



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

ESTIMACIÓN DE FUERZAS HIDRODINÁMICAS
DE TSUNAMIS SOBRE ESTRUCTURAS CON BASE
EN SIMULACIONES SPH

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
OMAR SALVADOR AREU RANGEL

TUTORES PRINCIPALES
RODOLFO SILVA CASARÍN, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM
JAIME LÁZARO KLAPP ESCRIBANO, ININ

COMITÉ TUTOR
OSCAR ARTURO FUENTES MARILES, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM
MOISÉS BEREZOWSKY VERDUZCO, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM
EDGAR GERARDO MENDOZA BALDWIN, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX. (MAYO) 2023



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.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. FUENTES MARILES OSCAR ARTURO

Secretario: DR. BEREZOWSKY VERDUZCO MOISÉS

1^{er}. Vocal: DR. SILVA CASARÍN RODOLFO

2^{do}. Vocal: DR. MENDOZA BALDWIN EDGAR GERARDO

3^{er}. Vocal: DR. KLAPP ESCRIBANO JAIME LÁZARO

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM, CIUDAD DE MÉXICO.

TUTOR DE TESIS:

DR. RODOLFO SILVA CASARÍN

FIRMA

COTUTOR DE TESIS:

DR. JAIME LAZARO KLAPP ESCRIBANO

FIRMA

Agradecimientos

Le agradezco a mis padres por su apoyo incondicional para lograr mis metas. Gracias a mi hermano por darme ánimos toda la vida. Gracias a mis abuelitos, que todavía me siguen consintiendo.

Desde el primer día que conocí al Dr. Rodolfo Silva Casarín vi en él un compromiso por ayudar en la formación de jóvenes investigadores. Siempre encuentra un momento para atender a los alumnos, independientemente de todo su trabajo, y le agradezco la rapidez con la que ha atendido mis actividades como mi director de doctorado. Gracias Dr. Rodolfo porque sus consejos, además de buscar mi desarrollo profesional tienen un enfoque humanista. Es un ejemplo para mí de eficiencia, calidad humana y liderazgo.

Dr. Edgar Gerardo Mendoza Baldwin, le agradezco por su apoyo y confianza hacia mi trabajo. Es admirable todo el conocimiento e ingenio que posee. Espero seguir teniendo la oportunidad de trabajar en su equipo para seguir aprendiendo de usted.

Dr. Jaime Lázaro Klapp Escribano, gracias por el apoyo y recursos técnicos necesarios para la realización de esta tesis.

A todos mis sinodales, Dr. Rodolfo Silva, Dr. Jaime Klapp, Dr. Edgar Mendoza, Dr. Jassiel Hernández, Dr. Oscar Fuentes y Dr. Moisés Berezowsky, sus correcciones, recomendaciones y comentarios han sido la base de esta tesis.

Dr. Jassiel Hernández Fontes, gracias porque me has enseñado que la investigación es fácil e intuitiva cuando se tiene clara la pregunta que se quiere responder.

Gracias Dra. Rosanna Bonasia, hace ya 9 años la conocí en una junta para iniciar un proyecto de investigación, usted confió en mí como su tutorado de maestría y yo confié en usted como mi tutora, ha sido mi maestra en la ciencia y eso nunca lo voy a olvidar.

Maestra Yanira gracias por ayudarme en mis solicitudes administrativas durante el Doctorado, siempre tiene una sonrisa y un carácter muy agradable, siempre me pone de buen humor saludarla.

Gracias Arq. Ezequiel Hernández Pérez por ayudarme a crecer académicamente, por tu amistad y por el apoyo en este periodo de doctorado.

Le agradezco a mis amigos y compañeros de CEMIE-Océano: Alejandro, Jonathan, Partida, Chema, Diego Selman, Diego Bernal, Paty Quintero, Michael Ring, Paola, Mireille, Itxaso, Itchel, Thalia, Paulino, Enrique, Ziomara, Jesus Florido, Yudis, Liliana Rodríguez, han hecho que el trabajo en el Instituto de Ingeniería sea una experiencia muy agradable. En especial a Yessenia Morgado, Maday Dennise, Monserrat Ortiz y Graciela Rivera, su amistad ha sido invaluable y la mejor compañía en este periodo.

Gracias al CONACYT por el apoyo económico durante mi doctorado. Gracias UNAM por hacerme puma por siempre, Goya!!.

Índice general

Resumen	8
Abstract.....	9
Glosario.....	13
Protocolo de Investigación.....	21
1. Tsunamis	22
1.1. Antecedentes de tsunamis.....	22
1.2. Tsunamis en México.....	31
1.3. Generación y tránsito de tsunamis	34
1.3.1. Generación de tsunamis	39
1.3.2. Tránsito de Tsunamis	41
1.4. Propagación de tsunamis en costas y efectos	43
1.4.1. Propagación en costas	44
1.4.2. Daños por tsunamis	46
1.4.3. Sistemas de alarma de tsunamis.....	47
2. Marco teórico	49
2.1. Ecuaciones de Navier-Stokes	49
2.1.1. Descripciones cinemáticas	49
2.1.2. Derivada material, local y convectiva	50
2.1.3. Ecuación de continuidad.....	51
2.2. Modelo DualSPHysics.....	54
2.3. Fallas estructurales por tsunami.....	57
2.3.1. Normativa NTM 007 (Chile) de Diseño estructural para edificaciones en zonas inundables por tsunami.....	57
2.3.2. Fallas geotécnicas	60
3. Validación del modelo SPH.....	62
3.1 Modelo de aproximación de ola a una estructura.....	62
3.1.1. Geometría del modelo	62
3.1.2. Condiciones de entrada	64
3.1.3. Simulaciones numéricas.....	64
3.1.4. Resultados de la validación.....	66
3.2. Validación experimental de solitón	68

3.2.1.	Modelo experimental.....	68
3.2.2.	Simulación numérica.....	68
3.2.3.	Correlación de resultados	69
4.	Metodología.....	71
4.1.	Descripción de la zona de estudio, Zihuatanejo, Guerrero.....	72
4.2.	Simulación numérica de inundación en Zihuatanejo por tsunamis.....	79
4.2.1.	Modelo numérico IBER	80
4.3.	Simulación de tsunamis sobre estructuras	86
4.2.1.	Simulación de tsunamis sobre puente la Noria	86
4.2.2.	Simulación de tsunamis sobre edificaciones	89
4.4.	Medidas de mitigación contra tsunamis.....	92
4.3.1.	Cinturón de Bosque en costas vulnerables.....	92
4.3.2.	Pared de protección contra tsunamis.....	94
4.5.	Resultados.....	97
5.	Conclusiones y recomendaciones	103
6.	ANEXO Cálculo de fuerzas de “Green water” mediante simulaciones SPH... 106	
	Referencias.....	123

Resumen

A través de la historia se han posicionado los tsunamis como un tipo de fenómeno que es de los más devastadores, por lo que el estudio de su comportamiento y de las formas de mitigación de los daños que puede producir es de gran relevancia. Cuando un tsunami arriba a la costa, la característica de las olas de periodo largo genera diferentes condiciones de flujo que resultan en aperaltamiento de las olas y aumento de velocidades debidas a la compleja topografía de la costa. Estas condiciones hidrodinámicas al chocar con estructuras producen fuerzas que pueden ser significativas para la seguridad estructural de las mismas, lo que resulta sumamente complicado representar a través de modelos numéricos basados en malla. En este trabajo se realizó la validación del modelo numérico DualSPHysics basado en el método SPH para reproducir diferentes condiciones de entrada representativas de un tsunami con base en datos experimentales que van desde solitones a una combinación de estos con gastos constantes. Posteriormente se recrearon condiciones hidrodinámicas de un tsunami probable en la costa de Zihuatanejo para simular numéricamente el choque del flujo contra estructuras. Los resultados muestran una disminución del 54% al 90% de la fuerza para viviendas desplantadas sobre palafitos respecto a las desplantadas a nivel. Por último, se analizaron estructuras de mitigación contra tsunamis resultando los bosques de protección la medida más eficiente. Sin embargo, la fuerza que deben resistir los bosques de protección es de magnitud significativa, pudiendo ser arrancados por el flujo y convirtiéndose en un riesgo mayor para las estructuras contra las que choquen, lo que implica la necesidad de continuar los resultados de este trabajo.

Abstract

Throughout history, tsunamis have been positioned as a type of phenomenon that is one of the most devastating, so the study of their behavior and the forms of mitigation of the damage that they can produce is of great relevance. When a tsunami arrives at the coast, the characteristics of the long-period waves generate different flow conditions that result in steepening of the waves and increased speeds due to the complex topography of the coast. These hydrodynamic conditions when colliding with structures produce forces that can be significant for their structural safety, which is extremely difficult to represent through mesh-based numerical models. In this work, the validation of the DualSPHysics numerical model based on the SPH method was carried out to reproduce different representative input conditions of a tsunami based on experimental data ranging from solitons to a combination of these with constant charges. Subsequently, hydrodynamic conditions of a probable tsunami on the Zihuatanejo coast were recreated to numerically simulate the impact of the flow against structures. The results show a decrease from 54% to 90% of the strength for houses set up on stilts compared to those set up at level. Finally, tsunami mitigation structures were analyzed, resulting in protection forests being the most efficient measure. However, the force that protection forests must resist is of a significant magnitude, being able to be uprooted by the flow and becoming a greater risk for the structures against which they collide, which implies the need to continue the results of this work.

Índice de Figuras

Figura 1.1 Daños causados por el tsunami de 1922 en Coquimbo, Chile.....	22
Figura 1.2 Tsunami de Hilo de 1946.....	23
Figura 1.3 Erupción de Krakatoa 1883	24
Figura 1.4 Tsunami del estrecho de Alaska 1946.....	25
Figura 1.5 Representación del tsunami de Lisboa de 1755	26
Figura 1.6 Tsunami de Sendai, Japón, 2011	27
Figura 1.7 Tsunami de Sanriku 1896	28
Figura 1.8 Tsunami de Arica 1868.....	29
Figura 1.9 Daños por terremoto y tsunami en Messina 1908	29
Figura 1.10 Tsunami en Indonesia 2004	30
Figura 1.11 Daños por el tsunami de 2004 en Indonesia.....	31
Figura 1.12 Zonas de ruptura de los más grandes terremotos cercanos a la brecha sísmica de Guerrero, México (Kostoglodov & Pacheco, 1999).	32
Figura 1.13 Antecedentes de tsunamis en México.....	33
Figura 1.14 Tsunamis generados por terremotos con epicentros marinos.....	34
Figura 1.15 Ejemplos de fallas sísmicas	35
Figura 1.16 Propagación de olas de un tsunami. Relación de la profundidad del fondo marino, longitud de onda y velocidad del tsunami Propagación de olas de un tsunami (Martínez-Solares, 2005).	38
Figura 1.17 Epicentro, Hipocentro, Falla y onda sísmica de un sismo.....	40
Figura 1.18 Perímetro costero de zonas de hundimiento de placas en el Océano Pacífico, generador de tsunamis.....	43
Figura 1.19 Asomeramiento de olas por disminución de profundidad.	44
Figura 1.20 DART - Sistema de boyas ETD. Evaluación de tsunamis en aguas profundas (DART) Fácil de implementar (ETD).....	47
Figura 1.21 Estaciones de datos de boyas pertenecientes al Centro de datos de boyas nacional (National Data Buoy Center/NOAA).	48
Figura 2.1 Función Kernel SPH	55
Figura 2.2 Falla por volteo	60
Figura 2.3 Falla por deslizamiento	61
Figura 2.4 Falla por hundimiento del terreno.....	61
Figura 3.1 Canal experimental de escala geométrica 1:20, Universidad de Kyoto (Tomiczek et al., 2016).	62
Figura 3.2 Distribuciones geométricas de estructuras consideradas en la estimación experimental de presiones (Tomiczek et al., 2016).	63
Figura 3.3 Simulaciones SPH en tres dimensiones del modelo de (Tomiczek et al., 2016).	66
Figura 3.4 Comparación de los datos experimentales de Tomiczek et al. (2016) y las simulaciones SPH.	67
Figura 3.5 Canal de oleaje del Instituto de Ingeniería, área de costas y puertos de la UNAM.....	68
Figura 3.6 Resultados de la validación experimental del modelo DualSPHysics.	69
Figura 3.7 Correlación del modelo SPH respecto a los datos experimentales obtenidos en el canal de oleaje del Instituto de Ingeniería de la UNAM.....	70

Figura 4.1 Conectividad del municipio Zihuatanejo de Azueta	73
Figura 4.2 Relieve de Zihuatanejo de Azueta.....	74
Figura 4.3 Clima de Zihuatanejo de Azueta	75
Figura 4.4 Geología de Zihuatanejo de Azueta	76
Figura 4.5 Edafología y tipos de suelos de Zihuatanejo de Azueta.....	77
Figura 4.6 Hidrología de Zihuatanejo de Azueta.....	78
Figura 4.7 Zona de estudio de la costa de Zihuatanejo, infraestructura y morfología.....	82
Figura 4.8 Malla de simulación de la zona de estudio definida a partir de un modelo de elevación digital RASTER de resolución de 15m.	83
Figura 4.9 Tipos de suelo asignados a diferentes coeficientes de rugosidad de Manning para el dominio de simulación.	84
Figura 4.10 Simulación numérica en IBER del tránsito del tsunami en la costa de Zihuatanejo. a) Velocidad de flujo, b) Profundidad de la inundación.....	85
Figura 4.11 Puente peatonal La Noria-El Almacén. a) Fotografía; b) Modelo 3D.....	86
Figura 4.12 Simulación numérica de flujo 1m/s (a), 4m/s (b) y 6m/s (c), sobre el puente La Noria.	88
Figura 4.13 Fuerza hidrodinámica sobre el puente, para velocidades de 1, 4 y 6 m/s.	88
Figura 4.14 Modelo 3D a) Casa desplantada a nivel de terreno; b) Casa en palafitos.	89
Figura 4.15 Casa desplantada en palafitos, diseñada para resistir el impacto de tsunamis sobre las costas de Chile.	89
Figura 4.16 Simulación de la hidrodinámica de la casa desplantada a nivel de terreno y la casa desplantada en palafitos, considerando una profundidad de 5 metros y velocidad de flujo de 2m/s (a y c) y 6m/s (b y d).	90
Figura 4.17 Fuerza Hidrodinámica sobre las casas; a) Casa convencional; b) Casa en palafitos	90
Figura 4.18 Fuerza hidrodinámica normalizada sobre la casa desplantada a nivel, dividida entre su propio peso.....	91
Figura 4.19 Fuerza hidrodinámica normalizada sobre la casa desplantada sobre palafitos, dividida sobre su propio peso.....	91
Figura 4.20 Frente de árboles y palmeras durante el tsunami de 2004 en Tailandia.....	93
Figura 4.21 Propuesta de mitigación contra tsunamis mediante árboles de las especies tamarindos, cipreses y eucaliptus para las costas de Chile.....	93
Figura 4.22 Simulación numérica de mitigación de fuerza de tsunami mediante frente de bosque.....	94
Figura 4.23 Pared de protección contra tsunamis de Tohoku después de un tsunami nivel 2 en 2011 (Marras & Mandli, 2020).....	95
Figura 4.24 Tsunami de 2011 en Japón a) Pared de protección antes del desborde del tsunami; b)Pared de protección desbordada por el tsunami.....	95
Figura 4.25 Estructura de mitigación de fuerza de tsunami tipo Pared de protección.	96
Figura 4.26 Fuerzas Hidrodinámicas SPH sobre la casa a nivel de terreno.	97
Figura 4.27 Fuerza hidrodinámica calculada a partir de un enfoque de simulación 2D. La sombra corresponde a la comparación con las fuerzas SPH.	99
Figura 4.28 Fuerza hidrodinámica calculada a partir de las velocidades y alturas de flujo de un enfoque de simulación 3D. La sombra corresponde a la comparación con las Fuerzas SPH.....	100
Figura 4.29 Fuerza hidrodinámica sobre la casa normalizada entre el peso propio de la casa.....	101

Figura 4.30 Fuerza hidrodinámica sobre la estructura de mitigación normalizada entre el peso propio de la casa.....	102
Figura 6.1 Condiciones iniciales del experimento wet dam break. WP0, WP1 y WPayb son puntos de medición de altura de agua.	107
Figura 6.2 Configuración de las protecciones de franco bordo (placas horizontales, inclinadas y verticales) y elementos estructurales para el análisis de las cargas hidrodinámicas.	109
Figura 6.3 Configuración inicial de fluidos para la estructura sin placas de protección para los casos C1 ($h_1/h_0 = 0.7$), C4 ($h_1/h_0 = 0.4$) y C6 ($h_1/h_0 = 0.2$).	110
Figura 6.4 Simulaciones numéricas de los 6 casos C1, C2, C3, C4, C5 y C6.....	114
Figura 6.5 Validación del enfoque numérico con datos experimentales: comparación de series temporales entre los resultados de SPH y las cinco repeticiones experimentales.	115
Figura 6.6 Diagrama de Taylor de comparaciones de elevación de agua entre los resultados de SPH y los datos experimentales para C1, C2, C3 y C4.	116
Figura 6.7 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C2 ($h_1/h_0 = 0.6$)	119
Figura 6.8 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C4 ($h_1/h_0 = 0.4$)	120
Figura 6.9 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C5 ($h_1/h_0 = 0.3$)	121
Figura 6.10 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C6 ($h_1/h_0 = 0.2$)	122

Índice de Tablas

Tabla 1.1 Magnitud en escala Richter Efectos del terremoto.	36
Tabla 1.2 Tiempos de propagación de tsunamis transpacíficos desde su origen hasta su arribo a Acapulco.....	42
Tabla 3.1 Condiciones de entrada de los casos experimentales, equivalentes a 7 combinaciones de condiciones de entrada (Tomiczek et al., 2016).	64
Tabla 3.2 Parámetros y principales características de las simulaciones.....	65
Tabla 3.3 Principales parámetros y características de la simulación de validación experimental del modelo DualSPHysics.	69
Tabla 4.1 Parámetros y características principales de la simulación del tránsito del tsunami en la costa.84	
Tabla 4.2 Parámetros y principales características de la simulación de la estructura bosque.....	94
Tabla 4.3 Parámetros y principales características de la simulación de la estructura pared de protección.	96
Tabla 6.1 Condiciones iniciales de los casos simulados tipo wet dambreak	108
Tabla 6.2 Parámetros y principales características de la simulación.....	110

Glosario

A

Altura de inundación

Profundidad de inundación, medida como la elevación respecto al nivel del mar de la inundación menos la cota de terreno.

Amplitud de ola

Distancia entre la cresta de una ola y el nivel medio del mar.

B

Bahía

Entrada de mar en la tierra que forma una concavidad amplia donde pueden fondear los barcos para abrigarse del viento; es de menores dimensiones que un golfo y mayor que una ensenada.

Batimetría

Se refiere al levantamiento topográfico del relieve de superficies del terreno cubierto por el agua, sea este el fondo del mar o el fondo de los lechos de los ríos, ciénagas, humedales, lagos, embalses, etc. es decir, la cartografía de los fondos de los diferentes cuerpos de agua.

C

Cinemática

Parte de la mecánica que trata del movimiento en sus condiciones de espacio y tiempo, sin tener en cuenta las causas que lo producen.

Corteza terrestre

Es la capa superficial sólida de la Tierra, es una capa muy delgada y está compuesta por una corteza continental, con un espesor medio de unos 35 km, y una corteza oceánica, mucho más delgada, de unos de 6 km de espesor.

Costa

Es la orilla del mar y la tierra que se encuentra próxima a esta se trata de la parte de un continente, o en su defecto de una isla, que limita con el mar.

D

DART

Sistemas de monitoreo de tsunamis en tiempo real DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis).

Delta de Kronecker

Es una función de dos variables, generalmente solo números enteros no negativos.

Delta fluvial

Es un accidente geográfico formado en la desembocadura de un río por los sedimentos fluviales que ahí se depositan.

Densidad

Es la relación entre el peso (masa) de una sustancia y el volumen que ocupa (esa misma sustancia). Entre las unidades de masa más comúnmente utilizadas están kg/m^3 o g/cm^3 para los sólidos, y kg/l o g/ml para los líquidos y los gases.

Derivada convectiva

La derivada convectiva es una generalización de la derivación con respecto del tiempo que se usa mucho en mecánica de medios continuos (como la mecánica de fluidos).

Derivada local

La derivada de una función es un concepto local, es decir, se calcula como el límite de la rapidez de cambio media de la función en cierto intervalo, cuando el intervalo considerado para la variable independiente se torna cada vez más pequeño.

Derivada material

En Mecánica de medios continuos, la derivada material describe la variación temporal de alguna cantidad física de una partícula fluida que está sujeto a variaciones del campo de velocidad macroscópica dependientes del espacio y el tiempo de esa cantidad física.

Difracción de oleaje

Se produce cuando la propagación del oleaje es interrumpida por un objeto cuyas dimensiones son iguales o menores a la longitud de onda. Olas que se propagan a los lados del objeto tienden a radiar energía hacia la zona en sombra y las crestas giran en esta dirección.

Distancia de inundación

Es la parte orográfica de fondo plano que contiene un cauce y que puede ser inundada ante una eventual crecida de las aguas de este.

Divergencia

La divergencia mide la diferencia entre el flujo saliente y el flujo entrante de un campo vectorial sobre la superficie que rodea a un volumen de control, por tanto, si el campo tiene "fuentes" la divergencia será positiva, y si tiene "sumideros", la divergencia será negativa.

E

Ecuación de continuidad

Es un producto de la ley de conservación de la masa, que manifiesta que, en un conducto o tubería, sin importar su sección; mientras no existan derivaciones, la cantidad de fluido que entra por uno de sus extremos debe salir por el otro.

Ecuación de momentum

Ecuación diferencial parcial en función de una variable vectorial, que describe el transporte no relativista de momento en cualquier medio continuo.

Edafología

Es una rama de la ciencia que estudia la composición y naturaleza del suelo en su relación con las plantas y el entorno que le rodea.

Epicentro

Es el punto sobre la superficie terrestre situado directamente sobre el foco o hipocentro del sismo.

Erosión

Remoción de las partículas del suelo por efecto del flujo de agua.

Estuario

Es un cuerpo de agua parcialmente encerrado que se forma cuando las aguas dulces provenientes de ríos y quebradas fluyen hacia el océano y se mezclan con el agua salada del mar.

F

Falla horizontal

Cuando el movimiento entre fallas se da de forma paralela a la superficie de las mismas.

Falla mixta

Cuando el desplazamiento es oblicuo tanto al rumbo como a la dirección de buzamiento.

Falla Normal

En el bloque encima de la falla (la pared colgante) se mueve hacia abajo con respecto al bloque debajo de la falla (pared fija). Este movimiento de falla es causado por fuerzas tensoras que resulta en extensión.

Falla sísmica

Se denomina falla a una fractura, generalmente plana, en el terreno a lo largo de la cual se han deslizado los dos bloques el uno respecto al otro.

Falla vertical

Fallas de desplazamiento en el manto con el plano de falla vertical, que no pueden ser clasificadas como normales o inversas.

Fallo sísmico

Fracturas del terreno en las que dos bloques se mueven entre sí.

Fluidos newtonianos

Es un fluido típico. Se dice que un fluido es newtoniano si su viscosidad varía solamente en respuesta a los cambios de temperatura o presión.

Fluidos no newtonianos

Es aquel fluido cuya viscosidad varía con la temperatura y la tensión cortante que se le aplica. Como resultado, no tiene un valor de viscosidad definido y constante

Fluidos perfectos

Se caracterizan por carecer totalmente de viscosidad, es decir, pueden fluir ante la menor fuerza aplicada sin ofrecer resistencia, o sea, sin fricción.

Flujo de retorno de tsunami

En el caso de información topográfica a nivel de zonas pobladas, la metodología tradicional ha descartado la presencia de estructuras, en lo que se ha asumido es una condición favorable para la inundación.

Foco sísmico

Es el punto interior de la Tierra donde se inicia un movimiento sísmico o terremoto.

Fosa mesoamericana

Es una fosa oceánica situada en el océano Pacífico oriental, a lo largo del litoral de América Central. Se extiende desde México central hasta Costa Rica.

Fuerza de campo

Es un campo vectorial que indica las fuerzas ejercidas por un cuerpo hacia otro.

Fuerza superficial

La fuerza superficial de un líquido es la cantidad de energía necesaria para aumentar su superficie por unidad de área.

Función Kernel

Son funciones matemáticas que se emplean en las Máquinas de Soporte Vectorial.

G

Golfo

Es una abertura geográfica costera desde un océano o un mar hacia la masa terrestre, encerrada por cabos de tierra.

Gradiente

El gradiente es una función de valor vectorial, a diferencia de una derivada, que es una función de valor escalar. Al igual que la derivada, el gradiente representa la pendiente de la recta tangente a la gráfica de una función.

H

Hipocentro

Es el punto en la profundidad de la Tierra desde donde se libera la energía en un terremoto. Cuando ocurre en la corteza de ella (hasta 70 km de profundidad) se denomina superficial.

I

Inundación

Se asocia a la presencia del flujo fuera de cauces de naturales o encauzados. Suelen ocurrir cuando el suelo está lo suficientemente saturado para absorber el agua que escurre superficialmente, generalmente se consideran profundidades mayores a 25 cm.

L

Laguna costera

Es una laguna o cualquier cuerpo de aguas poco profundas que está separado de las aguas profundas marinas por una barrera, bien sea una isla barrera, un cordón litoral, un banco de arena de origen marino, un arrecife coralino o algún accidente similar.

Línea de falla

Es la línea de contacto entre el labio inferior y el plano de falla-Longitud de ola

M

Manto

El manto es una capa intermedia de los planetas terrestres o de algunos otros cuerpos planetarios rocosos, como la que se encuentran entre el núcleo, la capa más interna, y la corteza, la más externa.

Método SPH

Es un método numérico lagrangiano para la resolución de problemas de dinámica computacional de fluidos.

Movimiento telúrico

Movimiento de la tierra resultado de la liberación brusca de energía, cuando chocan las placas tectónicas o en general cuando ocurre una reorganización brusca de materiales en la corteza terrestre y también cuando ha ocurrido un terremoto años atrás y las placas se acomodan.

O

Olas

En fluidodinámica, las olas son ondas que se desplazan a través del espacio de mares, océanos, ríos, lagos, canales y otros cuerpos de agua.

P

Península

Extensión de tierra rodeada de agua por todas partes salvo por una, por donde está unida a un territorio de mayor tamaño.

Periodo de oleaje

Es el tiempo medio, en segundos, que transcurre entre que las dos crestas de dos olas consecutivas pasar por el mismo punto en alta mar.

Placas tectónicas

Es un fragmento de litosfera relativamente rígido que se mueve sobre la astenosfera, una zona relativamente plástica del manto superior.

Playa

Extensión casi plana de arena o piedras en la orilla del mar, de un río o de un lago.

Propagación de oleaje

El viento empuja y arrastra las olas, transfiriendo energía y momento a la superficie del mar y haciendo que el oleaje crezca.

R

Reflexión de oleaje

La interacción del oleaje incidente y el reflejado, produce una onda estacionaria, frente a la estructura, de característica diferente a esas dos ondas, aumentando su amplitud en los puntos que estén en fase.

Refracción de oleaje

Es la velocidad y la longitud de onda disminuyen, mientras que la pendiente de la ola se exagera haciéndose inestable hasta romper.

Registros sismográficos de banda ancha

El mecanismo consiste usualmente en una masa suspendida de un resorte atado a un soporte acoplado al suelo, cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo.

Run-up

Remonte o trepada de las olas se define como la máxima altura que alcanza el oleaje al incidir sobre una estructura, referido al nivel del mar en reposo.

Ruptura de falla

Cuando la actividad en una falla es repentina y brusca, se puede producir un gran terremoto, provocando incluso una ruptura en la superficie terrestre

S

Sismo

Es un movimiento brusco de la tierra, causado por la liberación repentina de energía dentro de la misma tierra.

Sismo tsunamigénico

El lugar de generación del tsunami se denota como epicentro tsunamigénico y es el sitio donde se induce el movimiento vertical al agua marina, cualquiera sea su origen.

Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico

Los objetivos del Sistema de Alerta de Tsunami en el Pacífico son para detectar y localizar terremotos principales en la región de Pacífico rápidamente, para determinar si tener generar tsunamis, y para proporcionar oportuno y eficaz información y alerta a la población Pacífico

Solitón

Un solitón es una onda solitaria que se propaga sin deformarse en un medio no lineal. Se encuentra en fenómenos físicos como solución a ecuaciones diferenciales no lineales.

T

Tensor

En matemáticas, un tensor es un objeto algebraico que describe una relación multilineal entre conjuntos de objetos algebraicos relacionados con un espacio vectorial.

Tensor de tensores

Es el tensor que da cuenta de la distribución de tensiones y esfuerzos internos en el medio continuo.

Trayectoria de tsunami

Puede modificarse por las variaciones del relieve abisal, fenómeno que no ocurre con las olas superficiales. En los tsunamis tectónicos, dado que se producen debido al desplazamiento vertical de una falla, la onda que generan suele ser un tanto especial.

Tsunami

Es una serie de olas procedentes del océano que envía grandes oleadas de agua que, en ocasiones, alcanzan alturas de 30,5 metros, hacia el interior.

V

Validación

La validación de modelos numéricos es un proceso de análisis y comparación de datos respecto a un parámetro de referencia que suele tomarse como real o verdadero.

Velocidad de propagación de ola

La velocidad de ola es la distancia que recorre la ola dividida por el tiempo que tarda en recorrer esa distancia

Viscosidad

Es una propiedad importante de los líquidos que describe la resistencia del líquido al flujo y está relacionada con la fricción interna en el líquido.

Viscosidad artificial

Término matemático ficticio que se introduce al trabajar con elementos finitos que generan efectos similares a los de la viscosidad real en las ecuaciones.

Viscosidad cinemática

Es una medida de la resistencia interna de un fluido a fluir bajo fuerzas gravitacionales.

Viscosidad dinámica

Es una medida de la tenacidad o resistencia a la fluencia de un fluido (este último entendido como una sustancia líquida y fluida).

Viscosidad molecular

Es causada por las interacciones entre diferentes moléculas en un fluido. Esto también se puede considerar como fricción entre las moléculas.

Z

Zona de subducción

La subducción es el proceso de hundimiento de una placa litosférica bajo el borde de otra placa, formándose los llamados límites convergentes entre placas.

Protocolo de Investigación

Objetivo general

Proponer una metodología en la estimación de fuerzas hidrodinámicas sobre estructuras expuestas a tsunamis en base en simulaciones SPH del evento hidrodinámico para la determinación de las características regionales en las costas mexicanas.

Objetivos específicos

- Revisar la bibliografía del estado del arte de la legislación internacional en la estimación de fuerzas hidrodinámicas de tsunamis sobre estructuras.
- Crear modelos de elevación digital de las costas y puertos mexicanos más vulnerables a tsunamis.
- Caracterizar los tsunamis que pueden ocurrir en México.
- Simulación numérica de tsunamis en costas y puertos de México mediante el modelo SPH DualSPHysics.
- Validar experimentalmente de las simulaciones mediante modelos a escala en canales hidráulicos.
- Comparar la estimación numérica de las fuerzas hidrodinámicas calculadas numéricamente con las formulaciones analíticas propuestas por la legislación internacional.
- Proponer una base metodológica para estimar las fuerzas hidrodinámicas de tsunamis sobre estructuras y sistemas para mitigar el impacto de Tsunamis en México.

Hipótesis

Mediante la simulación numérica de la interacción fluido estructura de un tsunami, se puede hacer una estimación precisa de las fuerzas hidrodinámicas sobre estructuras y revisar las ecuaciones empíricas internacionales, para proponer una base legislativa mexicana en el diseño estructural de elementos expuestos a tsunamis.

1. Tsunamis

1.1. Antecedentes de tsunamis

Tsunami es un término japonés empleado internacionalmente para designar el fenómeno que en español se denomina maremoto. Röbbke & Vött, (2017) los definen como un conjunto de olas de periodo largo asociados con el desplazamiento repentino de una columna de agua debido a varios mecanismos desencadenantes como terremotos, pérdida de masa gravitatoria submarina o subterránea, vulcanismo, impactos meteóricos o perturbaciones atmosféricas, aunque son en su mayoría son causados por terremotos cerca o en el fondo del océano. Cuando un tsunami arriba a las costas genera una sobrelevación de gran altura y provocar efectos destructivos, como pueden ser: pérdida de vidas humanas, daños materiales y afectaciones al medio ambiente. A través de los años se han registrado estos daños, incluso para eventos de hace 100 años, como el tsunami de 1922 ocurrido en Coquimbo Chile, el cual dejó una pérdida económica muy significativa y a muchos chilenos sin hogar (Figura 1.1). En 1960 se generaron una serie de tsunamis en Chile que, al igual que los generados en Alaska en 1964, arribaron a litorales de México, causando daños menores.



Figura 1.1 Daños causados por el tsunami de 1922 en Coquimbo, Chile.

La mayoría de los tsunamis que se generan por sismos tienen lugar en el contorno costero del Océano Pacífico, en las zonas de hundimiento de los bordes de las placas tectónicas que constituyen la corteza del fondo marino. Algunos países, como Japón, Chile y México, son vulnerables a los tsunamis debido a los movimientos bruscos de las placas tectónicas cercanas. Los tsunamis poseen una energía extraordinaria y pueden atravesar distancias enormes del Océano Pacífico hasta llegar a costas muy alejadas.

Tsunami de Hilo 1946

El tsunami de 1 de abril de 1946 que asotó Hilo, Hawai (Figura 1.2), fue causado por un terremoto de 7.5 de magnitud en las islas Aleutianas, pertenecientes al estado de Alaska. El sismo fue generado a las 12:29 horas y el tsunami que provocó fue capaz de destruir un faro y torres de radio localizadas más de 30 metros sobre el nivel del mar (*NOAA Technical Memorandum ERL PMEL.*, 1994).

El tsunami llegó a Hilo a las 7:00am con una pequeña cresta seguida de una larga disminución del nivel del mar, siendo la tercera ola la más devastadora. El periodo fue determinado por el mareógrafo de Honolulu de 15 minutos.

La altura de la ola que llegó al norte de las costas de las islas Hawaianas, de periodo de 1000 segundos. La ola que llegó a la bahía de Hilo tiene una amplitud inicial negativa de 2 metros y 1000 segundos de periodo, seguida de olas de 3 y 4 metros de amplitud.



Figura 1.2 Tsunami de Hilo de 1946

Tsunami de Krakatoa 1883

El tsunami histórico más significativo debido a actividades volcánicas en Indonesia ocurrió en 1883 (Figura 1.3) en South Lampung (Mutaqin et al., 2019).

Los flujos piroclásticos de la erupción del Krakatoa alcanzaron el mar y desencadenaron un tsunami con una elevación de 41 m, lo que provocó 36000 muertos. Ha sido el tsunami inducido por una erupción volcánica más mortífero en Indonesia, el tsunami de Krakatoa

en 1883. Este fenómeno está descrito por cargadores holandeses en 1883, así como por investigaciones geológicas.

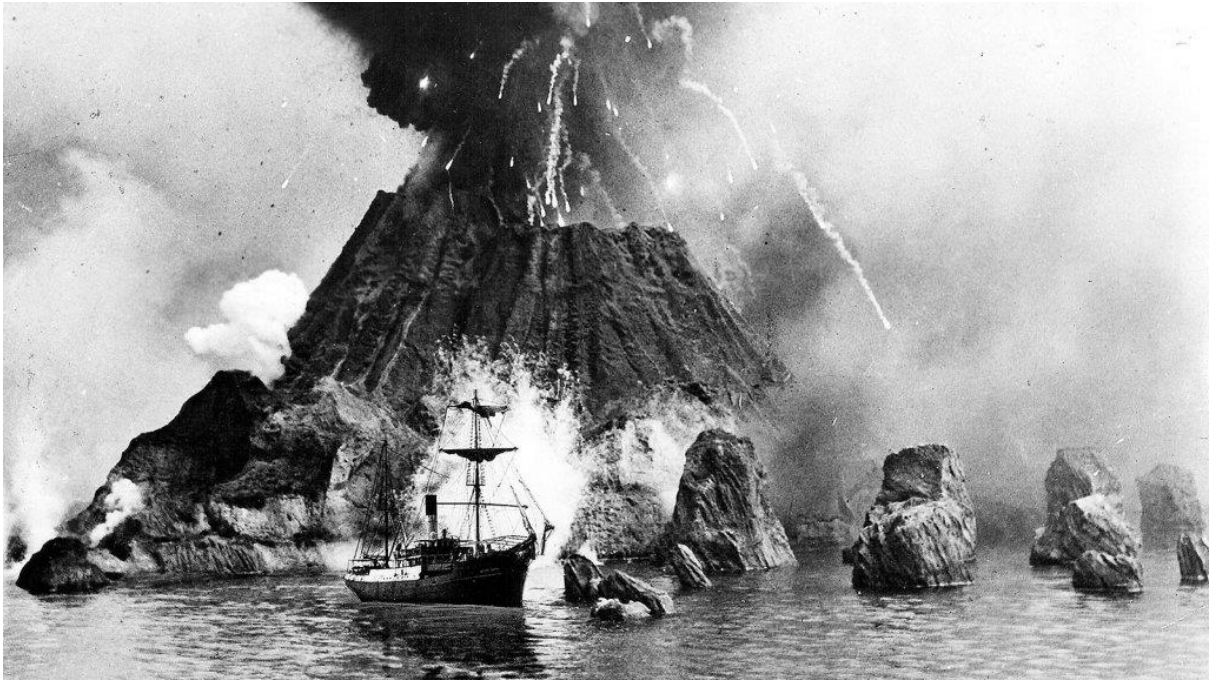


Figura 1.3 Erupción de Krakatoa 1883

Tsunami del estrecho de Alaska 1946

En 1946 se generó un tsunami a causa de un terremoto de 8.6 grados cerca de Unimak Pass (Figura 1.4), Alaska, causando daños a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos (Ryan et al., 2012). Este tsunami provocó 150 muertes en Hawái e inundó las costas de las islas del Pacífico Sur y la Antártida. Dado que este tsunami ocurrió antes que existieran sismómetros modernos de banda ancha, se desconoce en su totalidad su origen y mecanismos involucrados.



Figura 1.4 Tsunami del estrecho de Alaska 1946

Tsunami de Lisboa 1755

El terremoto del 1 de noviembre de 1755 denominado terremoto de Lisboa (Figura 1.5), porque en esa ciudad se registraron los mayores daños, generó un devastador tsunami. Su epicentro estuvo situado al suroeste del Cabo San Vicente, en la falla Azores-Gibraltar, siendo su magnitud estimada en 8,5 MW y su correspondiente momento sísmico (Martínez Solares, 2005).

El tsunami generó olas de hasta 13 metros de altura que arrasaron las costas atlánticas de la península y norte de África. En España el arribo de las olas del tsunami produjo más muertes que el temblor, diversas fuentes señalan 2.000 ahogados mientras que otras señalan solamente 66. Sin embargo, la discrepancia se debe a que los cuerpos de muchos desaparecidos no se recuperasen, o tardasen en hacerlo, y también que no resultara fácil contarlos, dado que parte de la gente dedicada a la pesquería en esa zona eran originarios de otros lugares de España.



Figura 1.5 Representación del tsunami de Lisboa de 1755

Tsunami de Sendai 2011

Tras un terremoto de 9 de magnitud el 11 de marzo de 2011 frente a la costa del pacífico de Tohoku Japón (Figura 1.6), generó un tsunami a 130 km de la costa de Miyagi, noreste de Japón, considerado como el tercer mega tsunami en esa década. El tsunami llegó por primera vez al continente japonés 20 minutos después del terremoto y finalmente afectó un tramo de 2000 km de del Pacífico de Japón. El tsunami inundó más de 400 km² de tierra. A partir del 27 de julio, las muertes oficiales fueron 15 641 con 5 007 desaparecidos adicionales. La principal causa de muerte fue el tsunami, y la mayoría de las muertes ocurrieron en Tohoku: 57%, Miyagi , 33% en Iwate y 9% en Fukushima (Mori et al., 2011).



Figura 1.6 Tsunami de Sendai, Japón, 2011

Tsunami de Sanriku 1896

El terremoto de Sanriku de 1896 causó un gran tsunami a pesar de su débil movimiento de tierra (Figura 1.7). Ocurrió a lo largo de la Fosa de Japón en el área de origen del tsunami del norte del terremoto de Tohoku de 2011, donde se ha propuesto una generación tardía de tsunami.

El terremoto de Sanriku del 15 de junio de 1896 causó el peor desastre de tsunami en Japón, con aproximadamente 20 000 víctimas. En ese momento, la magnitud M_w se estimó entre 8,0 y 8,2, a partir de una comparación de la actividad de las réplicas con otros grandes terremotos (Satake et al., 2017).



Figura 1.7 Tsunami de Sanriku 1896

Tsunami de Arica 1868

Este fue un tsunami producto de un sismo de 8.5 grados que ocurrió en Arica, Chile, que destruyó las instalaciones portuarias y aduanarias de Arica (Figura 1.8), quedando en condiciones deplorables y su población expuesta a condiciones de salud epidémicas. La proliferación de mosquitos desató una epidemia de paludismo, sumado a fiebre amarilla y al colera. Este tsunami destruyó la iglesia principal de la ciudad de Arica, usada hasta ese momento como cementerio (Chávez Zúñiga, 2015).



Figura 1.8 Tsunami de Arica 1868

Tsunami de Messina 1908

El terremoto del 28 de diciembre de 1908 en Messina, sur de Italia (Figura 1.9), de magnitud de 7.1 golpeó la región del estrecho de Messina, mar Jónico, sur de Italia. Minutos después se generó un tsunami que arribó a las costas de Calabria y Sicilia con una altura aproximada de 10 metros. El terremoto y el tsunami generaron al menos 60 000 muertes. A la fecha se cree que el tsunami de Messina de 1908 no fue causado por el desplazamiento vertical del lecho marino durante una ruptura sísmica como se pensaba anteriormente, sino por un deslizamiento de tierra submarino (Billi et al., 2008).



Figura 1.9 Daños por terremoto y tsunami en Messina 1908

Tsunami de Indonesia de 2004

El 26 de diciembre de 2004 se generó un tsunami en Sumatra, Indonesia, uno de los más grandes y mortíferos de la historia (Figura 1.10). El terremoto principal del 26 de diciembre de 2004, de 9.3 de magnitud, ocurrió 100 km al este de la fosa de Sunda y 250 km al sureste del área de estudio, como lo menciona (Paris et al., 2009).



Figura 1.10 Tsunami en Indonesia 2004

El terremoto se sintió en Banda Aceh y Lhok Nga a las 8:00 am, generando un tsunami que consistió en tres olas principales. Se observó un retroceso del mar 10 min después del terremoto. La primera ola vino del suroeste tres minutos después y tenía menos de 5 m de altura, pero muy rápido (Lavigne, 2006). La segunda y más grande ola vino del oeste-suroeste dentro de los 5 minutos después de la primera y tenía al menos 15-30 m de altura en la costa.

Muy pocas observaciones estaban disponibles para la tercera ola. El flujo de retorno (backwash) se logró 5 min después de la tercera ola y su distribución espacial estuvo controlada por los quiebres de taludes y los bajos topográficos, como ríos y lagunas (Lavigne, 2006; Paris et al., 2007). La parte oriental de la bahía se inundó durante tres días porque se produjeron atascos de escombros a lo largo del río Lhok Nga hasta 4 km tierra adentro.

Casi todos los edificios y árboles fueron arrasados, todas las carreteras y puentes sufrieron graves daños o quedaron completamente destruidos (Figura 1.11). Solo quedaron la mezquita y algunos cocoteros y casuarinas después de que el tsunami golpeará el área de

Lampuuk. El puerto y la fábrica de cemento en la parte sur de la bahía sufrieron daños parciales. El número de muertos confirmado en Lhok Nga fue de más de 7000 personas.



Figura 1.11 Daños por el tsunami de 2004 en Indonesia

1.2. Tsunamis en México

Toda la costa del Pacífico de México está expuesta al arribo de tsunamis de origen lejano (riesgo menor). Sin embargo, para México un riesgo aun mayor son los tsunamis generados por sismos en la Fosa Mesoamericana, que es la zona de hundimiento de la Placa de Cocos y de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica, adyacente al litoral suroccidental (Figura 1.12).

Por ejemplo, los ocurridos en:

- Noviembre de 1925, que afectó Zihuatanejo, (Guerrero) con olas de 11 metros de altura.
- Junio de 1932; invadió Cuyutlán (Colima), con olas de 10 metros de altura, que causaron cuantiosos daños y pérdidas de vidas.
- Septiembre de 1985, Lázaro Cárdenas (Michoacán) e Ixtapa-Zihuatanejo (Guerrero), con olas de 3 metros de altura.
- Octubre de 1995, en varias poblaciones costeras de Colima y Jalisco, con olas de hasta 5 metros de altura que causaron algunos daños de consideración y una víctima.

La costa occidental de México en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas está expuesta al arribo de estos tsunamis de origen local, los cuales representan un riesgo mayor. Esto se debe a que los tsunamis no suelen repetirse en un mismo lugar con tanta frecuencia como los huracanes u otros tipos de fenómenos

naturales, sino con recurrencia que a veces es de varios decenios, comparable a la longevidad humana, generacionalmente sus acciones de prevención suelen quedar en el olvido. Sin embargo, los sismos en el entorno del Océano Pacífico, particularmente en la Fosa Mesoamericana, continuarán ocurriendo; en consecuencia, es de esperar que en estas costas mexicanas tarde o temprano arribarán tsunamis. En la tabla de la Figura 1.13 se muestran registros históricos de algunos de los tsunamis más importantes que han llegado a las costas de México. El grado de desarrollo actual de la sismología no permite aún predecir cuándo ocurrirá un tsunami; sin embargo, mediante acciones preventivas, de autoprotección y prudencia, se puede disminuir y mitigar sus efectos.

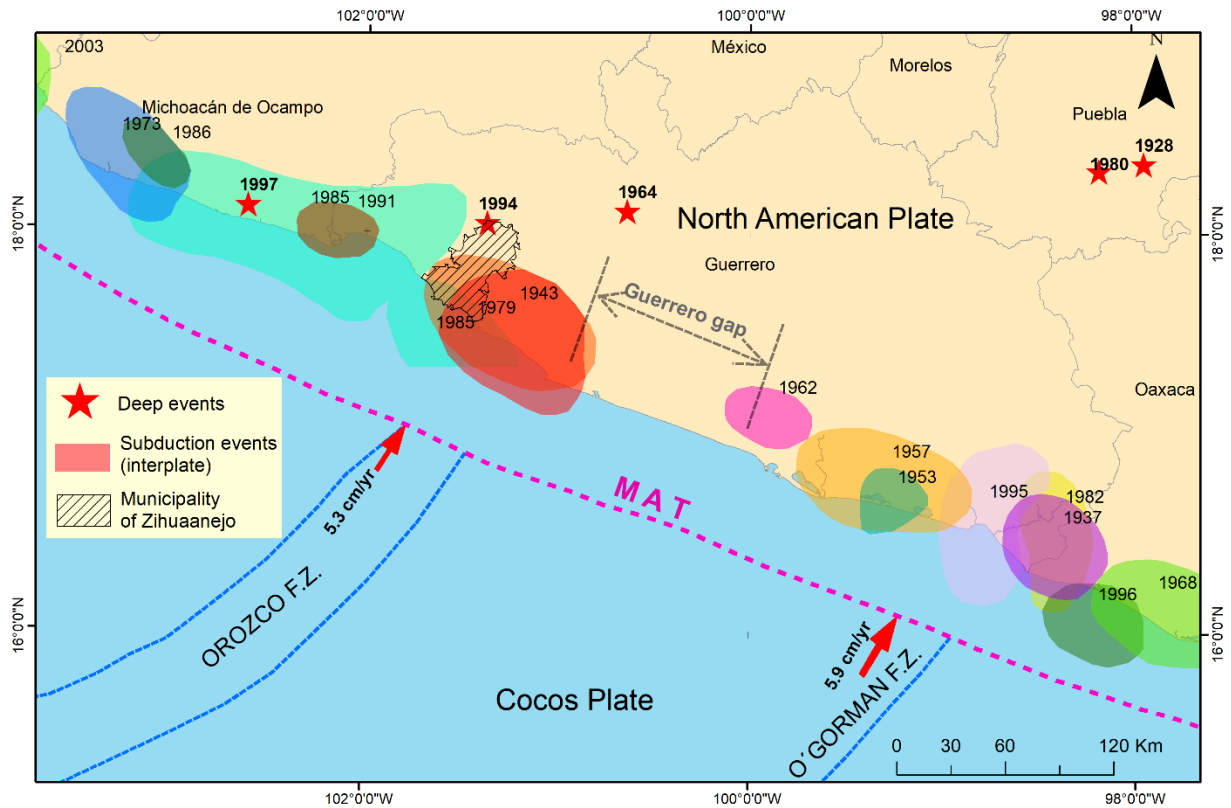


Figura 1.12 Zonas de ruptura de los más grandes terremotos cercanos a la brecha sísmica de Guerrero, México (Kostoglodov & Pacheco, 1999).

FECHA	ORIGEN DEL SISMO	DAÑOS POR TSUNAMIS	ALTURA DEL TSUNAMI
25 de febrero de 1732	cerca de Acapulco, Guerrero	Inundación en la plaza principal del puerto.	3-4m
1 de septiembre de 1754	cerca de Acapulco y San Marcos	Daños a una embarcación e inundación de plaza principal, afectando algunos edificios y casas.	4-5m
28 de marzo de 1787	cerca San Marcos, Guerrero	Afectaciones al puerto de Acapulco	4m
3 de abril de 1787	Oaxaca	Peces y mariscos arrojados a la playa, daños a salinas.	4m
4 de mayo 1820	cerca de Acapulco San Marcos, Guerrero	Inundación de plaza de Acapulco, se cubrió por arena el rompeolas y la playa se ensanchó 17m.	
4 de mayo de 1826	cerca de Acapulco, Guerrero	El mar salió entre 40 y 48 m.	
10 de marzo de 1833	cerca de Acapulco	El mar se retiró 12 m.	
11 de marzo de 1834	cerca de Acapulco	El mar se retiró 33m.	
7 de abril de 1845	cerca de Acapulco	El mar avanzó 40m y retrocedió 35m. Se generaron tsunamis en Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Jalisco.	
29 de noviembre 1852	cerca del estado de California	Embarcaciones desplazadas	
4 de diciembre de 1852	cerca de Acapulco	Retroceso mínimo del mar de 6m de la costa	
12 de agosto de 1868	cerca de Acapulco Guerrero	Se retiró el mar 24m y después avanzó 32m inundando la costa.	
11 de mayo de 1870	cerca de Oaxaca	El mar y la arena se sacudieron	
14 de abril de 1906	cerca de Guerrero	Inundación del pueblo Coyuca de Catalán (pérdida de mobiliario en casas) y daños al puerto de Acapulco. Se reportó que el mar se retiró casi 200m.	
14 de abril de 1907	cerca de San Marcos, Guerrero	El mar en Acapulco embravecido avanzó 300m. Se registra evacuación vertical.	2m
30 de julio de 1909	cerca de Acapulco	El mar se retiró 10m	
16 de noviembre de 1925	cerca de Zihuatanejo	El mar invadió calles y casas	6-7m
22 de marzo de 1928	cerca de Juchitán y Tehuantepec, Oaxaca; Villahermosa, Tabasco y Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.	Invasión del mar en Puerto Ángel	
16 de junio de 1928	en los estados de Oaxaca, Guerrero, Puebla, Tlaxcala, México, Michoacán, Veracruz, Hidalgo y Tabasco.	El agua penetra 55m, destruyendo un almacén. Daños en las poblaciones de Chachahua (penetrando el agua 45m) y Huatulco (con leves afectaciones).	
3 de junio de 1932	cerca de las costas de Colima y Jalisco	El tsunami fue observado en Manzanillo, Cuyutlán, Barra de Navidad y San Blas en Nayarit. En Cuyutlán el mar arrasó varias casas, algunas embarcaciones fueron arrojadas a la playa. En la bahía de San Pedro el mar subió 3m. El tsunami destruyó una parte de la línea ferroviaria entre Cuyutlán y Manzanillo. Se inundó parcialmente el puerto de San Blas.	3m
18 de junio de 1932	cerca de las costas de Colima y Jalisco	El nivel del mar subió un metro, inundando parte de un poblado. Se modificó la costa rocosa.	1m
22 de junio de 1932	cerca de Colima	Destruyó el balneario de Cuyutlán, Colima; causó la muerte a más de 75 personas y más de 100 fueron heridas, algunas personas fueron sepultadas en la arena. La extensión de la inundación horizontal tierra adentro fue de un kilómetro, llegando el agua hasta las vías del ferrocarril. Los daños materiales se calcularon entre 2 y 6 millones de pesos (cambio 3.65 pesos/dólar). Los hoteles y residencias construidas a orillas de la playa fueron destruidos totalmente. Se retiró el mar de 300 a 400m.	10m
29 de junio de 1932	cerca de Cuyutlán		-
3 de diciembre de 1948	cerca de las islas Marias	4 personas murieron y algunas resultaron heridas	2-5m
14 de diciembre de 1950	cerca de Acapulco		0.3m
28 de julio de 1957	cerca de San Marcos, Guerrero	Tsunami registrado en Acapulco y Salina Cruz, Oaxaca.	
11 de mayo de 1962	cerca de Acapulco	Decendió el nivel del mar de 0.54 m y ascendió 0.81 m.	
19 de mayo de 1962	cerca de Acapulco	Decenso del mar de 0.27m y una elevación subsecuente de 0.34m.	
23 de agosto de 1965	cerca de Acapulco		0.4m
30 de enero de 1973	cerca de Colima	En Manzanillo se registró con mayor intensidad	1.13m
29 de noviembre de 1978	cerca de Oaxaca	El mar se retiró 10m en Puerto Escondido.	1.5m
14 de marzo de 1979	cerca de Petatlán, Guerrero	Ola inicial fue de 0.21 m. y la bajada máxima de 1.31 m.	0.42m
25 de octubre de 1981	cerca de Playa Azul y Lázaro Cárdenas, Michoacán		0.09m
19 de septiembre 1985	cerca de Michoacán	En Playa Azul se reporta erosión de la playa y deposición hasta 150m tierra adentro, además de inundación de inmuebles cercanos a la playa; En Lázaro Cardenas el mar retrocedió 60m inundando posteriormente 500m tierra adentro con alturas de ola de 2.5m, destruyendo vías férreas y el relleno de un puente; en Zihuatanejo el tsunami alcanzó una altura de 3m, inundando el puerto, hoteles y restaurantes; en Acapulco se registró una elevación del mar de 1.15m.	3m
20 de septiembre de 1985	en el Océano Pacífico	Detectado en Acapulco	1.2m
9 de octubre de 1995	cerca de Jalisco y Colima	Retrocedió el mar 300m y después entró, inundando desde bahía de Tenacatita en Jalisco hasta Manzanillo, Colima.	2-4.5m
21 de enero de 2003	frente a las costas de Cuyutlán	Maremoto pequeño en las costas de Colima	
2 de marzo de 2012	al Sur de Ometepe, Gro.	En Punta Maldonado el mar se retira y regresa sin daños considerables.	1.5m
7 de noviembre de 2012	al suroeste de Cd. Hidalgo, en el estado de Chiapas		0.45m
18 de abril de 2014	al sur de Petatlán, en el estado de Guerrero		0.3m
7 de julio de 2014	en las cercanías de Tapachula, en el estado de Chiapas		0.15m
7 de septiembre de 2017	al Suroeste de Pijijiapan, Chis.	Se registraron variaciones del nivel del mar en Puerto Chiapas, Chis., Salina Cruz, Oax., Acapulco, Gro. Y Ixtapa, Gro.	1.5m

Figura 1.13 Antecedentes de tsunamis en México.

1.3. Generación y tránsito de tsunamis

Un tsunami se define como una serie de grandes olas de gravedad de muy larga longitud de onda, generadas por una violenta e impulsiva perturbación en el mar (Martínez-Solares, 2005). El tiempo que transcurre entre crestas oscila entre minutos y hasta horas. Las olas del tsunami se propagan a gran velocidad y al llegar a las costas penetran gran distancia en tierra firme. Las causas que pueden desencadenar este fenómeno pueden ser: terremotos de epicentro marino con movimientos verticales de falla (Figura 1.14), deslizamiento o caída de material en el mar (tierra, nieve, lava, meteoritos), explosiones volcánicas o incluso alteraciones generadas por el hombre con pruebas nucleares o cargas explosivas submarinas, sin embargo, el origen más común es el sísmico.

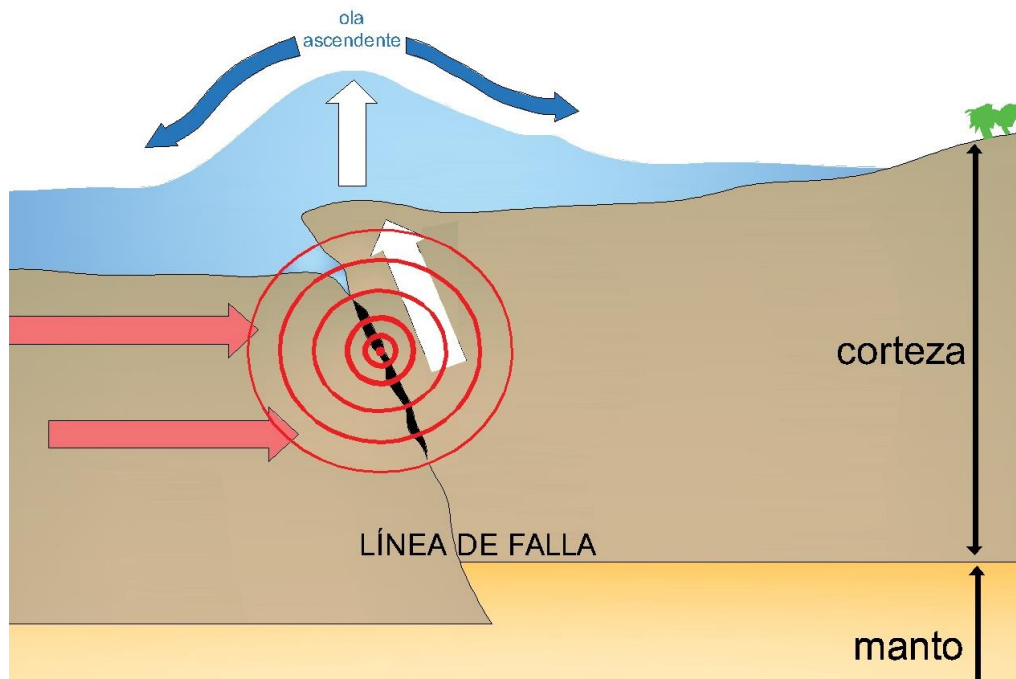


Figura 1.14 Tsunamis generados por terremotos con epicentros marinos.

La tierra está sometida a procesos tectónicos debidos al movimiento de las placas litosféricas, originando una acumulación de esfuerzos en su interior. Una vez que los esfuerzos sobrepasan la resistencia de la capa litósfera, esta se rompe súbitamente, liberando la energía acumulada propagada en forma de ondas elásticas. Se denomina capa sismogénica a la región donde se generan los terremotos, donde el material litosférico está rígido y frío y puede fracturarse bajo los esfuerzos tectónicos generando un terremoto.

Cuando el foco o hipocentro del terremoto es superficial en la corteza ($h < 60\text{km}$), su fractura corresponde a una falla geológica. Los tipos de falla pueden ser (Figura 1.15):

- a. De desgarre: El movimiento se produce en el plano horizontal, asociada a esfuerzos de cizalla.
- b. Vertical: Caracterizada por movimiento en el plano vertical.
- c. Fallas normales e inversas: El movimiento se produce en un plano con buzamiento inferior a 90° (siendo generalmente de 60 a 45° para fallas normales, e inferior a 30° para fallas inversas). Las fallas normales son asociadas a esfuerzos extensionales y las fallas inversas son típicas de regiones con esfuerzos compresivos.

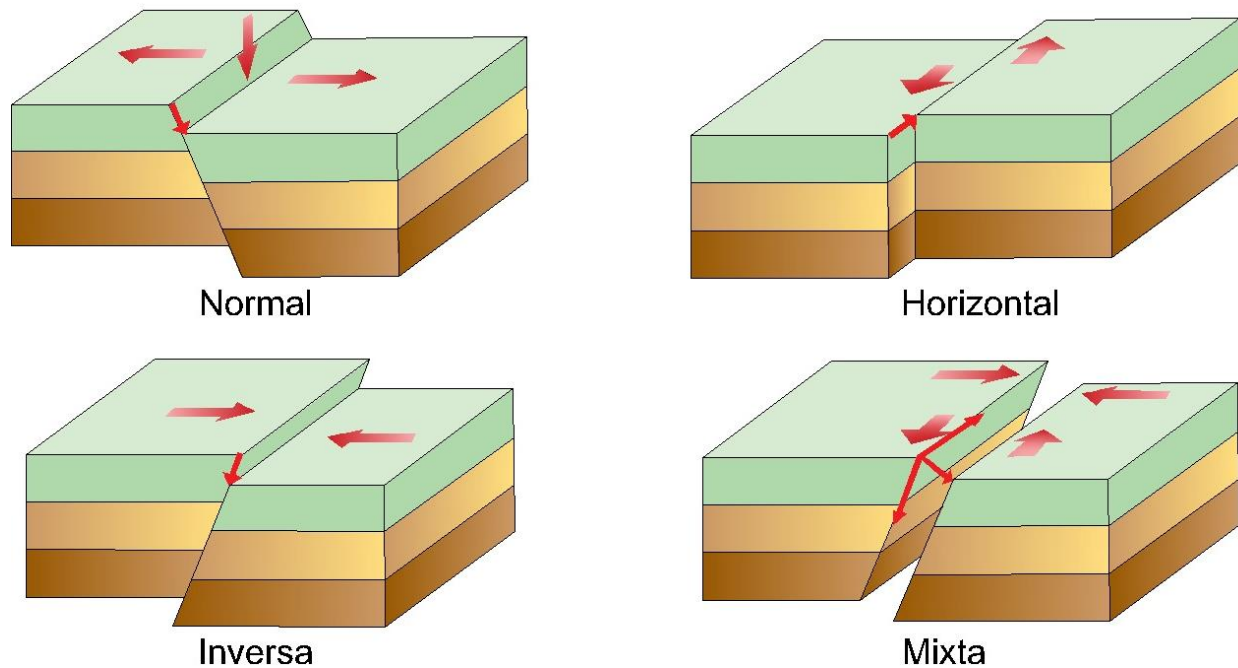


Figura 1.15 Ejemplos de fallas sísmicas

Cuando el hipocentro es más profundo, el terremoto ocurre en la zona de subducción (zona de contacto de placas donde la más densa se introduce debajo de la otra).

La magnitud de un terremoto es el parámetro que mide su intensidad. Dado que la energía de una onda es proporcional a su amplitud, este es el parámetro en el que se basan la mayoría de las escalas de magnitud:

- Escala mb: Utiliza la amplitud de las ondas internas

- Escala Ms: Utiliza la magnitud de las ondas superficiales.
- Escala M0: Utiliza momento sísmico angular, relacionado con el tamaño de ruptura y la rigidez del material.
- Escala Mw: Utiliza la magnitud.

Para la escala de magnitudes se debe disponer del registro instrumental del terremoto mediante un sismograma, a lo cual la alternativa es un parámetro de intensidad. La intensidad sísmica se define como la medida de un terremoto mediante sus efectos, siendo los daños ocasionados sobre la infraestructura y el suelo. Algunas escalas miden la intensidad en grados hasta un valor máximo de 12 (Mercalli, MSK, EMS-98). En la Tabla 1.1 se muestra la magnitud de terremotos en escala de Richter.

Tabla 1.1 Magnitud en escala Richter Efectos del terremoto.

Magnitud en escala Richter Efectos del terremoto	
Menor de 3.5	Generalmente no se siente, pero es registrado.
3.5-5.4	A menudo se siente, pero sólo causa daños menores cerca de donde se produce.
5.5-6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios mal construidos y otras estructuras en un radio de 10 km.
6.1-6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas donde vive mucha gente.
7.0-7.9	Terremoto mayor. Causa graves daños a las comunidades en un radio de 100 km.
8 o mayor	Gran terremoto. Destrucción total a comunidades cercanas y daños severos en un radio de más de 1000 km de distancia.

Terremotos que pueden producir un tsunami

Algunas condiciones necesarias para que se produzca un tsunami son:

- El tsunami debe tener epicentro marino o próximo a la costa, y su foco debe ser superficial.
- La magnitud debe ser suficiente para que la energía transmitida al agua forme olas. Siendo el momento sísmico escalar superior a 10^{20} Nm, equivalente a una magnitud $M_w=7.3$.
- Su mecanismo focal debe tener una fuerte componente vertical en el desplazamiento del plano de falla. Ya que este movimiento vertical es el que

desplaza la columna de agua que hay sobre el suelo oceánico, formando un tren de olas.

Propagación de tsunamis

El desplazamiento vertical originado por un terremoto en el fondo marino induce en la superficie del agua un movimiento ondulatorio de carácter estacionario.

La longitud de onda está directamente relacionada con la magnitud del terremoto. La velocidad de fase de las olas de un tsunami en el foco es del orden de unos 700 km/h, siendo la altura de ola sobre el epicentro de apenas centímetros. La velocidad de las olas se relaciona con la profundidad del suelo marino, disminuyendo su velocidad a medida que las ondas se acercan a la costa (Figura 1.16).

Al acercarse las olas del tsunami a la costa disminuyen su velocidad hasta unos 35km/h y aumentan así su altura, penetrando en tierra y arrasando todo a su paso (Figura 1.3). En la figura 3 se muestra la relación de longitudes de onda, velocidad y profundidad del fondo marino para ondas de periodo próximo a 1000 segundos. En topografías planas las olas de tsunami penetran mucho más que en relieve escarpado. En algunas zonas costeras las olas se amplifican a causa de bahías o puertos.

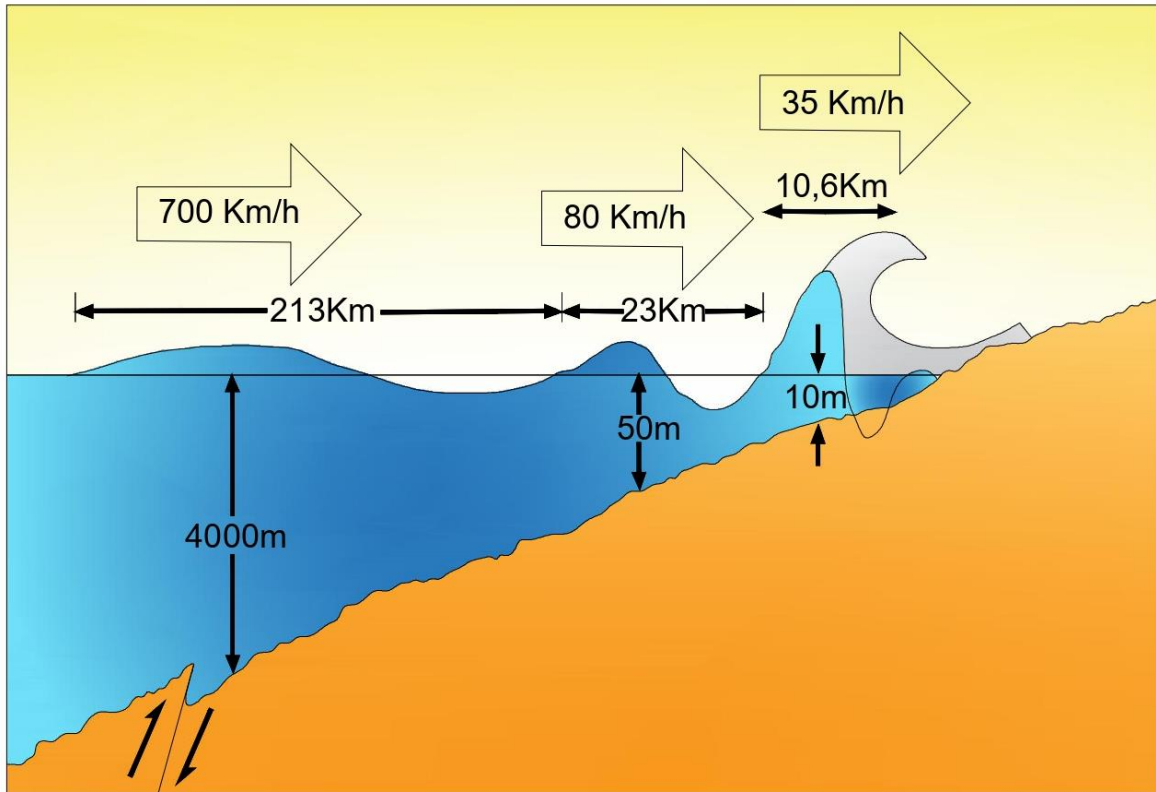


Figura 1.16 Propagación de olas de un tsunami. Relación de la profundidad del fondo marino, longitud de onda y velocidad del tsunami Propagación de olas de un tsunami (Martínez-Solares, 2005).

Tamaño de tsunamis

Existen distintos criterios basados en la altura de la ola del tsunami, monitoreada a través de mareógrafos o medidas directas sobre el terreno. Las alturas absolutas dependerían del nivel de la marea al momento del tsunami. Considerando medidas directas se definen los siguientes conceptos:

- **Altura de inundación:** altura que tiene la ola en tierra medida sobre el nivel del mar.
- **Distancia de inundación:** la distancia horizontal en tierra medida desde la costa
- **Run-up:** la altura de inundación del tsunami a la máxima distancia de inundación

Para estudiar el arribo de tsunamis a las costas se puede emplear la teoría de ondas largas. Las inundaciones son predecibles mediante modelización del comportamiento de las ondas. Conociendo la velocidad de propagación, la batimetría y se aplica la teoría geométrica de rayos de óptica, se puede analizar efectos de difracción, reflexión y refracción, para formar frentes de onda que pueden ser usados en sistemas de alertas de tsunamis.

En la gran mayoría de los casos, el movimiento inicial que provoca la generación de los tsunamis es una dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo del océano, ocasionada por un sismo. En el transcurso del siglo veinte, éste ha sido el origen de aproximadamente el 94% de los 450 tsunamis ocurridos en el Océano Pacífico (Martínez-Solares, 2005). Otros agentes causales menos frecuentes han sido: erupciones de volcanes sumergidos, impacto de meteoritos, deslizamientos submarinos y explosiones nucleares.

1.3.1. Generación de tsunamis

En la zona de generación de tsunamis, mientras se desplazan por aguas profundas mar afuera, las olas de los tsunamis son de gran longitud (cientos de kilómetros) y poca altura (centímetros). No obstante que se propagan a gran velocidad (cientos de kilómetros/hora), visualmente esto los hace indetectables desde embarcaciones y aviones. Sus periodos (lapso entre el paso de dos olas sucesivas) son de 15 a 60 minutos. No se les ha de confundir con las olas cortas de tormentas generadas por el viento, que comúnmente llegan a las costas, ni con las ondas mucho más extensas de las mareas, que una a dos veces arriban todos los días.

Para que un sismo genere un tsunami, es necesario que:

- a. El hipocentro (punto de origen del sismo en el interior de la Tierra, Figura 1.17). Lugar donde empieza la ruptura que se extiende formando un plano de falla del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo el lecho marino, a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial).
- b. Que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas; es decir, que la falla tenga movimiento vertical: que no sea solamente de desgarre, con movimiento lateral.
- c. Que en cierto lapso el sismo libere suficiente energía, y que ésta se transmita eficientemente.

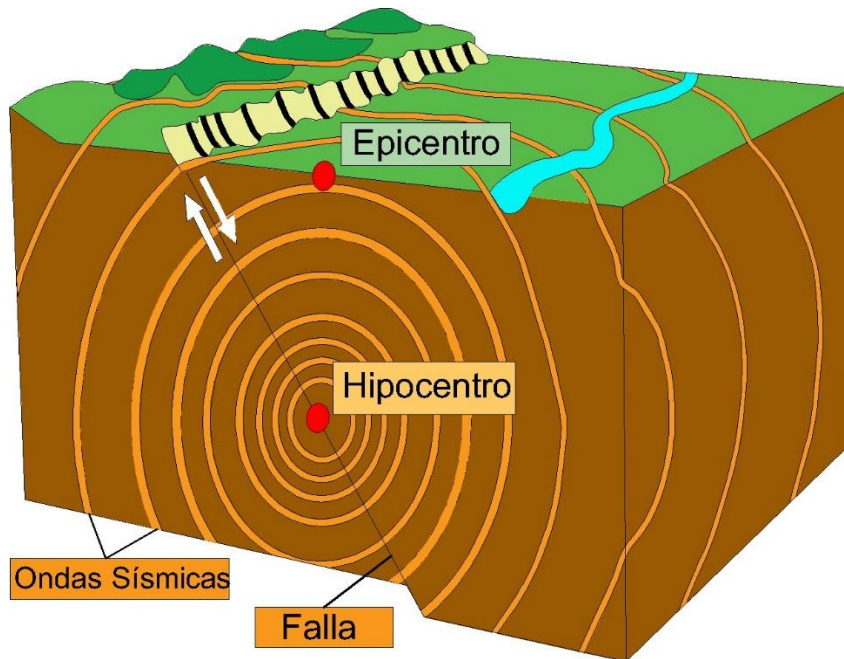


Figura 1.17 Epicentro, Hipocentro, Falla y onda sísmica de un sismo.

El estado actual del conocimiento científico acerca de la condición c es insuficiente: aún no existe algún modelo teórico ni método operacional totalmente satisfactorio que permita determinar si un sismo es tsunamigénico (generador de tsunami), ni de qué tamaño (magnitud, intensidad, o altura de olas) será el tsunami generado. Como indicador de certeza de generación de maremotos, tradicionalmente se había aceptado que la magnitud del sismo (M_s) fuera mayor que 7.5; sin embargo, para terremotos muy grandes o de gran duración (mayor que 20 segundos), este indicador no es confiable. En efecto, movimientos telúricos de M_s menor que 7.0 y de gran duración han provocado tsunamis anormalmente grandes respecto de lo esperable (se denominan sismotsunamis); un ejemplo es el ocurrido en la Fosa Mesoamericana frente a Nicaragua en septiembre de 1992, que fue destructivo. Actualmente hay consenso en que el valor del momento sísmico (M_0), que es proporcional al área de ruptura y a la dislocación vertical de la falla, determinado de los registros sismográficos de banda ancha, es el mejor parámetro para estimar la probabilidad de generación de tsunamis para M_0 mayor que 1022 newtonmetros.

Los tsunamis se clasifican en el lugar de arribo a la costa, según la distancia (o el tiempo de desplazamiento) desde su lugar de origen, en:

- a. 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; por tiempo de desplazamiento: a menos de una hora. Ejemplo: el generado por un sismo en la Fosa Mesoamericana frente a Michoacán el 19 de septiembre de 1985, que tardó solo 30 segundos para llegar a Lázaro Cárdenas, y 23 minutos a Acapulco.

- b. Tsunamis regionales: El litoral invadido está a no más de 1,000 km o a pocas horas de viaje de la zona de generación. Ejemplo: el provocado por un sismo en las costas de Colombia el 12 de diciembre de 1979, que tardó 4 horas para llegar a Acapulco.
- c. Tsunamis lejanos (remotos, transpacíficos o teletsunamis): El sitio de arribo está muy alejado, en el Océano Pacífico, a más de 1,000 km de distancia de la zona de generación, a aproximadamente medio día o más de viaje. Ejemplos: el ocurrido tras un sismo en Chile el 22 de mayo de 1960; tardó unas 13 horas en llegar a Ensenada (México), y el maremoto generado en Japón el 16 de mayo de 1968; demoró 14 horas en arribar a Manzanillo (México).

Al considerar la operación de un sistema de alerta de tsunamis, las diferencias que establece esta clasificación son muy importantes: en el primer caso (locales), después del sismo, para avisar a la población de la llegada del maremoto no hay tiempo o son pocos minutos; en el segundo (regionales) hay pocas horas, y en el tercero (lejanos) se dispone de aproximadamente medio día o un poco más. Al acercarse las olas de los tsunamis a la costa, a medida que disminuye la profundidad del fondo marino, también se desaceleran, y la longitud se acorta. En consecuencia, su energía se concentra, aumenta la altura, y al arribar al litoral las olas así resultantes pueden asumir características destructivas.

1.3.2. Tránsito de Tsunamis

La longitud de las olas de los maremotos (varios cientos de kilómetros) es mucho mayor que la profundidad de las aguas oceánicas por las que se desplazan. Esta propiedad (denominada de onda superficial) hace que, en primera aproximación, su velocidad de propagación dependa exclusivamente de la profundidad. Esto permite determinar la velocidad de propagación correspondiente a todos los puntos oceánicos de los que se tengan datos batimétricos (profundidad), y a su vez cuantificar el tiempo de desplazamiento del tsunami entre dos lugares (en particular el de origen y el de arribo a la costa), a lo largo de una trayectoria que una esos puntos. La más cercana a la realidad es el arco de círculo máximo común a ambos puntos.

Mediante la técnica anterior, un grupo de trabajo del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico calculó los tiempos de propagación a través de este océano, para los originados

en 24 lugares; elaboraron cartas de tiempo de propagación de tsunamis transpacíficos, para uso de ese sistema. En la Tabla 1.2 se muestra el resumen de la carta de tiempos de propagación de un maremoto originado en la Fosa Mesoamericana frente a Acapulco. Puesto que los tiempos de desplazamiento del origen al lugar de arribo y viceversa son los mismos, esta carta sirve también para predecir los tiempos de arribo a Acapulco de tsunamis provenientes de diversas regiones del Pacífico.

Tabla 1.2 Tiempos de propagación de tsunamis transpacíficos desde su origen hasta su arribo a Acapulco.

Fecha	Origen	Tiempo de Viaje (horas:minutos)
09 de marzo de 1957	I. Aleutianas	10:51
22 de mayo de 1960	Chile	9:49
13 de octubre de 1963	I. Kuriles	15:22
28 de marzo de 1964	Alaska	9:29
16 de mayo de 1968	Japón	16:31
29 de noviembre de 1975	Hawai	8:11
14 de enero de 1976	Kermadec	14:02

En un sistema de alerta, para poder avisar a tiempo a la población de la llegada de un tsunami cuya generación ya se haya confirmado, estas cartas constituyen un recurso muy útil. La forma de las áreas de ruptura de los sismos en fosas como la mesoamericana es aproximadamente elíptica elongada; esto propicia que la mayor parte de la energía del tsunami se propague perpendicularmente a su eje longitudinal: hacia la costa cercana y hacia su opuesta en el otro extremo del Océano Pacífico, y la minoría se desplace paralelamente a ese eje: a lo largo del litoral. La evolución de todos los maremotos generados en la Fosa Mesoamericana frente a México se ajusta a este modelo; frente a su origen, a lo largo de la línea de costa hacia el Norte y hacia el Sur desde el punto del litoral, las olas paulatinamente disminuyen su altura y sus efectos destructivos.

De los tsunamis lejanos, este fenómeno de direccionalidad permite también inferir (Figura 1.18) que, para las costas de México, las zonas de ruptura sísmica frente a las Islas Filipinas, las Islas Salomón, Tonga y Samoa representan el mayor riesgo potencial de generación de tsunamis transpacíficos de efectos destructivos. Sin embargo, hasta ahora, estas zonas de ruptura no han mostrado ser muy activas en generación de sismos de gran magnitud generadores de maremotos.



Figura 1.18 Perímetro costero de zonas de hundimiento de placas en el Océano Pacífico, generador de tsunamis.

1.4. Propagación de tsunamis en costas y efectos

Al acercarse las olas de los tsunamis a una costa de pendiente suave (por ejemplo, una playa), a medida que disminuye la profundidad del fondo marino también decrece su velocidad, las longitudes de onda se acortan, la energía se concentra y la altura se incrementa, con potencialidad destructiva. En la Figura 1.19 se muestra un incremento de altura de las olas por disminución de la profundidad (asomeramiento) se ilustra numéricamente, para una ola de tsunami con periodo de 18 minutos que, al propagarse desde 4,000 hasta 10 metros de profundidad, su altura aumenta de 1.15 a 5.14 metros.

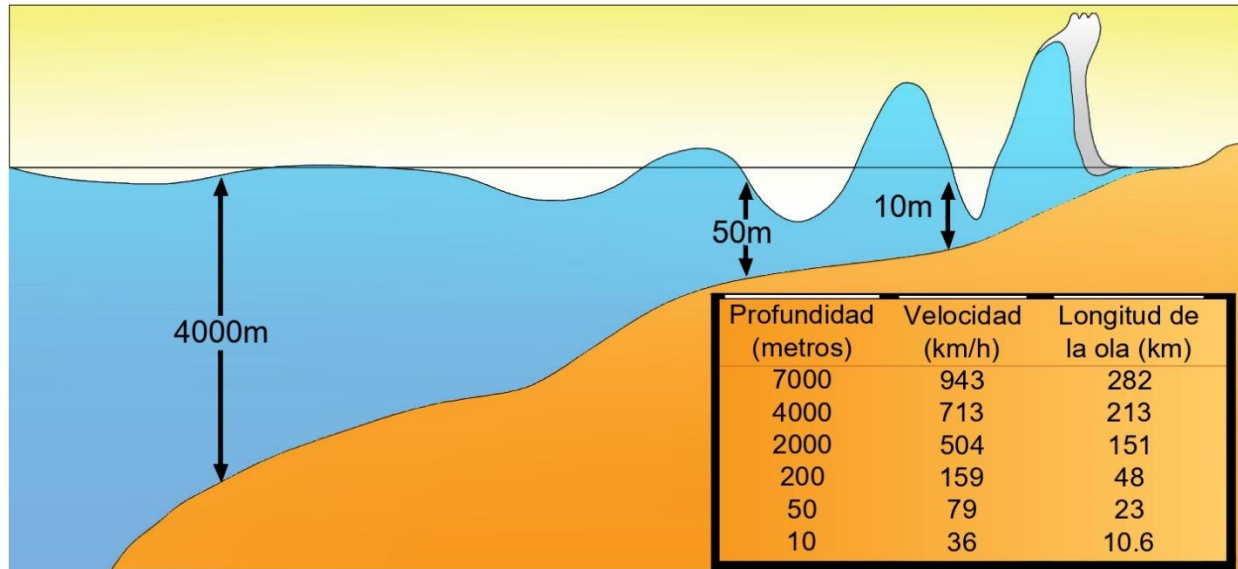


Figura 1.19 Asomeramiento de olas por disminución de profundidad.

1.4.1. Propagación en costas

La interacción de las olas de los tsunamis con la costa es mucho más compleja que este asomeramiento. En la costa la altura de los tsunamis depende de:

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

La multiplicidad de los factores anteriores hace que la evaluación del comportamiento local del arribo de un tsunami sea un problema complejo y que, aun en distancias cortas, la altura máxima de sus olas varíe considerablemente a lo largo de la costa.

No debemos confiarnos por la pequeñez de las olas de un tsunami al llegar a una playa; a muy pocos kilómetros, en otro lugar costero puede haber olas de gran altura. Actualmente el método más confiable y riguroso para evaluar y pronosticar con detalle las alturas máximas que alcanzarían las olas de un maremoto a lo largo de una franja

costera (por ejemplo, una bahía) es la simulación computacional de la generación, la propagación y su arribo. En México se está efectuando este trabajo para los puertos industriales, turísticos, y asentamientos humanos más importantes ubicados en la costa del Pacífico. Al llegar el tsunami a la costa, su incremento de altura por asomeramiento provoca retiro o resaca del agua ante el frente de la ola (como se muestra en la parte superior derecha de la figura 1.4); grandes extensiones del fondo marino quedan al descubierto (secas). Es un aviso de que pocos minutos después llegará una ola a gran velocidad. No se debe acercarse a la playa a mirar este retiro del mar ni a recoger peces y mariscos; cuando se vea llegar la ola sería demasiado tarde para huir. Antes del arribo del tsunami, en muy pocos casos no se ha producido este recogimiento del agua del mar.

Un tsunami no es una sola ola, sino una secuencia o tren de olas que cada 10 a 40 minutos se suceden una tras otra durante un lapso de medio día, un día o más. Comúnmente, la ola de mayor altura y potencial destructivo no es la primera ni la segunda, sino las siguientes: tercera, etc. Si como resultado de una alerta autorizada el lugar donde usted se encontraba lo han evacuado, no regrese a los lugares inundables hasta que una autoridad responsable le indique que la perturbación marina y la amenaza ya han terminado.

En bahías semicerradas (con forma semejante a una herradura) las olas del tsunami experimentan en el interior reflexiones múltiples sucesivas en las costas opuestas, amplificándose su oscilación y la altura con que invaden las costas. Este fenómeno se denomina amplificación resonante por formación de ondas estacionarias; se genera en olas de tsunami cuya longitud sea igual o múltiplo de las dimensiones horizontales (longitud y anchura) de la bahía. Es semejante al derrame que en un plato de sopa o en una taza de café sucede cuando el líquido se excita por oscilación.

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

amplifica las olas del maremoto, y limitan el escape de su energía hacia mar afuera a través de la boca.

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

1.4.2. Daños por tsunamis

A su arribo, los daños materiales pueden ser:

Primarios: causados directamente por la acción estática del agua (inundación, presión, flotación) en las estructuras, o por su acción dinámica (corrientes, fuerzas de arrastre), y rompimiento de las olas o rebasado de sus aguas en muelles y rompeolas.

- Secundarios: ocasionados por:
 - Impacto de objetos flotantes o arrastrados por las aguas (embarcaciones, vehículos, etc.) en estructuras fijas.
 - Incendios o explosiones, inducidos por el impacto de tales objetos flotantes en tanques de almacenamiento de combustible.
 - Líneas eléctricas caídas.
 - Derrumbe de edificaciones, por escurrimiento del material térreo de soporte de sus cimientos.
 - Contaminación por líquidos y/o gases tóxicos, al romperse los recipientes o envases.

También tienen impacto social, pues producen:

- a. Decesos y heridos.
- b. Destrucción de construcciones.
- c. Daños en vías de comunicación, hospitales y escuelas.
- d. Interrupción de servicios públicos (electricidad, telefonía, etc.) y en las actividades cotidianas de la población.
- e. Pérdida de viviendas, desplazamiento y reubicación de asentamientos humanos.

El tsunami más destructivo del que se tiene conocimiento histórico fue el originado por un sismo de magnitud 9.0 frente a las costas de Indonesia el 26 de diciembre de 2004. El tsunami se propagó inicialmente en el Océano Índico causando 300,000 víctimas y daños materiales por más de 6,000 millones de dólares en Indonesia, Sri Lanka, India, Tailandia hasta la costa africana de Somalia. Posteriormente se propagó a los Océanos Atlántico y Pacífico, constituyendo el primer tsunami de carácter global conocido. En México se detectó su arribo con alturas máximas de ola de 80 centímetros en Manzanillo, y 20 centímetros en Cabo San Lucas y Ensenada. Muchas víctimas se habrían evitado si hubiese estado en operación un sistema de alerta temprana de tsunamis en el Océano Índico, y si la población hubiera contado con educación e información sobre el fenómeno.

1.4.3. Sistemas de alarma de tsunamis

Los sistemas de monitoreo de tsunamis en tiempo real DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, Figura 1.20), desarrollados por PMEL, están ubicados en ubicaciones estratégicas en todo el océano y desempeñan un papel fundamental en el pronóstico de tsunamis (NOAA, 2023).



Figura 1.20 DART - Sistema de boyas ETD. Evaluación de tsunamis en aguas profundas (DART) Fácil de implementar (ETD)

La información recopilada por una red de sistemas de boyas DART ubicadas en posiciones estratégicas en todo el océano juega un papel fundamental en la previsión de tsunamis. La ubicación actual del sistema DART se muestra en la Figura 1.21.

Cuando ocurre un evento de tsunami, la primera información disponible sobre la fuente del tsunami se basa únicamente en la información sísmica disponible para el evento

sísmico. A medida que la ola del tsunami se propaga a través del océano y llega sucesivamente a los sistemas DART, estos sistemas envían mediciones de información sobre el nivel del mar a los Centros de alerta de tsunamis, donde la información se procesa para producir una estimación nueva y más refinada de la fuente del tsunami. El resultado es un pronóstico cada vez más preciso del tsunami que se puede utilizar para emitir alertas, alertas o evacuaciones.

Las redes de observación nunca serán densas porque el océano es vasto. Establecer y mantener estaciones de monitoreo es costoso y difícil, especialmente en aguas profundas. La precisión del modelo numérico está inherentemente limitada por los errores en la batimetría y la topografía y las incertidumbres en el mecanismo de generación.

Para pronosticar la inundación de las primeras olas de tsunami, las estimaciones de parámetros sísmicos y las mediciones de tsunami se utilizan para clasificar una base de datos de pronóstico de generación/propagación pre-calculada y seleccionar una combinación (lineal) apropiada de escenarios que se acerque más a los datos de observación. Esto produce estimaciones de las características de los tsunamis en aguas profundas que luego se pueden usar como condiciones iniciales para un algoritmo de inundación específico del sitio (no lineal)(NOAA, 2023).

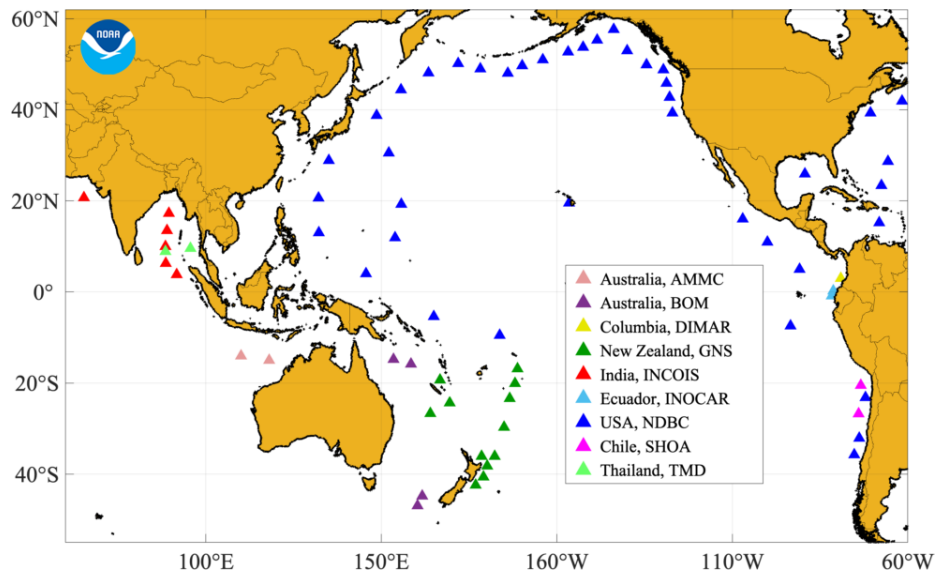


Figura 1.21 Estaciones de boyas pertenecientes al Centro de datos de boyas nacional (National Data Buoy Center/NOAA).

2. Marco teórico

2.1. Ecuaciones de Navier-Stokes

Las ecuaciones de Navier Stokes permiten estudiar el movimiento de fluidos. Se componen de dos ecuaciones, la primera (llamada ecuación escalar) se obtiene del principio de conservación de masa, mientras que la segunda (ecuación vectorial) se denomina ecuación de la dinámica. En su planteamiento se asume un medio continuo dotado de masa, que se mueve bajo fuerzas de diferente naturaleza.

Un fluido puede identificar sus partículas mediante sus coordenadas $X = (X_1, X_2, X_3)$ en una descripción de movimiento Lagrangiana. Se le llama configuración del fluido a la posición que ocupa una partícula fluida en un instante de tiempo.

Conocida la posición de una partícula x a lo largo del tiempo (t), como $X=f(x,t)$, se pueden determinar las propiedades cinemáticas del movimiento. El vector velocidad queda definido como la derivada material de X :

$$\vec{v} = \frac{DX}{Dt} \quad (2.1)$$

Considerando que $\frac{D}{Dt}$, es la derivada material, es decir, la derivada parcial de $X=f(x,t)$ respecto de t , de una partícula x , considerando la trayectoria que define las sucesivas posiciones de la misma partícula (Osuna, 1969).

2.1.1. Descripciones cinemáticas

Considerando una propiedad del fluido (como presión, densidad, velocidad, etc.), identificada como A , su evolución en la descripción lagrangiana para una partícula x a lo largo del tiempo es:

$$A = A_{Lagrange}(x, t) \quad (2.2)$$

En forma euleriana se puede establecer el valor de la propiedad A en cada posición X a lo largo del tiempo t , independientemente de la partícula que ocupe esa posición:

$$A = A_{Euler}(X, t) \quad (2.3)$$

2.1.2. Derivada material, local y convectiva

Tanto para la descripción Lagrangiana, como Euleriana, se puede analizar el ritmo de evolución temporal de la propiedad A :

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\partial A_L}{\partial t} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A_g}{\partial t} \quad (2.5)$$

La ecuación 2.4 indica el ritmo de evolución de A de una partícula determinada, mediante la derivada material (D). La ecuación 2.5 compara valores sucesivos de A en la misma posición (derivada local). $\frac{DA}{Dt}$ cuantifica la variación de la propiedad A por acciones físicas sobre el elemento x . Mientras que $\frac{\partial A}{\partial t}$ indica la variación de A para varias partículas.

Mediante la siguiente expresión se puede relacionar la derivada material y la derivada local:

$$A = A_{Euler}(f(x, t), t) = A_{Lagrange}(x, t) \quad (2.6)$$

Si se deriva $A_{Lagrange}$ respecto de t con x fijo se obtiene la derivada material y al derivar A_{Euler} mediante la regla de la cadena se obtiene:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x_2} \frac{\partial x_2}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x_3} \frac{\partial x_3}{\partial t} \quad (2.7)$$

Considerando $\frac{\partial x_i}{\partial t} = v_i$ se obtiene:

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + v_1 \frac{\partial A}{\partial x_1} + v_2 \frac{\partial A}{\partial x_2} + v_3 \frac{\partial A}{\partial x_3} = \frac{\partial A}{\partial t} + v \cdot \text{grad } A = \frac{\partial A}{\partial t} + v \cdot \nabla A \quad (2.8)$$

La derivada material es la suma de la derivada local y la derivada convectiva $v \cdot \nabla A$, lo cual solo tiene sentido en una descripción Euleriana.

2.1.3. Ecuación de continuidad

Si se conoce la descripción euleriana que del movimiento del fluido se asumen conocidas la densidad $\rho(X, t)$ y velocidad $v(X, t)$. En un volumen continuo fijo V y cerrado por una superficie S , se define la cantidad de masa que sale del volumen V por la superficie S en un incremento de tiempo Δt como:

$$M_S = \int_S (\rho v) \cdot \mathbf{n} dS \cdot \Delta t \quad (2.9)$$

Siendo \mathbf{n} el vector unitario normal que es tangente a la superficie en cada punto, con sentido al exterior.

Considerando la masa acumulada en el volumen V en Δt se tiene:

$$M_A = \int_V \frac{\partial \rho}{\partial t} \Delta t dV \quad (2.10)$$

El principio de conservación de masa indica que la cantidad de masa que sale del volumen M_S y la que se acumula M_A deben ser iguales y de signo contrario:

$$\int_S \rho v \cdot \mathbf{n} dS + \int_V \frac{\partial \rho}{\partial t} dV = 0 \quad (2.11)$$

Aplicando el teorema de divergencia al término de la masa que sale del volumen:

$$\int_V \left(\text{div}(\rho v) + \frac{\partial \rho}{\partial t} \right) dV = 0 \quad (2.12)$$

La integral se anula independientemente del volumen V , solo si es nula la cantidad subintegral:

$$\text{div}(\rho v) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (2.13)$$

Lo que también se puede expresar mediante nabra:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot v = 0 \quad (2.14)$$

Mediante la ecuación de estado se puede escribir ρ en términos de otra propiedad como temperatura o presión.

En problemas hidráulicos en que la fluctuación relativa de la densidad sea pequeña comparada con la velocidad, se puede considerar ρ constante, reduciendo la ecuación a:

$$\text{div}(v) = \nabla \cdot v = 0 \quad (2.15)$$

Ecuación dinámica

La ecuación dinámica considera la aplicación de la ecuación de la segunda ley de Newton ($F = ma$) sobre una partícula. Las fuerzas actuantes sobre la partícula pueden ser de dos tipos:

- a. Fuerzas de superficie o de contacto: ejercidas por partículas contiguas sobre la superficie de la partícula de referencia.
- b. Fuerza de masa o de campo: ejercidas por la acción de fuerzas externas o distantes. Por ejemplo, el campo gravitacional, partículas cercanas, contornos o de superficie libre.

Las fuerzas de superficie y de masa se expresan en magnitudes intensivas, considerando que varían de forma continua y derivable en el espacio y en el tiempo.

Siendo τ^1 la intensidad de la fuerza de contacto, es decir la tensión tangencial aplicada desde el exterior sobre las caras de una partícula de forma de ortoedro de lados dx_2 y dx_3 , igualmente τ^2 sobre la cara de los lados dx_1 y dx_3 y τ^3 la de los lados dx_1 y dx_2 y siendo F la intensidad de la fuerza de masa, el equilibrio de todas las fuerzas, incluyendo las fuerzas de inercia es:

$$\begin{aligned} & \left(\tau^1 + \frac{\partial \tau^1}{\partial x_1} dx_1 \right) dx_2 dx_3 - \tau^1 dx_2 dx_3 + \left(\tau^2 \frac{\partial \tau^2}{\partial x_2} dx_2 \right) dx_1 dx_3 - \tau^2 dx_1 dx_3 \\ & + \left(\tau^3 \frac{\partial \tau^3}{\partial x_3} dx_3 \right) dx_1 dx_2 - \tau^3 dx_1 dx_2 + \rho F dx_1 dx_2 dx_3 \\ & = \rho \frac{Dv}{Dt} dx_1 dx_2 dx_3 \end{aligned} \quad (2.16)$$

La cual se puede reducir a:

$$\rho \frac{Dv}{Dt} = \frac{\partial \tau^1}{\partial x_1} + \frac{\partial \tau^2}{\partial x_2} + \frac{\partial \tau^3}{\partial x_3} + \rho F \quad (2.17)$$

Considerando τ^1 , τ^2 y τ^3 como la primera, segunda y tercera columna del tensor Γ de segundo orden, el producto de Γ por la normal unitaria hacia el exterior a cualquier cara del ortoedro proporcionará la tensión sobre esa cara. Por lo que se denomina a Γ tensor de tensiones, cumpliendo propiedades de simetría que implican que las fuerzas que produce la tensión en cada cara tienen una resultante en el centro de ella y que tanto fuerzas de masa como de inercia tienen su resultante que pasa por el centro del ortoedro. Por lo que, considerando momentos respecto de un eje que pasa por el centro del ortoedro, en dirección de x_1 , el momento generado por las fuerzas de masa, inercia y las fuerzas de las caras normales al eje es nulo. Lo que lleva al siguiente equilibrio de momentos

$$dx_2(\tau_3^2 dx_1 dx_3) - dx_3(\tau_2^3 dx_1 dx_3) = 0 \quad (2.18)$$

Es decir que $\tau_3^2 = \tau_2^3$ y por lo tanto $\tau_3^1 = \tau_1^3$ y $\tau_2^1 = \tau_1^2$, conformando la simetría de Γ (Ozuna, 1969; Mateos. 2008).

Las tensiones se calculan mediante la ecuación constitutiva que proporciona el valor del tensor de acuerdo con las propiedades del movimiento. Para el caso de los fluidos perfectos Γ es un vector isótropo.

$$\tau_j^i = -p \delta_j^i \quad (2.19)$$

Donde p es la presión y δ_j^i la delta de Kronecker. Dado que no hay efecto de deformación, las fuerzas de contacto sobre la partícula que actúan son solo las debidas al gradiente de presión.

Los líquidos Newtonianos son fluidos que se considera ejercen resistencia a la deformación. Por lo que al tensor isótropo de los fluidos perfectos se le añade uno que depende linealmente del ritmo de evolución de deformación por la viscosidad dinámica μ , considerado un escalar que decrece con la temperatura.

$$\tau_j^i = -p \delta_j^i + 2 \mu e_j^i \quad (2.20)$$

La viscosidad dinámica está en función del coeficiente de viscosidad cinemática ν , denominada viscosidad molecular $\mu = \nu \rho$. Por último, los términos e_j^i son componentes del tensor deformación E , calculados cómo:

$$e_j^i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.21)$$

El cual también es simétrico.

La viscosidad solo está presente en fluidos en movimiento, ya que en reposo no hay tensiones tangenciales por lo que el tensor deformación es nulo.

En régimen laminar el agua tiende a comportarse como fluido newtoniano, lo que permite expresar la ecuación en términos del operador laplaciano, conocida como ecuación de Navier-Stokes:

$$\rho \frac{D v_j}{D t} = - \frac{\partial p}{\partial x_j} + \mu \Delta v_j + \rho F_j \quad (2.22)$$

Siendo el operador laplaciano:

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_3^2} \quad (2.23)$$

La ecuación de Navier Stokes también se puede expresar de forma vectorial en términos del operador Nabla considerando $\Delta = \nabla^2 = \nabla \cdot (\nabla)$ como:

$$\rho \frac{D v}{D t} = - \nabla p + \mu \nabla^2 v + \rho F \quad (2.24)$$

Mediante la ecuación de continuidad y la de conservación de momentum, se puede resolver problemas incorporando condición inicial y de contorno. Sin embargo, en régimen turbulento se debe añadir un término al tensor de tensiones.

2.2. Modelo DualSPHysics

Las simulaciones numéricas se realizaron usando el modelo DualSPHysics (Crespo et al., 2015), un código abierto que implementa el modelo SPH (modelo lagrangiano sin malla) en unidades de procesamiento gráfico (GPU). DualSPHysics es un código que resuelve las ecuaciones de Navier Stokes.

El método SPH calcula los valores de cualquier propiedad del fluido y sus derivadas mediante la interpolación de los valores de las partículas vecinas de su entorno, a partir de una ecuación integral basada en una función de interpolación llamada Kernel (W).

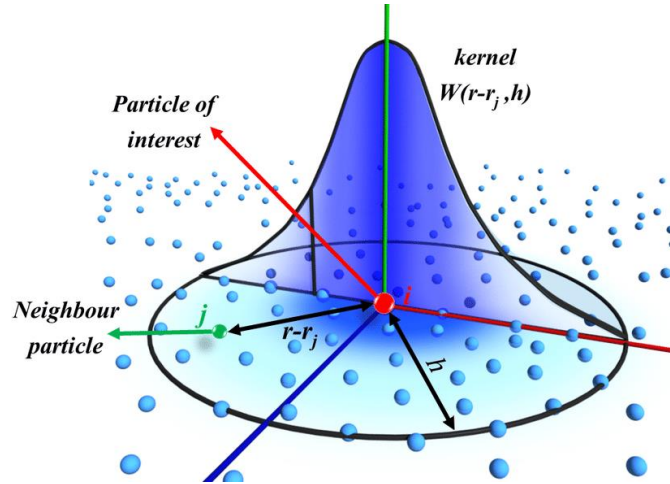


Figura 2.1 Función Kernel SPH

La función de interpolación se designa por una función F definida en mediante la aproximación integral (Crespo et al., 2015):

$$F(r) = \int F(\acute{r})W(r - \acute{r}, h)d\acute{r} \quad (2.25)$$

Donde \acute{r} es la posición de la partícula a ser interpolada, \acute{r} refiere a la posición de las partículas usadas para la interpolación, h es la longitud de suavizado (rango de distancia usado en la interpolación) y $W(r - \acute{r}, h)$ es la función de ponderación conocida como Kernel.

Aplicando una aproximación lagrangiana a la integral de la Eq. 2.11, a partir de una discretización de la interpolación en un punto dado, se obtiene:

$$F(r_a) = \sum_b m_b \frac{F(r_b)}{\rho_b} W(r_a - r_b, h) \quad (2.26)$$

Donde el subíndice b refiere a una partícula dentro del dominio de integración (rango de distancia h) de la función Kernel en el entorno de una partícula de referencia a , m_b y ρ_b son la masa y la densidad de la partícula b , r_a es la posición de la partícula a y $W(r_a - r_b, h)$ es la función de promedio de la partícula b con respecto de la partícula a . El

subíndice b va de 1 a N_p , siendo este último el número total de partículas vecinas dentro del dominio de integración.

El Kernel representa una función que relaciona la distancia entre las partículas a y b con la longitud de suavizado h, denotado por $q=r/h$. La función Kernel usada en este trabajo es Quintic (Wendland, 1995):

$$W(r, h) = \alpha_D \left(1 - \frac{q}{2}\right)^4 (2q + 1) \quad (2.27)$$

Donde $0 \leq q \leq 2$ y en tres dimensiones $\alpha_D = \frac{21}{16}\pi h^3$.

El método SPH se basa en una formulación ligeramente compresible, donde por cada partícula fluida la masa permanece constante y solo la densidad fluctúa. Rescribiendo la Eq. 2.9 en una notación discreta que permita acoplar el Kernel (Crespo et al., 2015), se obtiene:

$$\frac{d\rho_a}{dt} = \sum_b m_b v_{ab} \cdot \nabla_a W_{ab} \quad (2.28)$$

Esquema de Viscosidad

En este trabajo se utilizó el esquema de viscosidad artificial, dado que ha sido usado en SPH para estudiar la propagación de olas y las fuerzas que generan sobre estructuras costeras. Es esquema de viscosidad artificial fue desarrollado por Monaghan (Monaghan, 1992) y se expresa en notación SPH como:

$$\frac{dv_a}{dt} = - \sum_b m_b \left(\frac{P_b + P_a}{\rho_b \cdot \rho_a} + \Pi_{ab} \right) \nabla_a W_{ab} + g \quad (2.29)$$

Donde P_k y ρ_k son la presión y densidad de la partícula k y el término viscoso Π_{ab} se define por:

$$\Pi_{ab} = \begin{cases} \frac{-\alpha \overline{C_{ab}} \mu_{ab}}{\overline{\rho_{ab}}} & v_{ab} \cdot r_{ab} < 0 \\ 0 & v_{ab} \cdot r_{ab} > 0 \end{cases} \quad (2.30)$$

Donde $r_{ab} = r_a - r_b$, $v_{ab} = v_a - v_b$, con r_i y v_i igual a la posición y velocidad de la partícula i . $\mu_{ab} = h v_{ab} \cdot r_{ab} / (r_{ab}^2 + \eta^2)$, $\overline{C_{ab}} = 0.5(C_a + C_b)$ es la velocidad del sonido promedio, $\eta^2 = 0.01 h^2$ y α es el coeficiente de disipación.

Cálculo de Fuerzas

DualSPHysics caracteriza a las estructuras mediante un arreglo de partículas de posición fija. La aceleración teórica de las partículas fijas puede ser calculada mediante la interpolación de las partículas fluidas de su entorno. Si se calcula la suma de los valores de aceleración de las partículas fijas y se multiplica por la masa, se obtiene la fuerza ejercida sobre las partículas fijas (Crespo et al., 2015):

$$F = m \sum \frac{dv_a}{dt} \quad (2.31)$$

2.3. Fallas estructurales por tsunami

2.3.1. Normativa NTM 007 (Chile) de Diseño estructural para edificaciones en zonas inundables por tsunami

La normativa NTM 007 establece los requisitos mínimos de diseño estructural, para estructuras que se localizan total o parcialmente bajo una posible cota de inundación por tsunami.

Las estructuras desplantadas sobre el terreno natural deberán considerar los efectos de saturación y/o socavación del suelo y estabilidad de taludes.

Se deben de considerar edificaciones elevadas cuando una edificación para estructuras que se diseñen sobre niveles bajos, apoyándolas sobre pilares o muros de carga. Otra alternativa a las estructuras habitables elevadas son las estructuras sobre relleno, siempre

que no se alteren los sentidos de escurrimiento y que no se afecte a construcciones aledañas ni a obras civiles.

Requisitos estructurales

Las estructuras en riesgo de inundación por tsunami deben de soportar las cargas destinadas por normas de diseño estructural y además cargas producidas por las fuerzas hidrodinámicas por tsunami, considerando los siguientes criterios:

- Estabilidad: considerar un factor de seguridad 1.2 por falla por vuelco o deslizamiento.
- Flotación: Debe considerarse un factor de 1.33 a causa de flotación.
- Se deben considerar las siguientes cargas: hidrostáticas, hidrodinámicas, de impacto y cargas de suelo.
- Presiones admisibles del suelo: En condición de tsunami se debe considerar la reducción de la capacidad de soporte de los suelos sumergidos por efecto boyante del agua.

Fuerzas de diseño

Para el diseño de estructuras elevadas se debe considerar resistir a las siguientes fuerzas producto de flujo por inundación:

Fuerza boyante: fuerza de empuje o levantamiento a causa de la inmersión total o parcial de una estructura en un flujo, actuante de forma vertical en el centro de gravedad del volumen desplazado:

$$F_B = \gamma V \quad (2.32)$$

donde:

F_B = Fuerza boyante vertical

γ = Peso específico del agua, 10.055 N/m^2 para agua salada

V = Volumen de agua desplazado, m^3

Fuerza de arrastre: causada por la velocidad e inmersión de una estructura en un flujo.

$$F_D = \frac{1}{2} \frac{\gamma}{g} C_D A u^2 \quad (2.33)$$

donde:

F_D = Fuerza de arrastre que actúa en dirección del flujo (N)

g = Aceleración de la gravedad 9.81 m/s^2

C_D = Coeficiente de arrastre (adimensional). 1.2 para pilares circulares, 2.5 para pilares cuadrados, 1.5 para muros.

A = Superficie normal a la dirección del flujo, m^2

u = velocidad de flujo, m/s . Se puede considerar como $u = (gh)^{0.5}$

h = profundidad de inundación

Fuerza de frente de ola: causada por el choque del frente de agua contra una estructura en forma de ola rompiente, resalto hidráulico.

$$F_S = 4.5 \gamma h^2 \quad (2.34)$$

donde

F_S = Fuerza por unidad de ancho de pared (N)

h = Altura del frente de ola en metros. Puede considerarse la altura de un mapa de inundación.

Fuerza de impacto: a causa de escombros y elementos suspendidos por el agua que chocan con estructuras, coches, arboles, madera, embarcaciones, etc. Actúa horizontalmente a nivel de la cota de inundación o por debajo, siendo

igual a la fuerza del impacto producido por 500 kg de peso de escombros que viajan a velocidad del flujo.

$$F_I = \frac{w}{g} \frac{dU_b}{dt} \quad (2.35)$$

Fuerza hidrostática: causada por un gradiente de presión a causa de una profundidad de agua diferencial en lados opuestos de una estructura.

$$F_H = \frac{1}{2} \gamma \left(h + \frac{u_p^2}{2g} \right)^2 \quad (2.36)$$

2.3.2. Fallas geotécnicas

Las fallas que puede ocasionar un tsunami, además de ser estructurales, considerando que la función de la estructura compuesta no resiste la fuerza de la hidrodinámica del tsunami, fallando parcialmente en alguna de las partes de la estructura (muros, vigas, cadenas, columnas, dalas, cimientos, losas, etc.) o de forma total, pueden ser de tipo geotécnicas. Considerando que la estructura compuesta es capaz de resistir la fuerza hidrodinámica del tsunami, pero que presenta algún tipo de fallo geotécnico en la estructura. A continuación, se mencionan los tipos de falla geotécnica más comunes:

Volteo

La falla por volteo implica la inclinación de una estructura con una relación grande de la geometría de altura contra ancho (Figura 2.2), a causa de fuerzas con resultantes horizontales que desplazan el centro de gravedad de la estructura fuera de el área de la base.

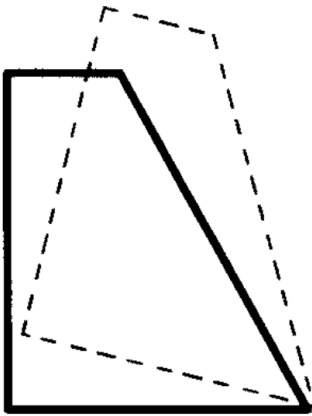


Figura 2.2 Falla por volteo

Deslizamiento

Este tipo de falla implica que la estructura se mueve lateralmente a causa de una fuerza con resultante horizontal (Figura 2.3), se puede producir sobre una estructura con un sistema de cimentación superficial, por ejemplo, sistemas de losa de cimentación.

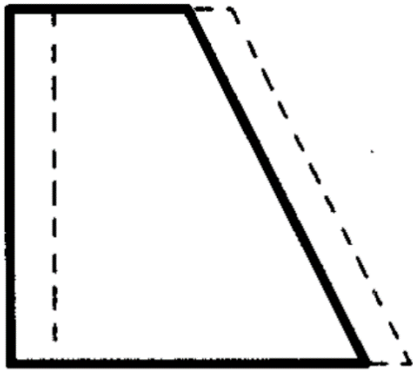


Figura 2.3 Falla por deslizamiento

Hundimiento del terreno

Las fallas de subsidencia son causadas por el fracturamiento del suelo a causa de la pérdida de resistencia diferencial del suelo (Figura 2.4), lo que implica que la estructura se puede hundir total o parcialmente.

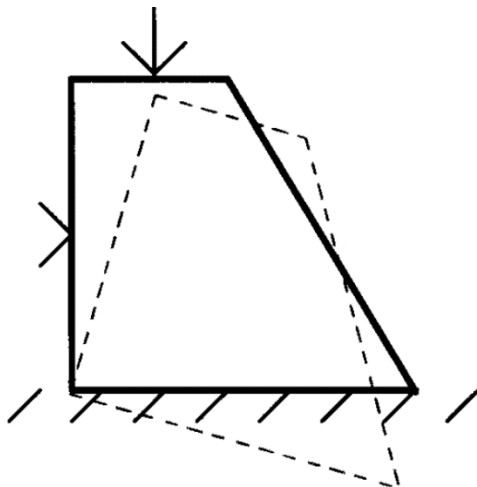


Figura 2.4 Falla por hundimiento del terreno

3. Validación del modelo SPH

3.1 Modelo de aproximación de ola a una estructura

Las simulaciones numéricas de este trabajo se validaron mediante modelos experimentales. El primer modelo experimental se realizó en un canal a escala geométrica 1:20 de la Universidad de Kyoto, estos datos se reportan en el artículo Physical modelling of tsunami onshore propagation, peak pressures, and shielding effects in an urban building array (Tomiczek et al., 2016).

Los experimentos llevados a cabo por Tomiczek et al. analizan la variación de las características de una ola y las presiones hidrodinámicas sobre distintas configuraciones urbanísticas en la costa, con base en una combinación de condiciones de entrada que generan una altura de ola equivalente a 8 metros en escala real, correspondientes a 40 cm en la escala geométrica del modelo, similar a la máxima altura de la ola del tsunami de 2011 en el oriente de Japón.

3.1.1. Geometría del modelo

La geometría del modelo corresponde a un canal de 45 metros de largo por 4 metros de base y 2 metros de altura. A 14.05 m de los dispositivos de generación de ola se encuentra una pendiente representativa de 1:10, reportada por (Reis & Gama, 2010), la cual llega a una altura de 0.795m respecto al nivel del fondo del canal (Fig. 3.1).

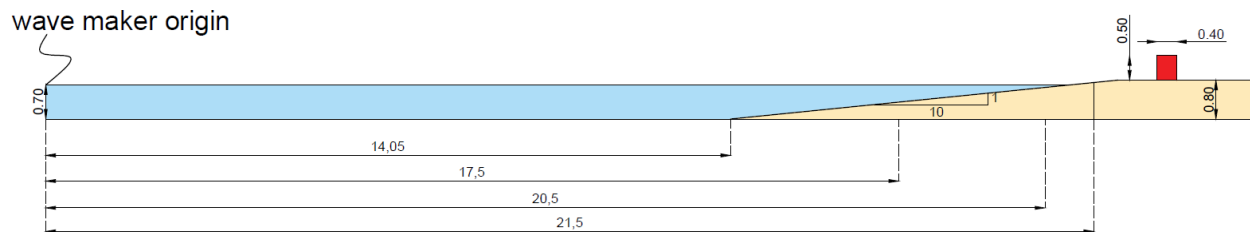


Figura 3.1 Canal experimental de escala geométrica 1:20, Universidad de Kyoto (Tomiczek et al., 2016).

El canal cuenta con dispositivos que monitorean la altura del nivel del agua en las coordenadas $x=9.15$, 14.50 , 17.50 , 20.50 y 21.5 metros del mecanismo generador de oleaje.

Tomiczek et al., analizaron distintas distribuciones de elementos colocados en la zona de playa (representando edificaciones), las cuales permiten analizar la influencia de la cercanía de las edificaciones a la playa (casos a, b y c) y la densidad de edificaciones (casos d y e) en la variación de fuerzas hidrodinámicas (Figura 3.2).

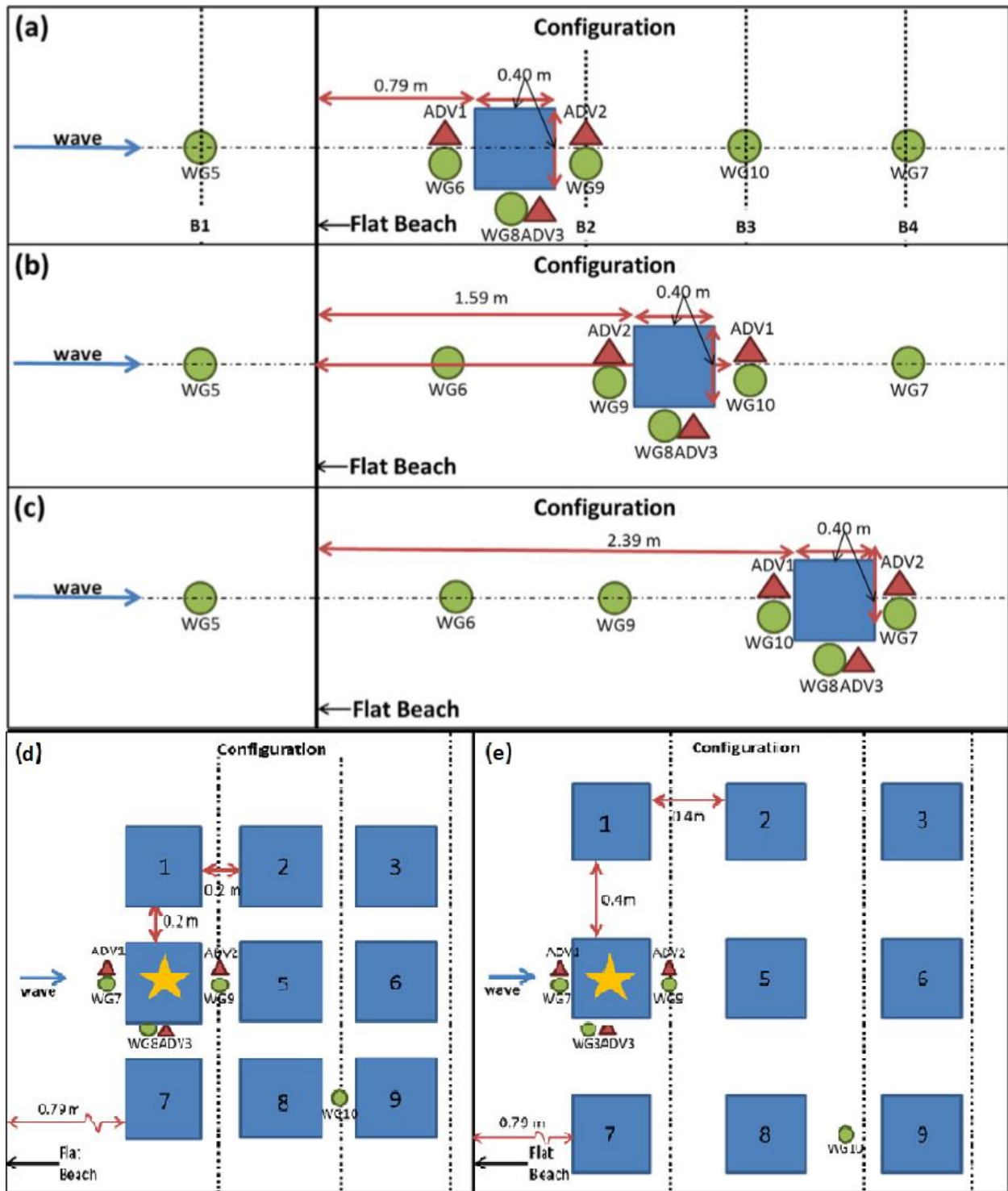


Figura 3.2 Distribuciones geométricas de estructuras consideradas en la estimación experimental de presiones (Tomiczek et al., 2016).

3.1.2. Condiciones de entrada

En la coordenada $x=0$ se encuentran los dos mecanismos generadores de oleaje, el primero se compone de una bomba que induce un caudal constante al canal, mientras que el segundo es un mecanismo que mueve un pistón en función de una onda solitaria de altura deseada. Se realizaron 7 diferentes combinaciones de los mecanismos 1 y 2 para generar la misma altura de ola promedio de 0.40m equivalente a 8 metros en escala real (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 Condiciones de entrada de los casos experimentales, equivalentes a 7 combinaciones de condiciones de entrada (Tomiczek et al., 2016).

Trial	Mechanical input (m)	Pump input (m ³ /s)	Nwave (cm) At $x=14.5m$
1	0	0.8	43.19
2	0.1	0.6	43.08
3	0.15	0.4	40.74
4	0.20	0.3	40.76
5	0.25	0.2	39.63
6	0.35	0.1	41.94
7	0.4	0.1	47.71

3.1.3. Simulaciones numéricas

Se simularon tres de las 7 combinaciones de ola impuestas. Las condiciones de entrada se impusieron de dos formas. La primera mediante un caudal constante proveniente de una bomba. La segunda forma mediante el movimiento de un pistón de acuerdo con una función de oleaje, siendo n_{wave} la altura de ola producida por el pistón y n_{flow} la altura de ola producida por el caudal constante. Los tres casos de combinaciones de condiciones de ola simulados corresponden a los Trial 1, 4 y 7 de la tabla 3.1.

La ola solitaria generada por el mecanismo 2 se obtiene moviendo un pistón de acuerdo con la metodología desarrollada por Goring (1979). Esta teoría asume que la componente horizontal de velocidad es igual a la velocidad del pistón:

$$\frac{dy}{dx} = \bar{u}(\varepsilon, t) \quad (3.1)$$

Donde ε es la posición del pistón, t es el tiempo y \bar{u} es la velocidad horizontal del agua adyacente al pistón, la cual se asume constante en la profundidad e igual a la velocidad media en la profundidad para olas largas (Svendsen, 1974):

$$\bar{u} = \frac{c\eta(\varepsilon, t)}{h + \eta(\varepsilon, t)} \quad (3.2)$$

Donde η es la elevación de la superficie libre sobre el nivel del agua, h es la profundidad del agua en el pistón y c es la celeridad de la ola.

Goring (1871) aplica la solución de primer orden de Boussinesq para un perfil de ola solitaria:

$$\eta(\varepsilon, t) = H \operatorname{sech}^2(k(ct - \varepsilon)) \quad (3.3)$$

Donde H es la altura de ola, $k = \sqrt{3H/4h^3}$ es el coeficiente de decaimiento de contorno o número de ola solitaria y $c = \sqrt{g(h + H)}$. Mediante la Eq. 3.1 y la Eq. 3.3 se obtiene una ecuación de la trayectoria del pistón en función del tiempo:

$$\varepsilon(t) = \frac{H}{kh} \tanh(k(ct - \varepsilon)) \quad (3.4)$$

Los parámetros y características de las simulaciones se muestran en la Tabla 3.2. La función Kernel empleada es la función Quintic, el algoritmo de paso de tiempo usado es el Verlet, el esquema de viscosidad es el de viscosidad artificial ($\alpha = 0.01$). El tamaño de partículas fluidas fue de 0.03m, lo que generó un número de 38'098 partículas.

Tabla 3.2 Parámetros y principales características de las simulaciones.

Parámetros	Valor
Función Kernel	Quintic, Eq. 2.13
Algoritmo de paso de tiempo	Verlet
Viscosidad	Artificial (0.01)
Tamaño de la partícula fluida	0.03m
Número de partículas	38098
Tiempo simulado	300s
Tiempo de cómputo	10horas

3.1.4. Resultados de la validación

Se realizaron dos conjuntos de simulaciones, las primeras en tres dimensiones (Figura 3.3), las cuales fueron corridas bajo una resolución pobre (tamaño de partícula de 0.05m). Para realizar una comparación con simulaciones de mayor resolución se ocuparon simulaciones en dos dimensiones. En la Figura 3.4 se muestra la comparación de los datos experimentales de Tomiczek et al. Y las simulaciones numéricas SPH realizadas en este reporte (para un tamaño de partícula de 0.03m).

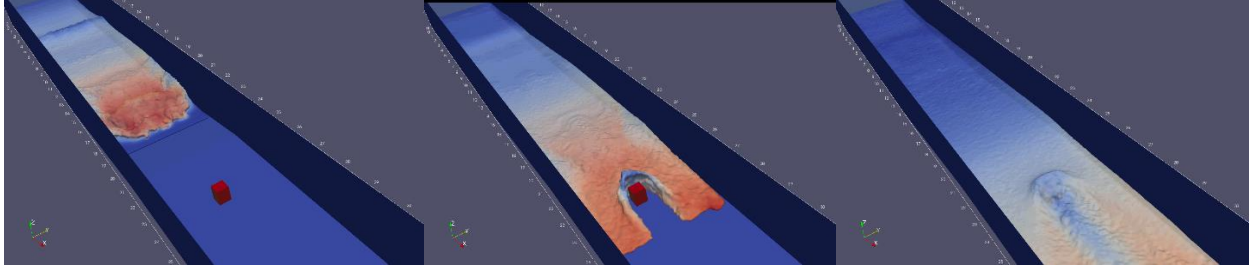


Figura 3.3 Simulaciones SPH en tres dimensiones del modelo de (Tomiczek et al., 2016).

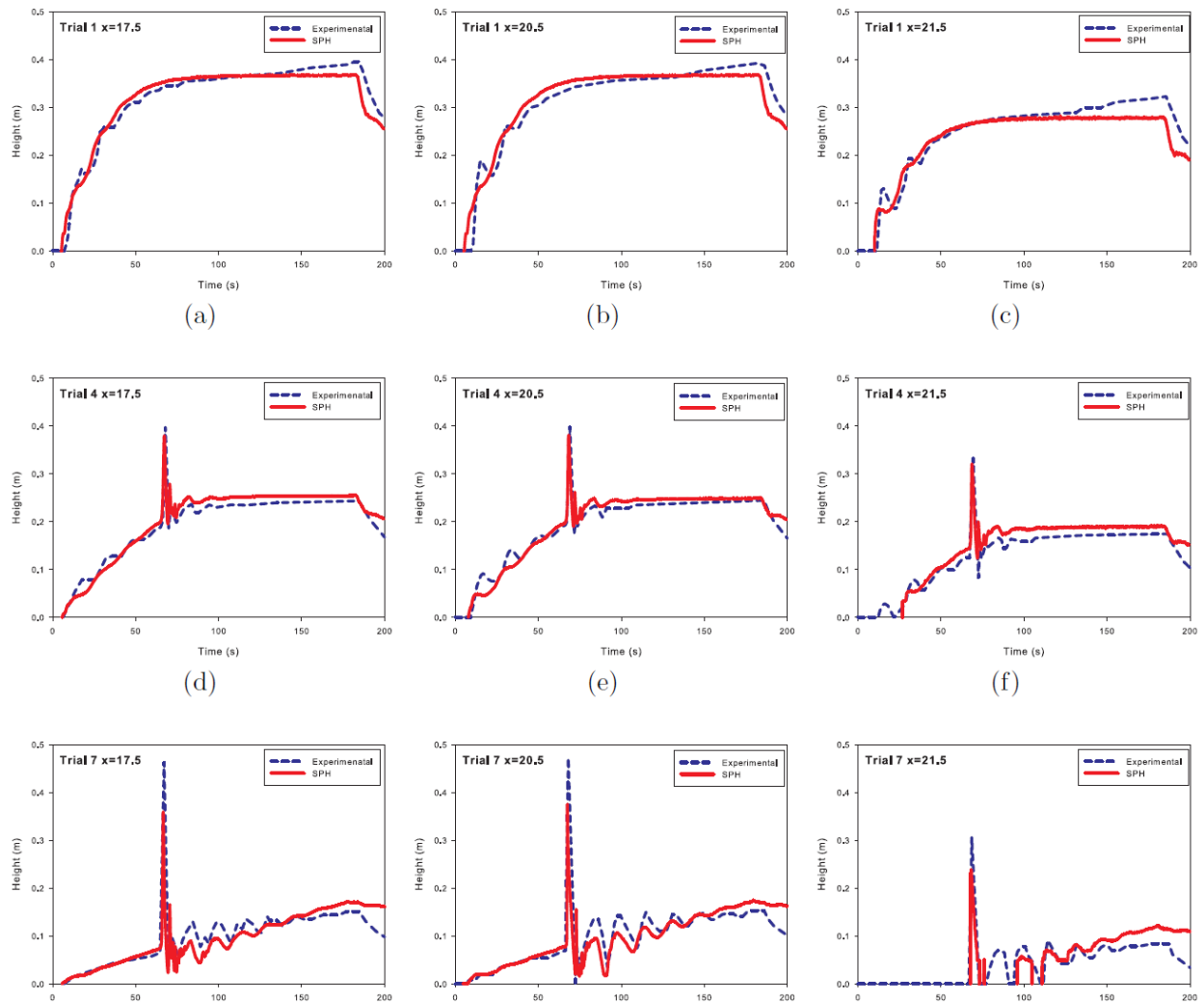


Figura 3.4 Comparación de los datos experimentales de Tomiczek et al. (2016) y las simulaciones SPH.

Los resultados muestran que para el Trial 1, que depende en su totalidad de la generación de ola mediante un caudal constante, el ajuste del nivel de agua en los puntos de monitoreo es muy cercano a los datos experimentales. Sin embargo, en la parte media temporal (del tiempo= 50s a 150s) el ajuste no es tan bueno, lo cual se puede deber a que el tamaño de partícula debe ser menor para permitir la salida del agua por sobre el nivel de la playa.

Para el Trial 4 y el Trial 7 el ajuste es adecuado hasta antes de la generación de la ola solitaria, posterior a la ola solitaria la simulación sobrestima el nivel del agua. Debe considerarse que la altura de ola producida no es la requerida en la estimación del movimiento del pistón, lo cual implica que puede estar fuera del rango de aplicabilidad de la formulación de Goring (1979) para casos de condiciones de entrada combinados.

3.2. Validación experimental de solitón

3.2.1. Modelo experimental

Se realizó el modelo experimental de propagación de un solitón con el objeto de reproducir el modelo numéricamente y validar el modelo SPH DualSPHysics. El modelo experimental se realizó en un canal del Instituto de Ingeniería de la UNAM (Figura 3.5), el cual tiene dimensiones de 22 metros de largo, 0.4 m de ancho y 0.5 m de alto.

El modelo experimental consistió en generación de un solitón de 5cm de alto en un canal de 0.205m de profundidad de agua. El experimento tiene una duración de 12 segundos y se realizaron 3 repeticiones para validar la repetibilidad del experimento. Para medir la altura de agua se colocaron 3 sensores, mismos que se colocaron en la simulación SPH (Figura 3.6).

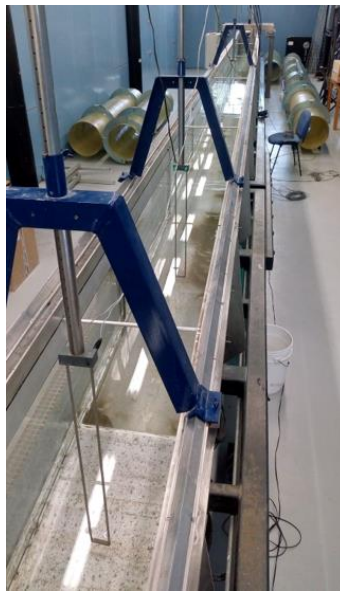


Figura 3.5 Canal de oleaje del Instituto de Ingeniería, área de costas y puertos de la UNAM.

3.2.2. Simulación numérica

La simulación SPH se realizó mediante el modelo DualSPHysics, recreando un canal bidimensional de mismas características geométricas y del solitón del modelo experimental. Los parámetros de la simulación se muestran en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3 Principales parámetros y características de la simulación de validación experimental del modelo DualSPHysics.

Parámetros	Valor
Función Kernel	Wendland
Algoritmo de paso de tiempo	Symplectic
Viscosidad	Artificial (0.01)
Tamaño de la partícula fluida	0.1m
Número de partículas	1040419
Tiempo simulado	13031s
Tiempo de cómputo	3.62horas

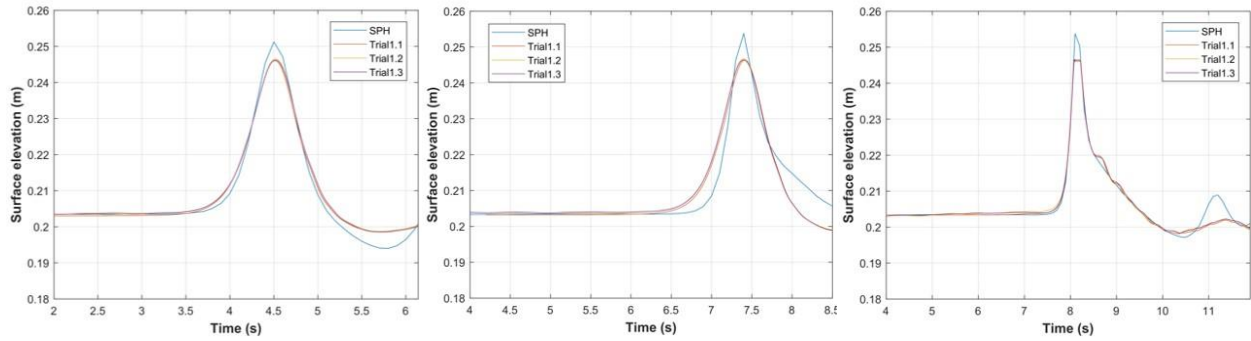


Figura 3.6 Resultados de la validación experimental del modelo DualSPHysics.

Por último, se muestra en la Figura 3.6 la correlación medida a través del diagrama de correlación de Taylor.

3.2.3. Correlación de resultados

La aproximación del nivel del agua del modelo SPH y el experimento se validó mediante un diagrama de Taylor, de acuerdo con la metodología marcada por González-Cao et al. (2019). Esta correlación se muestra en función de la desviación típica normalizada (σ_n), el error medio normalizado (E_n) y su correlación (R), de acuerdo con la descripción de González-Cao et al. (2019):

$$\sigma_{n,A} = \frac{\sigma_A}{\sigma_B} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=n}^N (A_i - \bar{A})^2}{N}}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=n}^N (B_i - \bar{B})^2}{N}}} \quad (3.3)$$

$$E_{n,A} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=n}^N [(A_i - \bar{A}) - (B_i - \bar{B})]^2}{N}}}{\sigma_B} \quad (3.3)$$

$$R_A = \frac{\sum_{i=1}^n [(A_i - \bar{A}) - (B_i - \bar{B})]}{N \sigma_A \sigma_B} \quad (3.3)$$

Donde A representa los datos de simulación SPH, mientras que B representa a los datos del modelo experimental. El rango de datos va de $i = 1$ a n . \bar{A} y \bar{B} son los valores medios de los datos A y B, con sus respectivas desviaciones estándar σ_A y σ_B .

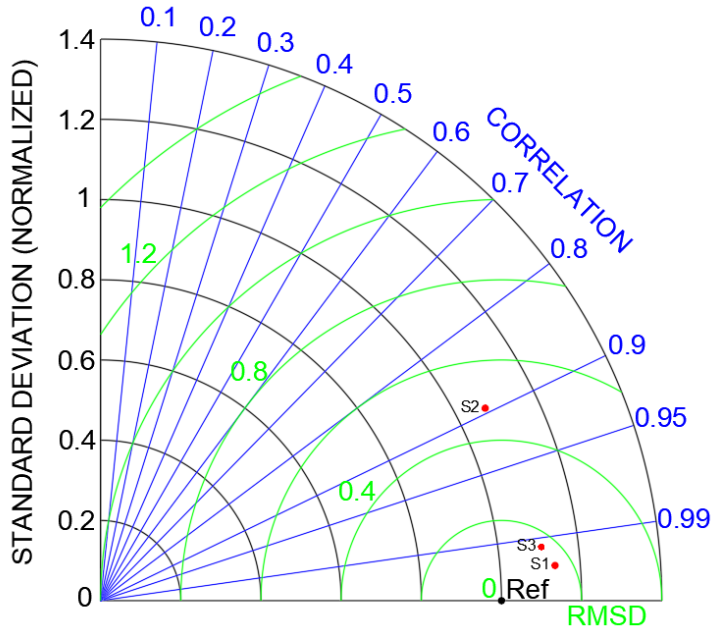


Figura 3.7 Correlación del modelo SPH respecto a los datos experimentales obtenidos en el canal de oleaje del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Las gráficas de la Figura 3.6 muestran una mayor correspondencia en la altura de la ola para el sensor 1 y el sensor 3, teniendo una menor aproximación en el sensor 2. Esto se pone de manifiesto en el diagrama de Taylor (Figura 3,7), donde la correlación es mayor al 0.99 para los sensores 1 y 3, por otro lado, la correlación del sensor s2 es menor a 0.9. Es importante mencionar que se recomiendan valores de correlación mayores a 0.9 para validar un buen ajuste de datos.

4. Metodología

Los daños causados por un tsunami se pueden estimar de forma determinista en función de las fuerzas que actúan sobre una sola estructura (Aranguiz et al., 2017). De acuerdo con la Norma Chilena de Diseño Estructural (NCh3363, 2015), las estructuras ubicadas dentro de las áreas de riesgo de tsunami deben diseñarse teniendo en cuenta las diferentes fuerzas del tsunami, como las fuerzas hidrostáticas, hidrodinámicas, de flotabilidad y de impacto. El objetivo de la normatividad internacional de protección contra tsunamis es obtener una estimación empírica de las fuerzas hidrodinámicas en estructuras debidas a un tsunami. Sin embargo, generalmente solo se consideran los valores máximos de velocidad de flujo y profundidad de inundación, dejando de lado la variabilidad espacial y temporal de la hidrodinámica.

Recientemente se han realizado investigaciones en las que se compara datos experimentales o de monitoreo de las alturas y velocidades de tsunamis con modelos numéricos 2D y 3D (Wei & Dalrymple, 2016) (Park et al., 2017). Los resultados de velocidades y profundidad del agua han tenido muy buena aproximación, mostrando enfoques de validación para herramientas de simulación numérica. Otros trabajos se han desarrollado para investigar la fuerza producida por los tsunamis en las estructuras, como el de Wei & Dalrymple (2016, 2015) y St-Germain et al. (2013) enfatizando el estudio de las fuerzas hidrodinámicas en estructuras, tales como pilas y puentes de diferentes secciones y orientación contra el flujo. Esto permitió modelar la fuerza hidrodinámica en una estructura, y conocer la importancia de la fuerza de impacto como una fuerza de frente de ola con una estructura. Estos trabajos compararon modelos SPH numéricos con modelos experimentales, mostrando un buen ajuste en los resultados de ambos modelos. Sin embargo, utilizan algunas simplificaciones que involucran principalmente modelos a escala (no mayores de 30 m para modelos numéricos) y condiciones de flujo impuestas por rupturas de presas.

La normativa chilena NTM 007 2010 de Diseño estructural para edificaciones en zonas inundables por tsunamis indican que las fuerzas de diseño por tsunami se pueden estimar a partir de velocidades de flujo y altura de inundación obtenidas de un modelo de inundación 2D. Sin embargo, el emplear modelos numéricos 2D en estimación de fuerzas hidrodinámicas por tsunami puede llevar a una subestimación de estas fuerzas, debido a que los modelos 2D generalmente no tienen una resolución topográfica y batimétrica que

permita representar la detallada morfología de la zona inundable y por ende la compleja hidrodinámica. El considerar modelos 3D que incluyan una detallada aproximación topográfica genera cambios bruscos de velocidad y aumentos súbitos de altura de inundación, debido a la incorporación de algunos elementos grandes con los cuales puede chocar la ola del tsunami, lo que conduce a una aproximación más real de estas fuerzas por tsunami (Klapp et al., 2020).

Debido a que la interacción de corrientes de tsunamis en la costa se rige por física no lineal y turbulencia con variabilidad espacial y temporal, donde la formulación de un modelo SPH presenta ventajas respecto a los modelos basados en ecuaciones de aguas someras en 2D.

En este capítulo se muestran simulaciones numéricas en un modelo SPH 3D de diferentes estructuras y viviendas sometidas a flujos de tsunamis variando los parámetros de velocidad y altura de inundación. Los resultados son comparados con los valores de fuerza analítica que se obtendrían a partir de un modelo 2D. En la sección 4.1 se obtiene un mapa de inundación por tsunamis en Zihuatanejo a partir de la simulación numérica de un escenario del análisis probabilístico de riesgo de tsunami en Zihuatanejo realizado por Miyashita et al. (2020). En la sección 4.2 se realiza la simulación de las condiciones hidrodinámicas del tsunami, obtenidas en la sección 4.1, contra diferentes estructuras civiles y viviendas. Por último, en la sección 4.3 se analiza la disminución y eficiencia de 3 medidas de mitigación contra tsunamis.

4.1. Descripción de la zona de estudio, Zihuatanejo, Guerrero

De acuerdo con el Compendio de Información Geográfica Municipal 2010 de Zihuatanejo de Azueta, Guerrero (INEGI, 2010), Zihuatanejo se encuentra entre los paralelos 17° 33' y 18°04' de latitud norte; los meridianos 101° 12' y 101° 43' de longitud oeste; y con altitud entre 0 y 2 600 m (Figura 4.1). Colinda al norte con los municipios de La Unión de Isidoro Montes de Oca, Coahuayutla de José María Izazaga y Coyuca de Catalán; al este con los municipios de Coyuca de Catalán y Petatlán; al sur con el municipio de Petatlán y el Océano Pacífico; al oeste con el Océano Pacífico y el municipio de La Unión de Isidoro Montes de Oca y ocupa el 2.31% de la población del estado. Tiene 205 localidades y una población de 118´2011 para el año 2010.

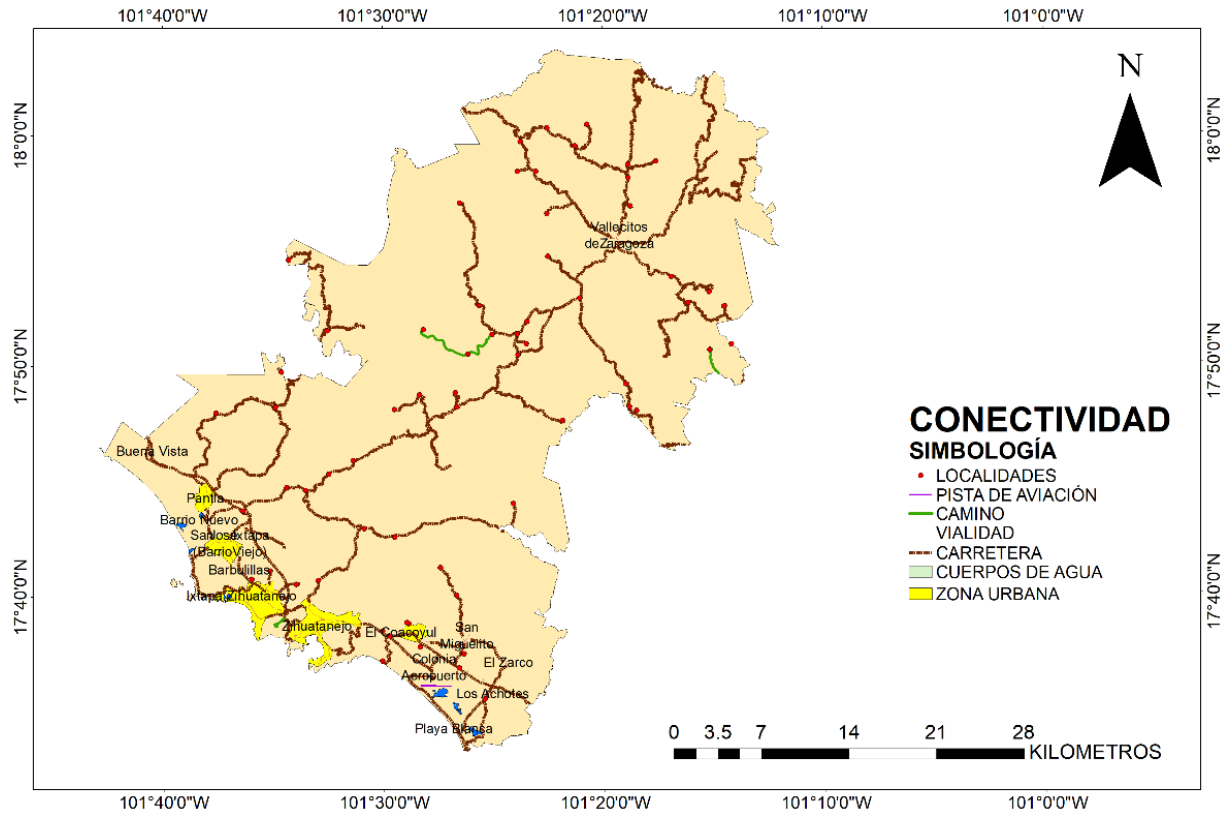


Figura 4.1 Conectividad del municipio Zihuatanejo de Azueta

Su fisiografía pertenece en su totalidad a la Sierra Madre del Sur, aproximadamente 68% a la subprovincia de costas del sur y un 32% a la cordillera costera del sur, con sistemas de topografías de Sierra baja compleja, Sierra de cumbres tendidas, Sierra alta compleja, Llanura costera salina, Llanura costera con lomerío, Llanura costera, Llanura costera de piso rocoso o cementado y Valle ramificado, respectivamente en mayor porcentaje territorial (Figura 4.2).

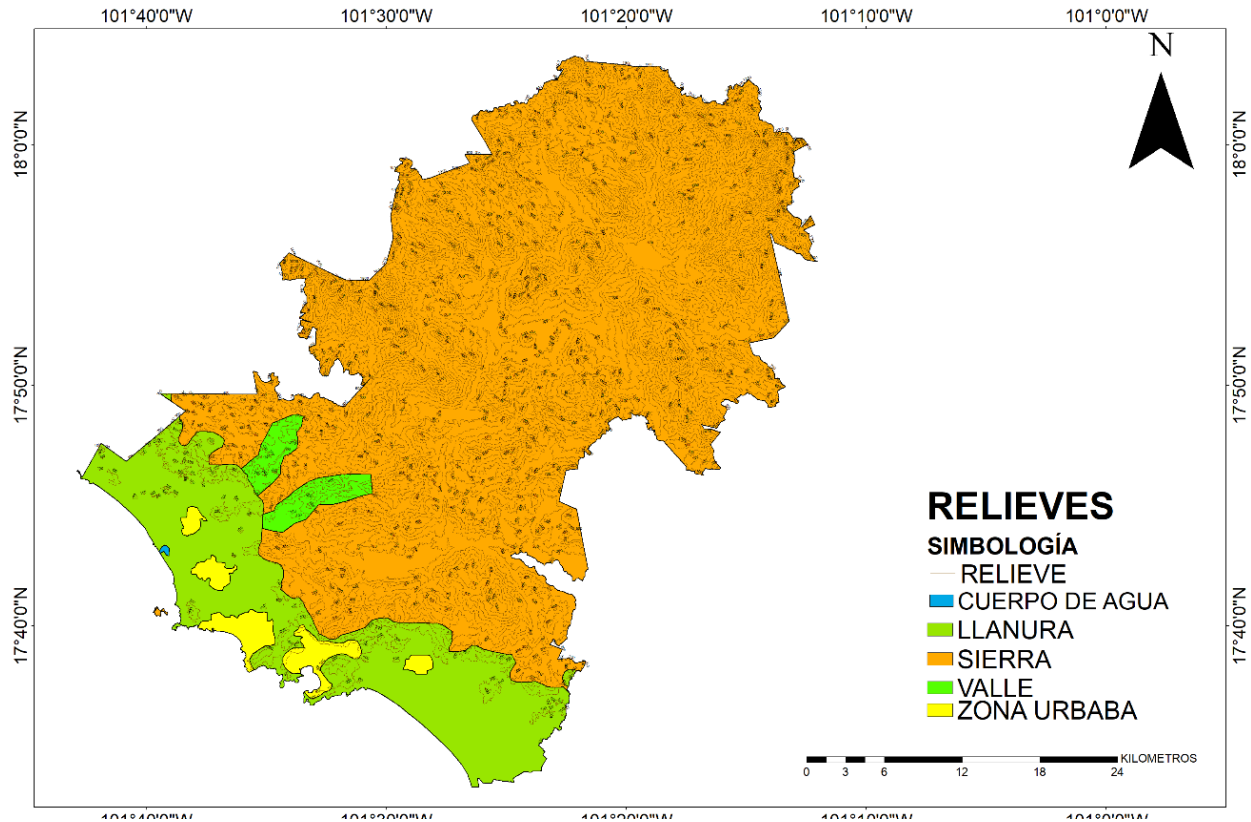


Figura 4.2 Relieve de Zihuatanejo de Azueta

Su clima (Figura 4.3) varía de 16 a 28°C y cuenta con una precipitación media anual entre 800 y 2000 mm. Su clima Cálido subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media (42.2%), cálido subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad (25.42%), cálido subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad (15.09%), semicálido subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad (14.81%), semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano (1.34%) y templado subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad (1.14%).

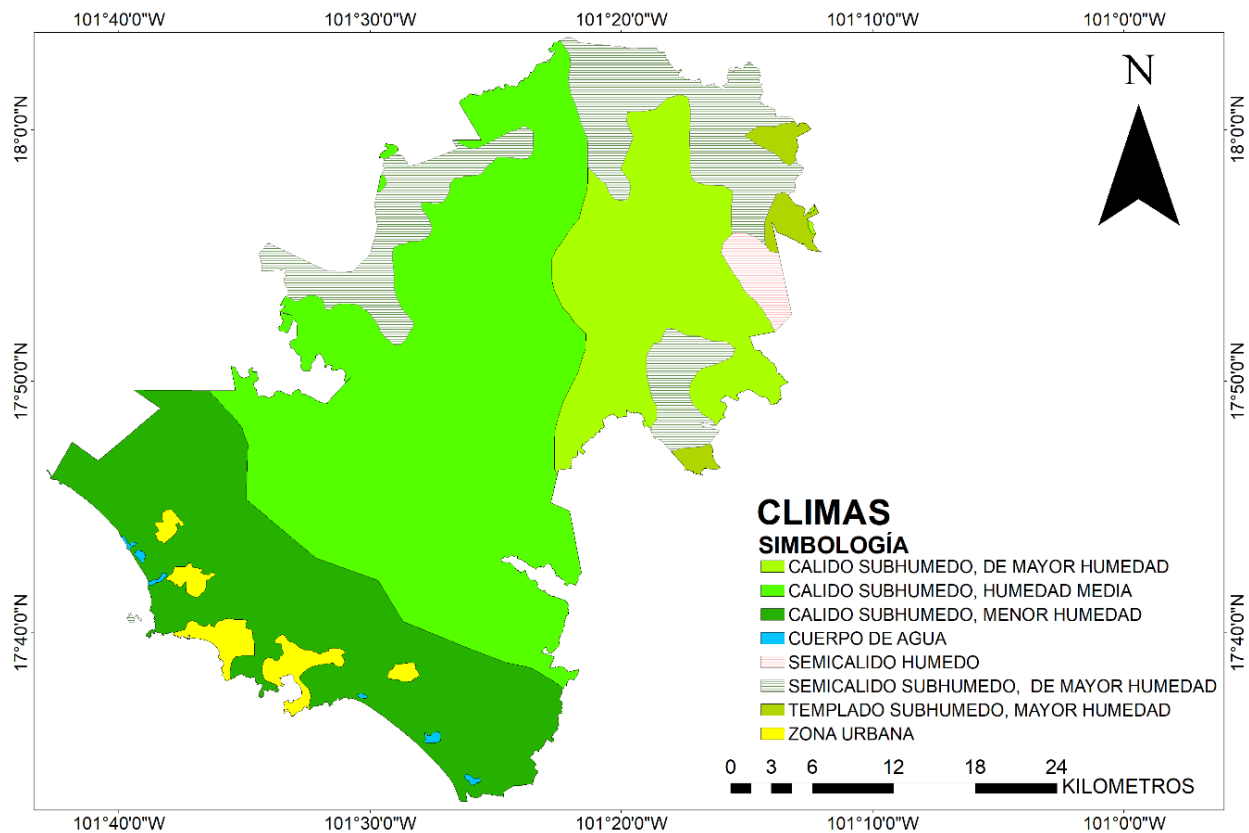


Figura 4.3 Clima de Zihuatanejo de Azueta

La geología de Zihuatanejo pertenece a los periodos Terciario (45.12%), Cretácico (33.62%), Paleógeno (12.75%) y Cuaternario (6.41%), cómo se muestra en la Figura 4.4. Cuenta con rocas tipo: Ígnea intrusiva: granitogranodiorita (27.3%) y granodiorita (6.45%) Ígnea extrusiva: andesita-toba intermedia (12.65%), toba ácida (11.36%) y andesita (0.86%) Sedimentaria: caliza (7.96%), lutita-arenisca (0.96%) y arenisca (0.1%) Metamórfica: metavolcánica (14.89%) y metasedimentaria (8.95%) Suelo: aluvial (5.73%), lacustre (0.22%) y litoral (0.47%).

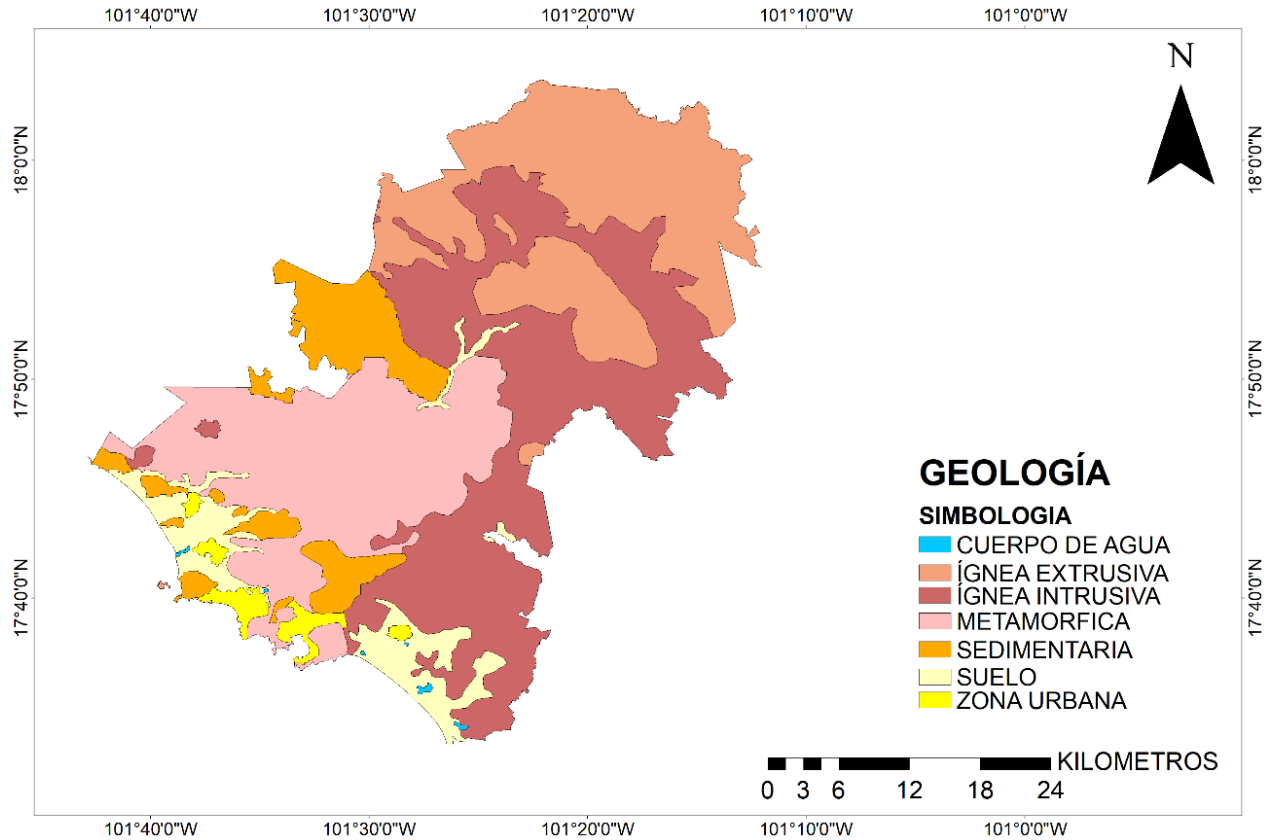


Figura 4.4 Geología de Zihuatanejo de Azueta

La edafología indica un suelo dominante tipo Leptosol (62.18%), Luvisol (15.09%), Regosol (7.82%), Cambisol (6.92%), Phaeozem (3.51%), Fluvisol (1.09%), Arenosol (0.49%), Vertisol (0.48%) y Solonchak (0.32%), Figura 4.5.

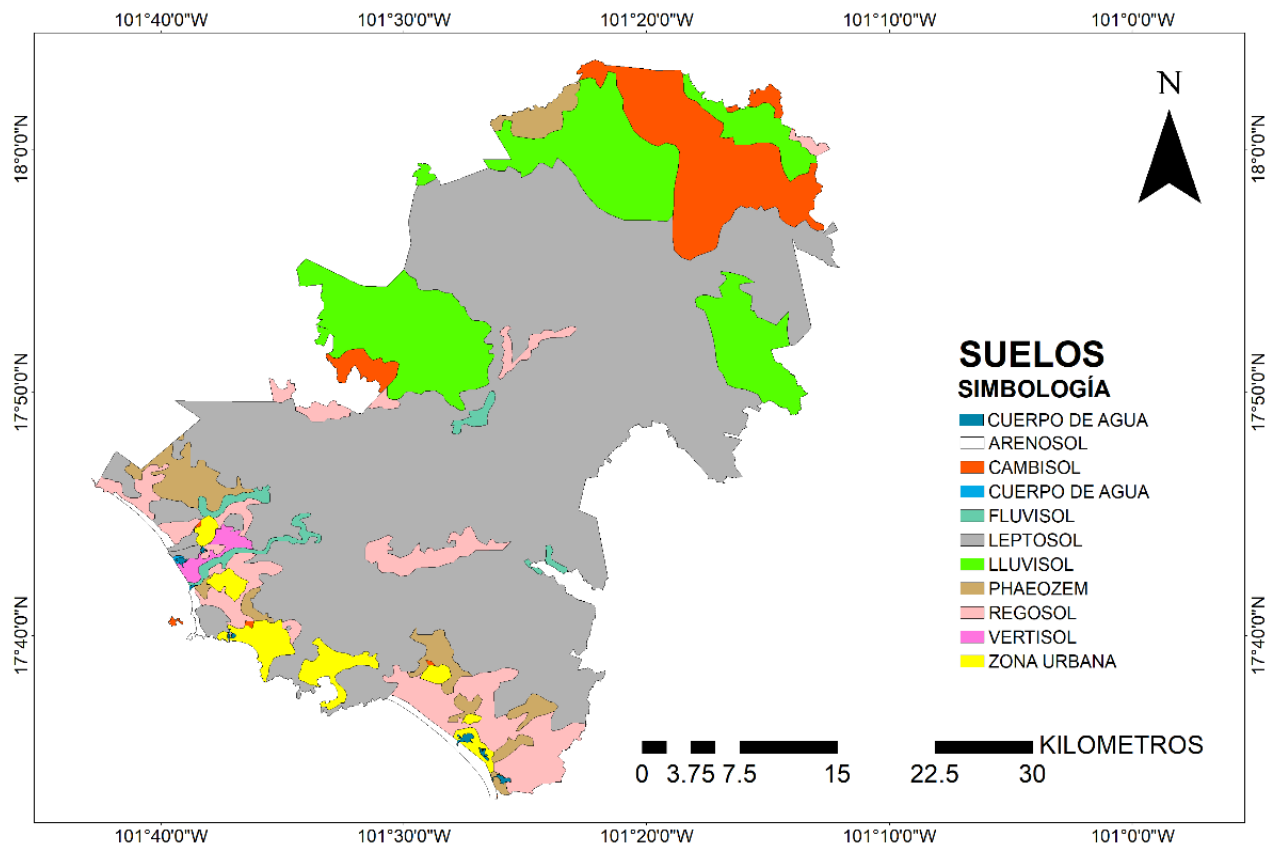


Figura 4.5 Edafología y tipos de suelos de Zihuatanejo de Azueta

La región hidrológica a la que pertenece Zihuatanejo es Costa Grande (98.29%) y Balsas (1.71%), su territorio pertenece a las cuencas R. Ixtapa y otros (89.23%), R. Coyuquilla y otros (9.16%) y R. Balsas- Zirándaro (1.61%). Las corrientes de agua más importantes son las siguientes: Perennes: Camarón, Caramicuas, Casas Viejas, El Calabazal, El Camotal, El Cuche, El Deposito, El Rincón, El Zapote, Ixtapa, La Laja, La Palma, La Parota, La Tubería, Lagunillas, Las Cruces, Los Pinos, Los Retoños, Montor, Ojo de Agua, Rancho Nuevo, Real, San Antonio, San Miguelito, Seco y Verde; Intermitentes: Aguatillal, Barranca, Patacuas, Barranca Seca, Del Vainillo, El Capri, El Corte, El Encanto, El Huarache, El Posquelite, El Sobuco, El Terrero, El Varillo, La Cal, La Calera, La Cuba, La Solitaria, La Vainilla, Las Barbulillas, Las Flores, Las Trojas, Las Vainillas, Los Rules, Montor, Pantla, San Antonio, Sandival, Soledad y Torrecillas (Figura 4.6).

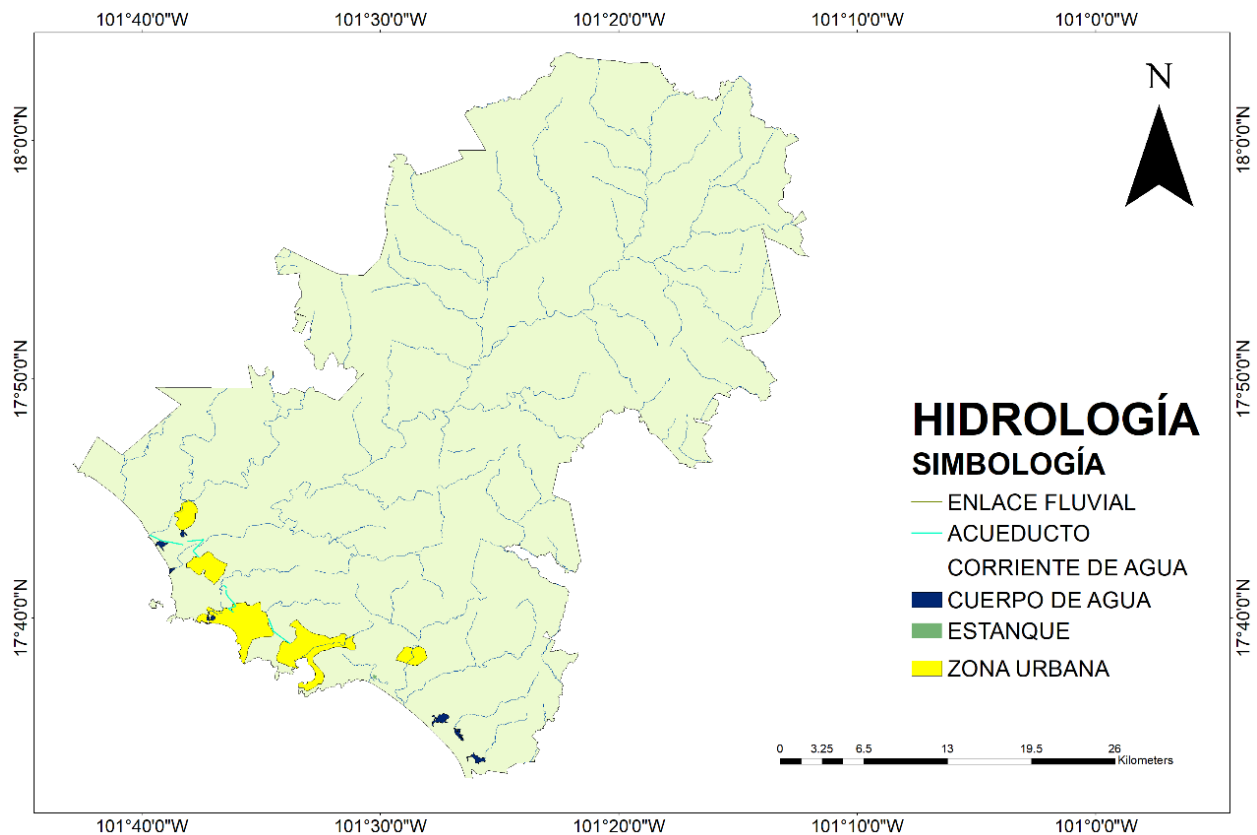


Figura 4.6 Hidrología de Zihuatanejo de Azueta

El uso de suelo de Zihuatanejo es principalmente para agricultura (33.24%) y zona urbana (1.92%). Su vegetación es de tipo bosque (44.89%), selva (18.06%), otro (0.54%), pastizal (0.52%), manglar (0.36%), popal (0.24%) y tular (0.05%).

Las zonas urbanas están creciendo sobre suelos del Cuaternario y rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas intrusivas del Cretácico y Terciario, en llanuras; sobre áreas donde originalmente había suelos denominados Fluvisol, Leptosol Phaeozem, Regosol y Vertisol; tienen clima cálido subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad, y están creciendo sobre terrenos previamente ocupados por agricultura, selvas y otro.

4.2. Simulación numérica de inundación en Zihuatanejo por tsunamis

Para realizar las simulaciones de tsunamis sobre estructuras y viviendas, primero se realizó un modelo de inundación del tsunami sobre la costa de Zihuatanejo. Esto permitió caracterizar la hidrodinámica que reproduce el evento del tsunami sobre el área de inundación, y conocer así las velocidades máximas de flujo y altura de inundación.

El modelo de inundación del tsunami fue alimentado con una serie de velocidades y elevación del agua en el mar del dominio de simulación antes de llegar a aguas someras. Las series de velocidades y elevación del mar se obtuvieron del modelo de generación y tránsito de tsunami de Miyashita et al. (2020), en el cual se asume el peor escenario para Zihuatanejo de entre los posibles modelos de fuente en la Zona de Subducción Mexicana, a partir de numerosos modelos sintéticos de terremotos basados en un método estocástico.

Posteriormente Miyashita et al. (2020) realizaron simulaciones numéricas de tsunamis utilizando la metodología establecida por Goda et al. (2016) y Mori et al. (2017). El área del modelo de falla asumido es la misma que la de Mori et al. (2017) y Miyashita et al. (2020), con una longitud de 930 km y un ancho de 170 km de la Zona de Subducción Mexicana. Los escenarios de terremoto y tsunami se generaron colocándolos aleatoriamente dentro de esta región. Solo se asumieron modelos fuente que satisfacen algunas restricciones físicas adicionales para posibles escenarios de terremotos y tsunamis. Los escenarios de tsunami varían en magnitud de momento de 7,8 a 8,4. El límite superior del rango de magnitud se basó en el potencial del evento sísmico máximo a lo largo de la brecha sísmica de Guerrero (Suarez & Albin, 2009).

Una vez obtenido el modelo de terremoto Miyashita et al. (2020) calcularon el desplazamiento inicial del lecho marino utilizando las ecuaciones propuestas por Okada (1992) para resolver el desplazamiento de la superficie. El modelo numérico de propagación del tsunami es de la Universidad de Tohoku, TUNAMI-N2 (Imamura, 1996), que se basa en ecuaciones de aguas poco profundas no lineales, una aproximación bidimensional de las ecuaciones de Navier-Stokes.

De todas las simulaciones de propagación de tsunami, se asumió como el peor escenario el escenario con la mayor altura de tsunami en la costa de Zihuatanejo. Este tiene una magnitud de momento de 8.4 y una altura de tsunami de aproximadamente 10 m frente a Zihuatanejo. Debido a la resolución del modelo de generación del tsunami de Miyashita

et al. (2020), este no incluye la propagación del tsunami en la costa, por lo que a partir de aguas someras se realizó una simulación que toma como parámetros de entrada la altura, velocidad y dirección de flujo del tsunami para propagar el evento sobre tierra, y así determinar zonas y edificaciones vulnerables para evaluar velocidades y alturas del tsunami con un modelo numérico SPH y las fuerzas hidrodinámicas sobre ellas.

Las simulaciones numéricas de propagación del tsunami en tierra se realizaron empleando el modelo numérico IBER (Bladé et al., 2014). Este modelo resuelve problemas hidrodinámicos de flujo a lámina libre, donde predominan la variación de magnitudes hidrodinámica en dimensiones horizontales sobre las verticales.

4.2.1. Modelo numérico IBER

IBER es un software de simulación de flujo que contiene un modelo hidrodinámico desarrollado por los grupos GEMA (de la Universidad de La Coruña) y Flumen (de la Universidad Politécnica de Cataluña) basado en esquemas numéricos en volúmenes finitos que resuelve las ecuaciones de flujo en dos dimensiones (2D) para aguas someras, ecuaciones de Saint Venant para dos dimensiones. La ventaja de IBER ante modelos unidimensionales es que, al ser un modelo bidimensional, puede considerar el flujo no perpendicular al eje del cauce y no se promedia la velocidad y la cota de agua en toda la sección. Sus ventajas sobre esquemas bidimensionales de diferencias finitas (como Mike-21, Sobek o TufLOW2D) son que las diferencias finitas conllevan a limitaciones en la malla y de soluciones con discontinuidades, mientras IBER (que se basa en el método de volúmenes finitos) utiliza esquemas numéricos avanzados, estables y robustos para múltiples condiciones (Blade et al. 2014).

El módulo hidrodinámico del software resuelve las ecuaciones anteriores donde la escala horizontal de las variables hidráulicas es mayor a la escala vertical, en esta condición la conservación de masa implica que la variación de velocidad vertical es pequeña. Las ecuaciones de Saint Venant en dos dimensiones se derivan de las ecuaciones de Navier Stokes realizando integración en 2 pasos.

- a. El promedio temporal filtra fluctuaciones turbulentas y se obtienen las ecuaciones de Reynolds (descomposición de Reynolds). Dicho de otra manera, al ser el flujo de agua turbulento, la velocidad del agua se puede descomponer en un valor medio y fluctuaciones turbulentas en el tiempo (obteniéndose las ecuaciones de Reynolds).

- b. El promedio en la profundidad pasa de ecuaciones tridimensionales a bidimensionales. Es decir, se promedian los términos de las ecuaciones de Reynolds en el eje vertical.

Las ecuaciones de Saint Venant en dos dimensiones son descritas por Blade et al. (2014):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hU_x}{\partial x} + \frac{\partial hU_y}{\partial y} = 0 \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hU_x) + \frac{\partial}{\partial x}\left(hU_x^2 + g\frac{h^2}{2}\right) + \frac{\partial}{\partial y}(hU_xU_y) \quad (4.2)$$

$$= -gh\frac{\partial Z_b}{\partial x} + \frac{\tau_{s,x}}{\rho} - \frac{\tau_{b,x}}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x}\left(v_t h \frac{\partial U_x}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(v_t h \frac{\partial U_x}{\partial y}\right)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hU_y) + \frac{\partial}{\partial x}(hU_xU_y) + \frac{\partial}{\partial y}\left(hU_y^2 + g\frac{h^2}{2}\right) \quad (4.3)$$

$$= -gh\frac{\partial Z_b}{\partial y} + \frac{\tau_{s,y}}{\rho} - \frac{\tau_{b,y}}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x}\left(v_t h \frac{\partial U_y}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(v_t h \frac{\partial U_y}{\partial y}\right)$$

donde la ecuación 4.1 es la ecuación de conservación de masa y las ecuaciones 4.2 y 4.3 son las ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento en direcciones de x y y.

El modelo IBER puede ocuparse para solucionar desde problemas hidrodinámicos, procesos marítimos, transporte de sedimentos, rompimiento de balsas, transporte de contaminantes hasta en la transformación de lluvia en escorrentía.

Dominio de la simulación

La zona de estudio corresponde a la costa de Zihuatanejo (Figura 4.7). El dominio de simulación fue definido de acuerdo con un análisis de topografía del área, esperando estudiar un efecto de amplificación de la altura de ola y un aumento de las velocidades de flujo producidas por la morfología de la costa.



Figura 4.7 Zona de estudio de la costa de Zihuatanejo, infraestructura y morfología.

La topografía simulada de la zona de estudio fue generada a partir de imágenes satelitales RASTER con resolución de 15m, obtenidas de las bases de datos del Continuo de Elevaciones Mexicano (INEGI, México). Una imagen RASTER consta de una matriz de celdas donde las filas y columnas están formadas por los píxeles de la imagen, y estos a su vez contienen información de elevación. Posteriormente la imagen se procesó para formar un dominio recortado, seleccionando solamente la zona de interés para crear un Modelo de Elevación Digital MED (representación visual y matemática de los valores de altura que permiten caracterizar el relieve), a partir de un Sistema de Información Geográfica. El MED se importa en IBER a partir de un formato ASCII y es asignado a los nodos de una malla previamente procesada en IBER (Figura 4.8).

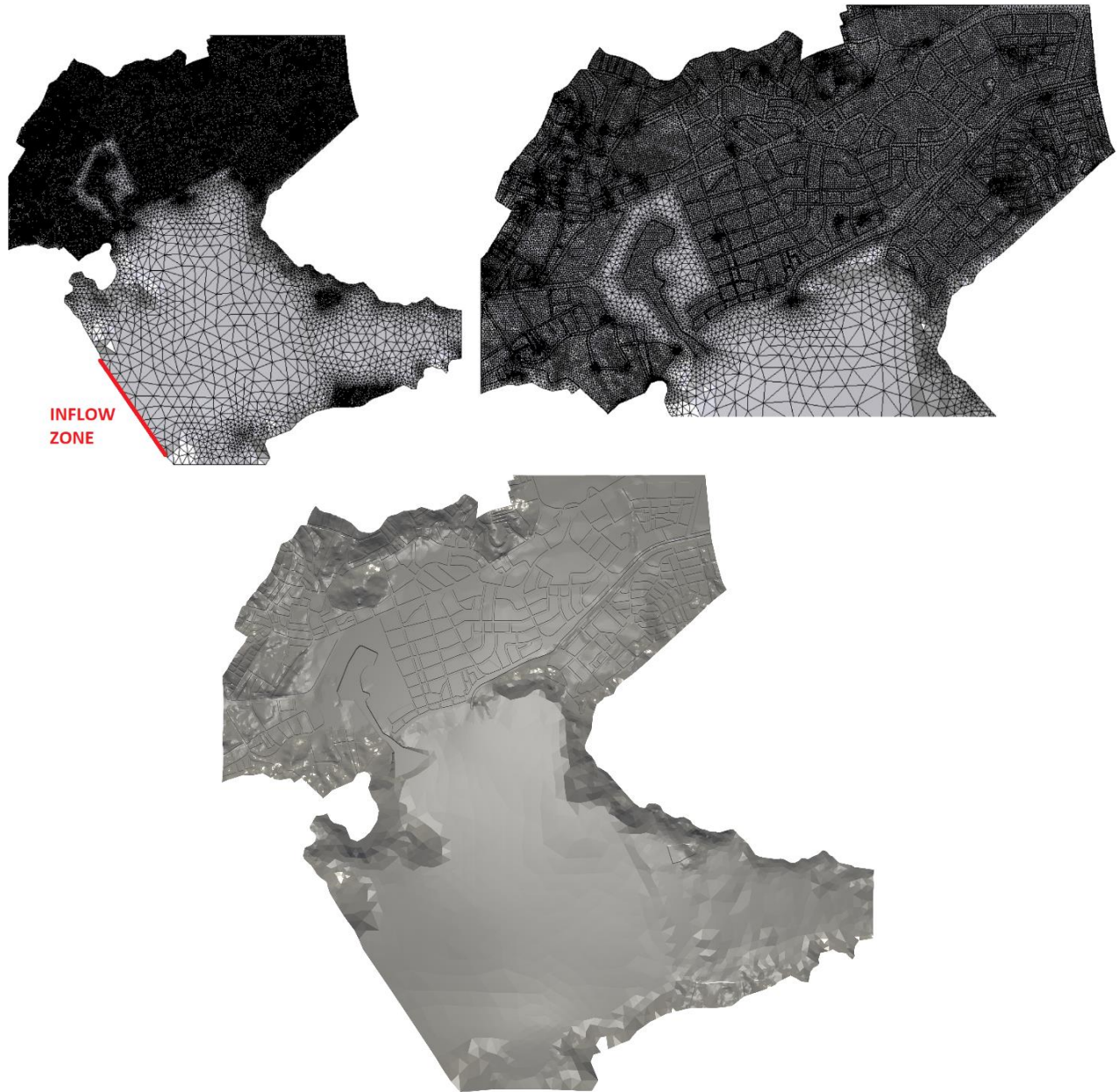


Figura 4.8 Malla de simulación de la zona de estudio definida a partir de un modelo de elevación digital RASTER de resolución de 15m.

Condiciones de contorno y parámetros de simulación

Se definió condición de contorno de salida al límite noreste del dominio. La condición de entrada se impuso a la entrada de la costa de Zihuatanejo (suroeste). Los parámetros de la simulación del tsunami se muestran en la Tabla 4.1. Los tipos de suelo se muestran en la Figura 4.9.

Tabla 4.1 Parámetros y características principales de la simulación del tránsito del tsunami en la costa.

Parámetros	Valor
Tiempo máximo de la simulación	5000s
Intervalo de resultados	50s
Esquema numérico	Primer orden
Parámetro de entrada	Función de gasto
Tipo de suelo predominante en la costa	Arena, asfalto, concreto
Coefficiente de Manning	0.03, 0.018, 0.018
Número de elementos de la malla	96´446
Tiempo de cómputo	15 minutos
Procesador	GPU nvidia 1650

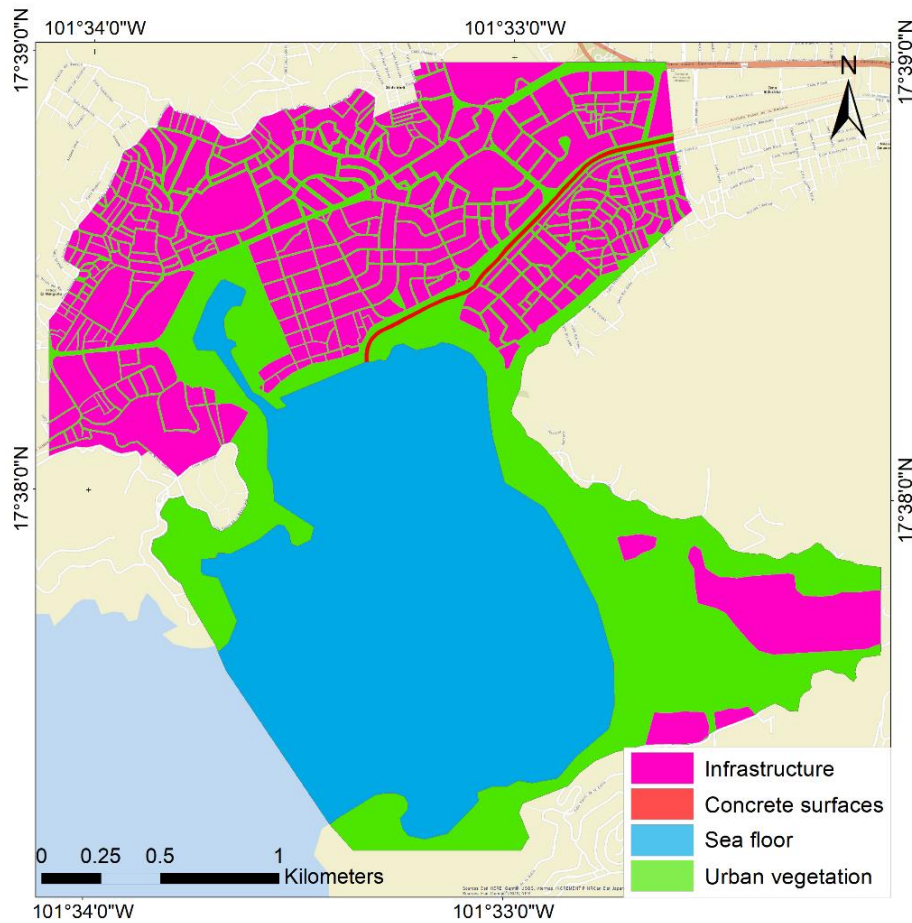


Figura 4.9 Tipos de suelo asignados a diferentes coeficientes de rugosidad de Manning para el dominio de simulación.

En la figura 4.10 se muestran los resultados de velocidad de flujo y profundidad de inundación de la simulación de propagación del tsunami en la costa de Zihuatanejo.

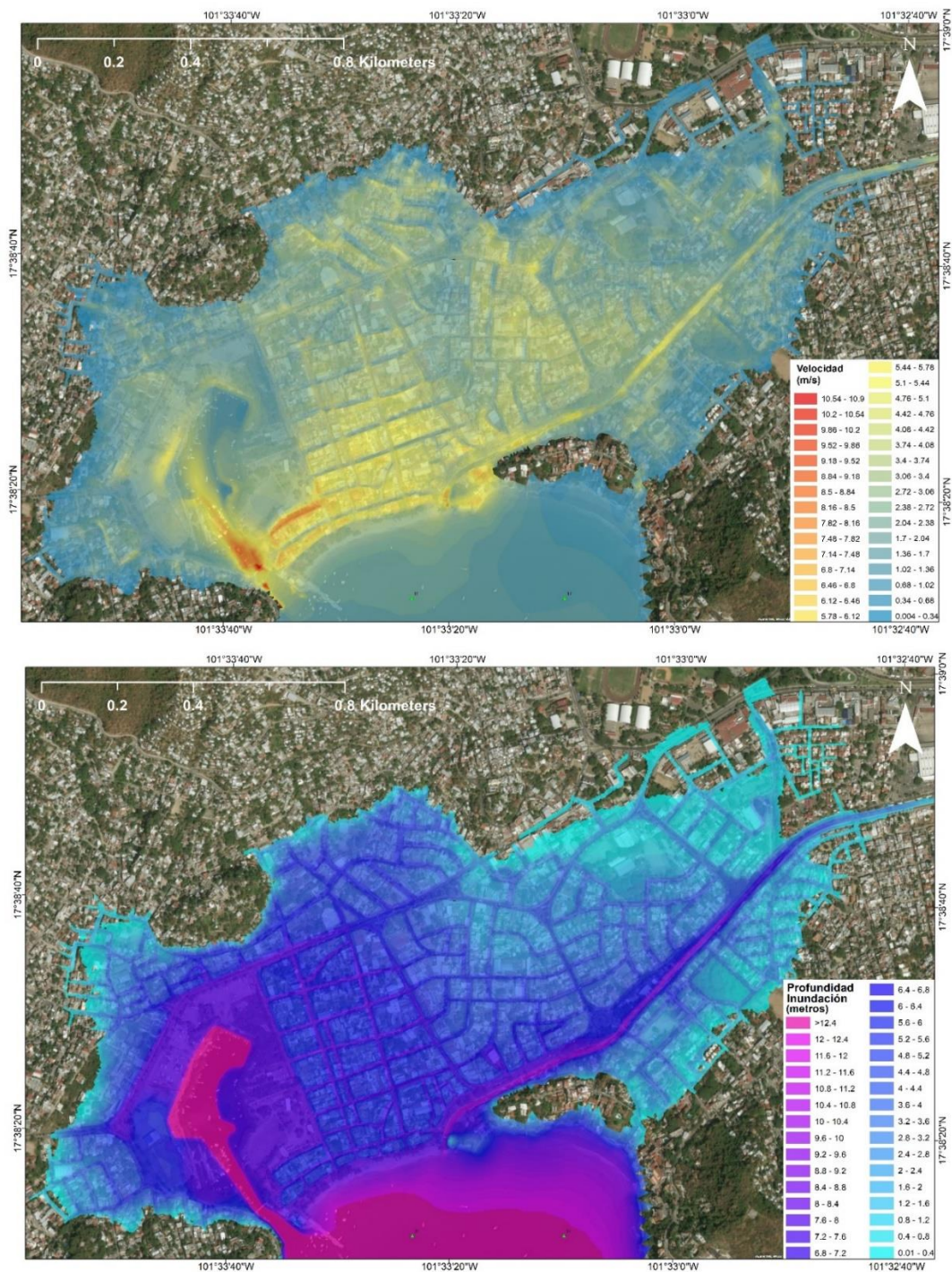


Figura 4.10 Simulación numérica en IBER del tránsito del tsunami en la costa de Zihuatanejo. a) Velocidad de flujo, b) Profundidad de la inundación.

La simulación numérica de la propagación del tsunami en la costa permite obtener las profundidades de inundación y velocidades de flujo sobre estructuras y construcciones localizadas en zonas de riesgo. Bajo esta premisa, se seleccionaron estructuras sobre las cuales el flujo del tsunami generaba grandes profundidades de inundación o altas velocidades de flujo.

4.3. Simulación de tsunamis sobre estructuras

En esta sección se seleccionaron estructuras y viviendas para simular el flujo de un tsunami sobre ellas, de acuerdo con lo obtenido del modelo de inundación por tsunami realizado en IBER. Posteriormente se compara la fuerza hidrodinámica para establecer una tendencia en función de las variables profundidad de inundación y velocidad de flujo. La tabla 4.2 muestra las características de los casos simulados.

4.2.1. Simulación de tsunamis sobre puente la Noria

El puente que conecta a las colonias La Noria y El Almacén con el centro de Zihuatanejo es usado diariamente por cientos de personas, algunos de ellos pescadores que acuden al muelle o a la playa Principal. Fue construido hace dos décadas, remplazando a uno de madera, el puente evita un recorrido de 3 km que rodearía la laguna Las Salinas. Posee actualmente un daño estructural visible debido a múltiples grietas en su estructura, además de varillas expuestas. En la Figura 4.11 se muestra el puente La Noria y El Almacén (a) y el modelo digital 3D (b).



Figura 4.11 Puente peatonal La Noria-El Almacén. a) Fotografía; b) Modelo 3D.

Tabla 4.2 Casos simulados

Casa nivel	Casa palafitos	Puente	Protección bosque	Protección dique	h (m)	v (m/s)
cnh1v1	cph1v1	pth1v1	mbh1v1	mdh1v1	1	1
cnh1v2	cph1v2	pth1v2	mbh1v2	mdh1v2	1	2
cnh1v3	cph1v3	pth1v3	mbh1v3	mdh1v3	1	3
cnh1v4	cph1v4	pth1v4	mbh1v4	mdh1v4	1	4
cnh1v5	cph1v5	pth1v5	mbh1v5	mdh1v5	1	5
cnh2v1	cph2v1	pth2v1	mbh2v1	mdh2v1	2	1
cnh2v2	cph2v2	pth2v2	mbh2v2	mdh2v2	2	2
cnh2v3	cph2v3	pth2v3	mbh2v3	mdh2v3	2	3
cnh2v4	cph2v4	pth2v4	mbh2v4	mdh2v4	2	4
cnh2v5	cph2v5	pth2v5	mbh2v5	mdh2v5	2	5
cnh3v1	cph3v1	pth3v1	mbh3v1	mdh3v1	3	1
cnh3v2	cph3v2	pth3v2	mbh3v2	mdh3v2	3	2
cnh3v3	cph3v3	pth3v3	mbh3v3	mdh3v3	3	3
cnh3v4	cph3v4	pth3v4	mbh3v4	mdh3v4	3	4
cnh3v5	cph3v5	pth3v5	mbh3v5	mdh3v5	3	5
cnh4v1	cph4v1	pth4v1	mbh4v1	mdh4v1	4	1
cnh4v2	cph4v2	pth4v2	mbh4v2	mdh4v2	4	2
cnh4v3	cph4v3	pth4v3	mbh4v3	mdh4v3	4	3
cnh4v4	cph4v4	pth4v4	mbh4v4	mdh4v4	4	4
cnh4v5	cph4v5	pth4v5	mbh4v5	mdh4v5	4	5
cnh5v1	cph5v1	pth5v1	mbh5v1	mdh5v1	5	1
cnh5v2	cph5v2	pth5v2	mbh5v2	mdh5v2	5	2
cnh5v3	cph5v3	pth5v3	mbh5v3	mdh5v3	5	3
cnh5v4	cph5v4	pth5v4	mbh5v4	mdh5v4	5	4
cnh5v5	cph5v5	pth5v5	mbh5v5	mdh5v5	5	5

El puente La Noria El Almacén se encuentra en una de las zonas de mayor amplificación de profundidad de inundación y velocidad de flujo del tsunami, esto debido al encauzamiento del mar en la laguna Las Salinas. Es por lo que fue una estructura a simular obteniendo las fuerzas hidrodinámicas sobre la misma.

La figura 4.12 muestra simulaciones numéricas de un tsunami sobre el puente La Noria, caracterizado por un flujo de velocidad y altura constante. La figura 4.12a muestran un flujo de velocidad de 1m/s, las figuras 4.12b representan un flujo de velocidad de 4m/s, y las figuras las figuras 4.12c indican un flujo de velocidad de 6m/s. En la figura 4.13 se muestra la comparación de fuerzas para las velocidades de flujo de 1m/s, 4m/s y 6m/s.

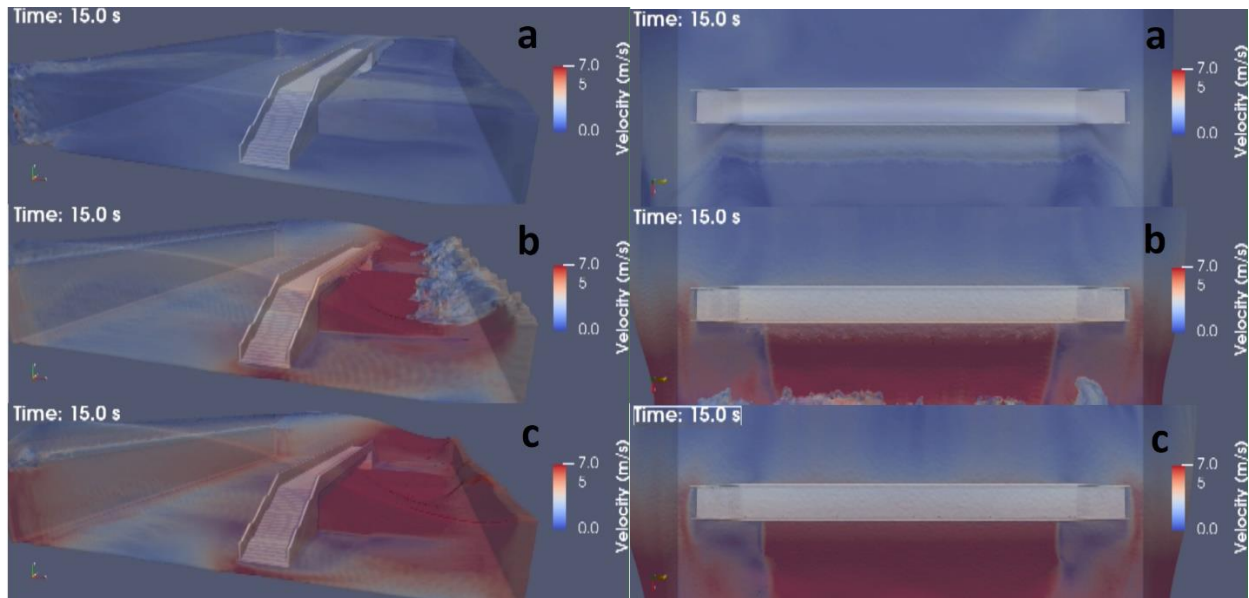


Figura 4.12 Simulación numérica de flujo 1m/s (a), 4m/s (b) y 6m/s (c), sobre el puente La Noria.

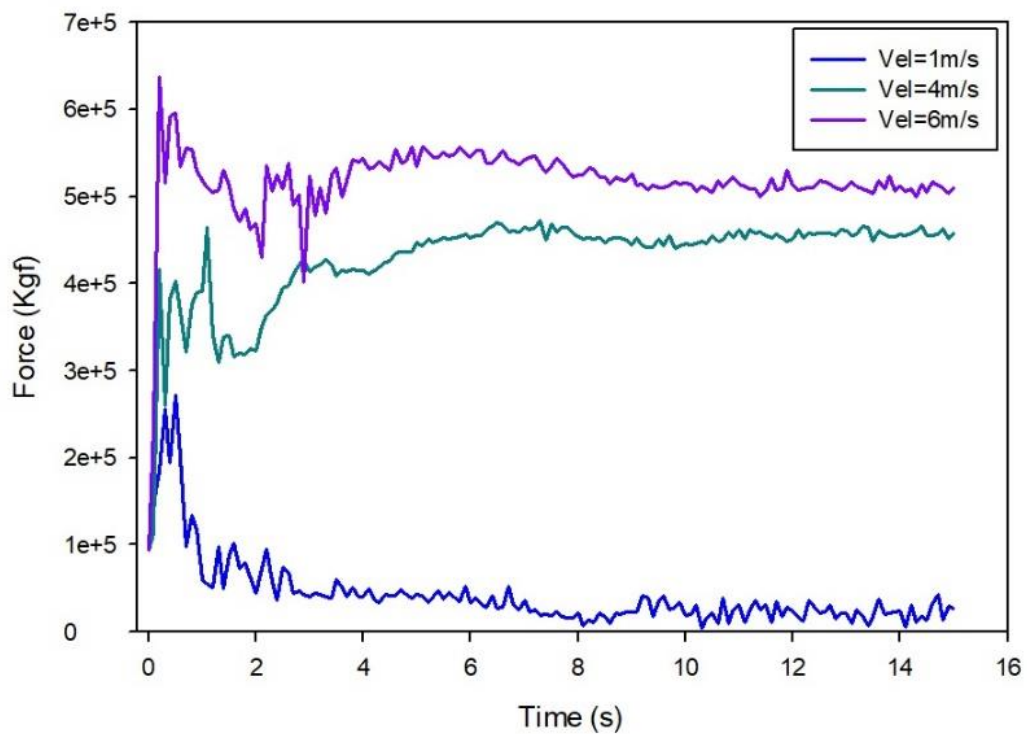


Figura 4.13 Fuerza hidrodinámica sobre el puente, para velocidades de 1, 4 y 6 m/s.

4.2.2. Simulación de tsunamis sobre edificaciones

Se realizaron simulaciones sobre dos diseños de edificaciones. El primer diseño hace referencia a una casa desplantada al nivel de terreno 4.14a mientras que el segundo modelo indica una casa desplantada en palafitos 4.14b, la cual simula una casa diseñada para resistir el impacto de tsunamis sobre las costas de Chile (Figura 4.15).

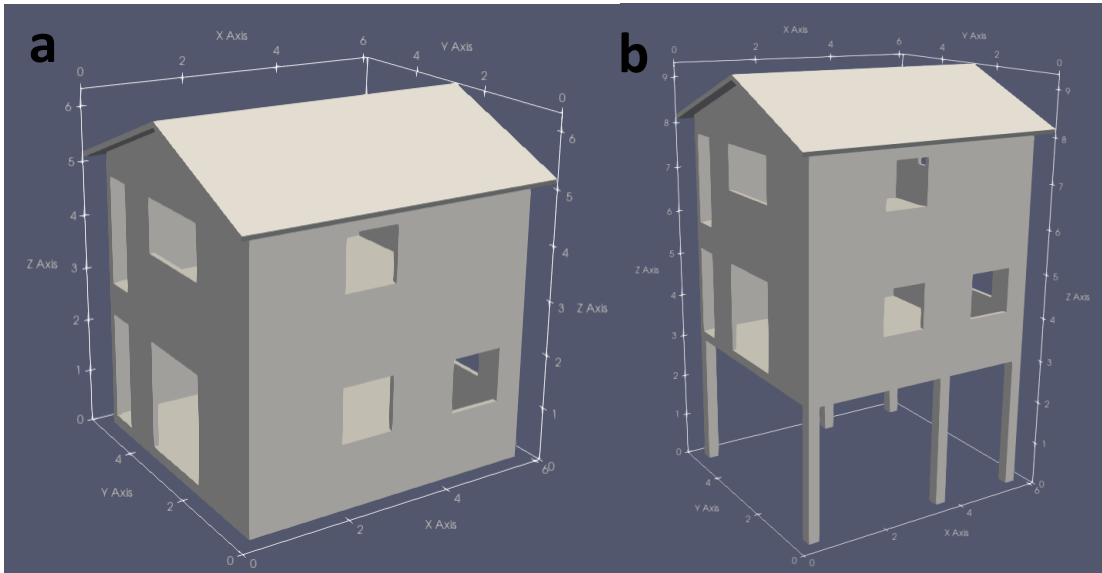


Figura 4.14 Modelo 3D a) Casa desplantada a nivel de terreno; b) Casa en palafitos.



Figura 4.15 Casa desplantada en palafitos, diseñada para resistir el impacto de tsunamis sobre las costas de Chile.

En la figura 4.16 se muestran las simulaciones de la hidrodinámica de una casa desplantada en nivel de terreno y en palafitos para dos velocidades de flujo diferentes 2m/s y 6m/s. En las Figuras 4.17 se muestra la comparación de fuerzas para los dos tipos de casas con las velocidades de flujo de 2m/s, 3m/s, 4m/s y 6m/s. Las Figuras 4.18 y 4.19 muestran las Fuerzas hidrodinámicas divididas entre el peso propio de la estructura (fuerza normalizada).

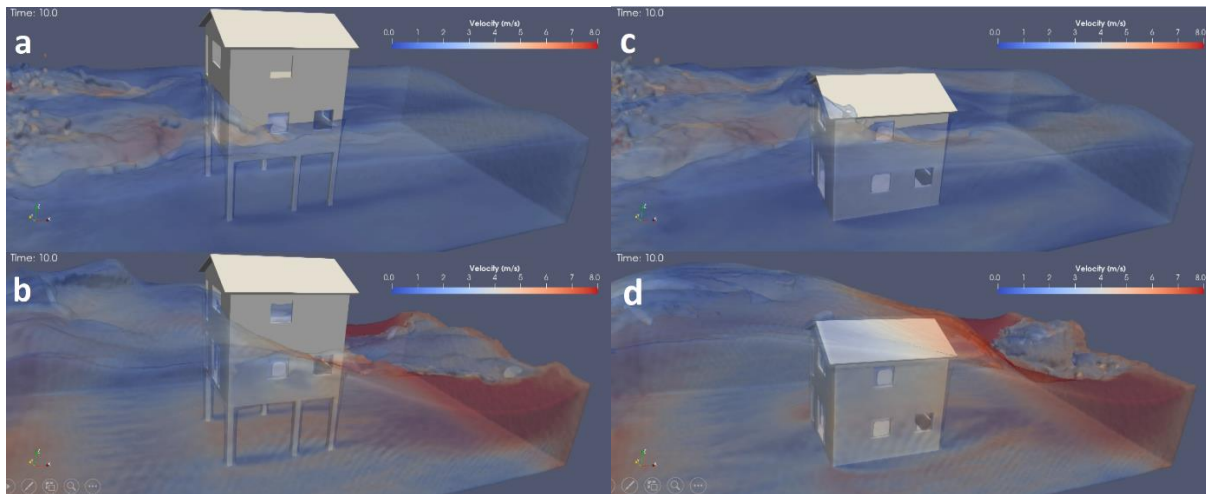


Figura 4.16 Simulación de la hidrodinámica de la casa desplantada a nivel de terreno y la casa desplantada en palafitos, considerando una profundidad de 5 metros y velocidad de flujo de 2m/s (a y c) y 6m/s (b y d).

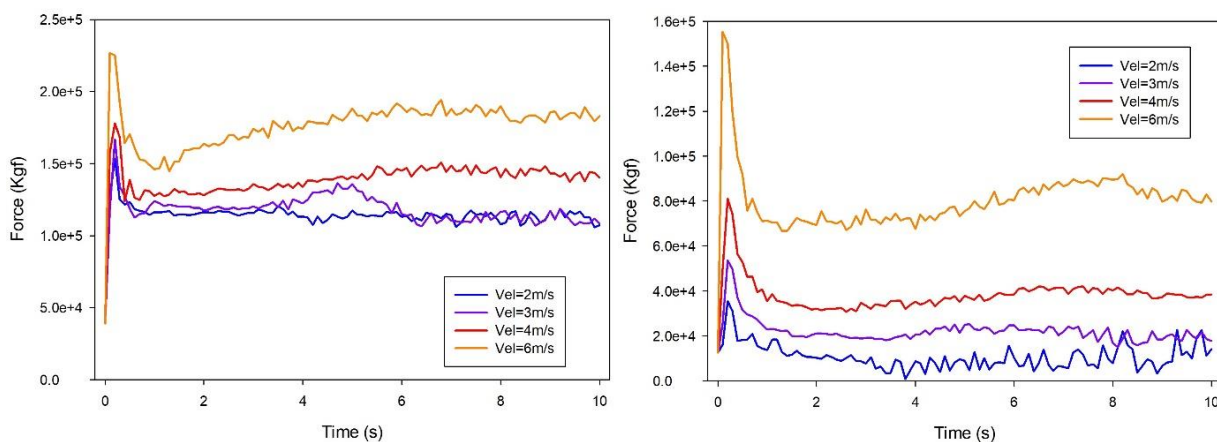


Figura 4.17 Fuerza Hidrodinámica sobre las casas; a) Casa convencional; b) Casa en palafitos

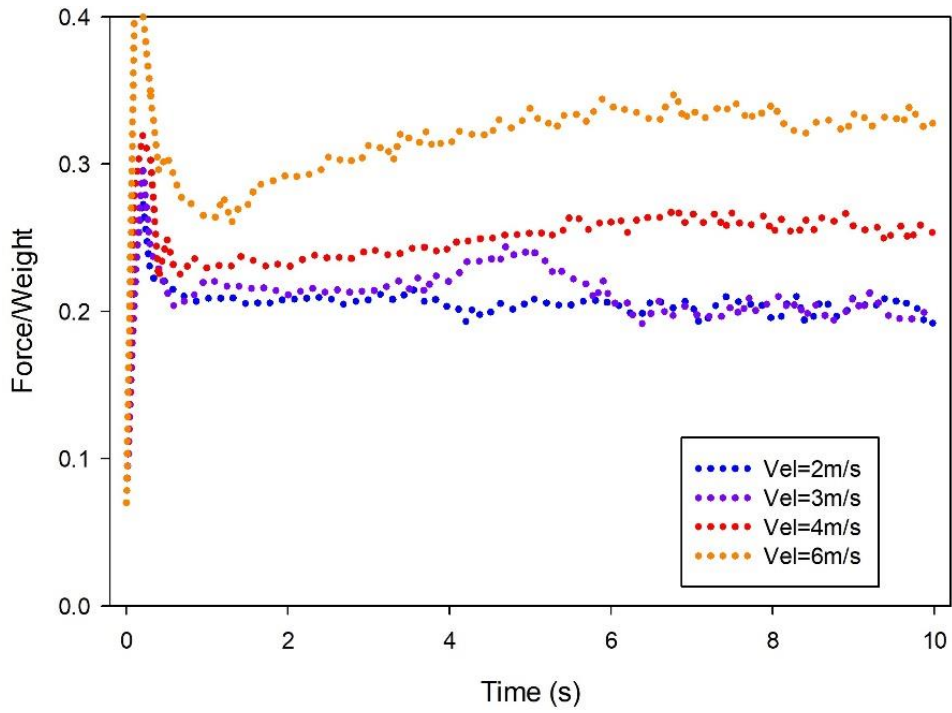


Figura 4.18 Fuerza hidrodinámica normalizada sobre la casa desplantada a nivel, dividida entre su propio peso.

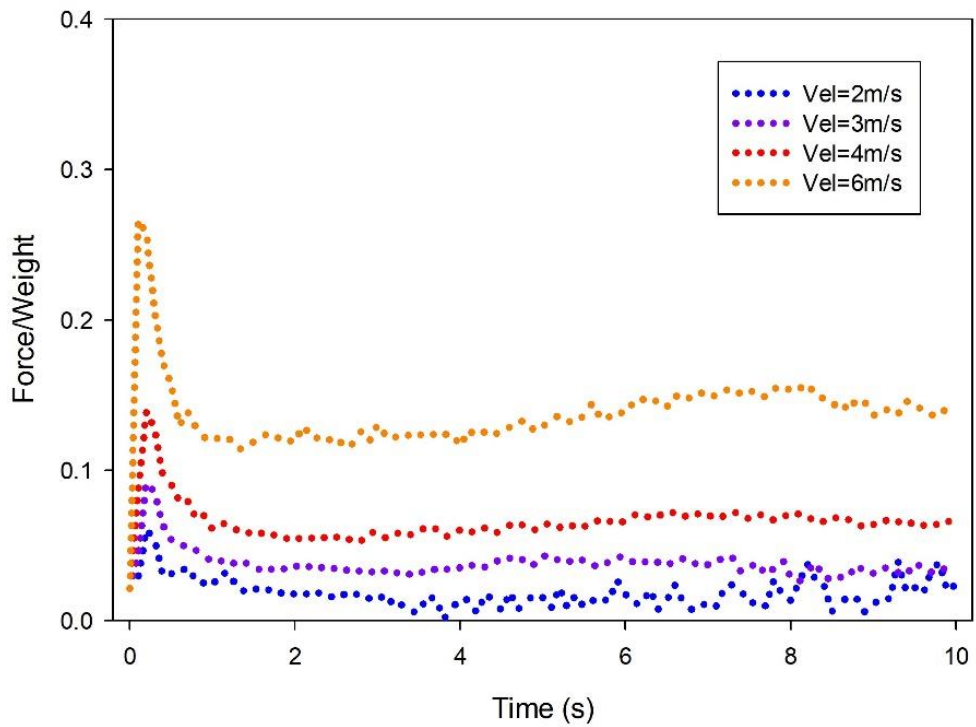


Figura 4.19 Fuerza hidrodinámica normalizada sobre la casa desplantada sobre palafitos, dividida sobre su propio peso.

4.4. Medidas de mitigación contra tsunamis

A través de los años se han llevado a cabo medidas de mitigación contra tsunamis y se ha evaluado su eficiencia a través de modelos experimentales, modelos numéricos y de los últimos eventos suscitados. En esta sección se evalúan 3 modelos de mitigación bajo las mismas condiciones hidrodinámicas de tsunami para evaluar su eficiencia.

4.3.1. Cinturón de Bosque en costas vulnerables

La resistencia al arrastre por tsunami de los bosques de protección permite reducir la profundidad y la velocidad de la corriente de la ola. Además de la función de disminución de la energía de la corriente del tsunami, los bosques pueden atrapar objetos flotantes y ramas rotas, como lo demostró el tsunami de 2004 en Tailandia (Figura 4.20). Investigaciones anteriores (Tanaka et al., 2009) indican que en caso de no haber limitación de espacio se sugiere un cinturón costero de árboles lo más amplio posible, con dos capas de bosque, que pueden ser de las especies *P. odoratissimus* y *C. equisetifolia*.

Independientemente del tiempo que llevaría construir un cinturón de bosque en una costa vulnerable, el intervalo entre tsunamis puede ser lo suficientemente grande contra el desarrollo forestal, lo que permitiría que esta alternativa sirva en el futuro, así lo han demostrado las propuestas de bosques de mitigación en diferentes costas de Chile (Figura 4.21). Sin embargo, la condición de la rotura de los árboles es un efecto que debe estudiarse de acuerdo con diferentes escenarios de profundidades y velocidades de corriente, así como la especie de los árboles propuestos.



Figura 4.20 Frente de árboles y palmeras durante el tsunami de 2004 en Tailandia.



Figura 4.21 Propuesta de mitigación contra tsunamis mediante árboles de las especies tamarindos, cipreses y eucaliptus para las costas de Chile

Se realizaron simulaciones numéricas de los bosques considerando especies de árboles de 0.3 metros de ancho de tronco (Figura 4.22), los parámetros de la simulación se muestran en la Tabla 4.2.

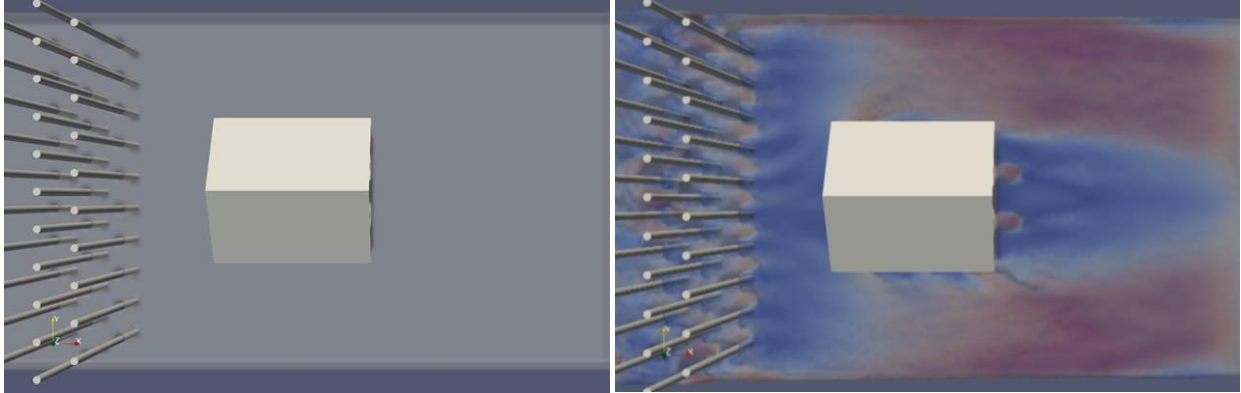


Figura 4.22 Simulación numérica de mitigación de fuerza de tsunami mediante frente de bosque.

Tabla 4.2 Parámetros y principales características de la simulación de la estructura bosque.

Parámetros	Valor
Función Kernel	Wendland
Algoritmo de paso de tiempo	Symplectic
Viscosidad	Artificial (0.01)
Tamaño de la partícula fluida	0.1m
Número de partículas	1040419
Tiempo simulado	13031s
Tiempo de cómputo	3.62horas

4.3.2. Pared de protección contra tsunamis

Las estructuras de pared de protección contra tsunamis han sido ampliamente usadas en japon, implicando obras civiles de millones de dólares. Tal es el caso de la pared contra tsunamis construida en Tohoku, que después de un tsunami de nivel 2 fue destruida (Figura 4.23 y 4.24; Marras & Mandli, 2020). En este caso en particular la falla se debe a la erosión de los cimientos del muro y no de los bloques que conformaban a la estructura.

A través de la historia se ha demostrado que la Pared de protección contra tsunamis no es la opción más viable ante cualquier escenario de tsunami. A continuación, se enlistan algunos problemas que podrían conllevar este tipo de estructuras:

- Si bien, la pared de protección resiste al primer impacto del tsunami, una vez que el tsunami llega al límite de altura y desborda la pared el ingreso del tsunami a la costa es inminente.
- El desbordamiento del tsunami puede implicar un aumento en la energía potencial, debido a la sobreelevación del nivel del mar para tener que vencer la barrera artificial de la pared de protección.

- Una vez que el tsunami llega a la costa y empieza a sobre elevar el nivel del mar, la pared de protección funciona como un dique, lo que implica que el fallo estructural total o parcial de la pared de protección generaría una ola más devastadora de entrada a la costa.
- Al caer el agua por sobre la pared puede generar socavación al pie de su cimentación, disminuyendo su estabilidad estructural.



Figura 4.23 Pared de protección contra tsunamis de Tohoku después de un tsunami nivel 2 en 2011 (Marras & Mandli, 2020).



Figura 4.24 Tsunami de 2011 en Japón a) Pared de protección antes del desborde del tsunami; b) Pared de protección desbordada por el tsunami.

Las simulaciones numéricas de la pared de protección incluyen un dique tipo pared de protección frente a la vivienda desplantada sobre nivel de terreno (Figura 4.25). El dique tiene una base de 1.5m, una altura de 1m, y una corona de 0.5m y se localiza 4.5m

separado de la vivienda. Los parámetros de la simulación se muestran a continuación (Tabla 4.3):

Tabla 4.3 Parámetros y principales características de la simulación de la estructura pared de protección.

Parámetros	Valor
Función Kernel	Wendland
Algoritmo de paso de tiempo	Symplectic
Viscosidad	Artificial (0.01)
Tamaño de la partícula fluida	0.1m
Número de partículas	1019637
Tiempo simulado	13069s
Tiempo de cómputo	3.64horas

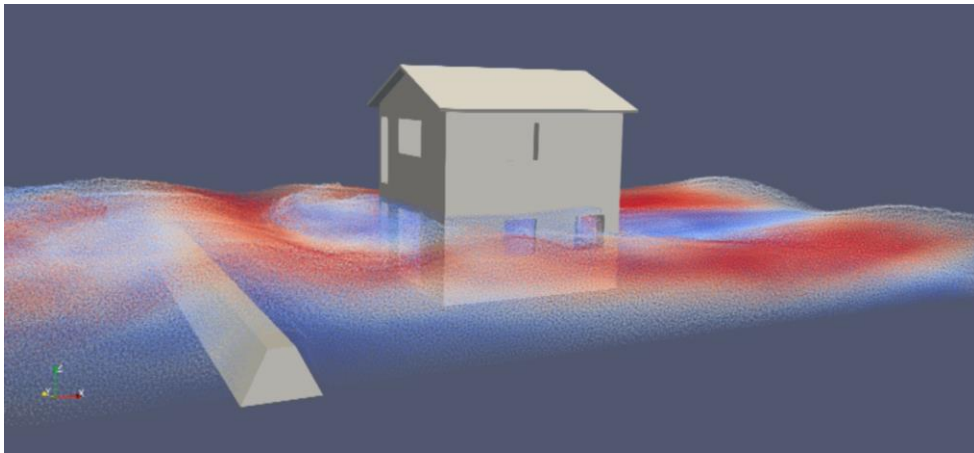


Figura 4.25 Estructura de mitigación de fuerza de tsunami tipo Pared de protección.

4.5. Resultados

Las fuerzas hidrodinámicas sobre la casa, calculadas con las simulaciones SPH, se muestran en la Figura 4.26. Es importante mencionar que se grafica un solo valor de fuerza para una velocidad y una altura de inundación. Este valor de fuerza corresponde a un promedio de la serie de fuerzas obtenidas durante la simulación. Los datos de velocidad y altura de inundación corresponden a las condiciones de entrada de flujo al dominio de simulación, los cuales cambian debido a la obstrucción de la casa al paso del flujo del tsunami. Esto implica que las fuerzas hidrodinámicas no están siendo graficadas con la velocidad y altura del flujo que choca con la casa, sino con la velocidad y el flujo de la condición de entrada al modelo.

Se puede ver que mientras para el incremento de la altura la fuerza incrementa casi linealmente, el incremento de fuerza respecto a la velocidad tiende a ser exponencial. Esto también está relacionado con la formula analítica de la fuerza de arrastre, debido a que la velocidad tiene un exponente cuadrático y por ende tiene una mayor importancia respecto a la altura de inundación.

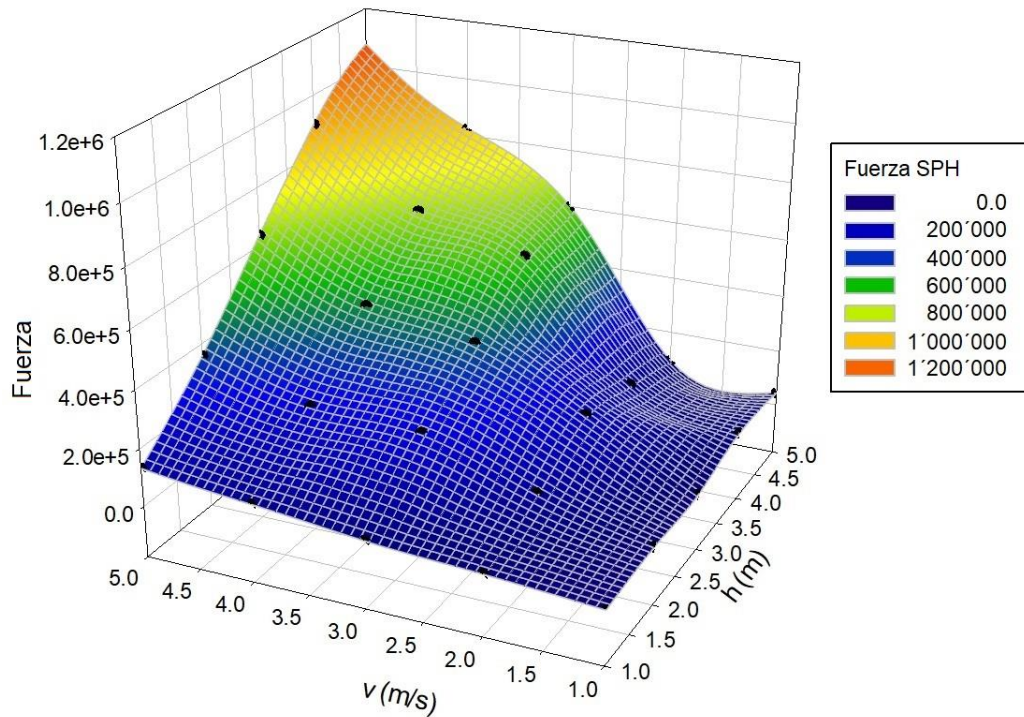


Figura 4.26 Fuerzas Hidrodinámicas SPH sobre la casa a nivel de terreno.

Debido a la complejidad de contar con un modelo 3D de inundación por tsunami para diferentes magnitudes y características de tsunamis, diferentes normativas internacionales de diseño estructural de edificaciones en zonas inundables por tsunami sugieren contar con un mapa de inundación basado en un modelo numérico bidimensional que tenga cotas de inundación y de ser posible con velocidades de flujo. Sin embargo, generalmente los modelos 2D se realizan bajo esquemas eulerianos de mallas que pueden ser estructuradas o no estructuradas, cuya resolución de maya por el gran tamaño puede dejar fuera elementos superficiales tan importantes como canales, terraplenes, construcciones, lagunas, que modifican totalmente la hidrodinámica del flujo, bosques, etc., pudiendo incluso aumentar la magnitud de las fuerzas.

En la Figura 4.27 se muestra la comparación de las fuerzas SPH con las fuerzas hidrodinámicas calculadas de forma analítica a partir de las velocidades y alturas de inundación de las condiciones de entrada al modelo numérico SPH, que al no chocar aún con la casa se consideraron como condiciones de flujo de un modelo 2D que no posee obstáculos en su paso. Se puede observar que la subestimación de las fuerzas hidrodinámicas calculadas en un enfoque de simulación 2D subestiman las fuerzas SPH, y que esta diferencia se hace mayor a medida que las condiciones de velocidad y altura de inundación aumentan.

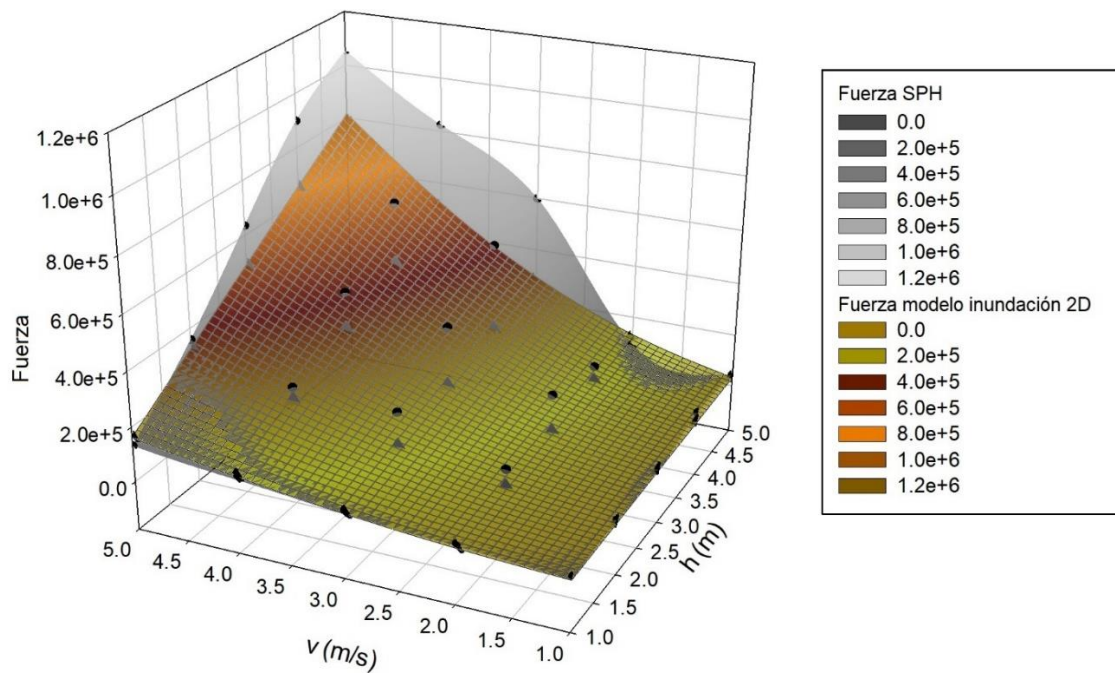


Figura 4.27 Fuerza hidrodinámica calculada a partir de un enfoque de simulación 2D. La sombra corresponde a la comparación con las fuerzas SPH.

El contar con mapas de inundación basados en esquemas numéricos tridimensionales o con modelos bidimensionales que acoplen una mayor resolución morfológica de toda la costa y de los obstáculos al paso del flujo del tsunami permite una mejor representación de la realidad y una mayor aproximación a las solicitaciones estructurales que pudieran generarse. La Figura 4.28 muestra la comparación de las fuerzas SPH con las fuerzas hidrodinámicas calculadas de forma analítica a partir de velocidades y alturas de inundación de un enfoque de simulación 3D. Estas velocidades y alturas fueron tomadas donde choca el flujo del tsunami con la casa, lo que representaría un modelo de inundación tridimensional de detalle.

La Figura 4.28 muestra un mayor ajuste de las fuerzas SPH y de las fuerzas analíticas que la Figura 4.27. Esto demuestra que el considerar objetos obstáculos en el paso del flujo del tsunami permite tener una mayor aproximación a las fuerzas hidrodinámicas. Sin embargo, para velocidades y alturas de inundación grandes, la formula analítica sobre estima la fuerza. Esto se puede deber a que en la forma analítica se considera que toda la altura del flujo choca con la casa, pero en la simulación numérica a grandes velocidades y

alturas el agua ha sobrepasado la altura de la casa, lo que implica que no toda la altura del flujo aporta a la fuerza hidrodinámica de arrastre.

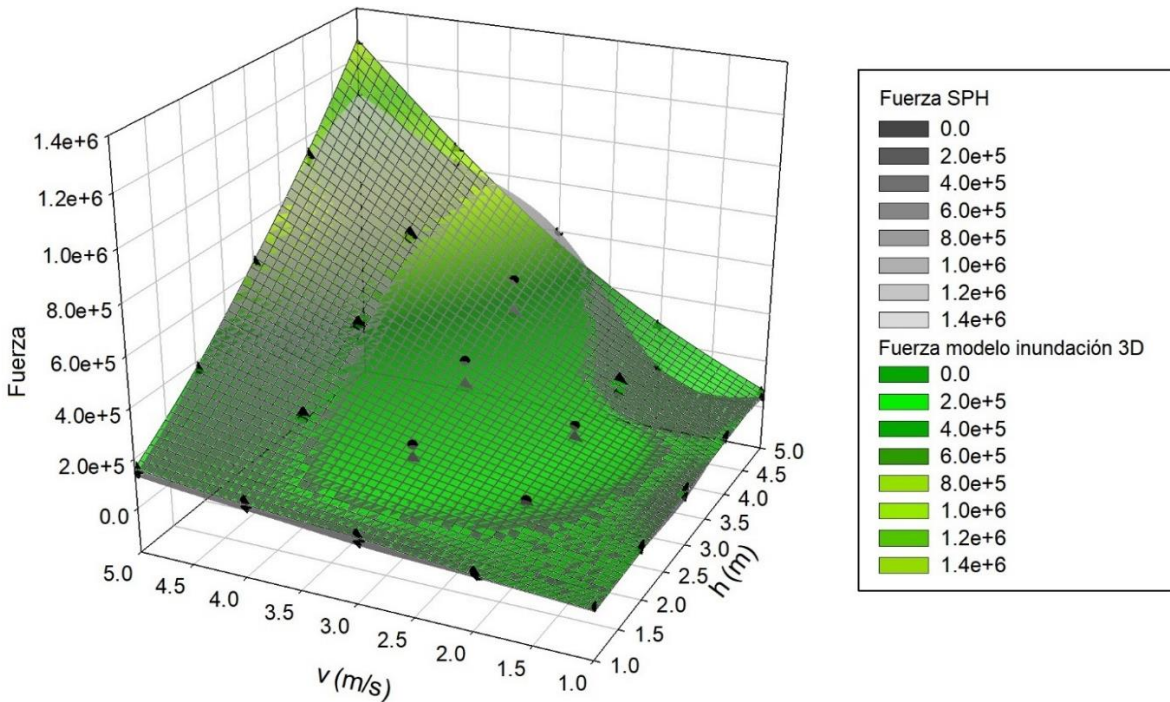


Figura 4.28 Fuerza hidrodinámica calculada a partir de las velocidades y alturas de flujo de un enfoque de simulación 3D. La sombra corresponde a la comparación con las Fuerzas SPH.

La Figura 4.29 muestra la comparación de la fuerza sobre la casa sin protección y con 3 tipos de protección, considerando la pared de protección, un bosque a 3 metros de la casa (bosque 1) y un bosque a 5 metros de la casa (bosque 2). Las fuerzas se normalizan dividiéndose entre el peso de la casa, siendo este 555'953 Newtons, con el fin de tener un criterio de estabilidad de la estructura. Se puede observar que la media de las fuerzas hidrodinámicas sin estructura o con pared de protección es casi igual, lo que corrobora que una vez que la pared de protección se desborda, no hay una disminución significativa de la magnitud de la fuerza. A pesar de que la media de la fuerza sin protección es ligeramente menor a la media de la fuerza con pared de protección (Dam), esto se puede deber a las fluctuaciones turbulentas que hay en el flujo y al intervalo de tiempo en el cual se calculó la media de la fuerza.

En cuanto al bosque de protección si hay una disminución en la fuerza hidrodinámica respecto al modelo que no tiene protección, esta disminución para el bosque 1 es del 15% respecto a la fuerza del modelo sin protección, mientras que para el bosque 2 la

disminución de la fuerza es del 20%. En cuanto a la comparativa entre los dos bosques, la fuerza hidrodinámica con el bosque 2 es 5.6% menor al modelo con el bosque 1. Lo que implica que una obra de protección tipo bosque no tiene tanta eficiencia en la disminución de la fuerza si se posicionan demasiado cerca de la edificación.

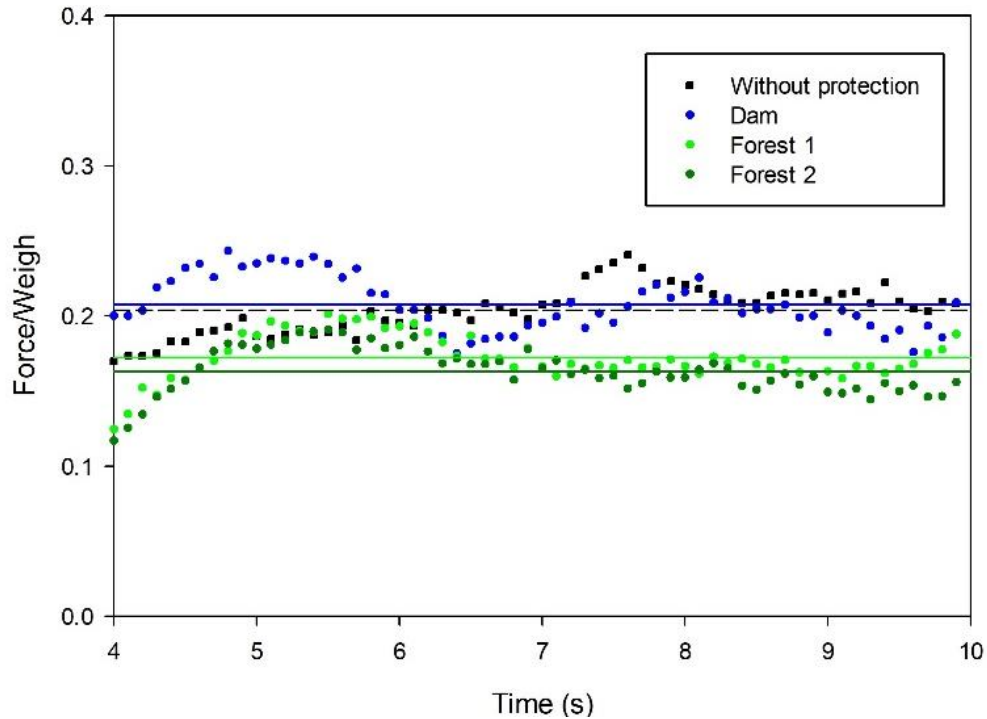


Figura 4.29 Fuerza hidrodinámica sobre la casa normalizada entre el peso propio de la casa.

La Figura 4.30 muestra la división de la fuerza hidrodinámica que actúa sobre la estructura de protección dividida entre el peso propio de la vivienda. Se puede observar que la fuerza a la que está sometido el bosque es mucho mayor que la fuerza que recibe la pared de protección tipo dique. Esto pone de manifiesto la necesidad de estudiar el tipo de árboles adecuados a un bosque de protección contra tsunamis y la resistencia que pudieran tener para evitar que estos árboles de gran tamaño se desprendan por causa del flujo y terminen actuando como proyectiles de gran tamaño y peso.

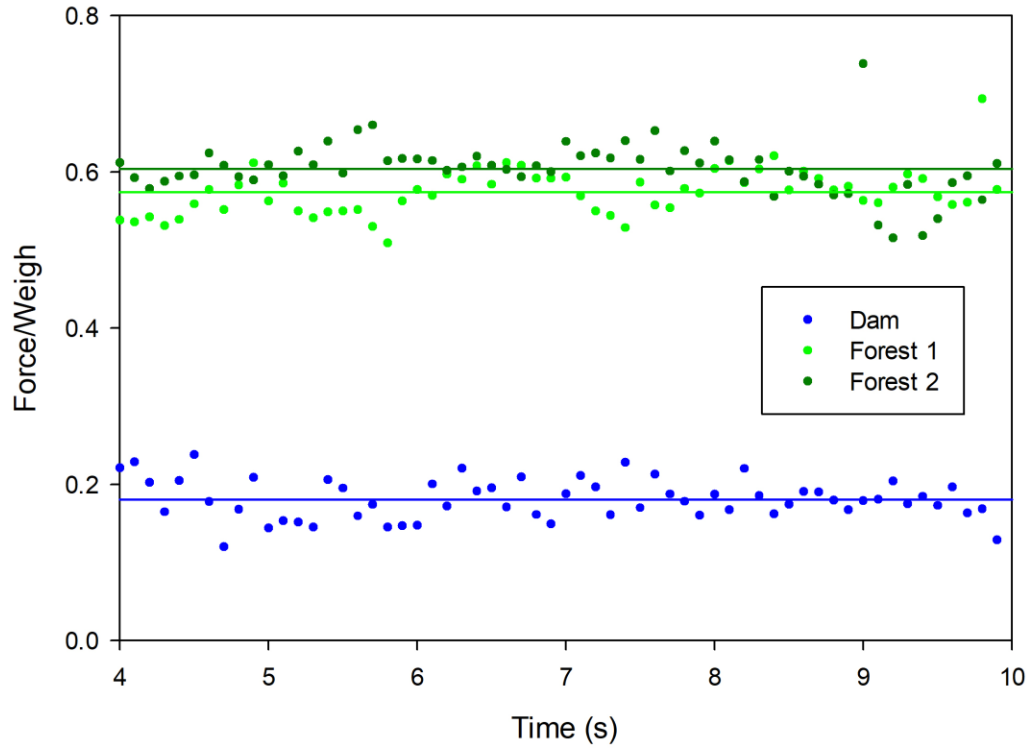


Figura 4.30 Fuerza hidrodinámica sobre la estructura de mitigación normalizada entre el peso propio de la casa.

5. Conclusiones y recomendaciones

En múltiples condiciones los modelos 2D pueden representar de una manera muy aproximada las ondas de tsunamis, siempre y cuando las velocidades no varíen significativamente en la vertical de la profundidad del agua. Sin embargo, los datos de campo y los resultados de modelos numéricos pueden mostrar variaciones asimétricas de la altura y velocidades de la ola bajo condiciones topográficas diversas, por lo que la estimación de fuerzas hidrodinámica a partir de velocidad y altura de inundación de modelos bidimensionales puede tener una gran incertidumbre. Esto se debe a que los modelos bidimensionales eulerianos generalmente emplean mallas con tamaños grandes que no alcanzan a incluir en su detalle topográficos elementos superficiales como edificaciones, terraplenes, puentes, estructuras diversas, etc. Esto no permite recrear el choque del flujo de inundación por tsunami sobre estructuras con geometrías complejas.

En este trabajo se realizaron simulaciones numéricas SPH de la propagación de flujos con características similares a las de un tsunami sobre estructuras (dos edificaciones y un puente). El objetivo de estas simulaciones radica en la importancia que tiene conocer el comportamiento de flujos de tsunamis en la fuerza que producen sobre estructuras. Esto permite observar la aplicabilidad de metodologías de diseño estructural contra tsunamis y analizar sobre qué condiciones estas formulaciones empíricas son aplicables con mayor eficacia.

La validación de la aplicabilidad del modelo DualSPHysics, basado en el método SPH, se realizó recreando dos modelos experimentales. La primer validación con un experimento recrea diversos experimentos de Tomiczek et al. (2016), donde se muestra un buen ajuste en cuanto a la propagación de 7 olas de diferentes características. Esto pone de manifiesto la aplicabilidad del modelo para recrear condiciones que van desde solitones hasta flujos de gasto constante y también combinación de ambos. El segundo experimento consta de la propagación de un solitón en un canal de oleaje del Instituto de Ingeniería de la UNAM, en el cual la geometría del modelo representa una playa, lo que permite observar la propagación de la ola y el aperlamiento que presenta al acercarse y pasar por la playa. En este experimento la correlación más baja fue de 0.89 y las otras fueron mayores al 0.99, lo que indica un buen ajuste.

En cuanto a la simulación numérica de inundación en Zihuatanejo por tsunamis se pudo obtener el área de inundación, así como la variabilidad de las alturas de inundación en función de la topografía y las zonas de amplificación de velocidad del flujo, obteniéndose dos principales estructuras vulnerables. Primero el puente La Noria-El Almacén, el cual se podrían presentar velocidades de hasta 6m/s y alturas de inundación que podrían llegar a superar la trabe del puente. Las fuerzas que podrían presentarse en el puente podrían llegar hasta 600'000 kg fuerza.

Respecto a la simulación de las edificaciones, primero se compararon las fuerzas sobre la casa desplantada sobre el piso y elevada en palafitos. Las simulaciones se realizaron para una profundidad inicial de inundación de 4m, considerando 4 diferentes velocidades 1m/s, 2m/s, 4m/s y 6m/s, lo cual modificó significativamente las alturas de inundación logrando mayores profundidades de inundación para mayores velocidades, lo que también amplificó las fuerzas hidrodinámicas. La disminución de la fuerza se logró para la casa desplantada en palafitos, logrando una disminución de 54% para la velocidad de 6m/s, 73% para 4m/s, 77% para 2m/s y 90% para la velocidad de 1m/s. Esto implica que la eficiencia de emplear casas elevadas es mayor para velocidades mayores, probablemente debido a que en velocidades menores la fuerza hidrostática es más importante respecto a la fuerza de arrastre y que en velocidades mayores la fuerza de arrastre es mucho mayor a la hidrostática, debido a que la velocidad es cuadrática.

Considerando los tres tipos de protecciones la media de las fuerzas hidrodinámicas sin estructura o con pared de protección es casi igual, lo que corrobora que una vez que la pared de protección se desborda, no hay una disminución significativa de la magnitud de la fuerza, e incluso podría aumentarse la fuerza hidrodinámica considerando la pared de protección debido a la elevación que gana el flujo para tener que pasar por sobre la pared. Este tipo de protección solo se recomienda para escenarios en los que sea muy poco probable que el agua supere la altura del muro de protección, para lograr la eficacia en la protección de la costa. En cuanto al bosque de protección se logra una disminución en la fuerza hidrodinámica respecto al modelo que no tiene protección, esta disminución para el bosque 1 es del 15% respecto a la fuerza del modelo sin protección, mientras que para el bosque 2 la disminución de la fuerza es del 20%. Lo que implica que una obra de protección tipo bosque no tiene tanta eficiencia en la disminución de la fuerza si se posicionan demasiado cerca de la edificación. También se debe considerar que a pesar de que los bosques de protección tienen mayor eficiencia en mitigación de fuerzas respecto a

los muros, la fuerza que actúa sobre los bosques es mucho mayor y si la especie, tamaño y raíces de los árboles no son los adecuados, los árboles no resistirían los empujes horizontales, pudiendo convertirse en proyectiles que impactan sobre edificaciones o construcciones al paso del tsunami.

6. ANEXO Cálculo de fuerzas de “Green water” mediante simulaciones SPH

Tanto estructuras marinas son susceptibles a olas que superan el francobordo y embarcan en cubierta, las cuales son conocidas en ingeniería costera como green water (Buchner, 2002). Este tipo de olas generan cargas verticales cuasiestática durante la inundación de cubierta (Hernández-Fontes, Vitola, et al., 2019). Sin embargo, las green water también pueden producir cargas horizontales que impactan sobre subestructuras verticales en el borde de las plataformas (Barcellona et al., 2003), las cuales pueden ser de magnitud significativa respecto a las verticales.

Siendo la estructura fija, se pueden generar problemas estructurales (Hernández-Fontes, Esperança, et al., 2019). Este tipo de rompientes de ola se pueden presentar también sobre estructuras costeras sujetas a tsunamis, debido a la variabilidad topográfica que puede generar olas rompientes con componentes horizontales y verticales sobre viviendas, puentes, terraplenes, caminos y construcciones. Por lo que estudiar el comportamiento de las fuerzas y los mecanismos mitigadores de fuerza permitirían una mayor eficiencia en el diseño estructural.

A continuación, se muestra un enfoque numérico sistemático para investigar las cargas de green water en una estructura fija usando SPH con base en un experimento wet dambreak para generar los flujos incidentes tipo green water. La geometría del modelo simulado se basa en el trabajo experimental de Hernández-Fontes et al. (2020), con el cual también se compararon los resultados numéricos. Por último, se estudia la mitigación de las fuerzas por una protección tipo barrera dispuesta en 3 inclinaciones diferentes al borde de la estructura.

El presente enfoque permitió la interacción de las olas de corta duración con estructuras fijas permitiendo analizar sistemáticamente detalles de las cargas de green water y su mitigación.

Se investigaron varios casos de ola propagada sobre la cubierta de la estructura con una etapa de flujo hacia adelante y atrás y otros casos en que el flujo incidente sobre la cubierta invade de manera continua, incluyendo las etapas de flujo adelante y atrás. A estos

escenarios se alternaron las condiciones de ahogamiento de la ola, variando la profundidad inicial sobre el experimento.

Modelo experimental

Se realizaron simulaciones de experimentos tipo wet dambreak (Hernández-Fontes et al., 2018) para generar eventos aislados de green water sobre una estructura. Se utilizó una instalación rompe-presa con estructura interna fija, que contiene una compuerta vertical que contiene dos volúmenes de agua estática, con niveles de agua constantes h_0 y h_1 (es decir, las condiciones iniciales de los experimentos), como se muestra en la Figura 6.1. La puerta está conectada a un peso que cae por un cable de acero. Inicialmente, este peso está sostenido por un electroimán, luego se libera para tirar de la puerta hacia arriba. Se forman así ondas de choque, en forma de perforaciones o saltos hidráulicos, dependiendo de las relaciones h_1/h_0 .

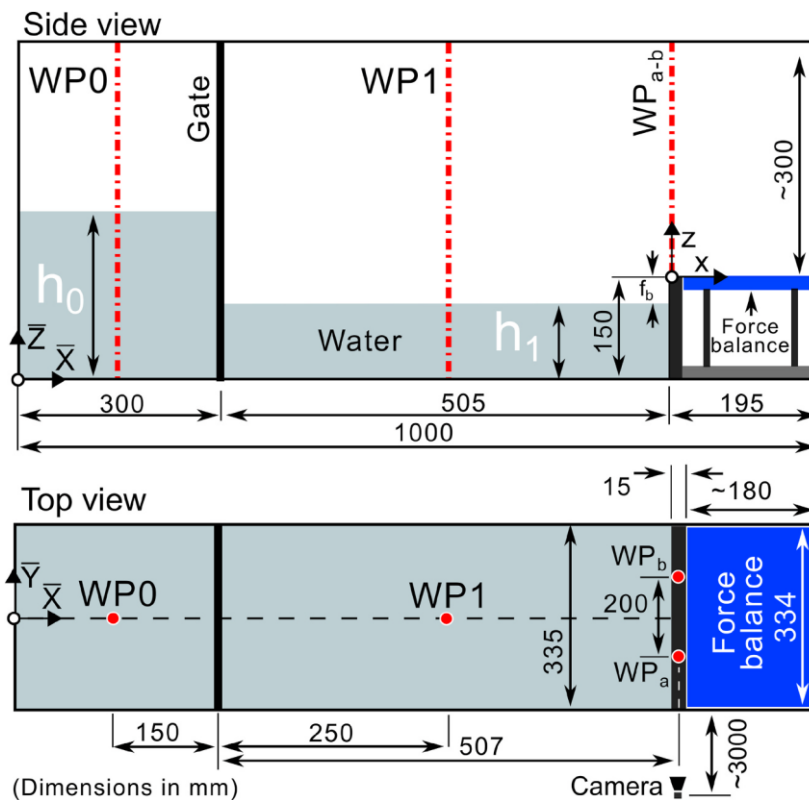


Figura 6.1 Condiciones iniciales del experimento wet dam break. WP0, WP1 y WP_{a-b} son puntos de medición de altura de agua.

La configuración del experimento y los datos experimentales de fuerza sobre la balanza son tomados de (Hernández-Fontes et al., 2020) para fines de validación del modelo

numérico, además de los datos de las sondas de altura de agua de WP0, WPI, WPa y WPb. Los datos completos del experimento se encuentran en trabajos recientes de Hernandez-Fontes et al. (Hernández-Fontes et al., 2018; Hernández-Fontes et al., 2020). Los nuevos datos experimentales utilizados en este trabajo se obtuvieron en LabOceano/COPPE, Universidad Federal de Río de Janeiro.

Casos simulados

Los 6 casos de estudio C1-C6 se muestran en la Tabla 6.1. Como se muestra en la tabla, estos casos se generaron con las condiciones iniciales h_0 , h_1 y fb . Los casos de estudio C1–C4 amplían el trabajo experimental de Hernández-Fontes et al. (2020), mientras que en este trabajo se incluyen dos casos adicionales, generadas con valores de condición inicial h_0 mayores (C5 y C6). Se investigaron los efectos de tres protecciones de borde de cubierta diferentes (es decir, placas horizontales, inclinadas y verticales) sobre las cargas de green water. Estas protecciones tipo placa, que se supusieron rígidas para los fines de este trabajo, se eligieron para parecerse a las placas de amurada comúnmente utilizadas en barcos y otras estructuras marinas. La configuración de las protecciones de borde y los elementos definidos para medir las cargas globales (es decir, la fuerza total sobre todo el elemento) se muestra en el croquis de la Figura 6.2. Las placas de protección se suponen de la misma longitud que el francobordo (fb , Figura 6.1), y se colocaron en el borde de la plataforma en posición horizontal, inclinada (45°) y vertical.

Tabla 6.1 Condiciones iniciales de los casos simulados tipo wet dambreak

Caso	h_0 (m)	h_1 (m)	h_1/h_0	fb (m)
C1	0.171	0.120	0.7	0.030
C2	0.200	0.120	0.6	0.030
C3	0.240	0.120	0.5	0.030
C4	0.300	0.120	0.4	0.030
C5	0.400	0.120	0.3	0.030
C6	0.600	0.120	0.2	0.030

Las cargas verticales se midieron en el tablero de la estructura (Element 1), considerando la longitud de equilibrio de fuerzas empleada en (Hernández-Fontes et al., 2020). Las cargas horizontales se midieron sobre el muro vertical de la estructura que está permanentemente en contacto con el agua (Element 2) y sobre el muro vertical ubicado

en el tablero (Element 3). La longitud de los elementos 2 y 3 fue la misma a efectos de análisis práctico. La validación del método numérico se realizó con datos experimentales de (Hernández-Fontes et al., 2020). Además, se investigaron los efectos de las protecciones de borde de cubierta por la fuerza de green water, considerando todos los casos de estudio.

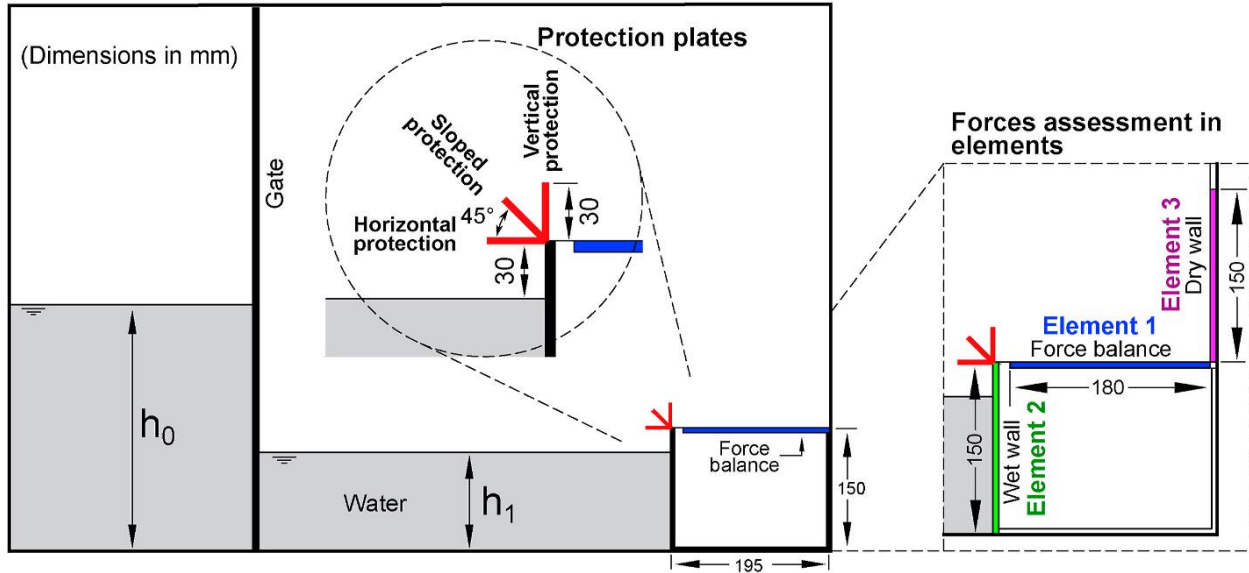


Figura 6.2 Configuración de las protecciones de franco bordo (placas horizontales, inclinadas y verticales) y elementos estructurales para el análisis de las cargas hidrodinámicas.

Parámetros y características de la simulación

Los parámetros y principales características de las simulaciones se muestran en la Tabla 6.2. La función de Kernel ocupada es la función de Wendland, el algoritmo de paso de tiempo utilizado es Verlet, el esquema de viscosidad utilizado es la viscosidad artificial ($\alpha = 0,02$) y el espacio entre partículas fue de 0,0005 m. El número total de partículas y el tiempo de cómputo se reportan como mínimo y como máximo, dado que el número de partículas no fue el mismo para los 24 casos simulados. El número máximo de partículas totales fue de 0,97 millones, para el caso de mayor columna de agua (C6). Las simulaciones se ejecutaron en el clúster de supercomputación YOLTLA de la Universidad Autónoma Metropolitana de México, en dispositivos GPU Tesla K20.

Tabla 6.2 Parámetros y principales características de la simulación

Parámetros	Valor
Función Kernel	Wendland
Algoritmo de paso de tiempo	Verlet
Viscosidad	Artificial ($\alpha = 0,02$)
Tamaño de espaciamiento entre partículas	0.0005 m
Total de partículas del caso menor	454'648
Total de partículas del caso mayor	968'908
Tiempo simulado	3 s
Intervalo de paso de tiempo	0.005 s
Tiempo de cómputo mínimo	1.25 h
Tiempo de cómputo máximo	6.2 h

El movimiento del fluido fue producido por una columna de agua, a la izquierda del dominio, liberada al inicio de la simulación. La Figura 6.3 muestra la configuración límite y la configuración inicial del fluido sin placas de protección para los casos C1 ($h_1/h_0 = 0,7$), C4 ($h_1/h_0 = 0,4$) y C6 ($h_1/h_0 = 0,2$).

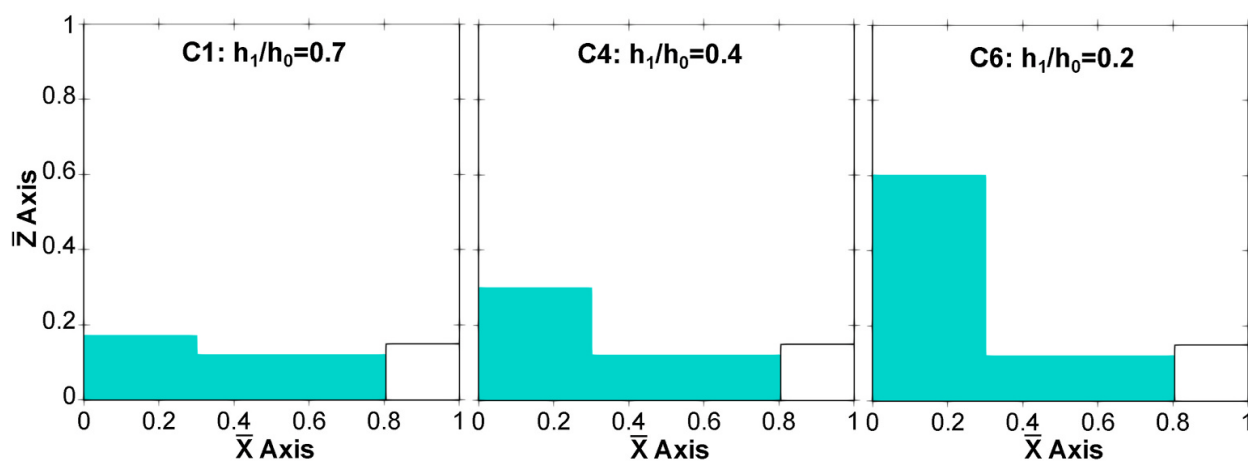


Figura 6.3 Configuración inicial de fluidos para la estructura sin placas de protección para los casos C1 ($h_1/h_0 = 0.7$), C4 ($h_1/h_0 = 0.4$) y C6 ($h_1/h_0 = 0.2$).

El fluido se discretiza en un conjunto de partículas de fluido que se mueven dentro de un dominio de condiciones de contorno de tipo dinámicas. Estas condiciones de contorno están compuestas por un conjunto de partículas de contorno que satisfacen las mismas ecuaciones que las partículas del fluido pero que no se mueven de acuerdo con las fuerzas que se ejercen sobre ellas. Las simulaciones numéricas de los 6 casos se muestran en la Figura 6.4.

Validación de resultados

Para validar el modelo numérico, se realizaron comparaciones con datos experimentales de altura de agua de la ola incidente (en los puntos WP0 y WP1, Figura 6.1), sobre la estructura (WPa y WPb) y también se compararon cargas verticales en la cubierta (sobre el Elemento 1, Figura 6.2).

Las comparaciones se realizaron para los casos C1 y C4, que presentaban las menores y mayores cargas sobre el tablero en el estudio de Hernández-Fontes et al. (2020). Cabe mencionar que, para realizar comparaciones sistemáticas de cargas en este trabajo, se aplicó a los resultados numéricos un filtro digital Savitzky-Golay disponible en Matlab (con orden polinómico y longitud de cuadro de 3 y 17, respectivamente). Este tipo de filtro permite suavizar los datos sin distorsionar la tendencia de la señal.

La Figura 6.5 muestra las comparaciones entre los resultados numéricos obtenidos con SPH y la desviación estandar de cinco repeticiones de datos experimentales para C1 y C4. Donde (a) Elevaciones de agua en WP0 para C1. (b) Elevaciones de agua en WP0 para C4. (c) Elevaciones de agua en WP1 para C1. (d) Elevaciones de agua en WP1 para C4. (e) Elevaciones de agua en WPa y WPb para C1. (f) Elevaciones de agua en WPa y WPb para C4. (g) Cargas verticales para C1. (h) Cargas verticales para C4. Los ejes verticales de las gráficas de elevación de agua están en unidades de metros, siendo el eje horizontal el tiempo en segundos. Los ejes verticales de las gráficas de fuerza están en unidades de kg.

La escala de tiempo en todas las simulaciones sigue lo reportado en investigaciones experimentales previas (Hernández-Fontes et al. 2018; 2020). Es decir, el instante $t=0s$ corresponde a la activación de un gatillo para iniciar con los experimentos. El tiempo de inicio de la simulación se tomó como $t=0.5s$ para comparación con los datos

experimentales, correspondiente al tiempo promedio en el que la puerta inició su desplazamiento vertical para todos los casos experimentales.

Las Figuras 6.5a y b muestran la comparación de las elevaciones de agua medidas en WP0 ($X = 0,15$ m, Fig. 6.1) para C1 y C4, respectivamente. En ambos casos, los resultados numéricos concuerdan bien con la tendencia de los experimentos, pero muestran un pequeño retraso en la evaluación de las elevaciones del agua después del primer valor mínimo.

Las Figuras 6.5c y d muestran las comparaciones entre las medidas obtenidas en WP1 ($X = 0,55$ m, Figura 6.1). Este dato corresponde al sondeo que se aproxima a la estructura fija, que se formó después del desbloqueo de la compuerta. Se puede notar que la elevación máxima está en el orden de magnitud de las de las repeticiones de los experimentos. Sin embargo, los valores máximos de los experimentos muestran un retraso con respecto a los resultados numéricos. Este comportamiento también se observa en la comparación de los resultados numéricos con las medidas de WPa y WPb, que dieron cuenta del exceso de francobordo al inicio de la cubierta, como se muestra en la Figura 6.5e y f, respectivamente.

Las Figuras 6.5g y h muestran las comparaciones de cargas verticales para C1 y C4, respectivamente. En ambos casos, los resultados numéricos captan bastante bien la tendencia mostrada por los experimentos, sobrestimando los valores pico. Hay un pequeño retraso entre las cargas numéricas y experimentales para C4, como se ve en la comparación de las elevaciones de agua de la ola incidente en la Figura 6.5d.

Las comparaciones mostradas en la Figura 6.5 se consideran aceptables ya que existen algunos factores experimentales que no fueron reproducidos en la simulación numérica. Estos factores demandan de estudios más específicos, quedando fuera del alcance de este estudio, pudiendo ser estos factores:

- Se desestimaron los efectos de la compresibilidad ya que el enfoque del trabajo fue investigar las cargas desde el punto de vista de la ingeniería, realizando un análisis sistemático para demostrar el uso de la metodología y verificar los efectos de diferentes protecciones de borde de cubierta en la carga de agua verde resultante. Estos efectos pueden influir en la formación de cavidades de aire, importantes en el análisis de cargas hidrodinámicas. Las diferencias entre las amplitudes de las cargas experimentales y numéricas para los casos con formación de cavidades de

aire, como en C4, pueden estar parcialmente relacionadas con la omisión de los efectos de la compresibilidad en las simulaciones.

- Se desestimaron los efectos de la compresibilidad ya que el enfoque del trabajo fue investigar las cargas desde el punto de vista de la ingeniería, realizando un análisis sistemático para demostrar el uso de la metodología y verificar los efectos de diferentes protecciones de borde de cubierta en la carga de agua verde resultante. Estos efectos pueden influir en la formación de cavidades de aire, importantes en el análisis de cargas hidrodinámicas. Las diferencias entre las amplitudes de las cargas experimentales y numéricas para los casos con formación de cavidades de aire, como en C4, pueden estar parcialmente relacionadas con la omisión de los efectos de la compresibilidad en las simulaciones. Los pequeños retrasos observados entre los resultados numéricos y experimentales pueden atribuirse a efectos relacionados con la liberación de la puerta. La fricción entre las paredes de la compuerta y los volúmenes estáticos de agua afectaron la generación de olas. Teniendo en cuenta las instantáneas obtenidas para $h1/h0 = 0,7$, se puede ver que la columna de agua aguas arriba de la compuerta se deformó levemente entre el momento en que la compuerta comenzó a moverse y cuando la compuerta dejó de estar en contacto con el agua, quedando el volumen aguas abajo casi inalterado. Sin embargo, esto no ocurrió para el caso con $h1/h0 = 0,4$, que tenía una columna de agua más alta aguas arriba. Para este caso, la compuerta tuvo que recorrer más, y cuando terminó el contacto borde-agua de la compuerta, el volumen aguas abajo ya estaba deformado. El presente estudio numérico considera una liberación inmediata de la puerta, lo que permite una comparación sistemática para todos los casos.

Para la elevación de la superficie libre de agua, se cuantificó la concordancia entre los resultados numéricos obtenidos con SPH y los datos experimentales en términos de desviación estándar normalizada (σ_n), diferencia cuadrática media (E_n) y correlación (R), según la metodología de González-Cao et al. (2019).

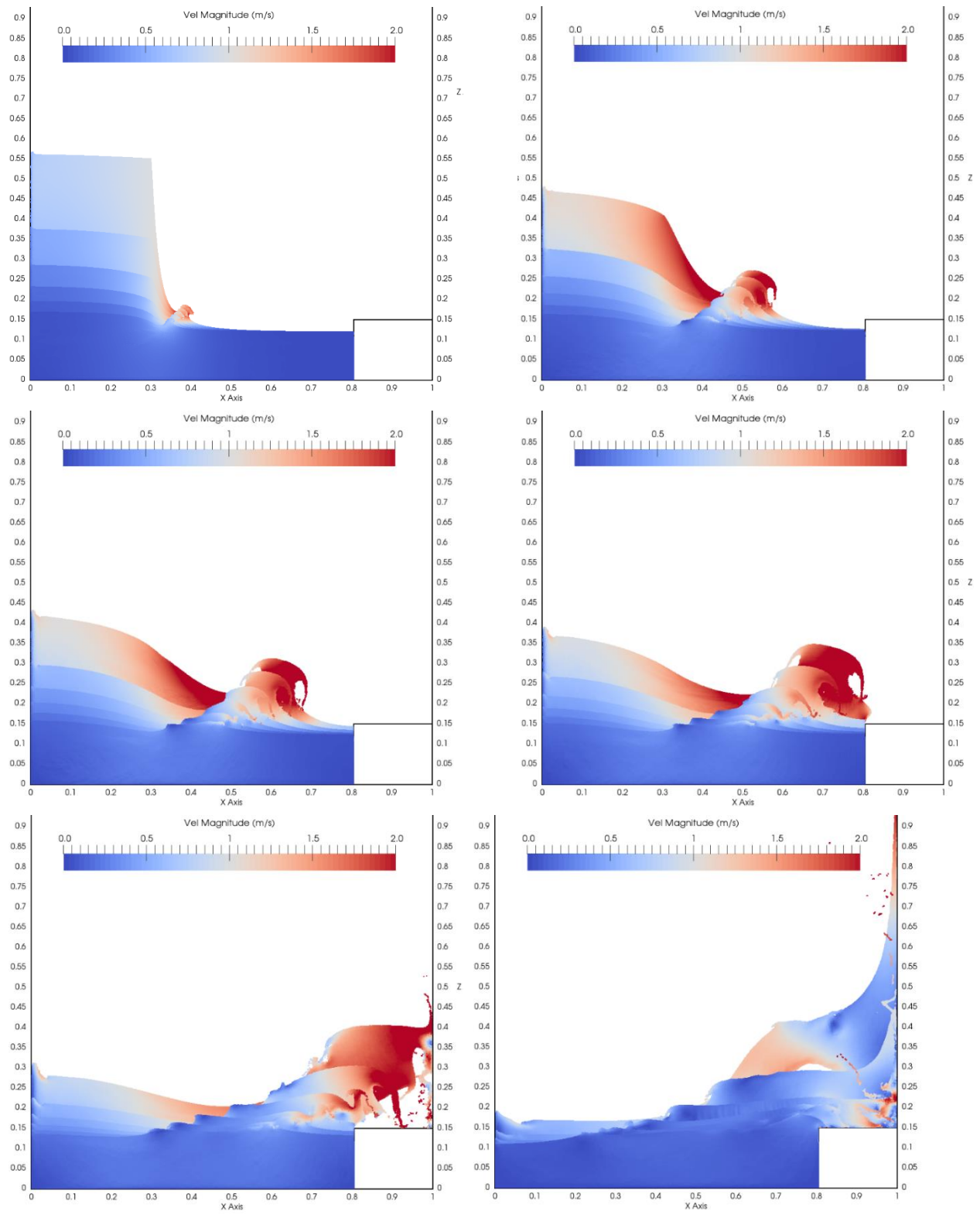


Figura 6.4 Simulaciones numéricas de los 6 casos C1, C2, C3, C4, C5 y C6

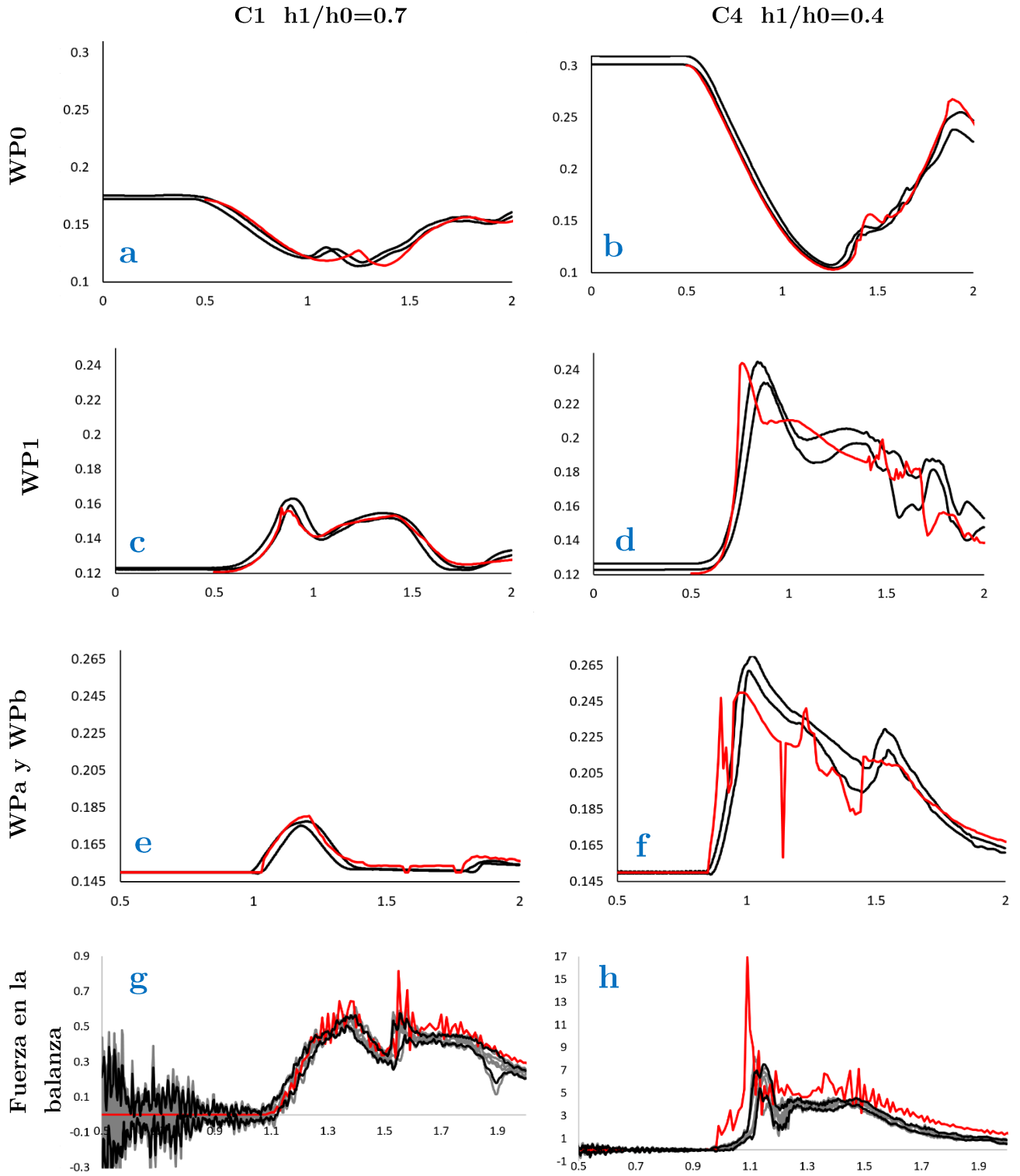


Figura 6.5 Validación del enfoque numérico con datos experimentales: comparación de series temporales entre los resultados de SPH y las cinco repeticiones experimentales.

La comparación en elevación de agua entre simulaciones numéricas y datos experimentales para los casos C1, C2, C3 y C4, se muestra en el diagrama de Taylor (Taylor, 2001) de la Figura 6.7. Para cada caso se compararon tres puntos de monitoreo de elevación de agua, g1 corresponde a WP0, g2 corresponde a WP1 y g3 corresponde a los valores medios de los puntos WPa y WPb ubicados en el borde de la estructura ($X = 0.807$ m, Figura 1). Con estos resultados se pueden analizar las correlaciones del flujo del dam break en su formación, tránsito y tiempo de llegada a la estructura. La Figura 6.7 muestra que la correlación de datos es mayor para C1 (el caso con una columna de agua menos profunda) y esta disminuye a medida que disminuye la relación $h1/h0$, mostrando la correlación más baja para el caso con una columna de agua mayor (C4). Esta baja correlación puede deberse a la mayor influencia de la apertura de la compuerta para los casos con mayor columna de agua, ya que estos comparten mayor área de contacto entre la columna y la compuerta, generando mayor fricción.

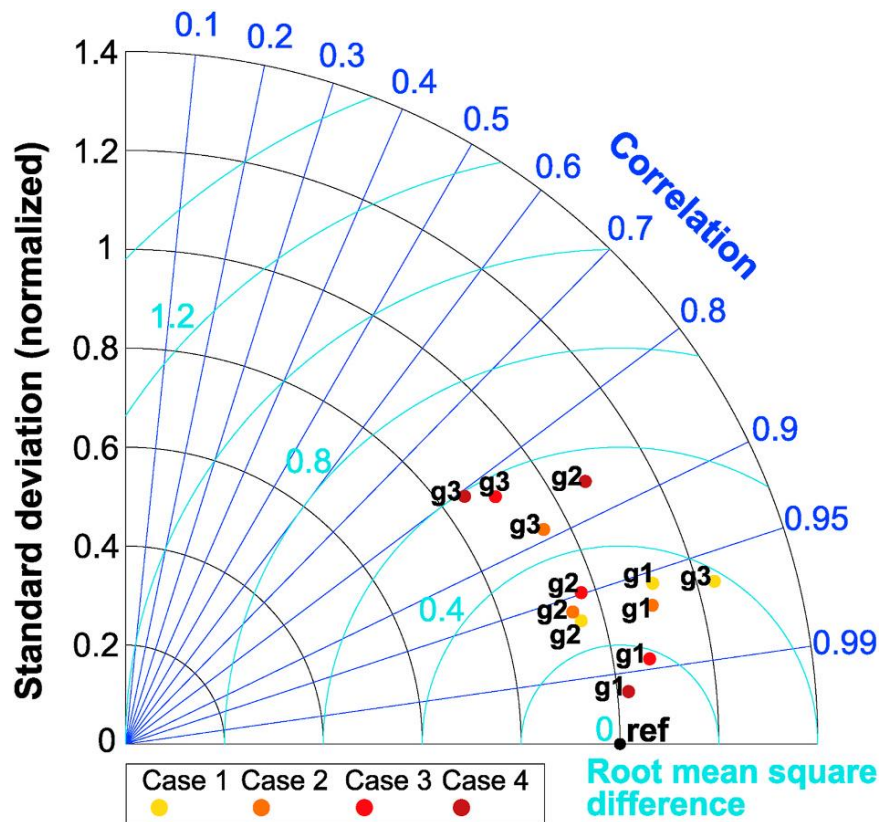


Figura 6.6 Diagrama de Taylor de comparaciones de elevación de agua entre los resultados de SPH y los datos experimentales para C1, C2, C3 y C4.

Por otro lado, para todos los casos se muestra una correlación mayor a 0.95 en el punto WP1 ($X = 0.15$ m), y esta correlación se va perdiendo a medida que avanza la ola, teniendo la menor correlación en el punto WPa-b, al llegar a la estructura ($X = 0,807$ m). Sin embargo, en todos los casos, las correlaciones siguen siendo superiores a 0,8. La desviación estándar normalizada es generalmente inferior al 20%.

En cuanto al punto WP0, existe una tendencia a disminuir la desviación estándar a medida que aumenta la columna de agua (alcanzándose la menor desviación para C4). Sin embargo, hubo más dispersión en los puntos WP1 y WPa-b, lo que puede significar que los efectos de fricción de la compuerta afectaron más a las elevaciones aguas abajo.

Resultados

Las Figuras muestra las comparaciones de las series temporales de cargas totales en los tres elementos 1, 2 y 3 para las distintas protecciones de borde. Los casos C2 y C4 se consideran como representativos de C1 y C3, respectivamente, ya que presentan una propagación similar de la ola.

Las comparaciones de cargas para C5 y C6 se presentan en las Figuras 11 y 12, respectivamente. Las comparaciones en las Figs. 9–12 incluyen imágenes de algunos instantes de la ola invadiendo la estructura sin protección de cubierta, mostrando la magnitud de la velocidad del flujo durante los eventos de green water.

Conclusiones

Se presentó un enfoque numérico sistemático para investigar las cargas de green water en una estructura fija utilizando el método SPH y el método wet dambreak para generar los flujos incidentes. Este enfoque permitió producir diferentes tipos de escenarios de navegación de agua sobre la cubierta de una estructura fija, lo que permitió el estudio de las cargas obtenidas con el uso de diferentes protecciones de borde de cubierta. La investigación se aplica a los casos en que las estructuras marinas tienen paredes verticales cerca del borde de la cubierta, verificando el efecto de las protecciones de borde de cubierta en la carga de green water.

Se generaron seis eventos de agua verde con diferentes relaciones de rotura de presa húmeda ($0.2 \leq h1/h0 \leq 0.7$). Las proporciones más grandes produjeron eventos con una cantidad de agua bien definida que se propagaba sobre la plataforma, mientras que las

proporciones más pequeñas produjeron interacciones más violentas entre las olas y la plataforma, con la formación de grandes brazos de agua que cargaban la estructura, parecidos a olas sumergidas. En estos últimos, se formaron y colapsaron cavidades de aire de diferentes tamaños mientras el agua se transportaba continuamente hacia la cubierta. Los resultados numéricos se compararon con los datos experimentales, sin tener en cuenta los efectos de la liberación de la compuerta en la generación de olas y los efectos compresibles en la evolución de las cavidades formadas.

La presencia de burbujas de aire atrapadas dentro del líquido, para casos de columnas de agua mayores, podría implicar una compensación de presión en la balanza (Elemento 1), dando una tendencia más suave en la serie temporal de las fuerzas.

Se analizaron las cargas horizontales y verticales para los seis flujos incidentes, utilizando una placa de protección horizontal, inclinada y vertical en el borde del tablero. En general, la placa inclinada se desempeñó mejor en la reducción de las cargas verticales máximas de agua verde, mientras que la placa vertical ayudó a retrasar su aparición. Para las cargas horizontales de agua verde, las placas verticales e inclinadas redujeron las cargas máximas, mientras que la placa inclinada retrasó más su ocurrencia.

En este trabajo, el análisis se realizó a escala del modelo, sin tener en cuenta los efectos de la compresibilidad del aire para calcular las cargas hidrodinámicas. Para aplicaciones reales, los resultados podrían extrapolarse a escala de prototipo a través de leyes de escala de carga adecuadas.

Los efectos compresibles pueden desempeñar un papel importante en la carga de green water cuando las cavidades de aire quedan atrapadas, por lo que deben investigarse más a fondo. Los análisis a escala de prototipo podrían realizarse considerando secciones estructurales realistas de diferentes estructuras marinas.

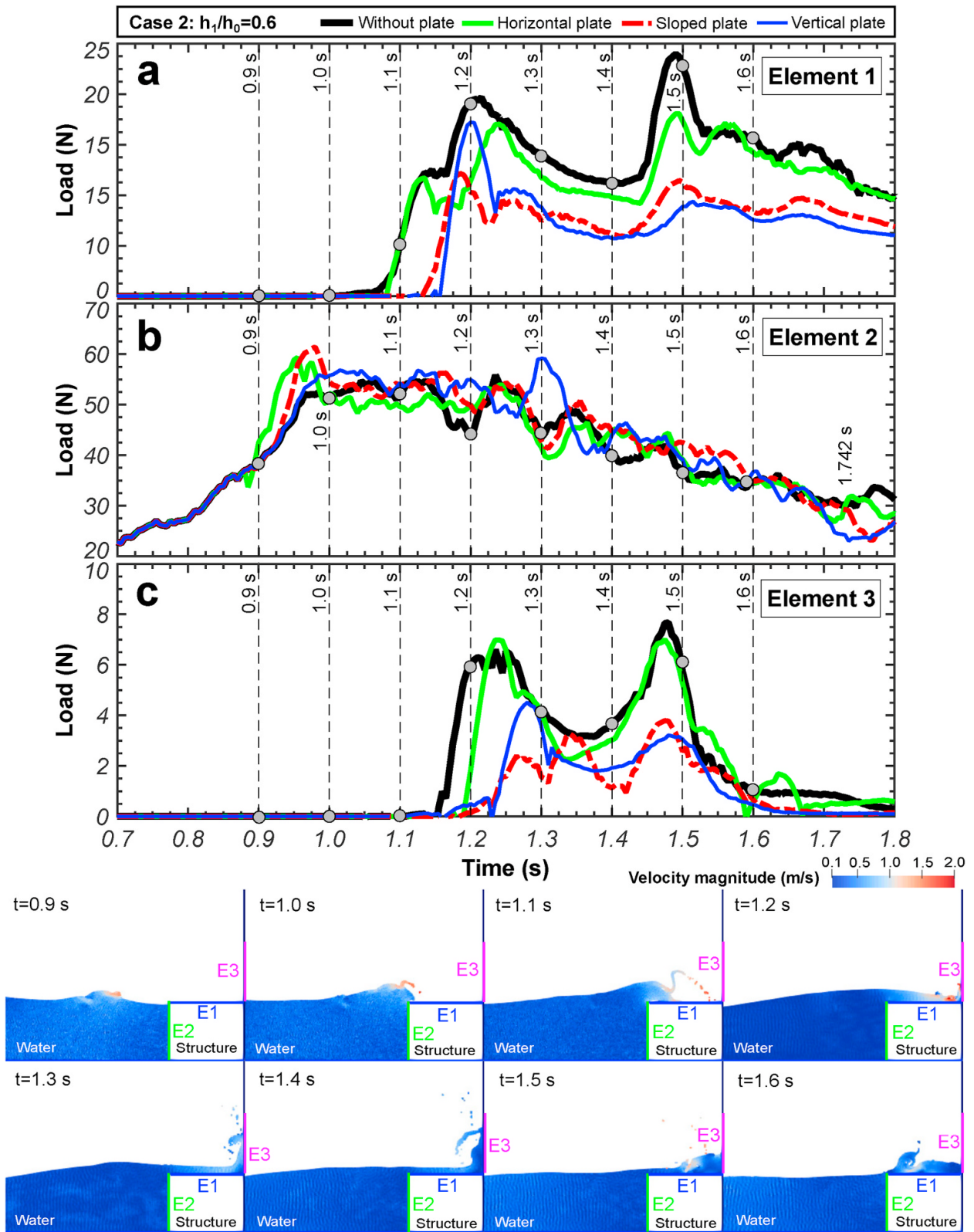


Figura 6.7 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C2 ($h_1/h_0 = 0.6$)

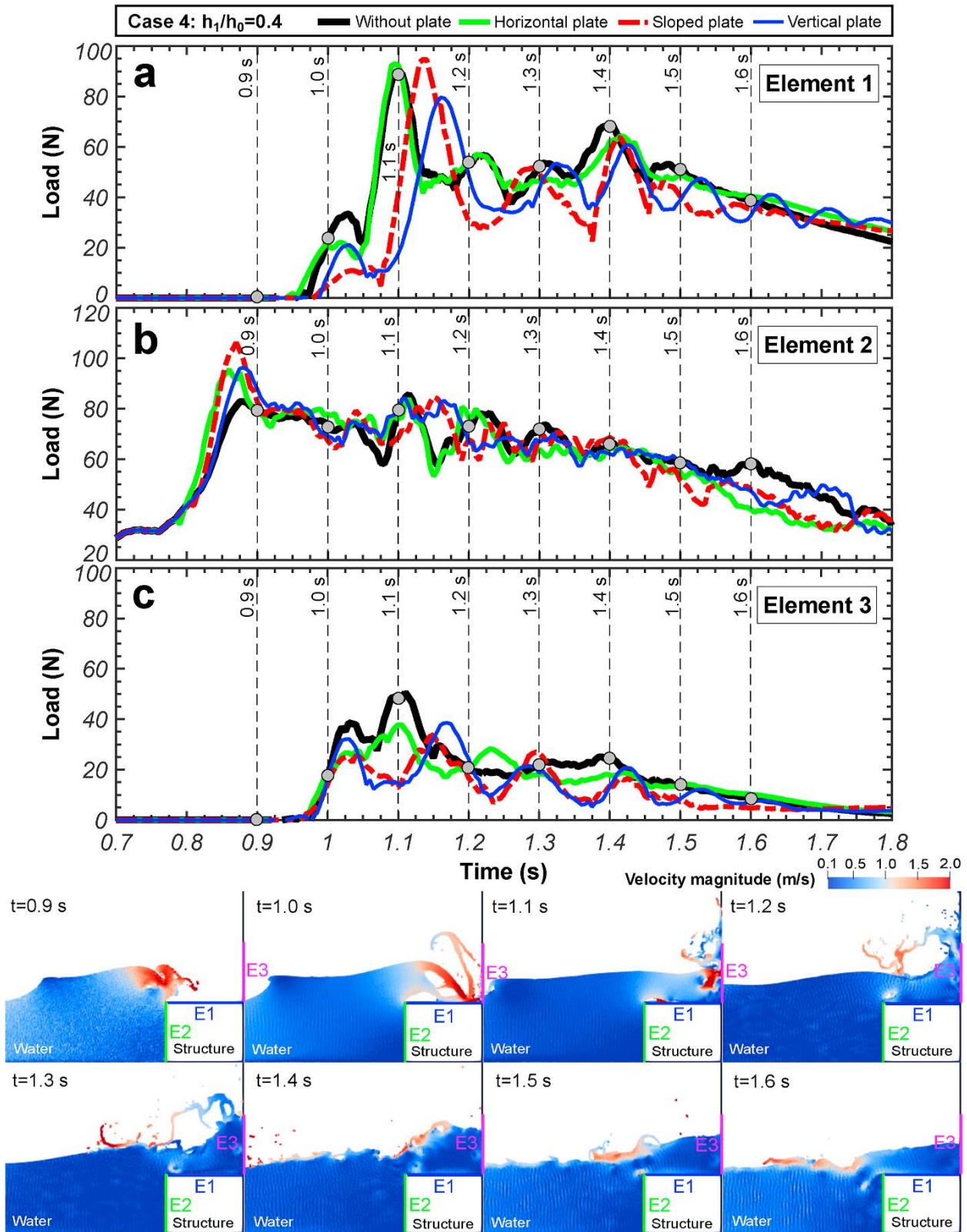


Figura 6.8 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C4 ($h_1/h_0 = 0.4$)

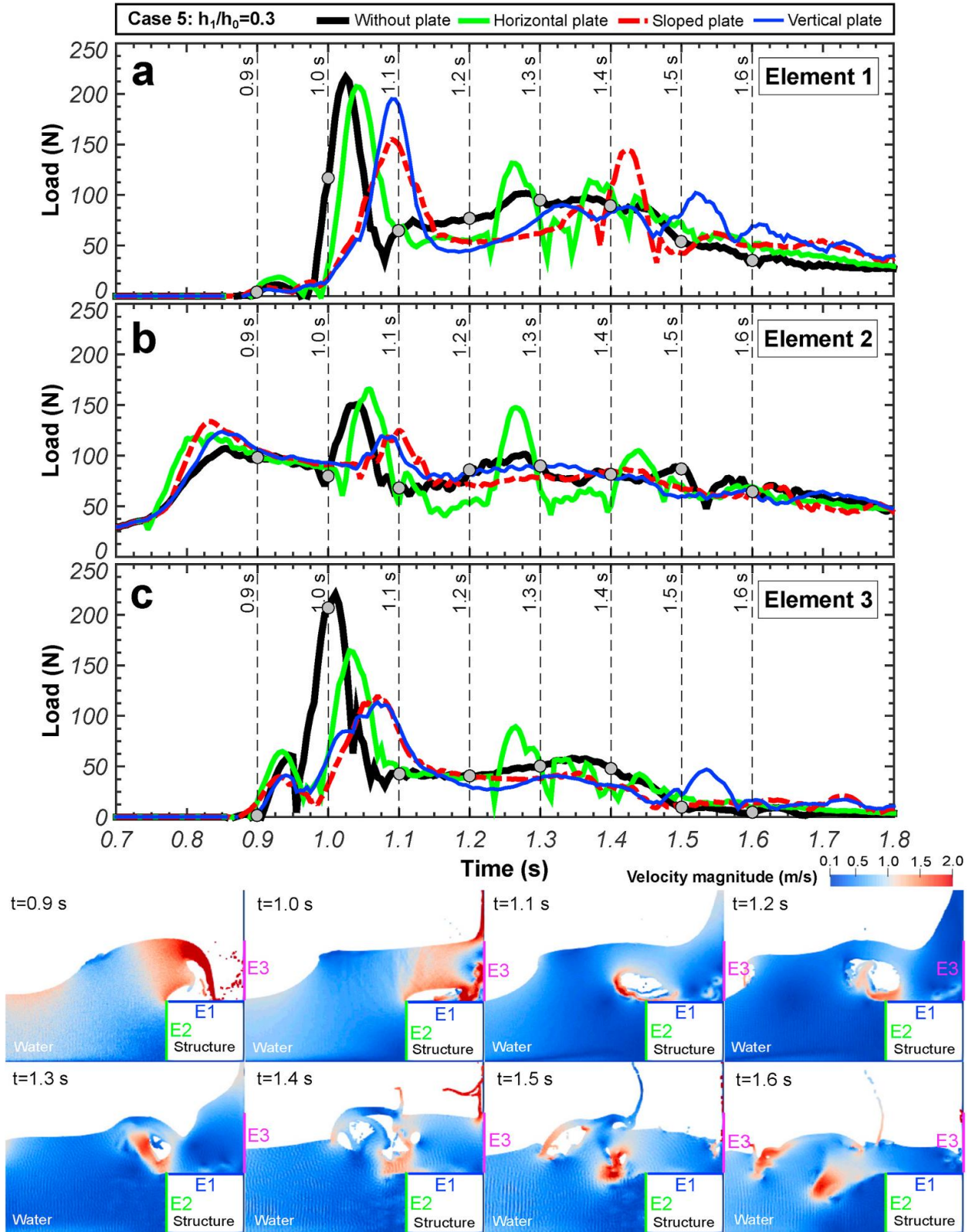


Figura 6.9 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C5 ($h_1/h_0 = 0.3$)

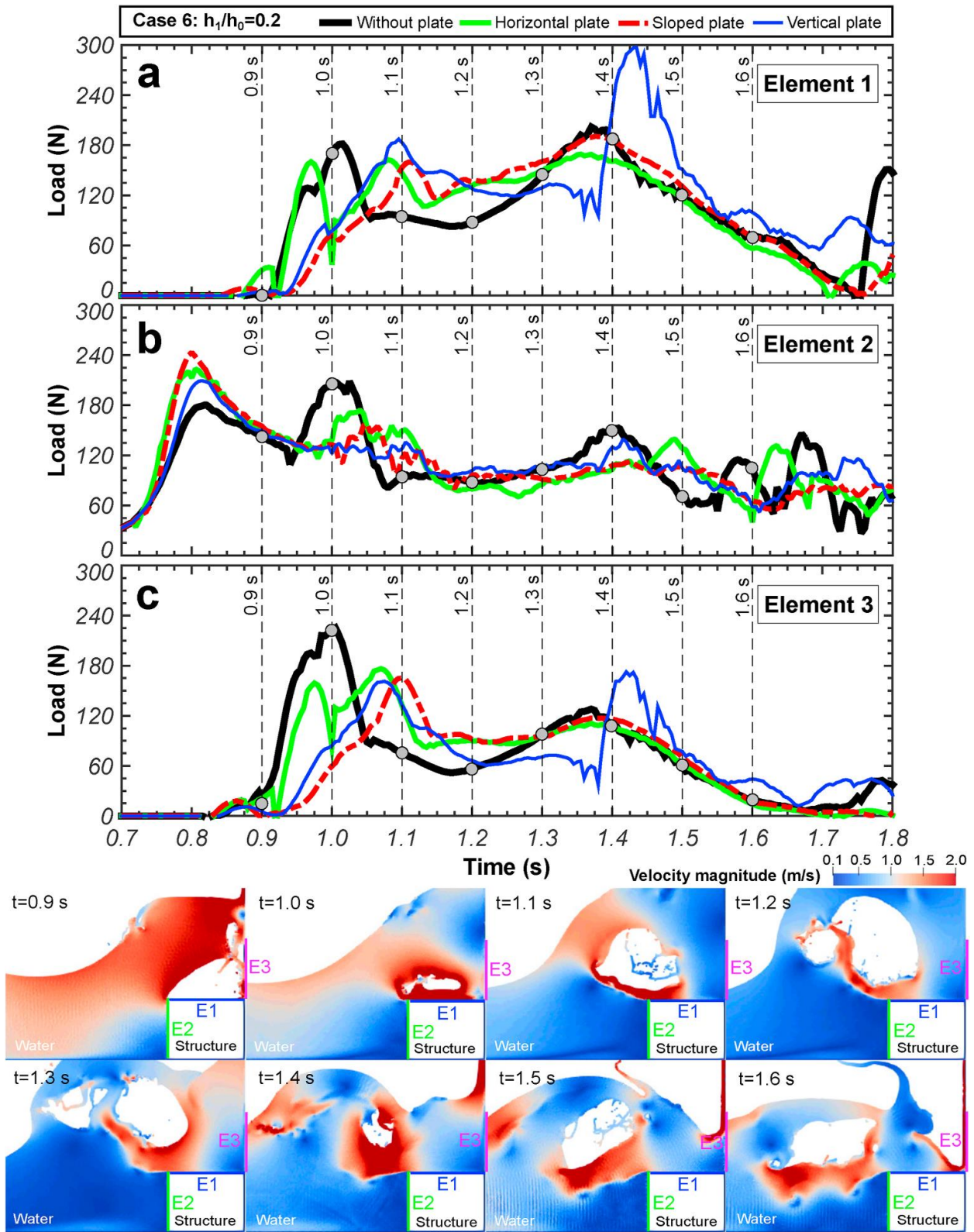


Figura 6.10 Comparación de la serie temporal de fuerzas calculadas numéricamente para C6 ($h_1/h_0 = 0.2$)

Referencias

- Barcellona, M., Simos, M., Greco, M., & Faltinsen, O. M. (2003). An Experimental Investigation on Bow Water Shipping. *Journal of Ship Research*, 47(04), 327–346. <https://doi.org/10.5957/jsr.2003.47.4.327>
- Billi, A., Funicello, R., Minelli, L., Faccenna, C., Neri, G., Orecchio, B., & Presti, D. (2008). On the cause of the 1908 Messina tsunami, southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 35(6). <https://doi.org/10.1029/2008GL033251>
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J., & Coll, A. (2014). Iber: Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 30(1), 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.07.004>
- Buchner, B. (2002). Green water on ship-type offshore structures. *Ph.D. Thesis, Delft University of Technology*.
- Chávez Zúñiga, P. (2015). Espacios para el más allá: Historia del cementerio de Arica, entre la religiosidad y la secularización (1868-1932). *Nuevo Mundo Mundos Nuevos. Nouveaux mondes mondes nouveaux - Novo Mundo Mundos Novos - New world New worlds*. <https://doi.org/10.4000/nuevomundo.67716>
- Crespo, A. J. C., Domínguez, J. M., Rogers, B. D., Gómez-Gesteira, M., Longshaw, S., Canelas, R., Vacondio, R., Barreiro, A., & García-Feal, O. (2015). DualSPHysics:

Open-source parallel CFD solver based on Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH). *Computer Physics Communications*, 187, 204–216.

<https://doi.org/10.1016/j.cpc.2014.10.004>

Goda, K., Yasuda, T., Mori, N., & Maruyama, T. (2016). New Scaling Relationships of Earthquake Source Parameters for Stochastic Tsunami Simulation. *Coastal Engineering Journal*, 58(3), 1650010-1-1650010–1650040.

<https://doi.org/10.1142/S0578563416500108>

González-Cao, J., Altomare, C., Crespo, A. J. C., Domínguez, J. M., Gómez-Gesteira, M., & Kisacik, D. (2019). On the accuracy of DualSPHysics to assess violent collisions with coastal structures. *Computers & Fluids*, 179, 604–612.

<https://doi.org/10.1016/j.compfluid.2018.11.021>

Hernández-Fontes, J. V., Esperança, P. de T. T., Graniel, J. F. B., Sphaier, S. H., & Silva, R. (2019). Green Water on A Fixed Structure Due to Incident Bores: Guidelines and Database for Model Validations Regarding Flow Evolution.

Water, 11(12), Article 12. <https://doi.org/10.3390/w11122584>

Hernández-Fontes, J. V., Vitola, M. A., Esperança, P. de T. T., & Sphaier, S. H. (2019). Assessing shipping water vertical loads on a fixed structure by convolution model and wet dam-break tests. *Applied Ocean Research*, 82, 63–73.

<https://doi.org/10.1016/j.apor.2018.10.022>

Hernández-Fontes, J. V., Vitola, M. A., Esperança, P. T. T., Sphaier, S. H., & Silva, R.

(2020). Patterns and vertical loads in water shipping in systematic wet dam-

break experiments. *Ocean Engineering*, 197, 106891.

<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2019.106891>

Hernández-Fontes, J. V., Vitola, M. A., Silva, M. C., Esperança, P. de T. T., & Sphaier,

S. H. (2018). On the Generation of Isolated Green Water Events Using Wet

Dam-Break. *Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, 140(5).

<https://doi.org/10.1115/1.4040050>

Imamura, F. (1996). Review of tsunami simulation with a finite difference method. En

Long-wave runup models (pp. 25–42).

INEGI. (2010). *Compendio de información geográfica municipal 2010. Zihuatanejo de*

Azueta, Guerrero. (p. 11). Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

Klapp et al. - 2020—Tsunami hydrodynamic force on a building using a S.pdf. (s/f).

Recuperado el 28 de noviembre de 2022, de

<https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s11069-019-03800-3.pdf>

Kostoglodov, V., & Pacheco, J. (1999). *Cien años de sismicidad en México.*

Lavigne, F. (2006). Learning from a major disaster (Banda Aceh, December 24th, 2004):

A methodology to calibrate simulation codes for tsunami inundation models.

Zeitschrift fur Geomorphologie, NF, 146(0), 3–265.

- Marras, S., & Mandli, K. (2020). *Towards the Next Generation of Tsunami Impact Simulations* [Preprint]. EARTH SCIENCES.
<https://doi.org/10.20944/preprints202010.0394.v1>
- Martínez Solares, J. M. (2005). TSUNAMIS EN EL CONTEXTO DE LA PENINSULA IBÉRICA Y DEL MEDITERRÁNEO. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13(1), 52–59.
- Martínez-Solares, J. M. (2005). Terremotos y tsunamis: Cómo se generan estos procesos naturales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.1, 15–19.
- Miyashita, T., Mori, N., & Goda, K. (2020). Uncertainty of probabilistic tsunami hazard assessment of Zihuatanejo (Mexico) due to the representation of tsunami variability. *Coastal Engineering Journal*, 62(3), 413–428.
<https://doi.org/10.1080/21664250.2020.1780676>
- Monaghan. (1992). Smoothed particle hydrodynamics. *Annual review of astronomy and astrophysics*, 30, 543–574.
- Mori, N., Muhammad, A., Goda, K., Yasuda, T., & Ruiz-Angulo, A. (2017). Probabilistic Tsunami Hazard Analysis of the Pacific Coast of Mexico: Case Study Based on the 1995 Colima Earthquake Tsunami. *Frontiers in Built Environment*, 3. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fbuil.2017.00034>

Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T., & Yanagisawa, H. (2011). Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters*, 38(7).

<https://doi.org/10.1029/2011GL049210>

Mutaqin, B. W., Lavigne, F., Hadmoko, D. S., & Ngalawani, M. N. (2019). Volcanic Eruption-Induced Tsunami in Indonesia: A Review. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 256(1), 012023. [https://doi.org/10.1088/1755-](https://doi.org/10.1088/1755-1315/256/1/012023)

[1315/256/1/012023](https://doi.org/10.1088/1755-1315/256/1/012023)

NOAA. (2023). *DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)*.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION UNITED STATES DEPARTMENT OF COMMERCE/CENTER FOR TSUNAMI RESEARCH. <https://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>

NOAA Technical Memorandum ERL PMEL. (1994). National Oceanic and

Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space.

Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2), 1018–1040.

<https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>

Osuna, A. (1969). *Hidráulica técnica y mecánica de fluidos*. ETSICCP Madrid. Colecc. Escuelas.

- Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., & Sartohadi, J. (2007). Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology*, *238*(1), 93–106.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.12.009>
- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D., & Gomez, C. (2009). Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, *104*(1), 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.040>
- Park, H., Tomiczek, T., Cox, D. T., van de Lindt, J. W., & Lomonaco, P. (2017). Experimental modeling of horizontal and vertical wave forces on an elevated coastal structure. *Coastal Engineering*, *128*, 58–74.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.001>
- Reis, & Gama. (2010). Sand size versus beachface slope—An explanation based on the Constructal Law. *Geomorphology*, *114*(3), 276–283.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.07.008>
- Röbke, B. R., & Vött, A. (2017). The tsunami phenomenon. *Progress in Oceanography*, *159*, 296–322. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.003>

- Ryan, H., von Huene, R., Scholl, D., & Kirby, S. (2012). Tsunami hazards to U.S. coasts from giant earthquakes in Alaska. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *93*(19), 185–186. <https://doi.org/10.1029/2012EO190001>
- Satake, K., Fujii, Y., & Yamaki, S. (2017). Different depths of near-trench slips of the 1896 Sanriku and 2011 Tohoku earthquakes. *Geoscience Letters*, *4*(1), 33. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0099-y>
- Suarez, G., & Albin, P. (2009). Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M 8.6) along the Mexican Subduction Zone Short Note | Bulletin of the Seismological Society of America | GeoScienceWorld. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *99*(2A), 892–896. <https://doi.org/10.1785/0120080201>
- Tanaka, N., Nandasena, N. A. K., Jinadasa, K. B. S. N., Sasaki, Y., Tanimoto, K., & Mowjood, M. I. M. (2009). Developing effective vegetation bioshield for tsunami protection. *Civil Engineering and Environmental Systems*, *26*(2), 163–180. <https://doi.org/10.1080/10286600802435850>
- Taylor, K. (2001). *Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram*. *106*, 7183–7192.
- Tomiczek, T., Prasetyo, A., Mori, N., Yasuda, T., & Kennedy, A. (2016). Physical modelling of tsunami onshore propagation, peak pressures, and shielding effects in

an urban building array. *Coastal Engineering*, 117, 97–112.

<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.07.003>

Wei, Z., & Dalrymple, R. A. (2016). Numerical study on mitigating tsunami force on bridges by an SPH model. *Journal of Ocean Engineering and Marine Energy*, 2(3), 365–380. <https://doi.org/10.1007/s40722-016-0054-6>

Wendland, H. (1995). Piecewise polynomial, positive definite and compactly supported radial functions of minimal degree. *Advances in Computational Mathematics*, 4(1), 389–396. <https://doi.org/10.1007/BF02123482>