



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Modelación de Inundaciones de la Zona Costera de la Bahía de Zihuatanejo
Producidas por un Tsunami

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

PRESENTA

VÍCTOR KEVIN CONTRERAS TEREZA

DIRECTOR DE TESIS:

**Dr. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN, INSTITUTO DE CIENCIAS DEL
MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM**

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

**Dra. ELBA ELSA VILLANUEVA URRUTIA, CENTRO DE CIENCIAS DE LA
ATMÓSFERA, UNAM**

**Dr. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO, CENTRO DE CIENCIAS DE
LA ATMÓSFERA, UNAM**

**Dra. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ, INSTITUTO DE CIENCIAS DEL
MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM**

**Dr. JORGE ZAVALA HIDALGO, CENTRO DE CIENCIAS DE LA
ATMÓSFERA, UNAM**

Ciudad de México, Marzo de 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Rosalinda y Valentina, mi mundo está amueblado por sus ojos

Telma y Víctor Rogelio, gracias por su apoyo y amor infinito

Sofía y Gissell, gracias por estar en las buenas y en las malas, de buenas y de malas

Omar, Héctor M., Azucena, Héctor L., Violeta, Félix, Jazmín, Martha, Roy, Aura,
Porfirio Morales y René Garduño, gracias por su amistad que aunque no es una
razón suficiente si es una razón necesaria para llegar hasta aquí

Dr. David Alberto y Dra. María Adela, gracias porque si he logrado ver más lejos ha
sido porque he subido a hombros de gigantes

CONTENIDO

RESUMEN	2
ABSTRACT	3
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	4
1.1 Tsunamis, origen y clasificación	5
1.2 Características físicas de los tsunamis	7
1.3 Fases de la evolución de un tsunami	8
1.4 Tsunamis en las costas del pacífico mexicano	10
OBJETIVOS	17
Objetivo general	17
Objetivos particulares	17
CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDIO	18
CAPÍTULO 3 ANTECEDENTES EN LA MODELACIÓN DE TSUNAMIS	22
CAPÍTULO 4 MÉTODOS Y MATERIALES	26
4.1 Marco teórico	26
4.1.1 Generación	26
4.1.2 Propagación	28
4.1.3 Inundación	32
4.2 Descripción del modelo hidrodinámico utilizado para la simulación	32
4.3 Modelo de terreno y batimétrico utilizado	37
4.4 Características de la malla utilizada	39
4.5 Condición inicial del modelo	41
4.6 Simulación de la inundación	42
CAPÍTULO 5 RESULTADOS	44
5.1 Altura y velocidad de la ola durante la propagación del tsunami hipotético	45
5.2 Altura de ola y tiempo de arribo a la costa del tsunami hipotético	49
5.3 Zonas y altura de la inundación producida por el tsunami hipotético	54
DISCUSIÓN	61
CONCLUSIONES	64
REFERENCIAS	66
APÉNDICE A	69

RESUMEN

Se modelaron inundaciones en la zona costera de Ixtapa–Zihuatanejo, Guerrero; producidas por un tsunami local hipotético generado en la zona de la Placa de Cocos, con una amplitud inicial de 1.5 m por un sismo de magnitud 7.0 grados Richter. De los resultados obtenidos se puede concluir que la altura de inundación es máxima en Ixtapa, el tiempo que tarda la onda del tsunami en llegar desde la Placa de Cocos es de 17 min con 40 s, el máximo de altura en la costa se presenta a los 18 min con una altura de ola aproximada de 4 m. En las zonas inundadas se alcanzan hasta 4.5 m de altura y la inundación se interna hasta 276 m tierra adentro; las zonas potencialmente peligrosas son la zona hotelera ubicada a la orilla de la playa y la marina; las cuales están alejadas de las zonas más pobladas. En Zihuatanejo, el tiempo que tarda la onda del tsunami hipotético en llegar es de 19 min, el máximo de altura en la costa se presenta a los 20 min con una altura de ola aproximada de 2 m, también se observa que la bahía tiene un efecto de atenuación de la onda de tsunami provocando que la inundación ocurra sólo en algunas zonas, con una altura máxima de 3 m e internándose hasta 168.5 m tierra adentro. Las zonas potencialmente peligrosas son zonas comerciales cercanas a la playa, lejos de hospitales, mercados y zonas densamente pobladas. La principal ventaja del modelo hidrodinámico utilizado sobre otros modelos de tsunami como: GeoClaw, un modelo de tsunamis de la Universidad de Washington (Clawpack, 2015), los modelos japoneses de Goto (1997) e Imamura (2006) y el Modelo MOST usado por la NOAA (Titov y Gonzales, 1997), es que éste permite modelar la fase de inundación de un tsunami y los otros presentan sólo las alturas de la ola al llegar a la línea de costa, sin estimar zonas de inundación. Con base en lo anterior el modelo de inundaciones de la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo producidas por un tsunami hipotético usado en este estudio mostró ser una herramienta más completa y adecuada que los usados por otros autores, por lo que puede seguir siendo utilizado para simular inundaciones por eventos de tsunamis en otras regiones.

ABSTRACT

Possible flooding coastal areas in Ixtapa-Zihuatanejo, Guerrero were obtained by a numerical simulation, the initial condition was a hypothetical local tsunami generated in the Cocos Plate by an earthquake of 7.0 on the Richter magnitude scale, generating a wave with an amplitude of 1.5 m. Based on the results it can be concluded that Ixtapa presents the maximum height of the inundation wave; it takes 17 min and 40 s to the tsunami wave to reach the coast and 18 min to reach the highest sea level with an approximate height of 4 m; the flooded zones reached a maximum height of 4.5 m and 276 m inland. The potentially dangerous zones are the hotel's zone located next to the beach and La Marina Ixtapa, distant from the most populated areas. In Zihuatanejo the hypothetical tsunami wave takes 19 min to reach the coast, the maximum height at the coast also occurred after 20 min the beginning of the earthquake and has an approximate height of 2 m. It was observed that the bay has an attenuation effect of the tsunami wave causing minor inundation areas and a maximum height of 3 m, with a penetration of 168.5 m inland. The potentially dangerous areas are the shopping areas near to the beach away from hospitals, local markets and highly populated areas. The main advantage of the hydrodynamic model used over other models of tsunami such as GeoClaw, a model of tsunamis from the University of Washington (Clawpack, 2015), the Japanese models of Goto (1997) and Imamura (2006) and the model MOST used by the NOAA (Titov and Gonzales, 1997), is that it allows to simulate the flooding inland of the tsunami compared with another models that only model the propagation of the tsunami wave and the final results are the height of the waves reaching the coast, without estimating the flooded zones. Based on the above we can see that the flooding model of the Ixtapa-Zihuatanejo zone produced by a hypothetical tsunami used in this research showed to be more complete an appropriated than the reported by another authors, therefore it can be used to simulate inundations generated by tsunamis in another regions.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Fenómenos naturales como glaciaciones, tormentas, huracanes, tsunamis, incendios, entre otros, han afectado al ser humano a lo largo de la historia sin que éste haya podido detenerlos y tampoco se han desarrollado herramientas ni instrumentos con los que se espere que en el futuro cercano se puedan evitar. Sin embargo, el comprender el origen y comportamiento de dichos fenómenos ayuda a desarrollar programas y estrategias para estar mejor preparados para enfrentarlos y así reducir los daños y pérdidas que éstos ocasionan.

Los fenómenos naturales no se saben cuándo ni dónde van a ocurrir, aunque se puede predecir la posible formación y evolución de los mismos. La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los E.U.A (NOAA) reporta que los métodos que se utilizan pueden predecir el clima con un tiempo máximo de antelación entre 5 y 7 días y con un error de cerca al 50%; sin embargo, para tsunamis, temblores e incendios no existen formas de predecirlos.

En este trabajo se tratarán las inundaciones producidas por tsunamis. El tsunami es un fenómeno natural que puede suceder en cualquier latitud y longitud del planeta; sin embargo, la región del Océano Pacífico es donde se producen con mayor frecuencia (Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Porcentaje de la distribución de tsunamis en los océanos y mares del mundo (Bryant, 2005).

Región	Porcentaje
Costa Este del Atlántico	1.6
Costa Oeste del Atlántico	0.4
Mediterráneo	10.1
Bahía de Bengala	0.8
India Oriental	20.3
Zona Oeste del Pacífico Sur	25.4
Japón-Rusia	18.6
Costa Este del Pacífico	8.9
Caribe	13.8

En los seis años siguientes al devastador terremoto que ocasionó el tsunami del Océano Índico en 2004, que causó la pérdida de vidas de más de 220,000 personas, han ocurrido cinco tsunamis en los cuales al menos 1,400 personas más han perdido la vida: 664 personas en el tsunami de Java 2006, 54 personas en el tsunami de las Islas Salomón 2007, 191 personas en el tsunami de Samoa 2009, 124 personas en el tsunami de Chile 2010 y 431 personas en el tsunami de Indonesia 2010 (Dunbar y McCullough, 2012).

Además de las pérdidas humanas, en cada tsunami se tienen pérdidas materiales que se estiman en miles de millones de dólares debido a que las inundaciones afectan zonas habitacionales, escuelas, hospitales, industrias, comercios, terrenos de cultivo, etc.

México ha sido impactado por tsunamis en más de una ocasión, por lo que el estudio del origen, evolución e impacto de tsunamis en México debe de ser un tema de alta prioridad.

1.1 Tsunamis: origen y clasificación

Un tsunami es una ola o un tren de olas, generadas por un desplazamiento vertical repentino de gran escala en la columna de agua en una cierta región del océano o cuerpo de agua. El término **TSUNAMI** (津波) proviene del idioma japonés y significa “ola de puerto”, ya que tales olas desarrollan a menudo un fenómeno de resonancia en los puertos después de los terremotos en alta mar (Bryant, 2008).

El desplazamiento vertical repentino que genera un Tsunami puede ser producido por (Bryant, 2008):

- *Explosiones volcánicas.* De 92 casos documentados de tsunamis generados por volcanes, 16.5% fueron asociados con los temblores tectónicos, 20% con material piroclástico que golpeó el océano, 14% con erupciones submarinas, 7% con el colapso del volcán y el resto por otros factores.
- *Deslizamiento de tierra encima o por debajo del agua* como el ocurrido el 17 de julio de 1998 en Papúa Nueva Guinea o como el deslizamiento de tierra de Juan de Grijalva, Chiapas que ocurrió el 4 de noviembre de 2007.
- *Impacto de asteroide* como el Chicxulub en el Golfo de México hace 65 millones de años. La probabilidad de que un evento así ocurra en los próximos 50 años es menor al 1%.
- *Eventos meteorológicos.* Estos tsunamis son comunes en las latitudes templadas (entre los trópicos y las regiones polares), donde las variaciones en la presión atmosférica a través del tiempo son mayores. Tales fenómenos tienden a ocurrir en los lagos y bahías, donde la resonancia de ondas es posible.
- *Actividad sísmica.* A pesar de que la mayoría de los tsunamis se originan por perturbaciones sísmicas submarinas, de un total de 15,000 sismos entre los años de 1861 y 1948 sólo se registraron 124 tsunamis, esta baja frecuencia sugiere que la mayoría de los tsunamis tienen una pequeña amplitud o que para que un sismo genere un tsunami se requiere un foco sísmico poco profundo, con una magnitud de onda superficial (*M_s*), mayor que 6.5 grados Richter.

La forma en la que se clasifican los tsunamis es considerando el tiempo que tarda o la distancia que recorre la onda del tsunami desde su lugar de origen hasta un lugar en la costa donde arribe. El tsunami se clasifica como (CENAPRED, 2008):

- **Tsunamis locales.** “*El lugar de arribo a la costa está muy cercano o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del maremoto; el tiempo de arribo del tsunami es menor a una hora. Por ejemplo el generado por un sismo en la Fosa Mesoamericana frente a Michoacán el 19 de septiembre de 1985, que tardó sólo 30 segundos para llegar a Lázaro Cárdenas y 23 minutos a Acapulco.*”

- **Tsunamis regionales.** *“El litoral se encuentra a no más de 1,000 km de distancia o a pocas horas de viaje de la zona de generación. Por ejemplo el provocado por un sismo en las costas de Colombia el 12 de diciembre de 1979, que tardó 4 horas en llegar a Acapulco.”*

- **Tsunamis lejanos (remotos, transpacíficos o teletsunamis).** *“El sitio de arribo se encuentra muy alejado; es decir, a más de 1,000 km de distancia de la zona de generación; aproximadamente medio día o más de viaje. Por ejemplo el ocurrido tras el sismo en Chile el 22 de mayo de 1960, tardó 13 horas en llegar a Ensenada (México) o el maremoto generado en Japón el 16 de mayo de 1968 que demoró 14 horas en arribar a Manzanillo (México).”*

1.2 Características físicas de los tsunamis

Los tsunamis pueden describirse con cuatro parámetros físicos: longitud de onda, periodo, velocidad y amplitud (Macías *et al.*, 2012) (Fig. 1.2-1).

Los valores típicos para estos parámetros en un tsunami son: una longitud de onda que se encuentra entre los 10 y 500 km, un periodo entre 100 y 2000 s (1.6 min y 33 min) y alturas en aguas profundas o en altamar de pocos centímetros que aumentan conforme el tsunami se aproxima a la costa. Las ondas con este periodo pueden viajar a una velocidad de 600 km h⁻¹ a 900 km h⁻¹ (166 m s⁻¹ – 250 m s⁻¹) en la parte más profunda del océano (Bryant, 2008). La velocidad de propagación (C) de las ondas de un tsunami se pueden calcular mediante la teoría de Aguas Someras con ayuda de la gravedad (g) y la altura de la columna de agua (H) mediante la siguiente relación (Holton, 2004):

$$C = \sqrt{gH} \tag{1.2.1}$$

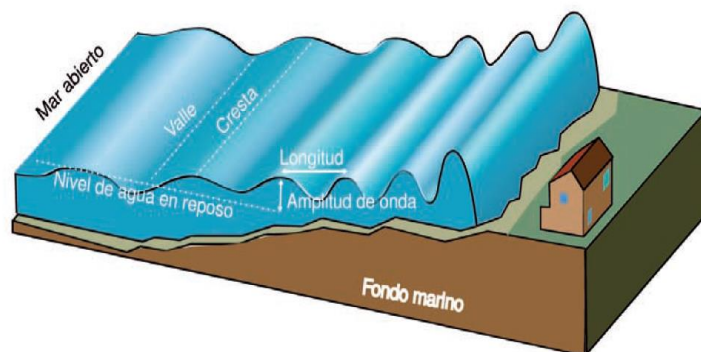


Figura 1.2-1. Esquema de las ondas producidas por un tsunami en su llegada a la costa, mostrando su amplitud y longitud de onda (Macías *et al.*, 2012).

1.3 Fases de la evolución de un tsunami

La generación de un tsunami y las fases que conforman su evolución se pueden resumir en tres etapas (Macías *et al.*, 2012):

1. Generación. Se conocen dos mecanismos fundamentales:

- a) **Movimiento sismotectónico submarino.** *“En este caso tiene gran importancia la magnitud del terremoto y la profundidad del foco sísmico, pero también el tipo de falla que ha generado el terremoto y los parámetros que definen su movimiento (salto de la falla y longitud del segmento activo) en el momento de su generación”* (Fig. 1.3-1).

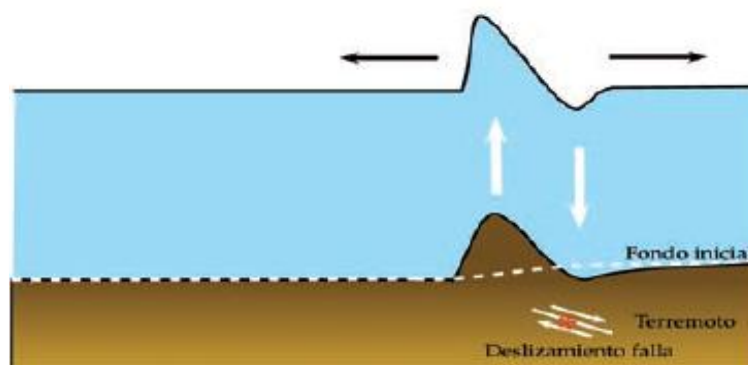


Figura 1.3-1. Generación de un tsunami debido a un movimiento sismotectónico (Macías *et al.*, 2012).

- b) **Deslizamiento del material.** “El tsunami se genera en este caso por el desplazamiento de una importante cantidad de materiales, normalmente sedimentarios, que caen por gravedad pendiente abajo a lo largo del talud. El volumen de materiales afectados por estos movimientos, su masa y la rapidez con la que éstos se muevan, son factores fundamentales que determinan la magnitud del tsunami” (Fig. 1.3-2).

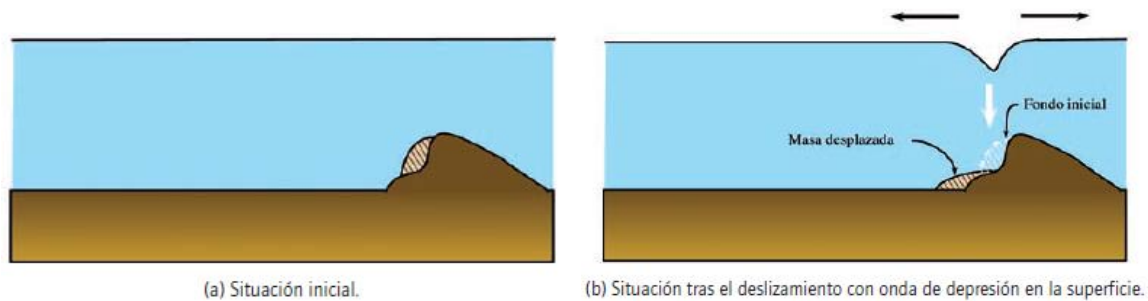


Figura 1.3-2. Generación de un tsunami por deslizamiento de materiales. (a) Situación Inicial (b) Situación tras el deslizamiento (Macías *et al.*, 2012).

2. **Propagación.** “Si el fondo marino es plano la ola se propaga en forma concéntrica con respecto al punto del fondo oceánico donde se generó el tsunami. Cabe señalar que desde el primer momento de su formación, el movimiento emprendido afecta a toda la masa de agua, por ello cualquier accidente fisiográfico de importancia en el fondo oceánico producirá anomalías en el patrón de propagación”.
3. **Inundación de la zona costera.** “Cuando la ola llega a la zona costera reduce su velocidad al desplazarse sobre fondos menos profundos. Ello es debido a que la velocidad de propagación de las olas de traslación es proporcional a la profundidad del fondo marino sobre el que se desplazan. La mayor parte de la energía cinética que se pierde no se disipa sino que se transforma en energía potencial, que se traduce en un aumento en la amplitud de la ola. A pesar de disminuir la velocidad, la ola llega a la costa con suficiente velocidad y altura como para desarrollar una gran capacidad destructiva en toda la zona litoral que hubiera inundado. El impacto que se produzca dependerá, por una parte de la energía de la onda y por otra, de las características geomorfológicas de la zona litoral.”

1.4 Tsunamis en las costas del pacífico mexicano

Desde 1953 comenzó a operar la red mareográfica en México, cualquier tsunami documentado antes de ese año, debió ser registrado por análisis de documentos históricos, análisis de sedimentos o relatos orales.

El Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México (Sánchez y Farreras, 1993), documenta que desde 1732 hasta 1985 han arribado 49 tsunamis a la Costa Occidental de México, de los cuales 16 han sido de origen lejano y 33 de origen local. Ninguno de los tsunamis de origen lejano registrados u observados (Tabla 1.4-1), tanto recientes como de tiempos remotos, ha tenido más de 2.5 m de altura máxima de olas en las costas de México; esto sugiere que el riesgo implicado por tsunamis lejanos es menor. En cambio casi la mitad de los tsunamis de origen local anteriores a 1952 (Tabla 1.4-2) causaron destrucción considerable. El de noviembre de 1925, en Zihuatanejo, Guerrero alcanzó alturas máximas de 11 m; el de junio 22 de 1932, alcanzó 10 m en Cuyutlán, Colima, ambos causaron cuantiosos daños y pérdidas de vidas. Por lo tanto, para las costas del Pacífico Mexicano, específicamente en los Estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, los tsunamis locales representan un alto riesgo (CENAPRED, 2008).

Del análisis de los datos históricos de tsunamis en México, se observa que la zona de subducción de la Placa de Cocos, adyacente a la costa occidental de México, es una de las zonas sísmicas más activas en el Hemisferio Occidental. En esta zona ocurrieron aproximadamente 40 sismos de magnitud mayor a siete en el siglo pasado. En comparación, en la zona correspondiente a la falla de San Andrés en California sólo han ocurrido cinco sismos con magnitud mayor a siete grados en la escala de Richter (Singh *et al.*, 1984).

Tabla 1.4-1. Tsunamis de origen lejano posteriores a 1950, registrados en México (Sánchez y Farreras, 1993; CENAPRED, 2008).

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar en que se registró el Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
04/11/1952	52.8°N, 159.5°E	Kamchatka	8.3	La Paz, B.C.S.	0.5
				Salina Cruz, Oax.	1.2
09/03/1957	51.3°N, 175.8°W	Islas Aleutianas	8.3	Ensenada, B.C.	1.0
				Mazatlán, Sin.	0.2
				Salina Cruz, Oax.	0.4
				Manzanillo, Col.	0.6
				Acapulco, Gro.	0.6
22/05/1960	39.5°N, 74.5°W	Chile	8.5	Ensenada, B.C.	2.5
				Mazatlán, Sin.	1.1
				Salina Cruz, Oax.	1.6
				Acapulco, Gro.	1.9
20/11/1960	6.8°S, 80.7°W	Perú	6.8	Acapulco, Gro.	0.1
13/10/1963	44.8°N, 149.5°E	Islas Kuriles	8.1	Acapulco, Gro.	0.5
				Salina Cruz, Oax.	0.5
				Mazatlán, Sin.	0.1
				La Paz, B.C.S.	<0.1
28/03/1964	61.1°N, 147.6°W	Alaska	8.4	Ensenada, B.C.	2.4
				Mazatlán, Sin.	0.5
				Manzanillo, Col.	1.2
				Acapulco, Gro.	1.1
				Salina Cruz, Oax.	0.8
04/02/1965	51.3°N, 179.5°E	Islas Aleutianas	8.2	Mazatlán, Sin.	0.1
				Manzanillo, Col.	0.3
				Acapulco, Gro.	0.4
				Salina Cruz, Oax.	0.5

Tabla 1.4-1. Tsunamis de origen lejano posteriores a 1950, registrados en México (Sánchez y Farreras, 1993; CENAPRED, 2008), continuación.

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar en que se registró el Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
17/10/1966	10.7°S, 78.6°W	Perú	7.5	Salina Cruz, Oax.	0.2
				Ensenada, B.C.	0.3
				Mazatlán, Sin.	0.1
16/05/1968	41.5°N, 142.7°E	Japón	8.0	Manzanillo, Col.	0.4
				Acapulco, Gro.	0.4
				Ensenada, B.C.	0.5
				Manzanillo, Col.	0.3
29/11/1975	19.4°N, 155.1°W	Hawaii	7.2	P. Vallarta, Jal.	0.2
				Acapulco, Gro.	0.3
				Salina Cruz, Oax.	0.3
12/12/1979	1.6°N, 79.4°W	Colombia	7.9	Acapulco, Gro.	0.3
30/07/1995	24.2°S, 70.7°W	Chile	7.8	Isla Socorro	0.23
				Cabo San Lucas	0.10
21/02/1996	9.6°S, 80.2°W	Perú	7.8	Isla Socorro	0.25
26/12/2004	3.3°N, 95.8°E	Indonesia	9.0	Manzanillo	0.80
				El Sauzal	0.20
				Cabo San Lucas	0.20

Tabla 1.4-2. Tsunamis de origen local observado o registrados en México (Sánchez y Farreras, 1993; CENAPRED, 2008).

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar en que se registró el Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
28/04/1787		Guerrero	>8.0	Acapulco	3.0-8.0
04/05/1820	17.2°, 99.6°	Guerrero	7.6	Acapulco	4.0
16/11/1925	18.0°, 107°	Guerrero	7.0	Zihuatanejo	7.0-11.0
03/06/1932	19.6°, 104.4°	Jalisco	8.2	Manzanillo	2.0
18/06/1932	19.5°, 103.5°	Jalisco	7.8	Manzanillo	1.0
22/06/1932	18.7°, 104.7°	Jalisco	6.9	Cuyutlán	9.0
14/12/1950	17.2°, 98.1°	Guerrero	7.2	Acapulco	0.3
28/07/1957	17.1°, 99.1°	Guerrero	7.8	Acapulco	2.6
11/05/1962	17.3°, 99.6°	Guerrero	7.2	Acapulco	0.8
19/05/1962	17.1°, 99.6°	Guerrero	7.1	Acapulco	0.3

Tabla 1.4-2. Tsunamis de origen local observado o registrados en México (Sánchez y Farreras, 1993; CENAPRED, 2008), continuación.

Fecha	Epicentro del Sismo	Zona del Sismo	Magnitud del Sismo	Lugar en que se registró el Tsunami	Altura Máx. de Olas (m)
23/08/1965	16.2°, 95.9°	Oaxaca	7.3	Acapulco	0.4
29/11/1978	16.0°, 96.6°	Oaxaca	7.6	P. Escondido	1.5
14/04/1979	17.8°, 101.3°	Guerrero	7.4	Acapulco	1.3
19/09/1985	18.4°, 102.5°	Michoacán	8.1	Lázaro Cárdenas	2.5
				Ixtapa-Zihuatanejo	3.0
				Acapulco	1.1
				Manzanillo	1.0
21/09/1985	17.8°, 101.7°	Michoacán	7.6	Acapulco	1.2
				Zihuatanejo	2.5
09/10/1995	18.9°, 104.1°	Colima	7.6	Manzanillo	2.0
				Cabo San Lucas	0.50
				Isla Socorro	0.20
				Barra de Navidad	5.10
				Melaque	4.50
				Cuastecomate	4.40
				La Manzanilla	0.40
				Boca de Iguanas	5.10
				El Tecuán	3.80
				Punta Careyes	3.50
				Chamela	3.20
				San Mateo	4.90
				Pérula	3.40
				Punta Chalacatepec	2.90
22/01/2003	18.8°, 103.9°	Colima	7.8	Manzanillo	1.22
				Lázaro Cárdenas	0.24
				Zihuatanejo	0.60

A continuación se hace un relato detallado de dos tsunamis que afectaron el área de estudio: Ixtapa-Zihuatanejo, Guerrero (Lander *et al.*, 2003).

- Noviembre 16, 1925

“El sismo de magnitud $M_s=7.0$ se localizó cerca de Zihuatanejo, Guerrero y generó un tsunami destructivo. Como a las 6 de la tarde, el nivel del mar se elevó en forma repentina de 6 a 7 m, invadió las calles y arrasó las casas. La invasión duró de 10 a 15 minutos. Unos marineros comentaron que se escuchó un estruendo que provenía del mar como disparos de varios cañones a la vez. Las aguas subieron, no en forma de una sola ola, sino como si toda la bahía fuera levantada de su nivel; llegando a más de 6 m, de altura, invadiendo calles y casas, retirándose inmediatamente arrastrando casas y objetos hasta quedar el mar en completa calma. Algunos informantes estimaron la altura de las olas hasta 11 m. Dos goletas que estaban en la bahía fueron arrojadas contra los malecones sufriendo averías de consideración.”

No se encontraron registros fotográficos de Zihuatanejo en el año 1925 pero unas fotografías del año 1932 y 1940 (Fig. 1.4-1) muestran que en esa época Zihuatanejo era un pueblo de pescadores donde había más palmeras que casas.

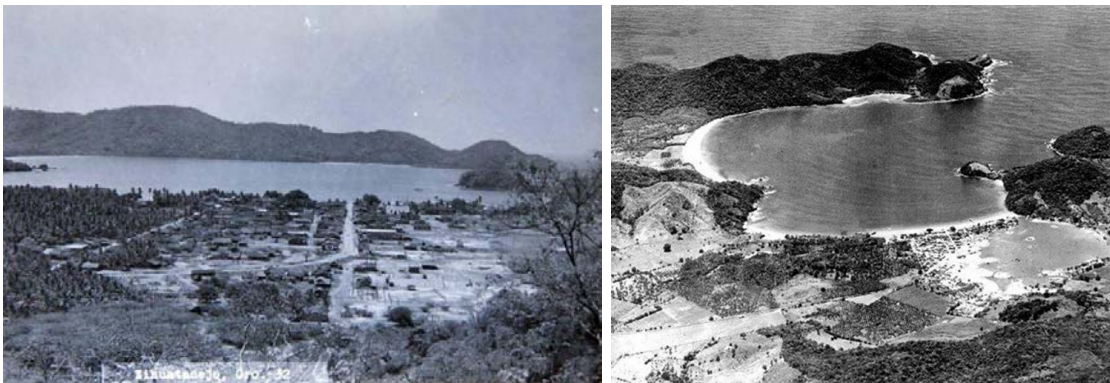


Figura 1.4-1. Fotografía de Zihuatanejo en 1932 (izquierda) y en 1940 (derecha) (Facebook “Zihuatanejo del recuerdo”, 2015).

- Septiembre 19, 1985

“El sismo de magnitud $M_s=8.1$ ocurrió en el segmento de subducción de la Fosa Mesoamericana conocida como brecha de Michoacán, su epicentro se localizó a los $18.15^\circ N$, $102.71^\circ W$. Los daños materiales y humanos provocados por este sismo son los más cuantiosos sufridos en México a causa de un desastre natural. Los datos oficiales indican que sólo en la Ciudad de México, el sismo causó la muerte a más

de 6 mil personas, mientras que las pérdidas materiales fueron del orden de 5 mil millones de dólares. El sismo afectó también los estados de Jalisco, Guerrero, Colima, Puebla, Tlaxcala, Oaxaca, Morelos, Estado de México y Michoacán.

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

El tsunami generado por el sismo fue observado en Lázaro Cárdenas y Playa Azul, en Michoacán; Ixtapa-Zihuatanejo y Acapulco, en Guerrero y Manzanillo, Colima. La estación mareográfica de Acapulco fue la única en la Red Mareográfica de México que registró el tsunami.

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

En Lázaro Cárdenas, después de medio minuto de ocurrido el pulso inicial del sismo, el nivel del mar descendió y retrocedió 60 m aproximadamente, regresando posteriormente e inundando unos 500 m horizontalmente tierra adentro, con alturas de olas de 2.5 m.

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

En el mismo estado, pero en Zihuatanejo, el tsunami alcanzó alturas de hasta 3 m, que se debieron posiblemente a las condiciones resonantes de esa bahía somera (profundidad en el centro de la bahía de 15 m) y de configuración circular semi-cerrada. El tsunami inundó la Capitanía de Puerto, restaurantes y hoteles.

En la estación mareográfica de Acapulco, la ola inicial de tsunami se registró con una elevación de 0.53 m, la elevación máxima fue de 1.15 m, el período entre la primera y segunda cresta del tsunami fue de 12 minutos. El tiempo de propagación (desde su origen hasta la estación mareográfica) y su velocidad promedio fueron de 23 minutos y 802 km h⁻¹, respectivamente.”

OBJETIVOS

Objetivo general

Modelar las posibles inundaciones en la zona costera de Ixtapa–Zihuatanejo, Guerrero; que se puedan producir por un tsunami hipotético.

Objetivos particulares

1. Obtener a partir de información bibliográfica la incidencia de tsunamis en la región.
2. Aplicar un modelo numérico hidrodinámico para simular un posible evento de inundación bajo el escenario de un tsunami hipotético.
3. Identificar zonas potenciales de inundación con base en los resultados del modelo.

CAPÍTULO 2

ÁREA DE ESTUDIO

La zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo está localizada en el Pacífico Mexicano, entre los puertos de Lázaro Cárdenas, Michoacán y Acapulco, Guerrero. El área de estudio se encuentra cerca de la Placa de Cocos y frente a la zona de fractura Orozco, la cual separa la Placa de Cocos de la Placa de Rivera (Nava, 1998), dos placas oceánicas que se encuentran bajo el océano Pacífico (Kostoglodov y Pacheco, 2013), provocando que sea una zona altamente sísmica (Fig. 2.1-1).

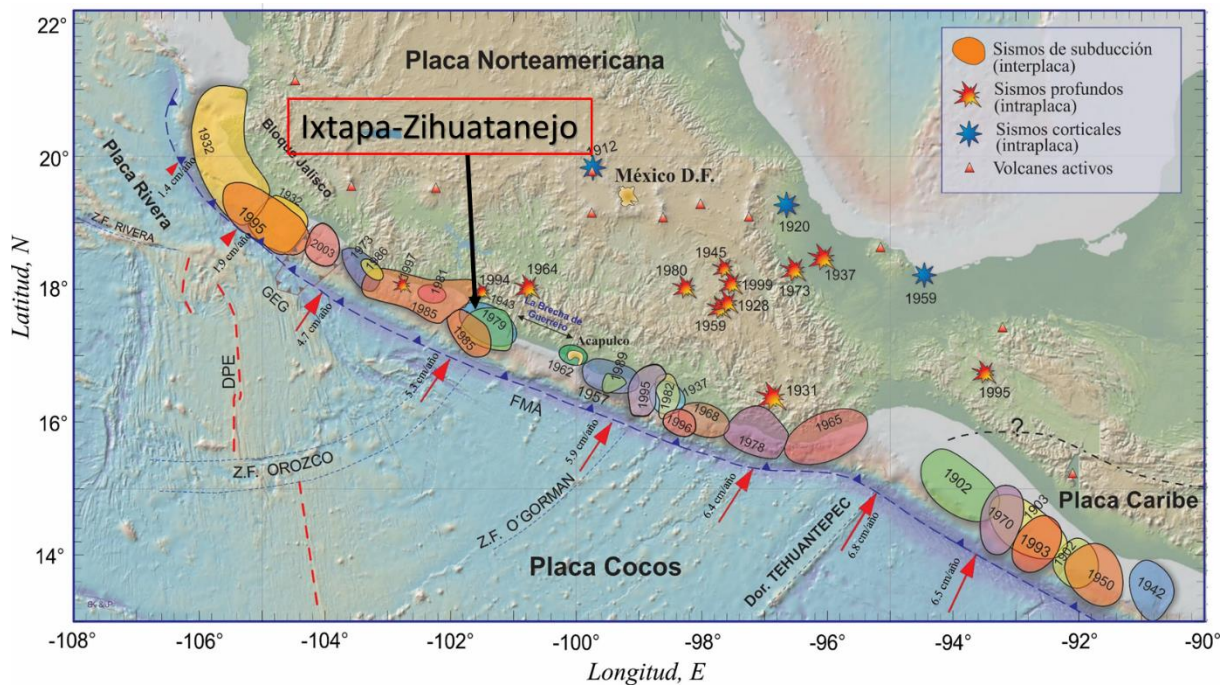


Figura 2.1-1. Mapa de las placas tectónicas en México y las regiones donde se han producido terremotos de gran magnitud (Kostoglodov y Pacheco, 2013).

La batimetría de la zona de estudio (Fig. 2.1-2), muestra una profundidad mayor a 4,000 m en la zona más profunda que corresponde al lugar donde se ubica la Trincheras de Cocos y disminuye de forma no uniforme hasta alcanzar los 200 m de profundidad en una región más cercana a la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo. Estos cambios repentinos en la

fisiografía del fondo son los que producen cambios en la velocidad de la ola del tsunami conforme se acerca a la costa y provocan un aumento en su amplitud.

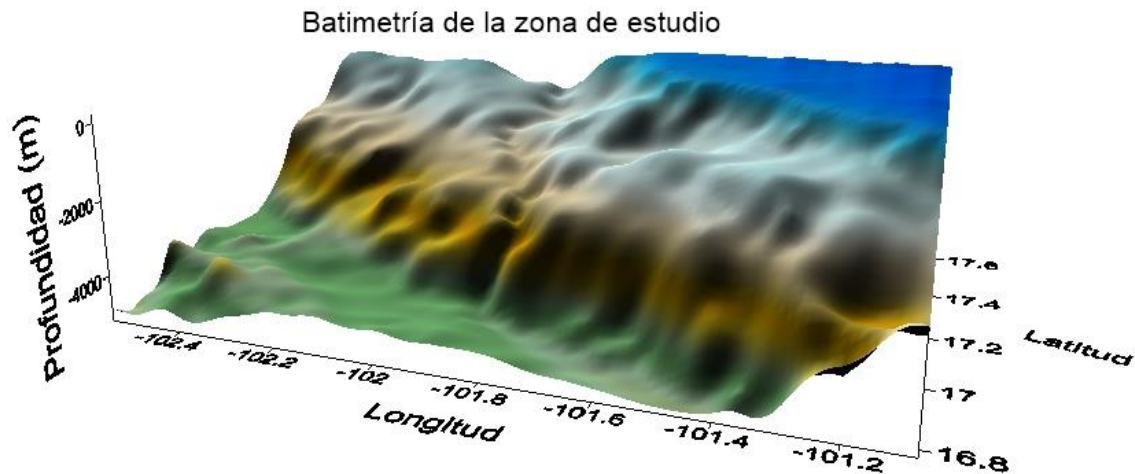


Figura 2.1-2. Batimetría de la zona de estudio.

Ixtapa tiene una bahía semiabierto hacia el Océano Pacífico, cuenta solamente con una playa, playa el Palmar (la cual será parte del área principal de estudio de esta investigación) de aproximadamente 2.5 km de largo y las zonas pobladas se encuentran alejadas de la playa. Zihuatanejo cuenta con una bahía que tiene una inclinación de 50° hacia el este con respecto al polo norte, de forma semicircular con aproximadamente 1 km de boca, 1.5 km de ancho y 2 km de largo. La bahía de Zihuatanejo está conformada por 4 playas: la playa Principal ubicada en el centro de Zihuatanejo con aproximadamente 400 metros de largo (la cual será parte del área principal de estudio de esta investigación), en ella se encuentra el muelle Principal y la zona más poblada de Zihuatanejo. La playa la Madera, la más pequeña de la bahía, con tan sólo 300 metros de longitud y de oleaje suave a moderado. La playa la Ropa, la más larga de la bahía con aproximadamente 1 km de extensión, olas suaves a medianas que llegan a ser grandes en la temporada de lluvias. Y la playa las Gatas con una longitud de aproximadamente 250 metros, que se encuentra apartada de la ciudad, prácticamente sin oleaje debido a un rompeolas artificial (Ixtapa-Zihuatanejo, 2015), que cuenta la leyenda el emperador tarasco Caltzontzin ordeno construir para impedir el paso de

los tiburones y poder bañarse con sus doncellas (Mitos y Leyendas Mexicanas, 2015) (Fig. 2.1-3).



Figura 2.1-3. Área de estudio: Ixtapa-Zihuatanejo (Bing-Hybrid, 2015).

Al analizar la batimetría de la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo (Fig. 2.1-4) se observa que ante un posible tsunami la región de Ixtapa sólo presenta una pequeña protección antes de que este llegue a sus playas convirtiendo la zona cercana a la playa el Palmar en Ixtapa en una zona de riesgo; en cambio la forma semicircular y la boca angosta de entrada que presenta de la bahía de Zihuatanejo sugiere que una ola de tsunami sufre reflexiones antes de que esta llegue a la playa Principal, la zona poblada de Zihuatanejo, siendo ésta forma una protección ante estos fenómenos, sin embargo, no hay que descartar que esta misma configuración puede provocar un efecto de resonancia en un caso particular.

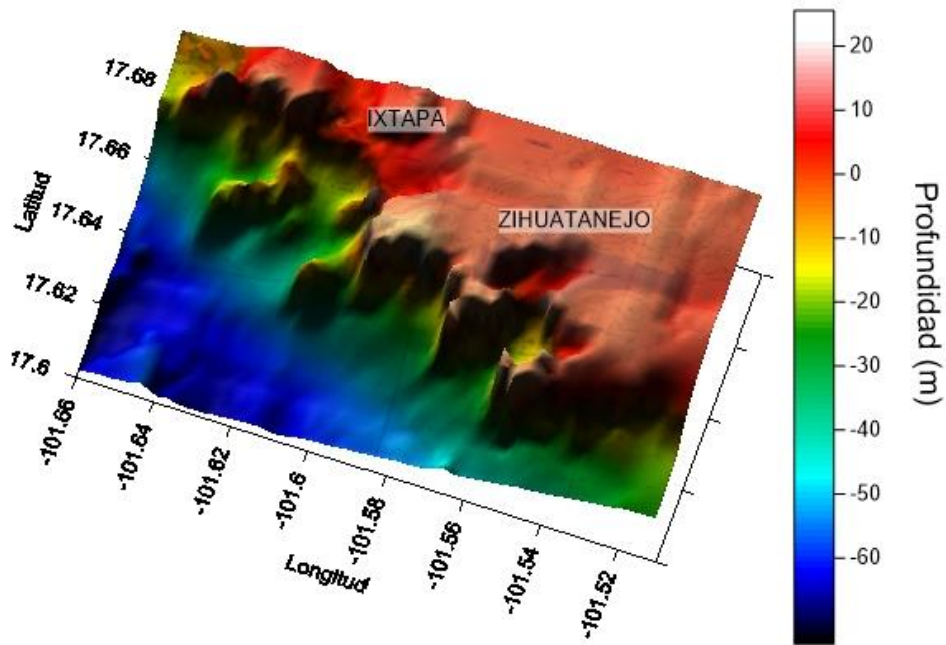


Figura 2.1-4. Batimetría de Ixtapa-Zihuatanejo.

Una de los motivos para elegir la zona de Ixtapa-Zihuatanejo como área de estudio es que la literatura indica que la región es una zona que ha sido afectada históricamente por los tsunamis; en 1925 produjeron olas con una altura entre 7 y 9 m (Fig. 2.1-5), en 1985 produjeron olas de 3 m de altura y en 2003 olas de 0.6 m de altura (Sánchez y Farreras, 1993; CENAPRED, 2008).



Figura 2.1-5. Recorte del diario Excelsior sobre la destrucción de Zihuatanejo por el tsunami de Noviembre 16, 1925 (CAT, 2015).

CAPÍTULO 3

ANTECEDENTES EN LA MODELACIÓN DE TSUNAMIS

Los tsunamis (olas de puerto) se comenzaron a estudiar en Japón debido a los efectos devastadores que sus olas tenían sobre las comunidades costeras japonesas más bajas. Sin embargo, conforme se fueron registrando tsunamis en otros puertos del mundo, estos llamaron la atención de más investigadores que comenzaron a tomarlos como su tema central de estudio.

En la literatura de la modelación de tsunamis diversos autores coinciden en describir la fase de la propagación del tsunami como si se tratara del movimiento de ondas largas y aplican la teoría de Aguas Someras para su estudio (Goto, 1997; Imamura, 2006; Shuto, 1991; Kowalik, 2012; Titov y Gonzales, 1997; Wang, 2009; Liu *et al.*, 2008).

Actualmente existen diversos modelos para estudiar los tsunamis, los más importantes ya que a partir de ellos se desarrollan otros modelos más simples son: los modelos japoneses (Goto, 1997; Imamura, 2006), el Modelo MOST (Method of Splitting Tsunami) usado por la NOAA (Titov y Gonzales, 1997) y el COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) (Wang, 2009; Liu *et al.*, 2008).

Al analizar las ecuaciones que utilizan los tres modelos para describir la propagación de la ola de tsunami (Tabla 3.1-1), se observa que éstas son las ecuaciones de Navier-Stokes y las únicas diferencias son que algunos modelos las utilizan con la variable de la velocidad (u, v) y otros utilizan las variables del transporte $(M = uD, N = vD, \text{ donde } D \text{ es la profundidad})$, además algunos modelos tienen la capacidad de utilizar las ecuaciones en un sistema de coordenadas esféricas, el cual es necesario para estudiar los tsunamis regionales y lejanos debido a que con esas distancias el tsunami se ve afectado por los cambios que la curvatura de la Tierra produce y otros sólo lo hacen en coordenadas cartesianas. Lo que realmente cambia entre un modelo y otro es la forma en que están discretizadas las ecuaciones.

Tabla 3.1-1. Ecuaciones de los diferentes modelos de tsunamis

Ecuaciones Iniciales	Fricción de Fondo para Flujo Uniforme	Coef. Manning	Fricción de Fondo con Coef. De Manning	Ecuaciones Finales
(Goto, 1997) $\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0$ $\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [u(h + \eta)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h + \eta)]}{\partial y} = 0$	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2gD} u \sqrt{u^2 + v^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2gD} v \sqrt{u^2 + v^2}$	$n = \sqrt{\frac{fD^3}{2g}}$	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2}$	$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$ $\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$
(Imamura, 2006) $\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right)$ $\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right)$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2gD^2} M \sqrt{M^2 + N^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2gD^2} N \sqrt{M^2 + N^2}$	$n = \sqrt{\frac{fD^3}{2g}}$	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{fn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{fn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2}$	$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$ $\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$
(Titov y Gonzales, 1997)				$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} + \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} = \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial d}{\partial \lambda} + fv$ $\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \frac{g}{R} \frac{\partial h}{\partial \phi} = \frac{g}{R} \frac{\partial d}{\partial \phi} - fu$ $\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial (uh)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial (vh)}{\partial \phi} = 0$
(Wang, 2009)			$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P \sqrt{P^2 + Q^2}$ $F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q \sqrt{P^2 + Q^2}$	$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0$ $\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_y = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left(\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right) = - \frac{\partial h}{\partial t}$
(Liu <i>et al.</i> , 2008)			$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P \sqrt{P^2 + Q^2}$ $\tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q \sqrt{P^2 + Q^2}$	$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x = 0$ $\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) - gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0$
(Fernández <i>et al.</i> , 2004)	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}$	$m = \sqrt{\frac{fD^3}{2g}}$	$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}$ $\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2}$	$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{uv}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} = 0$ $\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{uv}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} = 0$ $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$

Tabla 3.1-1. Ecuaciones de los diferentes modelos de tsunamis, continúa

En Goto (1997): x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, $\frac{\tau_x}{\rho}$ y $\frac{\tau_y}{\rho}$ son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente. D es la profundidad total dada por $h + \eta$, f es el coeficiente de fricción, n el coeficiente de rugosidad de Manning, y ($M = uD, N = vD$) la variable de la descarga o transporte en la dirección x y y .

En Imamura (2006): x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, $\frac{\tau_x}{\rho}$ y $\frac{\tau_y}{\rho}$ son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente. D es la profundidad total dada por $h + \eta$, f es el coeficiente de fricción, n el coeficiente de rugosidad de Manning, y ($M = uD, N = vD$) la variable de la descarga o transporte en la dirección x y y .

En Titov y Gonzales (1997): λ es la longitud, ϕ es la latitud, $h = h(\lambda, \phi, t) + d(\lambda, \phi, t)$, $h(\lambda, \phi, t)$ es la amplitud, $d(\lambda, \phi, t)$ es la profundidad del agua sin perturbaciones, $u(\lambda, \phi, t)$, $v(\lambda, \phi, t)$ son las velocidades de profundidad promediada en longitud y latitud, respectivamente, g es la aceleración gravitacional, f es el parámetro de Coriolis y R es el radio de la Tierra.

En Wang (2009): x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, F_x y F_y son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente. H es la profundidad total dada por $h + \eta$, f es el coeficiente de fricción, n el coeficiente de rugosidad de Manning, y ($P = uH, Q = vH$) la variable de la descarga o transporte en la dirección x y y .

En Liu *et al.* (2008): x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, τ_x y τ_y son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente. H es la profundidad total dada por $h + \eta$, f es el coeficiente de fricción, n el coeficiente de rugosidad de Manning, y ($P = uH, Q = vH$) la variable de la descarga o transporte en la dirección x y y .

En Fernández *et al.*, (2004): x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, $\frac{\tau_x}{\rho}$ y $\frac{\tau_y}{\rho}$ son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente. D es la profundidad total dada por $h + \eta$, f es el coeficiente de fricción, m el coeficiente de rugosidad de Manning.

Existe solamente un trabajo sobre zonas de inundación en Zihuatanejo hecho por Ferreras y Ortiz (2007) que muestran las posibles zonas de inundación ante un posible tsunami clasificándolas como zonas de riesgo: alto-mediano (ocurrencia muy probable) y bajo (ocurrencia menos probable) para una malla de 50 km de longitud (Fig. 3-1); sin embargo, este trabajo no incluye información de las condiciones iniciales, la fase de propagación o de arribo usadas para simular la inundación producida por el tsunami. En cambio, en la literatura es más común encontrar trabajos como los de Gonzales *et al.* (2011) que presentan la altura de la ola de tsunami cuando arriba a la costa, sin mostrar zonas de inundación (Fig. 3-2).

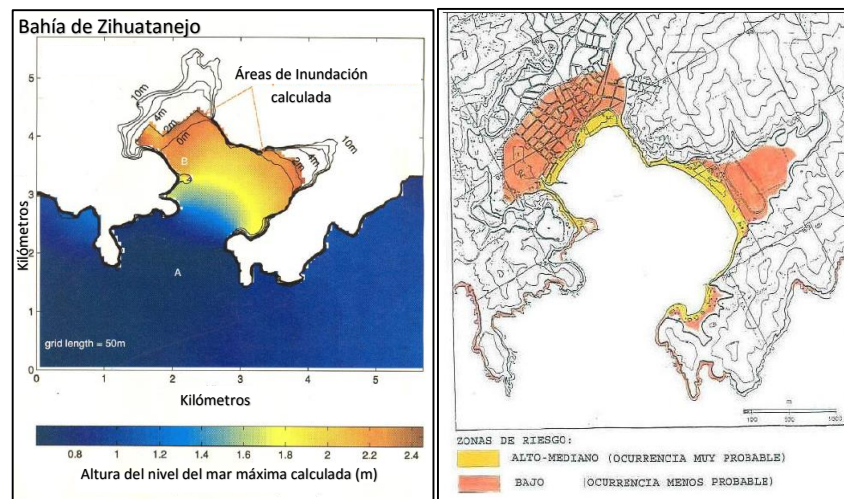


Figura 3-1. Zona de riesgo de inundación ante un posible tsunami en Zihuatanejo (Ferreras y Ortiz, 2007).

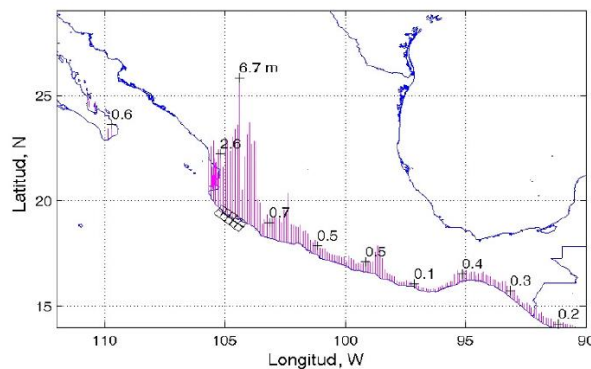


Figura 3-2. Alturas estimadas de un tsunami sintético a lo largo de la costa Oeste de México. La magnitud del sismo prototipo representa el sismo de Jalisco-Colima de 1995 (Gonzales *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 4

MÉTODOS Y MATERIALES

4.1 Marco teórico

Como se mencionó antes, la vida de un tsunami usualmente se divide en tres fases (Macías et al., 2012): generación, propagación e inundación de la zona costera.

4.1.1 Generación

La corteza terrestre, la parte más superficial y rígida de la Tierra, está compuesta por un rompecabezas. A cada pieza de este rompecabezas se le denomina Placa Tectónica. Estas placas, que cubren grandes áreas de la superficie terrestre se mueven en diferentes direcciones produciéndose choques entre ellas. Algunas se deslizan rozando una contra otra (movimiento transcurrente). Otras, al chocar frontalmente, generan lo que se denomina una zona de subducción. Las zonas de subducción se identifican por ser las regiones más profundas del suelo oceánico (las Fosas Oceánicas). En estas regiones una placa cabalga sobre la otra (movimiento de compresión); la placa más densa (generalmente las placas bajo los océanos) penetra bajo las placas menos densas (generalmente las placas sobre las que viajan los continentes). En las regiones donde se presenta el movimiento de extensión se produce un distanciamiento entre las placas. Estas regiones donde divergen las placas se les conocen como Dorsales Oceánicas (Kostoglodov y Pacheco, 2013).

Como la mayor área de contacto entre placas se encuentra en las zonas de subducción, es aquí donde ocurren los sismos más grandes. En México la zona de subducción comprende toda la costa del Pacífico, entre Puerto Vallarta en el estado de Jalisco, hasta Tapachula en el estado de Chiapas. A lo largo de esta extensión se han producido los sismos más grandes que se han registrado durante este siglo en México (Kostoglodov y Pacheco, 2013).

Los Sismos (temblores o terremotos) se producen por el rompimiento de la roca que compone la corteza terrestre. La corteza terrestre se comporta como un material frágil que se resquebraja por la acción de una fuerza externa que sobrepasa la resistencia del material. Cuando dos placas tectónicas o bloques de corteza terrestre están en contacto, se produce fricción entre ellas, manteniéndolas en contacto hasta que la fuerza que se acumula por el movimiento entre las placas sea mayor que la fuerza de fricción que las mantiene en contacto. En ese momento se produce un sismo al romperse ese contacto. La energía elástica que se había acumulado en la zona de contacto se libera en forma de calor, deformación de la roca y en energía sísmica que propaga por el interior de la Tierra en forma de onda. El tamaño de un sismo es una función de la región que sufre el resquebrajamiento. Entre mayor sea el área que se rompe por la acción de las fuerzas tectónicas, mayor es el tamaño del temblor (Kostoglodov y Pacheco, 2013).

Como menciona Wang (2009), dependiendo de la duración del movimiento del fondo marino en relación con el periodo de la ola de tsunami, las perturbaciones del fondo se pueden clasificar en dos categorías. Si la duración del movimiento del fondo marino es más corta que el periodo de la ola de tsunami que se está generando, entonces el movimiento se puede suponer instantáneo y se asume que la superficie del agua sigue exactamente el levantamiento del fondo ya que el agua sobre esta gran zona de ruptura no puede ser drenada en el lapso de tiempo de ocurrencia del movimiento del fondo marino. Si la duración del movimiento de ruptura es comparable con el periodo de la ola de tsunami, la ruptura se debe considerar como un proceso transitorio y este debe ser modelado en las simulaciones de tsunami.

Con la definición del Movimiento Sísmico (Ecuación 4.1.1.1), la relación de momento sísmico y momento-magnitud (Ecuación 4.1.1.2) (Levin y Nosov, 2009; Lagos comunicación personal) se puede calcular la magnitud en grados Richter de un sismo si se conoce la rigidez de la roca en la corteza ($\mu = 3.0 \times 10^{10} \frac{N}{m^2}$ para las costas del pacífico mexicano), la dislocación de la falla (U), el ángulo del desplazamiento del plano de la falla (λ), la longitud de la falla (L) y el ancho del plano de la falla (W) (Fig. 4.1.1-1)

$$\mu_o = \mu ULW \quad (4.1.1.1)$$

$$\mu_w = \frac{\log_{10}(\mu_o) - 9.1}{1.5} \quad (4.1.1.2)$$

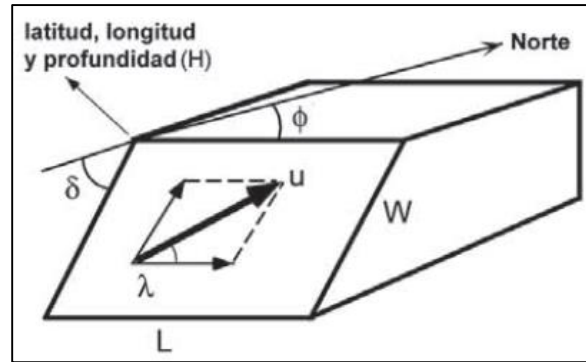


Figura 4.1.1-1 Parámetros físicos en una falla sísmica (Lagos y Gutiérrez, 2005).

El valor de la dislocación de la falla (U) será la altura inicial del tsunami, si suponemos que el movimiento es instantáneo y asumimos que la superficie del agua sigue exactamente el levantamiento del fondo, es decir el movimiento de la falla es completamente vertical.

4.1.2 Propagación

La teoría de Aguas Someras es una forma de representar correctamente la propagación de un tsunami local en profundidades mayores a 50 m, aunque la teoría no se cumple cerca de la orilla, donde se produce el rompimiento de la ola (Bryant, 2008). En esta teoría, la altura de la onda en comparación con su longitud de onda es muy pequeña, la aceleración vertical de las partículas de agua es despreciable comparada con la fuerza gravitacional y la curvatura de la trayectoria de las partículas de agua es muy pequeña, una característica de los tsunamis en mar abierto. Por consecuencia, el movimiento vertical de las partículas de agua no tiene ningún efecto en la distribución de presión; por lo que se puede usar la aproximación

hidrostática y considerar que la velocidad horizontal de las partículas de agua es verticalmente uniforme (Goto, 1997).

A continuación se presenta el desarrollo de las ecuaciones que modelan la fase de la propagación del tsunami, partiendo de las ecuaciones iniciales para una onda larga que Goto (1997) presenta:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (4.1.2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (4.1.2.2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [u(h + \eta)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h + \eta)]}{\partial y} = 0 \quad (4.1.2.3)$$

Donde x y y son las coordenadas horizontales, t es el tiempo, h es el nivel del agua en reposo, η es el desplazamiento vertical de la superficie del agua con respecto al nivel en reposo, u y v son las velocidades de las partículas de agua en la dirección x y y , g es la aceleración gravitacional, $\frac{\tau_x}{\rho}$ y $\frac{\tau_y}{\rho}$ son la fricción de fondo en la dirección x y y , respectivamente.

La fricción de fondo se expresa en analogía con el flujo uniforme, utilizando la expresión de Fernández *et al.* (2004), ya que las ecuaciones de fricción de flujo uniforme propuestas por Goto (1997) presentan una inconsistencia en las unidades (ANEXO A).

Partiendo de:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.2.4)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.2.5)$$

Donde D es la profundidad total dada por $h + \eta$ y f es el coeficiente de fricción y usando el coeficiente de rugosidad de Manning (n), para reescribir las ecuaciones de fricción de fondo para un flujo uniforme; se llega a unas expresiones que coinciden con la ecuaciones finales que usan Goto (1997), Imamura (2006), Wang (2009) y Liu *et al.* (2008) para modelar la fase de propagación del tsunami:

$$n = \sqrt{\frac{f D^{\frac{1}{3}}}{2g}} \quad (4.1.2.6)$$

$$\frac{n^2 g}{D^{1/3}} \frac{1}{D} = \frac{f}{2} \frac{1}{D}$$

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}$$

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.2.7)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{\frac{4}{3}}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.2.8)$$

Ahora, introduciendo la variable de la descarga o transporte (M, N) que se relacionan con las velocidades (u, v) mediante las siguientes ecuaciones:

$$M = u(h + \eta) = uD \quad (4.1.2.9)$$

$$N = v(h + \eta) = vD \quad (4.1.2.10)$$

Se reescriben las ecuaciones iniciales (4.1.2.1), (4.1.2.2) con ayuda de las nuevas ecuaciones para la fricción de fondo (4.1.2.7) y (4.1.2.8) en términos de las variables de descargas (4.1.2.9) y (4.1.2.10):

$$\frac{M}{D} = u, \quad \frac{N}{D} = v$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} = 0$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{M}{D} \right) + \left(\frac{M}{D} \right) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M}{D} \right) + \left(\frac{N}{D} \right) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M}{D} \right) + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{4/3}} \left(\frac{M}{D} \right) \sqrt{\left(\frac{M}{D} \right)^2 + \left(\frac{N}{D} \right)^2} \\ = 0 \end{aligned}$$

$$D \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{M}{D} \right) + \left(\frac{M}{D} \right) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M}{D} \right) + \left(\frac{N}{D} \right) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M}{D} \right) + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{4/3}} \left(\frac{M}{D} \right) \sqrt{\left(\frac{M}{D} \right)^2 + \left(\frac{N}{D} \right)^2} = 0 \right]$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.1.2.11)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.1.2.12)$$

Se reescribe la ecuación inicial (4.1.2.3) en términos de las variables de descargas (4.1.2.9) y (4.1.2.10), con lo que se obtiene:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [u(D)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(D)]}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4.1.2.13)$$

4.1.3 Inundación

Algunos de los efectos más importantes e interesantes de las ondas en el mar se producen cuando las olas se aproximan a la orilla e inundan zonas cercanas a la playa. En particular, el daño causado por un tsunami se produce en ese momento. Sin embargo, este aspecto de las ondas de un tsunami no se ha analizado muy ampliamente desde un punto de vista teórico, debido a las dificultades matemáticas involucradas. Existen algunos métodos de análisis que puede aplicarse al problema de la inundación (Keller, 1964).

4.2 Descripción del Modelo Hidrodinámico utilizado para la simulación

Para simular la inundación por un tsunami se utilizó el Modelo Hidrodinámico MOHID que se basa en el modelo GHER desarrollado en la Universidad de Lieja en Bélgica (Monreal Gómez y Salas de León, 1990).

El MOHID es un modelo de flujo de superficie libre tridimensional baroclínico basado en las ecuaciones de Navier-Stokes que utiliza las aproximaciones de Boussinesq e hidrostática. Otra característica importante de MOHID es que permite utilizar modelos anidados, de esta forma, el modelo permite estudiar con mayor detalle áreas cada vez más cercanas a la región de interés.

Como describe Fernandez (2011) las ecuaciones de cantidad de movimiento para las velocidades horizontales del flujo medio en coordenadas cartesianas se presentan en las ecuaciones 4.2.1 y 4.2.2; las cuales expresan que la evolución temporal de las velocidades

es igual al transporte advectivo, la fuerza de Coriolis, el gradiente de presiones y la difusión turbulenta. A partir de estas dos ecuaciones se determina el campo horizontal de velocidades.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{\partial(uu)}{\partial x} - \frac{\partial(uv)}{\partial y} - \frac{\partial(uw)}{\partial z} + fv - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left((v_h + \nu) \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_h + \nu) \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left((v_t + \nu) \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4.2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{\partial(vu)}{\partial x} - \frac{\partial(vv)}{\partial y} - \frac{\partial(vw)}{\partial z} - fu - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left((v_h + \nu) \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_h + \nu) \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left((v_t + \nu) \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4.2.2)$$

Donde u , v , w son las componentes del vector velocidad en las direcciones x , y , z respectivamente, f es el parámetro de Coriolis, v_h y v_t son las viscosidades turbulentas en las direcciones horizontal y vertical, ν es la viscosidad cinemática turbulenta y p es la presión.

La velocidad vertical se calcula a partir de la integración en la dirección vertical de la ecuación de continuidad para fluido incompresible (Ec. 4.2.3), entre el fondo y la profundidad z donde se calcula w (Ec. 4.2.4):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.2.3)$$

$$w(z) = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^z u dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-h}^z v dz \right) \quad (4.2.4)$$

La ecuación para la superficie libre (Ec. 4.2.5) se obtiene por integración de la ecuación de continuidad sobre toda la columna de agua, es decir, entre la elevación de la

superficie libre $\eta(x, y)$ y el fondo $-h$, e imponiendo las condiciones de frontera cinemáticas en el fondo y en la superficie:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^{\eta} u dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-h}^{\eta} v dz \right) \quad (4.2.5)$$

El modelo utiliza la aproximación hidrostática ya que las escalas horizontales en los cuerpos de agua oceánicos son mucho mayores que las verticales. Se hace la suposición de que las aceleraciones verticales son pequeñas respecto a los otros términos que intervienen en la ecuación de cantidad de movimiento en la dirección vertical y la misma se reduce al balance hidrostático que se presenta en la ecuación 4.2.6, donde g es la gravedad y ρ la densidad.

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad (4.2.6)$$

Al aplicar la descomposición de Boussinesq en donde la densidad ρ se divide en una densidad constante de referencia ρ_o y una fluctuación de ese valor ρ' , y al integrarla en la dirección vertical entre la superficie libre η y la profundidad z , donde se calcula la presión, se obtiene la ecuación 4.2.7. Esta ecuación relaciona la presión en cualquier profundidad con la presión atmosférica en la superficie libre, el nivel de agua y la presión integrada entre ese nivel y la superficie.

$$p(z) = p_{atm} + g\rho_o(\eta - z) + g \int_z^{\eta} \rho' dz \quad (4.2.7)$$

A partir de la expresión determinada para la presión (Ec. 4.2.7) es posible obtener los gradientes de presiones horizontales en x y y , los cuales se presentan en las ecuaciones 4.2.8 y 4.2.9, respectivamente. Los gradientes de presiones resultan igual a la suma del gradiente de presión atmosférico, el gradiente de la elevación de la superficie libre (gradiente de presión

barotrópico) y el gradiente de la distribución de densidades (gradiente de presión baroclínico).

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p_{atm}}{\partial x} + g\rho_o \frac{\partial \eta}{\partial x} + g \int_z^\eta \frac{\partial \rho'}{\partial x} dz \quad (4.2.8)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p_{atm}}{\partial y} + g\rho_o \frac{\partial \eta}{\partial y} + g \int_z^\eta \frac{\partial \rho'}{\partial y} dz \quad (4.2.9)$$

Los gradientes de presiones que se presentan en las ecuaciones 4.2.8 y 4.2.9 se sustituyen en las ecuaciones 4.2.1 y 4.2.2 respectivamente, para resolver el campo horizontal de velocidades.

En resumen, el modelo resuelve el sistema formado por las dos ecuaciones de cantidad de movimiento horizontal (Ec. 4.2.1 y 4.2.2), la ecuación de continuidad (Ec. 4.2.4), la ecuación de superficie libre (Ec. 4.2.5), las ecuaciones de transporte, teniendo como incógnitas las componentes de la velocidad, la elevación de la superficie libre, en cada punto del dominio.

El modelo MOHID utiliza el método de los volúmenes finitos para discretizar las ecuaciones que gobiernan el flujo. La idea básica de este método es partir de la forma integral de las ecuaciones de conservación. De forma general la ecuación de conservación para un escalar U con una fuente Q en un volumen de control Ω se escribe de la forma siguiente:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\Omega} U d\Omega + \int_S \vec{F} \vec{n} dS = \int_{\Omega} Q d\Omega \quad (4.2.10)$$

Donde F representa los flujos del escalar a través de la superficie frontera S del volumen considerado y n la normal exterior de la superficie. Las ecuaciones de Navier Stokes pueden escribirse de esa forma eligiendo convenientemente las variables U y Q .

El volumen de control considerado se divide en un determinado número de pequeños volúmenes de control denominados celdas y el método resuelve los balances globales de las

propiedades transportadas en dichos volúmenes aproximándolos por los flujos a través de las caras de dichas celdas. La ecuación se aplica en cada celda del dominio de cálculo y al sumar las ecuaciones en todas las celdas se obtiene la ecuación global de conservación, ya que las integrales de superficie en las caras de las celdas interiores se anulan. De esta forma el método tiene una propiedad intrínseca que es que garantiza que se cumplen las leyes de conservación a nivel global y esta es su principal ventaja.

Discretizando la ecuación 4.2.10 en un volumen de control Ω_j donde está definida la propiedad U_j se obtiene la expresión siguiente:

$$\frac{\partial}{\partial t}(U_j \Omega_j) + \sum_{\text{caras}} \vec{F}_m \vec{n} S_m = Q_j \Omega_j \quad (4.2.11)$$

De esta forma solamente son necesarios los flujos a través de las celdas, siendo el procedimiento para resolver las ecuaciones independientes de la geometría de la celda. Como el volumen puede variar a lo largo de la simulación, la geometría se actualiza en cada paso de tiempo luego de calcular las variables físicas. Además las coordenadas espaciales son independientes y cualquier geometría puede elegirse para cada dimensión. Las coordenadas horizontales pueden expresarse en varios sistemas de coordenadas, siendo los más utilizados las coordenadas métricas y las coordenadas geográficas. En la dirección vertical el MOHID permite aplicar diferentes coordenadas verticales: Sigma, cartesianas, lagrangianas, con espaciamiento fijo y armónicas.

La discretización temporal de las ecuaciones se realiza por el algoritmo semiimplícito ADI. Este algoritmo calcula alternadamente una de las componentes de la velocidad de forma implícita mientras que la otra se calcula explícita, luego en la iteración siguiente las direcciones implícita y explícita cambian. En las ecuaciones de cantidad de movimiento el término barotrópico y el de transporte vertical se calculan implícitos.

El sistema de ecuaciones resultante es tridiagonal y puede resolverse de forma eficiente y rápida. En el código del modelo están incluidas dos discretizaciones diferentes, el esquema S21 de cuatro ecuaciones con dos niveles temporales por iteración y el esquema de Leendertse de 6 ecuaciones, tres para cada medio paso de tiempo, donde las velocidades se actualizan cada medio paso.

En el sistema S21 cada iteración se divide en dos pasos de medio tiempo, en la primera iteración se calcula la elevación de la superficie libre y una velocidad horizontal (u) de forma implícita a partir de la ecuación de cantidad de movimiento correspondiente, mientras que para la otra componente de la velocidad (v) se utiliza el valor anterior. En el segundo medio paso de tiempo se calcula nuevamente la elevación de la superficie libre y la otra componente horizontal de la velocidad de forma implícita. En todos los medios pasos de tiempo se calcula una velocidad vertical w a partir de la ecuación de continuidad, luego se actualiza la geometría y se corrige la velocidad vertical.

En el esquema de Leendertse la componente de la velocidad en la dirección explícita se calcula también cada medio paso de tiempo antes del cálculo de la elevación de la superficie libre. En este caso como se calculan las dos componentes dentro de cada medio paso de tiempo, se actualizan con mayor frecuencia las condiciones de borde y por eso es más apropiado para zonas poco profundas. Ambos esquemas son de segundo orden de aproximación ya que realizan los cálculos centrados en cada medio paso de tiempo.

4.3 Modelo de terreno y batimetría utilizada

Para generar los modelos de terreno de Ixtapa y Zihuatanejo que utilizaron en el modelo de inundación, se recurrió a datos de LiDAR de los modelos digitales de alta resolución de tipo terreno con una resolución horizontal de 5 m propiedad del INEGI.

La técnica de medición con LiDAR consiste en un sistema activo de rayos láser que emite un haz de luz sobre la superficie terrestre (pulsos) para luego recoger sus reflejos, también denominados retornos o rebotes; y así, conocer las elevaciones existentes sobre el nivel del terreno en una región. El modelo digital de alta resolución LiDAR de tipo terreno se obtiene de la nube de puntos ajustada al terreno mediante procesos geodésicos, de la que se seleccionan aquellos puntos que corresponden únicamente al terreno, eliminado aquellos puntos como los reflejados por infraestructura, vegetación y objetos aéreos de esta manera se puede generar un modelo digital de elevación de tipo terreno con una resolución horizontal de 5 m (INEGI-Lidar, 2015).

Los modelos digitales de elevación de INEGI utilizados fueron: E14C22A3_MT, E14C22A4_MT, E14C22B3_MT, E14C22D2_MT, E14C22E1_MT; de los cuales en este trabajo sólo consideraron los puntos con una altura menor a 20 m sobre el nivel del mar (Tabla 4.3-1) (Fig. 4.3-1).

Tabla 4.3-1. Límites geográficos de los modelos digitales de elevación.

Modelo	E14C22A3_MT	E14C22A4_MT	E14C22B3_MT	E14C22D2_MT	E14C22E1_MT
LONGITUD_W:	-101° 39' 59.18" (-101.66644)	-101° 36' 44.91" (-101.61247)	-101° 33' 24.53" (-101.55681)	-101° 36' 41.75" (-101.6116)	-101° 33' 24.89" (-101.55691)
LONGITUD_E:	-101° 36' 34.21" (-101.6095)	-101° 33' 14.16" (-101.55393)	-101° 29' 54.24" (-101.4984)	-101° 33' 14.37" (-101.55399)	-101° 29' 54.25" (-101.4984)
LATITUD_N:	17° 41' 22.08" (17.68947)	17° 41' 22.43" (17.68956)	17° 41' 22.14" (17.68948)	17° 37' 36.98" (17.62694)	17° 37' 37.07" (17.62696)
LATITUD_S:	17° 37' 21.35" (17.6226)	17° 37' 21.48" (17.62263)	17° 37' 21.37" (17.6226)	17° 33' 41.6" (17.56156)	17° 33' 36.37" (17.5601)

Para digitalizar la batimetría que usó el modelo de inundación, se combinó la información de las Cartas Batimétricas de la Secretaría de Marina número 512.2 y 512.4 para la región más cercana a la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo, con la información de la base de datos de ETOPO en las regiones más profundas del Océano Pacífico (Fig. 4.3-1). ETOPO es un modelo del relieve mundial con una resolución de 1 arco de minuto de la superficie terrestre que integra la topografía de la tierra y la batimetría del océano (NOAA, 2015).

La información para extraer la línea de costa también se obtuvo de las Cartas Batimétricas de la Secretaría de Marina (Fig. 4.3-1).

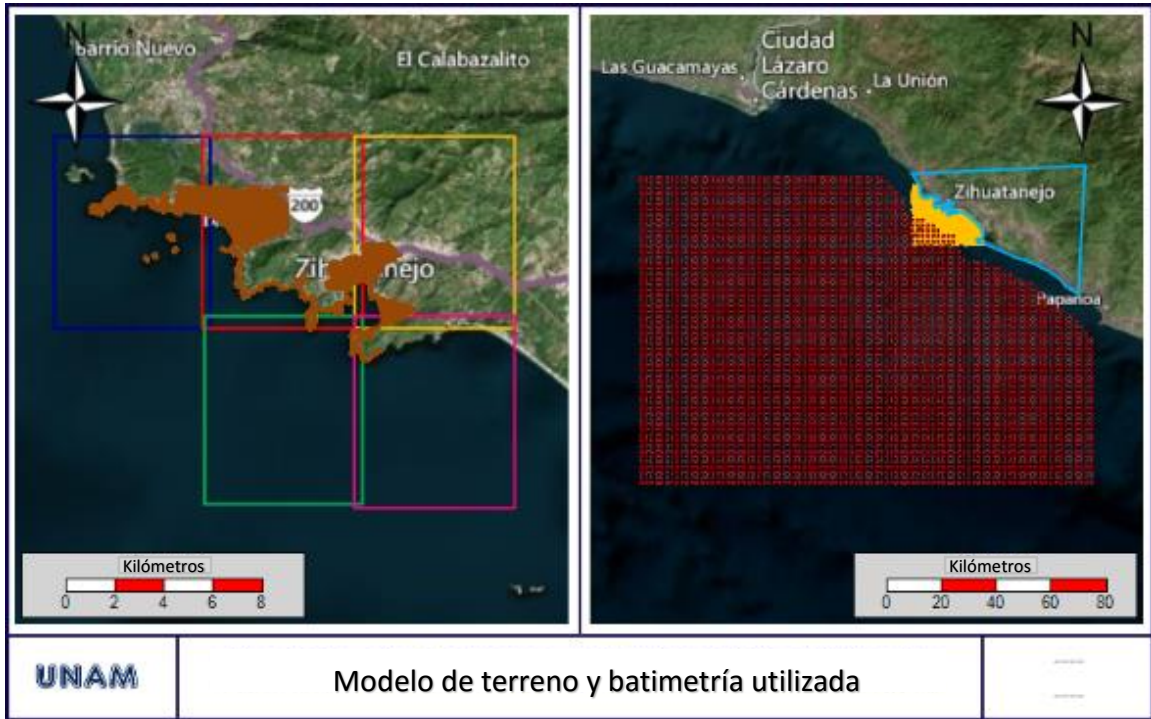


Figura 4.3-1. Panel izquierdo: Ubicación Geográfica de los Modelos Digitales de Elevación E14C22A3 (Azul), E14C22A4 (Rojo), E14C22B3 (Amarillo), E14C22D2 (Verde), E14C22E1 (Rosa) y datos de LiDAR (Café). Panel derecho: Ubicación geográfica de los datos de las Cartas Batimétricas (amarillo), ubicación de los datos de ETOPO (rojo) y Línea de Costa (Azul).

4.4 Características de la malla utilizada

Se utilizaron tres niveles de mallas. La malla Nivel-1 con una resolución de $1/200^\circ$ (~555 m) en latitud y longitud, es una malla que simula en una región muy alejada de la costa la condición inicial de la inundación. La malla Nivel-2 es una malla de transición con una resolución de $1/1000^\circ$ (~110 m) en latitud y longitud cuyo fin es anidar la malla Nivel-1 con otras mallas, con una mayor resolución para observar mejor los efectos de la inundación. La malla Nivel-3A con una resolución de $1/3000^\circ$ (~36.6 m) en latitud y longitud es una malla con una resolución mayor para observar los efectos de la posible inundación en las calles de Zihuatanejo. La malla Nivel-3B con una resolución de $1/2000^\circ$ (~55 m) en latitud y longitud

es una malla que permite observar los efectos de la posible inundación en la zona de Ixtapa (Tabla 4.4-1) (Fig. 4.4-1).

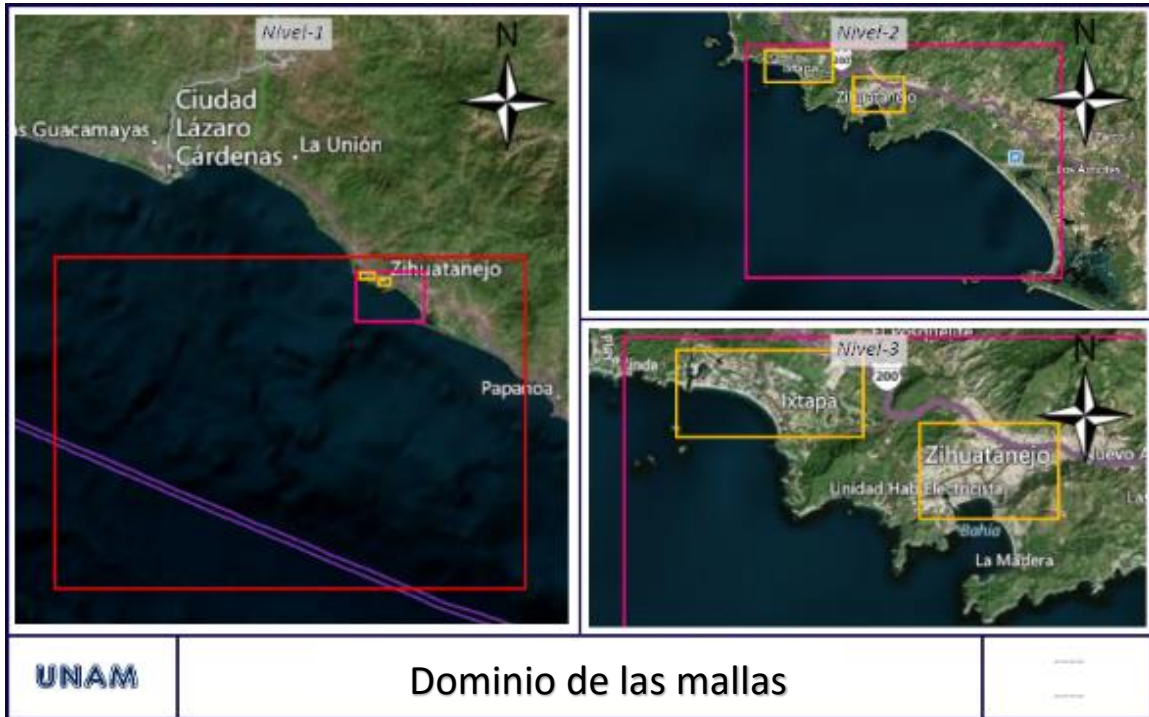


Figura 4.4-1. Dominio de los tres niveles de malla utilizados en el Modelo de Inundación. Nivel-1 (Rojo), Nivel-2 (Rosa), Nivel-3 (Amarillo).

Tabla 4.4-1. Información de los tres niveles de malla utilizados en el Modelo de Inundación.

Nivel de Modelo	Área Modelada	Resolución	Número de Celdas		Δt (s)	Número de Courant
			X	Y		
Nivel-1	16.7893~17.7143°N -102.5155~-101.1405°W	1/200°	275	185	5	4.181609
Nivel-2	17.5343~17.6355°N -101.6355~-101.4355°W	1/1000°	200	140	5	4.520738
Nivel-3 ^a	17.6343~17.6553°N -101.5675~-101.5335°W	1/3000°	93	63	5	2.736489
Nivel-3B	17.6523~17.6713°N -101.6235~-101.5805°W	1/2000°	86	38	5	2.605097

4.5 Condición inicial del modelo

Del inciso 1.3, se tiene que la generación de un tsunami puede ser provocado por el deslizamiento de material o por movimiento sismotectónico submarino. En este trabajo el movimiento inicial de la superficie del agua se genera simulando un movimiento sismotectónico submarino. Además se consideró que el movimiento del fondo marino es instantáneo, entonces la superficie del agua sigue exactamente el levantamiento del fondo marino. Se simuló una onda inicial a lo largo de la Placa de Cocos para generar un tsunami local hipotético con una amplitud de 1.5 m y una longitud de onda de 16 km, en una región de 8.2 km de ancho y 117.1 km de largo (Fig. 4.5-1). La zona donde se generó la condición inicial se encuentra a una distancia aproximada de 86.21 km de Ixtapa-Zihuatanejo.

Con la definición del Movimiento Sísmico (4.1.1.1), la relación de momento sísmico y momento-magnitud (4.1.1.2) se calculó que el sismo hipotético simulado tiene una magnitud de 7.0 grados Richter, igual magnitud que el sismo del 16 de noviembre de 1925 que provocó un tsunami con una altura de olas entre 7 y 9 metros, sin embargo, el origen del desplazamiento no es el mismo ya que en la literatura no se encontró dicha información.

$$\mu_o = \left(3.0 \times 10^{10} \frac{N}{m^2} \right) (1.5 \text{ m})(117100 \text{ m})(8200 \text{ m}) = 4.3 \times 10^{19} \text{ Nm}$$

$$\mu_w = \frac{\log_{10}(4.3 \times 10^{19} \text{ Nm}) - 9.1}{1.5} = 7.0 \text{ grados Richter}$$

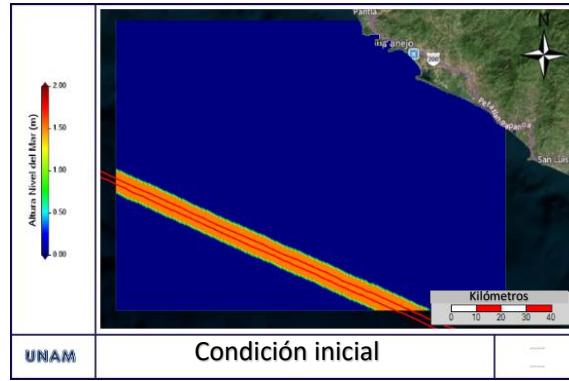


Figura 4.5-1. Condición inicial del tsunami hipotético simulado (amarillo), con una dislocación de falla de 1.5 m y una longitud de onda de 16 km sobre la placa de Cocos (rojo).

4.6 Simulación de la inundación

Para simular la inundación, se modelaron las fronteras en la región de la playa como fronteras móviles. Las fronteras móviles son fronteras cerradas cuya posición varía en el tiempo, este tipo de situación se presenta en dominios con zonas intermareales. En este caso las celdas no cubiertas deben ser rastreadas. Por razones de cómputo la condición $\eta \leq -h$, h siendo la profundidad local, no puede ser utilizada para decidir si una celda está cubierta o descubierta. En cambio, se utiliza un criterio basado en la Fig. 4.6-1. H_{MIN} es la profundidad por debajo del cual la celda se considera descubierta; conservando así una hoja fina de agua por encima de la celda al descubierta. La celda de la posición i, j se considera descubierta cuando al menos una de las dos siguientes situaciones ocurre:

$$H_{ij} < H_{MIN} \quad y \quad \eta_{ij} < -h_{ij} + H_{MIN} \quad (4.6.1)$$

$$H_{ij-1} < H_{MIN} \quad y \quad \eta_{ij} < -h_{ij-1} + H_{MIN} \quad (4.6.2)$$

Donde $H = h + \eta$ es la profundidad total. La segunda condición de la ecuación (4.6.1) asegura que la celda no está siendo cubierta por ondas de la izquierda a la derecha y la segunda condición de la ecuación (4.6.2) asegura que la celda no está siendo cubierta por ondas de la derecha a la izquierda. El ruido formado por las abruptas variaciones en velocidad de las celdas secas se controla con una cuidadosa selección de HMIN (Leendertse y Liu, 1978).

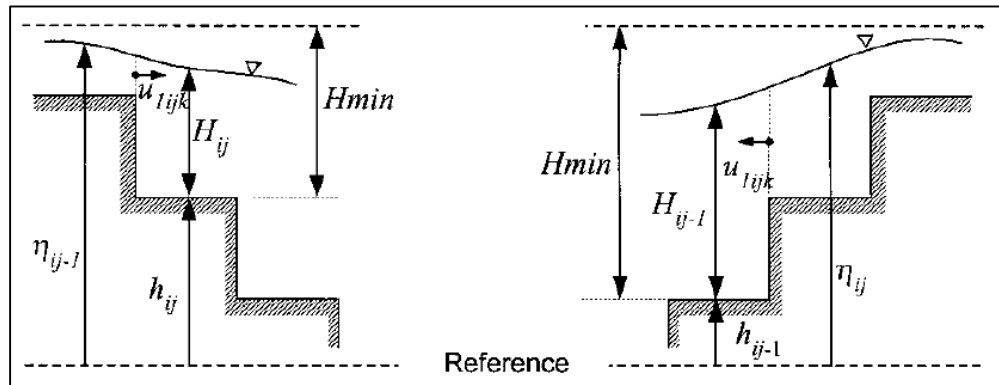


Figura 4.6-1. Condición para celdas no cubiertas (Martins *et al.*, 1999).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

Para un mejor análisis de los resultados en la zona de inundación se colocaron puntos donde se registraron los cambios en el nivel del mar o estaciones de estudio en las regiones de Ixtapa y Zihuatanejo para obtener series de tiempo en dichos puntos. Las estaciones 1 a 11 en Ixtapa sirven para medir el tiempo y la altura de arribo del tsunami hipotético desde su generación en la Placa de Cosos. Las estaciones 12 a 25 sirven para estudiar las zonas y las alturas de la inundación en Ixtapa (Fig. 5-1).



Figura 5-1. Estaciones de estudio en Ixtapa.

Las estaciones 26 a 33 en Zihuatanejo sirven para medir el tiempo y la altura de arribo del tsunami hipotético desde su generación en la Placa de Cosos y las estaciones 34 a 42 sirven para estudiar las zonas y las alturas de la inundación en Zihuatanejo (Fig. 5-2).



Figura 5-2. Estaciones de estudio en Zihuatanejo.

5.1 Altura y velocidad de la ola durante la propagación del tsunami hipotético

Con los resultados del modelo de inundaciones de la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo producidas por un Tsunami hipotético se elaboraron secuencias de imágenes (Fig. 5.1-1) que representa la fase de propagación del tsunami hipotético.

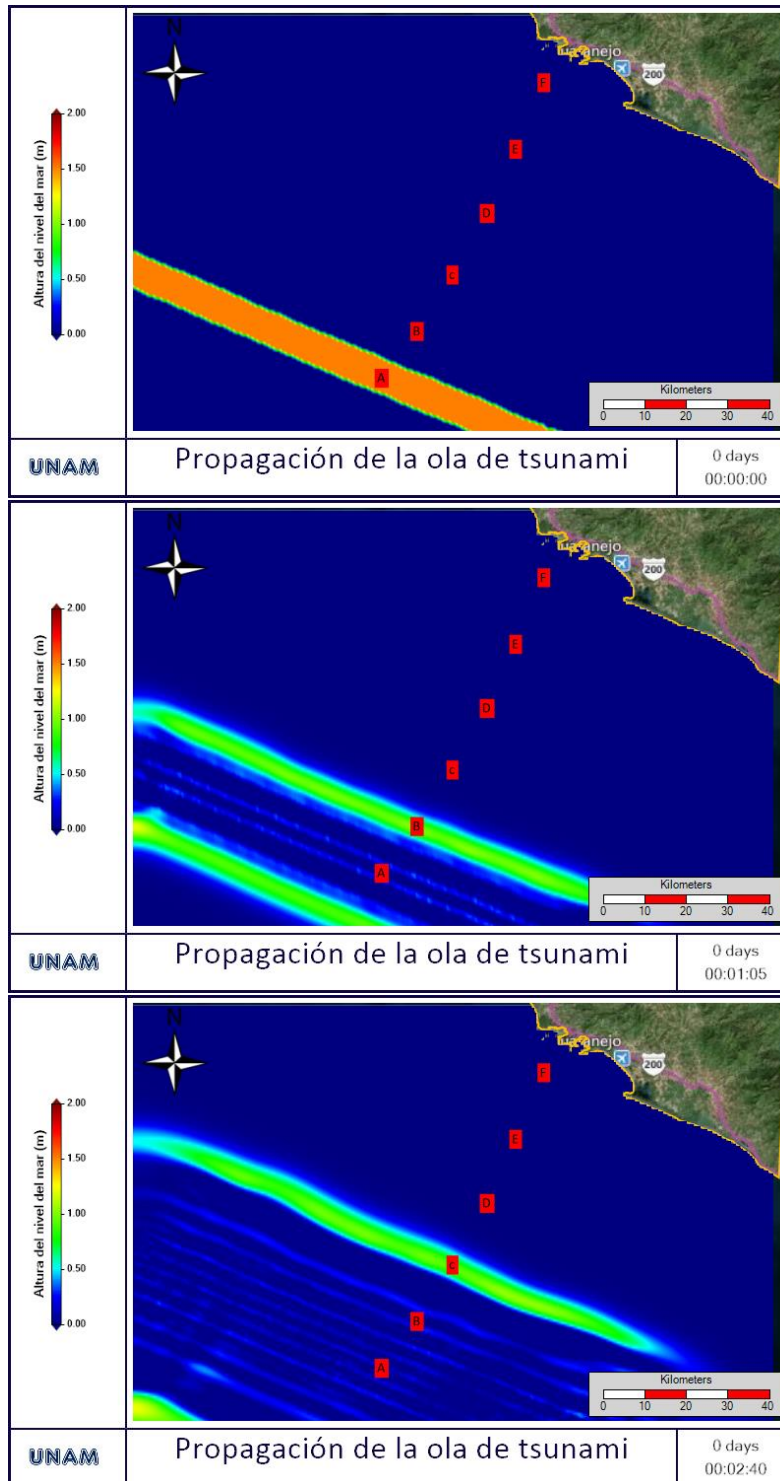


Figura 5.1-1. Propagación de la Ola de Tsunami hipotético desde su formación hasta cerca de la costa. Los puntos A-F son estaciones de muestreo para generar series de tiempo de altura y velocidad del tsunami.

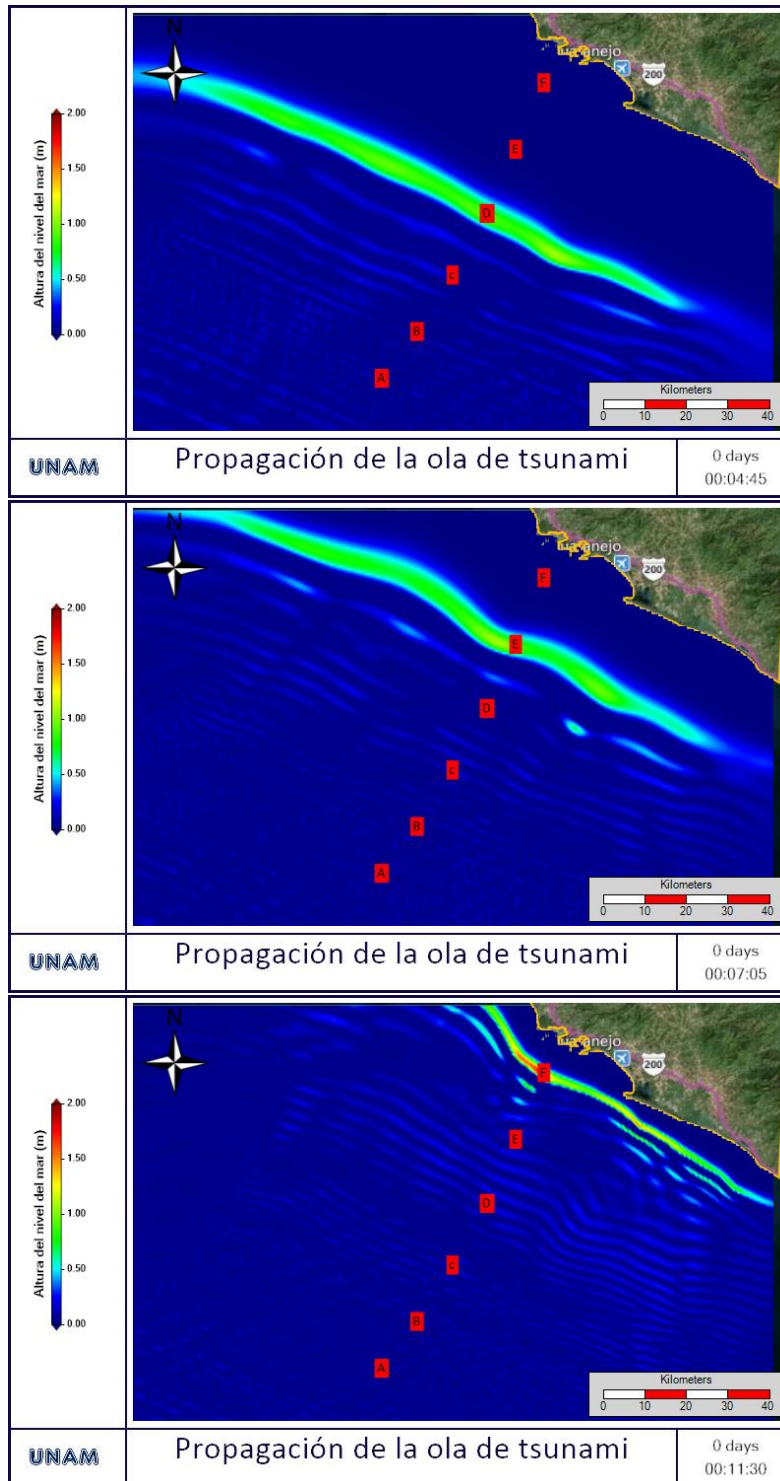


Figura 5.1-1. Propagación de la Ola de Tsunami hipotético desde su formación hasta cerca de la costa. Los puntos A-F son estaciones de muestreo para generar series de tiempo de altura y velocidad del tsunami, continuación.

Por otro lado, también se obtuvo el valor de la altura y velocidad de ola del tsunami hipotético en seis estaciones con distintas profundidades (Tabla 5.1-1); así como, una serie de tiempo con todos los datos registrados en las estaciones (Fig. 5.1-2).

Tabla 5.1-1. Información del tsunami hipotético durante su propagación en las estaciones de estudio A, B, C, D, E, F.

Estación	Profundidad (m)	Velocidad Teórica Ecuación. 1.2.1. (m/s)	Tiempo transcurrido (min:s)	Velocidad Media Calculada (m/s)	Altura de Tsunami (m)
A (16.9718N, -101.973W)	4537	211	00:01		1.5
B (17.0668N, -101.898W)	3075	174	01:05	203	1.0
C (17.1818N, -101.823W)	2388	153	02:40	159	0.8
D (17.3068N, -101.748W)	1688	129	04:45	128	0.8
E (17.4368N, -101.688W)	937	96	07:05	113	0.8
F (17.5718N, -101.628W)	125	35	11:30	59	1.70

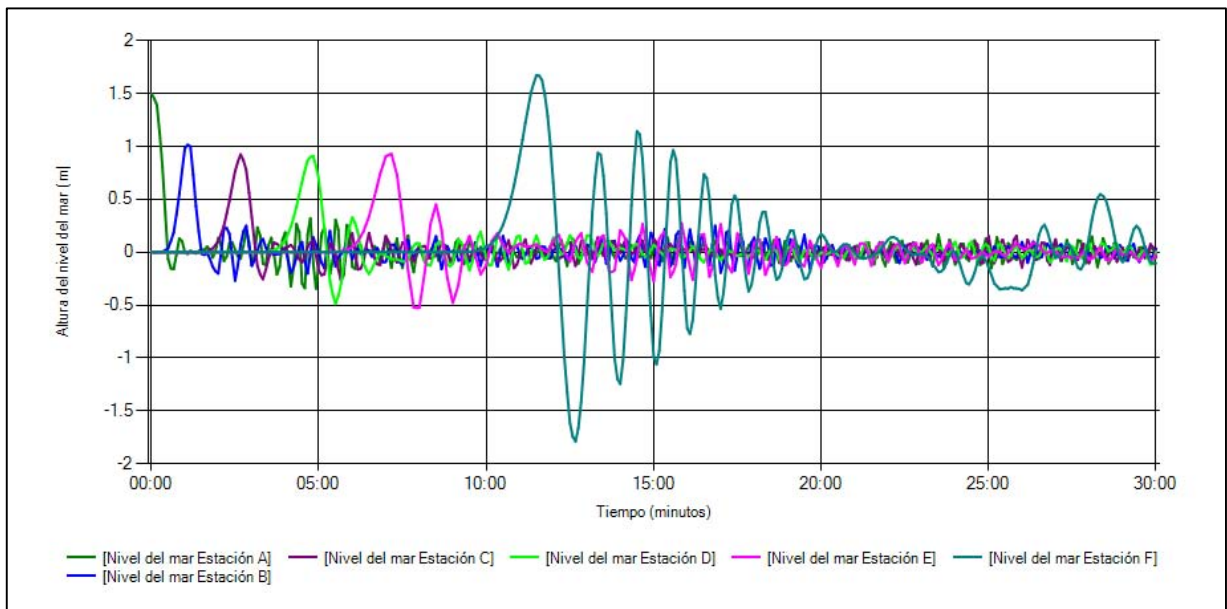


Figura 5.1-2. Altura de la ola de tsunami hipotético en las estaciones A, B, C, D, E, F.

Conforme la onda del tsunami se propaga en alta mar (Fig. 5.1-1), encuentra cambios en la batimetría de la región provocando cambios en la velocidad y altura de la onda (Tabla 5.1-1). Cuando el tsunami alcanza aguas poco profunda como en el Punto F, la altura de la ola cambia de 0.8 m a 1.7 m ya que sufre una desaceleración y se contrae causando un incremento en su altura presentando un efecto de traslape con las olas que vienen atrás, como se observar en la Figura 5.1-2, además la velocidades media medidas se encuentra dentro del rango de las velocidades esperadas al calcularlas con la teoría de aguas someras (Ec. 1.2.1).

5.2 Altura de ola y tiempo de arribo a la costa del tsunami hipotético

Con los resultados del modelo se construyó una secuencia de imágenes que representa el momento de arribo del tsunami a las estaciones de estudio en Ixtapa (Fig. 5.2-1) y Zihuatanejo (Fig. 5.2-2). También se generaron series de tiempo con los datos de las estaciones para observar la altura de ola, el tiempo que dura la inundación producida por el tsunami hipotético, alguna posible inundación secundaria en Ixtapa (Fig. 5.2-3) y Zihuatanejo (Fig. 5.2-4).

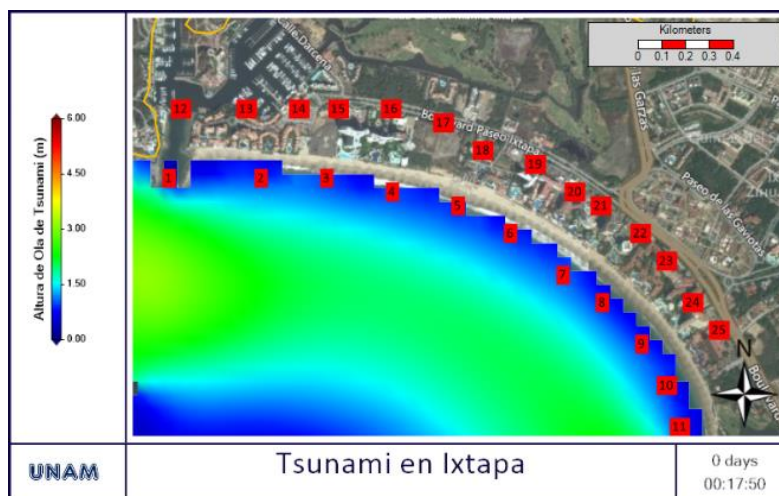


Figura 5.2-1. Imágenes del arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Ixtapa.

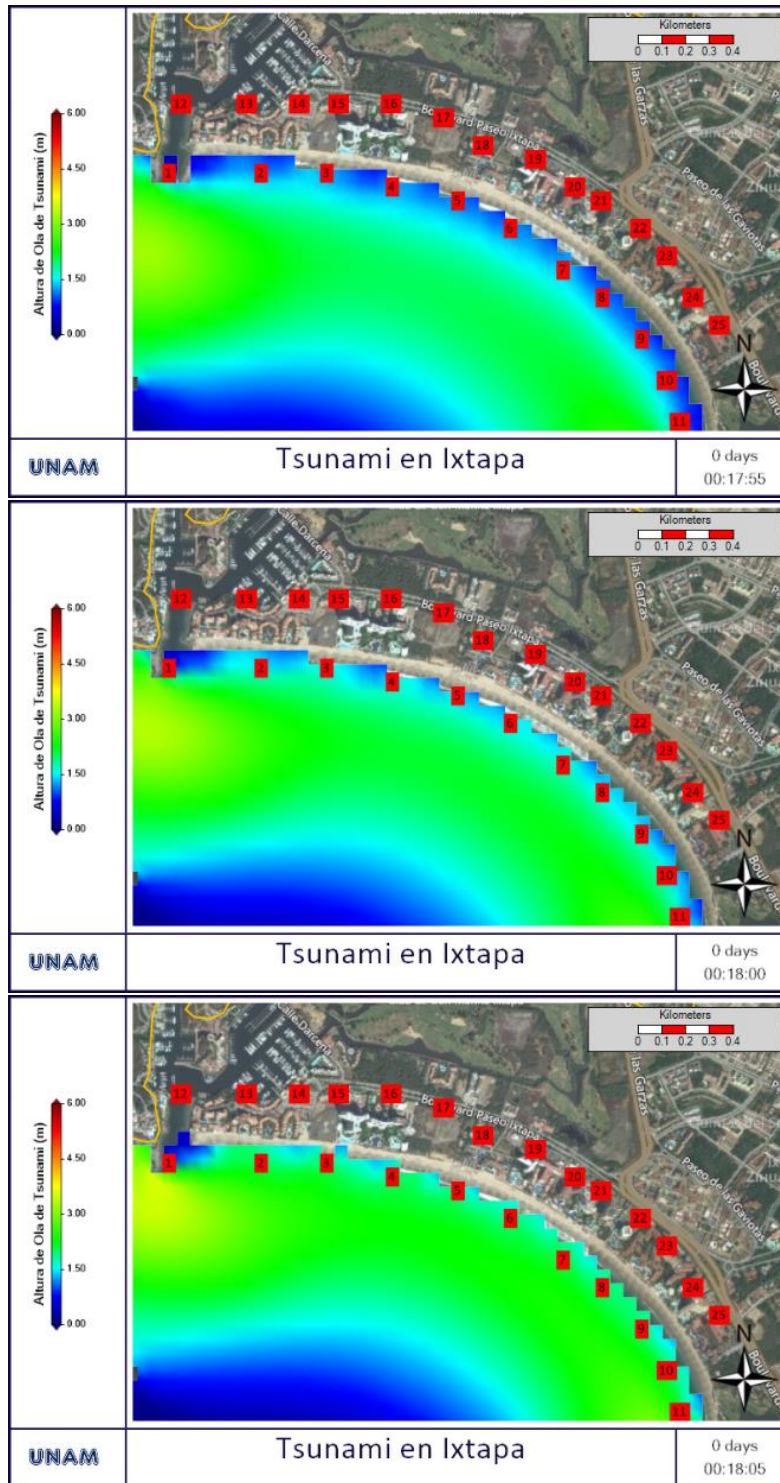


Figura 5.2-1. Imágenes del arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Ixtapa, continuación.

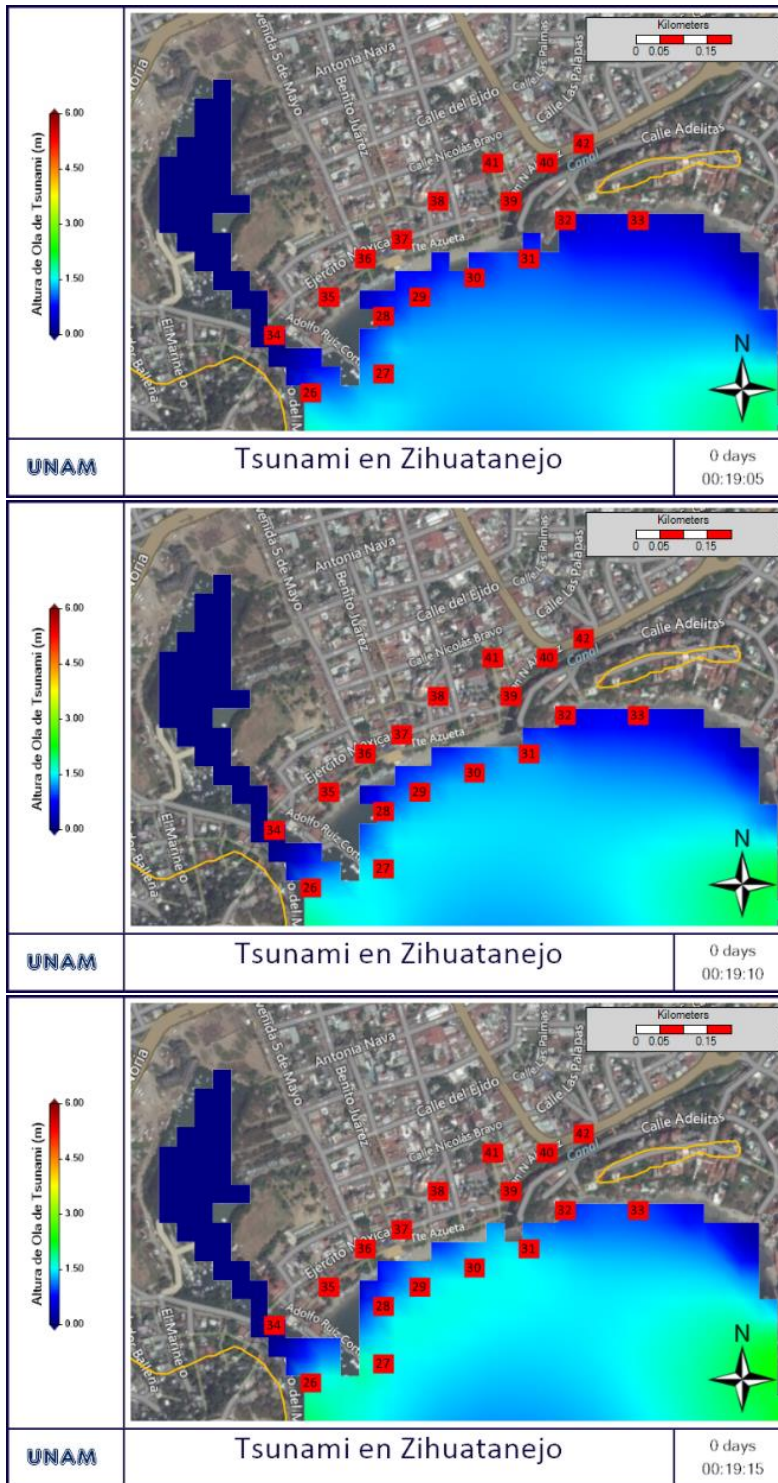


Figura 5.2-2. Imágenes del arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Zihuatanejo.

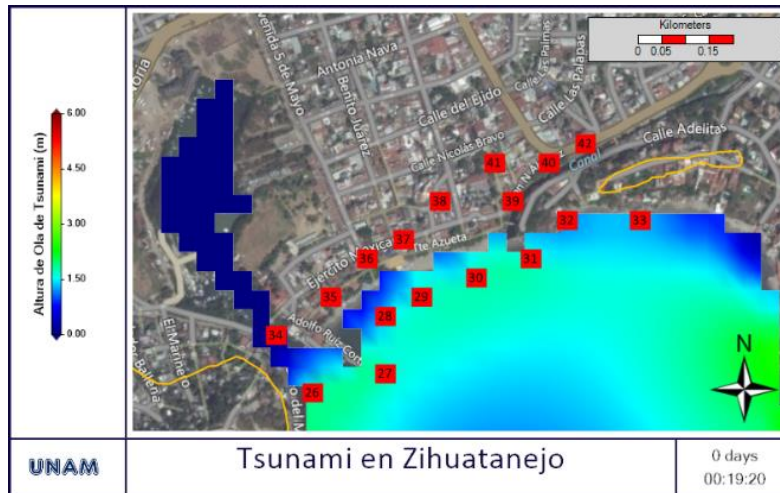


Figura 5.2-2. Imágenes del arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Zihuatanejo, continuación.

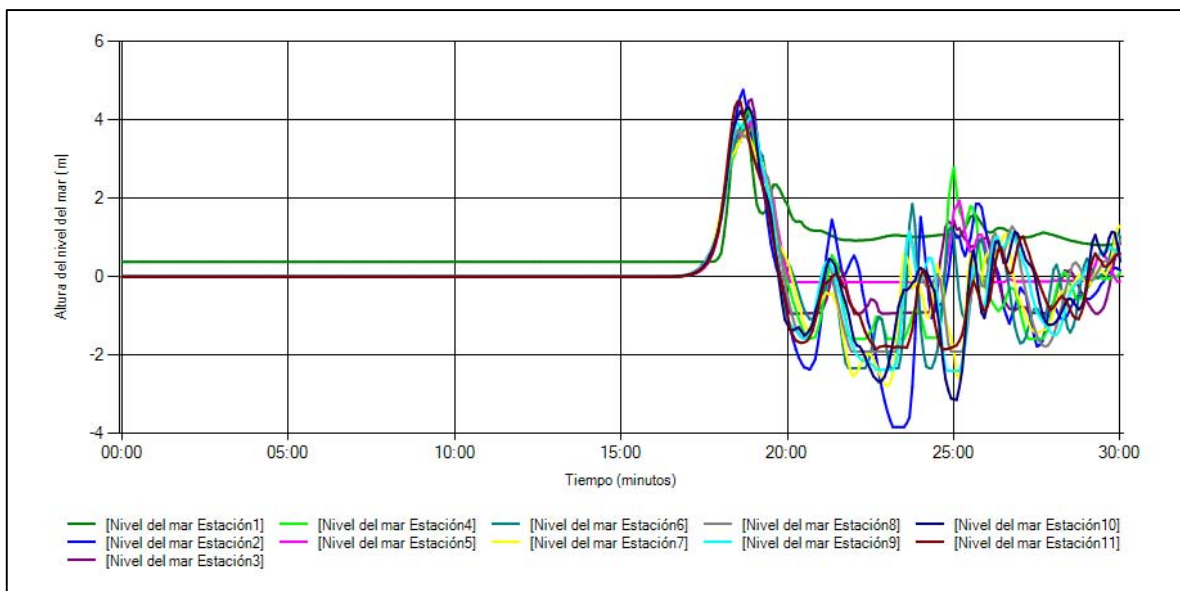


Figura 5.2-3. Serie de tiempo del arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Ixtapa.

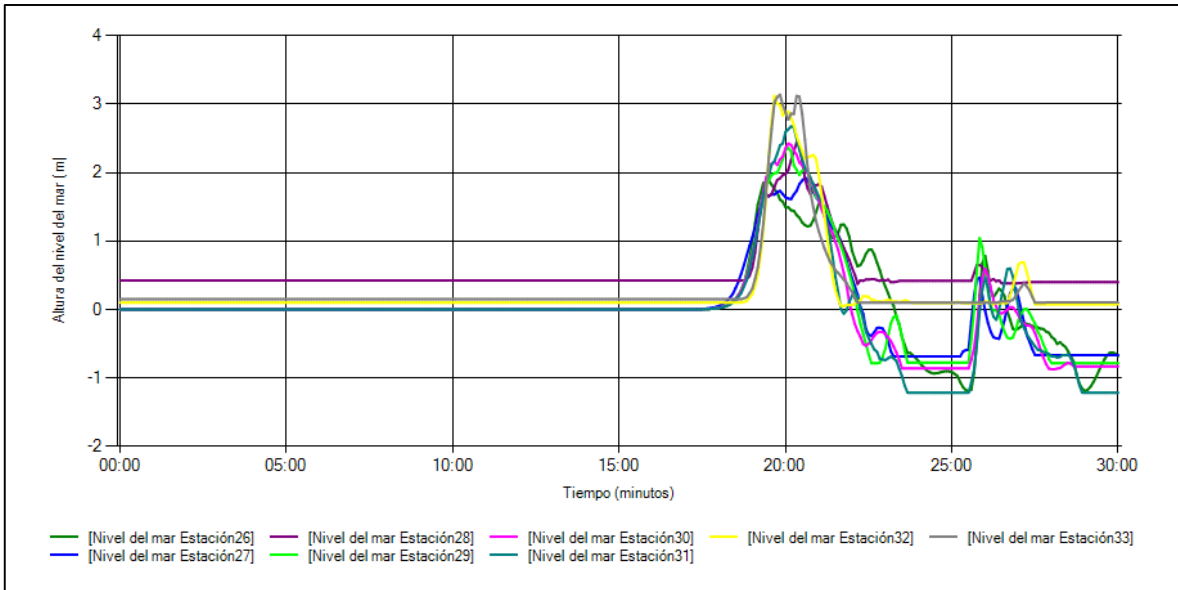


Figura 5.2-4. Altura del nivel del mar durante el arribo del tsunami hipotético a las estaciones de estudio en Zihuatanejo.

Al analizar las figuras del tiempo de arribo para Ixtapa se observa que la inundación se produce durante la fase positiva de la altura de la onda del tsunami la cual se presenta por algunos minutos en la zona de Ixtapa. Además se observa que la onda llega al mismo tiempo a toda la zona, lo cual sugiere que la batimetría cambia drásticamente a lo largo del trayecto del tsunami mas no a lo ancho de este (Fig. 5.2-1). El tiempo que tarda el tsunami en llegar a la zona de Ixtapa es de 17 min con 40 s, el máximo de altura se presenta a los 18 min con una altura de ola aproximada de 4 m, la primera fase positiva de altura dura hasta los 19 min con 40 s (Fig. 5.2-3).

De los resultados del tiempo de arribo para Zihuatanejo se observa que la onda del tsunami hipotético llega a diferentes tiempos a la zona, lo cual sugiere que la Bahía de Zihuatanejo juega un papel importante en la atenuación de la onda (Fig. 5.2-2). El tiempo que tarda en llegar a la zona de Zihuatanejo es de 19 min, dos minutos más que a Ixtapa, el máximo de altura se presenta a los 20 min con una altura de ola aproximada de 2 m, la primera fase positiva de altura dura hasta los 21 min con 25 s. Durante la fase positiva de la altura del tsunami es cuando se inunda la zona habitacional de Zihuatanejo (Fig. 5.2-4).

5.3 Zonas y altura de la inundación producida por el tsunami

Con los resultados del Modelo se elaboraron secuencia de imágenes que representa el momento en que se inundan las zonas habitadas de Ixtapa (Fig. 5.3-1) y Zihuatanejo (Fig. 5.3-2), de esta manera es más fácil determinar cuáles son las zonas más propensas a inundarse, las más seguras, las rutas que sigue la inundación y dónde sería una zona segura ante este un posible evento de tsunami.

Se observa que las zonas y alturas de inundación son mayores en Ixtapa que en Zihuatanejo. En Ixtapa las inundaciones afectan las estaciones 12, 13, 14, 15, 16, 18, 20, 21, 22, 23, 24 y 25; internándose hasta 276 m tierra adentro con una altura de inundación entre 3 y 4.5 m. La zona afectada por el tsunami en Ixtapa es casi toda la zona hotelera y la marina, los resultados muestran que a partir de la calle Boulevard Paseo Ixtapa la zona es segura ante las inundaciones, lo cual implica que las zonas más pobladas de Ixtapa no se ven afectadas ante este fenómeno (Fig. 5.3-1).

En Zihuatanejo se observa que las inundaciones alcanzan una altura máxima de 3 m y logran internarse hasta 168.5 m tierra adentro, afectando sólo las estaciones 34, 35, 36, 38, 39, 40 y 41. Las inundaciones que se presentan son en calles aledañas a la playa Principal o utilizando un canal como guía para desbordarse introduciéndose hasta 3 calles adentro (Estaciones 39, 40, 41 y 42) o siguiendo un andador (Estación 38) para introducirse al primer cuadro de la ciudad; sin embargo, las zonas afectadas son principalmente locales comerciales, alejados de mercados, hospitales o zonas altamente pobladas (Fig. 5.3-2).

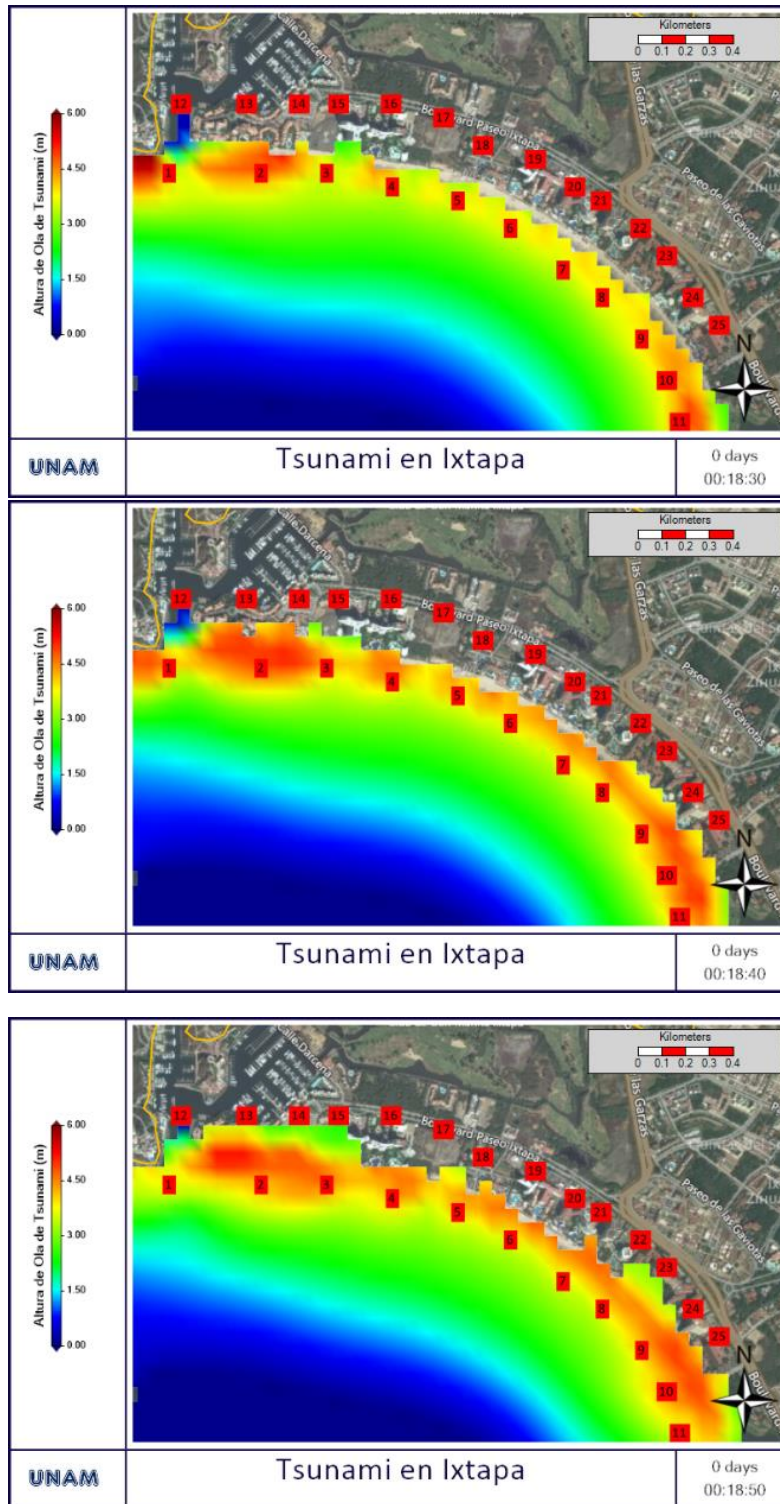


Figura 5.3-1. Secuencia de inundación producida por un tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Ixtapa. Imágenes cada 10 min.

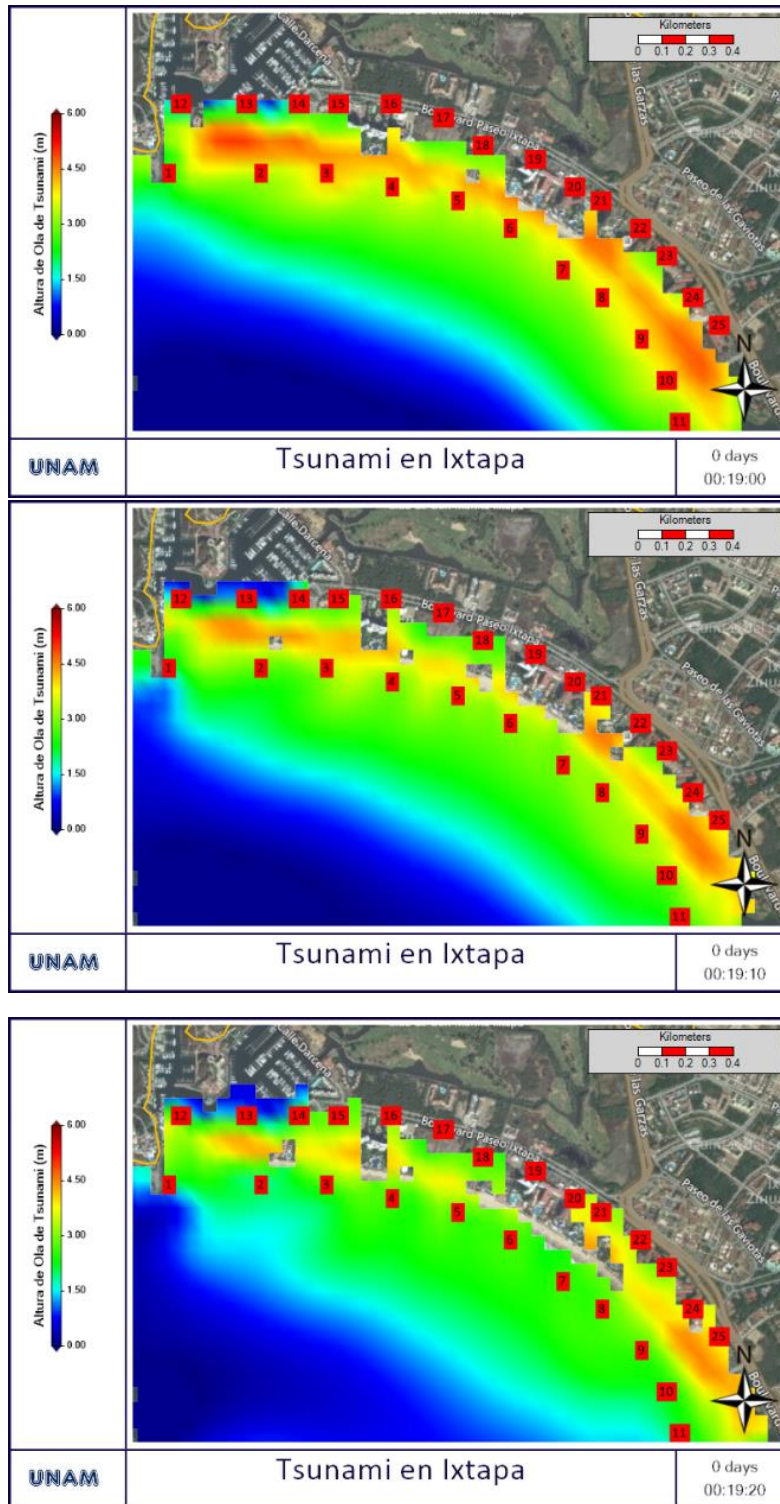


Figura 5.3-1. Secuencia de inundación producida por un tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Ixtapa. Imágenes cada 10 min, continuación.

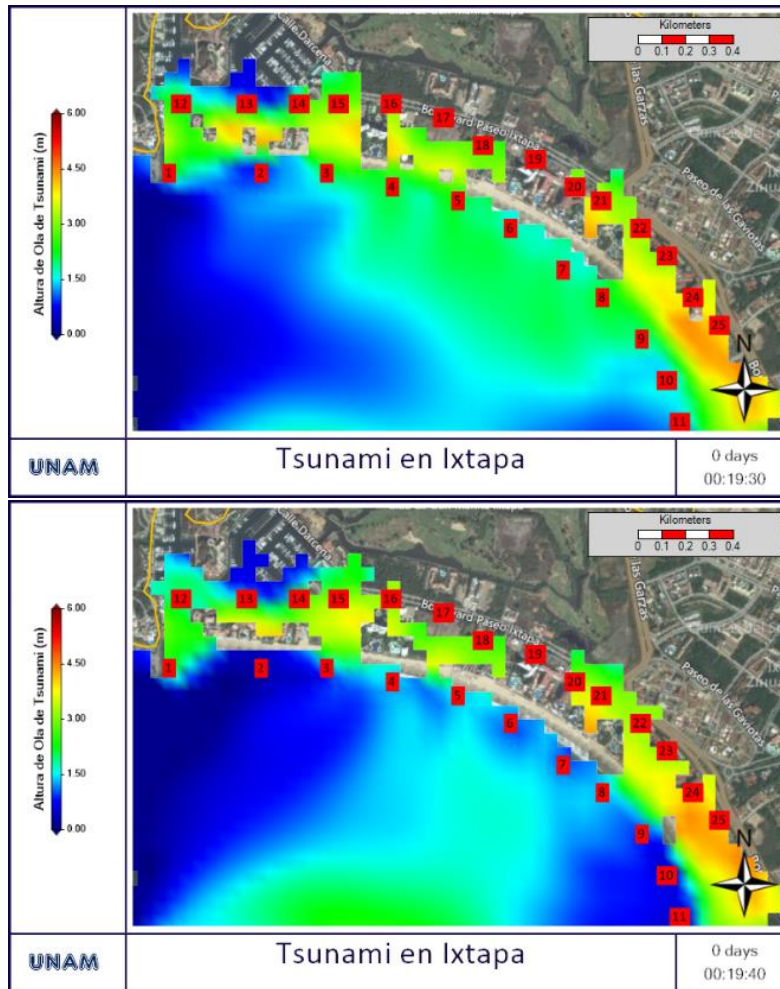


Figura 5.3-1. Secuencia de inundación producida por un tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Ixtapa. Imágenes cada 10 min, continuación.

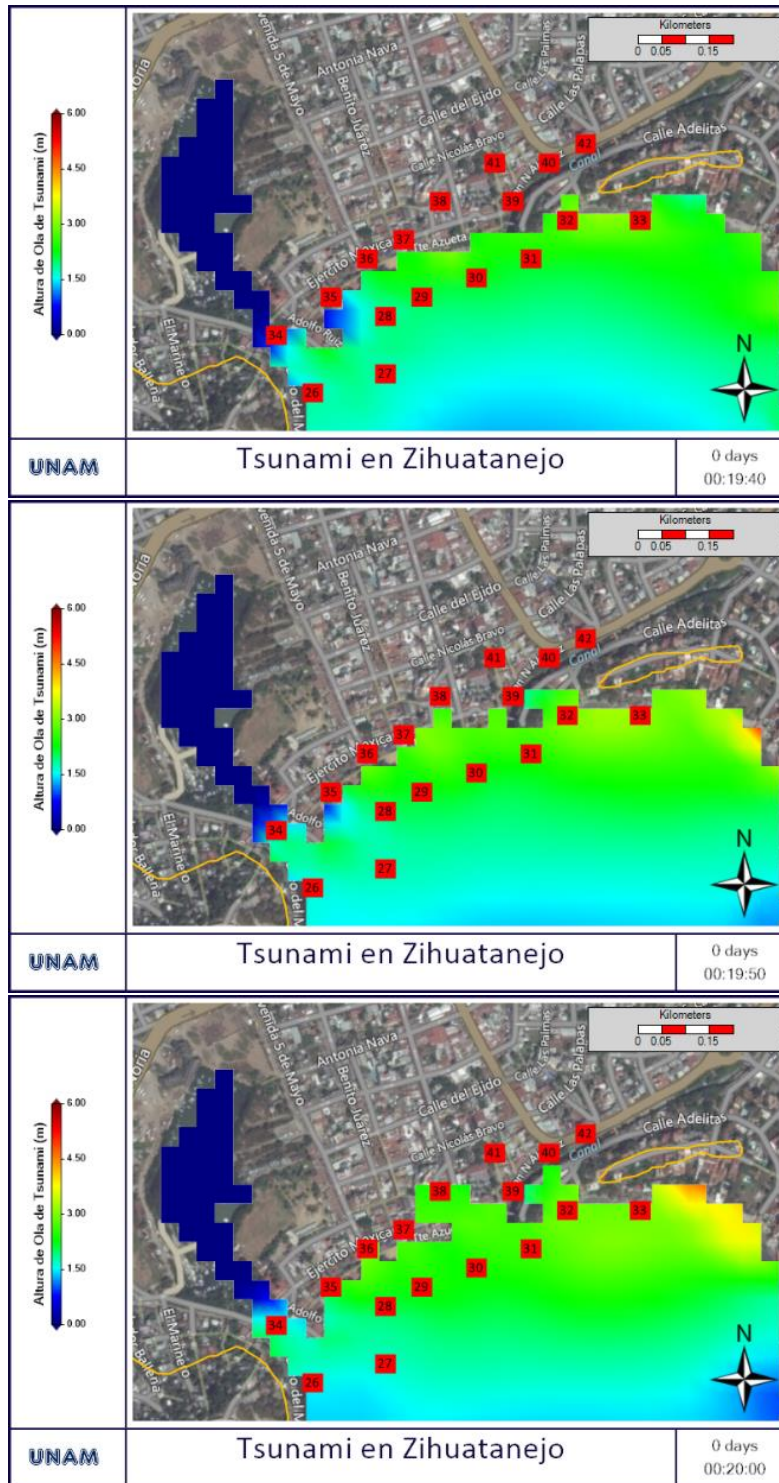


Figura 5.3-2. Secuencia de inundación producida por el tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Zihuatanejo. Imágenes cada 10 min.

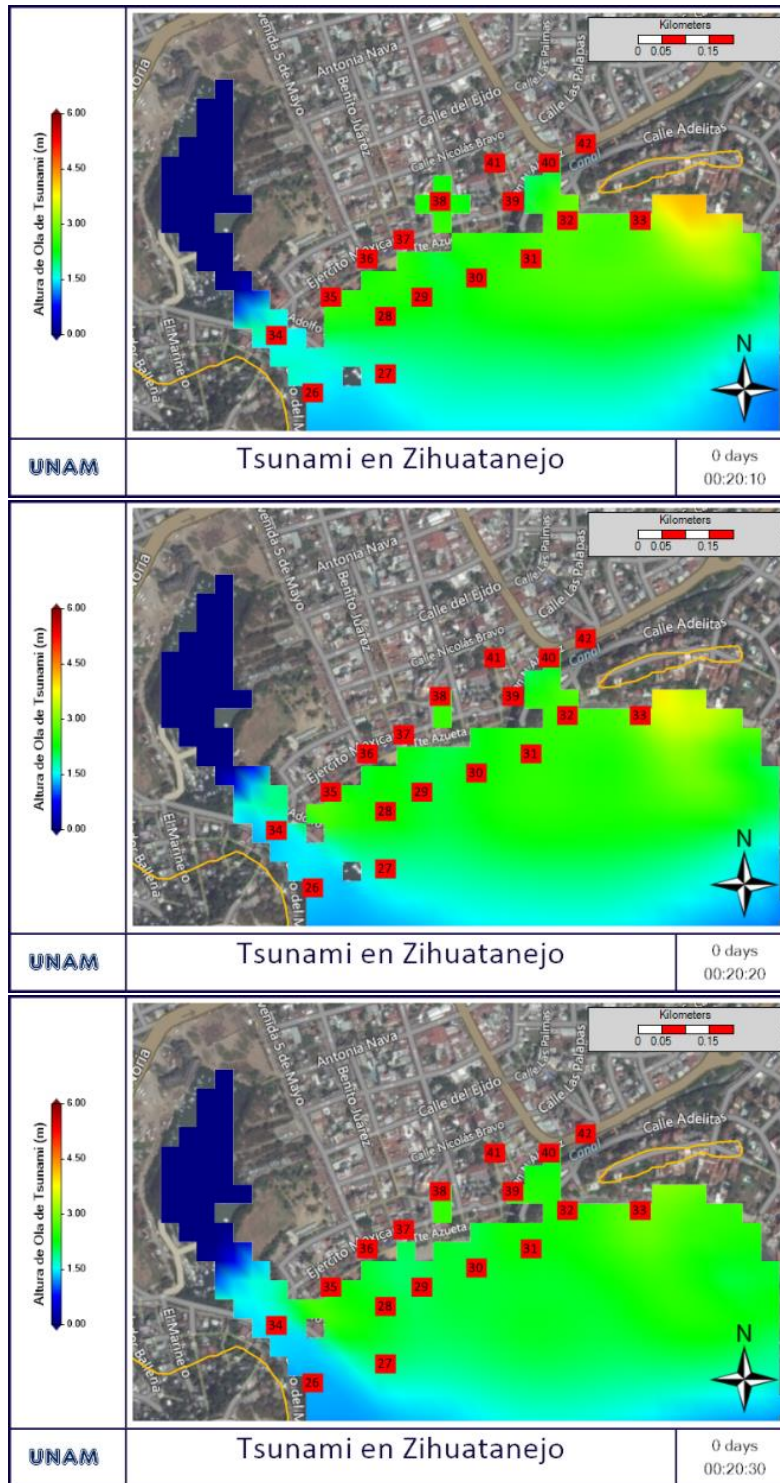


Figura 5.3-2. Secuencia de inundación producida por el tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Zihuatanejo. Imágenes cada 10 min, continuación.

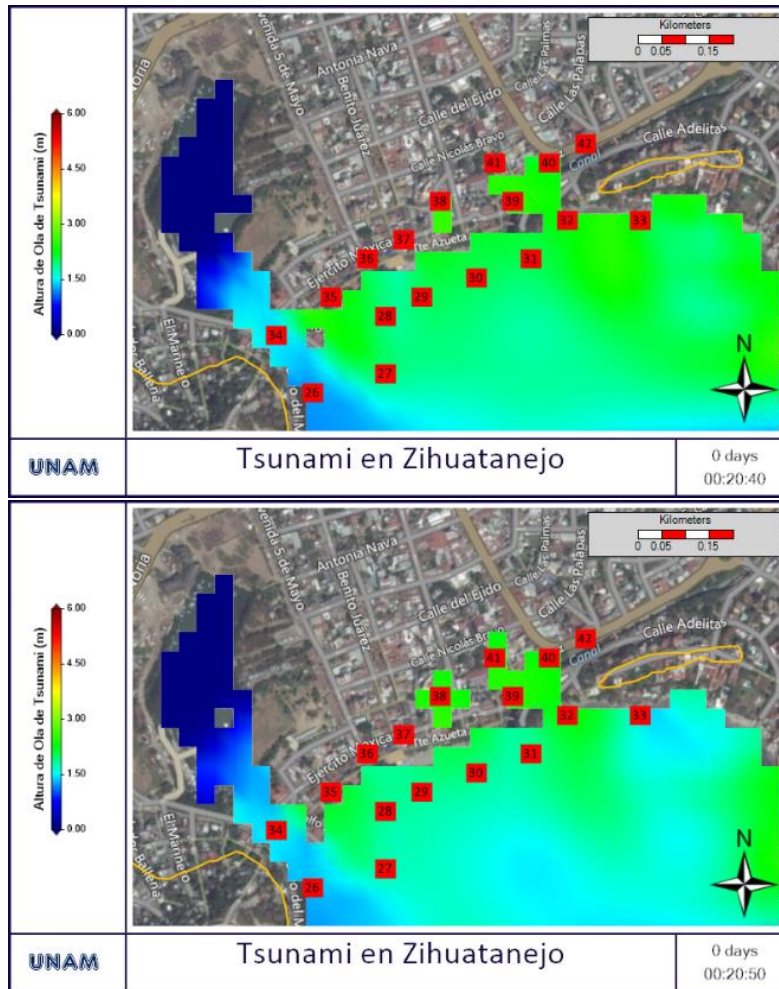


Figura 5.3-2. Secuencia de inundación producida por el tsunami hipotético en las estaciones de estudio de Zihuatanejo. Imágenes cada 10 min, continuación.

DISCUSIÓN

La principal ventaja del modelo hidrodinámico utilizado es que éste permite modelar la fase de inundación de un tsunami en comparación con otros modelos como GeoClaw un modelo de tsunamis de la Universidad de Washington (Clawpack, 2015), los modelos japoneses de Goto (1997) e Imamura (2006) y el Modelo MOST usado por la NOAA (Titov y Gonzales, 1997); que sólo modelan la fase de propagación de la ola de tsunami y presentan los datos de las alturas de la ola al llegar a la línea de costa como en la Fig. 3-2 sin presentar zonas de inundación. Sin embargo, la limitación de este modelo hidrodinámico es que la condición inicial del Tsunami, la altura de la columna de agua en altamar, tiene que ser agregada manualmente siendo que en otros modelos la condición inicial se genera al introducir los parámetros de la dislocación de la falla, el ángulo del desplazamiento del plano de la falla, la longitud de la falla y el ancho del plano de la falla. El modelo hidrodinámico utilizado permite anidar diversos niveles de mallas con distintas resoluciones, con una limitación de escala 1:5, para aumentar la resolución en las zonas de mayor importancia pero guardando la información de todo el dominio. Además puede incorporar las condiciones de mareas y vientos en las regiones de estudio, lo cual puede jugar un papel importante para aumentar o disminuir la altura del tsunami.

La topografía usada para el modelo de terreno es muy fina ya que su resolución horizontal es de 5 m y es medida con una técnica de medición muy exacta como es Lidar; sin embargo, los datos batimétricos son más gruesos ya que se combinan las mediciones de las Cartas Batimétricas de la Secretaria de Marina – Armada de México con los datos de Etopo; a pesar de esto, los resultados obtenidos muestran una resolución más fina en las zonas de inundación que los presentados por Farreras y Ortiz (2007).

Los resultados de zonas de inundación se obtuvieron con base en una simulación de un tsunami local hipotético que inició en la zona de la Placa de Cocos con una amplitud de 1.5 m y una longitud de onda de 16 km producido por un sismo de magnitud 7.0 grados Richter de igual magnitud que el sismo del 16 de noviembre de 1925. Al comparar las zonas de inundación obtenidas con el modelo de inundación para la región de Zihuatanejo contra el mapa de la zona de riesgo de inundación ante un posible tsunami en Zihuatanejo (Fig. 6-

1) (Farreras y Ortiz, 2007), encontramos que la región de inundación presentada en este trabajo es mayor que la zona de riesgo alto-mediano (ocurrencia muy probable) que Farreras y Ortiz (2007) presentan, sin embargo, esta diferencia entra las zonas es del orden de algunas calles

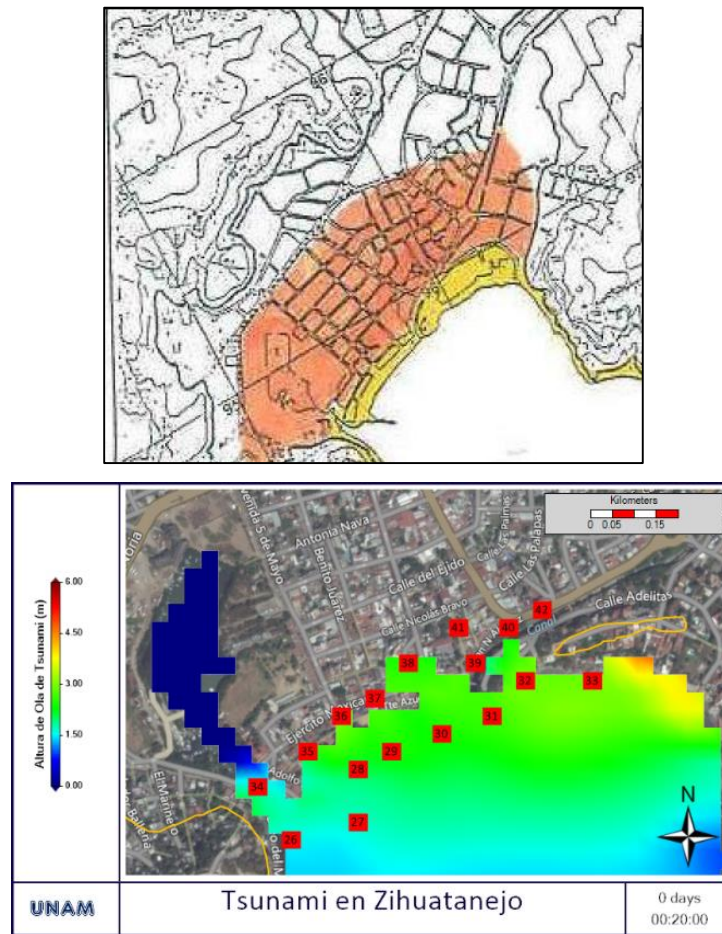


Figura 6-1. Comparación de la zona de riesgo de inundación ante un posible tsunami en Zihuatanejo presentada por Farreras y Ortiz (2007) (panel superior) contra las zonas de inundación obtenidas en este estudio (panel inferior).

Los resultados de la altura de ola de arriba a la costa obtenidos en este modelo para Zihuatanejo, muestran una altura inicial de 2 m, posteriormente decrece al orden de centímetros. Estos resultados son del orden de magnitud de los datos mostrados en la Tabla 1.4-2 o de simulaciones como la presentadas en la Figura 3-2 para representar el sismo de

Jalisco-Colima de 1995 por Gonzales *et al.* (2011). Esta comparación no se puede hacer para la zona de Ixtapa ya que en este lugar no existen instrumentos que midan la altura de las olas ante un tsunami.

CONCLUSIONES

La información bibliográfica muestra que el área de estudio, Ixtapa-Zihuatanejo, es una zona que ha sido afectada históricamente por los tsunamis; en 1925 produjeron olas con una altura entre 7 y 9 m, en 1985 produjeron olas de 3 m de altura, en 2003 produjeron olas de 0.6 m de altura.

Al analizar la batimetría de la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo se observa que la región de Ixtapa presenta un mayor riesgo de inundación ante un posible tsunami debido a la configuración de la región. En cambio la forma de la bahía de Zihuatanejo sugiere que ésta se comportará como una protección ante la inundación por las olas de un tsunami; sin embargo, no hay que descartar que esta misma forma de la bahía puede provocar un efecto de resonancia en un caso particular.

Se modelaron posibles inundaciones en la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo, Guerrero; producidas por un tsunami local hipotético que se generó en la zona de la Placa de Cocos con una amplitud de 1.5 m producido por un sismo de magnitud 7.0 grados Richter. De los resultados obtenidos se puede concluir que la altura de inundación es máxima en Ixtapa, el tiempo que tarda la onda del tsunami hipotético en llegar desde la Placa de Cocos es de 17 min con 40 s, el máximo de altura en la costa se presenta a los 18 min con una altura de ola aproximada de 4 m, en las zonas inundadas se alcanzan hasta 4.5 m de altura y la inundación se interna hasta 276 m tierra adentro; las zonas potencialmente peligrosas son la zona hotelera ubicada a la orilla de la playa y la marina; alejado de las zonas más pobladas.

En Zihuatanejo el tiempo que tarda la onda del tsunami hipotético en llegar es de 19 min, el máximo de altura en la costa se presenta a los 20 min con una altura de ola aproximada de 2 m, también se observa que la bahía tiene un efecto de atenuación de la onda de tsunami provocando que la inundación sea sólo en algunas zonas y con una altura máxima de 3 m internándose hasta 168.5 m tierra adentro, las zonas potencialmente peligrosas son zonas comerciales cercanas a la playa, lejos de hospitales, mercados y zonas altamente pobladas.

El modelo de inundaciones de la zona costera de Ixtapa-Zihuatanejo producidas por un tsunami usado en este estudio mostró ser una herramienta adecuada y de mejor resolución

que los usados por otros autores, ya que los resultados obtenidos son similares a los reportados para los eventos de tsunamis ocurridos en la zona de Zihuatanejo; por lo que puede ser utilizado para simular inundaciones por eventos de tsunamis en otras regiones.

REFERENCIAS

- Bryant, E. (2005) *Natural Hazards*. Cambridge University Press, Reino Unido. 215pp
- Bryant, E. (2008) *Tsunami, The Underrated Hazard*. Springer-Praxis. Reino Unido. 3,12-14, 27-29 pp.
- CAT (2015) <http://digaohm.semar.gob.mx/CAT/codes/historiaTsunamisMexico.html>
- CENAPRED (2008) *TSUNAMIS, SERIE Fascículos*. CENAPRED. México. 6, 14-15 pp
- Clawpack (2015) <https://depts.washington.edu/clawpack/geoclaw/>
- Dunbar, P. y McCullough, H. (2012) Global tsunami deposits database. *Natural Hazards*, 63, 267-278 pp.
- Facebook “Zihutanejo del Recuerdo” (2015)
(<https://www.facebook.com/686533488033645/photos/pb.686533488033645.-2207520000.1444629051./982696328417358/?type=3&theater>)
(<https://www.facebook.com/686533488033645/photos/pb.686533488033645.-2207520000.1444629060./981791941841130/?type=3&theater>).
- Farreras, S. y Ortiz, M. (2007), *Seminarios de Protección Civil y Desastres Inducidos por Fenómenos Naturales (Memorias)*. Foro Consultivo Científico y Tecnológico. México.
- Fernández, M., Ortiz, M. y Mora, R. (2004) Tsunami hazard in Salvador. *Geological Society of America*, Special paper 375, E.U.A.
- Fernandez, M. (2011) *REVISIÓN DE UN MODELO REGIONAL DE MAREA ASTRONÓMICA IMPLEMENTADO SOBRE LA REGIÓN SUROESTE DEL OCEANO ATLÁNTICO*. Universidad de la República. Facultad de Ingeniería Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental.
- Gonzales, R., Ortiz, M. y Montoya, M. (2011) Tsunami. Un problema Matemáticamente Interesante. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicación*. Vol. 19. Núm 1. 2012. 107-119 pp.
- Goto, C. (1997) *IUGG/IOC Time Project. IOC Manuals Guide No. 35*. UNESCO 1997.
- Holton J. (2004) *An Introduction To Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, E.U.A.
- Imamura, F. (2006) *TSUNAMI MODELING MANUAL Ver.3.1*. Tohoku University. Japón
- INEGI-Lidar (2015) <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/presentacion.aspx>
- Ixtapa-Zihuatanejo (2015) (<http://www.ixtapa-zihuatanejo.com/info/espanol.htm?http://www.ixtapa-zihuatanejo.com/%20info/playas1.htm>)

- Keller, J. y Kelles, H. (1964) *WATER WAVE RUN-UP ON A BEACH*, OFFICE OF NAVAL RESEARCH DEPARTMENT OF THE NAVY. Washington, D.C.
- Kostoglodov, V. y Pacheco, J. (2013) *Cien Años De Sismicidad En Mexico*, Instituto de Geofísica de la UNAM.
- Kowalik, Z. (2012) *Introduction to Numerical Modeling of Tsunami Waves*. Institute of Marine Science, University of Alaska. EUA. 29pp.
- Lander, J., Whiteside, L. y Lockridge, P. (2003) TWO DECADES OF GLOBAL TSUNAMI 1982-2002. *Science of Tsunami Hazards*, Volume 21, Number 1, page 3.
- Lagos, M. y Gutiérrez, D. (2005) Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 33: 5-18 pp.
- Leendertse, J. y Liu, S. (1978). A three-dimensional turbulent energy model for non-homogeneous estuaries and coastal sea systems. In: Nihoul, J. *Hydrodynamics of Estuaries and Fjords*. Elsevier, Amsterdam, pp. 387–405.
- Levin, B. y Nosov, M. (2009) *Physics of Tsunamis*. Springer. Rusia. 48 pp.
- Liu, P., Yeh, H. y Synolakis C. (2008). *ADVANCED NUMERICAL MODELS FOR SIMULATING TSUNAMI WAVES AND RUNUP*. World Scientific. E.U.A. 249 pp.
- Macías, J., Fernández, L. y González, J. (2012) *Deslizamientos submarinos y tsunamis en el Mar de Alborán. Un ejemplo de modelización numéricas*. Instituto Español de Oceanografía. España. 26, 62- pp.
- Martins, F., Neves, R., Leitao, P. y Silva, A. (1999) 3D modelling in the Sado estuary using a new generic coordinate approach. *Oceanologica Acta*, 24, pp. S51-S52.
- Mitos y Leyendas Mexicanas (2015) <http://danielalfonsoramirez.blogspot.mx/2013/10/leyenda-de-la-playa-las-gatas.html>
- Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León (1990). Simulación de la Circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica. Internacional*, 29(2):101-111 pp.
- Nava, A. (1998) *Terremotos, La Ciencia para Todos*. FCE. México. Capítulo IV
- NOAA (2015) <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>
- Sánchez, A. y Farreras, S. (1993) *Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México*. NOAA. E.U.A.
- Singh, S., Rodriguez, M. y Spindola, J. (1984). A catalog of shallow earthquakes of Mexico, 1900-1981. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74: 267-279 pp.
- Shuto, N. (1991) Numerical Simulation of Tsunamis – Its Presents and Near Future. *Natural Hazards* 4: 171-191, 1991. 180pp.

Titov, V. y Gonzales, F. (1997), *IMPLEMENTATION AND TESTING OF THE METHOD OF SPLITTING TSUNAMI (MOST) MODEL*. NOAA Technical Memorandum, E.U.A

Wang, X. (2009) *USER MANUAL FOR COMCOT VERSION 1.7 (First Draft)*. Institute of Geological & Nuclear Science. Nueva Zelanda.

APÉNDICE A

En el Capítulo 4.1 se menciona que durante el desarrollo de este estudio se encontró una inconsistencia en las unidades en el sistema de ecuaciones presentado por Goto (1997), motivo por el cual se cambió la propuesta de Goto (1997) por la expresión presentada por Fernández *et al.* (2004), para los términos de fricción. A continuación se presenta la inconsistencia observada.

Partiendo de las ecuaciones iniciales para una onda larga que Goto (1997) presenta como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (4.1.1)$$

$$\frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[s]} + \left[\frac{m}{s}\right] \frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[m]} + \left[\frac{m}{s}\right] \frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[m]} + \left[\frac{m}{s^2}\right] \frac{[m]}{[m]} = \left[\frac{m}{s^2}\right] = \frac{\tau_x}{\rho}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (4.1.2)$$

$$\frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[s]} + \left[\frac{m}{s}\right] \frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[m]} + \left[\frac{m}{s}\right] \frac{\left[\frac{m}{s}\right]}{[m]} + \left[\frac{m}{s^2}\right] \frac{[m]}{[m]} = \left[\frac{m}{s^2}\right] = \frac{\tau_x}{\rho}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [u(h + \eta)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h + \eta)]}{\partial y} = 0 \quad (4.1.3)$$

$$\frac{[m]}{[s]} + \frac{\left[\frac{m}{s}\right] [m]}{[m]} + \frac{\left[\frac{m}{s}\right] [m]}{[m]} = 0$$

Utilizando la expresión de Goto (1997) de fricción de fondo para un flujo uniforme.

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2gD} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.4A)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{\left[\frac{m}{s^2}\right] [m] \left[\frac{m}{s}\right]} \sqrt{\left[\frac{m}{s}\right]^2 + \left[\frac{m}{s}\right]^2} = \left[\frac{1}{\frac{m^2}{s^2}}\right] \left[\frac{m}{s}\right] \left[\frac{m}{s}\right] = 1$$

Observamos que las unidades no son correctas, mientras que utilizando la expresión de Fernández *et al.* (2004) de fricción de fondo para un flujo uniforme.

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.1.4B)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{[m] \left[\frac{m}{s}\right]} \sqrt{\left[\frac{m}{s}\right]^2 + \left[\frac{m}{s}\right]^2} = \left[\frac{1}{m}\right] \left[\frac{m}{s}\right] \left[\frac{m}{s}\right] = \left[\frac{m}{s^2}\right]$$

Vemos que se llega a una expresión con unidades correctas. Al intentar utilizar la expresión de Goto (1997) de fricción de fondo para un flujo uniforme en las ecuaciones iniciales para una onda larga se observa una inconsistencia de unidades, en cambio al utilizar la expresión de Fernández *et al.* (2004) de fricción de fondo para un flujo uniforme estas coinciden en unidades. A partir de este punto el desarrollo de la teoría de los demás autores (Goto, 1997; Imamura, 2006; Shuto, 1991; Kowalik, 2012; Titov y Gonzales, 1997; Wang, 2009; Liu *et al.*, 2008) coincide.