compilación y ejecución de *GeoClaw*

GeoClaw es un código abierto desarrollado con fines técnicos y de investigación. La instalación de este modelo numérico requiere de compiladores, instaladores y paquetes externos, además solo es compatible con los sistemas operativos *OS X* y *Linux*. En este caso se instaló la versión *5.8.0*, en un sistema *Debian/GNU Linux 11* (ver anexo A.3), que requirió:

- Compiladores
  - *Fortran F90*
  - *Python 2.7* o superior

- Instaladores
  - *pip*
  - *git*

Al instalar *GeoClaw*, se recomienda hacer uso del instalador *pip*, ejecutando el siguiente comando desde la terminal:

pip install –src=$HOME/clawpack_src –user -e
git+https://github.com/clawpack/clawpack.git@v5.8.0#egg=clawpack

También se necesita inicializar variables de ambiente, de modo que éstas apunten al compilador *gfortran* y al directorio de instalación. Lo anterior se configura por medio de la edición del archivo *.bashrc*, escribiendo las siguientes líneas dentro de él:

- export CLAW=$HOME/clawpack_src/clawpack-v5.8.0
- export FC=gfortran
- export PATH=$PATH:$HOME/.local/bin

Es posible realizar pruebas para conocer si la instalación fue exitosa, ejecutando los siguientes comandos en la terminal:

- pip install scipy
- cd $HOME/clawpack_src/clawpack-v5.8.0/pyclaw/examples/euler_2d
- python3 shock_bubble_interaction.py iplot=1

Debido a que el modelo batimétrico/topográfico puede abarcar una extensión muy larga y/o tener una resolución de malla demasiado fina, es importante considerar utilizar herramientas como *OpenMP*, compatible con *GeoClaw*, que realicen procesos de ejecución en paralelo, lo cual se traduce en una mayor velocidad en los cálculos del modelo. Para ello, se inicializan variables de ambiente en el archivo *.bashrc*, de la forma:

- export FFLAGS='-O2 -fopenmp'
- export OMP_NUM_THREADS=8
- export OMP_STACKSIZE=16M
- ulimit -s unlimited

Para elaborar una simulación de tsunami, se copia el directorio con el ejemplo que contiene por defecto, que es la modelación de un tsunami provocado por el sismo de Chile de 2010, dado que en él se encuentran los archivos que controlan la simulación. Como se describió en la sección 2.3, los aspectos importantes a establecer se encuentran definidos en tres programas:

- *maketopo.py*
- *setrun.py*
- *setplot.py*

El primer paso es asociar la batimetría/topografía de la zona de estudio a *GeoClaw*. Esto se realiza copiando los archivos a la carpeta *scratch*, localizada en:

clawpack_src/clawpack/geoclaw/scratch

En *maketopo.py* se deben establecer los parámetros de la fuente sísmica, descritos en la sección 2.3 (ver figura 3.47):

- *strike* [grados °]
- *length* [km]
- *width* [km]
- *depth* [km]
- *slip* [m]
- *rake* [grados °]
- *dip* [km]
- *longitud* [grados decimales °]
- *latitud* [grados decimales °]

Es importante dar nombre al archivo, extensión *.tt3*, que guarda el cálculo de la deformación del suelo oceánico con base en el modelo de Okada 1985, con la variable *dtopo_fname* (ver figura 3.47). Así mismo, se colocan los límites de la gráfica que expresa la ruptura del sismo, en términos del deslizamiento en el planos de falla (*slip*) y la deformación (*seafloor deformation*) en m, con las variables x y y (ver figura 3.47). El script se ejecuta en la terminal como un programa de *Python*:

Python maketopo.py

Al ejecutar, se imprime una estimación de la magnitud del evento en M_w (magnitud de momento sísmico), se guarda el archivo de la deformación en la carpeta *scratch* y se crea la gráfica correspondiente.

```
dtopo_fname = os.path.join(scratch_dir, "dtopo_acapulco2021_v16.tt3")

# Specify subfault parameters for this simple fault model consisting
# of a single subfault:

usgs_subfault = dtopotools.SubFault()
usgs_subfault.strike = 279.
usgs_subfault.length = 30.e3
usgs_subfault.width = 30.e3
usgs_subfault.depth = 15.e3
usgs_subfault.slip = 2.6
usgs_subfault.rake = 73.
usgs_subfault.dip = 20.
usgs_subfault.longitude = -99.953
usgs_subfault.latitude = 16.755
usgs_subfault.coordinate_specification = "top center"

fault = dtopotools.Fault()
fault.subfaults = [usgs_subfault]

print("Mw = ",fault.Mw())

if os.path.exists(dtopo_fname):
    print("*** Not regenerating dtopo file (already exists): %s" \
                % dtopo_fname)
else:
    print("Using Okada model to create dtopo file")

    x = numpy.linspace(-101, -98.5, 100)
    y = numpy.linspace(16, 18, 100)
    times = [1.]
```

Figura 3.47: Parámetros básicos que requieren ser modificados dentro de *maketopo.py*

En *setrun.py* se definen los parámetros que controlan la simulación:

- *Spatial domain*: se definen los límites de la simulación con variables asociadas a referencias geográficas (ver figura 3.48).

clawdata.lower[0] - límite oeste
clawdata.upper[0] - límite este
clawdata.lower[1] - límite sur
clawdata.upper[1] - límite norte

Y se escribe el número de celdas en la malla más gruesa, tanto en longitud como en latitud (ver figura 3.48).

clawdata.num_cells[0] - número de celdas en este - oeste
clawdata.num_cells[1] - número de celdas en norte - sur

Esta se determina de acuerdo con el área de la simulación. Tomando en cuenta que $1° = 60'$, para un tamaño de $5'$, el número de celdas se puede encontrar con las expresiones:

$$(xmax - xmin) \times 12$$
$$(ymax - ymin) \times 12$$

```
# ---------------
# Spatial domain:
# ---------------

# Number of space dimensions:
clawdata.num_dim = num_dim

# Lower and upper edge of computational domain:
clawdata.lower[0] = -103       # west longitude
clawdata.upper[0] = -97        # east longitude

clawdata.lower[1] = 15        # south latitude
clawdata.upper[1] = 19        # north latitude



# Number of grid cells: Coarsest grid
clawdata.num_cells[0] = 72
clawdata.num_cells[1] = 48
```

Figura 3.48: Parámetros en *Spatial Domain* que definen los límites de la simulación, y el tamaño de la malla más gruesa y su número de celdas

- *Output Times*: se establece el estilo y número de salidas con la duración total en segundos, así como el tiempo entre cada una de ellas (ver figura 3.49):

clawdata.output_style - estilo de las salidas
clawdata.num_output_times - número de salidas
clawdata.tfinal - duración de la simulación
clawdata.output_format - formato de las salidas

- *AMR parameters*: se definen niveles de refinamiento y factores de incremento de resolución (ver figura 3.50):

amrdata.amr_levels_max - número de niveles de refinamiento
amrdata.refinement_ratios_x - niveles de refinamiento en la dirección x
amrdata.refinement_ratios_y - niveles de refinamiento en la dirección y
amrdata.refinement_ratios_t - niveles de refinamiento en el tiempo t

A partir del tamaño de celda en la malla más gruesa, la resolución aumenta al dividir su valor entre el factor de refinamiento. Por ejemplo, si se utilizan 4 niveles de refinamiento y los factores mostrados en la tabla (3.1), partiendo de una malla de 9250 $[m]$:

Tamaño de celda $[m]$	Nivel de refinamiento	Factor de refinamiento
9250	1	5
1850	2	5
370	3	5
74	4	5

Tabla 3.1: Ejemplo de la operación que se realiza en el refinamiento adaptativo (AMR) con los niveles y factores.

```
# -------------
# Output times:
#--------------

# Specify at what times the results should be written to fort.q files.
# Note that the time integration stops after the final output time.
# The solution at initial time t0 is always written in addition.

clawdata.output_style = 1

if clawdata.output_style==1:
    # Output nout frames at equally spaced times up to tfinal:
    clawdata.num_output_times = 12
    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 = 'ascii'      # '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
```

Figura 3.49: Parámetros en *Output Times* que describen el estilo, número de salidas y duración de la simulación.

```
# ---------------
# AMR parameters:
# ---------------
amrdata = rundata.amrdata

# maximum size of patches in each direction (matters in parallel):
amrdata.max1d = 60

# 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 = [5,5,5,5] # 14.8 m
amrdata.refinement_ratios_y = [5,5,5,5]
amrdata.refinement_ratios_t = [5,5,5,5]
```

Figura 3.50: Parámetros en *AMR parameters* que definen los niveles y factores de refinamiento

- *Regions*: se añaden los límites de las regiones de interés donde se pretende forzar una cierta resolución, asociando el nivel de refinamiento, y la duración que tendrá en términos del tiempo total de la simulación. Para cada región, se define una variable *rundata.regiondata.regions.append()* (ver figura 3.51). Dentro de los paréntesis, se coloca una lista con:

minlevel - nivel mínimo de refinamiento
maxlevel - nivel máximo de refinamiento
t1,t2 - tiempo inicial y final del refinamiento
x1,x2 - límites Oeste y Este del área de refinamiento
y1,y2 - límites Sur y Norte del área de refinamiento

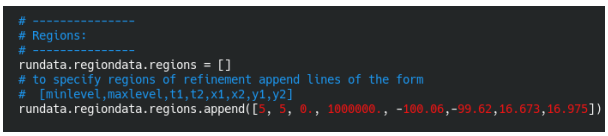


Figura 3.51: Parámetros en *Regions* que definen una región de interés donde se pretende forzar una resolución mayor.

- *Gauges*: se colocan las coordenadas de los puntos de interés donde se requiere conocer la variación del nivel de mar, y la duración que tendrá el registro de estos valores en términos del tiempo total de la simulación. Para cada punto, se define una variable *rundata.gaugedata.gauges.append()* (ver figura 3.52). Dentro de los paréntesis, se escribe una lista con:

gaugeno - número de la estación
x,y - longitud y latitud de la estación
t1,t2 - tiempo inicial y final del registro de valores en el punto

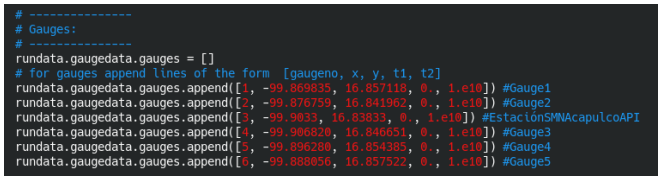


Figura 3.52: Valores en *Gauges* que definen puntos de interés, nivel de refinamiento y duración del registro.

- *Set topo*: se asocian los archivos de batimetría/topografía, localizados en la carpeta *scratch*, y se nombra el formato de los mismos (ver figura 3.53). Para cada archivo, se debe colocar el par de líneas:

topo_path - ubicación y nombre del archivo
topo_data.topofiles.append() - se asocia el *topotype* del archivo y localización



Figura 3.53: Variables en *Set topo* que asocian los archivos de batimetría/topografía, y el formato de los mismos.

- *Set dtopo*: se asocia el archivo con la deformación del suelo oceánico, creado al ejecutar el programa *maketopo.py*, ubicado en la carpeta *scratch*:

dtopo_path - ubicación y nombre del archivo
dtopo_data.dtopofiles.append() - se asocia el *dtopotype* del archivo y localización

```
# == setdtopo.data values ==
dtopo_data = rundata.dtopo_data
# for moving topography, append lines of the form :   (<= 1 allowed for now!)
#   [topotype, fname]
dtopo_path = os.path.join(scratch_dir, 'dtopo_acapulco2021_v16.tt3')
dtopo_data.dtopofiles.append([3,dtopo_path])
dtopo_data.dt_max_dtopo = 0.2
```

Figura 3.54: Variables en *Set dtopo* que se asocian al archivo de deformación del suelo oceánico y el formato del mismo.

Una vez se establece lo anterior, el modelo se ejecuta con tres comandos:

1. make clean
2. make .data
3. make .output

Al finalizar la ejecución, se utiliza el comando *make .plots* para graficar las salidas.

3.3. Compilación y ejecución de *JAGURS*

JAGURS es un software de código abierto, desarrollado con fines de investigación y se puede descargar desde su repositorio de *Github*.

- https://github.com/jagurs-admin/jagurs

En este caso, se descargó la versión *V0516* en un sistema operativo *Debian/GNU Linux 11* (ver anexo A.3), la cual se compone de cuatro carpetas con la documentación, y el código para su compilación y ejecución. Se encuentra escrito en *Fortran 90*, y se compone de varios módulos que utiliza durante su ejecución. Además está basado en otros paquetes externos como *NetCDF*, *PROJ4* y *FFTW3*. Estas dependencias se resolvieron mediante una instalación local de cada uno de ellos, y otras librerías necesarias, ligadas a los mismos paquetes.

1. Compilación e instalación de *zlib* versión *1.2.10*
   - *a*) Descarga: http://www.zlib.net/fossils/
   - *b*) Descomprimir archivo fuente
   - *c*) Crear directorio de instalación: *mkdir zlib*
   - *d*) Ir al archivo fuente desde la terminal
   - *e*) Ejecutar: ./configure - -prefix=/home/local/zlib
   - *f*) make install
2. Compilación e instalación de *Szip* versión *2.1.1*
   - *a*) Descarga: https:/support.hdfgroup.org/ftp/lib-external/szip/2.1.1/src/szip-2.1.1.tar.gz
   - *b*) Descomprimir archivo fuente
   - *c*) Crear directorio de instalación: *mkdir szip*
   - *d*) Ir al archivo fuente desde la terminal
   - *e*) Ejecutar: ./configure - -prefix=/home/local/szip –disable-encoding
   - *f*) make
   - *g*) make install

3. Compilación e instalación de *HDF5* versión *1.10.8*
    a) Descarga: https://www.hdfgroup.org/downloads/hdf5/
    b) Descomprimir archivo fuente
    c) Crear directorio de instalación: *mkdir hdf5*
    d) Ir al archivo fuente desde la terminal
    e) Ejecutar: ./configure - -with-zlib=/home/local/zlib - -with-szip=/home/local/szip - -prefix=/home/local/hdf5 - -enable-hl - -enable-fortran - -enable-cxx
    f) make check
    g) make install
4. Compilación e instalación de *cURL* versión *7.88.1*
    a) Descarga: https://curl.se/download.html
    b) Descomprimir archivo fuente
    c) Ir al archivo fuente desde la terminal
    d) Ejecutar: ./configure - -without-openssl
    e) make
    f) make test (opcional)
    g) make install
5. Compilación e instalación de *NetCDF-c* versión *4.9.2*
    a) Descarga: https://downloads.unidata.ucar.edu/netcdf/
    b) Descomprimir archivo fuente
    c) Crear directorio de instalación: *mkdir netCDF*
    d) Ir al archivo fuente desde la terminal
    e) Ejecutar: CPPFLAGS='-I/home/local/hdf5/include -I/home/local/zlib/include -I/home/local/curl/include' LDFLAGS='-L/home/local/hdf5/lib -L/home/local/zlib/lib -L/home/local/curl/lib'
    ./configure - -prefix=/home/local/netCDF - -disable-libxml2 - -enable-shared
    f) make check
    g) make install
6. Compilación e instalación de *NetCDF fortran* versión *4.5.4*
    a) Descarga: https://downloads.unidata.ucar.edu/netcdf/
    b) Descomprimir archivo fuente
    c) Ir al archivo fuente desde la terminal
    d) Escribir en el archivo *.bashrc*:
    export LD_LIBRARY_PATH=$LD_LIBRARY_PATH:/home/local/netCDF/lib
    e) Ejecutar: CPPFLAGS='-I/home/local/hdf5/include -I/home/local/zlib/include -I/home/local/netCDF/include' LDFLAGS='-L/home/local/hdf5/lib -L/home/local/zlib/lib -L/home/local/netCDF/lib'
    ./configure - -prefix=/home/local/netCDF - -enable-shared

f) make

g) make check

h) make install

7. Compilación e instalación de *NetCDF c++* versión *4.2*

   a) Descarga: https://downloads.unidata.ucar.edu/netcdf/

   b) Descomprimir archivo fuente

   c) Ir al archivo fuente desde la terminal

   d) Ejecutar: CPPFLAGS='-I/home/local/hdf5/include -I/home/local/zlib/include -I/home/local/netCDF/include' LDFLAGS='-L/home/local/hdf5/lib -L/home/local/zlib/lib -L/home/local/netCDF/lib' ./configure - -prefix=/home/local/netCDF - -enable-shared

   e) make

   f) make check

   g) make install

8. Compilación e instalación de *FFTW3* versión *3.3.10*

   a) Descarga: http://www.fftw.org/

   b) Descomprimir archivo fuente

   c) Crear directorio de instalación: *mkdir fftw3*

   d) Ir al archivo fuente desde la terminal

   e) Ejecutar: ./configure - -prefix=/home/local/fftw3

   f) make

   g) make install

9. Compilación e instalación de *PROJ.4* versión *4.9.1*

   a) Descarga: https://trac.osgeo.org/proj/laversionproj-4.9.1

   b) Descomprimir archivo fuente

   c) Crear directorio de instalación: *mkdir proj4*

   d) Ir al archivo fuente desde la terminal

   e) Ejecutar: ./configure - -prefix=/home/local/proj4

   f) make

   g) make check

   h) make install

10. Definición de variables para compilación de *JAGURS* con *Makefile.gfortran*, ubicado en la carpeta *SRC*:

    a) Colocar el comando del compilador: FC=gfortran

    b) Colocar el *path* del directorio de instalación de *PROJ.4*: PRJ4_DIR=/home/local/proj4

    c) Colocar el *path* del directorio include de la librería *FFTW3*: FFTW3_INCLUDE_DIR=/home/local/fftw3/include

d) Definir una variable con el *path* del directorio de instalación de *FFTW3*:
FFTW3_INSTALL_DIR=/home/local/fftw3

e) En FFTW3_LIB colocar la ruta de la librería *FFTW3*:
-L$FFTW3_INSTALL_DIR/lib -lfftw3

f) En NETCDF colocar el *path* del directorio de instalación de *NetCDF*:
NETCDF=/home/local/netCDF

g) Definir dos variables con las rutas de los directorios de instalación para *HDF5* y *Szip*:
HDF5=/home/local/hdf5
SZIP=/home/local/szip

h) En LIBS definir las rutas de las librerías *HDF5* y *Szip*:
LIBS=-L$(NETCDF)/lib -lnetcdff -lnetcdf -L$(HDF5)/lib
-lhdf5_hl -lhdf5 -L$(SZIP)/lib -lsz -L$(PROJ4_DIR)/lib
-lproj $(FFTW3_LIB) -lm

Para elaborar una simulación en *JAGURS* es indispensable compilar el programa para predisponerlo con algunas opciones generales como la precisión en los cálculos, ejecución del modelo en paralelo, formato de las salidas, tipo de coordenadas utilizadas, entre otras opciones más avanzadas. La compilación con *Makefile.gfortran* se realiza desde la terminal, dentro de la carpeta *SRC*:

make -f Makefile.gfortran

Antes de ejecutar, se establecen los archivos que contienen las formas del relieve continental y submarino, en una convención contraria a *GeoClaw*, donde la batimetría se representa con valores positivos, mientras que la topografía con negativos, y cambiar a un formato de malla *GMT grid NetCDF format (32-bit float)*.

Por medio del conjunto de datos batimétrico/topográfico creado para la zona de estudio, se modificó el signo de los valores mediante la herramienta *Refactor Fields* de *QGIS*, colocando una expresión para Z en el apartado *Source expression*, de la forma:

$$Z * (-1)$$

Por lo tanto, la batimetría paso de negativo a positivo, y la topografía, viceversa. A este conjunto de datos modificado se le aplicó la interpolación con *Multilevel B-Splines*, colocando los mismos parámetros de antes.

Cómo se mencionó en la sección 2.4, la batimetría y topografía de la zona de estudio se puede dividir en varias mallas de resoluciones distintas, asegurando que exista una diferencia $3:1$ entre cada una, además de que $nx-1$ y $ny-1$ sean divisibles entre 3. Para este caso, la malla más fina que se obtuvo fue de 5 $[m]$ de resolución. A partir de este valor, se añadieron otras mallas de mayor grosor de 15 $[m]$ y 45 $[m]$.

Dadas las condiciones, al establecer los archivos de batimetría/topografía se elaboró un procedimiento diferente en comparación con *GeoClaw*. Se usó una herramienta de *SAGA* llamada *Mosaicking* (figura 3.55) que permitió fusionar la malla generada para la zona de estudio y el área envolvente que se obtuvo del sitio web de *GEBCO*, que son de resoluciones y tamaños distintos, para realizar una interpolación a una resolución de 15 $[m]$.

Geoprocessing > Grid > Grid System > Mosaicking

Se eligieron las opciones que se muestran en la figura 3.55. Se utilizó el interpolador *B-Splines*, se colocó el tamaño de celda correspondiente en las unidades correctas (grados decimales) y en la zona donde se traslapan se tomó en cuenta la malla más fina. El resultado se aprecia en la figura 3.56.

A partir de la malla resultante de 15 $[m]$, se calculó otra de mayor grosor, con tamaño de celda de 45 $[m]$, esta vez con ayuda de la herramienta *Multilevel B-Splines from Grids Points*, que aplica *Multilevel B-Splines* a una malla (figura 3.57).

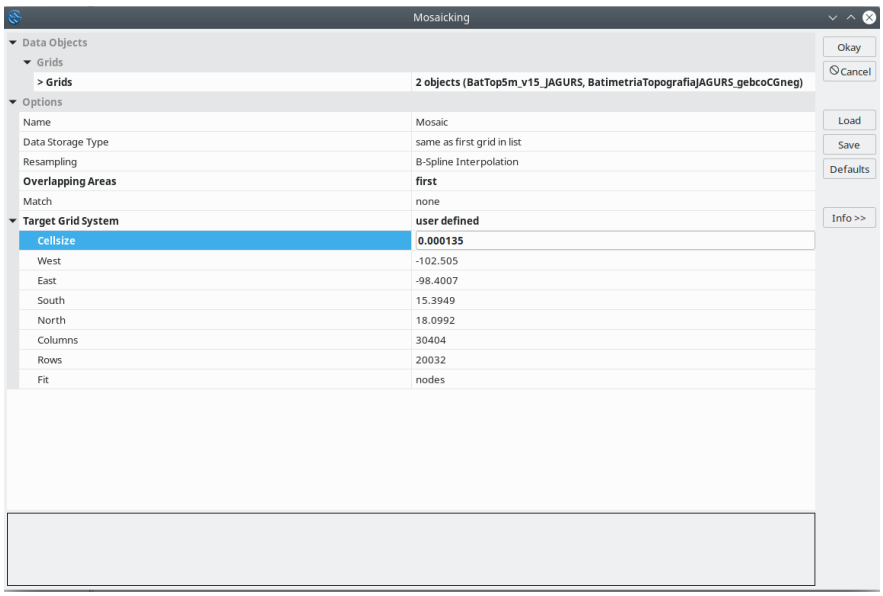


Figura 3.55: Herramienta *Mosaicking* de *SAGA*.

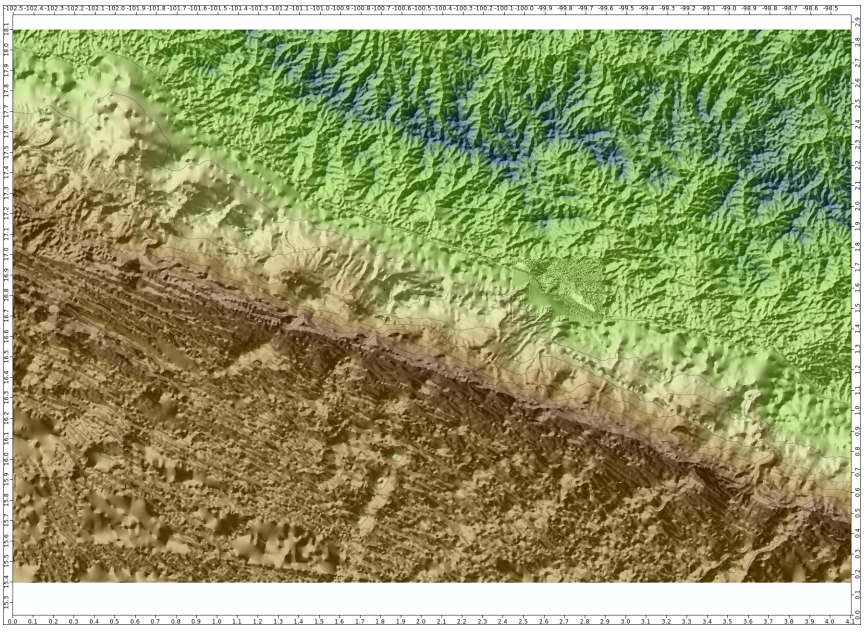


Figura 3.56: Modelo de terreno de las mallas fusionadas a 15 $[m]$.

Geoprocessing > Grid > Gridding > Spline Interpolation > Multilevel B-Spline from Grids Points

La malla inicial de 15 $[m]$ se recortó con la herramienta *Clip raster by Extent* de *QGIS* (ver figura 3.58), de acuerdo con los límites:

- Oeste: $-100.55°$
- Este: $-99.1°$
- Norte: $17.23°$
- Sur: $16.3°$

Esta se utilizó para fusionarla con la malla generada de la zona de estudio con *Mosaicking* de *SAGA*, pero esta vez a 5 $[m]$ de resolución. El resultado se delimitó, de nueva cuenta con *Clip raster by Extent*, con base en los límites establecidos para la zona de estudio (figura 3.59).

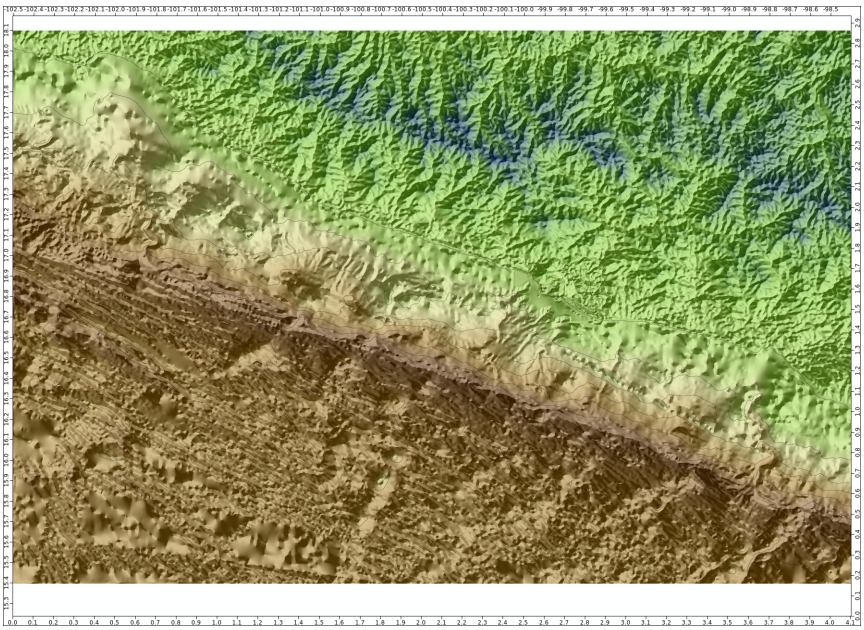


Figura 3.57: Modelo de terreno de las malla fusionadas de 15 $[m]$, interpolada a un tamaño de celda de 45 $[m]$.

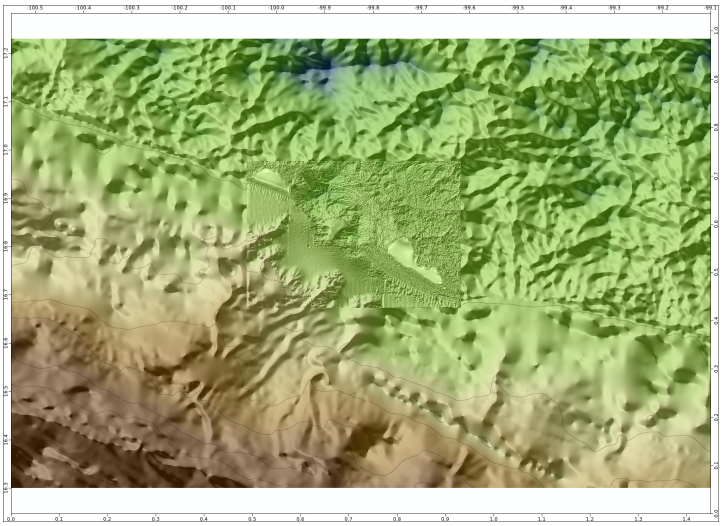


Figura 3.58: Modelo de terreno de la malla inicial de 15 $[m]$ recortada.

Para cambiar el formato de las mallas, se usó *GMT* (The Generic Mapping Tools), que es una colección de software de código abierto, útil en la creación de mapas y gráficos, así como en el procesamiento de datos geográficos. La conversión de *GeoTIFF* a *GMT grid NetCDF format (32-bit float)*, se realizó con la herramienta *grdconvert*. Desde el directorio donde se ubica el archivo, en la terminal se ejecuta la siguiente línea:

```
gmt grdconvert BatimetriaTopografia_JAGURS.tif -Gbathya.SD0N.grd=cf
```

- **-G**: se coloca el nombre del archivo transformado y con la igualdad se indica el *ID* del formato que se requiere. En este caso cf = *GMT grid NetCDF format (32-bit float)*.

En la sección 2.4, se mencionó que *JAGURS* organiza la batimetría/topografía en subdominios y con un identificador *ID*. Al nombrar el archivo transformado, tal como se muestra en la ejecución de *grdconvert*, es necesario colocar el *ID* del subdominio, escribiendo entre el nombre y la extensión *SD0N*, donde *N* es el número de subdomino.

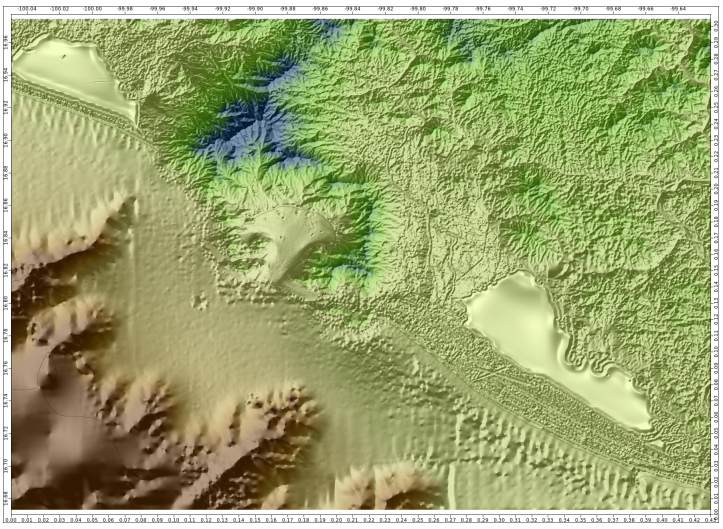


Figura 3.59: Modelo de terreno de la malla de 5 m delimitada con los límites de la zona de estudio.

Una vez se tiene la batimetría/topografía, lo que sigue es modificar y/o crear archivos que indiquen los parámetros de la simulación, con base en los objetivos y la zona de estudio. Tal como se señaló en la sección 2.4, la configuración de estas variables se realiza por medio de tres archivos, localizados en la carpeta *INPUT* del archivo fuente:

- *gridfile.dat*
- *tgs.txt*
- *tsun.par*

La estructura que debe seguir el archivo *gridfile.dat* se observa en la figura 3.60. La primera columna indica el *ID* del archivo; la segunda, la relación parental que tiene; la tercera, establece si en los cálculos se utilizan las ecuaciones de aguas someras lineales, escribiendo 1, o no lineales, con 0; la cuarta y quinta columna representan los nombres de los archivos de batimetría/topografía y deformación del suelo oceanico, respectivamente; la última columna es opcional, e indica a los archivos donde se distingue la parte continental de la oceánica. Es importante no dejar filas en blanco, ya que se produce un error en la lectura del archivo.

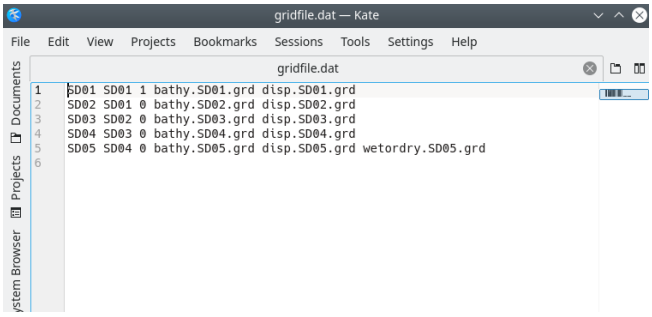


Figura 3.60: Estructura del archivo *gridfile.dat*.

Cuando no se tiene la información que explique la deformación del suelo oceánico, es posible indicarle a *JAGURS* que la calcule aplicando el modelo de Okada 1985, de acuerdo con el hipocentro y la geometría del plano de falla, los cuales son descritos dentro de un archivo de texto, *fault.txt*, que sigue la estructura mostrada en la figura 3.61. Si es el caso, en *gridfile.dat* se debe mencionar que no existe un archivo con la modelación de la ruptura, colocando en la quinta columna NO_DISPLACEMENT_FILE_GIVEN (figura 3.62).

En *tgs.txt* se colocan las coordenadas y el número de puntos de medición de nivel del mar, en una estructura como la que se aprecia en la figura 3.63. La primera fila sólo contiene el número de puntos de medición; la siguientes filas, dejando la primera columna vacía y un espacio, tiene la latitud, longitud y número del punto de medición, escritos en el orden en que se mencionan, separados por un espacio. En la última columna, se pueden añadir etiquetas con los nombres de cada uno, usando el símbolo "#" que indica un comentario.

En *tsun.par* se mencionan las características que incluye la simulación, en variables determinadas que quedan a definir por el usuario en función de los objetivos de la simulación. El archivo debe comenzar con la indicación "&params" en la primera línea y en las siguientes se nombran las variables a utilizar (figura 3.64). Al final de las variables se tiene que colocar el símbolo "/".

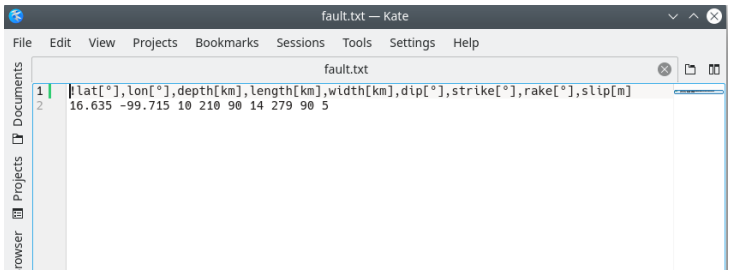


Figura 3.61: Estructura del archivo que debe crearse cuando se requiere que *JAGURS* calcule la deformación del suelo oceánico, con los parámetros correspondientes.

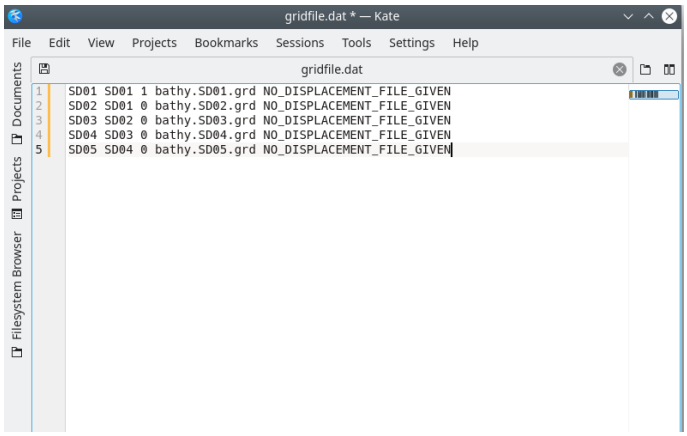


Figura 3.62: Estructura que debe tener el archivo *gridfile.dat* cuando *JAGURS* calcula la deformación del suelo oceánico.

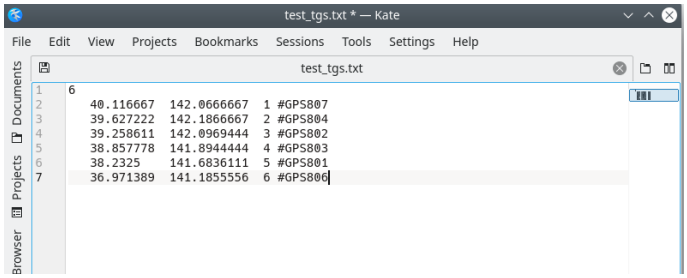


Figura 3.63: Estructura del archivo *tgs.txt*.

Las opciones necesarias y trascendentes en ejecución del modelo son:

- Asociar los archivos *gridfile.dat* y *tgs.txt* con las variables *gridfile* y *tgstafn*, respectivamente.

- Dar nombre a las salidas con *maxgrdfn* y *vmaxgrdfn*, en cuanto a alturas del tsunami y velocidad de onda se refiere.
- Definir el intervalo temporal entre cada cálculo que realice el modelo con la variable *dt*.
- Establecer la duración de la simulación en segundos y el intervalo de tiempo entre cada salida, definido en términos de número de pasos, con *tend* e *itmap*, respectivamente.
- Colocar el parámetro *rise time*, τ, en segundos, con la variable *tau*. Este se define como el tiempo que le toma a las partículas desplazarse de un punto a otro, en el proceso de ruptura de un sismo.
- Definir el coeficiente de fricción de la parte continental, con *cfl*, y oceánica, con *cf*.
- Considerar la fuerza de coriolis en los cálculos de la simulación con la variable *coriolis*.
- Tomar en cuenta o no la deformación del suelo oceanico con *def_bathy*.

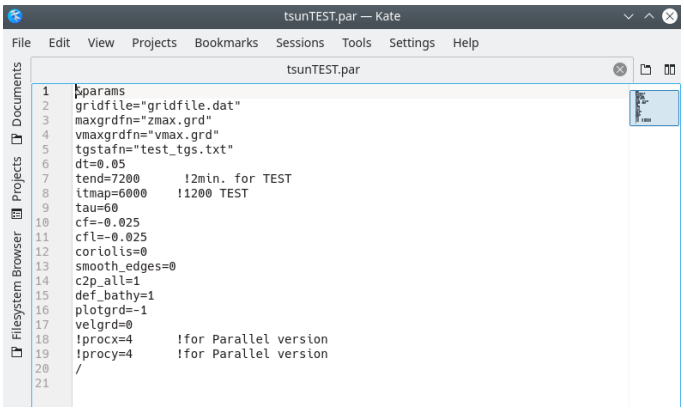


Figura 3.64: Estructura del archivo *tsun.par*.

Algo muy importante a definir es la variable *dt*, dado que colocar un valor adecuado es fundamental para la convergencia de la simulación y el tiempo de ejecución. La forma de obtener este parámetro se detalla en la sección 2.4. El calculo necesita la profundidad máxima $h[m]$ presente en cada subdominio y para conseguir el valor se usa la herramienta *grdinfo* de *GMT*, ejecutando la siguiente línea:

gmt grdinfo ArchivoBatimetriaTopografia.grd

Conociendo la profundidad máxima $h[m]$ en los subdominios y el tamaño de celda de las mallas Δx, se determina la cota máxima que debe tener el *dt*. En la tabla 3.2 se indica los valores obtenidos, de tal manera que un intervalo temporal $dt = 0.25$ $[s]$ puede ser adecuado para realizar las simulaciones.

Dentro de *tsun.par* es donde se indica que se calcule la deformación del suelo oceánico, asociando su archivo correspondiente, entre otras opciones más avanzadas como añadir dispersión en los cálculos del modelo, definir condiciones en las fronteras del dominio de simulación, considerar efectos de movimiento horizontal en la modelación de la ruptura, y/o efectos de carga elástica y compresibilidad del agua en la propagación del tsunami, aplicar filtros, obtener los tiempos de arribo, etc. Para conocer más detalles, consultar *JAGURS Users Guide* 2018.

Los elementos predefinidos en cada archivo forman parte de la prueba que trae el modelo por defecto, que realiza una simulación de tsunami para la región de Tohoku en Japón, de dos minutos de duración. Los demás archivos dentro de la carpeta *INPUT*, corresponden a la batimetría/topografía y al modelo de ruptura del ejemplo.

ID (identificador)	Δx $[m]$	h $[m]$	dt $[s]$
SD01	45	5617.4228	0.1356176
SD02	15	5627.2934	0.0451431
SD03	5	1418.3077	**0.0299886**

Tabla 3.2: Obtención de los intervalos temporales dt para cada subdominio generado. Por debajo del valor marcado en negritas, existe estabilidad en la simulación.

Una vez establecido lo anterior, los archivos *gridfile.dat*, *fault.txt*, *tgs.txt*, *tsun.par* y los datos de batimetría/topografía en el formato adecuado, deben estar contenidos en la carpeta *SRC*, donde antes se compiló el modelo. Desde la terminal, se ejecuta con la línea:

./jagurs par=tsun.par

3.4. Visualización de resultados

Los resultados principales que proporciona cada modelo se componen de gráficas con la propagación de las ondas de tsunami en el dominio de simulación, dónde se también se muestran las variaciones en amplitud, y gráficas que muestran la variación del nivel del mar en puntos de interés, durante el tiempo establecido para la simulación. El procedimiento para construir las salidas tanto en *GeoClaw*, como en *JAGURS*, presenta diferencias notables.

3.4.1. *GeoClaw*

Cuando finaliza la ejecución de la simulación en *GeoClaw*, el usuario debe indicarle al modelo que genere el número de salidas que se establecieron en *setrun.py*, mediante el comando *make .plots*. Para crear las gráficas, el modelo emplea rutinas de *Clawpack* que se incluyen en uno de sus módulos llamado *visclaw* y librerías de *Python*. Se elaboran con base en las variables definidas en el programa *setplot.py*, que se configuran en dos apartados importantes del código, dónde se le da formato a las gráficas de propagación y puntos de medición de nivel del mar.

En cuanto a las gráficas de propagación, modificar algunas variables pueden darle una mejor presentación a los resultados, ya que las opciones por defecto no siempre se ajustan al caso de estudio. Para este propósito, las variables a revisar son:

- En *Figure for surface* (ver figura 3.65):
  - *pylab.title("Titulo", fontsize)*: título de las figuras y tamaño de letra.
  - *pylab.xticks(np.arange(xim, xmax, separación), fontsize, rotation)*: valor mínimo y máximo en x (longitud), separación entre valores en el eje, tamaño y rotación de los números.
  - *pylab.yticks(np.arange(ymin, ymax, separación), fontsize, rotation)*: valor mínimo y máximo en y (latitud), separación entre valores en el eje, tamaño y rotación de los números.

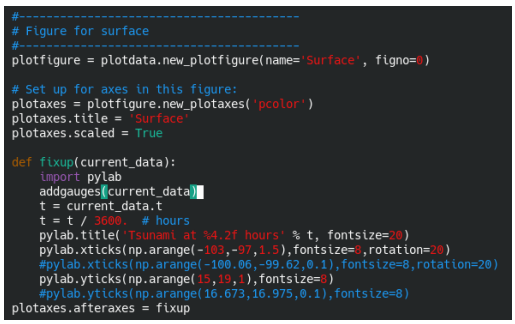


Figura 3.65: Variables en *Figure for surface* que pueden mejorar la visualización de las gráficas de propagación.

- En *Water* (ver figura 3.66):
  - *plotitem.pcolor_cmin*: valor mínimo de variación de nivel del mar mostrado en el gráfico.
  - *plotitem.pcolor_cmax*: valor máximo de variación de nivel del mar mostrado en el gráfico.
  - *plotitem.add_colorbar*: mostrar (*True*) o no (*False*) la escala de valores de variación de nivel del mar.
  - *plotitem.amr_celledges_show*: mostrar o no las mallas del refinamiento adaptativo (*AMR*).
  - *plotitem.patchedges_show*: mostrar (1) o no (0) la cuadrícula de parches.
- En *Land* (ver figura 3.66):
  - *plotitem.amr_celledges_show*: mostrar o no las mallas del refinamiento adaptativo (*AMR*).
  - *plotitem.patchedges_show*: mostrar (1) o no (0) la cuadrícula de parches.
  - *plotaxes.xlimits*: límites de las gráficas en el eje x (longitud), en la forma $[xmin, xmax]$.
  - *plotaxes.ylimits*: límites de las gráficas en el eje y (latitud), en la forma $[ymin, ymax]$.



Figura 3.66: Variables en *Water* y *Land* que pueden mejorar la visualización de las gráficas de propagación.

3.4.2. *JAGURS*

Las salidas se van generando durante el proceso de ejecución en mallas regulares, para cada subdominio y en su resolución correspondiente, nombrando a los archivos de acuerdo con con el identificador *ID*. El número de salidas, se establece con la variable *itmap*, descrita anteriormente, definida en el archivo *tsun.par*, que tiene el tiempo entre cada salida traducido a cantidad de pasos

en la ejecución y en función de la duración de la simulación, definida con la variable *tend*. La opción por defecto del formato de los archivos de salida *.grd*, es el mismo que solicita el modelo para los datos de batimetría/topografía, *GMT grid NetCDF format (32-bit float)*, sin embargo, también es posible guardar los datos en un mismo archivo formato *NetCDF*.

Una manera de graficar las mallas, es por medio de las herramientas que ofrece *GMT* para la creación de mapas, haciendo uso del modo moderno de este software, en el cual las instrucciones se colocan en un *shell-script*, archivo de extensión *.sh*. El programa que se elaboró se muestra en la figura 3.67 y se ejecutó en *Linux* haciendo uso del intérprete *Bash*, de la siguiente forma:

bash script.sh

donde:

- *gmt begin*: el comando sirve para ordenar que inicie una sesión en el modo moderno de *GMT*, seguido del nombre de la salida y el formato.
- *gmt set*: se le da un valor específico a algunos parámetros para la construcción de la figura.
- *gmt grd2cpt*: lee los valores *Z* de un archivo grid y los clasifica para crear una escala de colores.
  - **-C**: nombre de la escala de colores utilizada.
  - **-Z**: hace que la escala de colores sea de valores continuos.

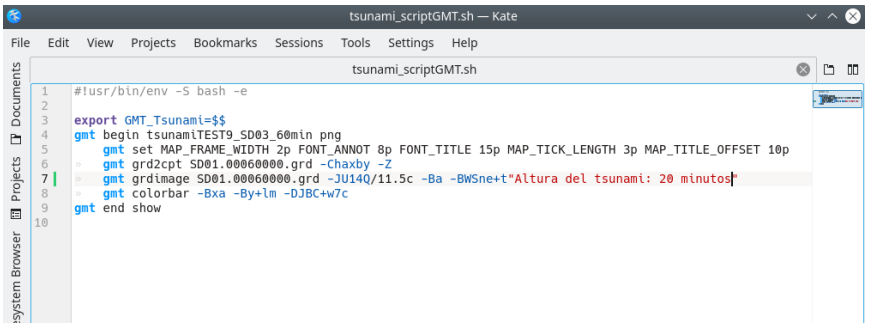


Figura 3.67: *Shell-script* creado para graficar los resultados de *JAGURS* con *GMT*.

- *gmt grdimage*: produce una visualización de un archivo grid con base en los valores *Z* que presenta.
  - **-J**: se establece una proyección **UTM** para la figura.
  - **-B**a **-B**WSne+t"título": se colocan los ejes de la figura y el título.
- *gmt colorbar*: se crea una barra de colores.
  - **-B**xa **-B**y+lm: se añade a la barra las unidades de los valores que representa.
  - **-D**JBC+w7c: se establecen elementos del tamaño de la barra.
- *gmt end show*: se cierra la sesión actual y se pide que muestre la salida creada.

El resultado que produce se aprecian en la figura 3.68.

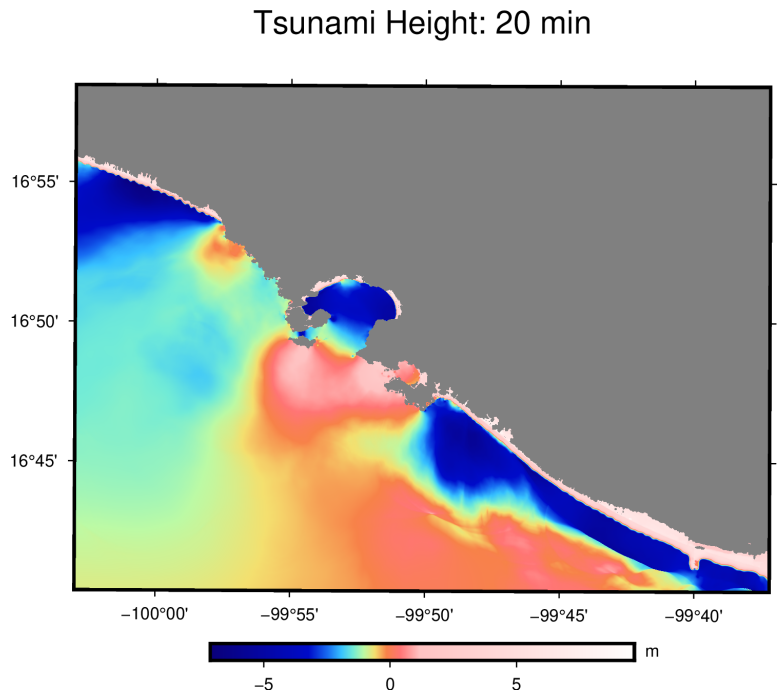


Figura 3.68: Visualización de los resultados de *JAGURS* que produce el modo moderno de *GMT*.

Para realizar una visualización más completa de la propagación e inundación del tsunami, los resultados se exportaron a *Google Earth*, convirtiendo las mallas *.grd* a formato *KML* con la herramienta *grd2kml* de *GMT*:

gmt grd2kml archivo.grd -NnombreKML -Carchivo.cpt

- **-N**: se establece el nombre del archivo *KML*.
- **-C**: asocia un archivo formato *cpt* que representa una escala y su paleta de colores, de acuerdo con los valores de altura del tsunami.

Cuando se requiere observar la inundación que se produce, es recomendable graficar las mallas con la resolución más fina. En este caso, las mallas con el menor tamaño de celda se identifican con *SD03*, que fue como se nombró al subdominio de batimetría/topografía de 5 *m* de resolución.

Las alturas mínima y máxima de las salidas se pueden obtener por medio del comando *grdinfo*, por lo tanto, antes de convertir a *KML* es posible crear una escala de colores con la herramienta *makecpt* y guardarla en un archivo formato *cpt*, para representar de mejor manera los valores de altura de tsunami.

gmt makecpt -Cpaletacolores -Tzmin/zmax/incremento > archivo.cpt

- **-C**: se nombra la paleta de colores a utilizar, del catálogo de *GMT*.
- **-T**: se definen los valores mínimo y máximo de la escala, además del intervalo entre cada color asociado.

Al realizar la conversión a *KML*, el archivo generado se exporta a *Google Earth* y se visualiza como en la figura 3.69.

Para analizar con más detalle la evolución de la inundación, es conveniente elaborar imágenes de cada tiempo de salida, colocando un título y una escala de colores que explique las alturas del tsunami, mediante *Google Earth*, con la opción *Save Image*. La escala de colores se puede importar utilizando la opción *Add Image Overlay*. La imagen con la escala de colores, se elaboró por medio de otro script en *GMT* y se importó a Google Earth (ver figura 3.70).

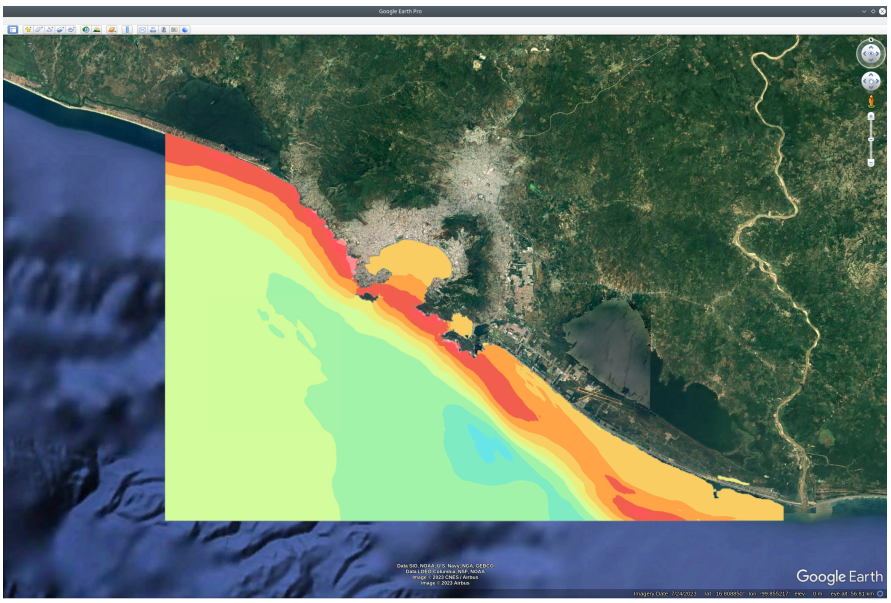


Figura 3.69: Visualización de los resultados de *JAGURS* en *Google Earth*.

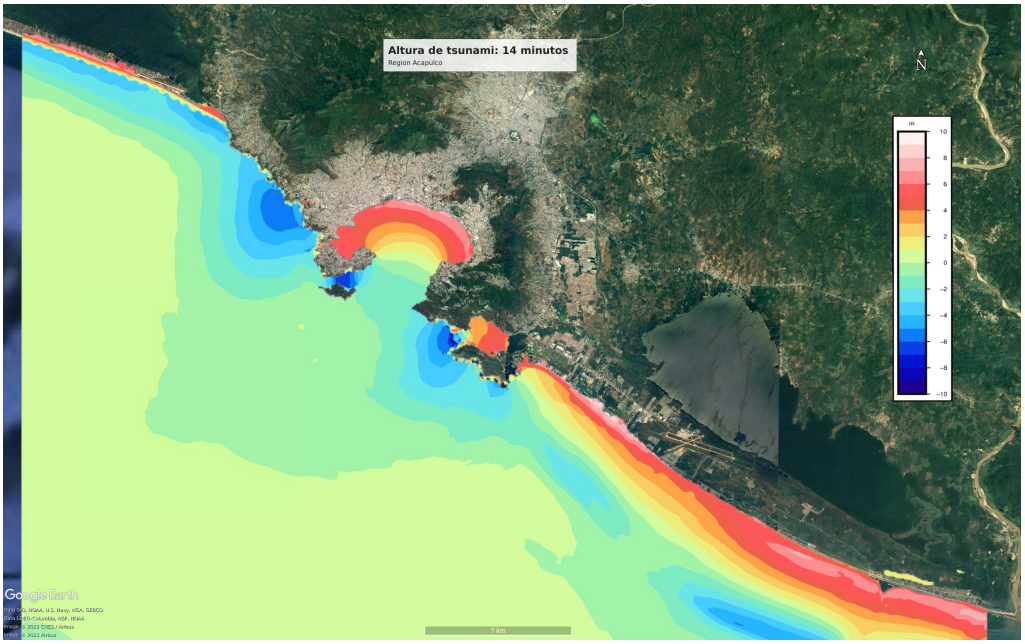


Figura 3.70: Ejemplo de elaboración de imagen con título y una escala de colores en *Google Earth*. Esto permite observar mejor la distribución de las alturas de tsunami y su evolución.

Mediante la información que contienen las salidas, también es posible determinar las áreas y límites de inundación producidas por el tsunami. Esto se realiza recortando las mallas con la herramienta *grdclip* de *GMT*, que reemplaza un intervalo de valores por otros distintos, e incluso se permite colocar un *NaN*, lo cual implica recortar información. Por ejemplo:

gmt grdclip ArchivoSalida.grd -Grecorte.grd=cf -Sa5/NaN

- **-G**: se le da nombre al archivo de salida.
- **-Sa**: los valores mayores a 5, se reemplazan por un *NaN*.

Al identificar la inundación máxima, a lo largo de la duración total de la simulación, la malla se recorta con la herramienta *grdclip*, reemplazando los valores adecuados por un *NaN*, e importando el resultado a *Google Earth* con *grd2kml* (ver figura 3.71).



Figura 3.71: Visualización en *Google Earth* de una malla recortada con *grdclip* y transformada a *KML* con *grd2kml*.

En *Google Earth* se pueden crear polígonos con la opción *Add Polygon*. Con base en el recorte, se dibuja el área de inundación y se modifica el estilo para mejorar la vista (ver figura 3.72).



Figura 3.72: Área de inundación dibujada con *Add Polygon* de *Google Earth*.

Mediante esta geometría, es posible estimar el límite de la inundación por medio de la herramienta *Ruler* de *Google Earth*, de tal manera que se mide de la costa, a la cota de mayor avance tierra adentro (ver figura 3.73).

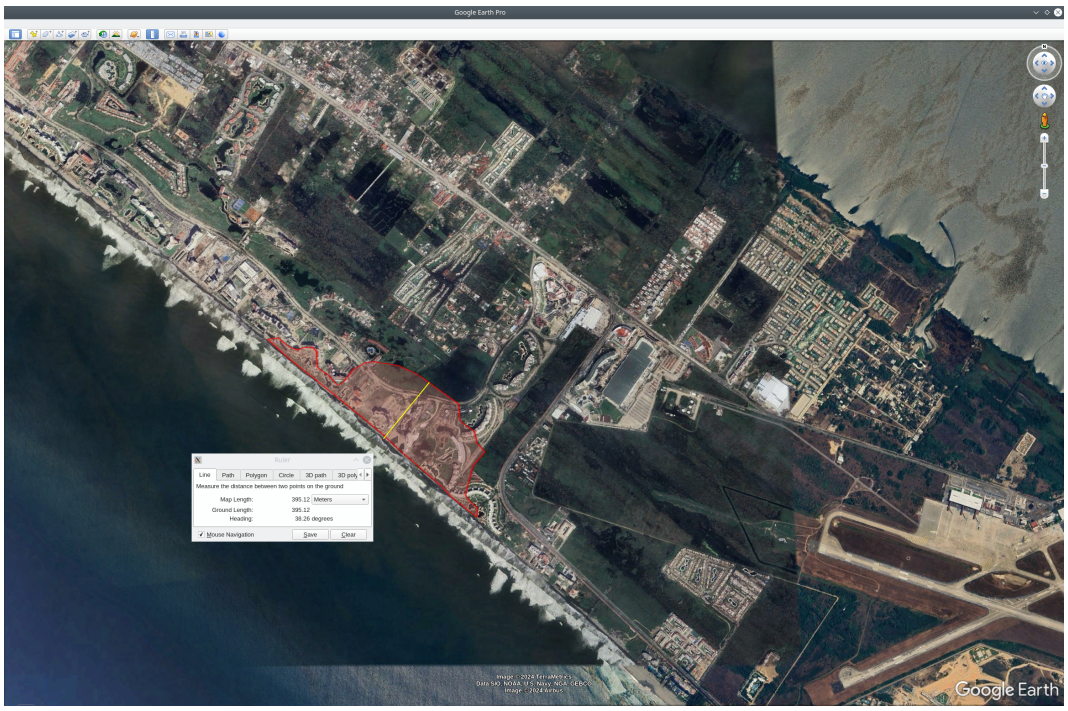


Figura 3.73: Límite de inundación del área dibujada, obtenida con *Ruler* de *Google Earth*. Se aprecia como al trazar una línea de medición, la herramienta proporciona en un recuadro la distancia en ciertas unidades a elegir.

Para referir el límite de inundación en el polígono con la distancia, se puede añadir una marca de sitio como se muestra en la figura 3.74.

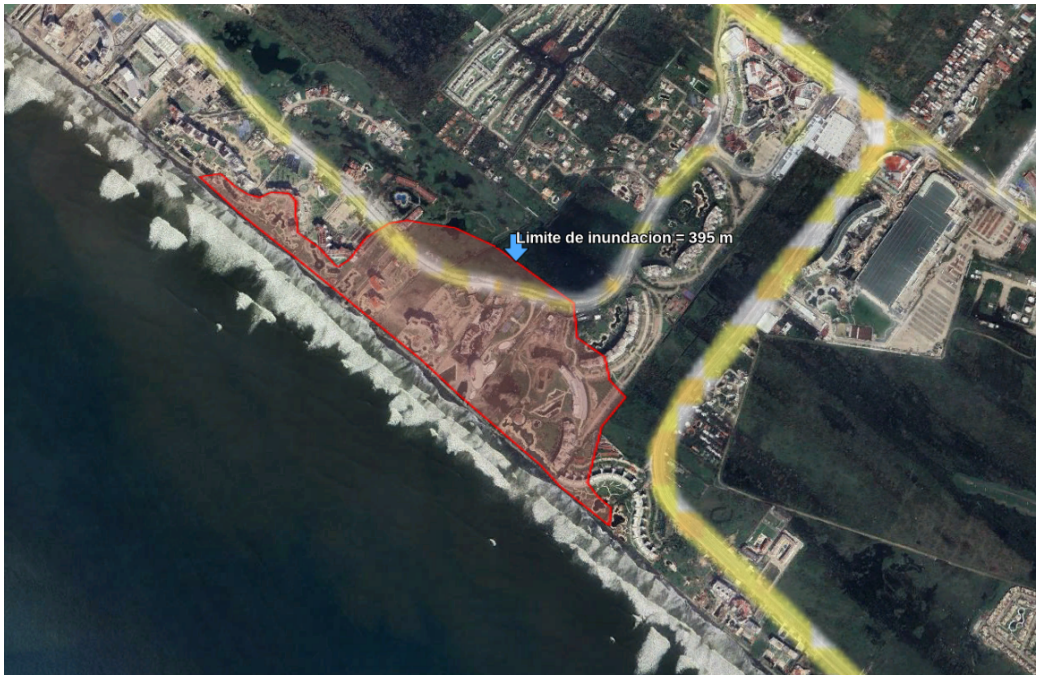


Figura 3.74: Marca de sitio con el valor de distancia asociado al límite de inundación obtenido.

Capítulo 4

Pruebas y Resultados

4.1. Simulación de prueba: Tsunami de Acapulco de 2021

Para verificar qué tan adecuada es la batimetría/topografía elaborada, así como comparar los resultados que proporcionan ambos modelos numéricos en la generación, propagación y variación de nivel del mar, se realizó una simulación de prueba, tomando el caso del tsunami de Acapulco de 2021.

El 7 de septiembre de 2021, a las 20:47 (hora centro de México), ocurrió un sismo de magnitud M_w 7.0 (Iglesias et al. 2022), con epicentro localizado a 14 $[km]$ al suroeste de la bahía de Acapulco (Servicio Sismológico Nacional 2023). De acuerdo con la distribución de réplicas, el área de ruptura se estimó de 30×30 $[km^2]$, orientada con respecto a un plano de falla definido por un *strike* $\Phi = 279°$, *dip* $\delta = 20°$ y *rake* $\lambda = 73°$, y en la inversión de datos, se obtuvo un *slip* promedio de 2.6 $[m]$ (Iglesias et al. 2022).

Este evento fue destacable, ya que se ubicó en un área de la porción suroeste de la brecha sísmica extendidad de Guerrero, donde no se había presentado un sismo de tal magnitud desde 1962. Además, el sismo generó un microtsunami, término asociado a tsunamis que solo se pueden observar en mareogramas y no de forma visible. La estación mareográfica *Acapulco API* situada en la bahía (ver figura 4.1), perteneciente a la red del Servicio Mareográfico Nacional (*SMN*) del Instituto de Geofísica de la *UNAM*, registró la perturbación del nivel del mar producto del sismo (figura 4.2).



Figura 4.1: Ubicación de la estación mareográfica *Acapulco API* del Servicio Mareográfico Nacional (*SMN*).

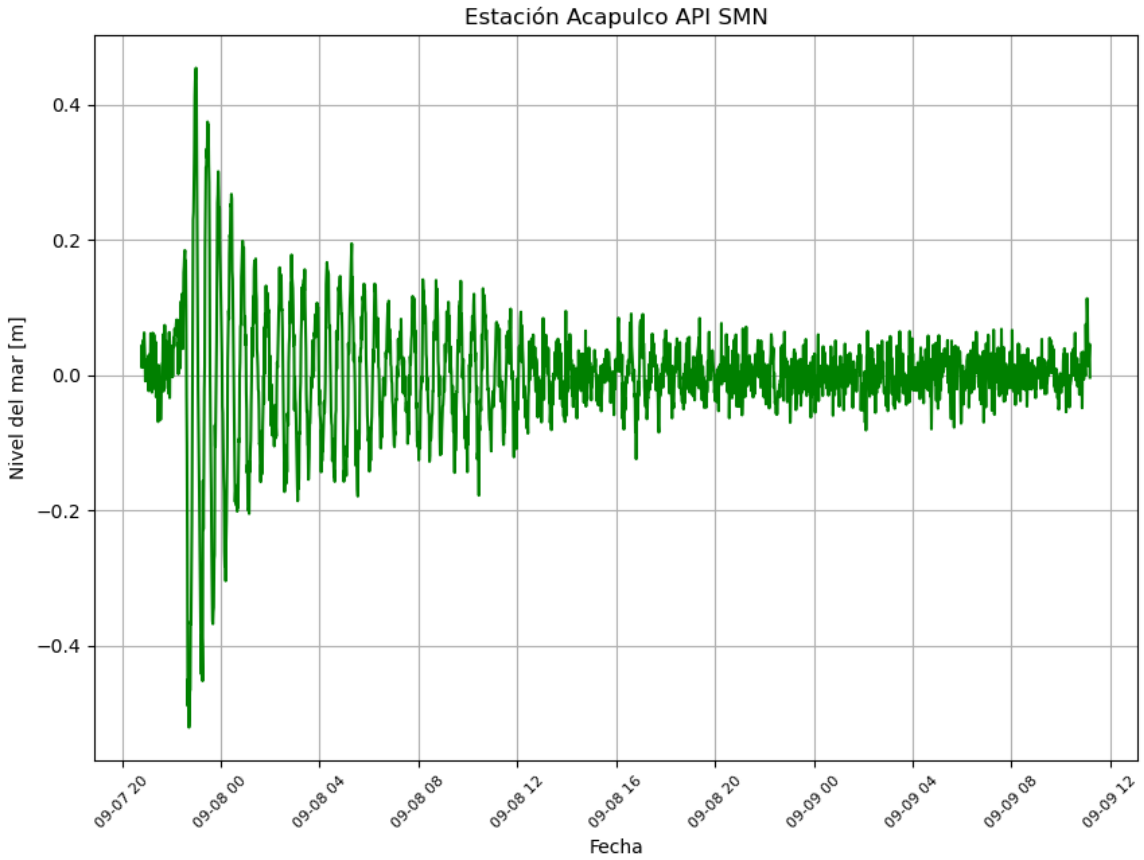


Figura 4.2: Registro de aproximadamente 36 horas del tsunami de Acapulco de 2021, en la estación *Acapulco API* del Servicio Mareográfico Nacional (*SMN*).

En el registro de aproximadamente 36 horas (figura 4.2), obtenido por los analistas del *SMN*, se observa una subida inicial de 20 $[cm]$ tras el sismo y enseguida una caída del nivel del mar de unos 50 $[cm]$. Después, se presenta la amplitud máxima pico a pico del tsunami de casi 45 $[cm]$, que decae con el tiempo, hasta cierto momento. Posterior a este decaimiento evidente, como a las 2 a.m. del día 8 de septiembre, se aprecia un oscilación entre -0.2 y 0.2 $[m]$, efecto que podría estar asociado a ondas que quedan atrapadas en la bahía de Acapulco (Melgar et al. 2022).

Con base en la metodología e información disponible acerca de este evento, se realizó una simulación del tsunami en *GeoClaw* y *JAGURS*. Se utilizaron los datos de batimetría/topografía elaborados para la zona de estudio y los situados en el área envolvente, por lo tanto, el dominio de la simulación se tomó de la extensión más larga de estos conjuntos. En ambos modelos numéricos, se realizaron dos simulaciones: una de 30 minutos de duración con salidas cada minuto, para apreciar la generación y propagación; y otra de 3 horas de duración con salidas cada 30 minutos, para seguir la evolución después de 30 minutos, y determinar las amplitudes y formas de onda en el punto de interés, correspondiente a la estación *Acapulco API* del *SMN*.

Los parámetros de la fuente sísmica se obtuvieron del trabajo de Iglesias et al. 2022 y del Servicio Sismológico Nacional 2023:

- *strike*: 279°
- *length*: 30 $[km]$
- *width*: 30 $[km]$
- *depth*: 15 $[km]$

- *slip*: 2.6 $[m]$
- *rake*: 73°
- *dip*: 20 $[km]$
- *longitud*: -99.953°
- *latitud*: 16.755°

4.1.1. *GeoClaw*

Se establecieron las variables necesarias dentro de *maketopo.py* y *setrun.py*, para llevar a cabo la simulación:

- *maketopo.py*
  - Se escribieron los parámetros del sismo antes mencionados, el nombre del archivo que contiene la deformación del suelo oceánico (*dtopo_fname*), y los límites de la gráfica que expresa la modelación de la ruptura (x y y) (ver figura 4.3).

```
dtopo_fname = os.path.join(scratch_dir, "dtopo_acapulco2021_tt3")

# Specify subfault parameters for this simple fault model consisting
# of a single subfault:

usgs_subfault = dtopotools.SubFault()
usgs_subfault.strike = 279.
usgs_subfault.length = 30.e3
usgs_subfault.width = 30.e3
usgs_subfault.depth = 15.e3
usgs_subfault.slip = 2.6
usgs_subfault.rake = 73.
usgs_subfault.dip = 20.
usgs_subfault.longitude = -99.953
usgs_subfault.latitude = 16.755
usgs_subfault.coordinate_specification = "top center"

fault = dtopotools.Fault()
fault.subfaults = [usgs_subfault]

print("Mw = ",fault.Mw())

if os.path.exists(dtopo_fname):
    print("*** Not regenerating dtopo file (already exists): %s" \
                % dtopo_fname)
else:
    print("Using Okada model to create dtopo file")

    x = numpy.linspace(-101, -98.5, 100)
    y = numpy.linspace(16, 18, 100)
    times = [1.]

    fault.create_dtopography(x,y,times)
    dtopo = fault.dtopo
    dtopo.write(dtopo_fname, dtopo_type=3)
```

Figura 4.3: Configuración de *maketopo.py* para la simulación del tsunami de Acapulco de 2021.

- *setrun.py*
  - *Spatial Domain*: el dominio computacional de la simulación con un tamaño de celda de $5'$ en la malla más gruesa (ver figura 4.4).

```
# ---------------
# Spatial domain:
# ---------------

# Number of space dimensions:
clawdata.num_dim = num_dim

# Lower and upper edge of computational domain:
clawdata.lower[0] = -103       # west longitude
clawdata.upper[0] = -97        # east longitude

clawdata.lower[1] = 15         # south latitude
clawdata.upper[1] = 19         # north latitude


# Number of grid cells: Coarsest grid
clawdata.num_cells[0] = 72
clawdata.num_cells[1] = 48
```

Figura 4.4: Definición de variables en *Spatial Domain*.

- *Output Times*: la duración, formato y número de salidas (ver figuras 4.5 y 4.6).
  - En la simulación de 30 minutos:

```
# ------------
# Output times:
#--------------

# Specify at what times the results should be written to fort.q files.
# Note that the time integration stops after the final output time.
# The solution at initial time t0 is always written in addition.

clawdata.output_style = 1

if clawdata.output_style==1:
    # Output nout frames at equally spaced times up to tfinal:
    clawdata.num_output_times = 30
    clawdata.tfinal = 1800.
    clawdata.output_t0 = True  # output at initial (or restart) time?
```

Figura 4.5: Definición de variables en *Output Times* para la simulación de 30 minutos.

  - En la simulación de 3 horas:

```
# ------------
# Output times:
#--------------

# Specify at what times the results should be written to fort.q files.
# Note that the time integration stops after the final output time.
# The solution at initial time t0 is always written in addition.

clawdata.output_style = 1

if clawdata.output_style==1:
    # Output nout frames at equally spaced times up to tfinal:
    clawdata.num_output_times = 6
    clawdata.tfinal = 3*3600.
    clawdata.output_t0 = True  # output at initial (or restart) time?
```

Figura 4.6: Definición de variables en *Output Times* para la simulación de 3 horas.

- *AMR parameters*: los parámetros de refinamiento adaptativo (*AMR*) para alcanzar una resolución de 18.6 $[m]$ en la zona de estudio (ver figura 4.7).

```
# ---------------
# AMR parameters:
# ---------------
amrdata = rundata.amrdata

# maximum size of patches in each direction (matters in parallel):
amrdata.max1d = 60

# 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 = [5,5,5,4] # 18.6 m
amrdata.refinement_ratios_y = [5,5,5,4]
amrdata.refinement_ratios_t = [5,5,5,4]
```

Figura 4.7: Configuración en *AMR parameters* para una resolución máxima de 18.6 $[m]$.

- *Regions* y *Gauges*: la región de interés es la zona de estudio y el punto de medición de interés es la ubicación de la estación *Acapulco API* del *SMN* (ver figura 4.8).

```
# ---------------
# 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., 1000000., -100.06,-99.62,16.673,16.975])

# ---------------
# Gauges:
# ---------------
rundata.gaugedata.gauges = []
# for gauges append lines of the form  [gaugeno, x, y, t1, t2]
rundata.gaugedata.gauges.append([1, -99.900625, 16.848644, 0., 1.e10]) #SMN_AcapulcoAPI
```

Figura 4.8: Definición de regiones y punto de interés en *Regions* y *Gauges*.

- *Set topo*: los archivos de batimetría/topografía correspondientes al área envolvente y la zona de estudio (ver figura 4.9).

```
# == settopo.data values ==
topo_data = rundata.topo_data
# for topography, append lines of the form
#    [topotype, fname]
#topo_path = os.path.join(scratch_dir, 'etopo10min120W60W60S0S.asc')
#topo_data.topofiles.append([2, topo_path])

topo_path = os.path.join(scratch_dir, 'etopo2_acapulco2021.asc') #Dominio GeoClaw
topo_data.topofiles.append([3, topo_path])

topo_path = os.path.join(scratch_dir, 'etopo5m.asc') #Region Acapulco
topo_data.topofiles.append([3, topo_path])
```

Figura 4.9: Configuración de variables para asociar los archivos de batimetría/topografía en *Set topo*.

- *Set dtopo*: el archivo de la deformación del suelo oceánico (ver figura 3.54)

```
# == setdtopo.data values ==
dtopo_data = rundata.dtopo_data
# for moving topography, append lines of the form :   (<= 1 allowed for now!)
#   [topotype, fname]
dtopo_path = os.path.join(scratch_dir, 'dtopo_acapulco2021.tt3')
dtopo_data.dtopofiles.append([3,dtopo_path])
dtopo_data.dt_max_dtopo = 0.2
```

Figura 4.10: Configuración de variables en *Set dtopo* para asociar el archivo de deformación calculado para el sismo de Acapulco de 2021.

Al ejecutar *maketopo.py*, se obtuvo la gráfica que expresa el deslizamiento sobre la geometría del plano de falla (*Slip on fault* en la figura 4.11), y la deformación calculada que fue superior a 0.6 $[m]$ (*Seafloor deformation* en la figura 4.11). La magnitud de momento sísmico que calculó el modelo fue $M_w = 7.1$.

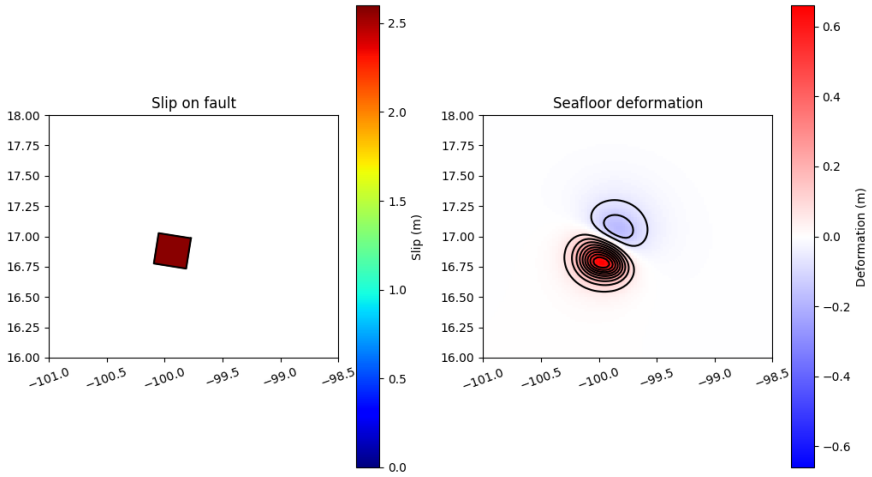
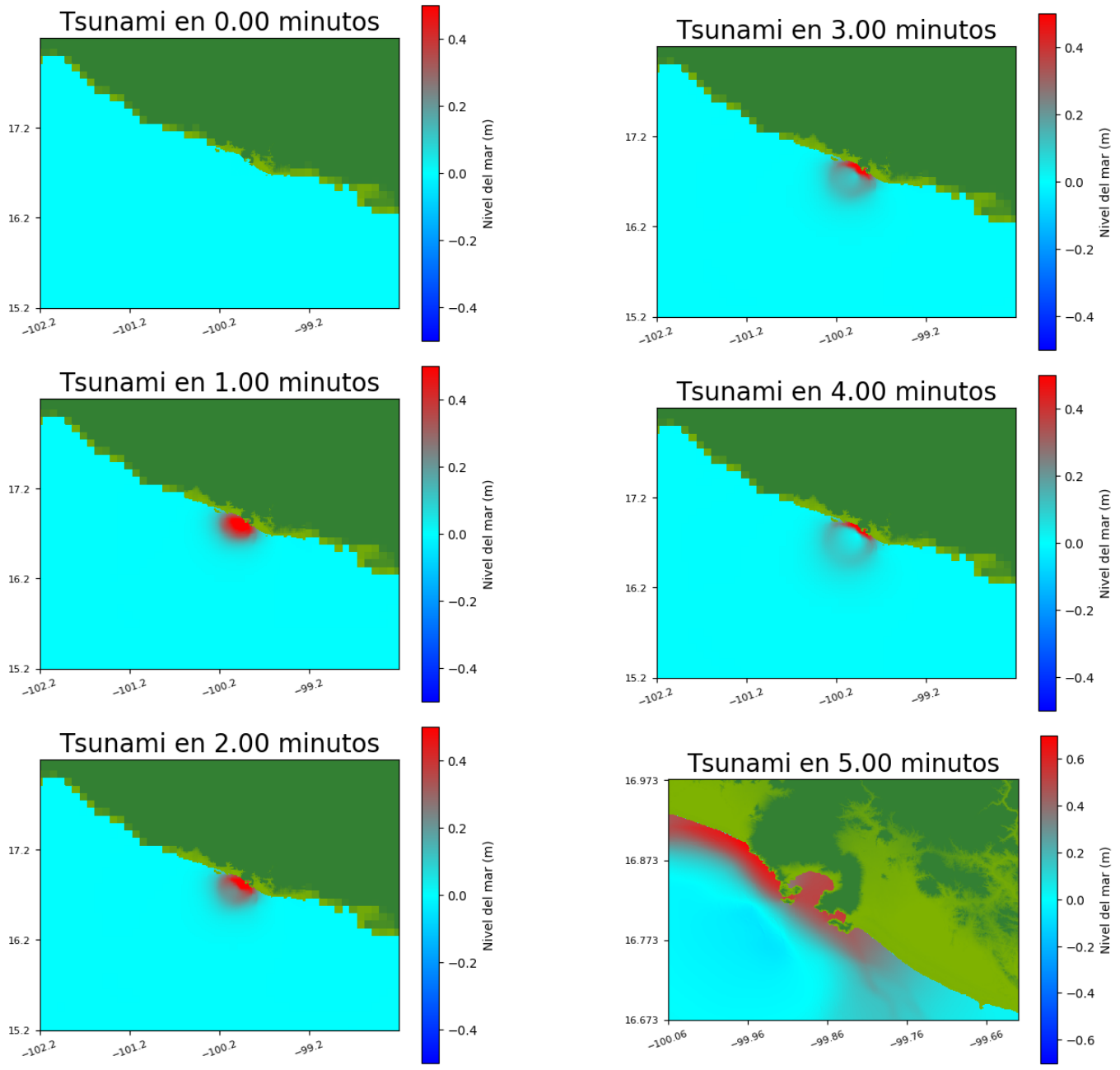


Figura 4.11: Modelación de la ruptura del sismo de Acapulco de 2021. *Slip on fault*: deslizamiento ocurrido sobre el plano de falla en $[m]$. *Seafloor deformation*: deformación del suelo oceánico producida en $[m]$, tal que los valores positivos representan levantamiento y los negativos hundimiento.

De la simulación de 30 minutos, se muestran los primeros 5 minutos de la propagación del tsunami en la figura 4.12. En el primer minuto se aprecia como se delimita el área de deformación del suelo oceánico, lo cual provoca un levantamiento del nivel del mar de aproximadamente 50 $[cm]$. En cuestión de minutos, la perturbación se propaga hacia la región de Acapulco. A partir del minuto 5, se hizó un enfoque a la zona de estudio para observar la evolución en la bahía y sus alrededores, y se modificó la escala de valores para mejorar la visualización, ya que las variaciones aumentaron en esta región a más de 70 $[cm]$. La secuencia completa se puede observar en los anexos A.1.1.



(a) Propagación: 0 - 2 minutos.

(b) Propagación: 3 - 5 minutos.

Figura 4.12: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 0 - 5 minutos.

Producto de la simulación de 3 horas, se aprecia la evolución del tsunami después de los 30 minutos en las figuras que se encuentran en los anexos A.7. Para mejorar la visualización de la propagación, se modificó la escala de valores, entre -5 y 5 $[cm]$, de tal manera que se puede ver como se extienden las ondas de forma circular, a la vez que se alejan de la fuente.

El punto de medición asociado a la estación *Acapulco API* del *SMN*, registró la forma de onda que se muestra en la figura 4.13. Se observa una subida inicial instantanéa de unos 40 $[cm]$ y enseguida un pico de 60 $[cm]$, asociados a la deformación del suelo oceánico calculada con el modelo de Okada 1985. Posterior a una caída de -1.25 $[m]$, se presenta la amplitud máxima obtenida de casi 1.5 $[m]$ y el decaimiento progresivo del tsunami. Algo destacable de esta señal calculada, es la presencia de un mínimo después de las dos ondas de mayor tamaño, cerca de las 22:00 horas.

Al comparar la forma de onda obtenida con *GeoClaw* con los datos observados en la estación mareográfica *Acapulco API* del *SMN* (ver figura 4.14), se muestran diferencias notables en amplitud,

desde 50 $[cm]$ en el primer impulso, hasta 1 $[m]$ en las ondas más grandes.

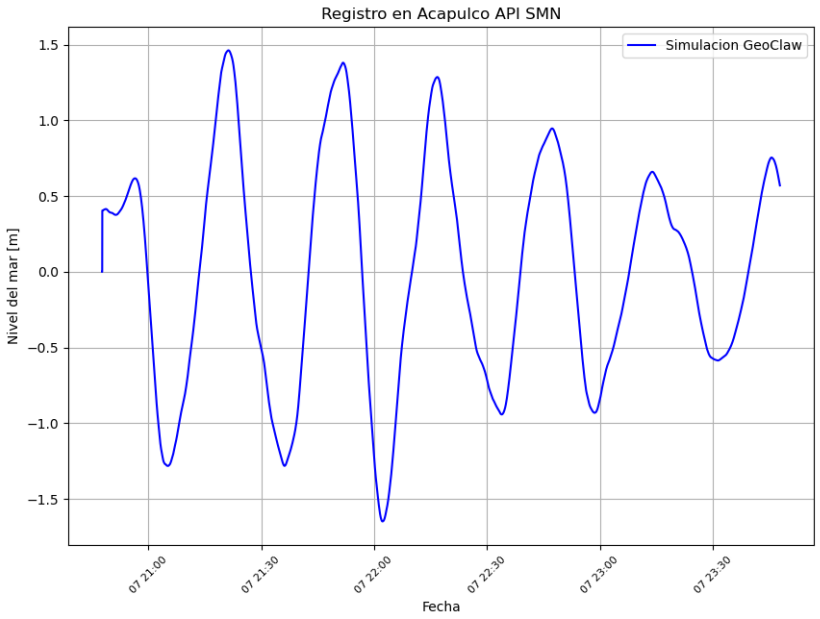


Figura 4.13: Registro de variación del nivel mar provocado por el tsunami simulado, calculado por *GeoClaw* en la ubicación correspondiente a la estación *Acapulco API* del *SMN*.

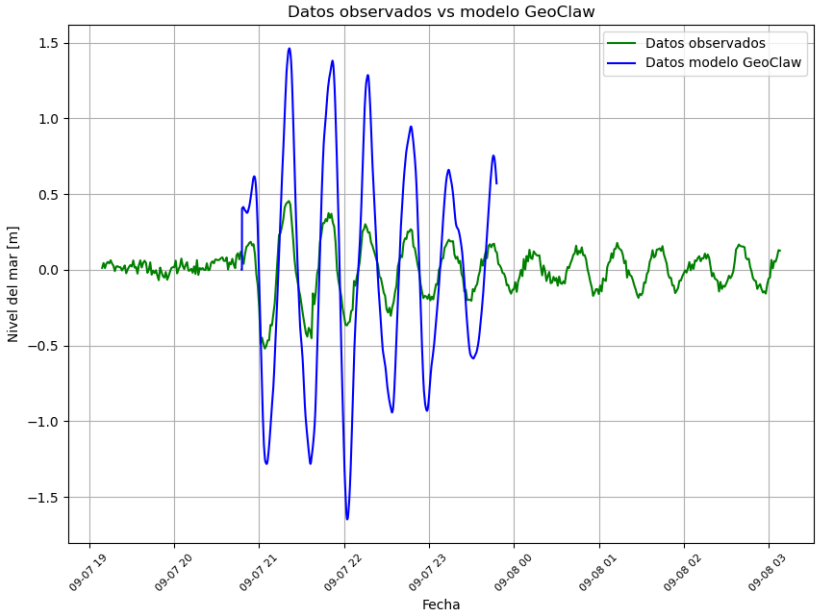


Figura 4.14: Comparación de los datos observados en *Acapulco API* y los obtenidos de la simulación en *GeoClaw*.

4.1.2. *JAGURS*

Se definieron las variables necesarias en los archivos *gridfile.dat*, *tgs.txt*, *tsun.par* y *fault.txt*, para llevar a cabo la simulación:

- *fault.txt*
  - Se escribieron los parámetros de la fuente sísmica antes mencionados, siguiendo la estructura que debe tener este archivo (ver figura 4.15).

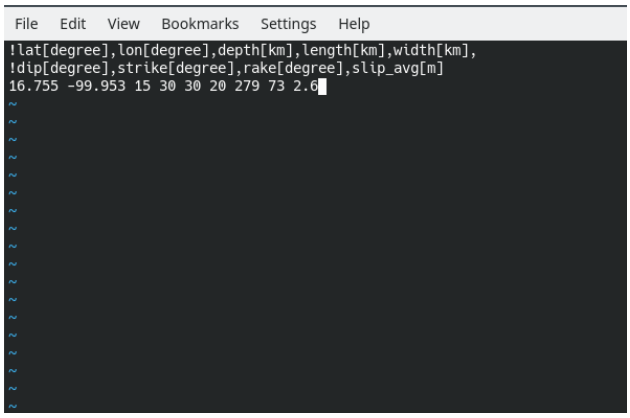


Figura 4.15: Definición del archivo *fault.txt* con los parámetros del sismo de Acapulco de 2021.

- *gridfile.dat*
  - Se asociaron los archivos de batimetría/topografía elaborados para *JAGURS*, en la estructura correspondiente (ver figura 4.16).

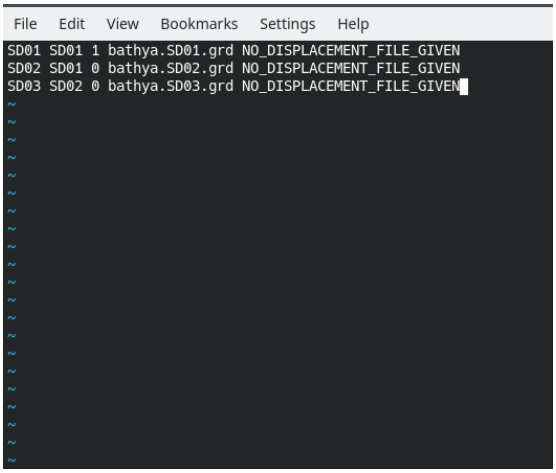


Figura 4.16: Definición de la batimetría/topografía en el archivo *gridfile.dat*.

- *tgs.txt*
  - El punto de medición de interés es la ubicación de la estación *Acapulco API* del *SMN* (ver figura 4.17).

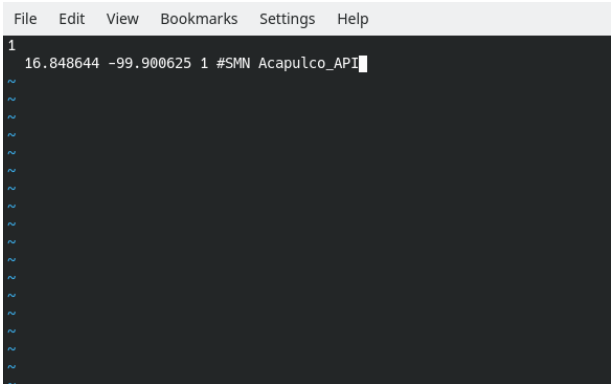


Figura 4.17: Definición del punto de interés que corresponde a la estación *Acapulco API* del *SMN*.

- *tsun.par*
  - Los parámetros que se emplearon para la simulación (ver figura 4.18).

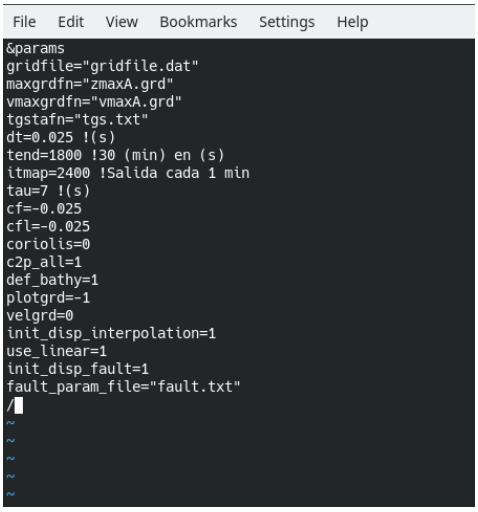
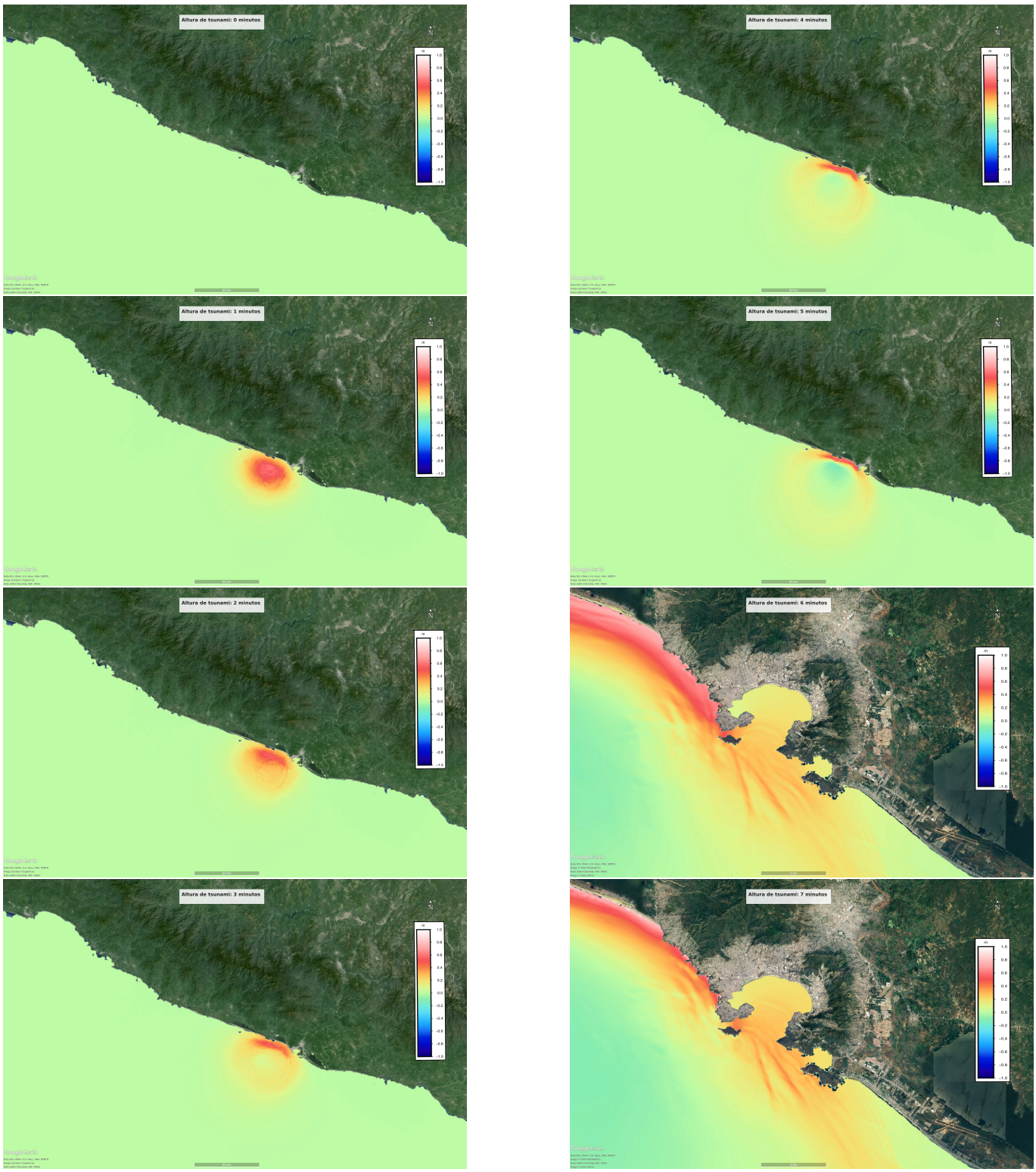


Figura 4.18: Configuración de *tsun.par* para la simulación del tsunami de Acapulco de 2021.

De la simulación de 30 minutos, se observan los primeros 7 minutos de la propagación del tsunami (4.19). En el primer minuto, se observa el área de la deformación del suelo oceánico, cuyos valores se encuentran entre 20 y 60 $[cm]$, y que está asociada a la aplicación del modelo de Okada 1985. El modelo sitúa el área de ruptura al suroeste de la bahía de Acapulco, por lo tanto, el tsunami arriba primero a la zona de Coyuca. La perturbación alcanza la bahía de Acapulco a los 6 minutos y las alturas de tsunami que se expresan estan entre 20 y 60 $[cm]$. La secuencia completa se puede apreciar en los anexos A.1.2.

El punto de medición asociado a la estación *Acapulco API* del *SMN*, registró la forma de onda que se muestra en la figura 4.20. Se aprecia una subida inicial instantanéa de unos 10 $[cm]$ y enseguida un pico que crece de forma progresiva hasta casi 50 $[cm]$, asociados a la ruptura dinámica que calcula *JAGURS* con el valor de *Rise Time* definido y utilizando el modelo de Okada 1985. Después de una caída de 75 $[cm]$, aparece la amplitud máxima de 1 $[m]$ y el decaimiento de la señal. Tras las tres primeras ondas de mayor amplitud, se presenta dos pulsos muy menores, contrastantes con la tendencia.



(a) 0 - 3 minutos

(b) 4 - 7 minutos

Figura 4.19: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 0 - 7 minutos.

Al comparar la forma de onda obtenida con *JAGURS* con los datos observados en la estación mareográfica *Acapulco API* del *SMN* (ver figura 4.21), se muestran diferencias notables en amplitud, desde 25 [*cm*] en el primer impulso, hasta 60 [*cm*] en la onda más grande. Posterior a las tres ondas de mayor amplitud se presenta un desfase entre ambas.

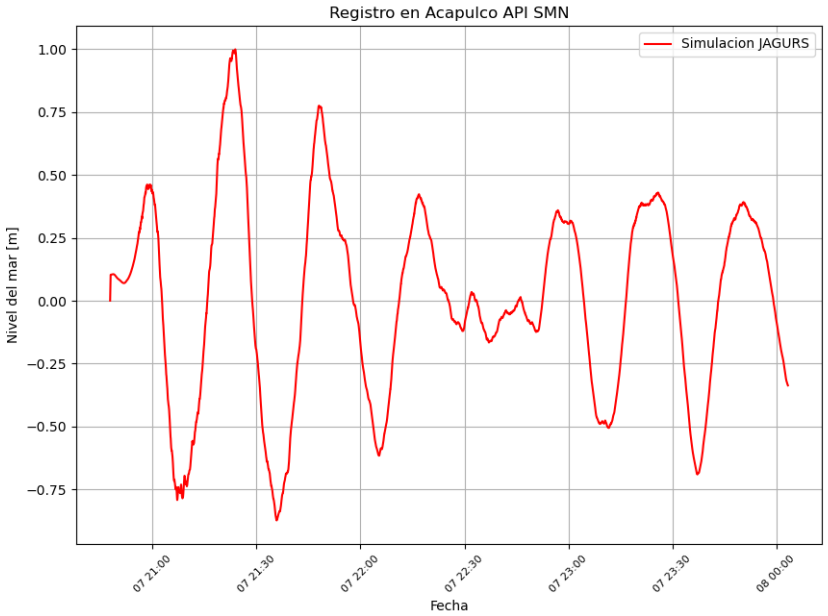


Figura 4.20: Registro de variación del nivel mar provocado por el tsunami simulado, calculado por *JAGURS* en la ubicación correspondiente a la estación *Acapulco API* del *SMN*.

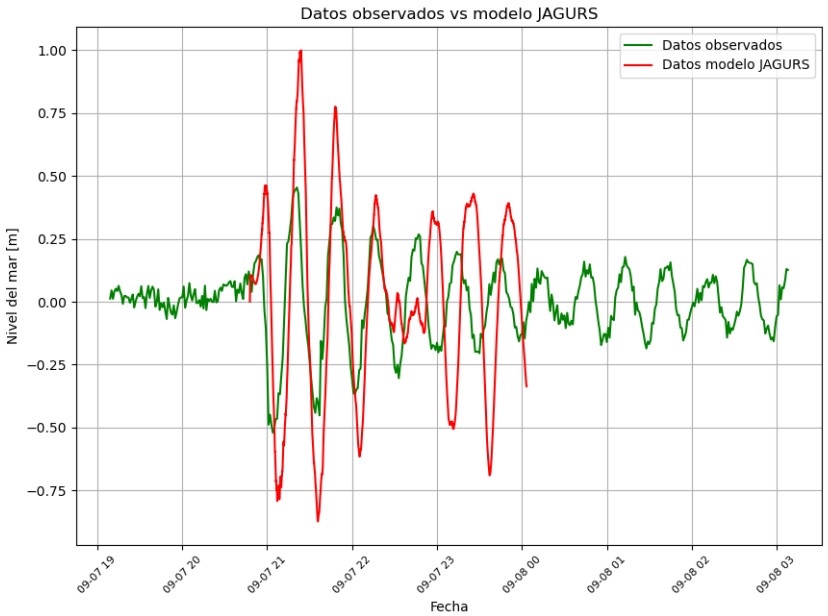


Figura 4.21: Comparación de los datos observados en *Acapulco API* y los obtenidos de la simulación en *JAGURS*.

4.1.3. Datos observados vs datos calculados

En la figura 4.22 se muestran en una misma gráfica, los datos observados en la estación *Acapulco API*, y los datos calculados por *GeoClaw* y *JAGURS*, donde se aprecian las diferencias entre ambos modelos para esta simulación de prueba.

- En el origen del tsunami, la estación *Acapulco API* refleja un progresivo y notorio incremento del nivel del mar de 25[cm], seguido de una caída de 50 [cm]. Por otro lado, *GeoClaw* representa el origen como un impulso instantáneo de unos 40 [cm], acompañado de otro impulso mayor por encima de 50 [cm], seguido de una caída de aproximadamente 1.5 [m], que se ajusta en fase a la señal de *Acapulco API*. Mientras tanto, *JAGURS* manifiesta un origen como un pequeño impulso, menor a 25 [cm], junto a una subida progresiva del nivel del mar de casi 50 [cm], que se desfasa de la onda observada en *Acapulco API*, y posteriormente cae unos 75 [cm].

- La caída más grande en el nivel del mar en *Acapulco API* se produce en el primer valle, sin embargo, en *GeoClaw* se presenta hasta el tercero y en *JAGURS* en el segundo.

- El aumento más significativo en el nivel del mar ocurre en la primera cresta de la señal de *Acapulco API*, al igual que en *GeoClaw* y *JAGURS*.

- Aunque las amplitudes difieren entre los datos observados y los calculados con ambos modelos, existe una similitud en las fases de las ondas, excepto en *JAGURS*, donde se presenta un desfase muy marcado después de la tercera cresta.

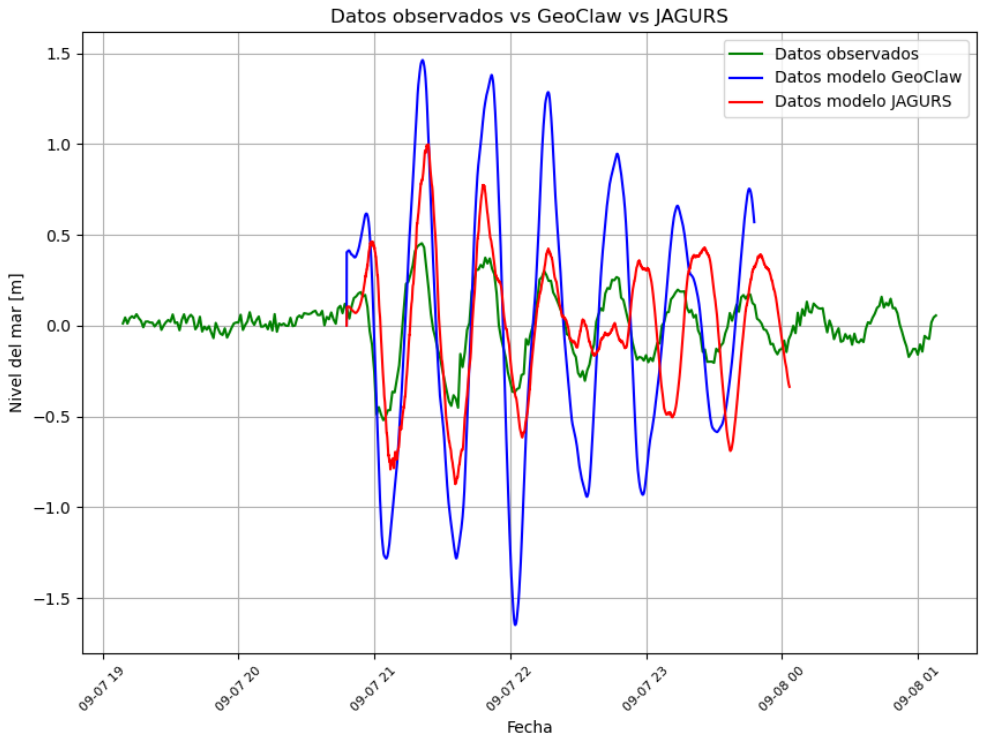


Figura 4.22: Comparación de los datos observados en *Acapulco API* y los obtenidos de la simulación en *GeoClaw* y *JAGURS*.

4.2. Simulación de un tsunami hipotético en la brecha sísmica extendida de Guerrero

Aunque no se sabe con certeza la fecha y características del último gran tsunami en la región de Acapulco, la posibilidad de que un sismo $M_w \geq 8.0$ produzca la ruptura de la brecha sísmica extendida de Guerrero y que este genere una perturbación muy considerable en el mar, sigue latente. Con base en el trabajo de Pérez-Campos et al. 2013, se propuso un escenario hipotético que pretende observar el comportamiento y estimar los efectos de un gran tsunami en la región de Acapulco. El *rise time* se estableció tomando en cuenta los picos máximos en la función temporal de la fuente (*Source Time Function* en inglés), que han tenido eventos de subducción similares al propuesto.

Los parámetros del sismo propuesto fueron:

- Epicentro (longitud, latitud): -99.89°, 16.41°
- Profundidad: 10 $[km]$
- *Strike*: 290°
- *Dip*: 13°
- *Rake*: 90°
- *Length*: 320 $[km]$
- *Width*: 90 $[km]$
- *Slip*: 9 $[m]$
- *Rise time*: 50 $[s]$

La ocurrencia de un sismo de tal magnitud y características puede que no se ajuste a los modelos elaborados por expertos, que han investigado la brecha sísmica extendidad de Guerrero a lo largo de las últimas décadas, además de que un evento así, tal vez no se refleje en el futuro. Este ensayo solo tiene el propósito de probar los modelos numéricos y apreciar los alcances que podrían presentarse.

De acuerdo con lo anterior, se realizó la simulación de un tsunami en la región de Acapulco con una duración de 3 horas.

4.2.1. Propagación

Se utilizó *GeoClaw* para observar la propagación mediante dos simulaciones: una de 30 minutos con salidas a cada 1 minuto, para observar la generación y propagación; otra de 3 horas, con salidas cada 30 minutos, para seguir la evolución del tsunami.

Se establecieron los parámetros de la fuente sísmica propuesta en *maketopo.py* para el cálculo de la deformación del suelo oceánico (ver figura 4.23). En *setrun.py*, se utilizaron los mismos parámetros que para el caso de prueba, asociando el archivo con la derformación correspondiente al sismo hipotético.

Al ejecutar *maketopo.py*, se obtuvo la gráfica que expresa el deslizamiento sobre la geometría del plano de falla (*Slip on fault* en la figura 4.24), y la deformación calculada para el sismo hipotético de hasta 4 $[m]$ (*Seafloor deformation* en la figura 4.24). La magnitud de momento sísmico que calculó el modelo fue $M_w = 8.6$.

De la simulación de 30 minutos, se muestran los primeros 5 minutos en la figura 4.25, donde se observa el inicio del tsunami con una levantamiento del nivel del mar de hasta 4 $[m]$ que se extiende a lo largo del área de ruptura. Rápidamente, esta gran perturbación se propaga hacia las costas. La

secuencia completa se puede apreciar en los anexos A.2.1. Para observar el arribo aproximado de las olas, se realizó un cambio de escala en los valores de nivel del mar y un acercamiento a la región de Acapulco, y se estimaron los tiempos de llegada del tsunami:

- 7 - 8 minutos: zona de la laguna de Coyuca.
- 11 - 12 minutos: bahía de Acapulco.
- 12 - 13 minutos: zona del Aeropuerto y laguna Tres Palos.

De la simulación de 3 horas, en las figuras que se muestran en los anexos A.2.1, se observa la atenuación progresiva del tsunami. Cuando transcurren 150 minutos (2.5 horas) con respecto al tiempo de origen, las variaciones del nivel de mar cerca de las costas se vuelven mínimas, por debajo de 1 $[m]$.

```
dtopo_fname = os.path.join(scratch_dir, "dtopo_tsunamiHip.tt3")

# Specify subfault parameters for this simple fault model consisting
# of a single subfault:

usgs_subfault = dtopotools.SubFault()
usgs_subfault.strike = 290.
usgs_subfault.length = 320.e3
usgs_subfault.width = 90.e3
usgs_subfault.depth = 10.e3
usgs_subfault.slip = 9.0
usgs_subfault.rake = 90.
usgs_subfault.dip = 13.
usgs_subfault.longitude = -98.95
usgs_subfault.latitude = 16.11
usgs_subfault.coordinate_specification = "top center"

fault = dtopotools.Fault()
fault.subfaults = [usgs_subfault]

print("Mw = ",fault.Mw())

if os.path.exists(dtopo_fname):
    print("*** Not regenerating dtopo file (already exists): %s" \
                % dtopo_fname)
else:
    print("Using Okada model to create dtopo file")

    x = numpy.linspace(-103, -97, 100)
    y = numpy.linspace(15, 19, 100)
    times = [1.]

    fault.create_dtopography(x,y,times)
    dtopo = fault.dtopo
    dtopo.write(dtopo_fname, dtopo_type=3)
```

Figura 4.23: Configuración de variables en *maketopo.py* para el caso hipotético.

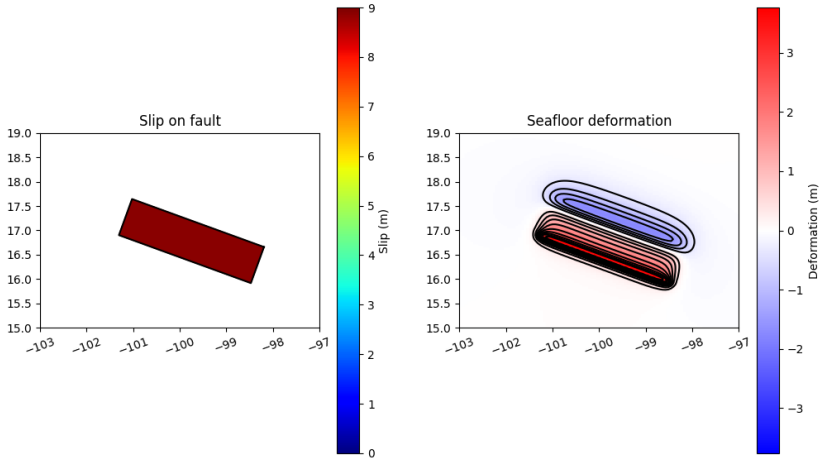
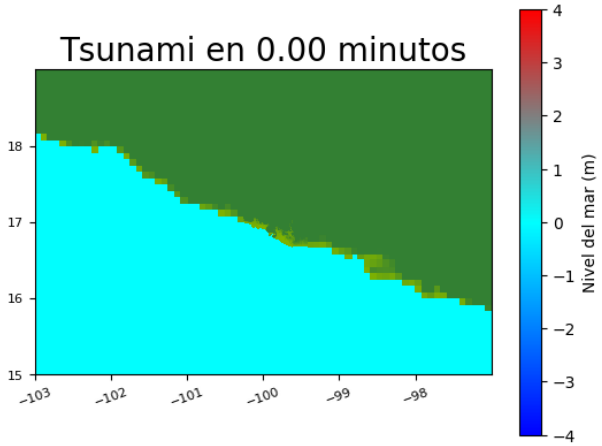
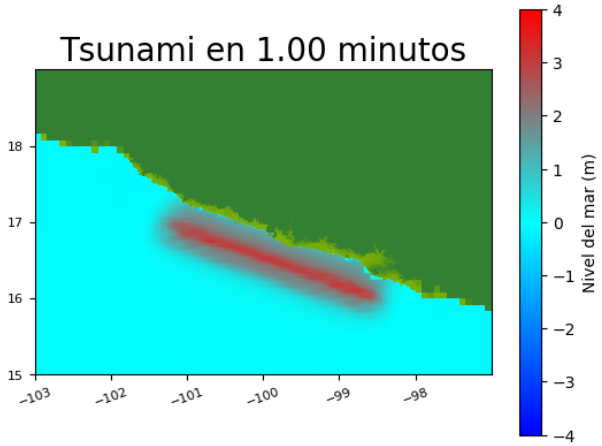
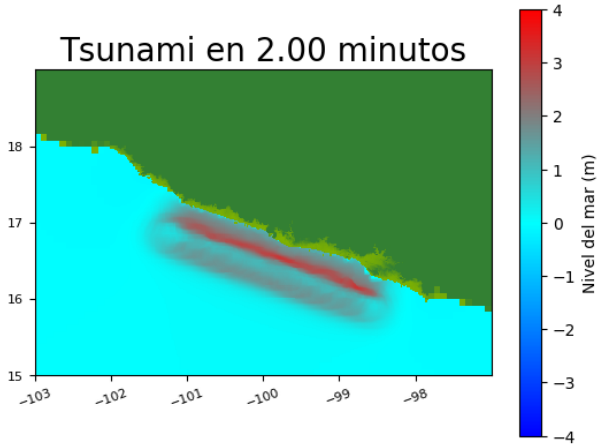


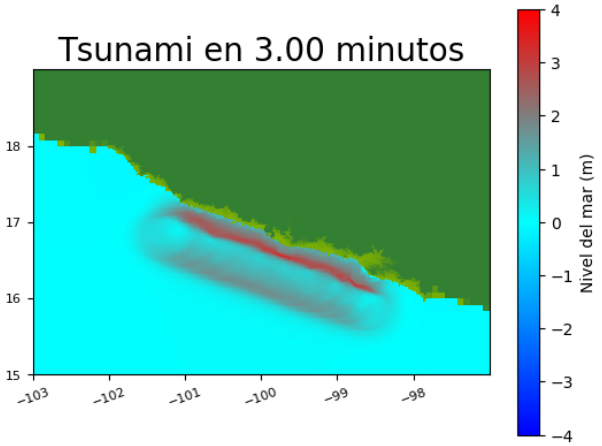
Figura 4.24: Modelación de la ruptura del sismo hipotético. *Slip on fault*: deslizamiento ocurrido sobre el plano de falla en $[m]$. *Seafloor deformation*: deformación del suelo oceánico producida en $[m]$, tal que los valores positivos representan levantamiento y los negativos hundimiento.

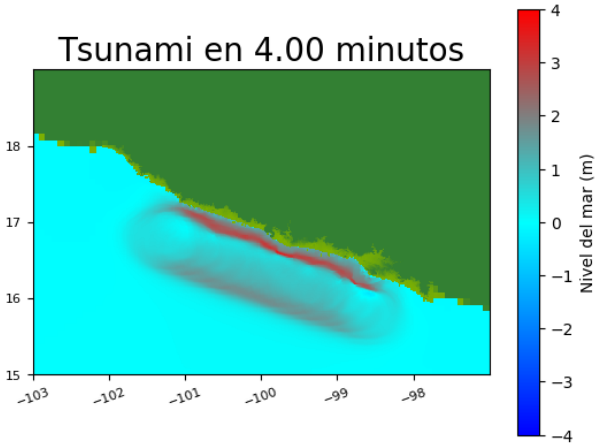


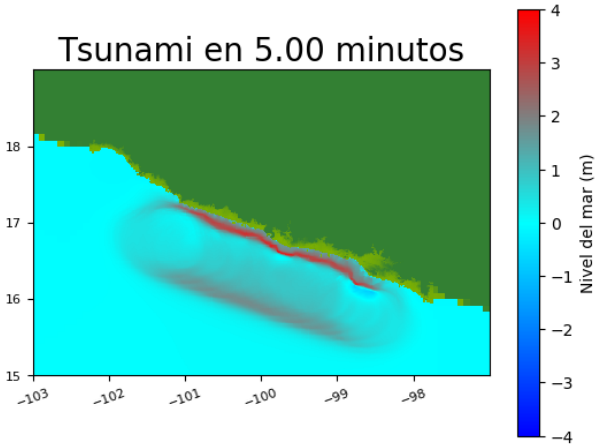




(a) Propagación: 0 - 2 minutos.







(b) Propagación: 3 - 5 minutos.

Figura 4.25: Propagación del tsunami hipotético: 0 - 5 minutos.

4.2.2. Inundación

Se utilizó *JAGURS* para apreciar la inundación y estimar el impacto del tsunami en términos de altura de tsunami, área y límite de inundación, así como identificar las regiones alcanzadas por el agua. Los archivos *gridfile.dat* y *tgs.txt* permanecieron idénticos a lo establecido para el caso de prueba. En *fault.txt* se colocaron los parámetros de la fuente sísmica (ver figura 4.27) y en *tsun.par* se modificó el tiempo entre salidas a 1 minuto y se definió el *Rise Time*.

Con base en los resultados obtenidos, se identificaron varias zonas de inundación (ver figura 4.26): Laguna Coyuca, bahía de Acapulco, bahía Puerto Marqués, Acapulco Diamante, Aeropuerto y Laguna Tres Palos.



Figura 4.26: Delimitación de las zonas de inundación identificadas tras la simulación del tsunami hipotético.

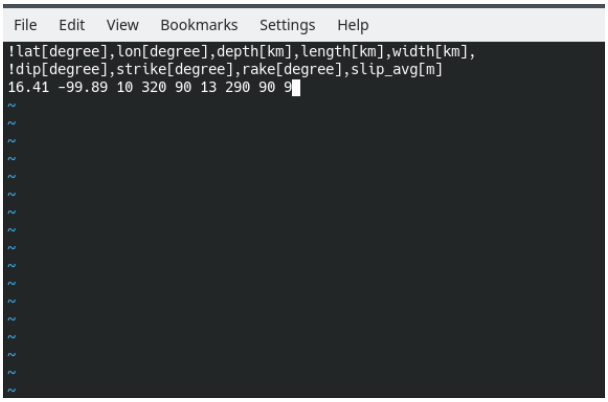


Figura 4.27: Definición del archivo *fault.txt* con los parámetros del sismo hipotético.

La secuencia de inundación en estos sitios, se describe con respecto al tiempo de origen:

- 7 minutos: comienza a inundarse la zona Laguna de Coyuca con alturas de 2 - 4 $[m]$ (figura 4.28).



Figura 4.28: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 7 minutos en Laguna Coyuca.

- 10 minutos: aumentan las alturas en Laguna Coyuca, a 4 - 6 $[m]$ (figura 4.29).

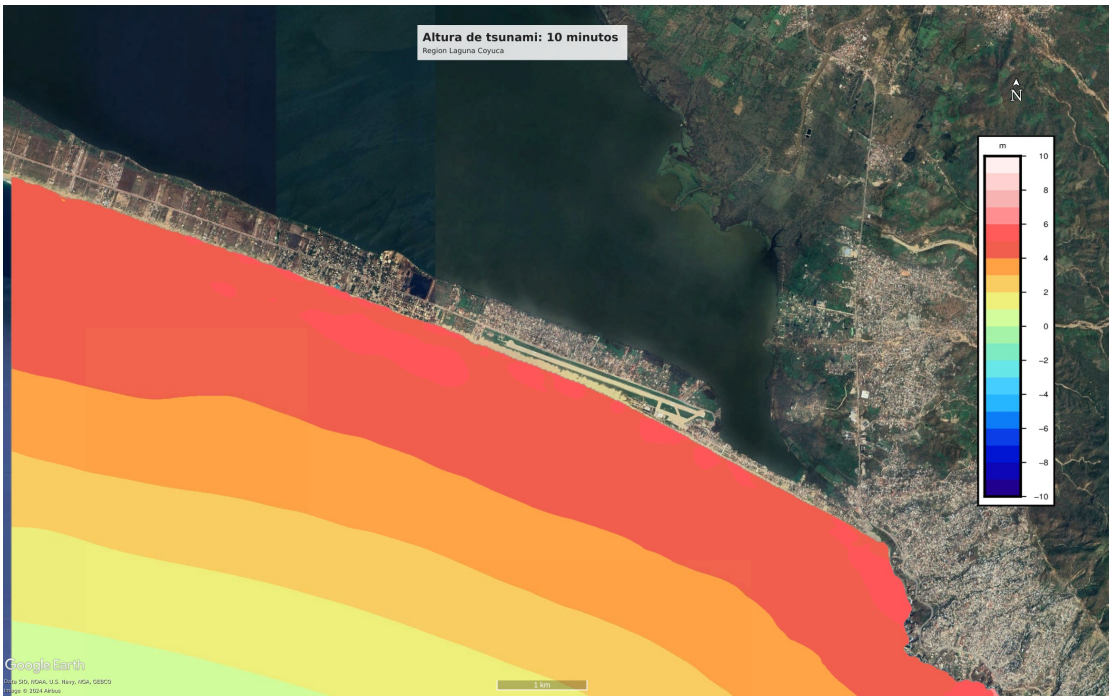


Figura 4.29: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 10 minutos en Laguna Coyuca.

- 11 minutos: en Laguna Coyuca las alturas alcanzan 7 $[m]$ (figura 4.30); comienza a inundarse la zona bahía Puerto Marqués con alturas de 2 - 4 $[m]$ (figura 4.31).

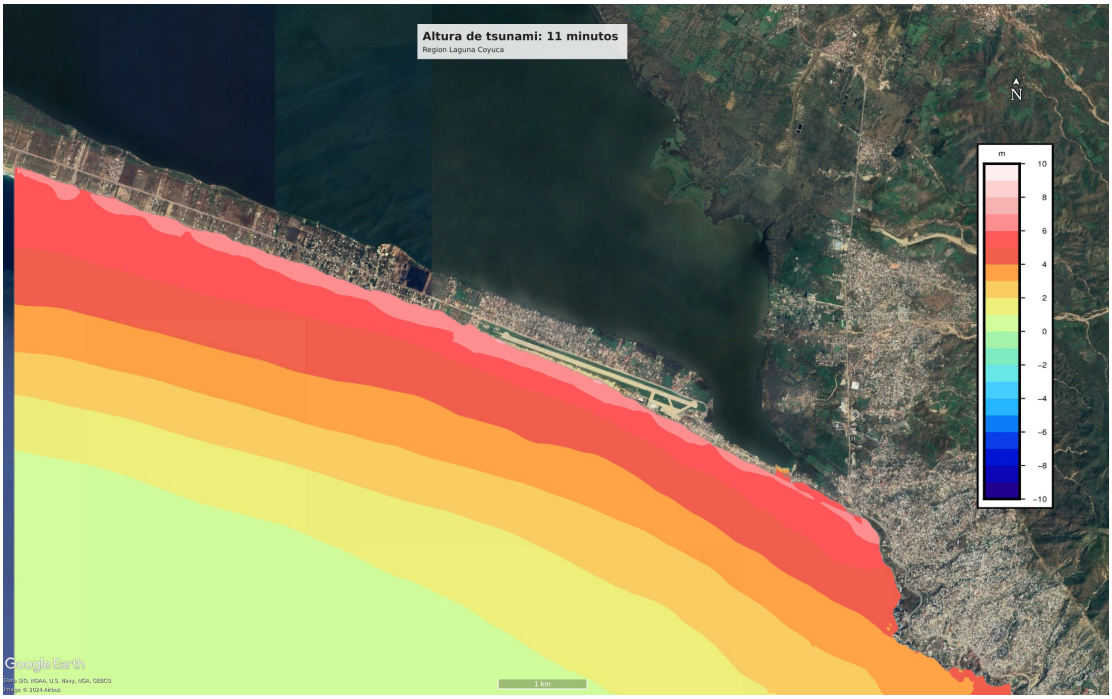


Figura 4.30: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 11 minutos en Laguna Coyuca.

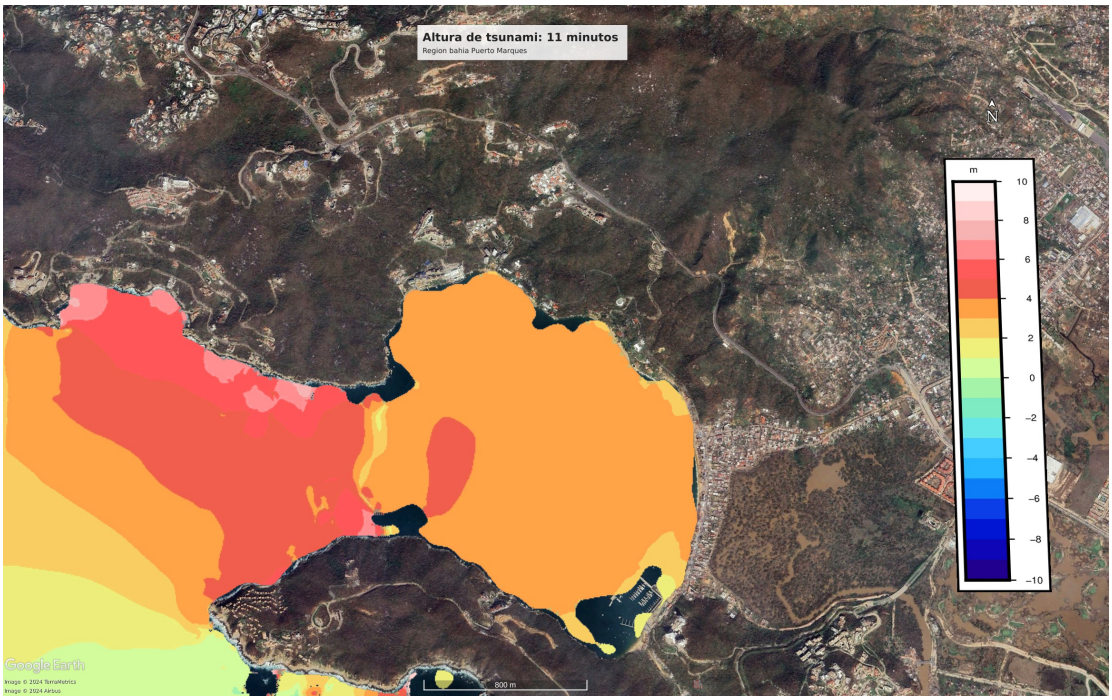


Figura 4.31: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 11 minutos en bahía Puerto Marqués.

- 12 minutos: comienza la inundación en bahía de Acapulco con alturas de 3 - 4 $[m]$ (figura 4.32), en Acapulco Diamante con alturas de 4 - 7 $[m]$ y en Aeropuerto con alturas de 3 - 6 $[m]$ (figura 4.33).

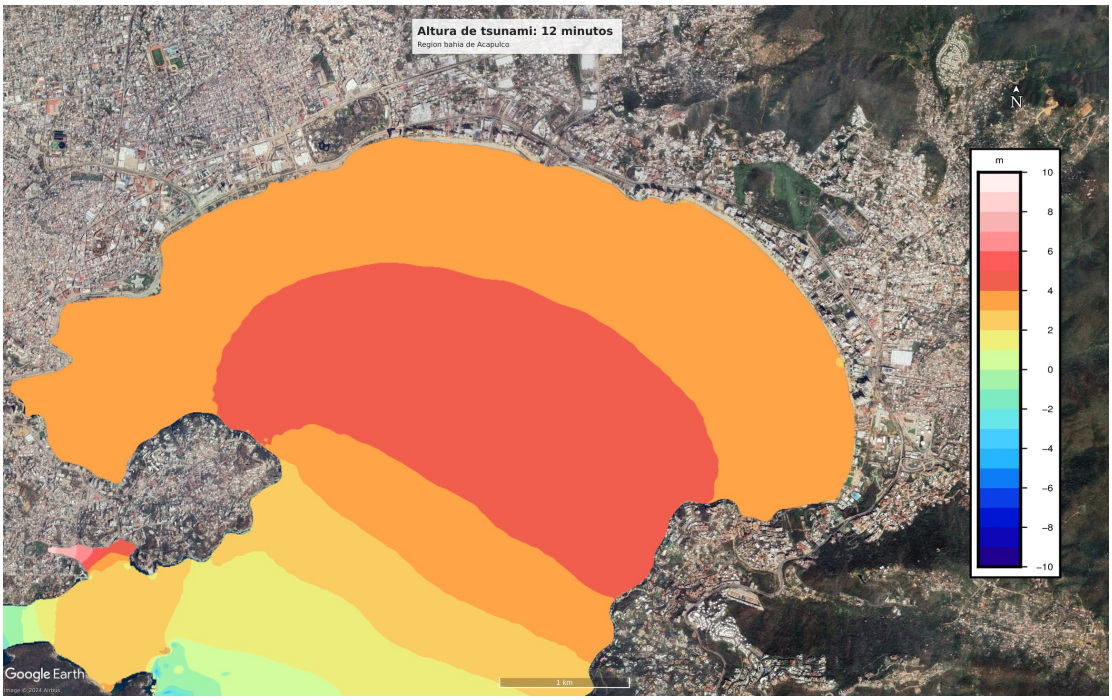


Figura 4.32: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 12 minutos en bahía de Acapulco.

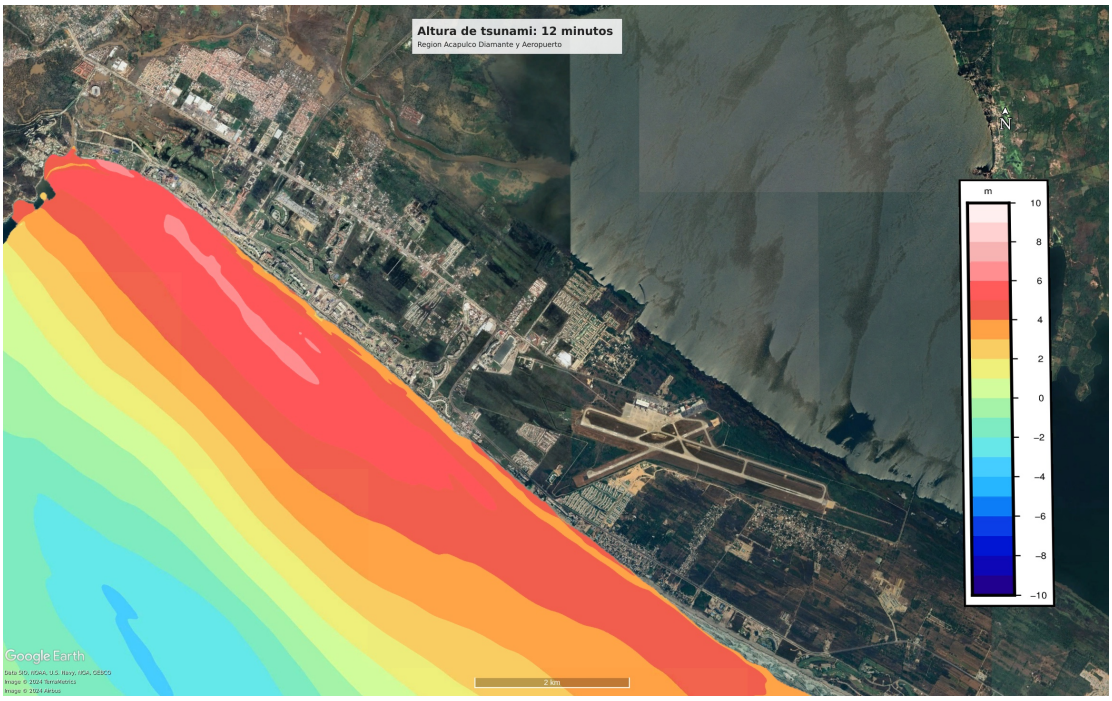


Figura 4.33: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 12 minutos en Acapulco Diamante y Aeropuerto.

- 13 minutos: aumentan las alturas en bahía de Acapulco, a 4 - 5 $[m]$, bahía puerto Marqués, a 4 - 6 $[m]$, Acapulco Diamante, a 6 - 10 $[m]$, y Aeropuerto, a 5 - 7 $[m]$ (figura 4.34).

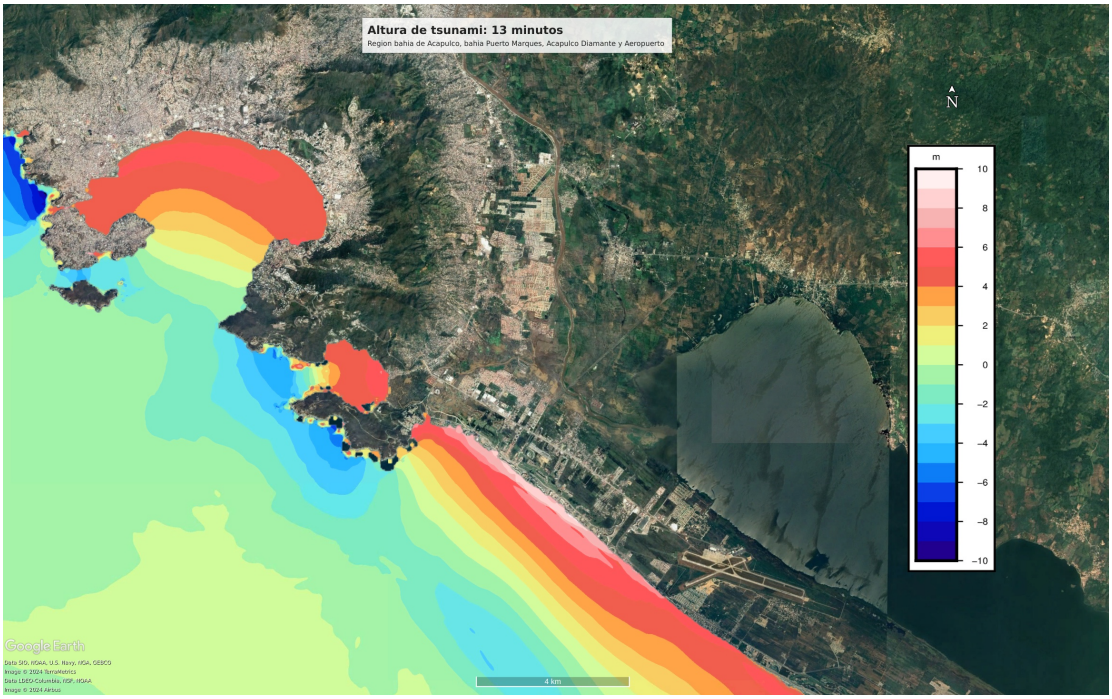


Figura 4.34: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 13 minutos en bahía de Acapulco, bahía Puerto Marqués, Acapulco Diamante y Aeropuerto.

- 14 minutos: aumentan las alturas en bahía de Acapulco, a 6 - 9 $[m]$ (figura 4.35); comienza la inundación en Laguna Tres Palos con alturas de 3 - 6 $[m]$ (figura 4.36).

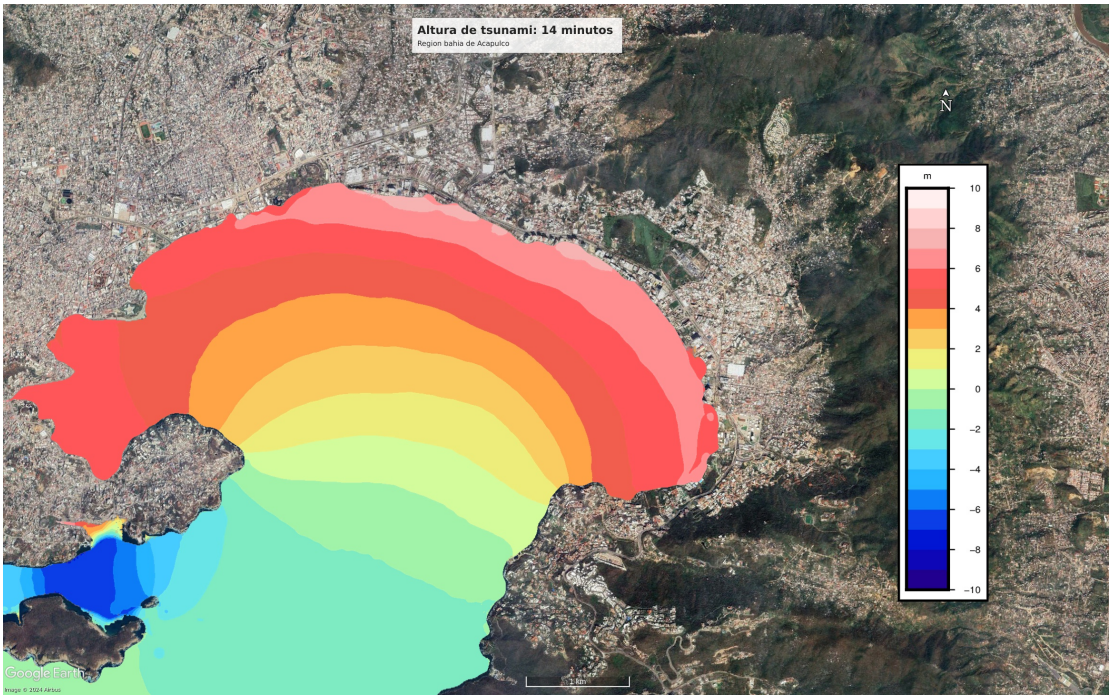


Figura 4.35: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 14 minutos en bahía de Acapulco.

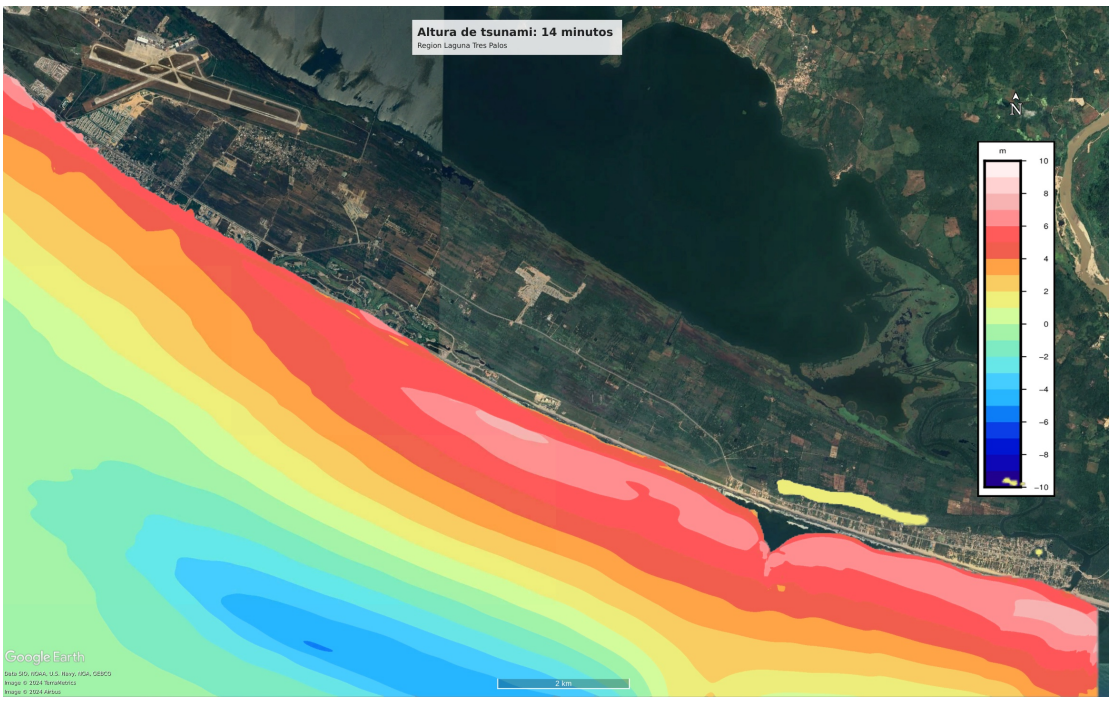


Figura 4.36: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 14 minutos en Laguna Tres Palos.

- 15 minutos: aumentan las alturas en Laguna Tres Palos, a 6 - 9 $[m]$ (figura 4.37).

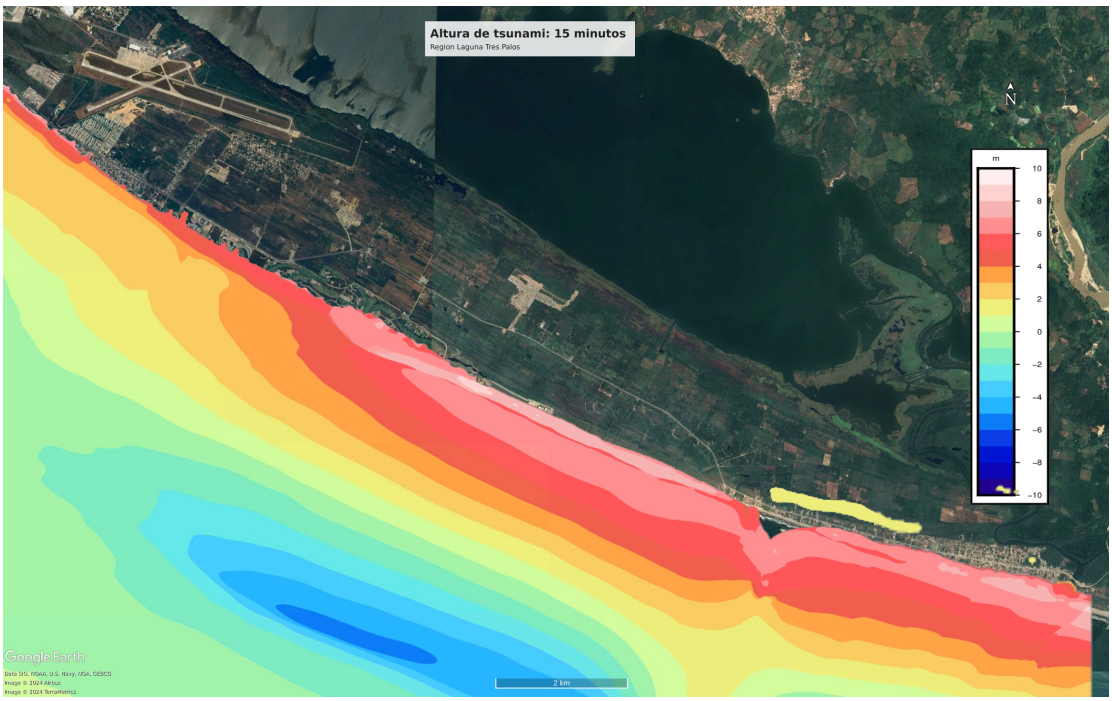


Figura 4.37: Simulación de un tsunami hipotético: inundación a los 15 minutos en Laguna Tres Palos.

Las alturas máximas que se presentaron fueron en Acapulco Diamante, 10 $[m]$, bahía de Acapulco, 8 $[m]$, y Laguna Tres Palos, 8 $[m]$.

Las mayores alturas (≥ 2 $[m]$) y periodos de impacto por inundación, se observaron en diferentes intervalos de tiempo y zonas:

- 7 - 20 minutos: toda la región de Acapulco (ver figuras en A.2.2).
- 21 - 31 minutos: Laguna Coyuca (ver figuras en A.2.2).

- 32 - 60 minutos: bahía de Acapulco, Aeropuerto y Laguna Tres Palos (ver figuras en A.2.2).
- 82 - 93 minutos: bahía de Acapulco (ver figuras en A.2.2).

Se estimaron las áreas y los límites de inundación en la región Acapulco, considerando el máximo avance del fluido tierra adentro en la duración total de la simulación.

- Laguna Coyuca (figura 4.38):
  - Límite máximo de inundación: 660 $[m]$ (ver figuras A.27 y A.28).



Figura 4.38: Áreas de inundación en Laguna Coyuca.

- Bahía de Acapulco (figura 4.39):
  - Límite máximo de inundación: 490 $[m]$ (ver figuras A.29, A.30 y A.31).



Figura 4.39: Áreas de inundación en bahía de Acapulco.

- Bahía Puerto Marqués (figura 4.40):
  - Límite máximo de inundación: 520 $[m]$ (ver figura A.32).

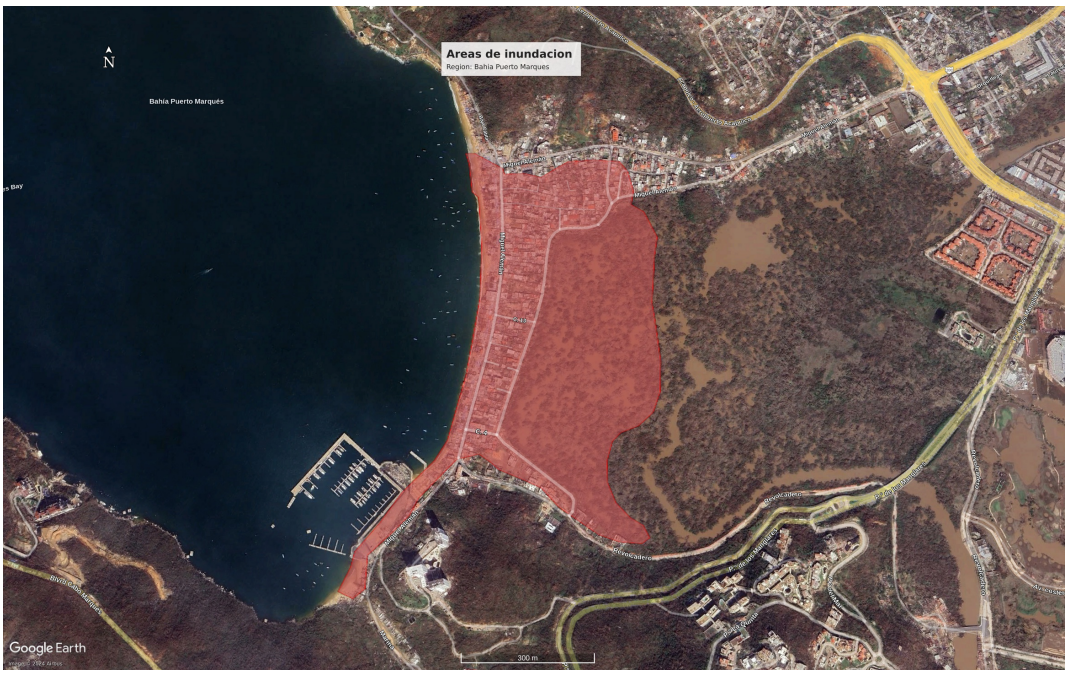


Figura 4.40: Área de inundación en bahía Puerto Marqués.

- Acapulco Diamante (figura 4.41):
  - Límite máximo de inundación: 1100 $[m]$ (ver figura A.33).



Figura 4.41: Áreas de inundación en Acapulco Diamante.

- Aeropuerto (ver figura 4.42):
  - Límite máximo de inundación: 380 $[m]$ (ver figura A.34).



Figura 4.42: Área de inundación en Aeropuerto.

- Laguna Tres Palos (ver figura 4.43):
  - Límite máximo de inundación: 2030 $[m]$ (ver figura A.35).



Figura 4.43: Áreas de inundación en Laguna Tres Palos.

De lo anterior, es evidente notar que existieron zonas alrededor y sobre la bahía de Acapulco donde no se presentó inundación alguna. Al revisar la parte topográfica del modelo de batimetría/topografía elaborado, se observaron porciones costeras de escarpes y gran pendiente que coinciden con la ausencia de inundación. La figura 4.44 muestra una representación de la topografía en la bahía de Acapulco, donde se reflejan las formas escarpadas del relieve costero con la separación muy corta entre curvas de nivel. En las figuras A.36 y A.37, se aprecian otras de regiones adyacentes a la bahía de Acapulco que manifiestan rasgos similares.

Por otro lado, en las zonas Aeropuerto y Laguna Tres Palos, donde se presentaron grandes límites de inundación, la topografía costera que se exhibe es muy plana, con elevaciones de apenas 10 $[m]$ (ver figura A.38). Esta condición del terreno explica el por qué de las extensas áreas de inundación obtenidas, y por lo tanto, se ajusta de manera adecuada a los resultados.

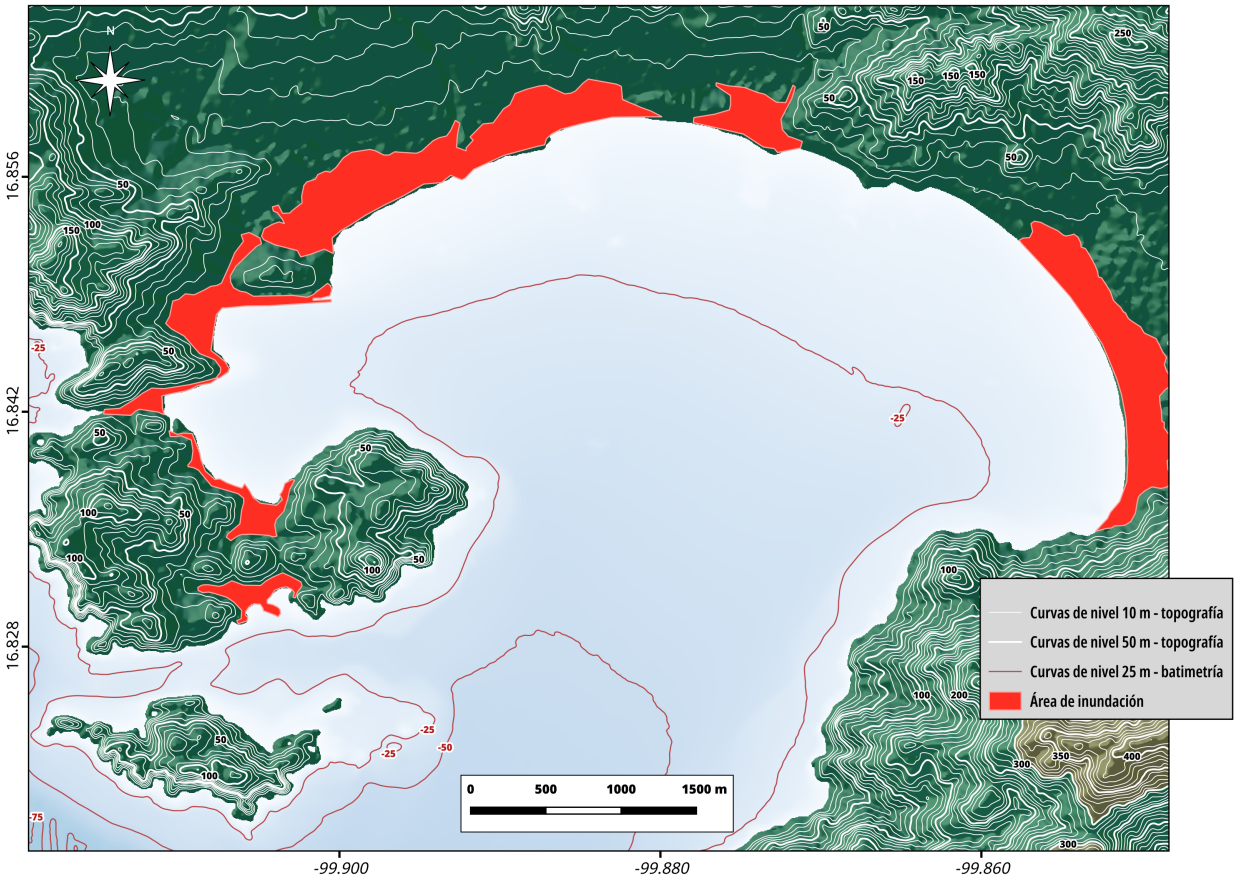


Figura 4.44: Mapa que muestra la escarpada topografía costera alrededor de la bahía de Acapulco.

Capítulo 5

Conclusiones y Discusión

La metodología elaborada para crear un modelo de batimetría/topografía alta resolución con herramientas de software libre resultó una gran alternativa, puesto que *QGIS*, *SAGA* y *GMT* cuentan con las opciones necesarias para la visualización, edición y transformación de datos. Las tres fuentes de información utilizadas fueron adecuadas, sin embargo, se puede mejorar mucho más. Como se mencionó en este documento, en términos de generación y propagación de tsunami, una malla de tamaño de celda grueso es adecuada. En cuestiones de inundación, es indispensable una malla de al menos 10 $[m]$, lo cual conlleva complicaciones si no se cuenta con datos de alta resolución y calidad. Los conjuntos de datos de *INEGI* fueron ideales para representar de muy buena manera la topografía costera, al ser de 5 $[m]$ y 15 $[m]$ de resolución. Por otro lado, la batimetría presentó mayor complejidad debido a que solo un par de conjuntos de *SEMAR* se pudieron considerar de alta resolución, ya que en varios conjuntos la distancia entre puntos era superior a 20 $[m]$ y mostraron tendencias contrastantes entre sí, que impidieron una unificación de toda la información. Por lo tanto, es importante mencionar la necesidad de contar con datos batimétricos de alta resolución en las costas de la zona de subducción mexicana, que permitan realizar un ejercicio de simulación de tsunami de mayor certidumbre y calidad.

Teniendo en cuenta las limitaciones batimétricas en la zona de estudio, y que se calculó una malla con tamaño de celda de 5 $[m]$, la interpolación realizada con *Multilevel B-Splines* de *SAGA* fue muy útil, dado que se obtuvo una superficie lo más suavizada posible en un tiempo de ejecución relativamente rápido. Quedó de manifiesto una de las cualidades que distingue a esta herramienta, que es la capacidad de realizar una interpolación en regiones donde la densidad de puntos es baja, y una aproximación en donde es alta.

Los resultados obtenidos de ambos modelos numéricos en la simulación de prueba reflejaron una sobreestimación del tsunami de Acapulco de 2021. Estás diferencias pudieron deberse a la manera en que se modeló la ruptura con Okada 1985, ya que las formas de onda están relacionadas a la ruptura del sismo, o a la falta de detalle en la batimetría de la zona de estudio. En *GeoClaw*, la diferencia en amplitud fue de hasta 1 $[m]$ y las formas de onda se recrearon de manera muy similar, con respecto a los datos observados en la estación mareográfica *Acapulco API* del *SMN*. Mientras tanto, el contraste en *JAGURS* fue de hasta 0.5 $[m]$, sin embargo, las formas de onda mostraron una variación muy notoria que seguro estuvo asociada a la localización del sismo en la simulación, situado al suroeste de la bahía de Acapulco, en lugar de estar al sureste.

Los productos obtenidos de la simulación del tsunami hipotético proporcionaron probables tiempos de arribo, áreas y períodos de inundación, y los alcances que podrían presentarse en un escenario extraordinario. Un tsunami originado en la brecha sísmica extendida de Guerrero alcanzaría las costas de la región de Acapulco en menos de 10 minutos, e inundaría de manera considerable varias zonas de la bahía de Acapulco, bahía Puerto Marqúes y cerca de las lagunas. En particular, la zona Laguna Tres Palos exhibió una gran vulnerabilidad por inundación de tsunami. Además, la bahía de Acapulco parece ser una zona que favorece la amplificación de ondas de tsunami y donde la inundación

se presenta en varios periodos de tiempo.

El presente trabajo exhibió los aspectos fundamentales en una simulación de un tsunami de origen sísmico: un modelo numérico, la batimetría/topografía de la zona de estudio y la modelación de la fuente sísmica. Actualmente existen diversos modelos numéricos de tsunami que resuelven las ecuaciones de aguas someras con ciertos esquemas numéricos y consideraciones, cuyo propósito es representar lo mejor posible la generación, propagación e inundación. En este caso, se partió de algo muy general en *GeoClaw* y *JAGURS*, sin embargo, ambos modelos ofrecen opciones y herramientas para una variedad de casos de estudio, dependiendo de los objetivos y consideraciones que sean necesarias, las cuales merece la pena estudiar. Cabe resaltar que la geometría y proceso de ruptura del sismo también influyen mucho en el comportamiento del tsunami en diferentes regiones costeras, por lo que es indispensable apoyarse de expertos que planteen los escenarios más probables. Los tiempos de ejecución no significan una limitación, dado que se apoyan del paralelismo computacional y algoritmos optimizados, lo que ofrece grandes ventajas cuando la simulación es robusta. Además, con la información que producen es posible generar visualizaciones muy detalladas e intuitivas para todo público, lo que es primordial en la elaboración de mapas de riesgo por tsunami.

La historia sísmica en México deja en evidencia que pueden ocurrir grandes eventos, capaces de generar tsunamis. Las regiones costeras adyacentes a la zona de subducción mexicana, como la región de Acapulco, son por mucho las más expuestas ante estos fenómenos, ya que representan áreas con asentamientos importantes e infraestructura claves en el comercio. Sin olvidar que varias de estas ciudades presentan una alta afluencia turística nacional e internacional. Por lo tanto, es fundamental que en las localidades del Pacífico mexicano se desarollen planes de evacuación y se elaboren mapas del riesgo por tsunamis, de tal manera que puedan ser integrados al Atlas Nacional de Riesgos, mediante proyectos de prevención de desastres apoyados con recursos federales (Fondo de Desastres Naturales) y la aplicación de metodologías como la que se describe en este documento, en torno a la modelación numérica de tsunamis. Actualmente es un área de oportunidad en México e implica llevar a cabo un profundo trabajo de investigación, inversión y difusión sobre el tema, que permita estimar el impacto y los alcances, preparar a las comunidades más vulnerables y salvar vidas, ante la inexorable llegada de futuros eventos de gran magnitud.

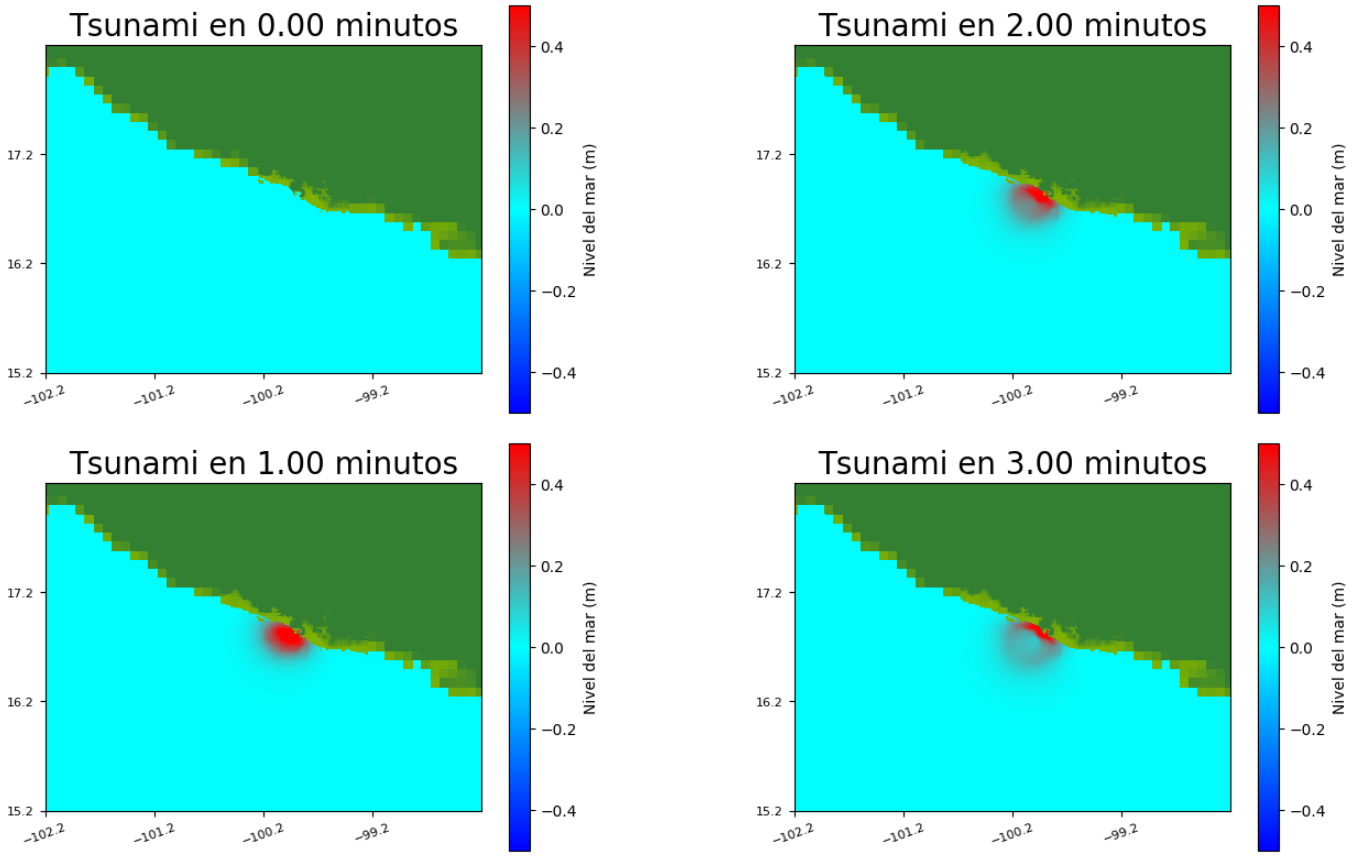
Apéndice A

Anexos

A.1. Tsunami de Acapulco de 2021

A.1.1. *GeoClaw*

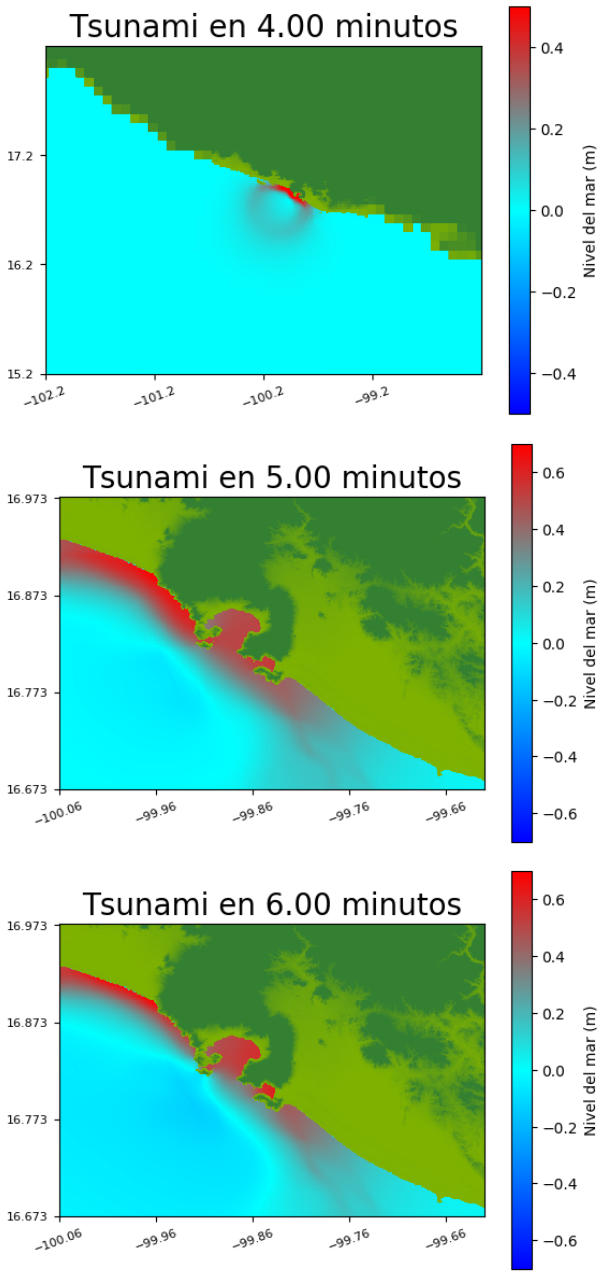
Simulación 30 minutos:



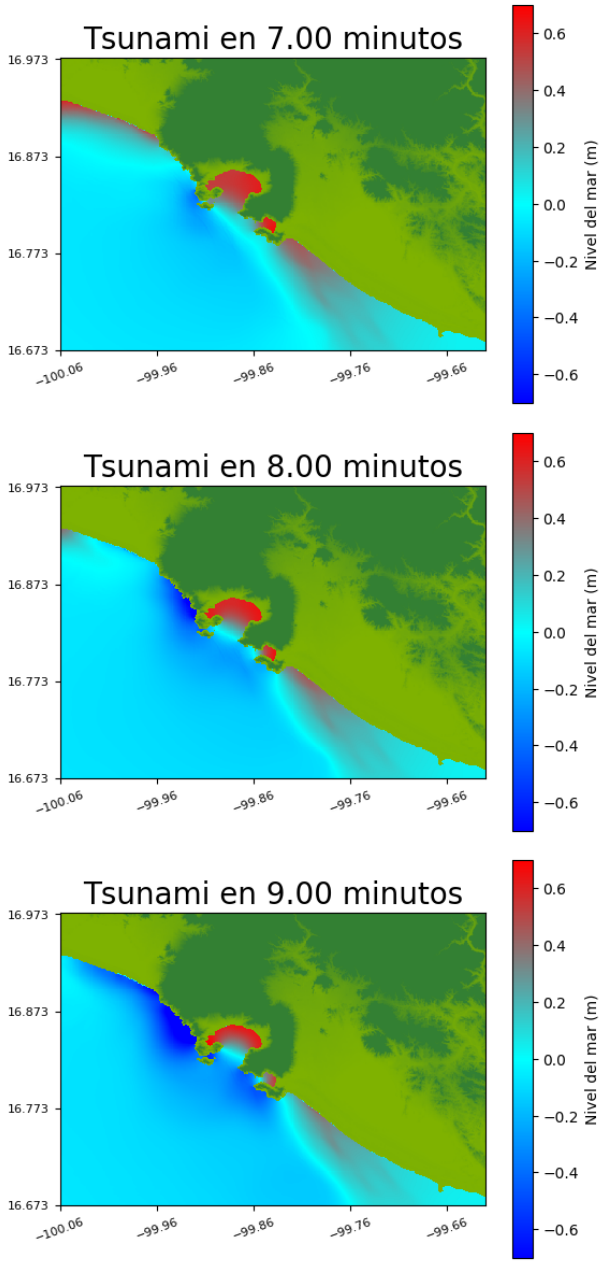
(a) Propagación: 0 y 1 minuto.

(b) Propagación: 2 y 3 minutos.

Figura A.1: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 0 - 3 minutos.

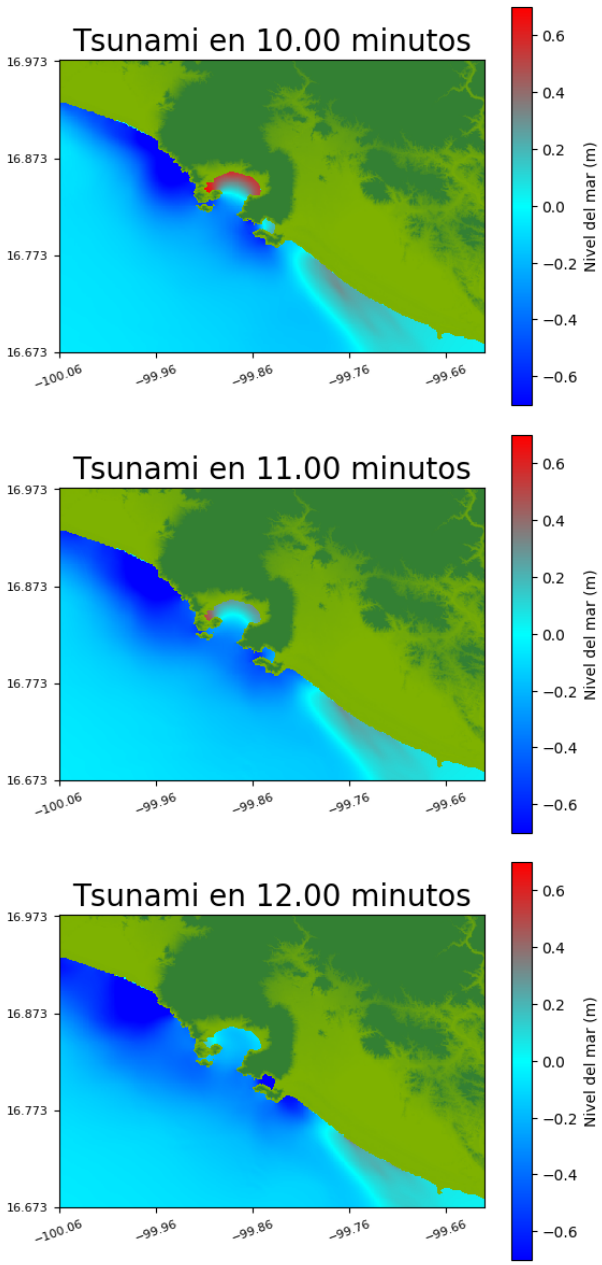


(a) Propagación: 4 - 6 minutos.

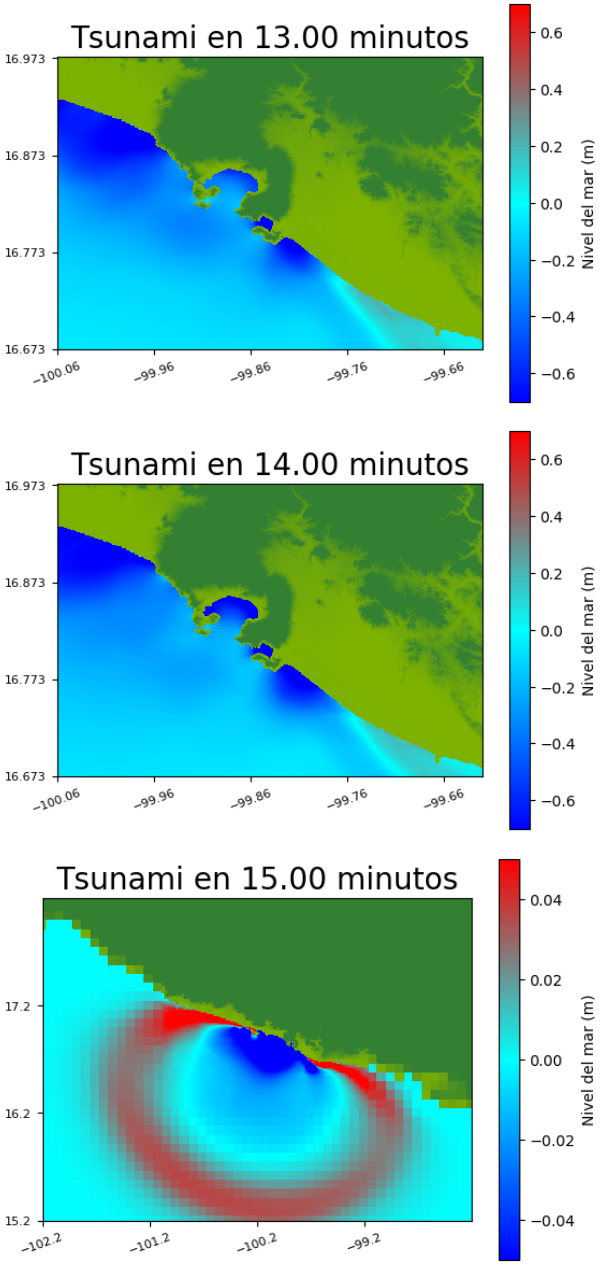


(b) Propagación: 7 - 9 minutos.

Figura A.2: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 4 - 9 minutos.

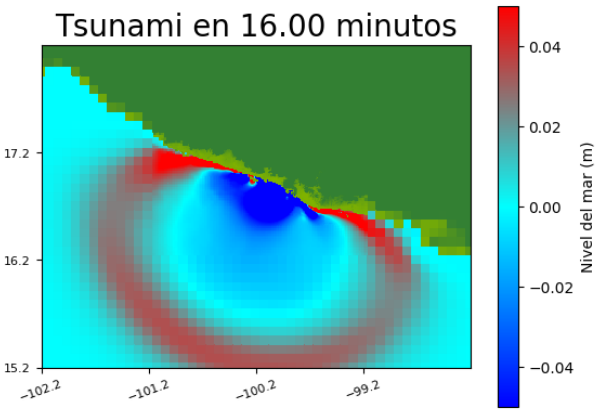


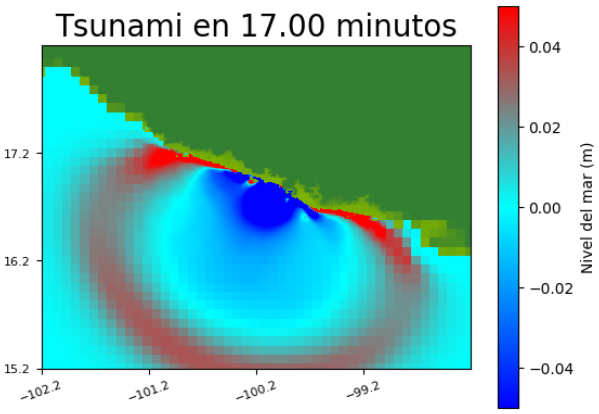
(a) Propagación: 10 - 12 minutos.

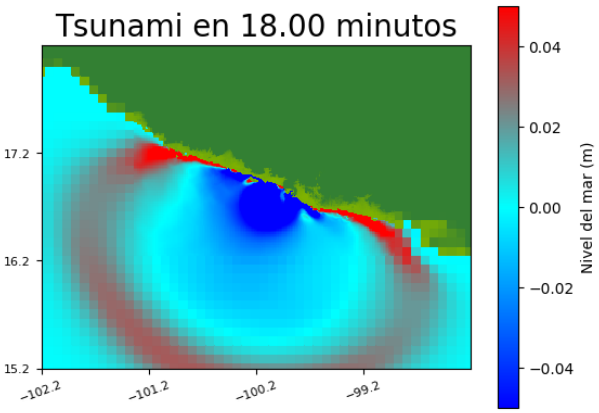


(b) Propagación: 13 - 15 minutos.

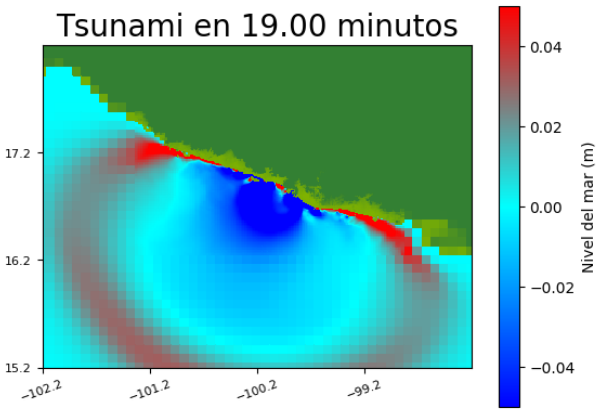
Figura A.3: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 10 - 15 minutos.

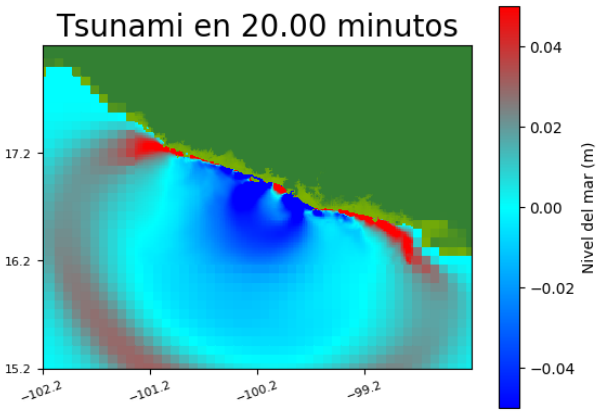


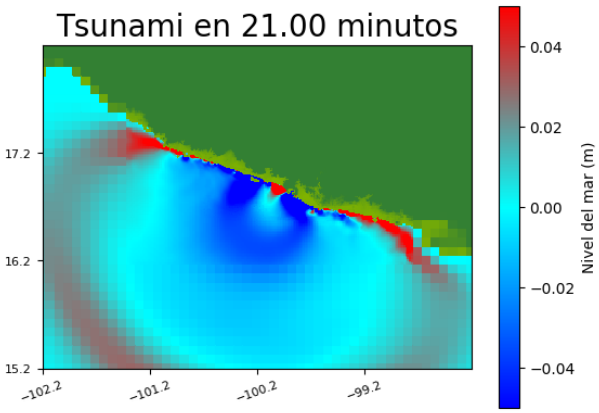




(a) Propagación: 16 - 18 minutos.

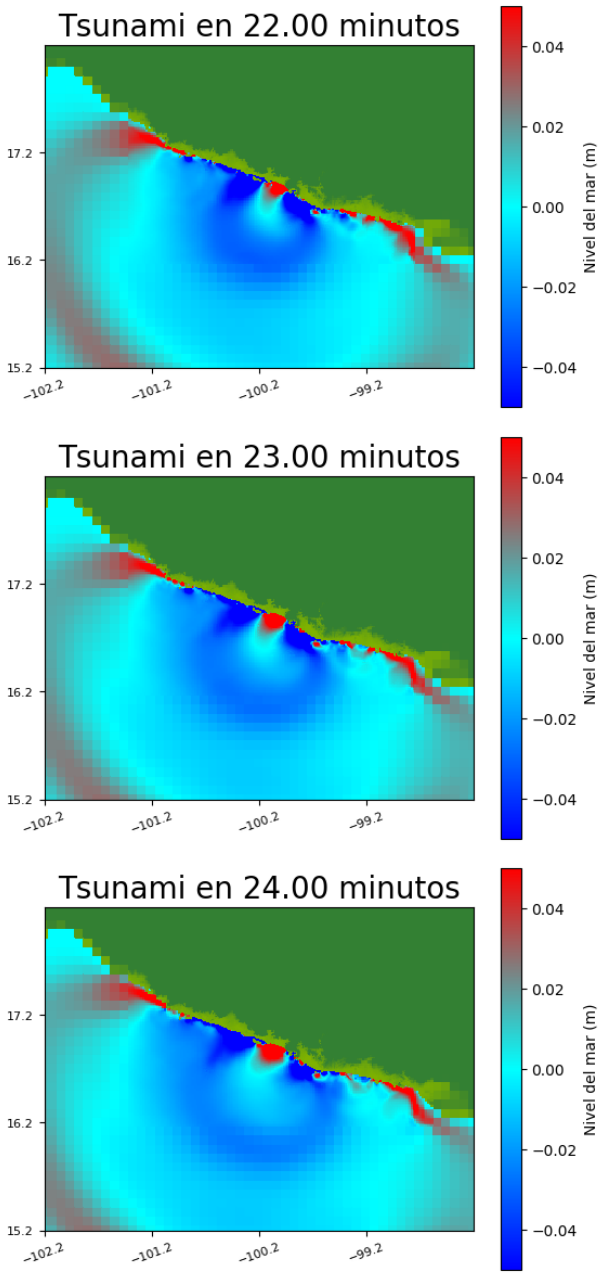




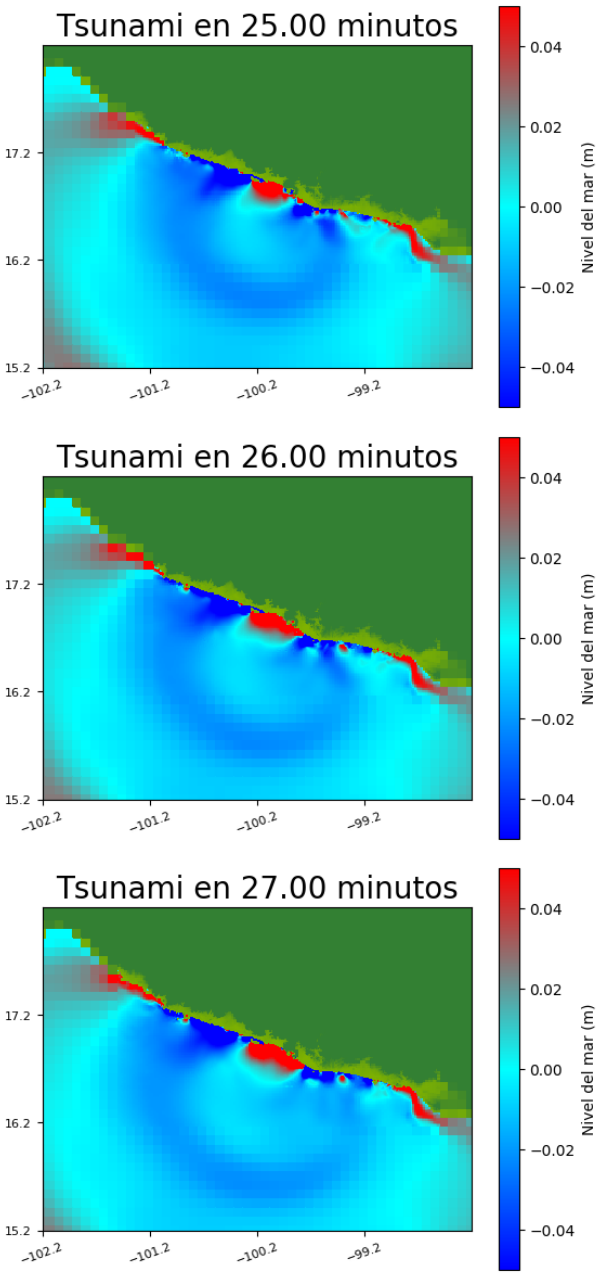


(b) Propagación: 19 - 21 minutos.

Figura A.4: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 16 - 21 minutos.

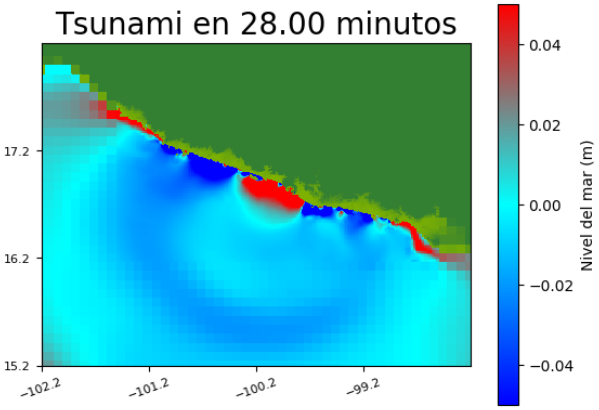


(a) Propagación: 22 - 24 minutos.

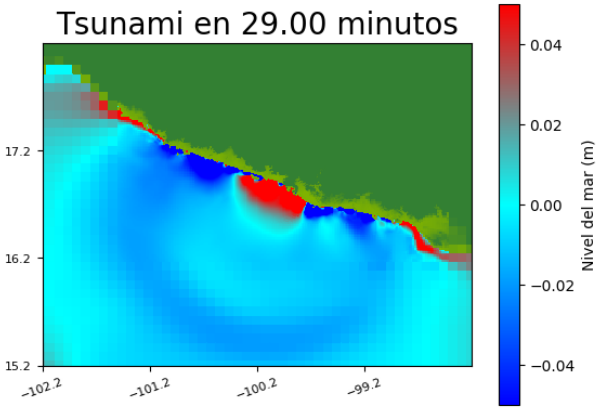


(b) Propagación: 25 - 27 minutos.

Figura A.5: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 22 - 27 minutos.



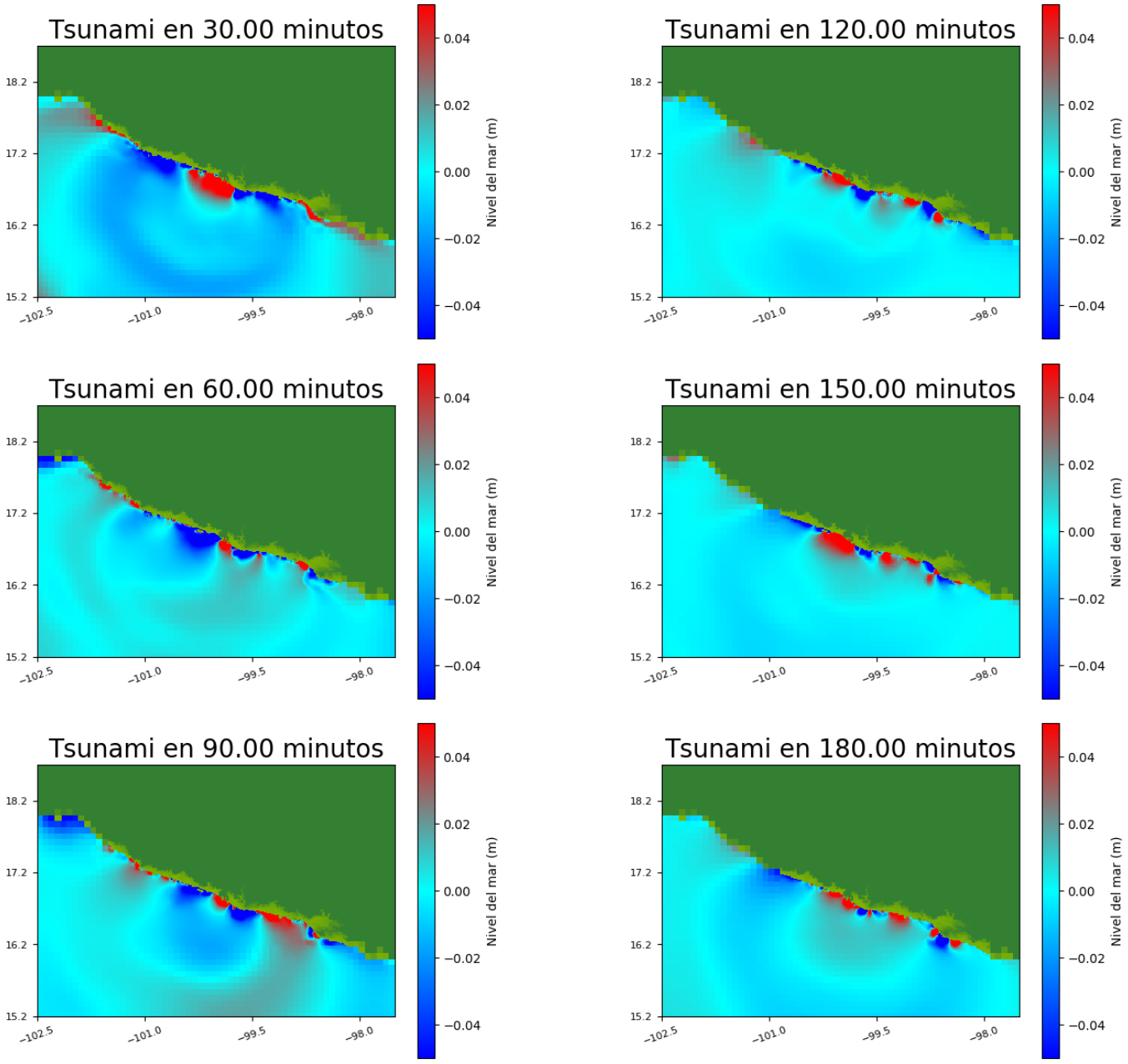
(a) Propagación: 28 minutos.



(b) Propagación: 29 minutos.

Figura A.6: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 29 minutos.

Simulación 3 horas:



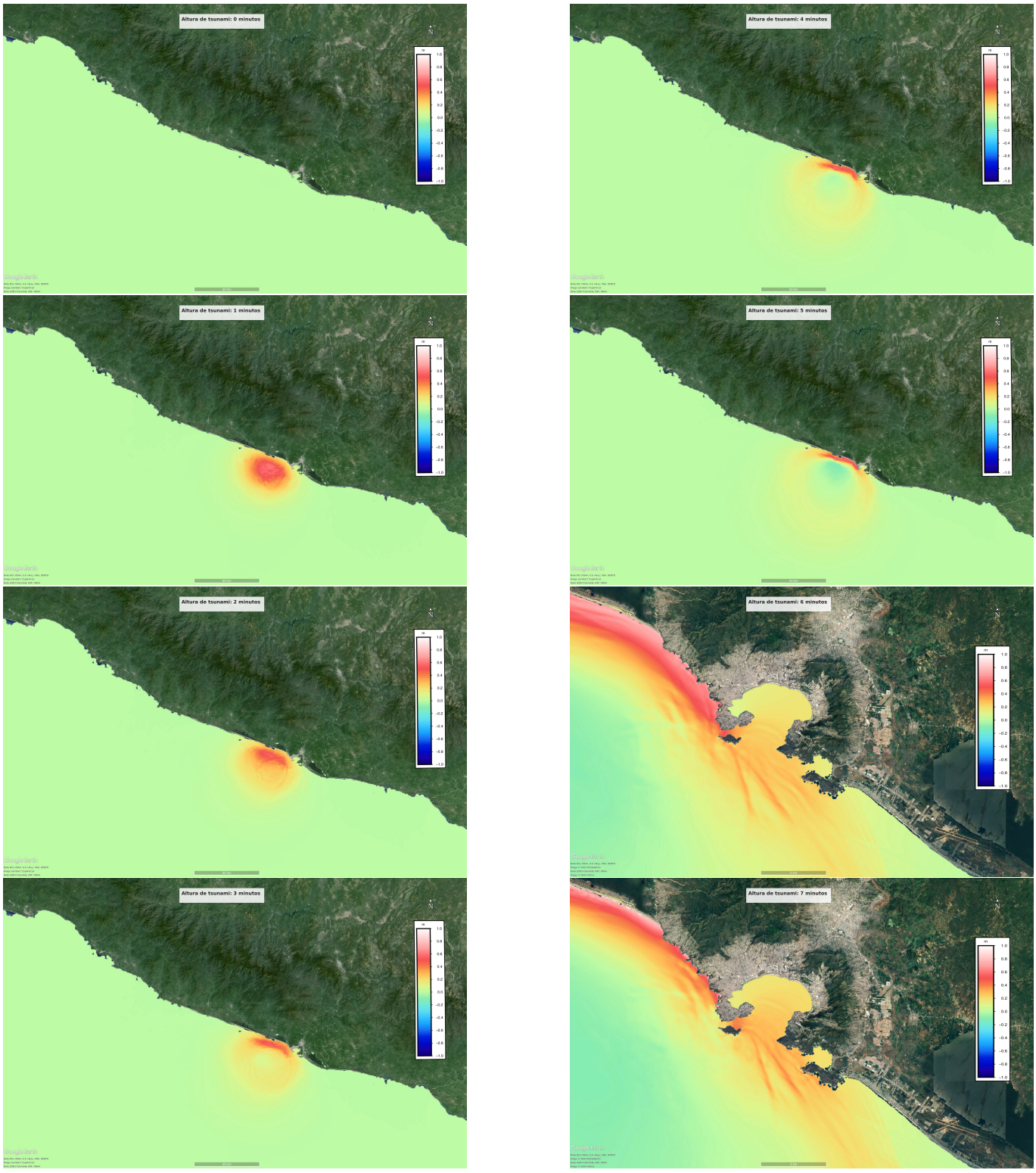
(a) Propagación en 30, 60 y 90 minutos.

(b) Propagación en 120, 150 y 180 minutos.

Figura A.7: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 30, 60, 90, 120, 150 y 180 minutos.

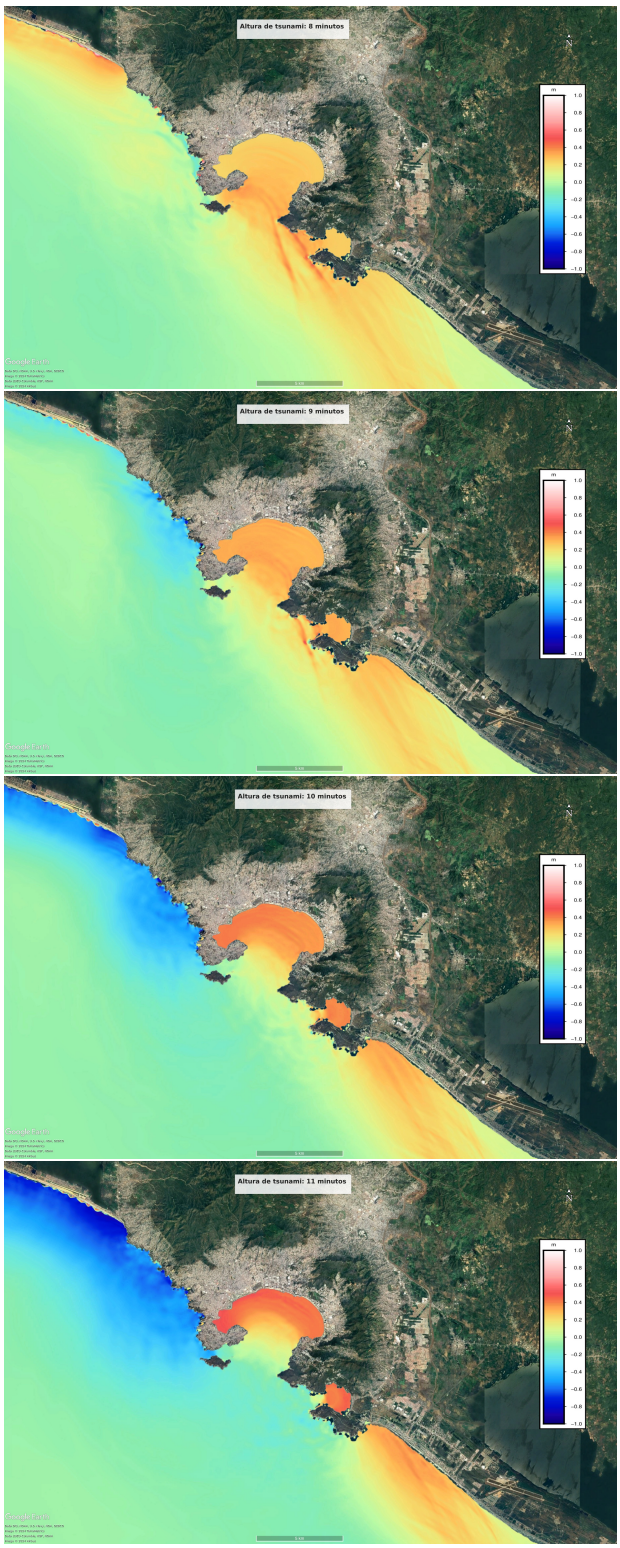
A.1.2. *JAGURS*

Simulación 30 minutos:

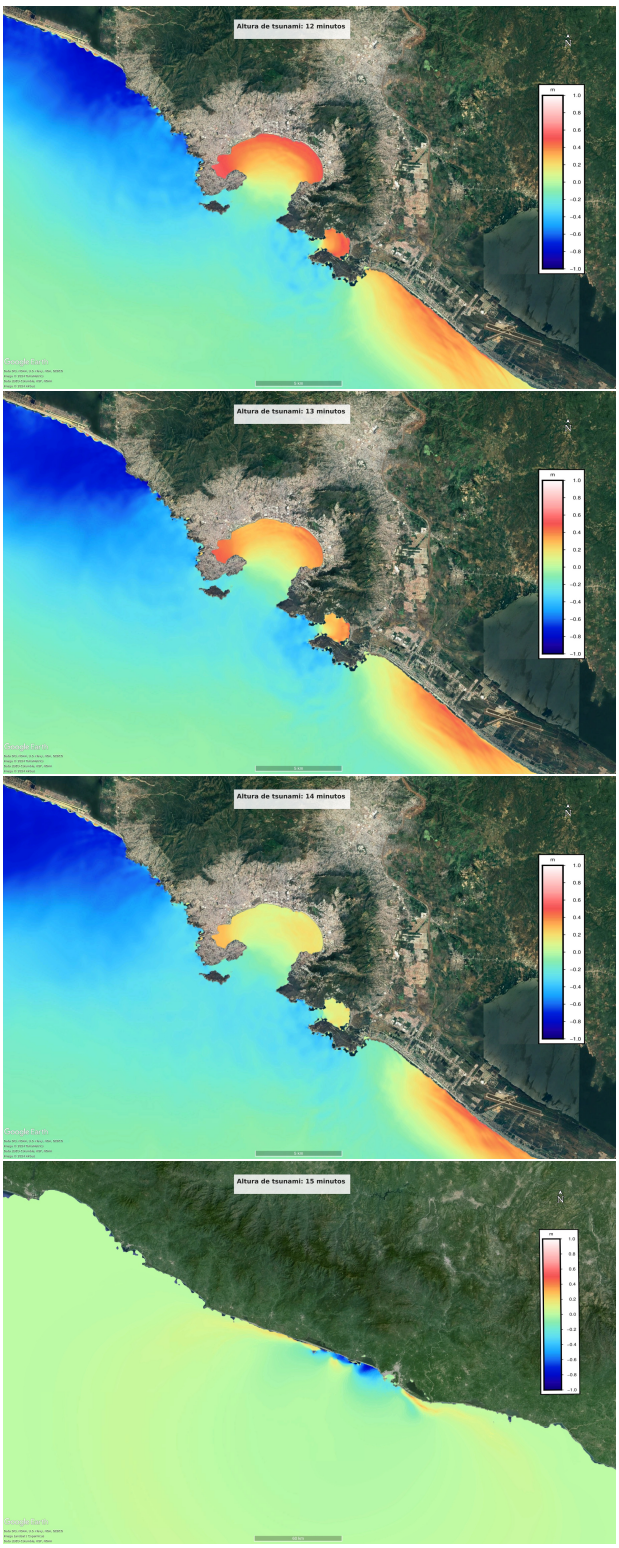


(a) 0 - 3 minutos (b) 4 - 7 minutos

Figura A.8: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 0 - 7 minutos.

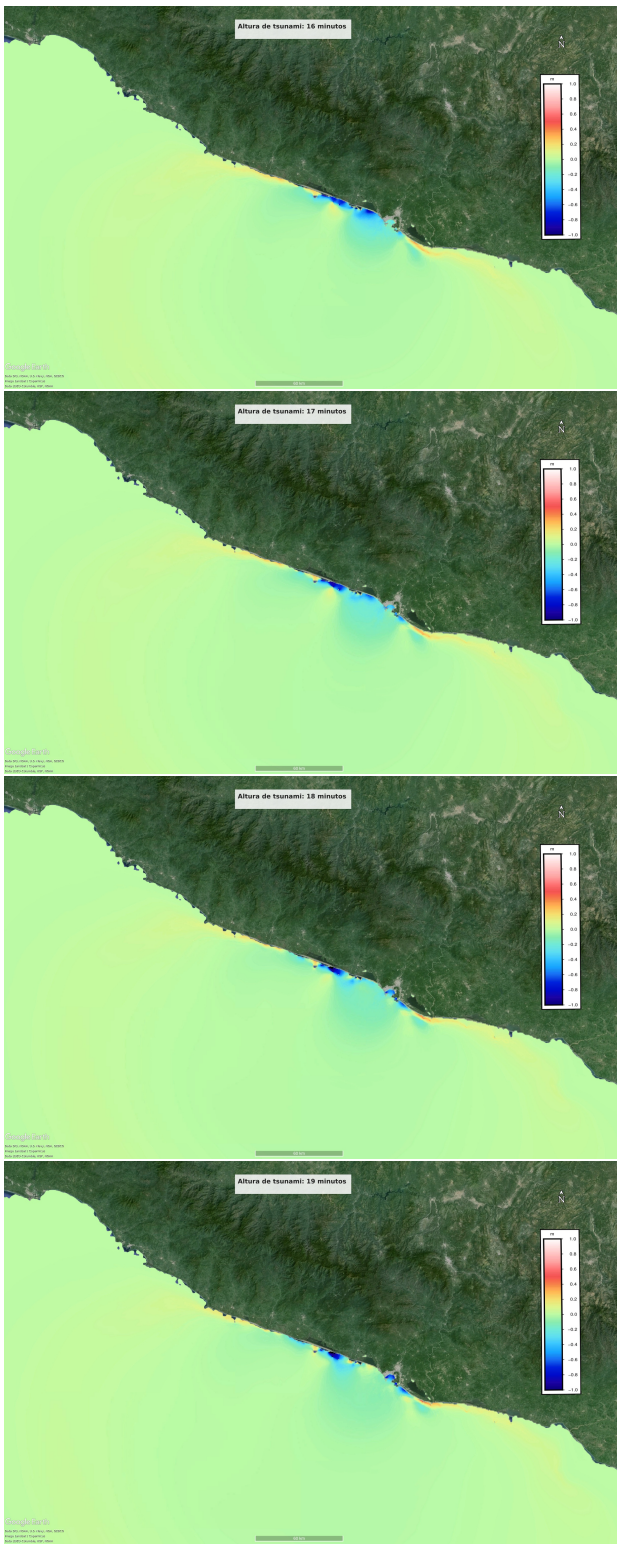


(a) 8 - 11 minutos

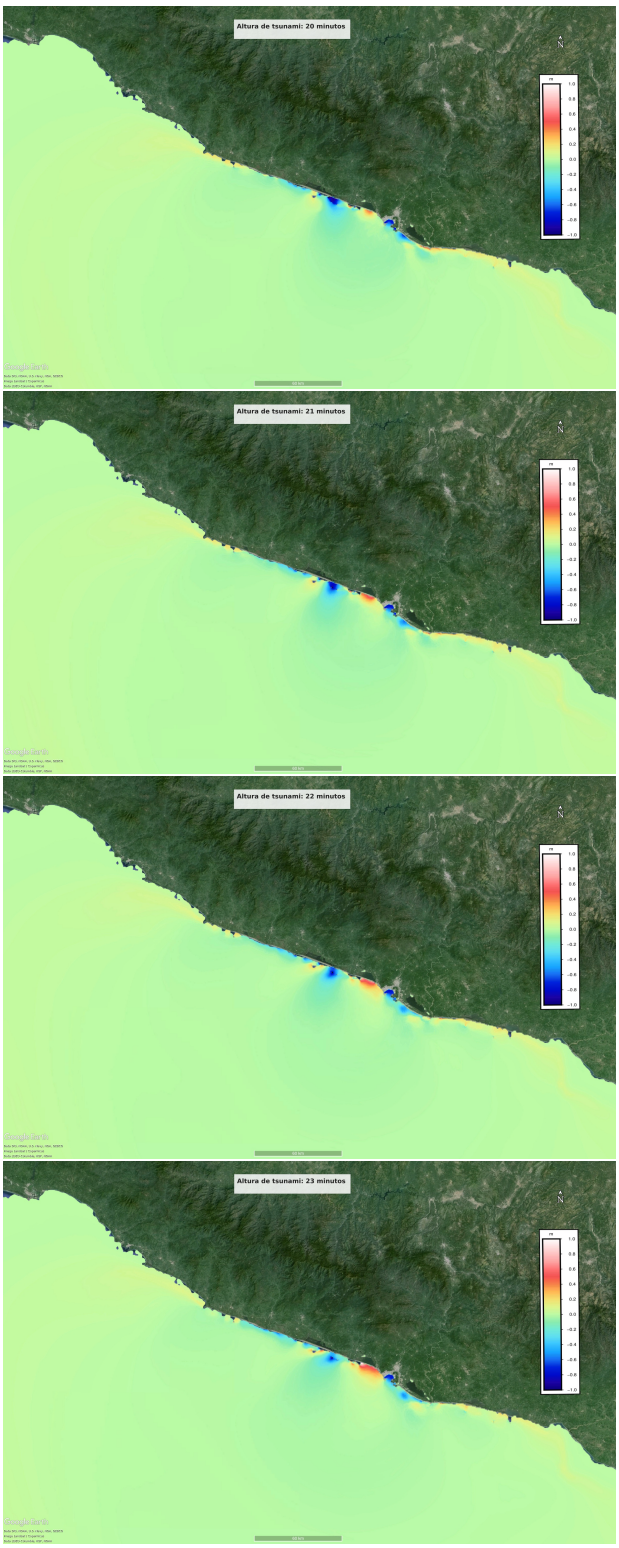


(b) 12 - 15 minutos

Figura A.9: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 8 - 15 minutos.

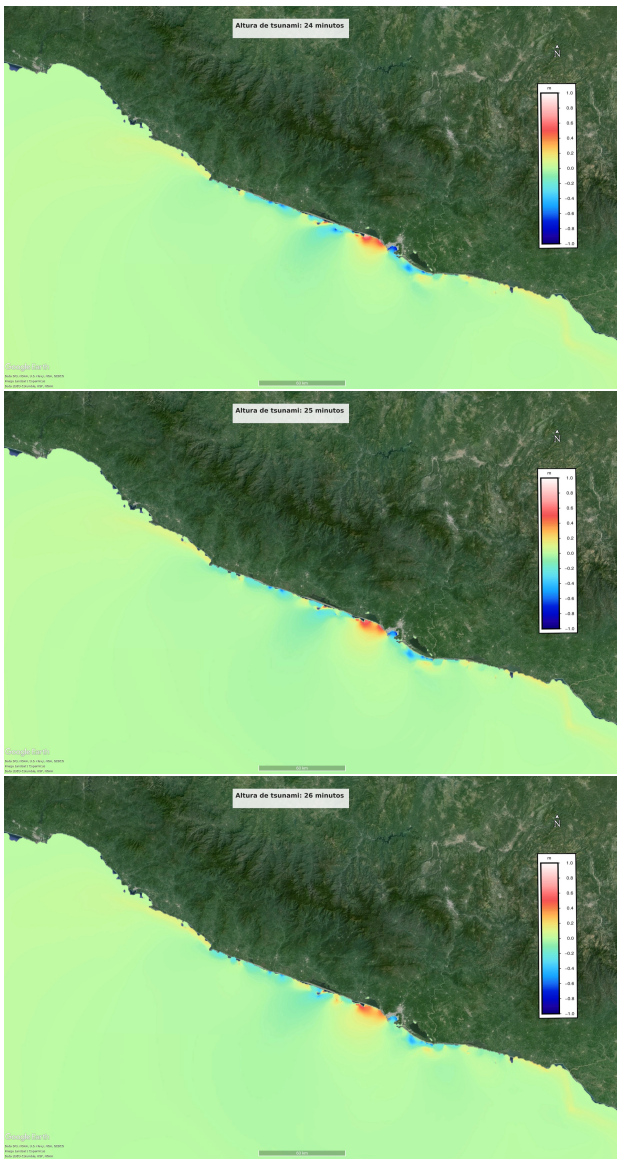


(a) 16 - 19 minutos

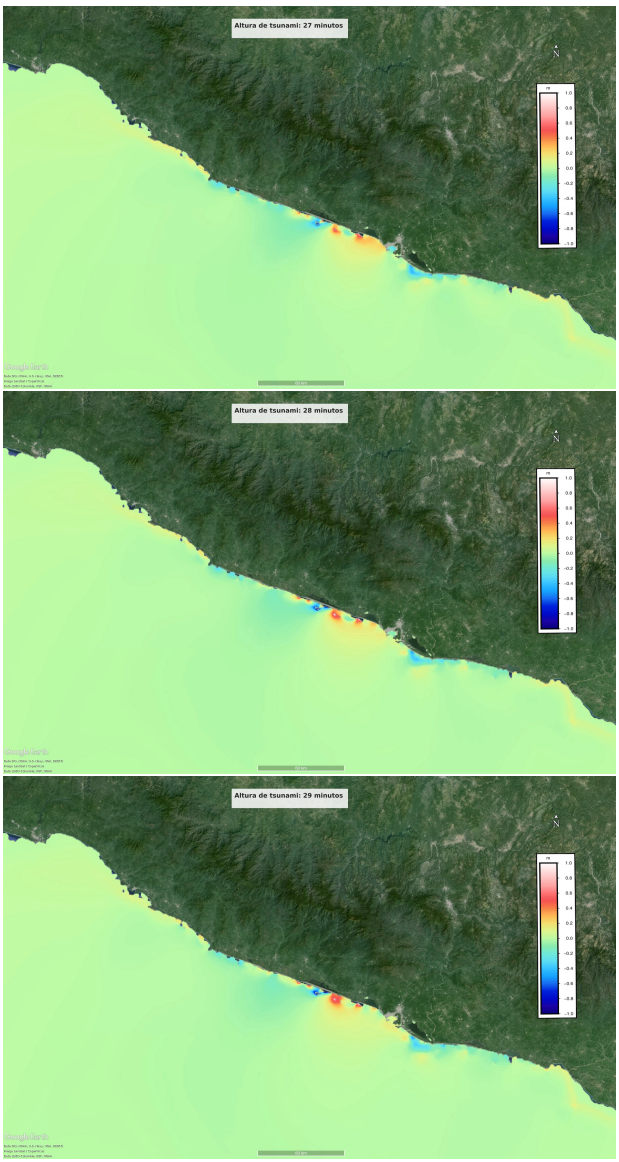


(b) 20 - 23 minutos

Figura A.10: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 16 - 23 minutos.



(a) 24 - 26 minutos



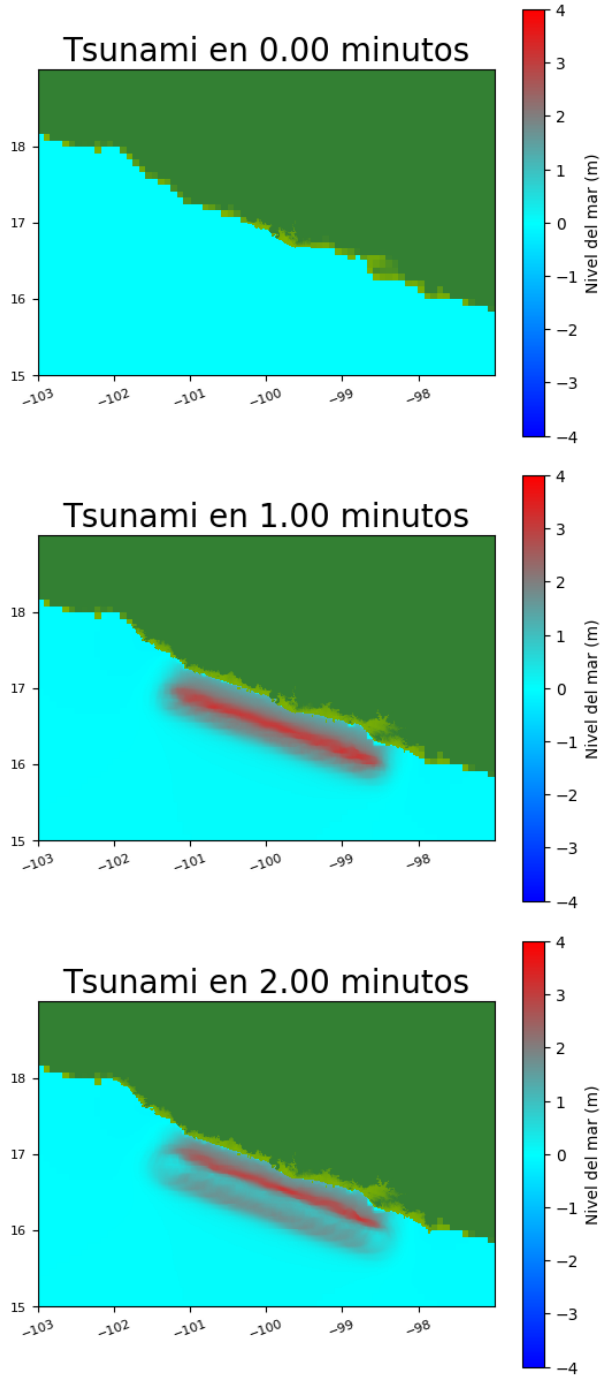
(b) 27 - 29 minutos

Figura A.11: Simulación del tsunami de Acapulco de 2021: 24 - 29 minutos.

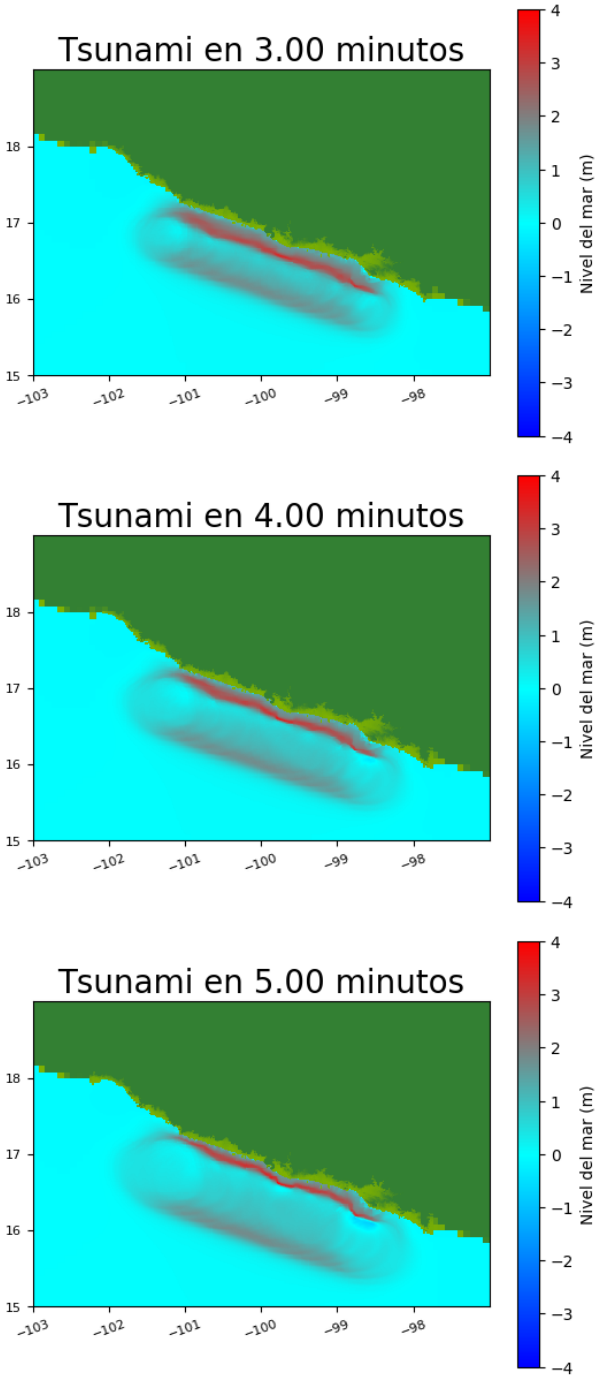
A.2. Tsunami hipotético

A.2.1. Propagación

Simulación 30 minutos:

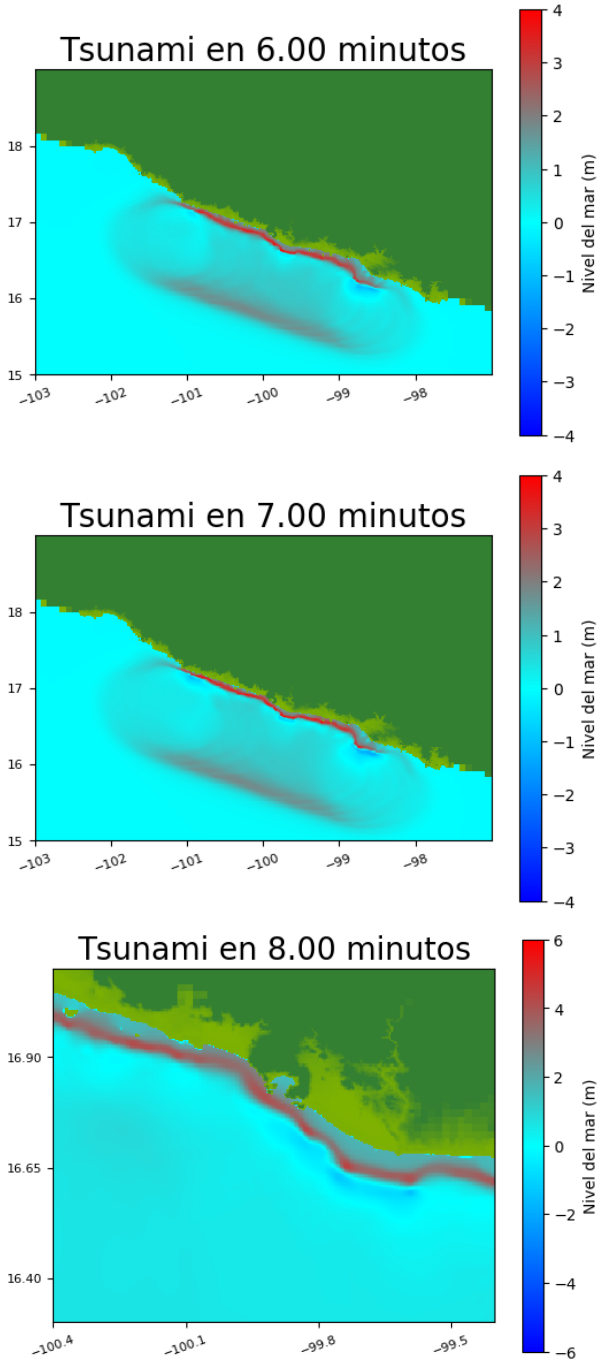


(a) Propagación: 0 - 2 minutos.

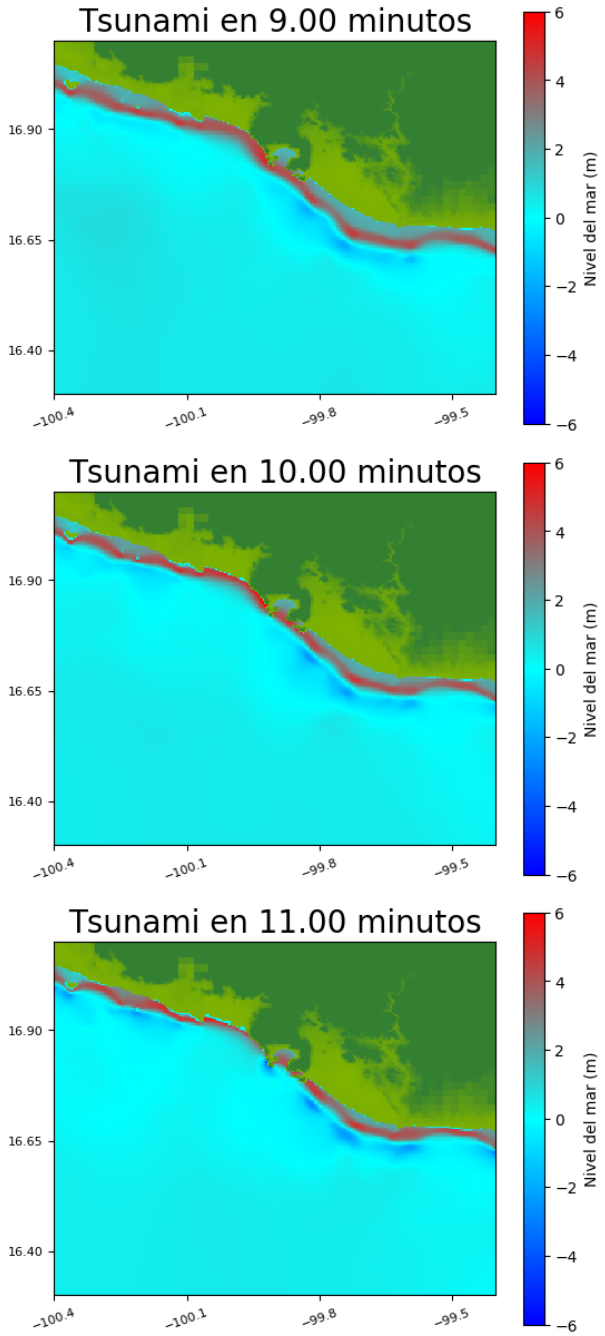


(b) Propagación: 3 - 5 minutos.

Figura A.12: Propagación del tsunami hipotético: 0 - 5 minutos.

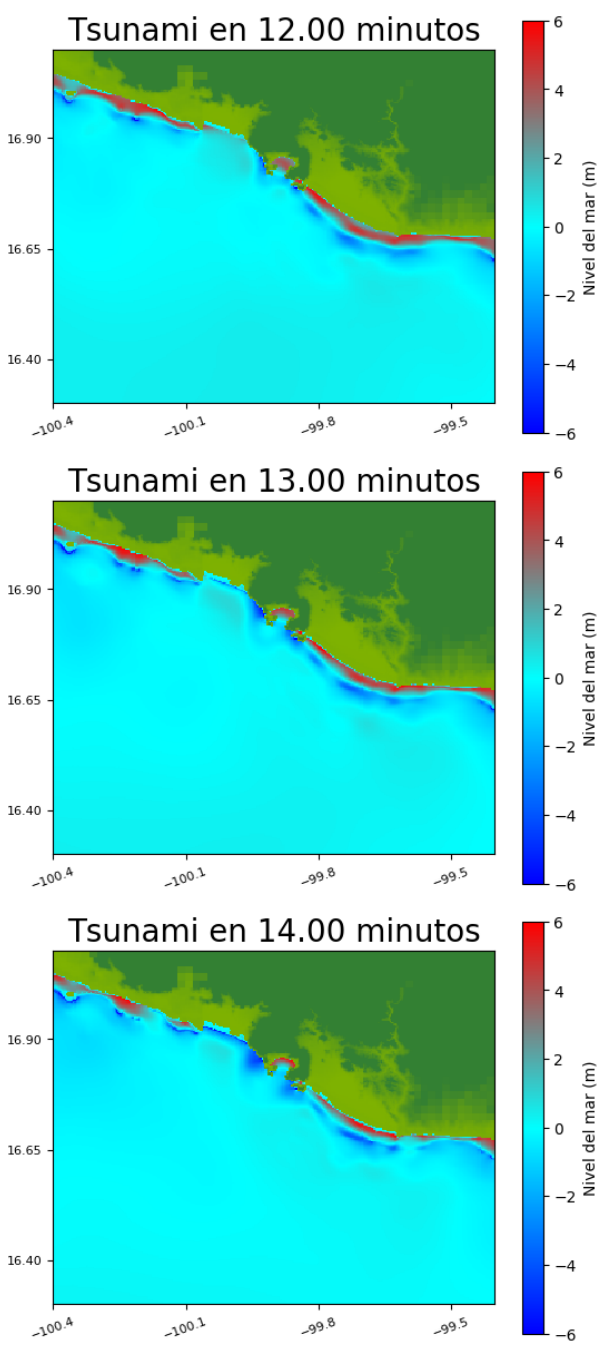


(a) Propagación: 6 - 8 minutos.

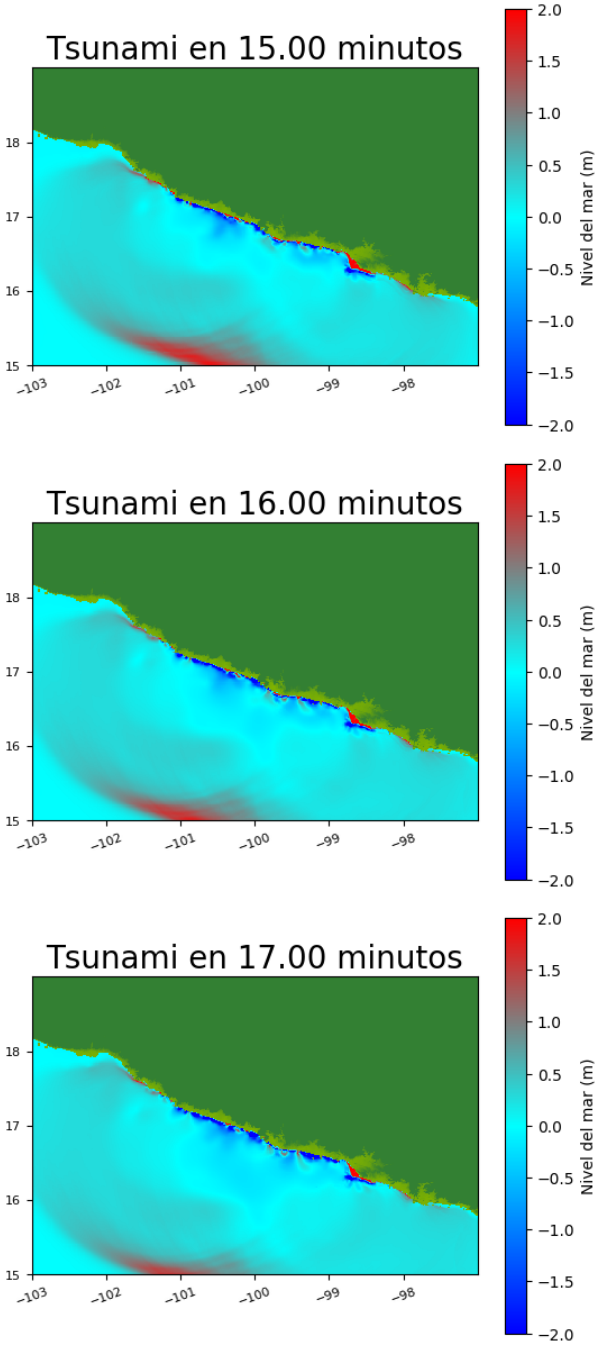


(b) Propagación: 9 - 11 minutos.

Figura A.13: Propagación del tsunami hipotético: 6 - 11 minutos.

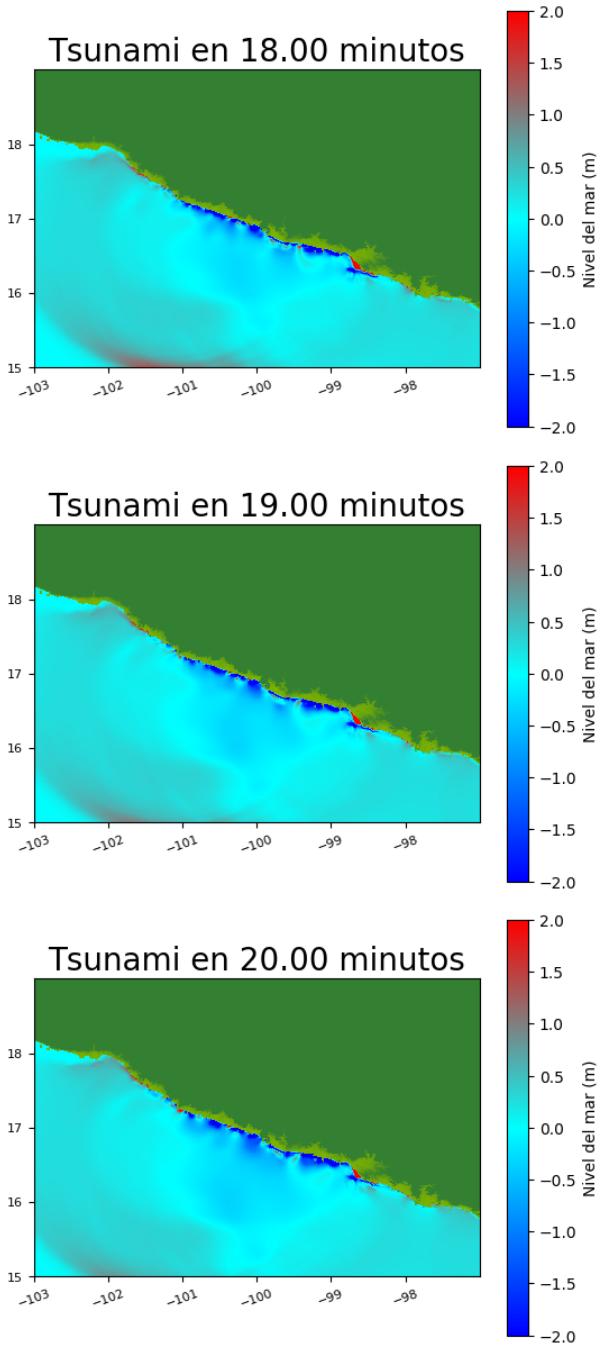


(a) Propagación: 12 - 14 minutos.

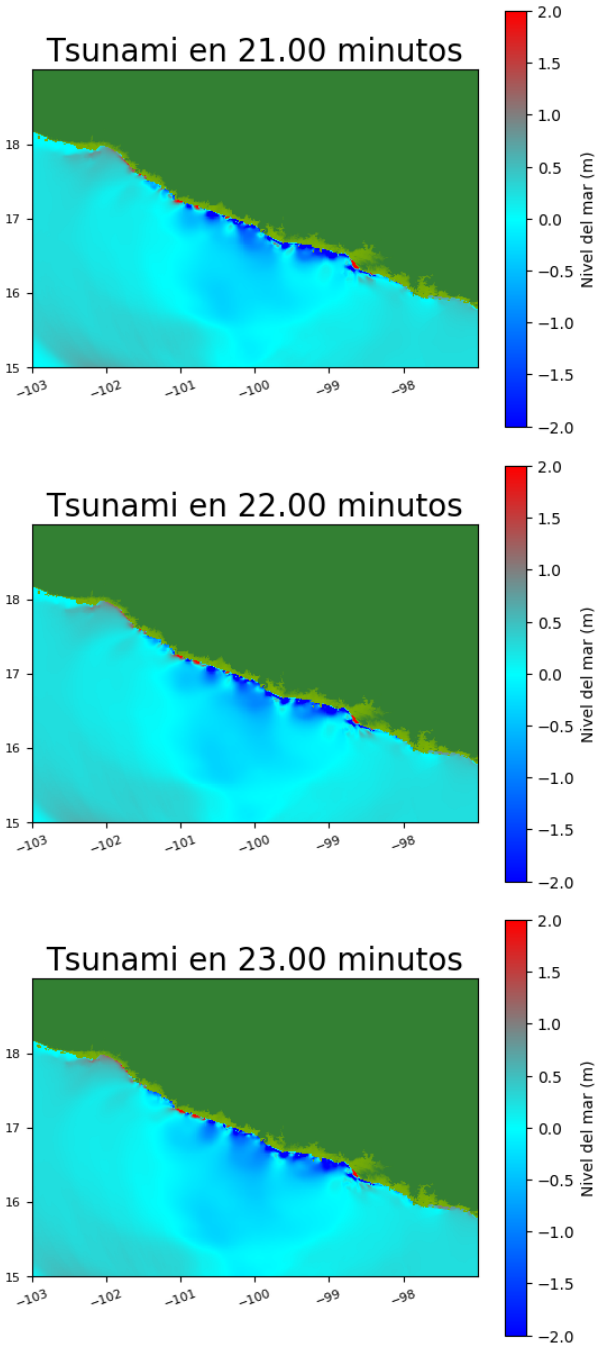


(b) Propagación: 15 - 17 minutos.

Figura A.14: Propagación del tsunami hipotético: 12 - 17 minutos.

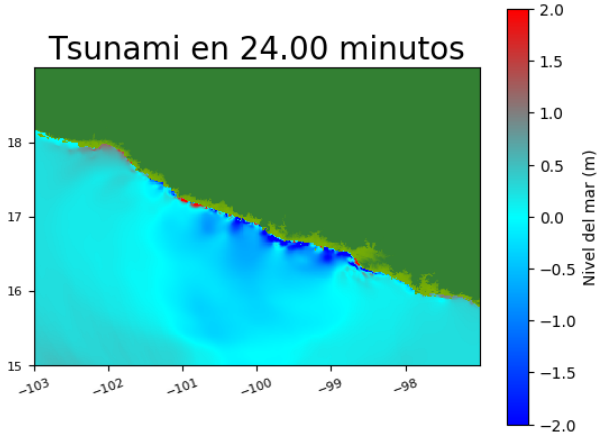


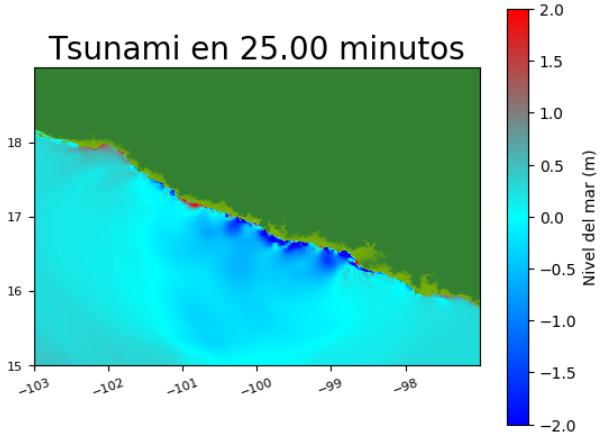
(a) Propagación: 18 - 20 minutos.

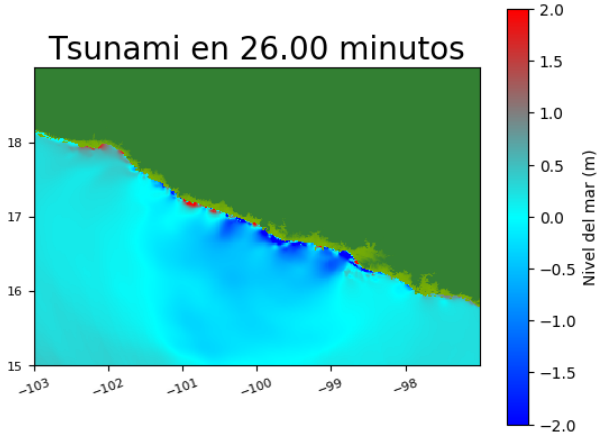


(b) Propagación: 21 - 23 minutos.

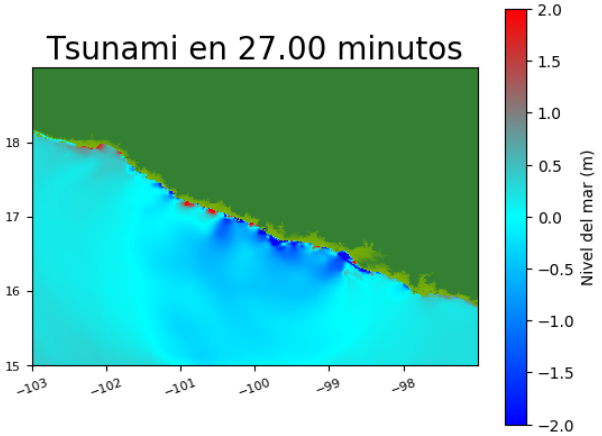
Figura A.15: Propagación del tsunami hipotético: 18 - 23 minutos.

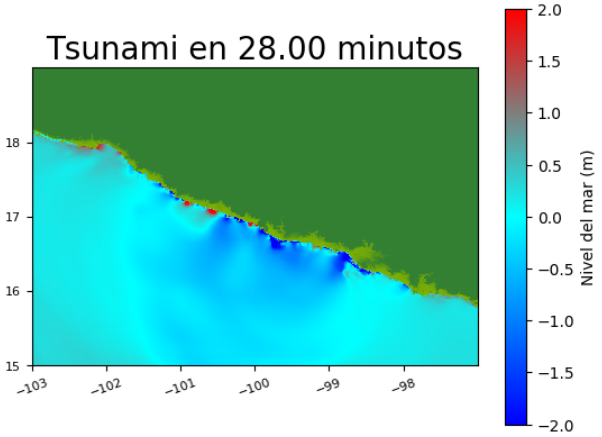


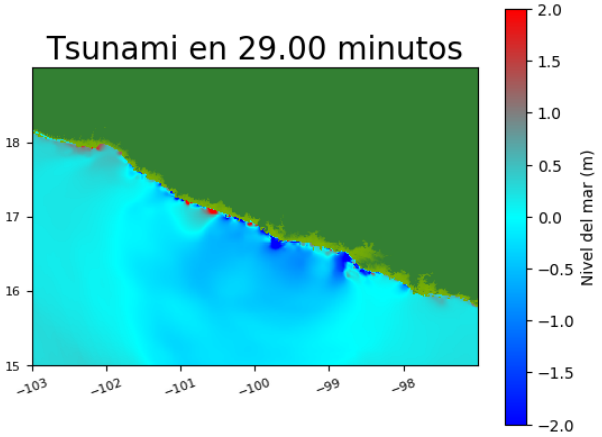




(a) Propagación: 24 - 26 minutos.



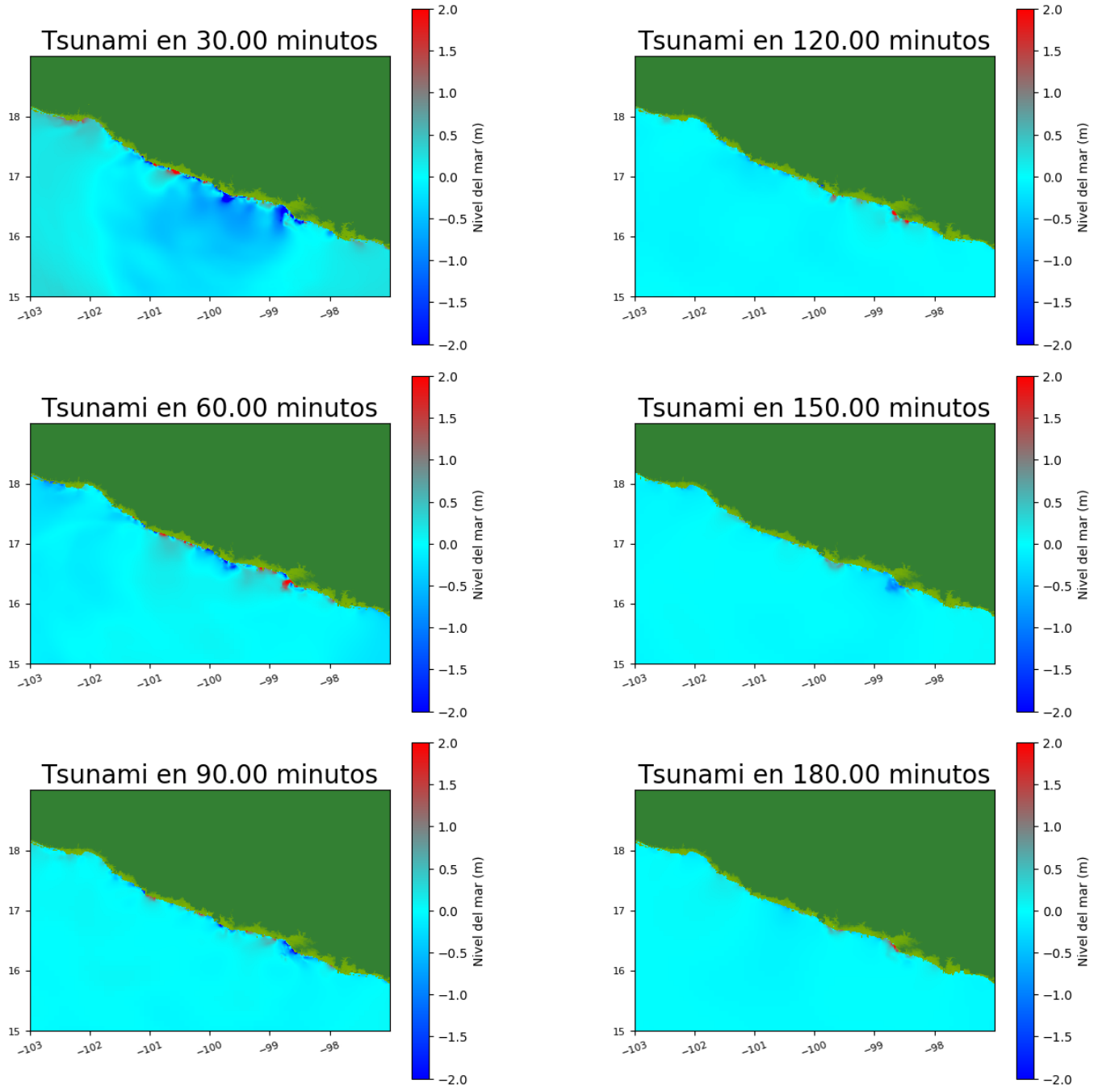




(b) Propagación: 27 - 29 minutos.

Figura A.16: Propagación del tsunami hipotético: 24 - 29 minutos.

Simulación 3 horas:



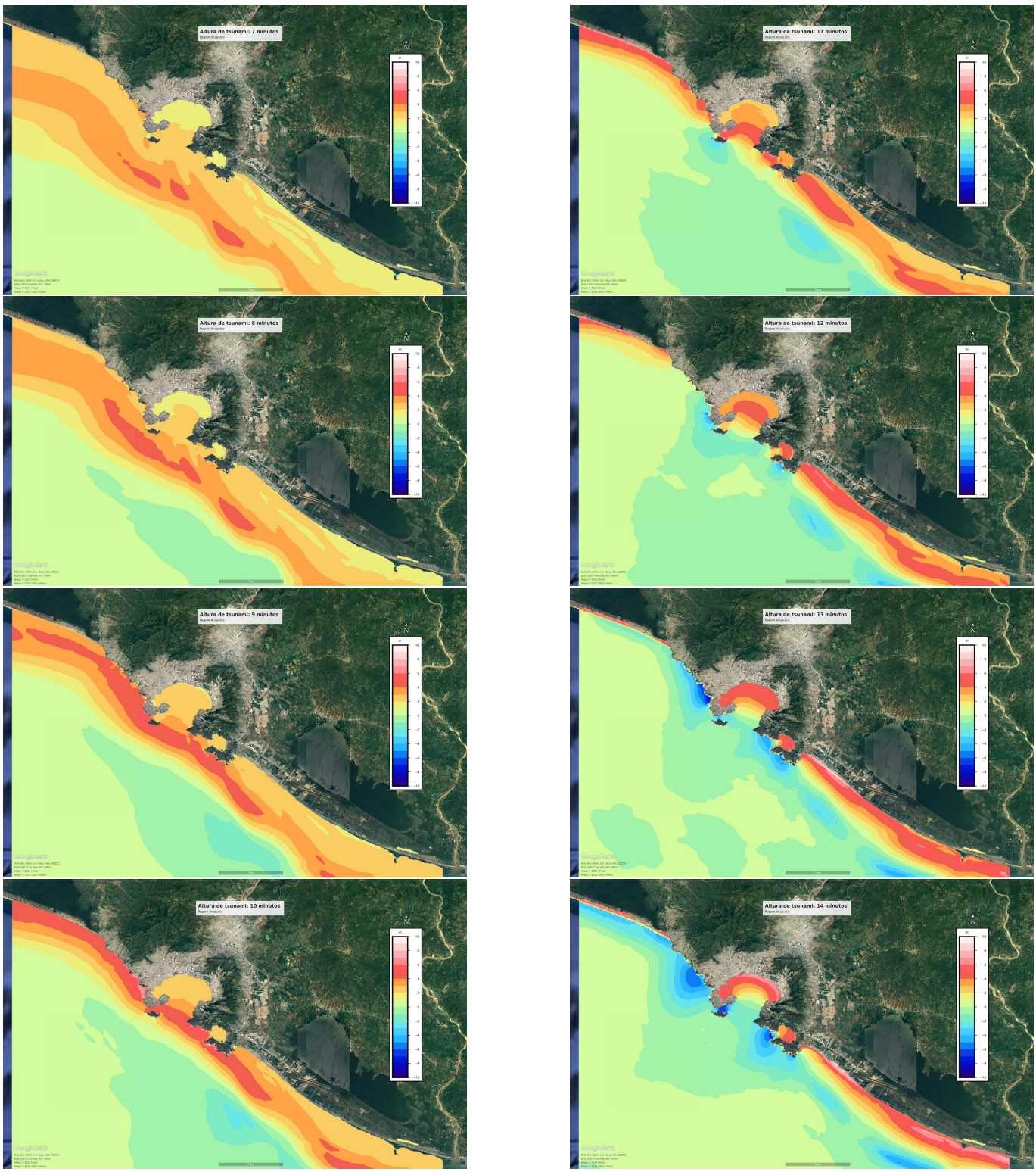
(a) Propagación: 30, 60 y 90 minutos.

(b) Propagación: 120, 150 y 180 minutos.

Figura A.17: Propagación del tsunami hipotético: 30, 60, 90, 120, 150 y 180 minutos.

A.2.2. Inundación

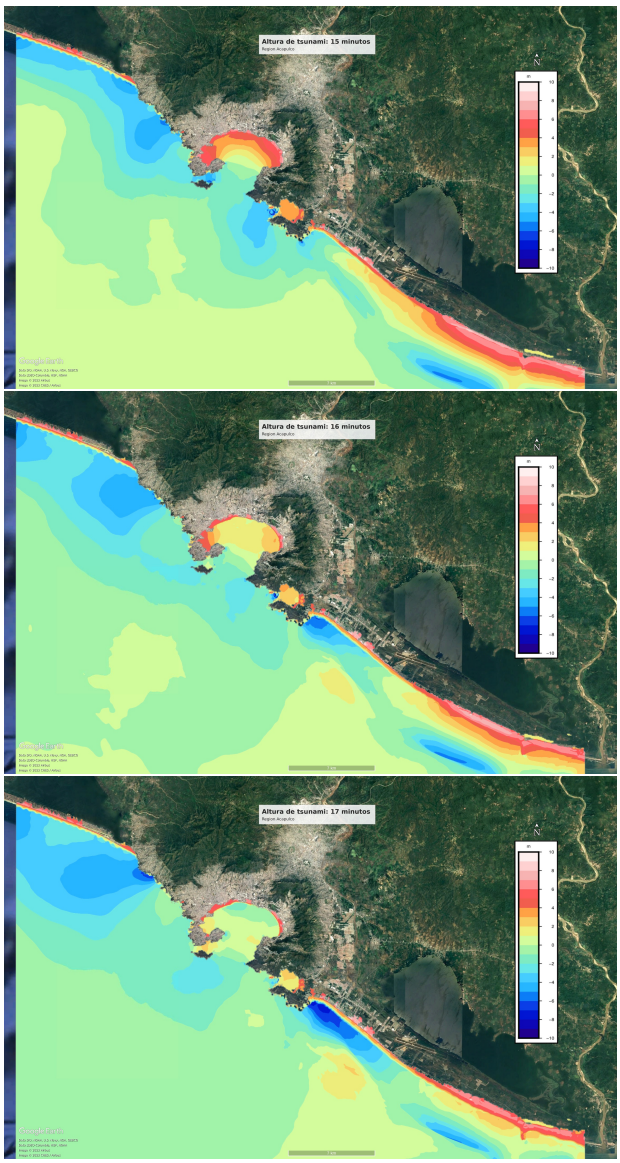
7 - 20 minutos: región Acapulco



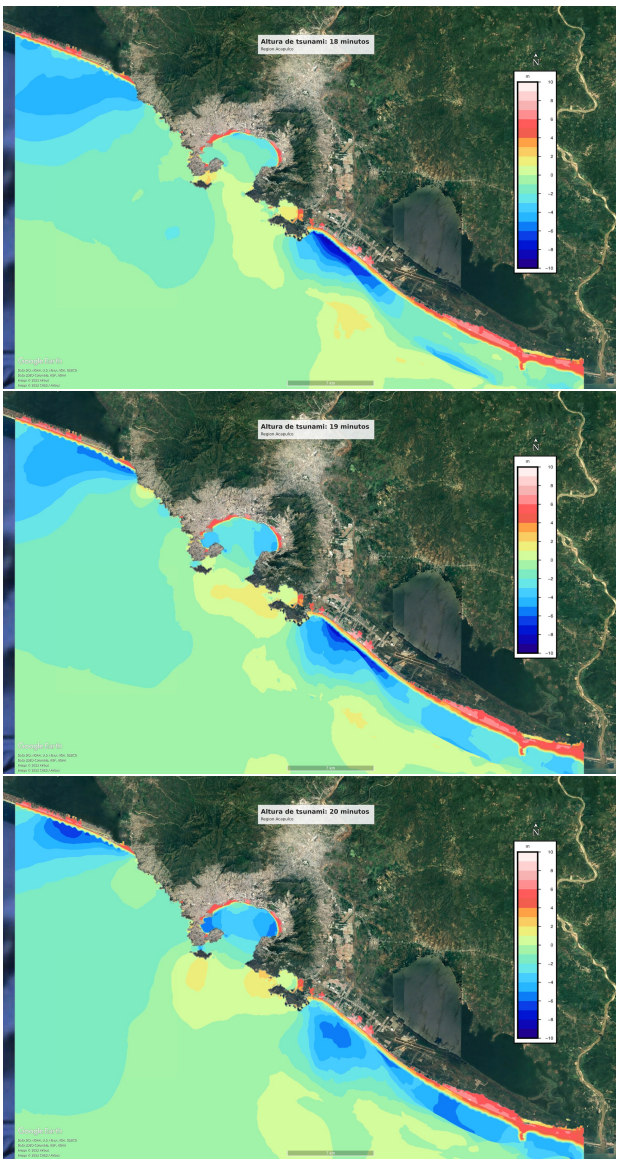
(a) 7 - 10 minutos

(b) 11 - 14 minutos

Figura A.18: Simulación de tsunami hipotético: 7 - 14 minutos.



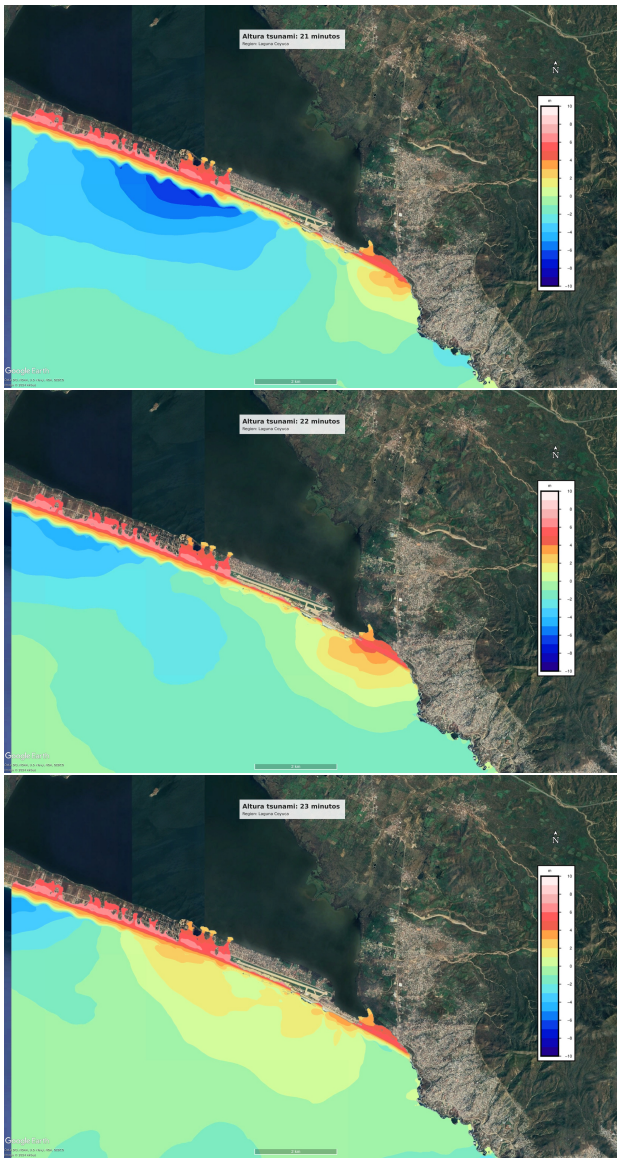
(a) 15 - 17 minutos



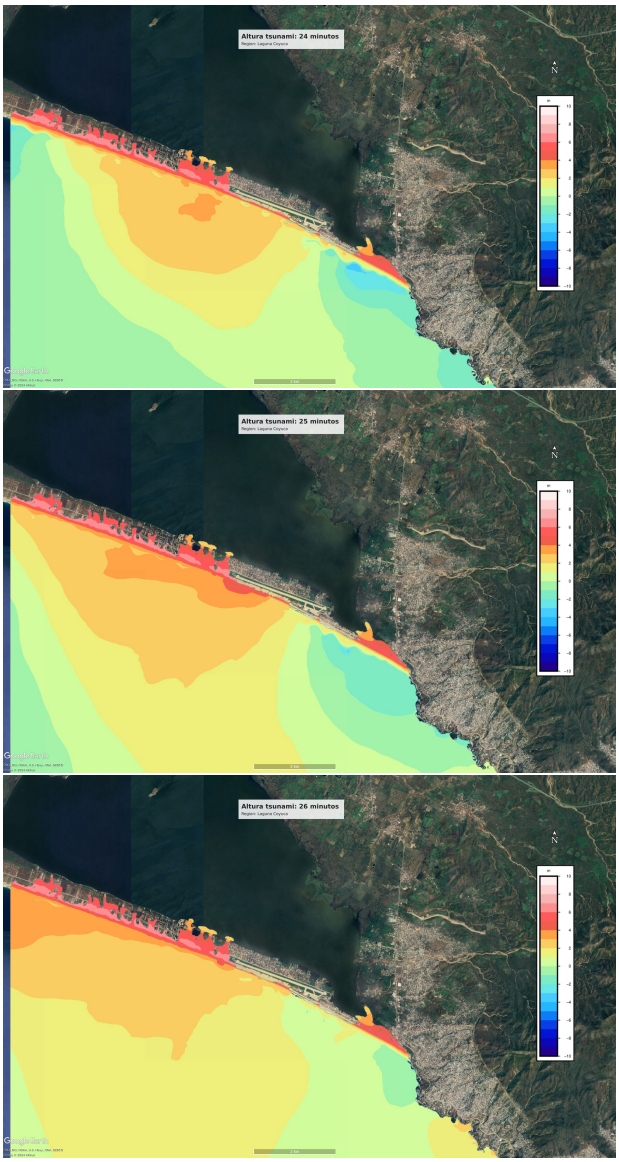
(b) 17 - 20 minutos

Figura A.19: Simulación de tsunami hipotético: 15 - 20 minutos.

21 - 31 minutos: Laguna Coyuca

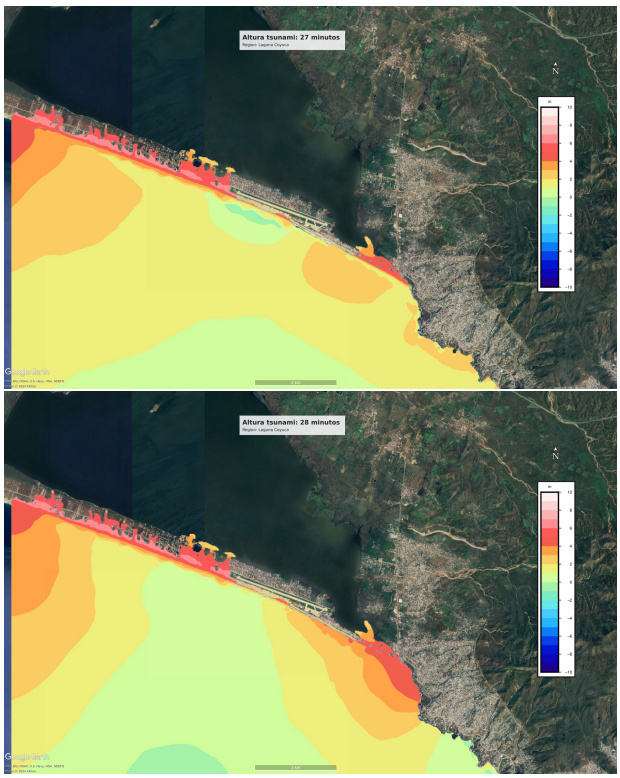


(a) 21 - 23 minutos

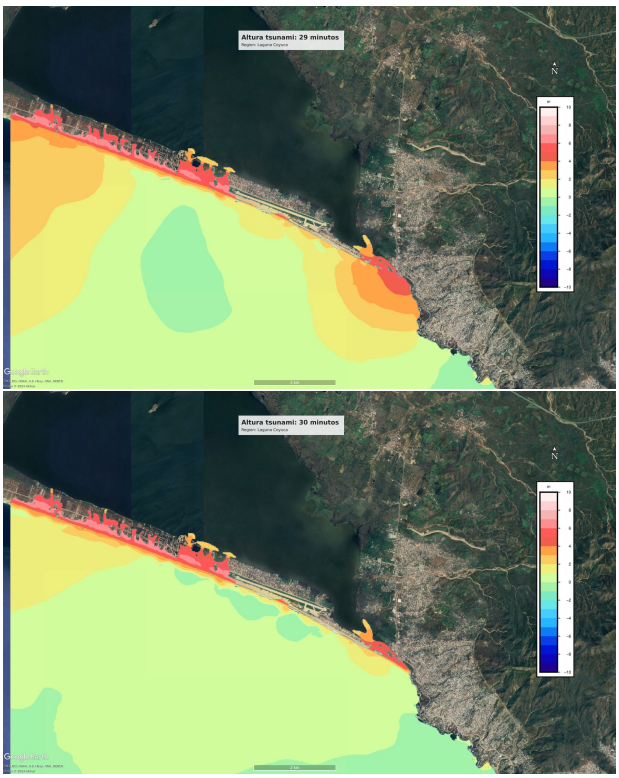


(b) 24 - 26 minutos

Figura A.20: Simulación de tsunami hipotético: 21 - 26 minutos.



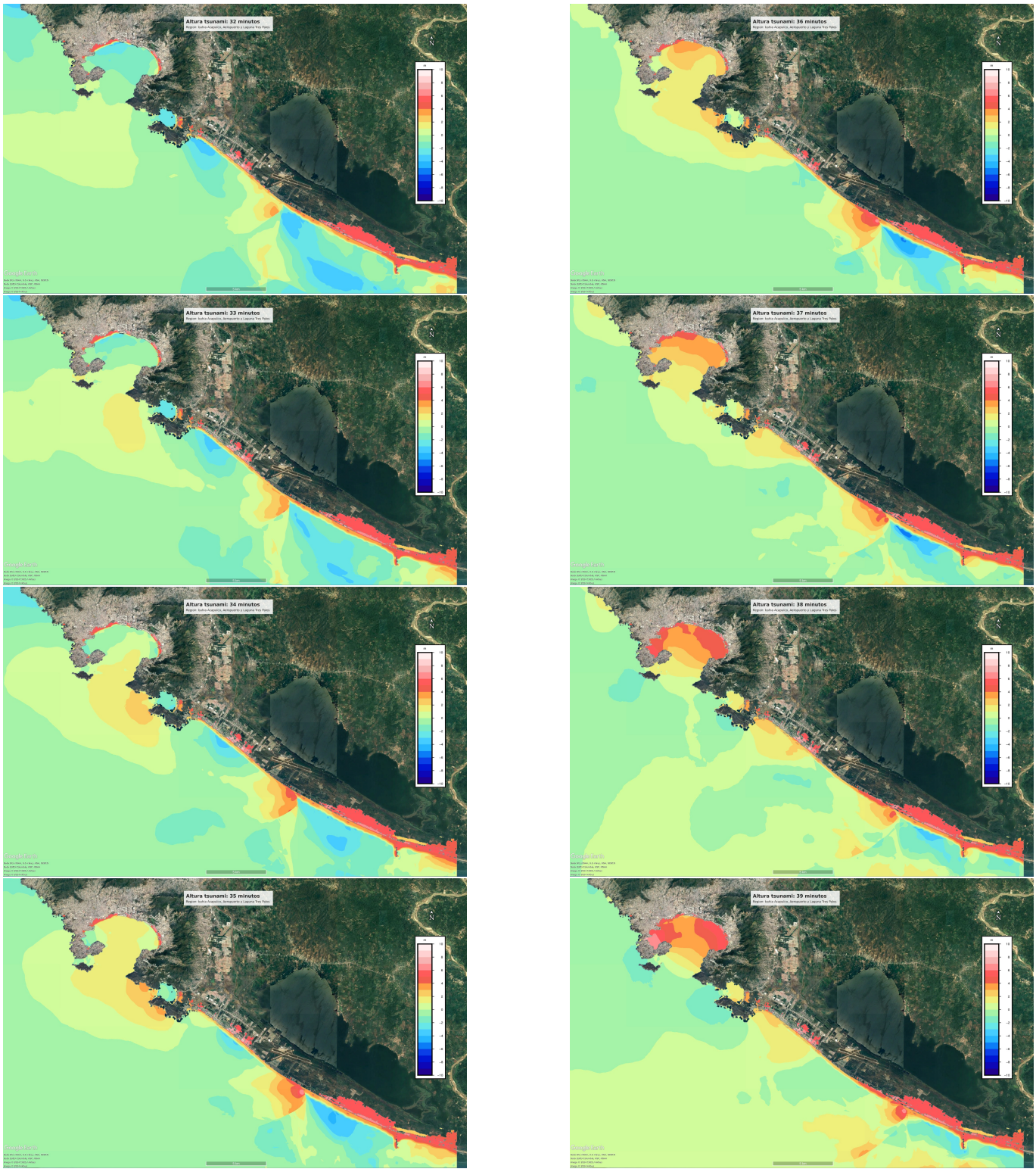
(a) 27 - 28 minutos



(b) 29 - 30 minutos

Figura A.21: Simulación de tsunami hipotético: 27 - 30 minutos.

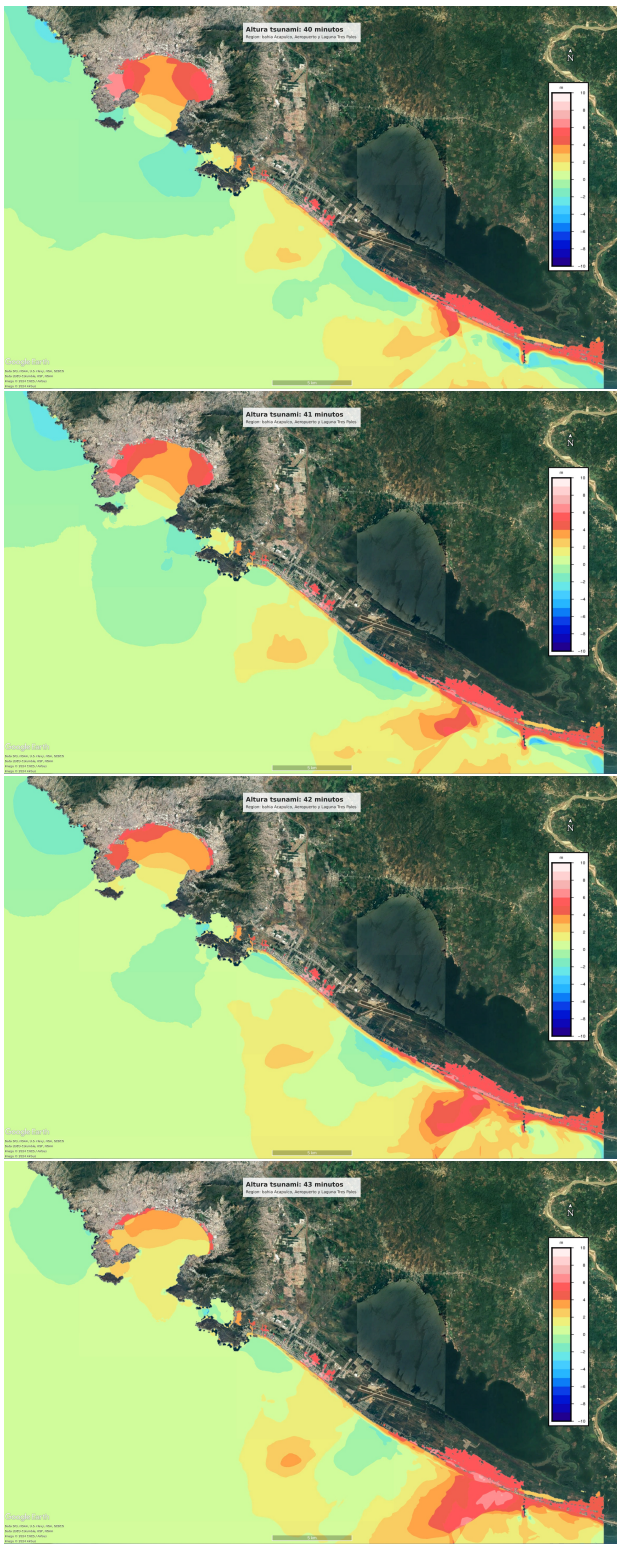
32 - 55 minutos: bahía de Acapulco, Aeropuerto y Laguna Tres Palos



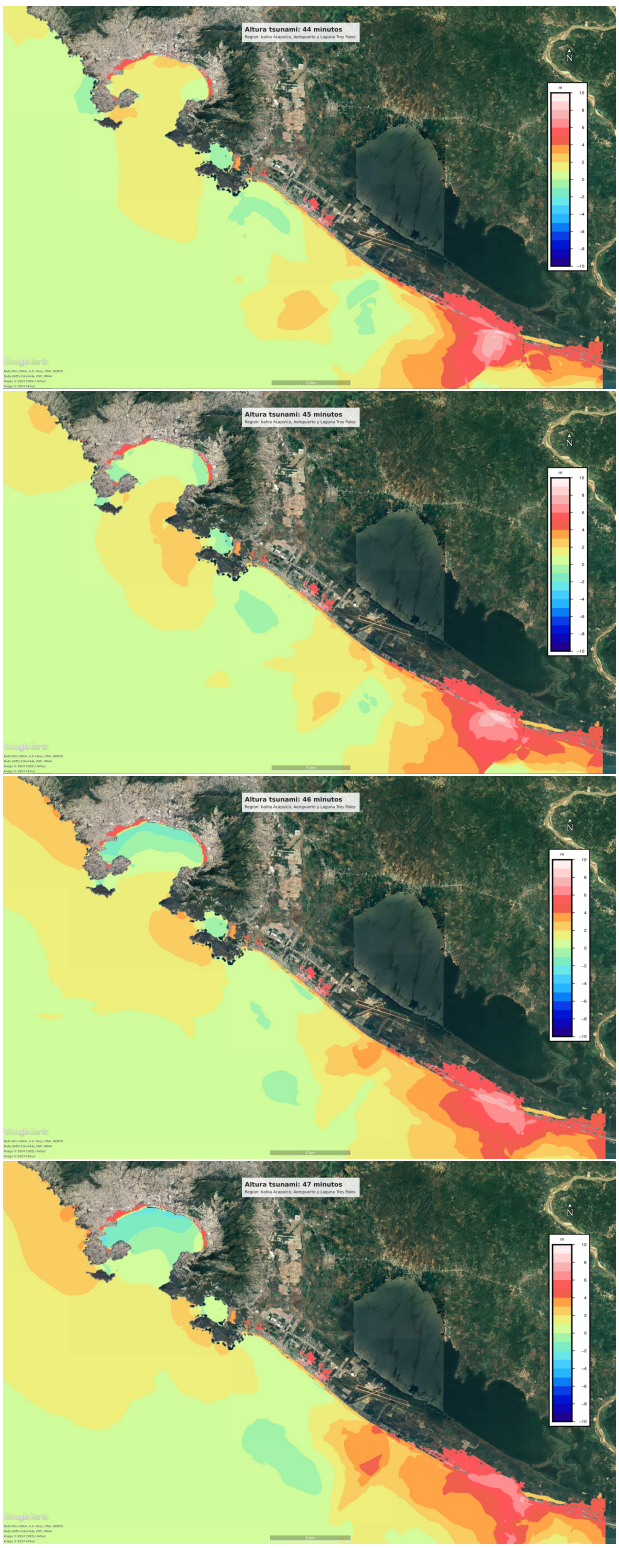
(a) 32 - 35 minutos

(b) 36 - 39 minutos

Figura A.22: Simulación de tsunami hipotético: 32 - 39 minutos.

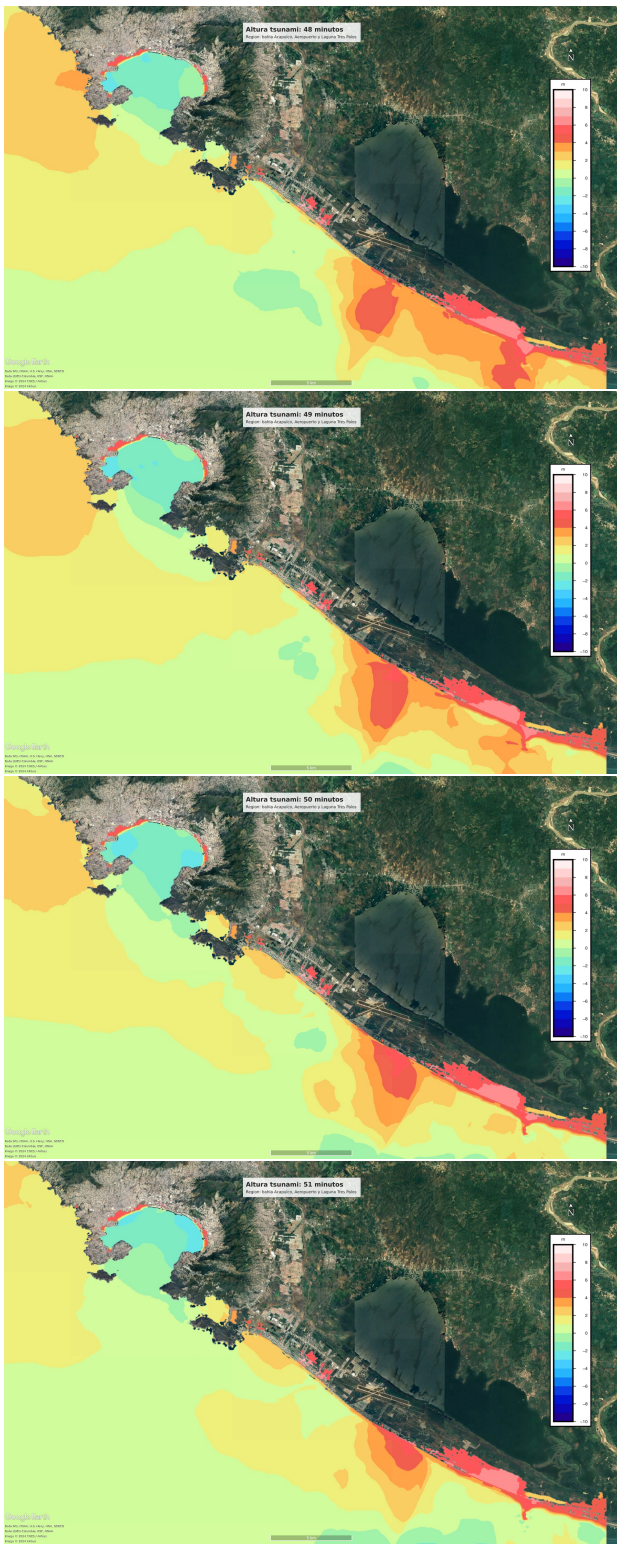


(a) 40 - 43 minutos

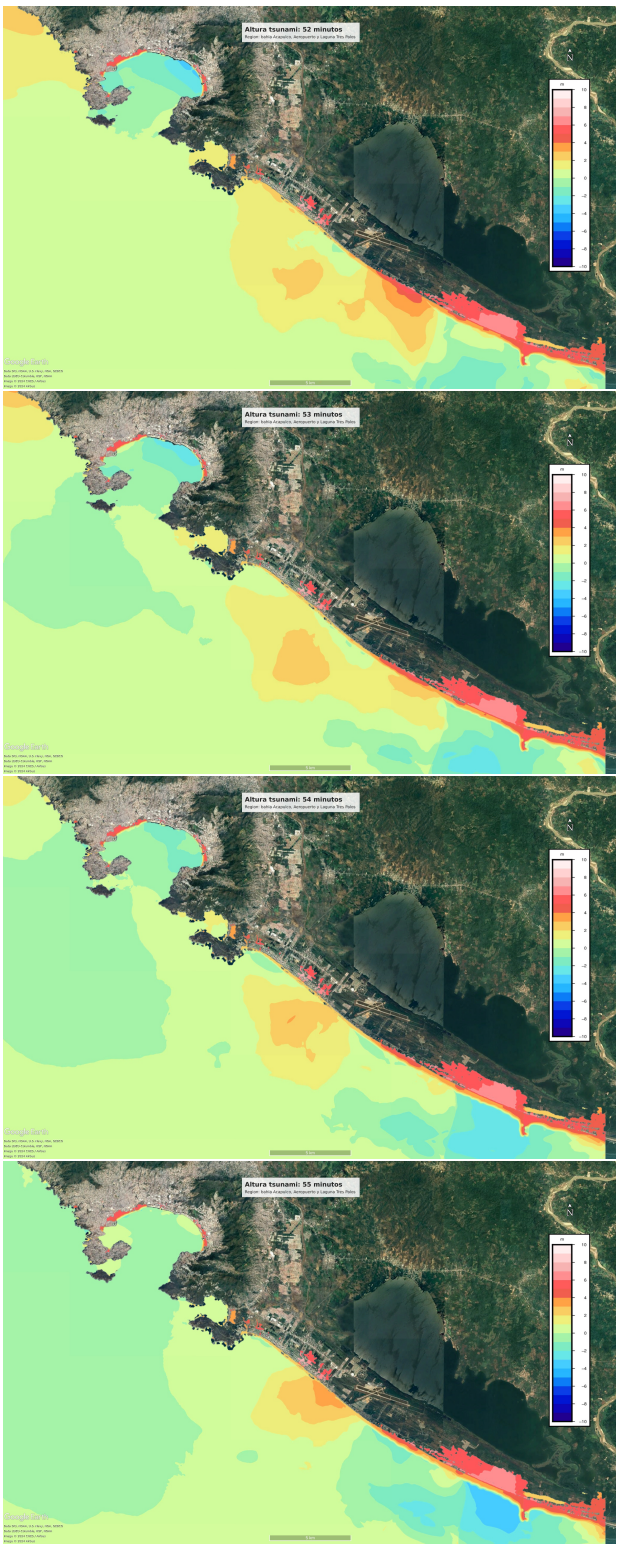


(b) 44 - 47 minutos

Figura A.23: Simulación de tsunami hipotético: 40 - 47 minutos.



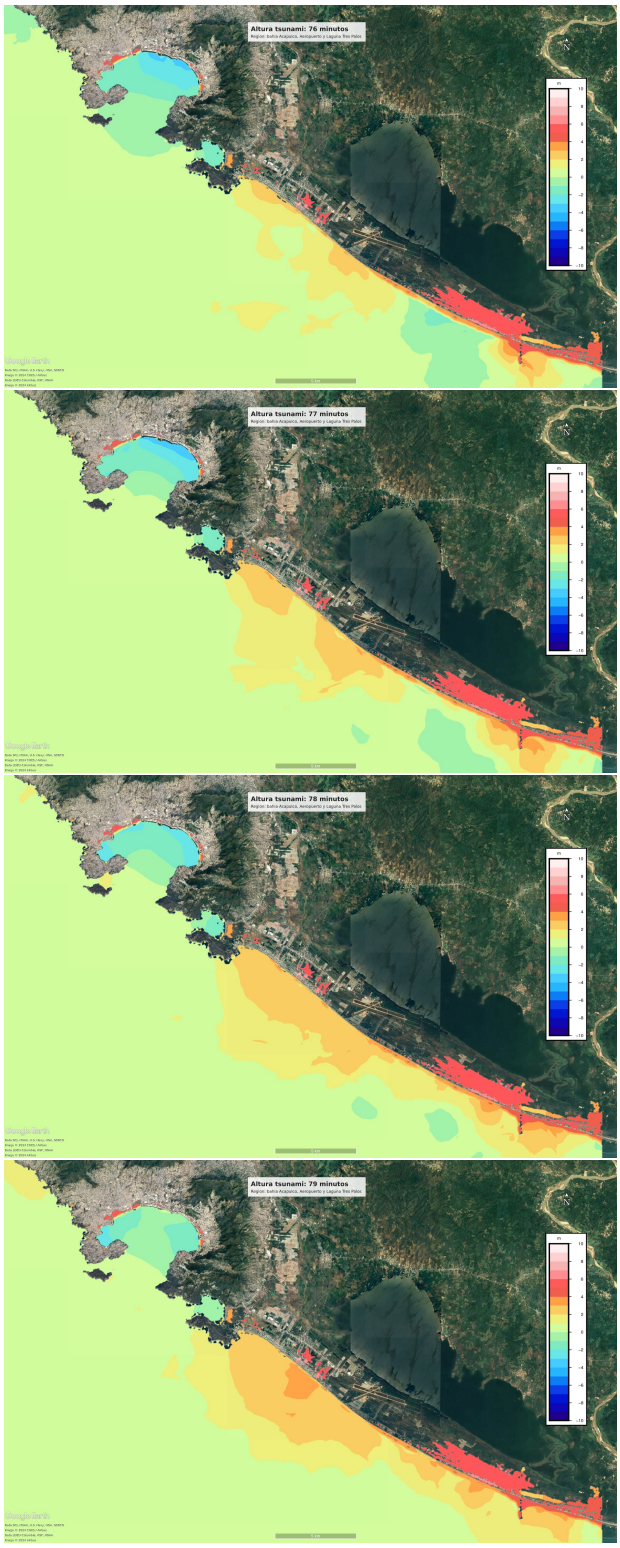
(a) 48 - 51 minutos



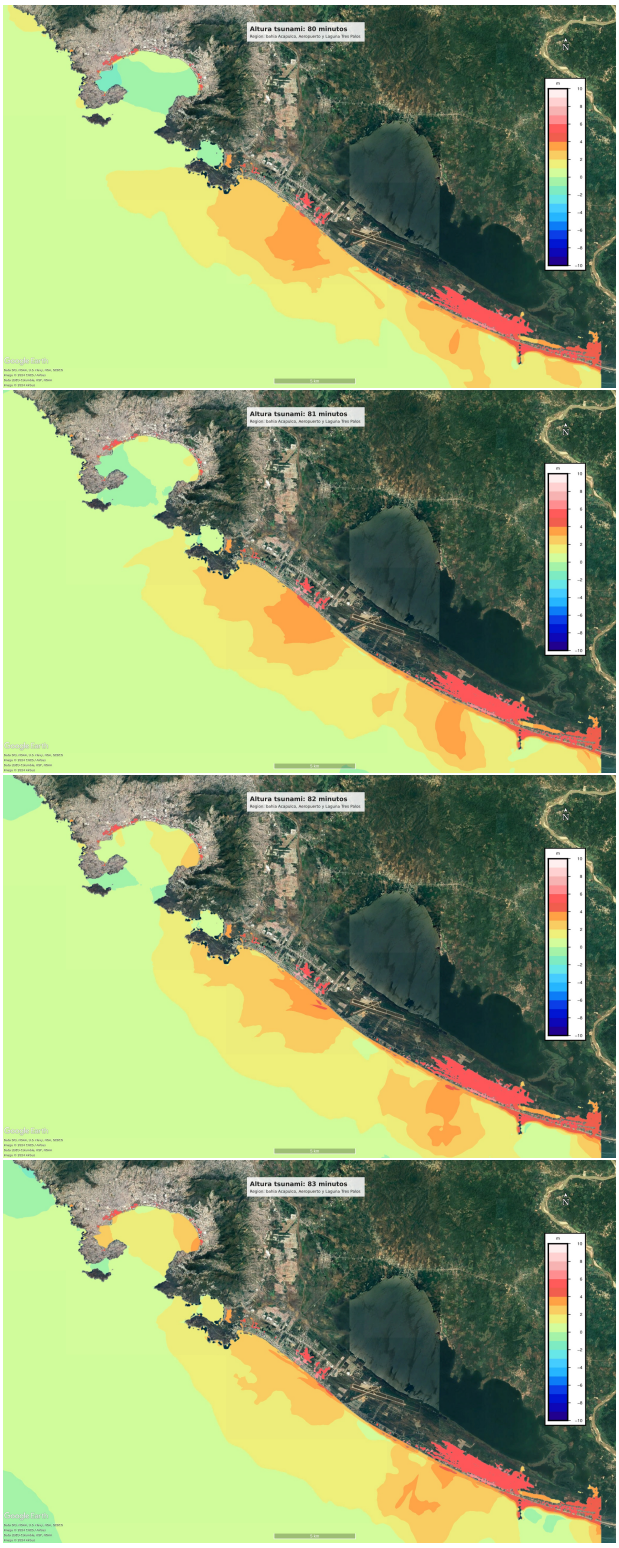
(b) 52 - 55 minutos

Figura A.24: Simulación de tsunami hipotético: 48 - 55 minutos.

76 - 91 minutos: bahía de Acapulco, Aeropuerto y Laguna Tres Palos

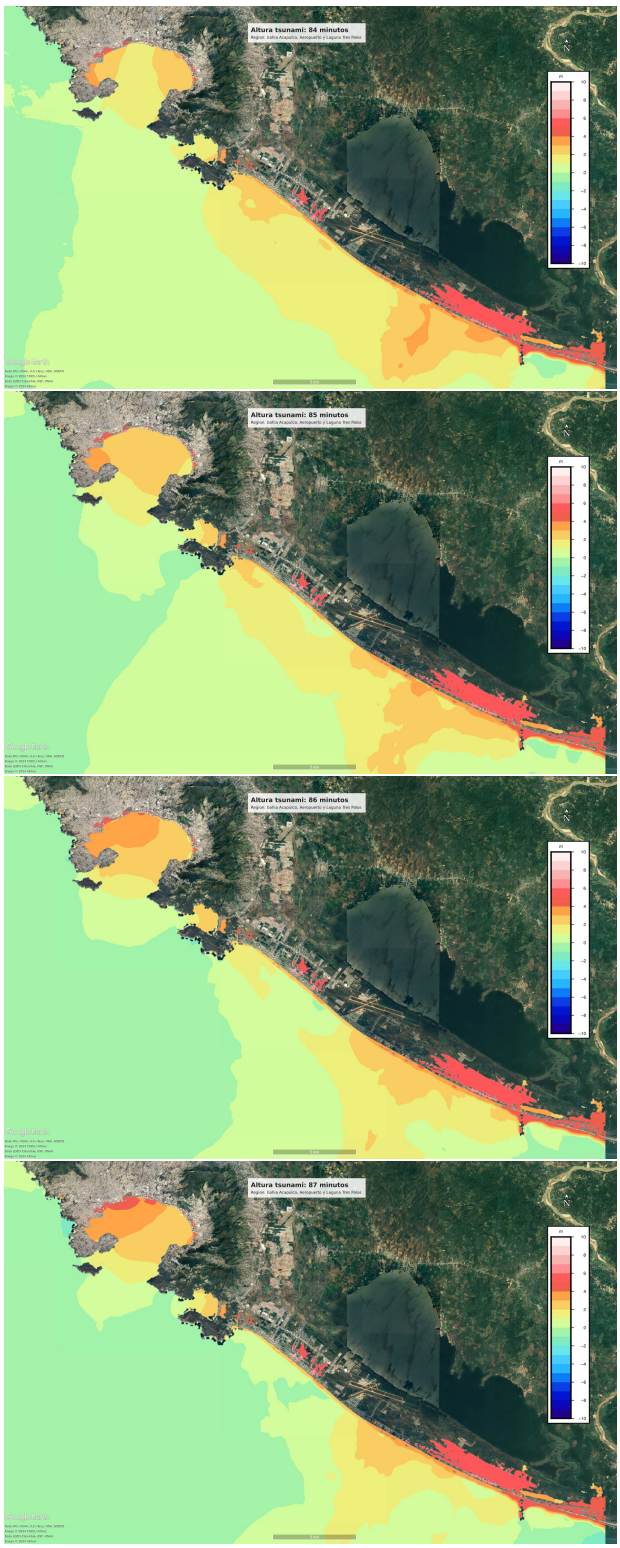


(a) 76 - 79 minutos

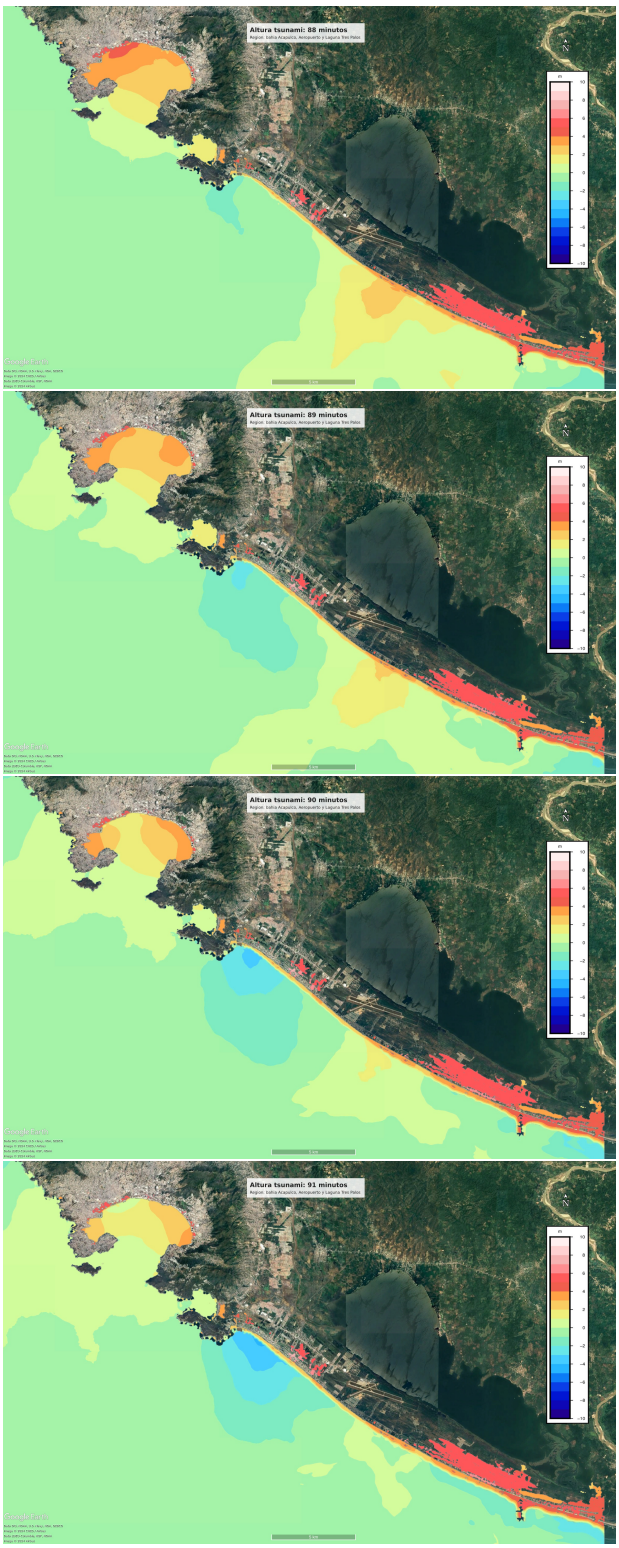


(b) 80 - 83 minutos

Figura A.25: Simulación de tsunami hipotético: 76 - 83 minutos.



(a) 84 - 87 minutos



(b) 88 - 91 minutos

Figura A.26: Simulación de tsunami hipotético: 84 - 91 minutos.

Áreas y límites de inundación

Laguna Coyuca:

- Noroeste (NW)

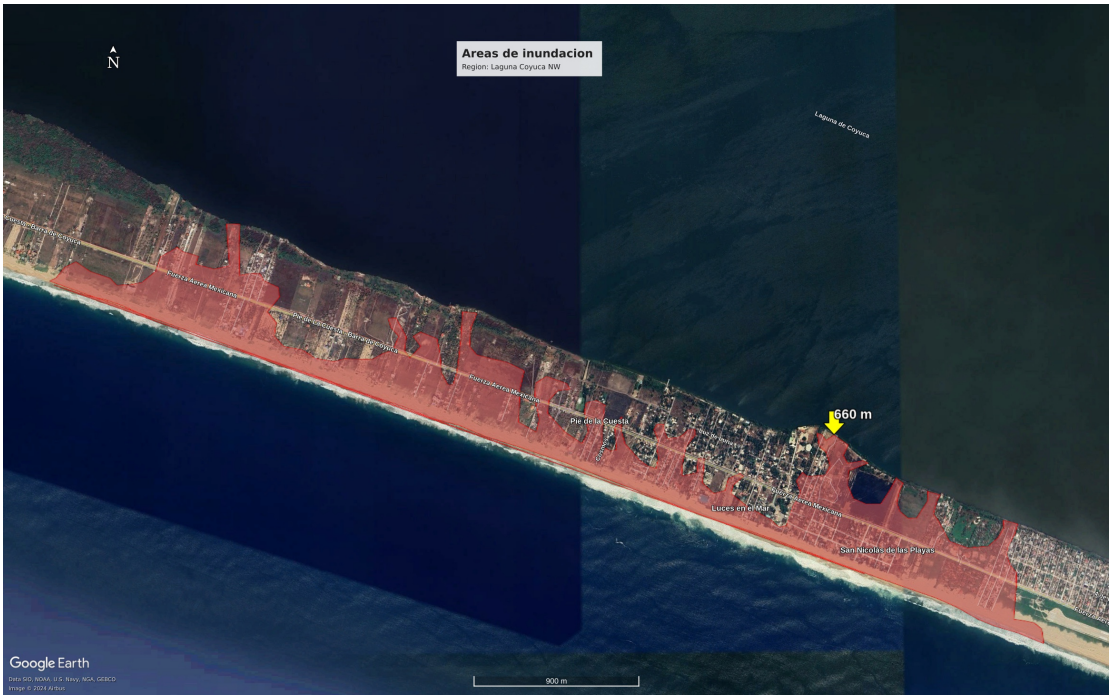


Figura A.27: Área y límite de inundación: Laguna Coyuca NW.

- Sureste (SE)



Figura A.28: Área y límite de inundación: Laguna Coyuca SE.

Bahía de Acapulco:

- Oeste (W)



Figura A.29: Áreas y límites de inundación: bahía de Acapulco W.

- Noroeste (NW)



Figura A.30: Áreas y límites de inundación: bahía de Acapulco NW.

- Noreste (NE)



Figura A.31: Área y límite de inundación: bahía de Acapulco NE.

Bahía Puerto Marqués:

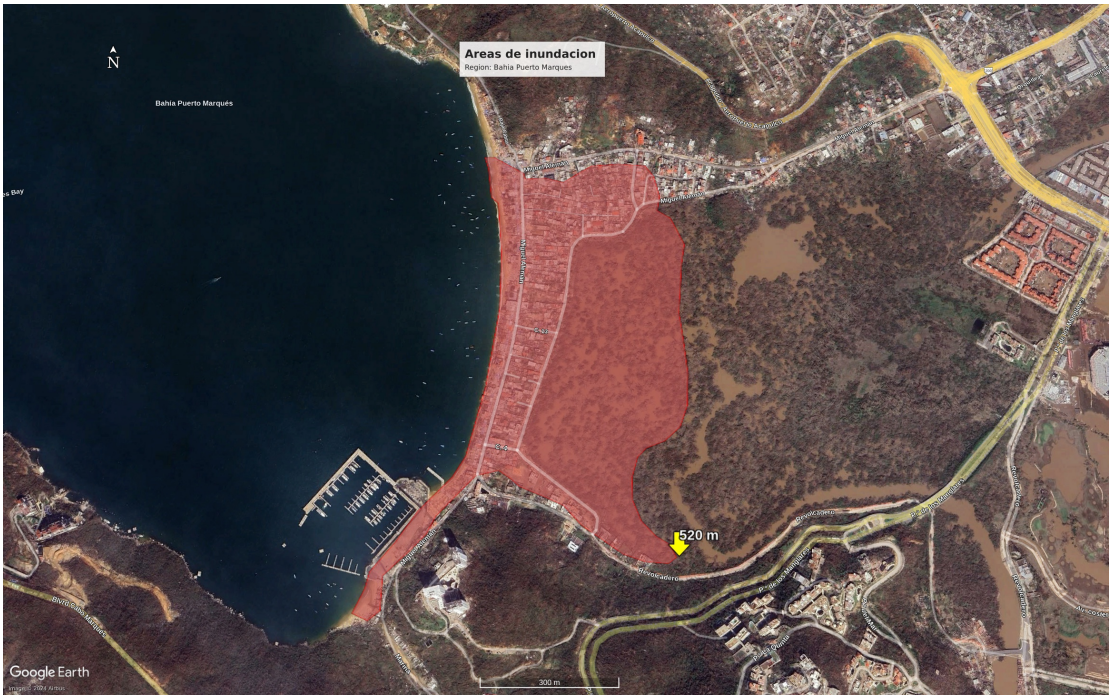


Figura A.32: Área y límite de inundación: bahía Puerto Marqués.

Acapulco Diamante:



Figura A.33: Áreas y límites de inundación: Acapulco Diamante.

Aeropuerto:



Figura A.34: Área y límite de inundación: Aeropuerto

Laguna Tres Palos:



Figura A.35: Área y límites de inundación: Laguna Tres Palos.

Áreas de topografía escarpada y ausencia de inundación

Zona al sureste de Laguna Coyuca:

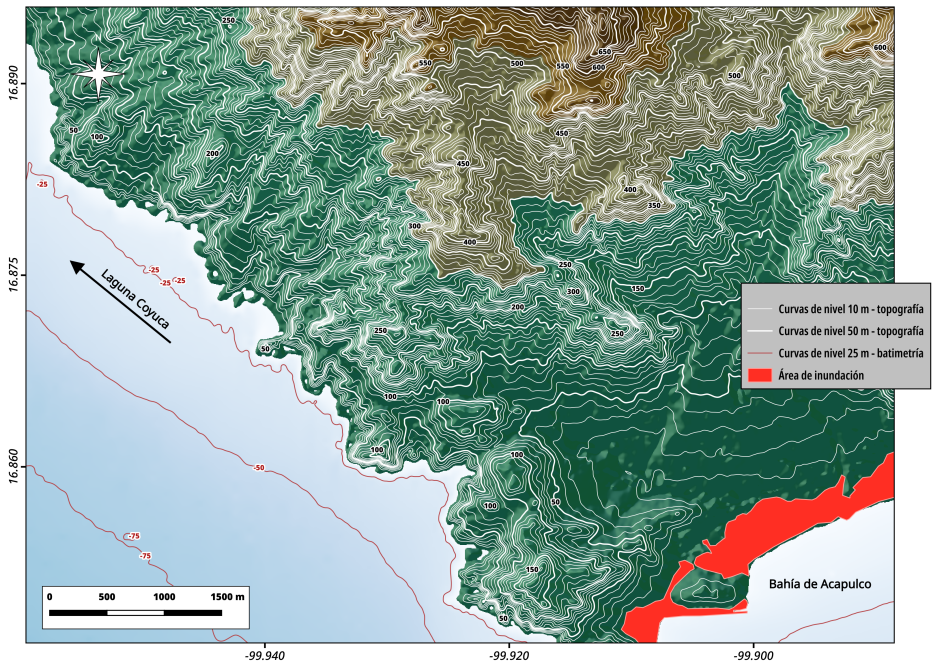


Figura A.36: Mapa que muestra la escarpada topografía costera en toda la zona al sureste de la Laguna Coyuca.

Zona sureste de la bahía de Acapulco y bahía Puerto Marqués:

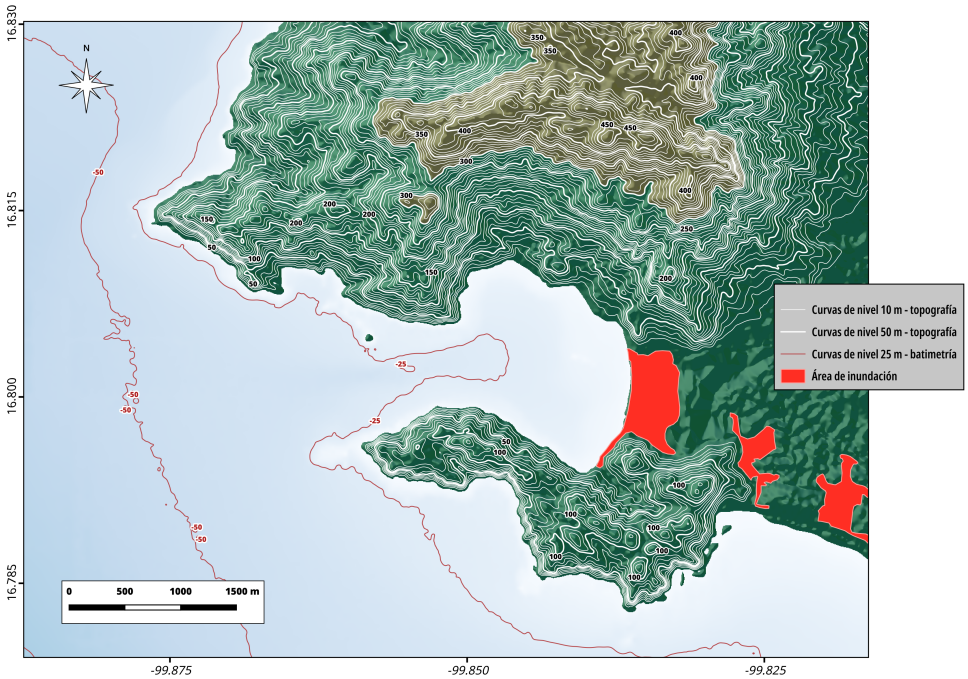


Figura A.37: Mapa que muestra la escarpada topografía costera en toda la zona sureste de la bahía de Acapulco, y en las porciones norte y sur de la bahía Puerto Marqués.

Zona Aeropuerto y Laguna Tres Palos:

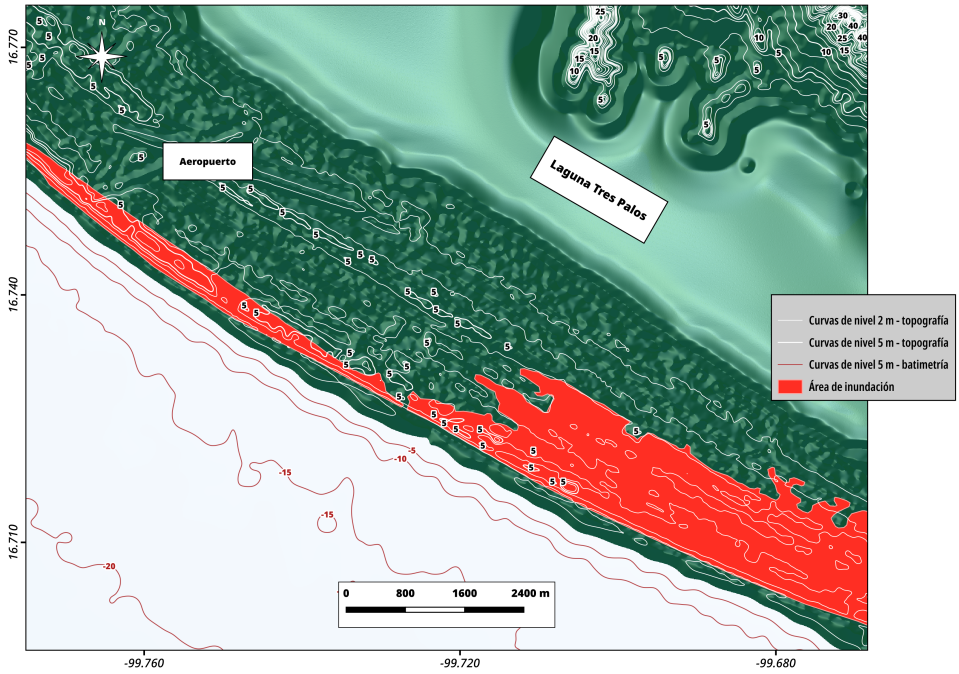


Figura A.38: Mapa que muestra una topografía costera muy plana en las zonas Aeropuerto y Laguna Tres Palos.

A.3. Equipo de cómputo

Para la elaboración de este trabajo, utilizó un equipo de cómputo *DELL PRECISION TOWER 7910*, procesadores *6x INTEL XEON CPUE5-2609 v3 1.90 GHz*, memoria *RAM* de 23.4 *GB* y procesador gráfico *Quadro K620/PCIe/SSE2*, en un sistema *Debian GNU/Linux 11*. Adicionalmente, las simulaciones se realizaron con apoyo de los servidores del *Instituto de Geofísica de la UNAM*, lo cual facilitó el procesamiento de las ejecuciones en paralelo, ampliando su capacidad hasta en 56 hilos computacionales.

Referencias

Abe, K., M. Takeuchi y T. Katada (1986). «Survey Report on the Tsunami of the Michoacán, México Earthquake of September 19, 1985». En: *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo* 61.3, págs. 475-481.

Allgeyer, S. y P. Cummins (2014). «Numerical tsunami simulation including elastic loading and seawater density stratification». En: *Geophysical Research Letters* 41.7, págs. 2368-2375. DOI: https://doi.org/10.1002/2014GL059348.

Baba, T., S. Allgeyer et al. (2017). «Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change». En: *Ocean Modelling* 111, págs. 46-54. DOI: https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.01.002.

Baba, T., K. Ando et al. (2016). «Large-scale, high-speed tsunami prediction for the Great Nankai Trough Earthquake on the K computer». En: *The International Journal of High Performance Computing Applications* 30.1, págs. 71-84. DOI: 10.1177/1094342015584090.

Baba, T., N. Takahashi et al. (2015). «Parallel Implementation of Dispersive Tsunami Wave Modeling with a Nesting Algorithm for the 2011 Tohoku Tsunami». En: *Pure and Applied Geophysics* 172, págs. 3455-3472. DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-015-1049-2.

Berger, M. J. et al. (2011). «The GeoClaw software for depth-averaged flows with adaptive refinement». En: *Advances in Water Resources* 34.9, págs. 1195-1206. DOI: https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.02.016.

Borrero, J. et al. (1997). «Field Survey of Mexican Tsunami Produces New Data, Unusual Photos». En: *EOS* 78.8, págs. 85-88. DOI: https://doi.org/10.1029/97EO00054.

Castillo-Aja, R. y M. T. Ramirez-Herrera (2016). «Updated Tsunami Catalog for the Jalisco-Colima Coast, Mexico, Using Data from Historical Archives». En: *Seismological Research Letters* 88.1, págs. 144-158. DOI: https://doi.org/10.1785/0220160133.

Clawpack Development Team (2021). *Clawpack software*. Version 5.8.0. DOI: 10.17605/osf.io/kmw6h. URL: http://www.clawpack.org.

COI (2019). *Glosario de tsunamis, cuarta edición*. Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.

Cotte, N. et al. (2009). «Anticipating the Next Large Silent Earthquake in Mexico». En: *Eos Trans. AGU* 90.21, págs. 181-182. DOI: https://doi.org/10.1029/2009EO210002.

Cruz-Atienza, V. M. et al. (2018). «A Seismogeodetic Amphibious Network in the Guerrero Seismic Gap, Mexico». En: *Seismological Research Letters* 89.4, págs. 1435-1449. DOI: https://doi.org/10.1785/0220170173.

Eymard, R., T. Gallouët y R. Herbin (2000). «Handbook of Numerical Analysis». En: Elsevier, págs. 713-1018.

George, D. L. y R. J. LeVeque (2006). «Finite volumen methods and adaptive refinement for global tsunami propagation and local inundation». En: *Science Tsunami Hazards* 24.5, págs. 319-328.

Husker, A. et al. (2023). «A Test of the Earthquake Gap Hypothesis in Mexico: The Case of the Guerrero Gap». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 113.1, págs. 468-479. DOI: https://doi.org/10.1785/0120220094.

Iglesias, A. et al. (2022). «A Source Study of the Mw 7.0 Acapulco, México, Earthquake of 8 September 2021». En: *Seismological Research Letters* 93.6, págs. 3205-3218. DOI: https://doi.org/10.1785/0220220124.

INEGI (s.f.). *México en cifras: pobalción*. URL: https://www.inegi.org.mx/app/areasgeograficas/?ag=070000120001#collapse-Resumen.

JAGURS - D (2022). Version V0516. URL: https://github.com/jagurs-admin/jagurs.

JAGURS Users Guide (2018). Version V0502. URL: https://github.com/jagurs-admin/jagurs/tree/master/doc.

Kanamori, H. (1972). «Mechanism of Tsunami Earthquakes». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 6.5, págs. 346-359. DOI: https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90058-1.

Kanamori, H. et al. (1993). «Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero seismic gap». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 83.3, págs. 811-829. DOI: https://doi.org/10.1785/BSSA0830030811.

Kostoglodov, V. y J. F. Pacheco (1999). *Poster Cien Años de Sismicidad en Mexico*. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. URL: https://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html.

Kostoglodov, V., S. K. Singh et al. (2003). «A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico». En: *Geophysical Research Letters* 30.15, pág. 1807. DOI: https://doi.org/10.1029/2003GL017219.

Lee, S., G. Wolberg y S. Y. Shin (1997). «Scattered data interpolation with multilevel B-splines». En: *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics* 3.3, págs. 228-244. DOI: 10.1109/2945.620490.

LeVeque, R. J. (2004). «Finite Volumen Methods for Hyperbolic Problems». En: Cambridge University Press. Cap. Introduction.

— (2007). «Finite Difference Methods for Ordinary and Partial Differential Equations». En: Society for Industrial y Applied Mathematics. Cap. Finite Difference Approximations.

Mandli, Kyle T et al. (2016). «Clawpack: building an open source ecosystem for solving hyperbolic PDEs». En: *PeerJ Computer Science* 2, e68. DOI: 10.7717/peerj-cs.68.

Melgar, D. et al. (2022). «The Mechanisms of Tsunami Amplification and the Earthquake Source of the 2021 M 7 Acapulco, Mexico, Earthquake». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 112.6, págs. 2902-2914. DOI: https://doi.org/10.1785/0120220098.

Okada, Y. (1985). «Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 75.4, págs. 1135-1154. DOI: https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135.

Okal, E. A. y J. C. Borrero (2011). «The 'tsunami earthquake' of 1932 June 22 in Manzanillo, Mexico: seismological study and tsunami simulations». En: *Geophysical Journal International* 187.3, págs. 1443-1459. DOI: https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05199.x.

Ortiz, L. G. y M. Ortiz (2021). «Tsunamis en la Costa Occidental de México y en el Mar de Cortés». En: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). Cap. Capítulo 5: Tsunamis de origen lejano.

Osorio Tai, M. E. (2010). *Modelo batimétrico de la Bahía de Petacalco*. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, UNAM. URL: https://repositorio.unam.mx/contenidos/3475991.

Pérez-Campos, X. et al. (2013). «Rapid Estimation of Fault Parameters for Tsunami Warning along the Mexican Subduction Zone: A Scenario Earthquake in the Guerrero Seismic Gap». En: *Seismological Research Letters* 84.3, págs. 474-484. DOI: https://doi.org/10.1785/0220120156.

Plata-Martinez, R. et al. (2021). «Shallow slow earthquakes to decipher future catastrophic earthquakes in the Guerrero seismic gap». En: *Nature Communications* 12.3976. DOI: https://doi.org/10.1038/s41467-021-24210-9.

Polet, J. y H. Kanamori (2000). «Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential». En: *Geophysical Journal International* 142.3, págs. 684-702. DOI: https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00205.x.

Radiguet, M. et al. (2016). «Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico». En: *Nature Geoscience* 9, págs. 829-833. DOI: https://doi.org/10.1038/ngeo2817.

Ramirez-Herrera, M. T. et al. (2018). «The 8 September 2017 Tsunami Triggered by the Mw 8.2 Intraplate Earthquake, Chiapas, Mexico». En: *Pure and Applied Geophysics* 175, págs. 25-34. DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-017-1765-x.

Ramírez-Herrera, M. T. et al. (2020). «Sand deposits reveal great earthquakes and tsunamis at Mexican Pacific Coast». En: *Sci Rep* 10.11452. DOI: https://doi.org/10.1038/s41598-020-68237-2.

Sawires, R. et al. (2019). «An updated and unified earthquake catalog from 1787 to 2018 for seismic hazard assessment studies in Mexico». En: *Sci Data* 6.241. DOI: https://doi.org/10.1038/s41597-019-0234-z.

Servicio Sismológico Nacional (2017). *Sismo de Tehuantepec (2017-09-07 23:49 M8.2)*. Reporte Especial, Grupo de trabajo del Servicio Sismológico Nacional, UNAM. URL: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170907_Tehuantepec_M82.pdf.

— (2023). *Catálogo de sismos*. URL: http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/.

Stein, S. y M. Wysession (2003). «An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure». En: Blackwell Publishing. Cap. Chapter 4: Earthquakes.

Suárez, G. y P. Albini (2009). «Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M 8.6) along the Mexican Subduction Zone». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 99.2A, págs. 892-896. DOI: https://doi.org/10.1785/0120080201.

Sugawara, D. (2021). «Numerical modeling of tsunami: advances and future challenges after the 2011 Tohoku earthquake and tsunami». En: *Earth-Science Reviews* 214. DOI: https://doi.org/10.101/j.earscirev.2020.103498.

Tanioka, Y. y K. Satake (1996). «Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom». En: *Geophysical Research Letters* 23.8, págs. 861-864. DOI: https://doi.org/10.1029/96GL00736.

Tsai, V. C. et al. (2013). «Estimating the effect of Earth elasticity and variable water density on tsunami speeds». En: *Geophysical Research Letters* 40.3, págs. 492-496. DOI: https://doi.org/10.1002/grl.50147.

UNESCO/COI (2020). «Preparación para evacuaciones de comunidades en caso de tsunami: de mapas de inundación a mapas de evacuación, planes de respuesta y simulaciones». En: *Manuales y guias de la COI. París, UNESCO.* 82.

Vazquez, L. et al. (2021). «Numerical Simulation of Tsunami Coastal Amplitudes in the Pacific Coast of Mexico Based on Non-Uniform k2 Slip Distributions». En: *Pure Applied Geophysics* 178, págs. 3291-3312. DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-021-02796-x.

Vinogradova, N. T. et al. (2015). «Dynamic Adjustment of the Ocean Circulation to Self-Attraction and Loading Effects». En: *Journal of Physical Oceanography* 45.3, págs. 678-689. DOI: https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0150.1.

Vreugdenhil, C. B. (1994). «Numerical Methods for Shallow-Water Flow». En: Springer Science+Business Media Dordrecht. Cap. Equations.

Watada, S. (2013). «Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans». En: *Geophysical Research Letters* 40.15, págs. 4001-4006. DOI: https://doi.org/10.1002/grl.50785.

Watada, S., S. Kusumoto y K. Satake (2014). «Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth». En: *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 119.5, págs. 3939-4515. DOI: https://doi.org/10.1002/2013JB010841.