

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

**ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL
INGENIERÍA MECÁNICA DE FLUIDOS**



**DINÁMICA Y MODELADO NUMÉRICO DE UN TSUNAMI EN EL
TERMINAL PORTUARIO DEL CALLAO Y ZONAS ADYACENTES**

*Tesis Presentada por el Bachiller en
Ingeniería Mecánica de Fluidos:*

Julio César Martínez Herrera

*Para optar el Título Profesional de
Ingeniero Mecánico de Fluidos.*

LIMA – PERÚ

2014

HERNANDO TAVERA HUARACHE
Dr. Ciencias Físicas, Asesor
(INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ)

OTINIANO RODRIGUEZ JORGE
Ing. Mecánico de Fluidos, Asesor
(UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS)

DEDICADA A:

Mis padres
Tomas Martínez y Martha Herrera
Quienes siempre infundieron en mí, *amor, respeto y generosidad*.
Gracias por brindarme todo su amor, apoyo y consejos que me
orientaron a tomar las mejores decisiones.
A mi hermano Jorge Luis y mi hermana Jenny María,
gracias por apoyarme y ser mi ejemplo.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud a todas aquellas personas que con sus sugerencias contribuyeron a la realización de esta tesis.

En primer lugar, debo agradecer a Dios por bendecirme y guiarme por el buen camino, por darme la vida y los amigos que tengo. Deseo también agradecer a mi abuelo que seguramente esta en alguna parte muy cerca de Dios. Te extraño mucho.

Doy mi agradecimiento eterno al Dr. Hernando Tavera, Director del área de Sismología del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por su valiosa asesoría y por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente en el campo de la investigación.

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, por haberme brindado un ambiente agradable de trabajo y la logística necesaria para concluir esta tesis.

A todo el personal que labora en el área de sismología, que de alguna manera compartieron sus enseñanzas y su sincera amistad conmigo, a los Sres. Henry Salas, Efraín Fernández, Simeón Rodríguez, José Millones, a la Sra. Consuelo Agüero y a todos los trabajadores del IGP, gracias por su apoyo.

A mis amigos y compañeros, con quienes comparto momentos inolvidables: Estela Torres, Patricia Guardia, Isabel Bernal, Juan Carlos Villegas, Liliana Torres, Sheila Yauri, Luz Arredondo, Fabiola Rosado, Cristóbal Condori, Cristian Flores, Darío Dueñas, Hernán Chávez, Rider Navarro, Katia Vila, Eliana Vizcarra, María Delgado, Renzo Bustamante, Martha Añazco, Yonathan Bustamante, Ángel Ochoa, Bilha Herrera, Rubén Castro, Luz Ojeda... gracias por su apoyo.

A mis profesores de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, en especial al Ing. Emanuel Guzmán quien fomento en mí el gusto por la programación, muchas gracias por sus enseñanzas. Asimismo, al Lic. César Jiménez y la Bach. Nabilt Moggiano, quienes me explicaron el manejo del modelo numérico TUNAMI-N2.

Al Capitán de Fragata Jorge Vizcarra Figueroa, Jefe del Departamento de Hidrografía de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú quien dio todas las facilidades para la obtención de la data batimetría de alta resolución empleada en esta tesis.

A la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso por brindarme clases teóricas y prácticas que permitieron el reforzamiento de los conocimientos para la reducción del riesgo ante un tsunami.

A mi novia, por darme su amor, apoyo, confianza, y compartir nuevos e inolvidables momentos en mi vida, te amo y espero contar siempre contigo, ¡Gracias por tenerme tanta paciencia!

INDICE

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1. AREA DE ESTUDIO	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	3
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
1.3.1. DESCRIPCIÓN	4
1.3.2. ANTECEDENTES DEL ESTUDIO DE TSUNAMIS EN PERÚ	5
A) DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (DHN)	5
B) PROYECTO SIRAD	7
1.3.3. JUSTIFICACIÓN	8
1.3.4. IMPORTANCIA	9
1.4. HIPÓTESIS	9
CAPITULO II: MARCO TEÓRICO	10
2.1. CONCEPTOS GENERALES	10
2.1.1. TSUNAMI	10
2.1.2. FUENTES GENERADORAS DE TSUNAMIS	11
2.1.3. TSUNAMI GENERADO POR SISMO	13
2.1.4. CLASIFICACIÓN DE LOS TSUNAMIS:	14
2.1.4.1. CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA	14
A) TSUNAMIS LOCALES	14
B) TSUNAMIS REGIONALES	14
C) TSUNAMIS LEJANOS	14
2.1.4.2. CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE SU INTENSIDAD	15
2.1.5. FASES DE UN TSUNAMI	15
A) GENERACIÓN	15
B) PROPAGACIÓN	15
C) INUNDACIÓN	16

2.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE UN TSUNAMI	17
A) VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN (V)	17
B) PERIODO (T)	19
C) LONGITUD DE ONDA (L)	19
D) ALTURA DEL TSUNAMI.....	20
E) RUN-UP.....	21
F) ENERGÍA DE UN TSUNAMI.....	21
2.3. EFECTOS DEL TSUNAMI EN COSTA	22
2.4. EFECTO DEL TSUNAMI EN ISLAS	23
2.5. DAÑOS CAUSADOS POR TSUNAMIS	24
A) DAÑOS PRODUCIDOS POR EL MOMENTO DEL FLUJO.....	24
B) DAÑOS PRODUCIDOS POR INUNDACIÓN	25
C) DAÑOS PRODUCIDOS POR SOCAVAMIENTO.....	26
2.6. TECTÓNICA GENERAL DEL PERÚ.....	27
A) La Fosa Perú-Chile.....	27
B) La Dorsal de Nazca	27
C) La Fractura de Mendaña.....	28
D) La Cordillera Andina.....	28
E) La Cadena Volcánica	28
F) Los Sistemas de Fallas	28
2.6.1. EL CINTURÓN DE FUEGO DEL PACIFICO	29
2.6.2. EL PROCESO DE SUBDUCCIÓN.....	30
2.7. SISMICIDAD DEL PERU.....	32
2.7.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SISMOS	32
A) SISMIDAD SUPERFICIAL	32
B) SISMICIDAD INTERMEDIA.....	33
C) SISMICIDAD PROFUNDA.....	33
2.7.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ	34
A) Región Norte	34
B) Región Centro	35
C) Región Sur.....	35
2.7.3. DISTRIBUCIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA	36
CAPITULO III: HISTORIA DE TSUNAMIS EN PERÚ.....	37
3.1 PRINCIPALES TSUNAMIS EN PERÚ.....	42
A) TSUNAMI DEL 9 DE JULIO DE 1586	42

B) TSUNAMI DEL 24 DE NOVIEMBRE DE 1604.....	42
C) TSUNAMI DEL 12 DE MAYO DE 1664.....	42
D) TSUNAMI DEL 17 DE JULIO DE 1678	42
E) TSUNAMI DEL 20 DE OCTUBRE DE 1687.....	43
F) TSUNAMI DEL 20 DE NOVIEMBRE 1690.....	43
G) TSUNAMI DEL 26 DE NOVIEMBRE DE 1705.....	43
H) TSUNAMI DEL 10 DE FEBRERO DE 1716	43
I) TSUNAMI DEL 28 DE OCTUBRE DE 1746.....	43
J) TSUNAMI DEL 01 DE DICIEMBRE DE 1806	47
K) TSUNAMI DEL 30 DE MARZO DE 1828.....	47
L) TSUNAMI DEL 13 DE AGOSTO DE 1868.....	47
M) TSUNAMI DEL 09 DE MAYO DE 1877.	48
N) TSUNAMI DEL 23 DE ENERO DE 1878.....	48
O) TSUNAMI DEL 24 DE MAYO DE 1940.	48
P) TSUNAMI DEL 24 DE AGOSTO DE 1942.	49
Q) TSUNAMI DEL 20 DE NOVIEMBRE DE 1960.....	49
R) TSUNAMI DEL 17 DE OCTUBRE DE 1966.....	49
S) TSUNAMI DEL 03 DE OCTUBRE DE 1974.....	51
T) TSUNAMI DEL 21 DE FEBRERO DE 1996.	53
U) TSUNAMI DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996.....	53
V) TSUNAMI DEL 23 DE JUNIO DE 2001.....	53
W) TSUNAMI DEL 15 DE AGOSTO DE 2007.	55

CAPITULO IV: MODELADO NUMÉRICO	57
4.1. EJEMPLO SIMPLE DE MODELADO NUMÉRICO.....	57
A) MODELO NUMÉRICO	57
B) MÉTODO NUMÉRICO (CÁLCULO NUMÉRICO).....	57
4.2. PROCEDIMIENTOS GENERALES PARA UN MODELADO NUMÉRICO	58
4.3. PROPÓSITO DEL MODELO NUMÉRICO	59
4.4. LIMITACIONES DEL MODELO NUMÉRICO	60
4.5. RESOLUCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO	60
4.6. ESTABILIDAD DEL MODELO NUMÉRICO	61
4.7. ERRORES DE LOS MODELOS NUMÉRICOS	62
4.7.1. PRINCIPALES FUENTES DE ERROR	62
A) BAJA RESOLUCIÓN.....	62
B) PARAMETRIZACIONES	62

C) CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA	62
4.8. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS NUMÉRICOS	62
4.9. MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2	63
CAPITULO V: RECOLECCIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.....	65
5.1. PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA.....	66
5.1.1. ADQUISICIÓN DE PARÁMETROS.....	66
5.1.2. PROCESAMIENTO DE LOS PARÁMETROS.....	68
5.2. DATOS BATIMÉTRICOS	70
5.2.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GLOBALES	70
A) ETOPO1: BATIMETRÍA Y TOPOGRAFÍA MODELO GLOBAL	70
B) GEBCO: BATIMETRÍA Y TOPOGRAFÍA MODELO GLOBAL	71
5.2.2. ADQUISICIÓN DE DATOS REGIONALES - LOCALES.....	71
A) CARTAS BATIMÉTRICAS DE LA DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN DE LA MARINA DE GUERRA DEL PERÚ.....	72
5.2.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	75
5.3. DATOS TOPOGRÁFICOS	77
5.3.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GLOBALES	77
5.3.2. ADQUISICIÓN DE DATOS REGIONALES - LOCALES.....	77
A) SRTM 90: TOPOGRAFÍA REGIONAL	78
B) ASTER GDEM: TOPOGRAFÍA REGIONAL.....	78
C) LEVANTAMIENTO TOPOGRAFICO LOCAL	79
5.3.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	80
5.4. DATOS CATASTRALES	82
5.4.1. ADQUISICIÓN DE DATOS	82
5.4.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	84
5.5. MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN	84
CAPITULO VI: METODOLOGÍA	88
6.1. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2.....	88
6.2. EJECUCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO.	91
CAPITULO VII: RESULTADOS	99
7.1. TIEMPOS DE ARRIBO DEL TSUNAMI.	100
7.2. ALTURA DE OLA DEL TSUNAMI.	101
7.3. MAPA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI.....	102

7.4. LONGITUD DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI	103
7.5. CAMPO DE VELOCIDADES DEL TSUNAMI.	104
7.6. VALIDACIÓN.....	106
 CAPITULO VIII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	107
8.1. CONCLUSIONES	107
8.2. RECOMENDACIONES	109
 BIBLIOGRAFIA.....	111
 ANEXO A	114
 ANEXO B.....	134
 ANEXO C	170

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El Perú está ubicado en una región de interacción de placas tectónicas y por ello, las Placas de Nazca y Sudamericana convergen en su borde occidental, dando origen al proceso conocido como subducción. Este proceso da origen a un gran número de sismos y de ellos, el 80% ocurren frente al borde occidental de la zona costera con hipocentros ubicados a profundidades menores a 60 km; por ello, la posibilidad de ocurrencia de tsunamis es muy alta.

Dentro de este contexto y de acuerdo a la historia sísmica del Perú, uno de los mayores desastres, que a la fecha se ha producido en su región central, ocurrió el 28 de octubre de 1746 a las 22:30 hora local. Las ciudades de Lima y el Callao fueron remecidas por un fuerte sismo de magnitud estimada mayor a 8.5 Mw e intensidad del orden de X en la escala de Mercalli Modificada. Debido al sismo, de las 3000 viviendas existentes en Lima, distribuidas en 150 manzanas, sólo 25 quedaron en pie. Según el relato oficial (*Silgado 1978*), murieron en Lima 1141 personas, debido al sismo en sí, de un total de 60 000 habitantes. La ubicación del epicentro, estimado en base a la información macrosísmica histórica, estuvo en el mar al NE del Callao.

El fenómeno cosísmico más importante fue la ocurrencia de un tsunami local que destruyó a la ciudad del Callao e inhabilitó su puerto. Este tsunami produjo la muerte de más de 4 800 personas, quedando sólo 200 sobrevivientes. De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 fueron hundidos y 4 llevados por las olas tierra adentro; uno de ellos, el bergantín San Fermín, fue varado en lo que ahora corresponde a la esquina del mercado del Callao, donde se encuentra una Cruz Blanca, a 1.5 km tierra adentro.

Hoy en día, un evento de esta naturaleza alteraría el orden demográfico, social y económico de la Región Callao y de Lima Metropolitana. En tal escenario, el Terminal Portuario del Callao sería gravemente afectado; por lo tanto, es indispensable conocer, de la mejor manera posible, el peligro que representa un tsunami y la vulnerabilidad a la que está expuesta la Región Callao a fin de gestionar su riesgo y así evitar o reducir el impacto del posible desastre.

En este estudio, se determina, caracteriza y cartografía el peligro relacionado con la ocurrencia de un tsunami en el Terminal Portuario del Callao y en las zonas adyacentes. Una forma de conocer las zonas de inundación por tsunami local o distante, es a partir de la estimación del potencial daño que este produciría, lo cual es posible realizarse mediante la simulación numérica. La importancia del presente estudio está enmarcada dentro de la generación de un posible escenario sobre el cual se debe ejecutar una adecuada gestión del riesgo ante un posible desastre por tsunami.

1.1. AREA DE ESTUDIO

La Provincia Constitucional del Callao está ubicada en la costa central del litoral del Perú, a 15 kilómetros del centro de la ciudad de Lima. Se extiende en una amplia bahía rodeada por las islas San Lorenzo, El Frontón y por los islotes Cavinzas y Redondo. Se encuentra entre las coordenadas: 11°47'50"S a 12°07'30"S (latitud) y 77°04'40"O a 77°11'40"O (longitud). Su extensión es de 130,943 km² costeros y 17,630 km² insulares, ver Tabla 1.1.

	Capital	Callao
	Idioma oficial	Castellano
	Entidad	Provincia
	País	 Perú
	Provincia	Provincia del Callao
	Departamento	Callao
	Altitud	5 msnm
	Alcalde	Juan Sotomayor García (2011-2014)
	Fundación	Siglo XVI
	Superficie Total	148,573 km ²
	Población Total	876877 hab. (INEI 2007)
	Densidad	5901,99 hab/km ²

Tabla 1.1. Descripciones generales de la provincia del Callao (Fuente INEI)

La provincia Constitucional del Callao, concentra aproximadamente el 80% de las industrias de Lima, así como, el Terminal Portuario y el principal Aeropuerto del Perú, en donde se recibe aproximadamente el 85% de pasajeros y carga, tanto de ingreso como de salida, Tabla 1.2. Políticamente está administrado por el Gobierno Regional del Callao, que posee presupuesto propio y autónomo del Gobierno Central.

TERMINAL PORTUARIO DEL CALLAO		
DESCRIPCION DEL PUERTO		
UBICACIÓN GEOGRÁFICA:		
- Longitud	-77,140	
- Latitud	-12,045	
- Dirección: Av. Contralmirante Raygada N° 111		
AREA TOTAL DEL TERMINAL PORTUARIO:		
- Área Terrestre	473,080 m ²	
ÁREA DE INFLUENCIA:		
Por su ubicación geográfica en relación al país, el puerto del Callao posee una vasta zona de influencia que comprende los departamentos de Lima, Cerro de Pasco, Huánuco, Ayacucho, Junín y Huancavelica. Asimismo, el puerto está ubicado en la zona central del litoral peruano, dentro de la Cuenca del Pacífico, al que acceden las rutas interoceánicas, cruzando el Canal de Panamá y el Estrecho de Magallanes.		
VÍAS DE ACCESO:		
El Terminal Portuario del Callao está conectado con la zona industrial de la Capital y el resto del país, mediante vías de acceso que se dirigen al norte, sur y sierra central. Se conecta con el Aeropuerto Internacional Jorge Chávez. Asimismo, se empalma con el Ferrocarril Central, el cual cruza la Cordillera de los Andes.		

Tabla 1.2. Descripción general del Terminal Portuario del Callao (Fuente ENAPU)

Para el modelado numérico de la zona de inundación por tsunami en la Región Callao, se definió el área de estudio mostrada en la Figura 1.1.

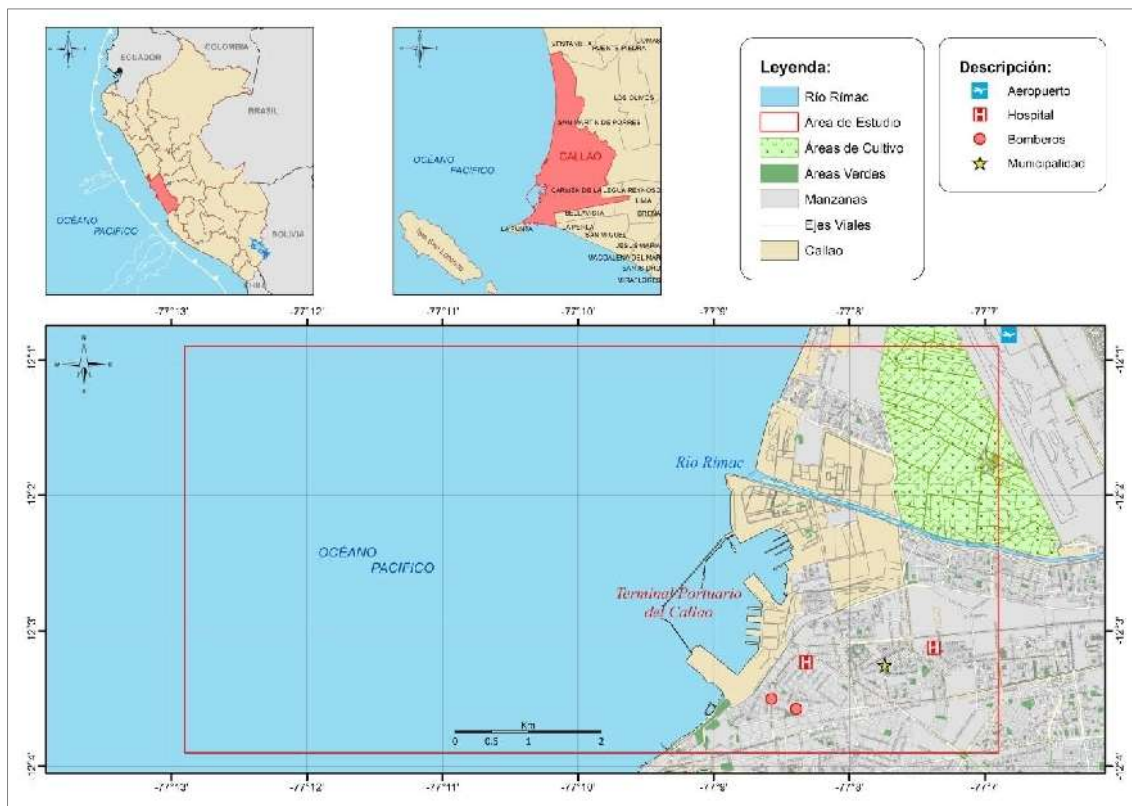


Figura 1.1 Área de Estudio. Se aprecia el Puerto del Callao y el Aeropuerto Jorge Chávez

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Obtener el mapa de inundación horizontal para el Terminal Portuario del Callao, ante un eventual tsunami producido por un sismo de magnitud 8.5 Mw, empleando el modelo numérico TUNAMI-N2, utilizado y validado mundialmente.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Mediante el uso de información batimétrica y topográfica de alta resolución se realiza el modelado numérico para un tsunami que afecte al Terminal Portuario del Callao. Se pretende analizar el riesgo que este presenta ante un eventual tsunami. Así mismo, evaluar el comportamiento del tsunami a lo largo del cauce del río Rímac.
- Evaluar que tan significativo es un estudio con información batimétrica y topográfica de alta resolución espacial (datos a menos de 10 m), en comparación con los estudios realizados a la fecha.

3. Obtener el Modelo Digital de Elevación de alta resolución a fin de ser utilizado en el modelado numérico del tsunami que afecte al Terminal Portuario del Callao.
4. Proporcionar los elementos conceptuales y metodológicos relacionados con la dinámica de las tres fases de un tsunami (generación, propagación e inundación).
5. Realizar modificaciones en el modelo numérico TUNAMI-N2, con la finalidad de mejorar su eficiencia.
6. Estimar el potencial efecto que tendría un tsunami en la desembocadura del río Rímac. Verificar si la pendiente que presenta el río Rímac es propicia para el avance de un tsunami y hasta donde llegaría aprovechando su cauce.
7. Obtener parámetros del tsunami como el tiempo de arribo de la primera ola, la altura de ola, las zonas inundables y la velocidad del desplazamiento en costa. Estos parámetros permitirán evaluar el comportamiento del Terminal Portuario del Callao ante la ocurrencia de un tsunami, así como, servir de estudio previo para posibles ampliaciones en el Terminal Portuario del Callao.
8. Utilizar el modelo numérico de simulación a fin de obtener el mapa de inundación por tsunami a ser utilizado para efectos de previsión y mitigación de desastres en el Terminal Portuario del Callao.
9. Analizar la situación geográfica de la isla San Lorenzo y evaluar su comportamiento como una barrera de protección natural para los distritos de La Punta y el Callao.
10. Analizar, discutir y validar el nivel de inundación propuesto para el río Rímac con la correspondiente al río Camaná y tsunami de Camaná del 2001.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.3.1. DESCRIPCIÓN

El problema son las pérdidas de vida humanas y materiales como consecuencia de un tsunami producido por un sismo. La solución está planteada en la obtención de un mapa de inundación horizontal para la identificación de zonas seguras.

Actualmente, estudios geofísicos y geodinámicos confirman que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad, en cuanto a su periodicidad y magnitud (Nanayama et al., 2003; Satake et al., 2003; Atwater et al., 2003; Cisternas, 2005). Según esto, la posibilidad de que un tsunami afecte las costas del Callao nuevamente es muy latente.

A lo largo de la historia sísmica del Perú, han ocurrido importantes eventos sísmicos que han generado tsunamis, los mismos que han causado cuantiosas pérdidas materiales y de vidas humanas (Figura 1.2), es por esto que un estudio sobre su dinámica es importante para comprender y evaluar los diversos fenómenos que se pueden presentar

en la zona del Callao, para ser más precisos, en el Terminal Portuario del Callao, esta información permitirá evaluar su vulnerabilidad. Por otro lado, surge la incógnita de cuál será el comportamiento del tsunami a lo largo del cauce del río Rímac, ya que la expansión urbana sobre sus riberas se ha extendido mayoritariamente en la última década.

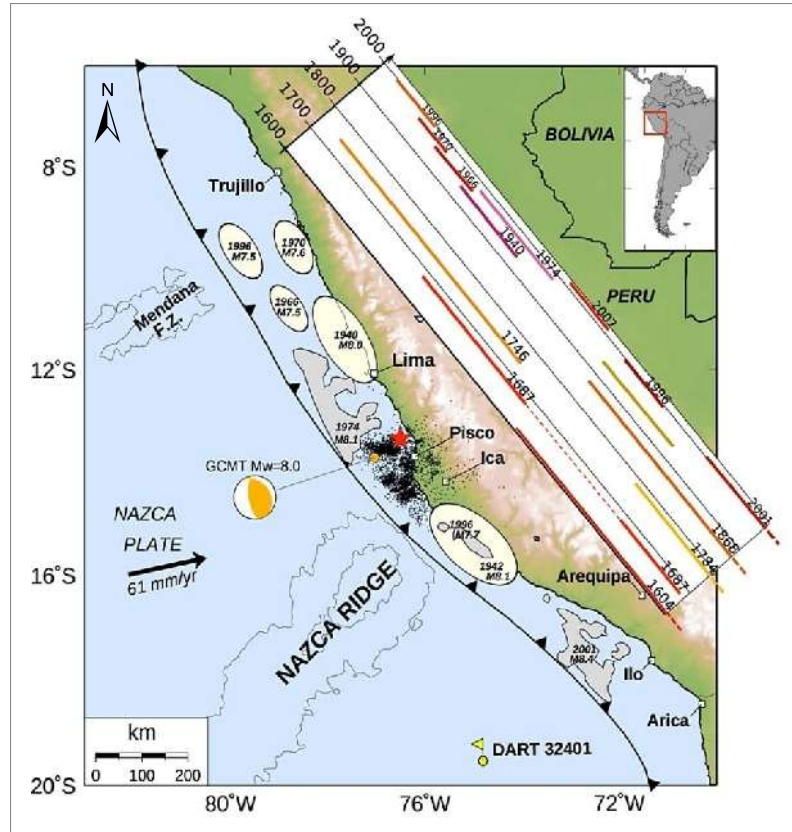


Figura 1.2 Eventos históricos a lo largo de la costa del Perú. (Sladen et al., 2010)

1.3.2. ANTECEDENTES DEL ESTUDIO DE TSUNAMIS EN PERÚ

A) DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (DHN)

En el año de 1997 la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) elaboró uno de los primeros mapas de inundación para las zonas costeras de los distritos del Callao y la Punta, en base a la fórmula de Yamaguchi. Esta fórmula calcula la altura máxima de la ola del tsunami en la línea de costa, también considera la altura de ola de brava (oleaje anómalo) y el promedio de los pleamares superiores. La altura total de la ola frente a la línea de costa de la localidad en estudio es dada por la suma de estos tres parámetros, corregida por la pendiente del terreno.

La fórmula de Yamaguchi se expresa como:

$$h = 12.3 e^{-0.067(D)}$$

Donde:

h = Altura de ola, en la línea costera (m).

D = Distancia desde la costa hasta las isobatas de los 100 m (km).

Utilizando esta metodología se generó el mapa de inundación para el Callao, en la cual la línea de inundación corresponde a la cota topográfica de 7 m (Figura 1.3 -1.4). Este resultado es una primera aproximación, considerando un escenario ideal en el cual la topografía es homogénea; Sin embargo, en el caso real, la topografía es heterogénea por la presencia de acantilados, cerros y construcciones antrópicas, por lo que la línea de inundación no corresponde a una cota topográfica constante. En este caso debe emplearse un modelado numérico.

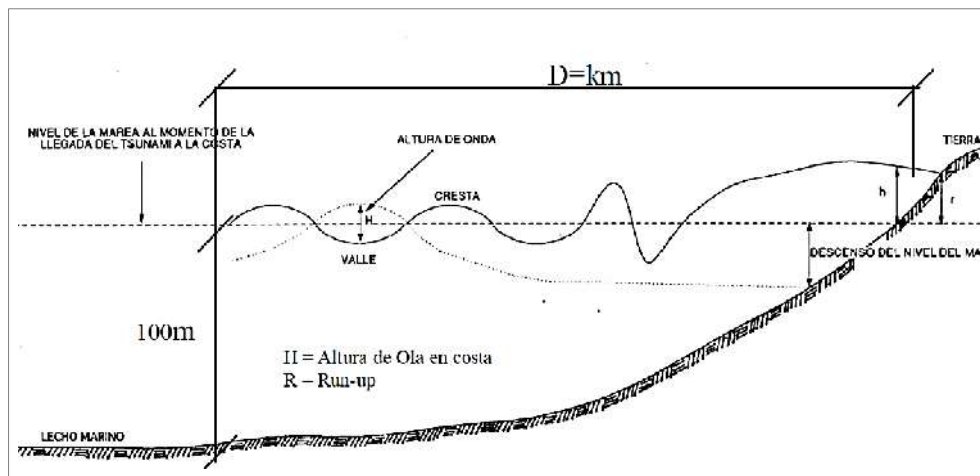


Figura 1.3 Esquema del procedimiento seguido para el cálculo de la altura de ola en costa por la fórmula de Yamaguchi. Fuente: DHN.

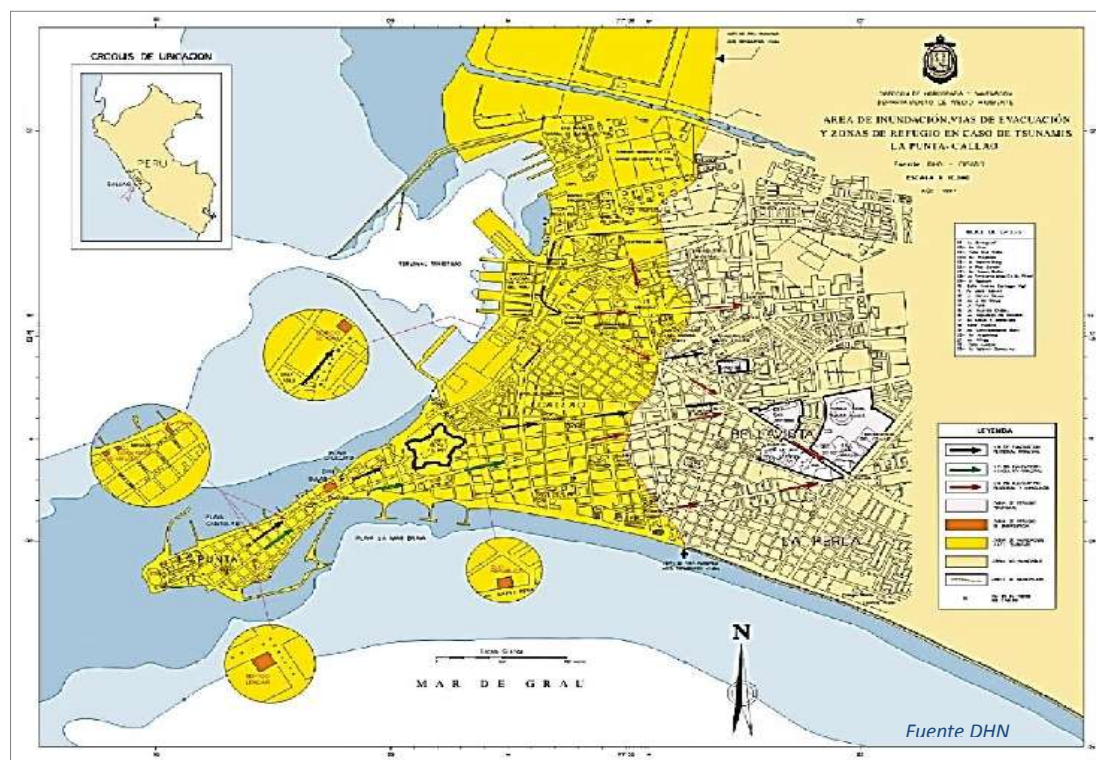


Figura 1.4 Carta de inundación del Callao realizada por la Dirección de Hidrografía y Navegación, utilizando la fórmula de Yamaguchi. Fuente DHN.

B) PROYECTO SIRAD

El estudio SIRAD (Sistema de Información sobre Recursos para Atención de Desastre) se desarrolló entre Abril del 2010 y febrero del 2011, en el marco del proyecto “Preparación ante desastre sísmico y/o tsunami y recuperación temprana en Lima y Callao” gestionado por el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI), Departamento para la Ayuda Humanitaria de la Comunidad Europea (ECHO), Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y la ONG italiana Cooperazione Internazionale (COOPI).

El objetivo principal de SIRAD es la construcción de una base de datos georeferenciados de los recursos esenciales para la respuesta y recuperación temprana ante la ocurrencia de un sismo y/o tsunami en el área metropolitana de Lima y Callao. Esta base de datos y el análisis de vulnerabilidad de dichos recursos tienen como principal propósito la reducción de la vulnerabilidad del sistema de gestión de crisis en Lima y Callao.

Asi mismo, el estudio considera la posible ocurrencia de un sismo de magnitud 8.5 Mw que generaria un tsunami con olas de hasta 9 metros que llegaria a la linea de costa en 20 min, produciendo una inundacion mayor a 2 km en tierra. Las zonas más afectadas serian el Callao, La Punta y Villa el Salvador (Figura 1.5)

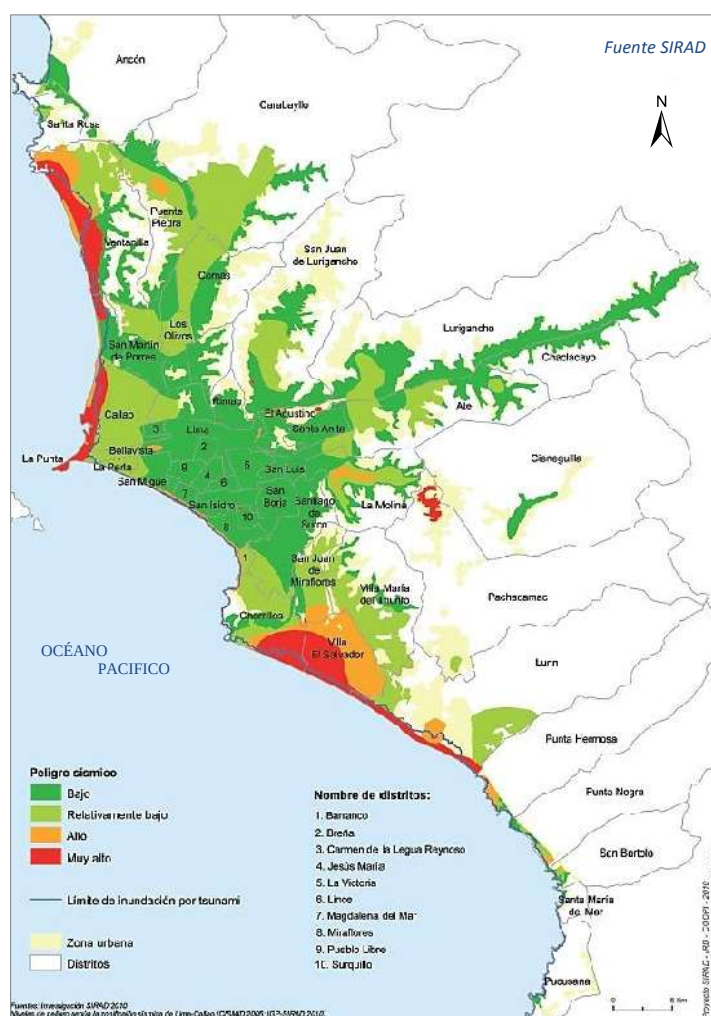


Figura 1.5. Limite de inundación por tsunamis propuesto en el proyecto SIRAD.

1.3.3. JUSTIFICACIÓN

Considerando la escala geológica para la ocurrencia de tsunamis, existen pocos registros escritos que permiten caracterizar detalladamente el desarrollo de estos eventos en zonas portuarias. En este contexto, surge la importancia de simular escenarios de tsunamis basados en registros pasados, estos serán usados como indicadores de lo que podría ocurrir en el futuro. Esta información de base, permitirá extender y comprender el estudio del peligro en la zona costera de Lima - Callao.

El porqué de realizar esta investigación en el Callao, responde a las investigaciones sismológicas y de GPS realizadas para el Perú, por Condori y Tavera, (2011) y Chlieh, et al, (2011). En ambas se logró identificar nuevas áreas de asperezas o de acoplamiento sísmico (acumulación de energía) frente a la costa de los departamentos de Lima, Arequipa, Moquegua, Tacna, Arica e Iquique las cuales serían fuentes generadoras de sismos en el futuro (Figura 1.6 y Figura 1.7).

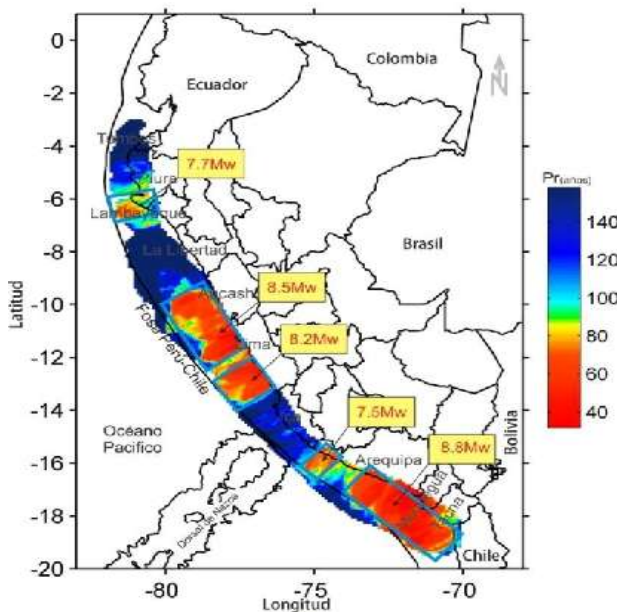


Figura 1.6. Ubicación y geometría de las asperezas, identificadas por Condori y Tavera (2011), en el borde occidental del Perú.

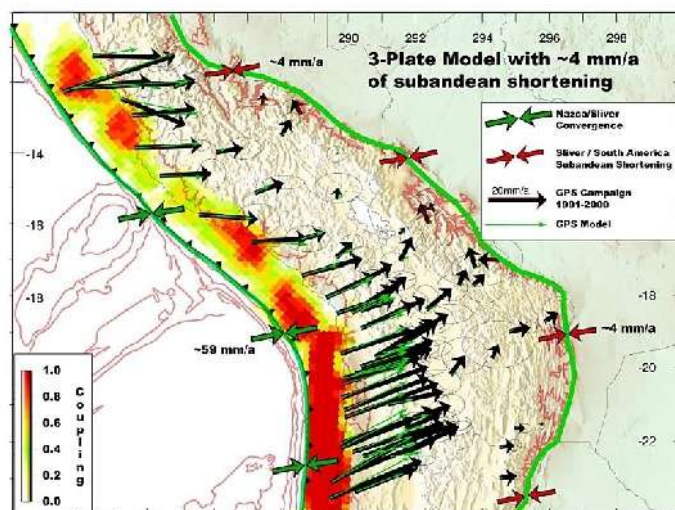


Figura 1.7. Distribución espacial del área de acoplamiento máximo (áreas de color rojo) en el borde occidental del Centro - Sur del Perú y Norte de Chile propuestos por Chlieh, et al. (2011).

En este estudio se realiza el modelamiento numérico de un tsunami, producido por la ocurrencia de un sismo de magnitud 8.5 Mw con posible origen en las asperezas existentes en la zona costera frente al Callao. Este modelamiento se centrará en el Terminal Portuario del Callao y las zonas adyacentes a este. Además, se analizará el desplazamiento, la dinámica y el cambio de velocidad del flujo de agua en la zona costera central del Perú.

1.3.4. IMPORTANCIA

El estudio de la dinámica del tsunami es básico para comprender y evaluar las posibles consecuencias que este pueda causar en el Terminal Portuario del Callao, debido a la falta de estudios específicos y detallados para un ente portuario. Si bien es cierto, con respecto a los riesgos que trae un tsunami, las autoridades se basan en el uso de las cartas de inundación, como medida de prevención, ellas son desarrolladas a escala regional, mas no a una escala menor, por ende carecen del análisis para áreas específicas, en este caso el Terminal Portuario del Callao.

Las olas del tsunami de 1746 penetraron probablemente hasta la altura del distrito de Carmen de la Legua, que fue bautizado así después del tsunami debido a que la inundación horizontal en ese lugar fue de 1 legua (En el siglo XVI, 1 legua fluctuaba entre 5,572 y 5,914 km). Un problema específico consiste en investigar si después de 267 años, los sedimentos que ha transportado el río han modificado la batimetría de la zona de la desembocadura, ya que de ella depende el real avance del tsunami sobre el cauce del río Rímac. Del mismo modo habría que considerar si la expansión urbana afectaría el escenario.

Por otro lado, los pobladores de las zonas adyacentes al Terminal Portuario del Callao, merecen conocer los peligros a los que se exponen de ocurrir un tsunami. Motivo por el cual este estudio analizará las áreas de incidencia generadas ante un tsunami con el fin de tener un panorama claro para futuras campañas preventivas en torno a la población. Además, este estudio será de gran importancia para posibles proyectos portuarios y proyectos ingenieriles que se podrían desarrollarse en un futuro cercano.

1.4. HIPÓTESIS

Mediante el uso de modelos numéricos, parámetros de fuente sísmica, datos batimétricos y topográficos de alta resolución espacial se puede obtener una adecuada caracterización de las fases de un tsunami (generación, propagación e inundación) a fin de evaluar el peligro que representaría un eventual escenario de tsunami en el Terminal Portuario del Callao.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

El borde costero del Océano Pacífico tiene el más alto índice de peligro debido a que es parte de la región de mayor actividad sísmica y volcánica conocida como Cinturón de Fuego del Pacífico. En tal sentido, el Océano Pacífico está estructural, topográfica y sísmicamente condicionado para servir de campo propicio al desfogue de las tensiones geológicas, convirtiéndose así en uno de los sistemas generadores de sismos y tsunamis más activo del planeta (Figura 2.1).

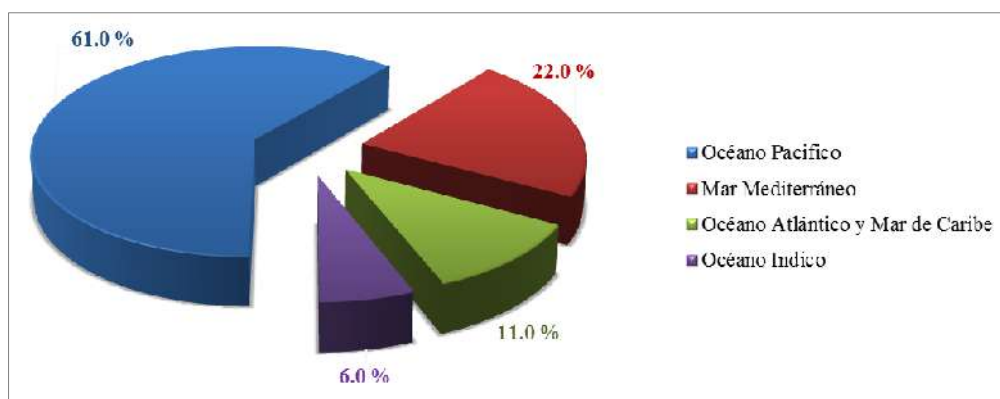


Figura 2.1. Porcentaje de ocurrencia de tsunamis en el mundo, NOAA (2012)

2.1. CONCEPTOS GENERALES

2.1.1. TSUNAMI

La palabra “tsunami”, de origen japonés, proviene de dos vocablos: Tsu (puerto) y nami (ola). Literalmente significa grandes olas en el puerto. No causa daños en alta mar, pero es destructivo en las costas.

El término tsunami se define como una ola o serie de olas que se producen en un volumen de agua al ser impulsada violentamente por una fuerza que la desplaza verticalmente, originando un tren de ondas largas, con un período que va de varios minutos hasta horas, y que se propagan a gran velocidad en todas direcciones desde el área de origen. Las olas al aproximarse a las costas alcanzan alturas de gran proporción, descargando su energía con gran poder, causando inundación y destrucción en las poblaciones asentadas en la costa (Wiegel, 1970, Iida e Iwasaki, 1983, SHOA, 1984, ITSU, 1999).

Los tsunamis son una serie de ondas marinas de gran tamaño generadas por una perturbación en el océano. Esta perturbación es principalmente un movimiento sísmico superficial (profundidad menor a 60 km) con epicentro bajo el fondo marino y de magnitud mayor a 7.0 Mw (magnitud en escala de momento).

Los tsunamis se distinguen de las olas generadas por el viento por su gran periodo, el cual puede ser mayor de una hora y por su longitud entre las crestas que llegan a ser mayores a 100 km. Las Tablas 2.1 y 2.2 muestran las diferencias entre las olas producidas por el viento y por un tsunami.

	Olas de Viento	Tsunamis
Velocidad	25-30 km/h	600-900 km/h
Max. longitud de onda en mar abierto	~ 100 m	~ 100.000 m
Max. altura de la onda en mar abierto	~ 12 m	~ 0,1-1,0 m

Tabla 2.1. Diferencia entre las olas producidas por el viento y por tsunami, Kaynak U. (2002).

Tipo de Ola	Mecanismo Físico	Periodo Típico	Región de Actividad
Sonido	Comprensión.	$10^{-2} - 10^{-5}$ s	Océano Interior
Ondulaciones Capilares	Tensión Superficial.	$< 10^{-2}$ s	Interface Agua - Aire
Ondas de Viento y Oleaje	Gravedad.	1 - 25 s	
Tsunami	Gravedad.	10 min - 2 h	
Ondas Internas	Gravedad y Densidad Estratificada.	2 min - 10 h	Zona de Cambio Brusco de Densidad
Mareas de Tormenta	Gravedad y Rotación de la Tierra.	1 - 10 h	Cerca de la Costa
Mareas	Gravedad y Rotación de la Tierra.	12 - 24 h	Todo el Oceánico
Ondas Planetarias	Gravedad, Rotación de la Tierra y Variación de la Latitud o de la Profundidad del Océano.	100 días	

Tabla 2.2. Clasificación por tipo de ola: Sombreada con azul, tenemos olas de viento y oleaje, sombreada con rojo, tsunami. Fuente: Escuela de Ciencias del Mar - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso

2.1.2. FUENTES GENERADORAS DE TSUNAMIS

Los tsunamis pueden ser generados por diversas fuentes, entre ellas se puede citar las siguientes:

- Sismos de gran magnitud con epicentro en el mar.
- Erupción Volcánica.
- Deslizamiento de tierra bajo la superficie oceánica.
- Caída de bloques de hielo de un glaciar sobre el mar.
- Caída de grandes meteoritos.
- Por una explosión artificial bajo la superficie oceánica.
- Deslizamiento de grandes masas de sedimentos no consolidados en la costa.

En la Figura 2.2 se muestra la estadística de tsunamis según su fuente generadora. Obsérvese que el mayor porcentaje corresponde a los tsunamis originados por sismos. En el caso del Perú, hasta la fecha se tiene 120 tsunamis de origen sísmico plenamente datados y de los cuales *ciento diecisiete* han sido referenciados en el Catálogo de Tsunamis para el Perú (Carpio y Tavera 2002). Los otros *tres*, son los tsunamis de Pisco 2007, Chile 2010 y Japón 2011. En todas las fuentes generadoras de tsunami mencionadas, no siempre se produce tsunami.

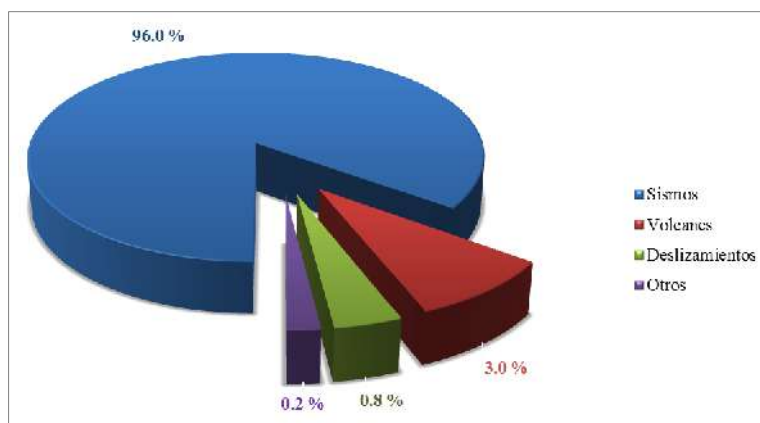


Figura 2.2. Fuentes generadoras de tsunamis, fuente NOAA (2012)

La fuente principal de generación de tsunamis, es la ocurrencia de sismos de gran magnitud en el fondo marino o muy cerca de él, todos con magnitudes superiores a 7.0 Mw y profundidades hipocentrales menores a 60 km. Estos eventos se producen habitualmente en regiones donde se desarrolla el proceso de subducción de placas tectónicas ocasionando súbitos levantamientos y/o hundimientos de la corteza oceánica (Figura 2.3). En este proceso, las fracturas que se producen en el fondo del mar generan un empuje hacia arriba, levantando grandes volúmenes de agua, de inmediato la fuerza recuperadora de la gravedad contribuye a la formación de olas que se propagan en todas las direcciones y al llegar a las costas son fuertemente destructivas.

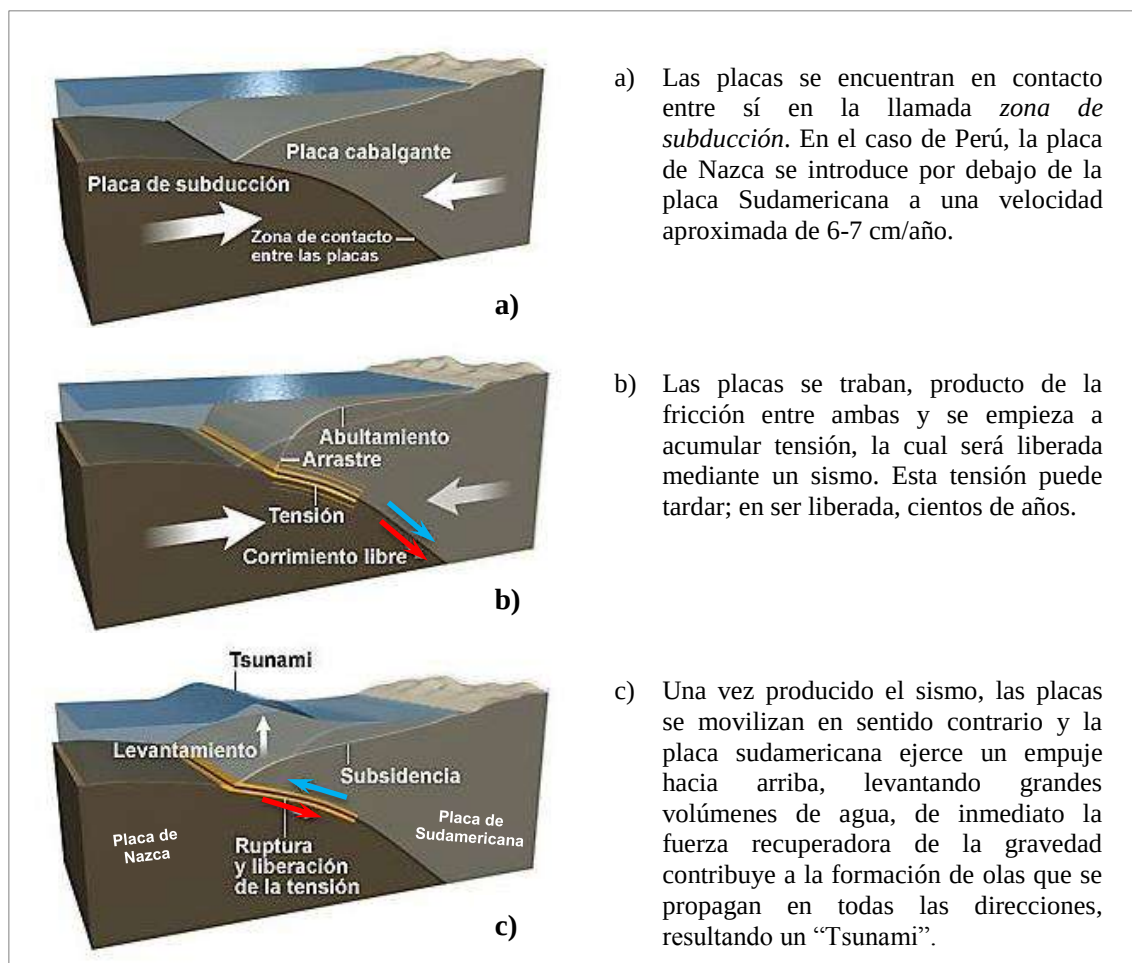


Figura 2.3. Proceso geofísico para la ocurrencia de un sismo generador de tsunami.

2.1.3. TSUNAMI GENERADO POR SISMO

No cualquier sismo es generador de tsunamis. En general, para que un sismo genere un tsunami es necesario que cumpla las siguientes condiciones:

- Que la parte mayoritaria de su área de ruptura, este bajo el lecho marino y que el hipocentro se ubique a una profundidad menor a 60 km (sismo de foco superficial).
- Que ocurra en zonas de convergencia de placas. Como condición inicial, al ocurrir el tsunami, debe darse el llamado “efecto pistón”. Si ocurriese un sismo y no hubiera desplazamiento diferencial en el fondo marino entonces no se generaría un tsunami.
- Que el sismo libere suficiente energía en un cierto lapso de tiempo y que esta sea eficientemente transmitida. Por lo general, la magnitud debe ser mayor a 7.0 Mw.

Por regla general, en los Centros Internacionales de Alerta de Tsunami del Pacífico, el umbral de alerta se establece para sismos con magnitudes del orden de 7.0 Mw o expresado en energía 10^{20} N.m. como potencialmente tsunamigénicos y cuya clasificación se detalla en la Tabla 2.3:

Rango de valores	Tipo de Tsunami
$M_0 < 10^{20}$ N.m	No se genera tsunami
$10^{20} < M_0 < 10^{21}$ N.m	Probable tsunami pequeño y local
$10^{21} < M_0 < 5 \cdot 10^{21}$ N.m	Tsunami pequeño
$5 \cdot 10^{21} < M_0 < 2 \cdot 10^{22}$ N.m	Potencialmente destructivo
$M_0 > 2 \cdot 10^{22}$ N.m	Grande y destructivo

Tabla 2.3. Clasificación de tsunamis según su magnitud.

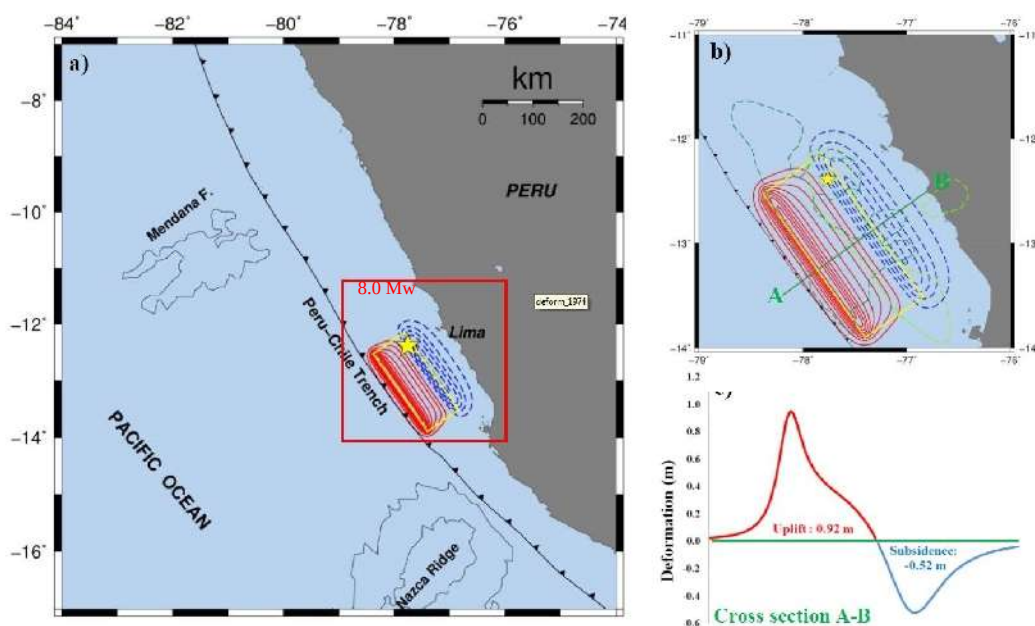


Figura 2.4. Ilustración de las condiciones necesarias para la generación de un tsunami. Ejemplo: Sismo de Lima (03/10/1974) Yauri (2011).

2.1.4. CLASIFICACIÓN DE LOS TSUNAMIS:

Hay dos maneras de clasificar los tsunamis, la primera considera la distancia desde su origen a la costa y la otra en función de su intensidad.

2.1.4.1. CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA

Los tsunamis se clasifican en:

A) TSUNAMIS LOCALES:

Si el lugar de origen está muy cerca de la costa o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del tsunami. Estos tsunamis tienen, desde su origen, menos de una hora de tiempo de viaje.

Los tsunamis de origen local son los más peligrosos, debido al poco tiempo con el cual llegan a las costas, y muchas veces no es suficiente para evacuar a la población. En el caso del Perú se estima que las olas llegan en 10-15 minutos.

B) TSUNAMIS REGIONALES:

Si el lugar de origen del tsunami esta a distancias mayores a 500 km, lo cual da un tiempo del orden de horas para evacuar a la población. Ejemplo: el tsunami generado por un sismo de Camaná el 23 de Junio de 2001 que tardó aproximadamente 2 horas en llegar al puerto del Callao.

C) TSUNAMIS LEJANOS (O REMOTOS, O TRANS-PACÍFICOS O TELE-TSUNAMIS):

Si el lugar de origen del tsunami esta a distancias mayores a 1000 km, lo cual causa que el tsunami llegue con más de una hora después de haber ocurrido el sismo. Ejemplo: el tsunami generado por un sismo de Japón el 11 de Marzo de 2011 que tardó aproximadamente 21 horas en llegar al puerto del Callao (Figura 2.5).

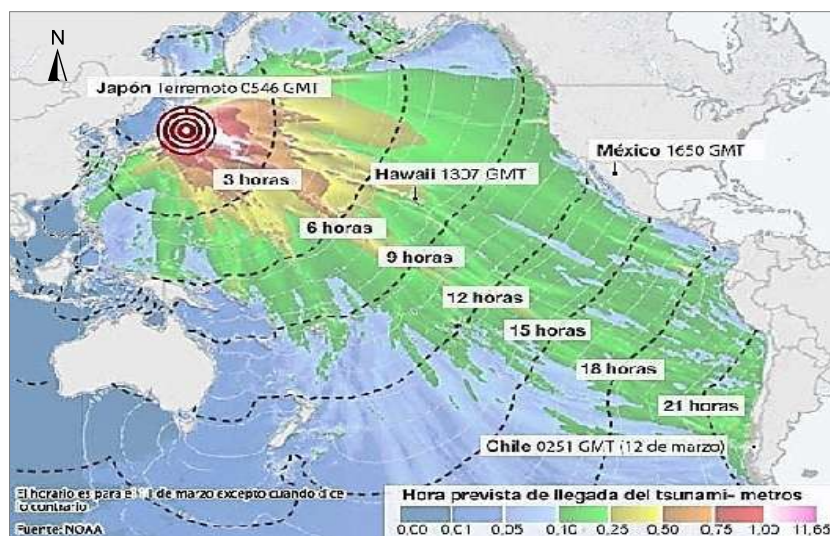


Figura 2.5. Propagación y tiempos de arribo de las olas del tsunami de Japón del 11/03/2011.

2.1.4.2. CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE SU INTENSIDAD

Esta clasificación se estableció en 1962 y se conoce como “Escala de Ambraseys”, siendo sus características las siguientes:

	DESCRIPCIÓN
I. Muy Ligero	Ola tan débil que sólo es perceptible por los mareógrafos.
II. Ligero	Ola advertida por personas que viven cerca de la playa y están familiarizadas con el mar.
III. Bastante fuerte	Advertido por todos. Inundación de costas con pendiente suave. Pequeños veleros arrastrados a la playa. Pequeños daños en estructuras ligeras situadas cerca de la costa.
IV. Fuerte	Inundación de la playa hasta cierta altura. Ligera erosión de terrenos de relleno. Daños en malecones y diques. Daños en estructuras ligeras próximas a la playa. Pequeños daños en estructuras sólidas de la costa. Grandes veleros y pequeños barcos arrastrados tierra o mar adentro. Detritos flotantes en las costas.
V. Muy fuerte	Inundación general de las playas hasta cierta altura. Daños en muelles y estructuras sólidas próximas a la playa. Destrucción de estructuras ligeras. Gran erosión de tierras cultivadas y erosión de tierras cultivadas y objetos flotantes y animales marinos esparcidos por la costa. Exceptuando los barcos grandes, todos los demás tipos de embarcaciones son arrastrados tierra o mar adentro. Daños en las construcciones portuarias. Personas ahogadas. Ola acompañada de fuerte ruido.
VI. Desastroso	Destrucción completa o parcial de construcciones hasta una cierta distancia de la playa. Inundación de las costas hasta gran altura. Fuertes daños en barcos grandes. Árboles arrancados o rotos. Muchas víctimas.

Tabla 2.4. Escala de Ambraseys (1962)

2.1.5. FASES DE UN TSUNAMI

La evolución de las ondas producidas por un tsunami se desarrollan en tres fases: Generación, Propagación e Inundación (Figuras 2.6–2.7) y sus principales características se detallan a continuación:

A) GENERACIÓN:

La etapa de generación de un tsunami incluye la formación del disturbio inicial de la superficie del océano provocado por la deformación del fondo oceánico. Desde el punto de vista físico, un tsunami es generado por el movimiento súbito del fondo marino debido a un sismo y generalmente, está asociado a ondas de longitud mayor que la profundidad del fondo oceánico.

B) PROPAGACIÓN:

Un tsunami puede propagarse a través de grandes distancias, cientos o miles de kilómetros del área de origen, antes de embestir la costa. El disturbio inicial en la superficie del agua engendra una onda de gravedad de gran amplitud que se propaga hacia las costas.

C) INUNDACIÓN:

La altura alcanzada por el tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos tales como: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión y resonancia de las ondas en las distintas formaciones costeras, entre otros.

Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la línea costera sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura máxima de inundación (Run-up), aún a cortas distancias a lo largo de ella.

La estimación del área inundada en zonas costeras, producidas por ondas tsunamigénicas, es de vital importancia para la mitigación de riesgo ante un tsunami.

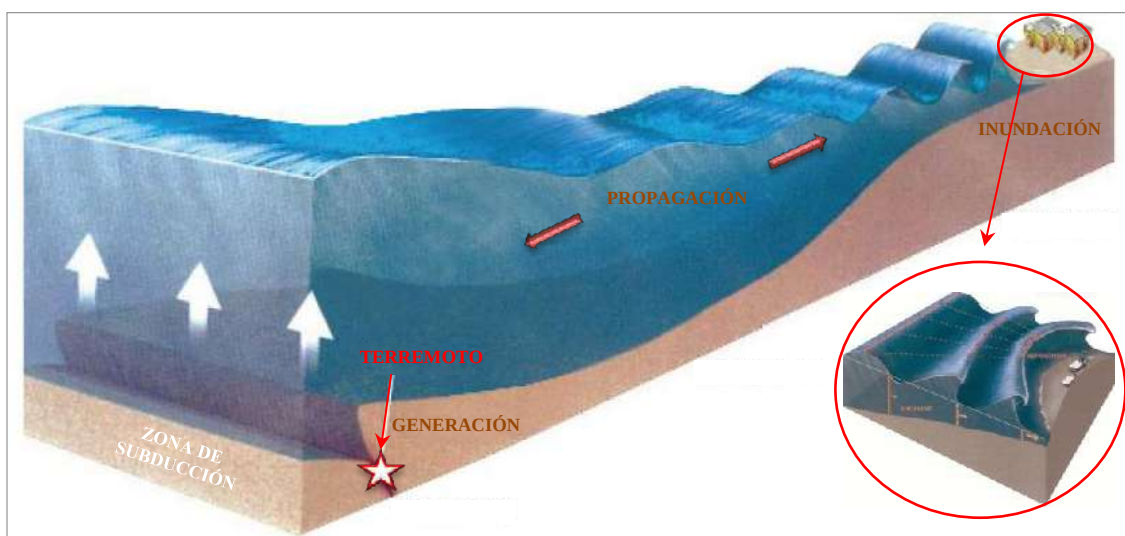


Figura 2.6. Fases de un tsunami: Generación, Propagación e Inundación.

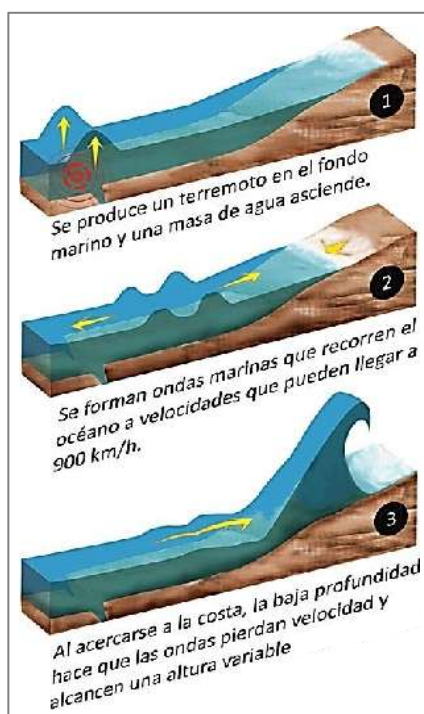


Figura 2.7. Ilustración detallada de las fases de un tsunami

Las ondas del tsunami pueden alcanzar velocidades de hasta 900 km/h en alta mar, y atravesar un océano en pocas horas. En alta mar, la ola es prácticamente imperceptible, a menudo de menos de 1 m de amplitud; sin embargo, al entrar en aguas costeras poco profundas, el tsunami debe frenar su movimiento y repentinamente crece en altura. Cuando llega a la costa, puede haberse convertido en un muro de agua de más de 10 m de altura capaz de destruir ciudades costeras.

2.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE UN TSUNAMI

El brusco movimiento del agua, desde la profundidad, genera un efecto de "latigazo" hacia la superficie que es capaz de generar olas de magnitud impensable conocidas como tsunami.

En mar abierto, lejos de la costa, es un tren de ondas marinas "olas" de pequeña amplitud, del orden de centímetros a metros, que viajan a una velocidad de aproximadamente 900 km/h en altamar; sin embargo, al llegar a la costa y al encontrarse con una menor profundidad, éstas disminuyen su velocidad pero aumentan en altura pudiendo causar gran destrucción y numerosas víctimas humanas.

Por tratarse de trenes de ondas marinas, ellas pueden ser caracterizadas por su período, amplitud de onda, longitud de onda y velocidad de propagación, Figura 2.8.

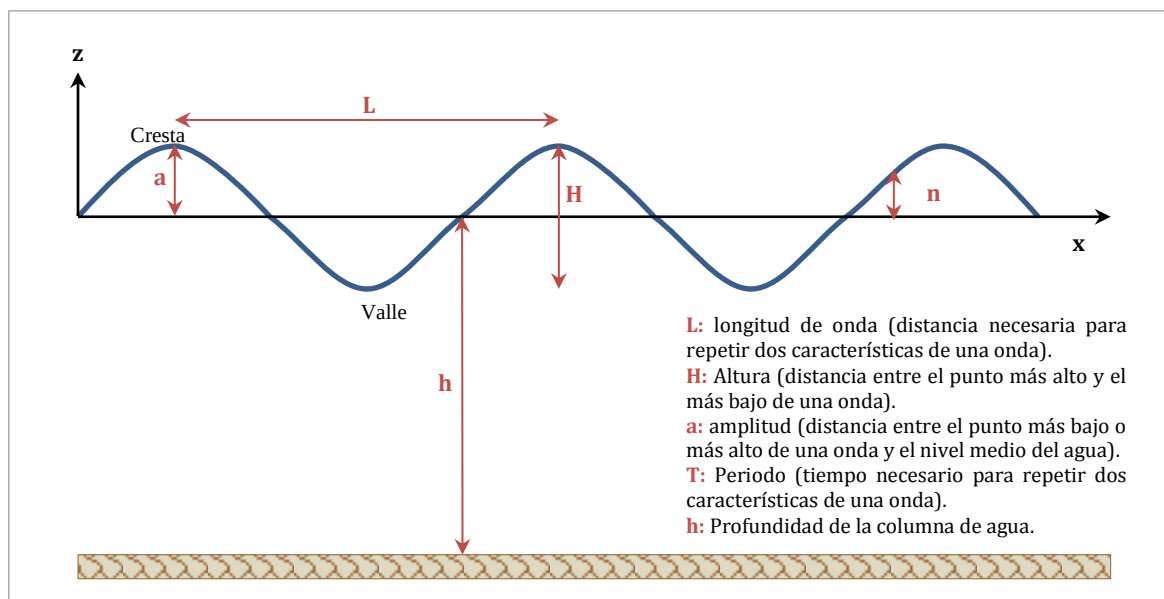


Figura 2.8. Parámetros físicos de un tsunami: longitud de onda, altura de tsunami y período.

A) VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN (V)

La velocidad de propagación del tsunami (para aguas someras), depende únicamente de la profundidad del océano en el cual viaja y puede ser formulado como:

$$V = \sqrt{g * d}$$

Donde:

V: Velocidad de propagación de las olas (m/s).

g: Aceleración de la gravedad (9.81 m/s²).

d: Profundidad del océano (m).

En el caso del Océano Pacífico, con una profundidad media igual a 4000 m y una aceleración de la gravedad igual a 9.81 m/s² se tendrá una velocidad de:

$$V = \sqrt{9,81 * 4000} = 198 \text{ m/s}$$

Entonces, la velocidad de propagación promedio de un tsunami en el Océano Pacífico es de 198 m/s ó 713 km/h, esta velocidad es cercana a la de un avión, Figura 2.9.

En general, la velocidad del tsunami es mayor en mar profundo que en mar superficial. Si el tsunami viaja en un mar de profundidad variable, la dirección de propagación gira gradualmente hacia la zona de menor profundidad, produciéndose la refracción de ondas.

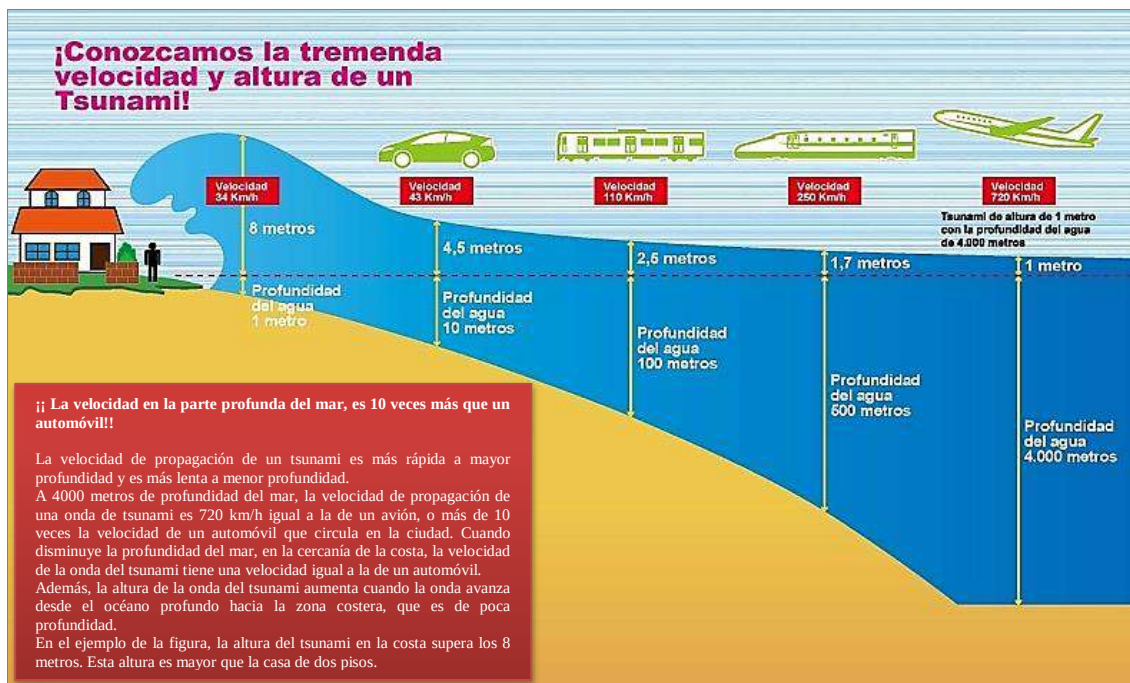


Figura 2.9. Esquema que muestra como la velocidad de propagación del tsunami disminuye a medida que la profundidad del mar decrece.

En la Tabla 2.5 se presenta, para diversos valores de profundidad del fondo oceánico la velocidad de propagación del tsunami en metros por segundo y kilómetros por hora:

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Velocidad (km/hora)
4000	198,091	713,127
3800	193,075	695,070
3600	187,926	676,532
3400	182,631	657,471
3200	177,178	637,840
3000	171,552	617,586
2800	165,735	596,645
2600	159,706	574,942
2400	153,441	552,386
2200	146,908	528,869
2000	140,071	504,257
1800	132,883	478,380
1600	125,284	451,021

Profundidad (m)	Velocidad (m/s)	Velocidad (km/hora)
1400	117,192	421,892
1200	108,499	390,596
1000	99,045	356,564
800	88,589	318,920
600	76,720	276,193
400	62,642	225,511
200	44,294	159,460
100	31,321	112,755
80	28,014	100,851
60	24,261	87,340
40	19,809	71,313
20	14,007	50,426
10	9,904	35,656

Tabla 2.5. Valores obtenidos para la velocidad de propagación de un tsunami en función de la profundidad del mar.

Así mismo en la Figura 2.10, se observa que existe relación directa entre el incremento de la profundidad del fondo oceánico y el incremento de la velocidad de propagación del tsunami.

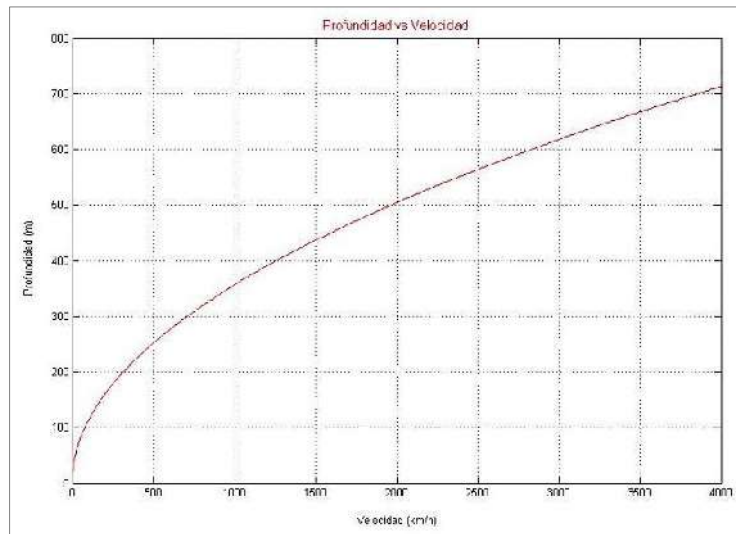


Figura 2.10. La curva muestra la proporcionalidad existente entre la profundidad del mar y la velocidad de propagación del tsunami.

B) PERIODO (T)

Se define como el tiempo que demora el paso de dos ondas de olas sucesivas por un mismo punto de observación. Por ejemplo, en costa, es la diferencia de tiempo en la llegada de dos olas sucesivas. Para tsunamis de origen cercano, el periodo promedio es de 7 a 30 minutos y para los de origen lejano, entre 30 y 70 minutos aproximadamente. Este parámetro es de suma importancia ya que proporciona información acerca del tiempo que demora la ola para llegar a la costa.

C) LONGITUD DE ONDA (L)

Es la distancia que separa dos crestas sucesivas del tsunami. Se estima que la longitud de onda inicial es aproximadamente igual a la dimensión mayor del área dislocada, estimada de las características de los procesos de ruptura. La longitud de la onda, acompañada del periodo del tsunami, proporciona información sobre la fuente del tsunami. Por ejemplo, para tsunamis generados por sismos, el rango de longitud de onda típica es entre 20 a 300 km. Para tsunamis generados por derrumbes, el rango de longitud de la onda es de centenares de metros a decenas de kilómetros. Este parámetro físico está representado por:

$$L = V * T$$

Donde:

V: Velocidad de propagación, en metros.

T: Período

Por ejemplo, utilizando un período de 0.25 horas, equivalente a 15 minutos y la velocidad de propagación promedio del Océano Pacífico de 713 km/h, la longitud de onda es de 178 km, Figura 2.11. Evidentemente, debido a su gran longitud onda, el desplazamiento de un tsunami, a esta profundidad, se manifiesta en la superficie oceánica con amplitudes de solo unos pocos centímetros.

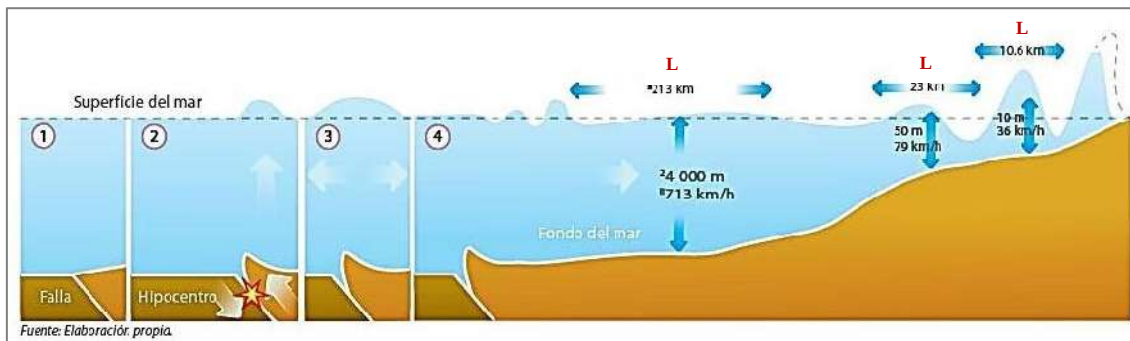


Figura 2.11. Esquema que muestra la formación de un tsunami y características de su longitud de onda.

D) ALTURA DEL TSUNAMI

La altura del tsunami (H), es la distancia vertical entre el seno o valle y la cresta del tsunami. Cuando las profundidades son muy grandes, la onda de tsunami puede alcanzar gran velocidad, pero éstas suelen pasar inadvertidas ya que sólo tienen alturas que bordean el metro; sin embargo, al llegar a la costa sufren el fenómeno de refracción disminuyendo su velocidad y longitud de onda, lo que produce el aumento de su altura, Figura 2.12.

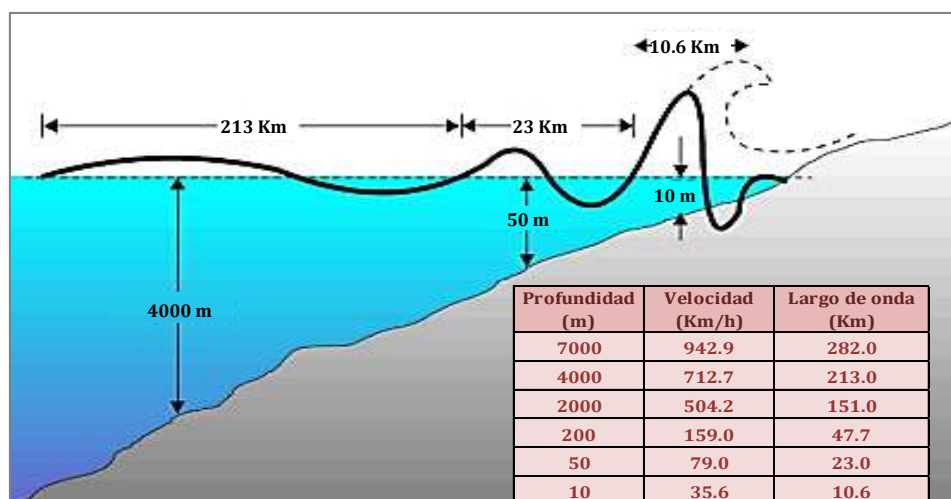


Figura 2.12. Conforme la profundidad del mar disminuye, la longitud de onda del tsunami disminuye, pero aumenta su amplitud cerca de la costa. Imamura (1995).

Por ejemplo, para el tsunami del 22 de Marzo de 2011 originado por un sismo ocurrido en Honshu (Japon) a las 05:46:23 UTC, las primeras olas del tsunami llegaron a Perú después de 21 horas golpeando la costa con alturas que fluctuaron entre 15 centímetros y 1.5 metros. Las olas alcanzaron la costa central, en la provincia constitucional del Callao, las ondas marinas llegaron con alturas entre 25 y 40 centímetros (Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra).

E) RUN-UP

Es la altura topográfica máxima que alcanza la ola del tsunami referida al nivel medio del mar. Esto se debe a que el tsunami no se interrumpe en la orilla, sino penetra en tierra avanzando todo lo que las condiciones topográficas le permiten, tal como se observa en la Figura 2.13.

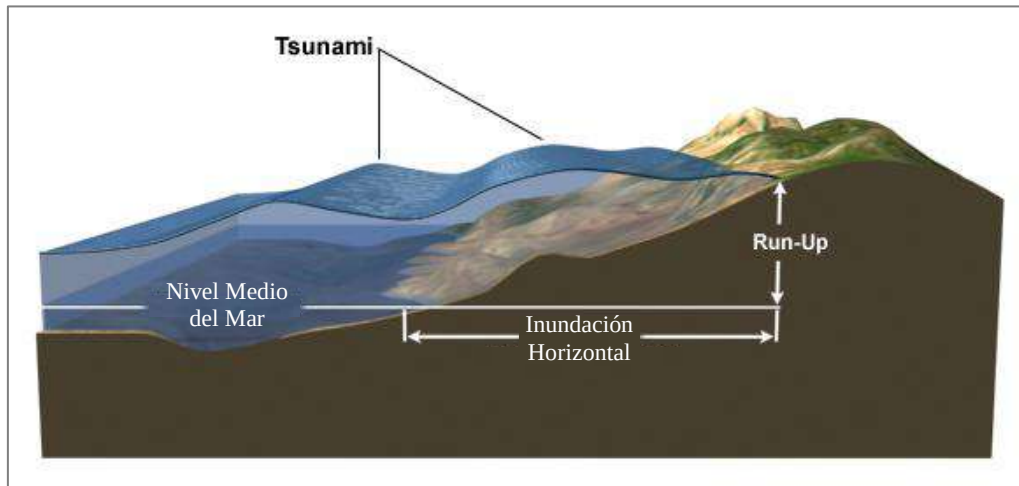


Figura 2.13. Esquema del Run-Up del tsunami.

F) ENERGÍA DE UN TSUNAMI

La energía de un tsunami puede ser medida a partir de su longitud de onda; por lo tanto, toda onda tiene un efecto orbital que alcanza una profundidad igual a la mitad de su longitud de onda; tal es así, que el efecto orbital es constante y vigoroso en cualquier parte del fondo marino. Cuando toda la inmensa masa es perturbada, esta trata de recuperar su equilibrio generando una serie de olas con diferente frecuencia. Por lo tanto, debido a que la onda se propaga en toda la columna de agua, desde la superficie hasta el fondo, se puede hacer uso de la teoría lineal de la hidrodinámica para tener una idea del flujo de energía.

$$E = \frac{1}{8} \cdot d \cdot g^{(3/2)} \cdot H^2 \cdot h^{(1/2)}$$

Donde:

- E: Flujo de energía
- d: Densidad del fluido
- g: Gravedad terrestre (9.81 m/s²).
- H: Altura de la cresta.
- h: Profundidad a la que se produce el sismo.

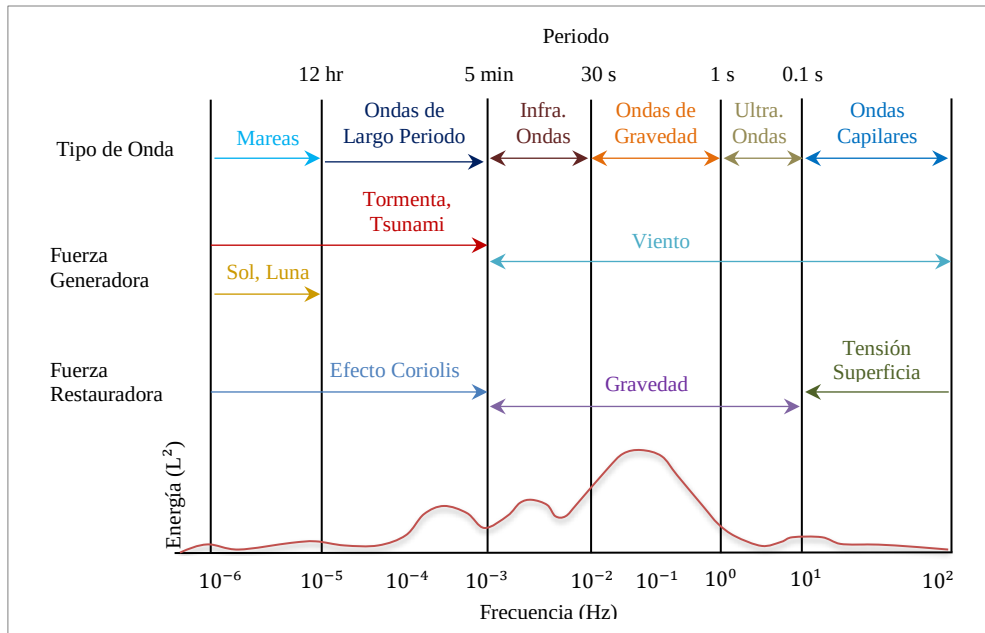


Figura 2.14. Tipos de onda, mecanismos de generación y fuerzas restauradoras asociadas a tsunamis.

2.3. EFECTOS DEL TSUNAMI EN COSTA

Cuando el tsunami alcanza la costa, se producen diversos fenómenos de los que se destaca la inundación y la resonancia portuaria. La inundación causa daños al actuar sobre las estructuras debido al arrastre de materiales y la acción hidrostática de la inundación. La resonancia se produce al coincidir el periodo de oscilación del mar con el de la propia masa de agua del puerto.

Entre otras, la fuerza destructiva del tsunami en áreas costeras depende de la combinación de los siguientes factores:

- La magnitud del fenómeno que lo induce. En el caso de ser un sismo se debe considerar la magnitud y profundidad de su fuente.
- Influencia de la topografía submarina en la propagación del tsunami.
- Distancia a la costa desde el área donde se origina el sismo.
- Configuración de la línea de costa, presencia de bahías, penínsulas, islas, entre otros.
- Influencia de la orientación del eje de una bahía respecto al epicentro (características direccionales).
- Presencia o ausencia de corales o rompeolas y el estado de la marea al tiempo de la llegada del tsunami.
- Influencia de la topografía en superficie, incluye pendientes y grado de rugosidad derivado de construcciones, árboles y otros obstáculos en tierra.



Figura 2.15. Olas de tsunami al llegar a la costa.

2.4. EFECTO DEL TSUNAMI EN ISLAS

La presencia de islas modifica la propagación de un tsunami, ya sea en la dirección de propagación y en el tiempo o en la altura de ola. Esto se debe al efecto de la refracción, que tiene lugar cuando un tren de olas incidente sobre la costa encuentra un cambio de profundidad y en ese caso, una parte del frente de la ola viaja en aguas más someras y por tanto, con menor celeridad que el resto, dando lugar a un cambio de dirección.

Dado que la velocidad de las olas en aguas poco profundas depende de la profundidad ($c = \sqrt{gh}$), aquella parte de la ola que viaja por la parte más profunda lo hace con mayor velocidad, permitiendo que la ola se curve o cambie de dirección. Este cambio de dirección que experimentan las olas conforme se aproximan a la costa es conocido como *refracción de olas* y se puede estudiar trazando los rayos perpendiculares a la cresta de una ola, tal como muestra en la Figura 2.16. Así mismo, la Figura 2.17 muestra la refracción de las olas alrededor de islas produciendo convergencia de energía al lado opuesto por donde el tsunami ataca la isla. Esto hace que la altura de ola sea más alta en ese lado. Hay que tener presente este fenómeno a la hora de modelar la inundación por tsunami en zonas costeras con islas, tal como se presenta en el Callao con la Isla San Lorenzo.

En resumen, la refracción ocurre cuando puntos distintos de una misma cresta de ola se mueven con velocidades distintas, lo cual produce un cambio en la forma de la cresta. En general, dos son los factores que producen refracción de olas: la existencia de corrientes oceánicas y las variaciones de la profundidad de la columna de agua debido a la cercanía a la costa en la cual existan bahías y/o penínsulas y/o la presencia de islas.

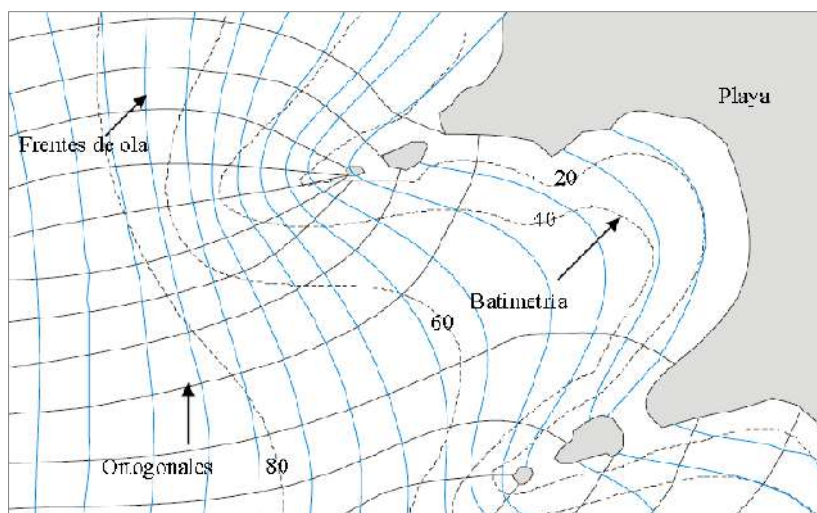


Figura 2.16. Esquema que muestra la refracción de las olas de un tsunami.

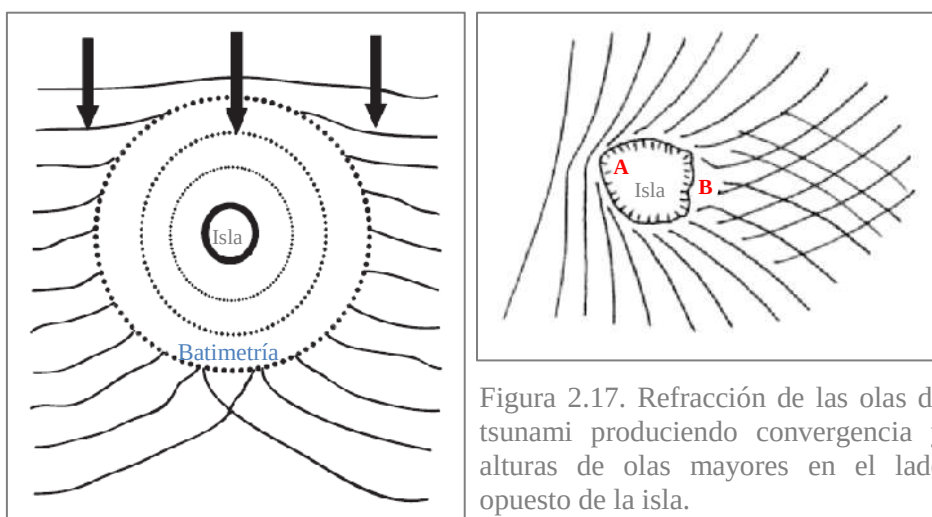


Figura 2.17. Refracción de las olas de tsunami produciendo convergencia y alturas de olas mayores en el lado opuesto de la isla.

2.5. DAÑOS CAUSADOS POR TSUNAMIS

Los tsunamis, por ser uno de los peligros naturales más destructores, generan a su paso una serie de daños en las costas debido al momento del flujo, a la inundación y al socavamiento.

A) DAÑOS PRODUCIDOS POR EL MOMENTO DEL FLUJO

Los daños producidos por efectos del momento del flujo, ocurren cuando la masa de agua del tsunami impacta en zonas costeras y su entorno, afectando obras de variadas dimensiones, árboles u otros objetos. Durante el impacto, el tsunami muestra su fuerza destructiva que se manifiesta con los objetos arrastrados por la corriente; tal es así que al regresar las aguas, los escombros arrastrados fortalecen la fuerza del empuje del flujo que irrumpe, causando de este modo, un efecto destructivo sobre las estructuras debilitadas por la primera embestida, Figuras 2.18 y 2.19. En algunos casos la magnitud del momento del flujo es tan alta, que es capaz de arrastrar tierra adentro a barcos de elevado tonelaje, ejemplo el tsunami de 1746 arrastró el bergantín San Fermín tierra adentro quedando varado a 1.5 km.



Figura 2.18. Daños producidos por el momento de flujo en viviendas con bloques de concreto en el balneario de La Punta, producto del tsunami del 23 de Junio del 2001, Arequipa.



Figura 2.19. Daños producidos por el momento de flujo en embarcaciones pequeñas y barcos en las costas de Chile, producto del tsunami del 27 de Febrero del 2010.

B) DAÑOS PRODUCIDOS POR INUNDACIÓN

Los daños por inundación ocurren si el flujo no es de gran magnitud, haciendo que flote todo tipo de material que no esté fuertemente ligado a la base del terreno, tal como ocurre con las estructuras de madera. En el caso de una gran extensión de terreno plano, la masa de agua puede encontrar un pasaje hacia el interior y por diferencias de pendiente, el flujo de agua es acelerado en ese pasaje originando el barrido de los elementos que se presentan a su paso como construcciones, estructuras, plantaciones etc., Figuras 2.20 y 2.21. En general, en estas inundaciones, personas y animales perecen ahogados, barcos y otras embarcaciones menores son atracados en muelles o pueden ser arrastrados a tierra y depositados posteriormente en áreas distantes a su localización inicial una vez que el flujo ha retrocedido.



Figura 2.20. Cultivos arrasados por el tsunami del 23 de Junio de 2001 en áreas ubicadas en el extremo sur de Camaná. El paso del tsunami produjo inundaciones y barrido de las plantaciones de arroz y zapallo, dejando los suelos salinizados.



Figura 2.21. Fotografías del antes y después del Tsunami del 10 de Febrero de 2010 en la Isla Juan Fernández (Chile).

C) DAÑOS PRODUCIDOS POR SOCAVAMIENTO

Los daños originados por socavamiento son observados a menudo en las infraestructuras portuarias. Cerca de la costa, la corriente del tsunami remueve el fango y arena del fondo del mar socavando a veces los cimientos de las estructuras de muelles y puertos (Figuras 2.22 y Figuras 2.23). El colapso de las estructuras puede producirse cuando el reflujo socava los cimientos. Si esto ocurre, dichas estructuras caen hacia el mar; tal como, ha ocurrido con algunos muelles cuyos pilotes fueron dañados. El colapso de las estructuras puede producirse cuando el reflujo socava las fundaciones, los cimientos de líneas del ferrocarril o carreteras, originando bloqueos de tráfico y una prolongada demora en el rescate y trabajos de reconstrucción.



Figura 2.22. Socavamiento de los cimientos de viviendas tras el tsunami del 23 de Junio de 2001 (Camaná - Perú).



Figura 2.23. Socavamiento de los cimientos en muelles y estructuras tras el tsunami del 15 de Agosto de 2007 (Ica - Perú)

2.6. TECTÓNICA GENERAL DEL PERÚ

El Perú está ubicado en el margen occidental del continente Sudamericano, y por lo tanto, está sometido a una intensa actividad sísmica y tectónica, siendo los Andes un claro ejemplo de cordillera formada como resultado de este tipo de proceso. La cordillera se extiende a lo largo del continente, desde Venezuela hasta el sur de Chile con un ancho que varía entre 250 km en la región central del Perú y 500 km en la frontera Perú-Chile. La subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana está acompañada de grandes rasgos tectónicos ubicados a ambos extremos del margen continental, y que deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que ambas placas soportan. En general, la evolución geodinámica del Perú está controlada por las siguientes unidades tectónicas: la Fosa Peruano-Chilena, la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 2.24, y se describen a continuación:

A) La Fosa Perú-Chile:

Es una fosa oceánica que se extiende desde Colombia hasta Chile, delimita el inicio de la interacción entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Es considerada como una de las fosas oceánicas de mayor extensión en el mundo (5000 km) con una profundidad máxima de 8000 metros. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes. Según Heras (2002), la Fosa Perú-Chile presenta características diferentes de Norte a Sur; frente a la costa de Perú la fosa presenta profundidades máximas de hasta 6000 m en la región Norte y Sur; mientras que, en la región Centro es del orden de 5000 m. La fosa peruano-chilena presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca, Figura 2.24.

B) La Dorsal de Nazca:

Es una cordillera oceánica sobre la placa de Nazca y en conjunto converge con el continente Sudamericano. Dicha cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena entre 15° y 24° sur, de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica con un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de 2000 metros, cotas menores ya subducieron bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). El ancho y altitud de la dorsal disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante en los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región. Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985).

C) La Fractura de Mendaña:

Comprende a una discontinuidad de la corteza oceánica ubicada en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash 10° - 12° de latitud sur. En la actualidad, dicha fractura tiene una orientación ENE-OSO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena y un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 m. Según la Figura 2.24, esta estructura se encuentra aproximadamente a una distancia de 180 km de la línea de costa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

D) La Cordillera Andina:

Se ha desarrollado como resultado de esfuerzos compresionales derivados de la interacción de la placa de Nazca y la Sudamericana en los últimos 100 millones de años. La cordillera Andina se distribuye paralela al borde Oeste de Sudamérica sobre una extensión de 7000 km. y con alturas máximas de 6000 m sobre el nivel del mar. En el Perú, de Norte a Sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos inflexiones, a la altura de 5° S, denominada deflexión de Huancabamba y a los 14° S, denominada deflexión de Abancay, ver Figura 2.27 (áreas de color naranja). Estas deflexiones cambian parcialmente la orientación de la cordillera en dirección NNO-SSE y NO-SE respectivamente. Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales y anchos que oscilan entre 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buforn, 1998).

E) La Cadena Volcánica:

Se puede diferenciar tres regiones volcánicas en Sudamérica y dentro de ellas la conocida como la cadena volcánica Central de los Andes ubicada en la región Sur de Perú por debajo de la deflexión de Abancay hasta los 25° S en Chile. Esta cadena se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE en Perú y N-S en el extremo Norte de Chile. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al, 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425msnm), Sabancaya (5795msnm), Misti (5825msnm), Ubinas (5672msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800msnm), Tutupaca (5806msnm), Yucamane (5508msnm). En la región Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980), probablemente debido a posibles cambios en el modo de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

F) Los Sistemas de Fallas:

Son el resultado de la deformación de la Cordillera Andina provocada por el proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Dichas fallas se encuentran sobre todo el territorio peruano formando, en algunas regiones, grupos con geometrías similares asociadas a idénticos procesos de deformación. Estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur,

sobre la zona Subandina al pie del borde Oriental de la Cordillera Andina, afectando a los principales plegamientos del escudo Brasileño (sistemas de fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, etc.). El número de estos sistemas de fallas es menor sobre la Alta Cordillera y en el Altiplano (sistema de fallas de la Cordillera Blanca, Huaytapallana y Tambomachay). En general, el mayor número de fallas son de tipo inverso que evidencian el acortamiento de la corteza.

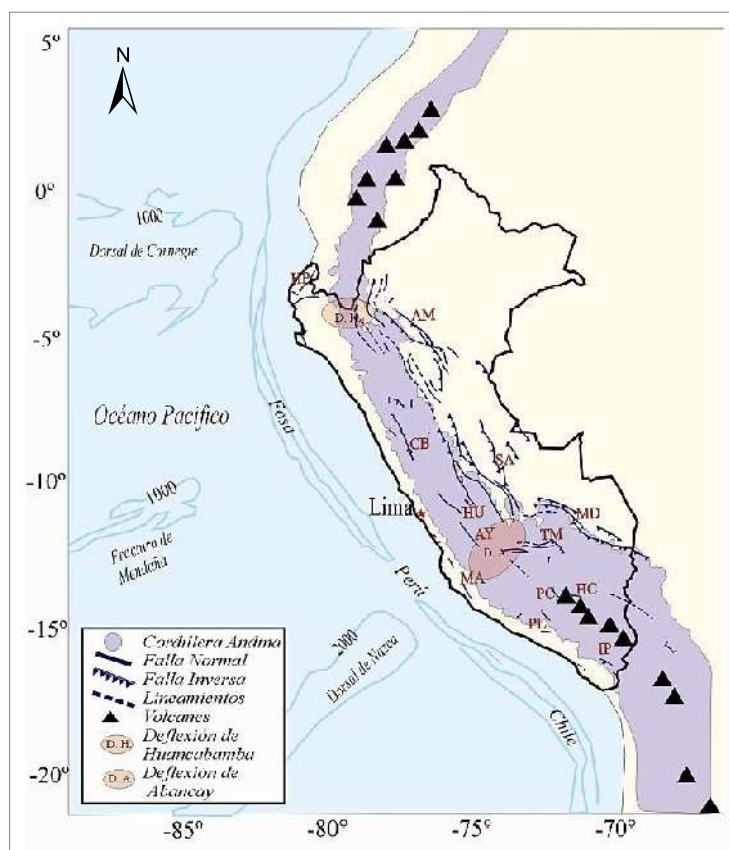


Figura 2.24. Principales rasgos tectónicos superficiales en Perú y en el borde Oeste de Sudamérica. Los triángulos indican ubicación de los volcanes y las líneas de color celeste los principales sistemas de fallas activas en Perú (Sebrier et al, 1985). HP=Huaypira, AM=Alto Mayo, CB=Cordillera Blanca, SA=Satipo-Amauta, HU=Huaytapallana, AY=Ayacucho, MA=Marcona, MD=Madre de Dios, TM=Tambomachay, PL=Planchada, PC=Pampacolca, HC=Huambo y Cabanaconde y IP=Ichupampa. (D.H deflexión de Huanca bamba, D.A deflexión de Abancay).

2.6.1. EL CINTURÓN DE FUEGO DEL PACÍFICO

El Cinturón de Fuego del Pacífico es la principal zona de peligro sísmico mundial, Figura 2.25, ya que casi todas las zonas de subducción presentes en la Tierra se ubican a su alrededor, al igual que más de las tres cuartas partes de todos los volcanes activos, durmientes o extinguidos. El Cinturón de Fuego del Pacífico considera las zonas de costa a lo largo de los Andes (América del Sur), la cordillera de América del Norte, las islas Aleutianas, la península de Kamchatka al este de Siberia, las islas Kuriles, Japón, Filipinas, Sulawesi, Nueva Guinea, las islas Salomón, Nueva Caledonia y Nueva Zelanda. En esta zona se han producido grandes sismos, que han ocasionado frecuentes

catástrofes a lo largo de los años. En América del Sur, los sismos son superficiales en zonas costeras y profundos hacia el interior del continente.

La región Andina, desde Colombia hasta la Tierra del Fuego, es sacudida periódicamente por grandes sismos, contribuyendo, aproximadamente con el 15% de la energía sísmica disipada en todo el mundo. Los sismos son de foco superficial en la zona costera y aumentan su profundidad hacia el interior del continente. Las mayores profundidades, entre 500 y 700 km, se dan en la región límite de Perú-Brasil y Perú-Bolivia. Perú ha sido afectado en muchas ocasiones por grandes sismos, la mayoría de ellos localizados en la mitad sur de su zona costera, al igual que Chile que de manera continua ha sido asolada por grandes terremotos, que en muchos casos van acompañados de tsunamis. La actividad sísmica es más intensa en la parte sur, donde la ciudad de Concepción ha sido destruida repetidas veces por sismos de gran magnitud como el ocurrido en el año de 1960 que afectó a todo Chile con una serie de sismos, que ocurrieron durante 1 año.

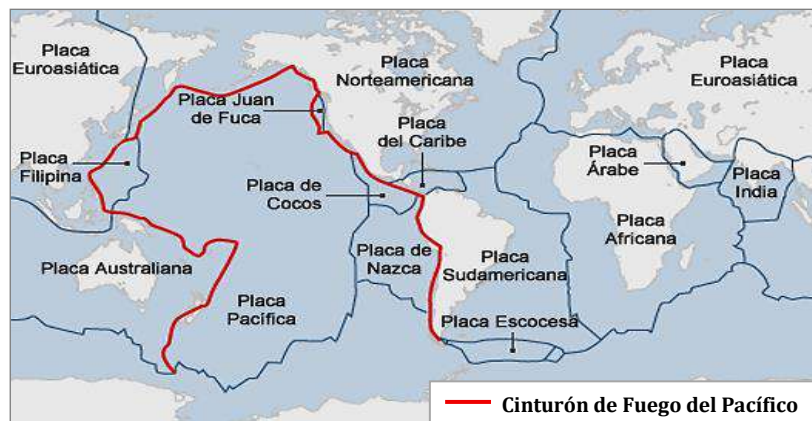


Figura 2.25. El Cinturón de Fuego del Pacífico se constituye como la zona sísmica más activa del mundo. Observándose la distribución espacial de las principales placas tectónicas.

2.6.2. EL PROCESO DE SUBDUCCIÓN

A pesar de la variedad de placas tectónicas existentes en la Tierra, los tipos de contactos, márgenes o fronteras entre ellas se reducen fundamentalmente a tres: márgenes de divergencia o extensión, márgenes de convergencia o subducción y márgenes de fractura de deslizamiento horizontal o de transformación. La litósfera que se crea en los márgenes de divergencia, es consumida en los de convergencia, ya que la superficie de la Tierra es limitada y no puede crearse nueva litósfera en una zona si no se consume en otra.

Los márgenes de subducción o convergencia marcan aquellas zonas en las que las placas convergen unas con otras. Este movimiento obliga a una de ellas a introducirse por debajo de la otra, resultando la litósfera consumida o destruida. Cuando una de las placas es de naturaleza continental, la placa oceánica es la que se introduce por debajo de ella, debido a la baja densidad de esta última, que opone gran resistencia a penetrar en el manto de mayor densidad. De esta forma, la litósfera continental se ha conservado prácticamente constante; mientras que, la oceánica se crea y se destruye.

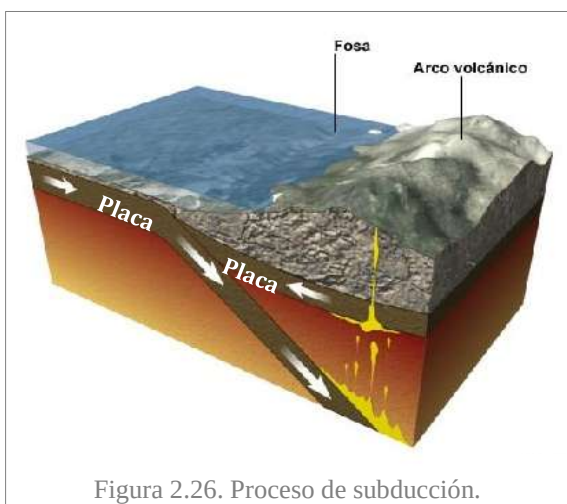


Figura 2.26. Proceso de subducción.

La estructura de un margen de subducción está representada esquemáticamente en la Figura 2.26. En general, el frente de la placa buzante tiene una cierta curvatura penetrando desde su parte convexa. En algunos casos, como en la costa occidental de América del Sur, la zona de subducción está directamente adosada a la costa y la placa oceánica se introduce con un ángulo pequeño bajo la litósfera continental. Esta situación se produce por un movimiento del continente hacia el frente de subducción, impidiendo la formación de una cuenca marginal. En otros casos, el frente de margen de

subducción se halla a cierta distancia de la costa continental, formando un arco de islas y existiendo entre dicho arco y el continente, una cuenca marina. Esta cuenca se forma a partir de un centro de extensión, situado detrás, parte cóncava, del arco de islas, en el que se genera corteza oceánica, de la misma manera que en una dorsal. El mecanismo de su formación no es bien conocido y se supone que el frente de subducción se separa del continente que permanece estacionario, dando origen a la cuenca marginal, que ocupa el lugar que se va creando entre ellos. Un ejemplo de este escenario es el mar de Japón.

En general, en las cuencas de subducción, el hundimiento de la placa produce una pronunciada sima oceánica y parte del material introducido en el manto asciende hacia la superficie, formando zonas de volcanismo activo detrás del frente de subducción. Este volcanismo, si el frente está muy separado de la costa, forma un arco de islas como en la costa asiática del Pacífico. En caso contrario, aparece en el mismo continente como a lo largo de la costa americana. Generalmente, la línea de volcanes, paralela a la fosa oceánica, está situada a unos 150 km por encima de la placa buzante. La producción de este fenómeno, se supone que es debida a la migración, hacia la superficie, del material menos denso, contenido en la placa litosférica que ha penetrado dentro del manto; aunque su mecanismo exacto no es todavía del todo bien conocido.

Uno de los indicios más importantes de la existencia de estas placas de material litosférico introducidas en el manto, es la distribución de los focos sísmicos en profundidad. Estos forman alineaciones desde la superficie hasta unos 700 km de profundidad, con un ángulo con la horizontal que varía en inclinación, en muchos casos del orden de 45°, que se denominan zonas de Benioff. El espesor de la zona sísmica está limitado; en general, a la parte superior de la placa litosférica. El hecho de que su profundidad no pase de los 700 km indica que, a esta profundidad, la placa litosférica hundida en el manto ha perdido su rigidez y probablemente ha quedado asimilada por el material del manto.

En el caso del Perú, la zona de subducción se extiende a lo largo de toda la costa, donde la placa de Nazca se introduce debajo de la placa Sudamericana, con ángulos entre 28°-30° hasta una profundidad de 120 km. En la superficie de contacto entre estas placas se producen los sismos más fuertes y que más daño han producido a la población.

2.7. SISMICIDAD DEL PERU

El Perú está localizado en una de las regiones de más alta actividad sísmica que existe en la Tierra, siendo esto el resultado de la interacción de las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana y de los reajustes que se producen en la corteza terrestre que forman la Cordillera Andina; por lo tanto, los sismos pueden ser clasificados en fuentes sísmogénicas de subducción y continentales.

Dentro de este contexto, la base para su estudio es por lo tanto, la recopilación de datos que permite identificarlos, tales como su fecha, latitud, longitud, tamaño y los daños producidos (intensidad). Esta información sistematizada da origen a los catálogos sísmicos. Los estudios de sismicidad se han extendido considerablemente con la incorporación de diversos parámetros de los sismos y su distribución en el espacio y el tiempo, así como su correlación con las características fisiográficas y geológicas de cada región. La importancia del estudio de la actividad sísmica de una región reside en el hecho de poder deducir las condiciones geodinámicas y sirve como punto de partida para determinar el riesgo sísmico.

Es un hecho conocido, que unas regiones son mucho más propensas que otras a la ocurrencia de sismos; por lo tanto, estas son propensas a los tsunamis, entonces es posible separarlas en activas y pasivas. Por ejemplo, el margen occidental de América es activo; mientras que, el oriental es pasivo.

2.7.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SISMOS

Los sismos pueden ser clasificados en función de su magnitud, fecha de ocurrencia, tipo de daño, región donde ocurre y por la profundidad de su hipocentro Figura 2.27. Para efecto del presente estudio se realiza la clasificación de acuerdo a la profundidad de sus hipocentros:

- Sismos con hipocentro superficial: de 0 a 60 km de profundidad.
- Sismos con hipocentro intermedio: de 61 a 300 km de profundidad.
- Sismos con hipocentro profundo: mayores que 301 km de profundidad.

A) SISMIDAD SUPERFICIAL

En la Figura 2.27 se observa que los eventos sísmicos de foco superficial se distribuyen formando grupos con aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en el país. Esta sismicidad está presente entre la línea de costa y la fosa Peruano-Chilena a diferentes niveles de profundidad, pero que no superan los 60 km. Esta sismicidad está asociada principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana produciendo sismos de moderada a alta magnitud que ocasionan diversos grados de destrucción y muerte en las ciudades que se encuentran ubicadas a lo largo de toda la costa del Perú.

Un segundo grupo de sismos con foco superficial ocurren en el interior del continente y deberían su origen al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la alta cordillera, siendo estos sismos de menor magnitud y frecuencia. En líneas generales, la distribución de los sismos sobre el territorio peruano muestran las zonas de mayor deformación superficial.

B) SISMICIDAD INTERMEDIA

Según Tavera (1998), la distribución espacial de los sismos con hipocentros intermedios se realiza formando tres grupos: El primero se distribuye paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° Sur, cerca de la línea de costa de la región central del Perú con sismos de magnitud moderada (≤ 7.0). El segundo grupo se encuentra en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la zona subandina siguiendo alineamientos Norte-Sur. El tercero se distribuye principalmente sobre todo el Altiplano, con agrupaciones importantes sobre los departamentos de Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac y al Sur de Ayacucho. Este último grupo, considera aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad, Figura 2.27.

La distribución de los sismos con foco intermedio no es muy homogénea; sin embargo, estos muestran de manera aproximada las zonas de mayor deformación a estos niveles de profundidad. En el interior del continente, los sismos se alinean sobre la zona Subandina paralela a la cordillera Andina y a partir de la cual, la distribución cambia su rumbo hacia el SO para luego cubrir toda la región sur.

C) SISMICIDAD PROFUNDA

Los sismos con foco profundo, tal como se muestra en el extremo este de la Figura 2.27, son en número menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, su magnitud es muchas veces mayor que los sismos que ocurren a menores niveles de profundidad. Estos sismos, debido a la profundidad a la que se producen, prácticamente no son sensibles en superficie. Los sismos con foco profundo se distribuyen formando dos grupos, el primero en el llano amazónico, próximo al límite Perú y Brasil, entre 6°-11° Sur, con una distribución prácticamente Norte-Sur sobre una longitud del orden de 500 km y el segundo, alrededor del límite Perú y Bolivia, entre 13° - 14° Sur, con una orientación próxima a Este-Oeste.

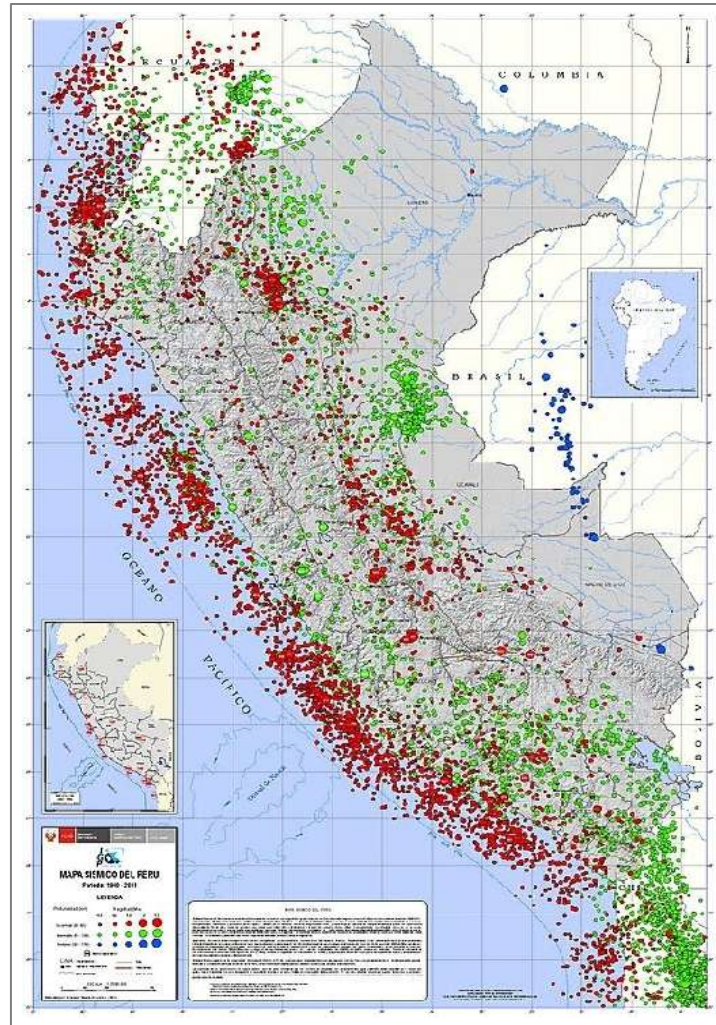


Figura 2.27. Distribución espacial de sismos en Perú para el periodo 1960-2011. Los círculos de color rojo representan a sismos superficiales; verdes, sismos intermedios y azules, sismos profundos.

2.7.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

Con la finalidad de analizar la distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado tres perfiles sísmicos perpendiculares a la fosa para las regiones norte (perfil AA'), centro (perfil BB') y sur (perfil CC') del Perú, Figura 2.28

A) Región Norte:

En este perfil se observa que los focos aumentan su profundidad conforme se distribuyen de Oeste a Este. En profundidad, la sismicidad se inicia en la fosa y se distribuye con una inclinación de 28° aproximadamente hasta alcanzar una profundidad de 200 km para luego hacerse horizontal hasta una distancia de 870 km desde la fosa. En esta región se observa una disminución del número de los sismos entre 320 y 480 km de distancia desde el punto A, sugiriendo que esta área puede corresponder a una zona asísmica. La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, describe la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental.

B) Región Centro:

En esta región los sismos siguen la misma distribución en profundidad que los de la región norte; sin embargo, los sismos siguen una pendiente que va entre los 25° a 30° aproximadamente y a partir de los 450 km de distancia, desde el punto B, los focos de los sismos siguen una distribución horizontal hasta una distancia de 500 km aproximadamente. Asimismo, en este perfil se observa la presencia de sismos con foco profundo, los mismos que se distribuyen entre 550-670 km de profundidad y corresponden a los sismos que ocurren en el límite Perú Brasil.

C) Región Sur:

En la región sur de Perú, se observa la presencia de un mayor número de sismos, que se distribuyen en profundidad siguiendo una pendiente que va entre los 25° a 30° hasta alcanzar 300 km de profundidad. Entre 300 y 500 km de profundidad, existe ausencia de sismos. Estos se presentan nuevamente a 650 metros de distancia del punto C (aproximadamente) y a una profundidad de 550 a 700 km.

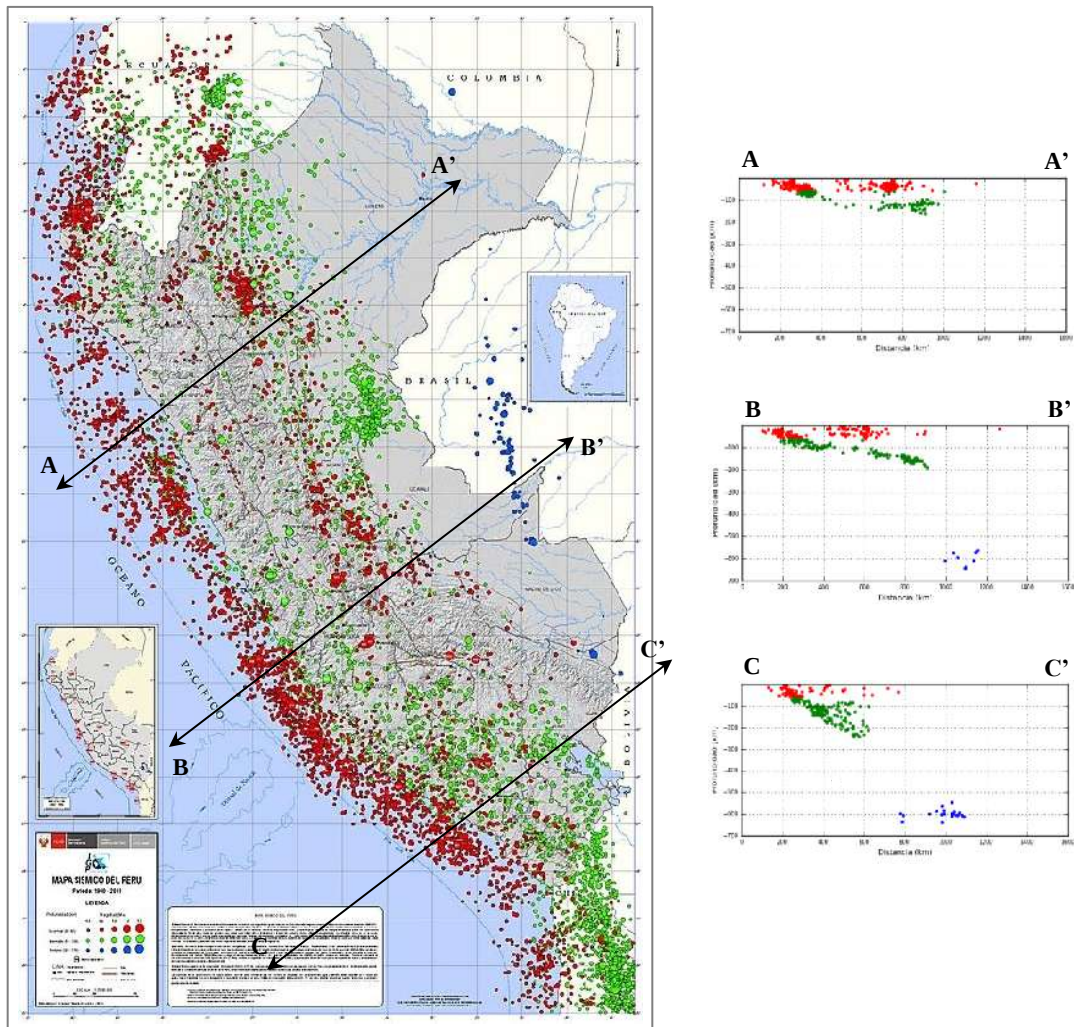


Figura 2.28. a) Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1960-2011 ($M_w \geq 4$) (Tavera 2012). Los círculos rojos indican los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km.), círculos verdes sismos con foco intermedio ($61 < h \leq 300$ km.), círculos azules sismos con foco profundo ($h > 300$ km.). En ella se muestra los perfiles para las regiones Norte (AA'), Centro (BB') y Sur (CC') del Perú.

2.7.3. DISTRIBUCIÓN DE ÁREAS DE RUPTURA

La constante ocurrencia de sismos de gran magnitud frente al borde oeste de Perú, y el conocimiento de las dimensiones de sus áreas de ruptura, ha permitido identificar la presencia de zonas con diferentes características sísmicas. En la Figura 2.29 se presenta la distribución de las áreas de ruptura de los grandes sismos ocurridos en todo el borde oeste de América del Sur, para los siglos XIX, XX y XXI.

En el siglo XIX los más grandes sismos ocurrieron en la región sur del Perú (1868) y norte de Chile (1877), ambos con magnitudes M_w de 9.0. Hacia el norte y sur de ambas áreas de ruptura es notoria la ausencia total de sismos. Durante el siglo XX, todos los sismos ocurrieron al norte y sur de las áreas involucradas en los sismos de 1868 y 1877, sobresaliendo el gran sismo de Chile de 1960, quizás el mayor para el cual se tiene información sísmica instrumental (magnitud de 9.5 M_w). También es notoria la presencia de una importante ausencia de sismos en la región norte del Perú. En el siglo XXI se han producido 3 grandes sismos. En la región sur del Perú, el terremoto de Arequipa del 2001 (7.9 M_w), por sus características y longitud de ruptura (Tavera y Bernal, 2005) no es proporcional al ocurrido en 1868. Seguidamente y después de seis años se produce otro sismo en Pisco (8.0 M_w) y seguidamente frente a las costas de la región sur de Chile ocurre el terremoto de Biobío del 2010 (8.8 M_w).

De acuerdo a lo descrito, las regiones centro y sur del Perú son las de mayor potencial sísmico en razón de que en ambas, los sismos parecen repetirse con períodos de tiempo del orden de 150 años. Contrariamente, es posible que en la región norte sean necesarios períodos de acumulación de energía mayores a 500 años para que se produzca un sismo de magnitud elevada.

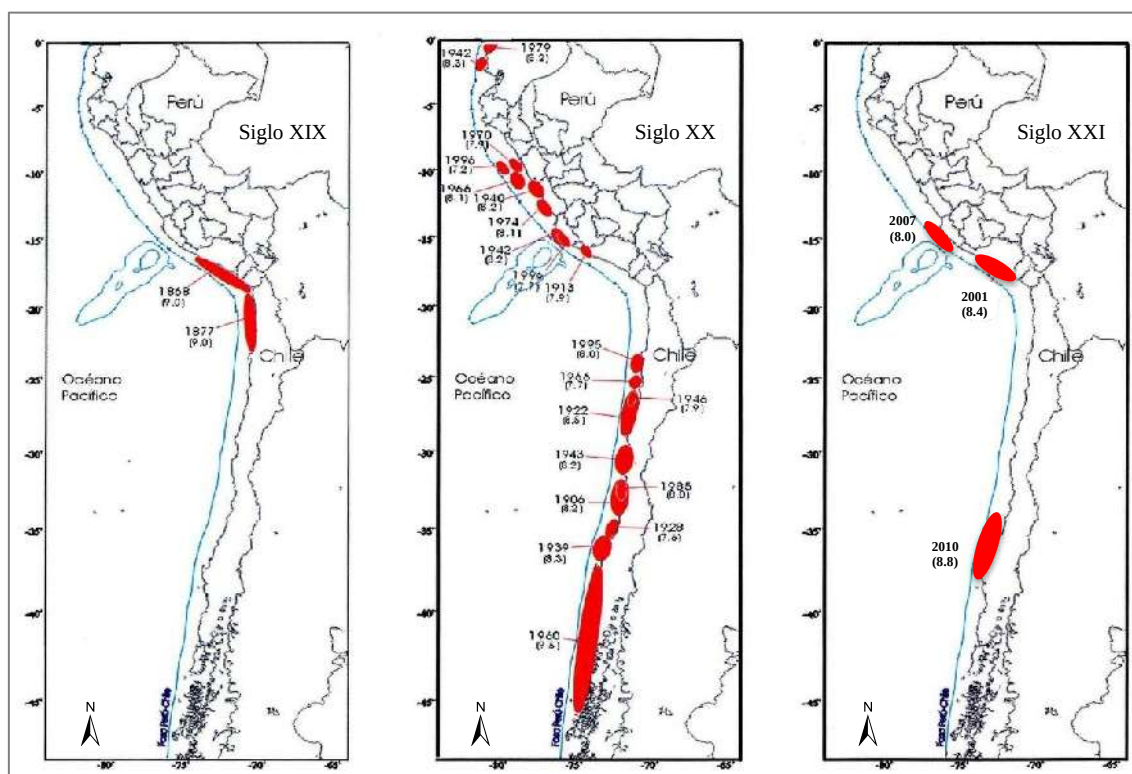


Figura 2.29. Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde Oeste de Sudamérica durante el siglo XIX, XX, XXI (Tavera y Bernal, 2005).

CAPITULO III

HISTORIA DE TSUNAMIS EN PERÚ

El Perú por su ubicación geográfica, es uno de los países con mayor potencial sísmico debido a que forma parte del denominado “Cinturón de Fuego del Pacífico”. Dentro de este contexto, la actividad sísmica esta asociada a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana con una velocidad promedio de 6-7 cm por año Norabuena (1999). Esta velocidad es considerada como una de las mayores a nivel mundial, de ahí la alta ocurrencia de eventos sísmicos acompañados de tsunamis, (Figura 3.1).

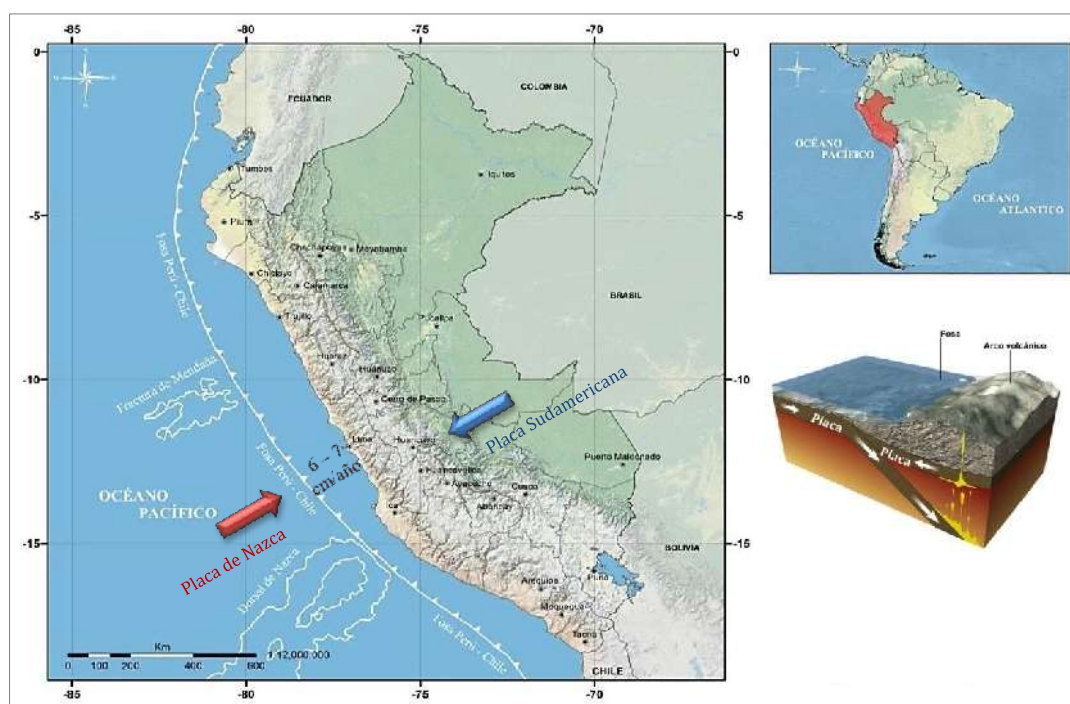


Figura 3.1. Esquema del proceso de convergencia de la Placas de Nazca y Sudamericana.

Según su historia, el Perú ha soportado los efectos de grandes sismos acompañados de tsunamis en algunos casos pequeños y en otros muy grandes y destructivos. Entre los más importantes están los ocurridos en los años 1582, 1586, 1604, 1644, 1687, 1746, 1806, 1868, 1966, 1974, 1996, 2001 y 2007. El tsunami más antiguo en el Perú del cual se tiene referencia es el ocurrido el 22 de enero de 1582, generado por un fuerte sismo con epicentro en la costa de Arequipa, produciendo daños en toda la costa sur del Perú. Uno de los tsunamis que afectó gravemente la parte central del Perú se dio el 28 de Octubre de 1746 después de ocurrido un sismo cuyo epicentro se ubicó frente a Lima, 12°S, 77.2°O (estimado), con magnitud 8.6 Mw e intensidad X en la escala Mercalli Modificada. Este sismo destruyó completamente las ciudades de Lima, Callao y Chancay. Media hora después del sismo, se generó un gran tsunami que golpeó las costas causando la destrucción absoluta del puerto. El Callao recibió el mayor impacto, con una ola de 24 metros y 5 kilómetros de inundación, el mismo que destruyó 23 barcos anclados en el puerto, transportando a uno de ellos a 1.5 km tierra dentro. Según testigos, la primera de las dos olas que golpearon el Callao era de más de 40 m de altura.

En total, las víctimas del terremoto y tsunami alcanzaron las 4000 personas. Otro tsunami, considerado como el más catastrófico del cual se tiene información, es el generado por un sismo ocurrido el 13 de Agosto de 1868 en la zona Sur del Perú, el cual tuvo una magnitud estimada de 9.0 Mw y ocasionó daños desde la ciudad de Trujillo hasta la ciudad de Concepción al Sur de Chile. Este tsunami viajó a través del océano Pacífico afectando las costas de países como Japón, Australia, Hawai entre otros.

En la Figura 3.2 se muestra la distribución de sismos generadores de tsunamis en Perú entre los años 1513-2013, mostrándose que aproximadamente el 40% tuvieron su origen en la costa de Lima; por lo tanto, esta zona es la de mayor riesgo. En la parte derecha se muestra un zoom del departamento de Lima, en el cual se aprecia la gran recurrencia de sismos tsunamigénicos, con lo cual queda claramente evidenciado el peligro por tsunami en el cual se encuentra Lima, el Callao y en especial el puerto del Callao, el cual es objeto de este estudio.

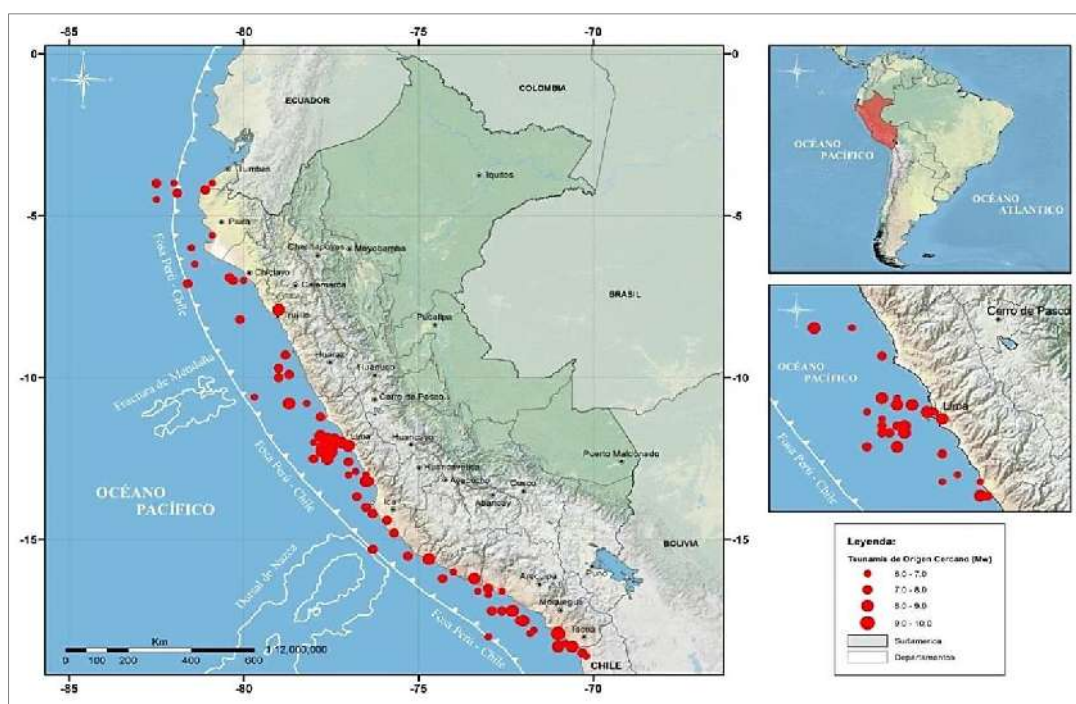


Figura 3.2. Distribución de sismos generadores de tsunamis de origen cercano en Perú (1513-2013).

Los tsunamis generados por grandes sismos ocurridos debido al proceso de subducción en el Perú, se propagan por toda la cuenca del Océano Pacífico afectando costas de otros países, al igual que al Perú si los tsunamis se generaron a miles de kilómetros (tsunami de origen lejano).

En la Tabla 3.1 se detalla los tsunamis que han afectado la costa del Perú y corresponden al Catálogo de Tsunamis propuesto por Carpio y Tavera (2001), actualizado al 2013. El formato utilizado en el catálogo contiene la mayor cantidad de parámetros que permiten disponer de una variada información sobre el tsunami y su evento generador. El catálogo contiene información de 126 tsunamis y de estos, 120 son de origen sísmico, 5 por deslizamientos de masas y uno producido por una erupción volcánica.

CATALOGO DE TSUNAMIS OCURRIDOS QUE AFECTARON EL PERÚ																									
N°	UTC				Coordenadas		Magnitud de la Fuente					Mo	Intensidad Fuente	Mt	Intensidad Tsunami	Hmax	Nobs	D	F	C	V	RGT	Ref	Localidades Afectadas	
	AÑO	MES	DIA	Hh-Mn-Sg	Latitud	Longitud	Z	Mb	Ms	Mm	Mw														
1	1513				-17.2	-72.3	30.0		8.7							1.0	S			T	2.0	SAM	SG2	Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo	
2	1515				-17.2	-72.4	30.0										N		TL		SAM	LC	Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo		
3	1533	1		00:00:00	-12.2	-77.8	30.0		6.5								N		TL	1.0	SAM	*SIL	Callao, Lima		
4	1555	11	15	00:00:00	-11.9	-77.6	30.0		8.4					VI			N		T	1.0	SAM	SIL	Callao, Lima		
5	1568	4	4	00:00:00	-12.3	-77.7	30.0		6.6					IX			N		T	1.0	SAM	SIL	Callao, Lima		
6	1581				-12.3	-77.7	30.0		7.6					VI			N		T	0.0	SAM	SIL	Callao, Lima		
7	1582	1	22	16:30:00	-	-	30.0		8.2		7.5			X					T	0.0	SAM	SGN	Arequipa, Perú		
8	1582	8	15	00:00:00	-12.2	-77.6	30.0		7.8					VII					T	0.0	SAM	SIL	Lima, Perú		
9	1584	3	17		-11.8	-77.8	30.0		8.4					VII					T	1.0		IGP	Lima, Perú		
10	1586	7	10	00:30:00	-12.1	-77.0	40.0		8.6					X		3.5	26.0	5.0	L	20	T	4.0	SAM	LOC	Lima, Perú
11	1590				-17.2	-72.9	40.0		7.7					VII		1.5		1.0			T	2.0	SAM	SG2	Arequipa, Perú
12	1600	2	19	10:00:00	-	-	20.0		7.9					XI						T	2.0	SAM	IGP	Sur del Perú, Norte de Chile	
13	1600	2	19	22:00:00	-	-	6.0							IX						T	1.0	SAM	IGP	Sur del Perú, Norte de Chile	
14	1600	2	28	20:00:00	-	-	20.0		8.1					X						T	1.0	SAM	IGP	Sur del Perú, Norte de Chile	
15	1604	11	24	18:30:00	-17.9	-71.0	30.0		9.4					X		3.5	16.0	4.0	L	20	T	4.0	SAM	SG2	Sur del Perú, Norte de Chile
16	1606	3	23	08:00:00	-7.0	-80.3	40.0		6.5					VI				N		T	1.0	SAM	SIL	Huanchaco (La Libertad)	
17	1606	10	25	13:00:00	-11.8	-77.8	60.0	6.8						IX						T	1.0	SAM	IGP	Callao, Lima	
18	1609	10	20	01:00:00	-11.9	-77.4	40.0		7.4		8.6			IX							T	1.0	SAM	IGP	Callao, Lima
19	1615	9	16	00:00:00	-18.3	-71.0	40.0		8.8					IX		1.5	4.0	2.0	M		T	4.0	SAM	LOC	Sur del Perú, Norte de Chile
20	1619	2	14	16:30:00	-7.9	-79.0	40.0		8.6		8.7			IX				0.0			T	1.0	SAM	SGN	Pacasmayo, Malabrigo, Huanchaco, Puerto Mori (La Libertad)
21	1630	11	27	15:30:00	-12.2	-77.5	30.0		7.5					VII						T	1.0	SAM	IGP	Callao, Chorrillos, Pachacamac, Punta Hermosa (Lima)	
22	1647	5	7	15:30:00	-12.2	-77.5	40.0		8.5							2.0	2.8	6.0	S	2000	T	3.0	SAM	IGP	Perú
23	1647	5	13	15:30:00	-14.0	-76.5	40.0		7.9					VII				0.0			T	2.0	SAM	LOC	Pisco, Paracas, Barlovento
24	1647	5	14	03:00:00	-	-	40.0		8.0											T	3.0	SAM	LOC	Argentina, Chile, Sur del Perú	
25	1658	2	14	00:00:00	-8.2	-80.1	40.0		7.7					VII						T	1.0	SAM	IGP	Pacasmayo, Malabrigo, Huanchaco, Puerto Mori (La Libertad)	
26	1664	5	12	09:15:00	-14.4	-75.9	15.0		7.3					X						T	1.0	SAM	IGP	Laguna Grande, Pisco, Paracas, Barlovento, Punta Lomitas, Punta Caballas, San Juan de Marcona	
27	1678	6	16	01:45:00	-12.3	-77.8	40.0				7.7			IX						T	1.0	SAM	SIL	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)	
28	1678	6	18		-12.3	-77.8	40.0							IX						T	1.0	SAM	IGP	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)	
29	1681	3	10		-18.5	-70.3	-		7.5									1.0			T	3.0	SAM	SGN	Sur del Perú, Norte de Chile
30	1687	7	12	07:00:00	-32.8	-70.7	-		7.3									1.0			T	2.0	SAM	LOC	Sur del Perú, Norte de Chile
31	1687	10	20	10:30:00	-13.2	-76.5	30.0		8.2		8.6	1.00*E+24		X		3.5	8.0	14.0	M	5000	T	4.0	SAM	LOC	Pisco, Callao, Lima
32	1690	11	20	19:30:00	-12.6	-77.0	40.0		7.2					VI							T	1.0	SAM	IGP	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)
33	1705	11	26		-18.6	-70.2	-										8.0	2.0	M		T	0.0	SAM	SGN	Sur del Perú, Norte de Chile
34	1715	8	23	00:00:00	-18.5	-70.3	-		7.5								1.0				T	3.0	SAM	SGN	Sur del Perú, Norte de Chile
35	1716	2	11	01:00:00	-	-	50.0														T		SAM	IGP	Pisco, Nazca, Callao, Lima
36	1725	3	27	00:00:00	-16.7	-73.0	50.0		6.0							1.5	2.0	2.0	S		T	2.0	SAM	LOC	Lomas, Chala, Atico, Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo, Mejía (Arequipa)
37	1732	12	2	06:00:00	-11.8	-77.6	50.0		6.9					VI							T		SAM	IGP	Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)
38	1746	10	29	03:30:00	-12.0	-77.2	30.0				8.6			X	9.2	3.5	24.0	7.0	L	3800	T	4.0	SAM	SG2	Lima, Callao (Perú)
39	1784	5	13	12:36:00	-	-	27.0							X				0.0	S	54	T	0.0	SAM	SGN	Sur del Perú
40	1806	12	1		-12.0	-78.0	30.0							VII			6.0				T	1.0	SAM	IGP	Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)
41	1828	3	30	12:30:00	-12.1	-77.8	50.0							VII						30	T	1.0	SAM	IGP	Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)
42	1833	9	18	10:45:00	-18.3	-71.0	60.0		7.7		7.2			VII						18	T	1.0	SAM	IGP	Ilo (Moquegua)
43	1860	4	23	19:00:00	-12.0	-77.1	-										0.7	1.0	N		T	3.0	SAM	LOC	Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)
44	1868	8	13	21:23:00	-	-	25.0		8.8		9.1			X	9.0	4.0	18.0	115.0	L	612	T	4.0	SAM	LLK	Sur de Perú, Norte de Chile
45	1868	8	13	22:46:00	-18.3	-70.6	25.0		8.6					VI							T	1.0	SAM	IGP	Tacna, Arica
46	1869	8	24	18:45:00	-17.5	-72.0	30.0		8.4					VI		1.5	2.0	4.0	S		T	4.0	SAM	IGP	Sur del Perú, Norte de Chile
47	1871	8	21		-13.0	-77.0	-		7.0							1.0	2.0	1.0	S		T	1.0	SAM	SG2	Arequipa, Perú
48	1872	1	10	07:17:00	-	-	-		7.0									1.0			T	1.0	SAM	SG2	Lima, Perú
49	1877	5	10	01:28:00	-	-	40.0		8.8		9.0			VII		4.0	21.0	117.0	L	512	T	4.0	SAM	SG2	Sur de Perú, Norte de Chile
50	1878	1	10		-19.6	169.4	-		7.5							3.0	12.0	1.0	L		T	3.0	NGS	SG1	Costa Peruana (Tsunami de Islandia)
51	1878	1	23	00:00:00	-	-	40.0		7.9					VII							T		SAM	IGP	Sur del Perú, Norte de Chile
52	1883	8	27	02:59:00	-6.1	105.4	-									4.5	35.0	64.0	L	36000	VM	4.0	IND	SG1	Explosión del volcán Krakatoa (Indonesia) afecto las costas del pacifico
53	1906	5	5	00:36:00	-18.3	-71.0	30.0							VII		0.0	1.5	5.0	S		T	2.0	SAM	SG2	Ilo (Moquegua) Ite, Vilavila (Tacna)
54	1908	6	16	17:50:00	-18.2	-70.8	30.0							V											

62	1922	1	6	14:11:00	-16.5	-73.0	-		7.2										T	1.0	SAM	IGP	Sur de Perú, Norte de Chile		
63	1922	10	11	14:49:00	-	-	50.0		7.4				VII						T	1.0	SAM	IGP	Camaná, Quilca (Arequipa)		
64	1924	3	11	22:44:00	-4.0	-82.0	60.0		6.8										T	1.0	SAM	IGP	Tumbes, Piura		
65	1925	3	16	16:08:00	-18.0	-73.0	-												T	1.0	SAM	IGP	Sur de Perú		
66	1925	10	25	04:30:00	-18.0	-73.0	-		6.9										T	1.0	SAM	IGP	Sur de Arequipa, Norte de Tacna		
67	1927	3	13	05:32:00	-6.0	-81.5	-		6.0										T	1.0	SAM	IGP	Piura		
68	1933	8	6	02:54:00	-13.2	-76.5	60.0		6.5				VI						T	1.0	SAM	IGP	Callao, Lima		
69	1933	10	2	15:29:00	-2.0	-81.0	-		6.9										T	1.0	SAM	IGP	Tumbes		
70	1933	10	3	10:21:00	-1.8	-80.8	-		6.3										T	1.0	SAM	IGP	Tumbes		
71	1933	10	3	14:21:00	-1.8	-80.8	-		6.0										T	1.0	SAM	IGP	Tumbes		
72	1934	12	4	17:24:00	-	-	11.0		6.9				VI		0.0			N	T	1.0	SAM	IGP	Sur de Tacna		
73	1937	12	24	06:20:00	-	-	25.0	5.7	6.2				X					15	T	1.0	SAM	IGP	Ancash		
74	1940	5	5	02:03:00	-7.0	-80.0	-	5.6	6.0										T	1.0	SAM	IGP	Lambayeque		
75	1940	5	24	16:33:00	-11.2	-77.8	50.0	6.6	8.0		7.9		X		1.5	2.0	1.0	S	250	T	3.0	SAM	LOC	Ancón, Lima, Callao	
76	1942	8	24	22:50:00	-15.6	-74.7	70.0	6.7	8.1		8.2	2.7*E+23	X		1.0	2.0	3.0	S	22	TL	4.0	SAM	LOC	Sur del Perú, Norte de Chile Nazca	
77	1943	7	5	21:07:00	-16.0	-74.0	-	5.9	6.8										T	1.0	SAM	IGP	Camaná (Arequipa)		
78	1945	9	9	12:56:00	-15.3	-76.3	40.0		6.1				V						T	1.0	SAM	IGP	Sur de Ica		
79	1946	4	1	02:28:56	52.8	-163.5	50.0		7.4		8.5			9.3	4.0	35.0	478.0	L	173	T	4.0	A-A	LA1	Matarani, Talara, Callao, Aleutianas	
80	1948	5	11	09:34:00	-17.9	-71.8	30.0						X						T	1.0	SAM	IGP	Ilo, Camaná, Chala, Pisco (Sur del Perú)		
81	1948	5	28	05:36:00	-13.0	-76.5	60.0	6.0	7.0				VII						T	1.0	SAM	IGP	Sur de Lima		
82	1948	7	20	11:02:00	-16.2	-74.3	30.0	6.1	7.1				VI						T	1.0	SAM	IGP	Arequipa		
83	1949	4	25	13:54:00	-	-	-	6.4	7.3				VI						T	1.0	SAM	IGP	Tacna		
84	1952	5	3	12:14:00	-14.2	-76.3	50.0		6.4				VI						T	1.0	SAM	IGP	Ica		
85	1953	12	12	17:31:00	-	-	30.0	6.7	7.8			1.7*E+22	IX					6	T	1.0	SAM	IGP	Norte de Tumbes		
86	1955	7	21	11:45:00	-	-	60.0	5.9	6.8				VI						T	1.0	SAM	IGP	Chala (Arequipa)		
87	1956	4	8	20:54:00	-	-	11.0	6.3	7.1				V						T	1.0	SAM	IGP	Sur de Tacna		
88	1956	10	12	02:37:00	-15.5	-75.3	-	5.8	6.5										T	1.0	SAM	IGP	Sur de Ica		
89	1957	1	24	07:16:00	-12.5	-78.0	-	5.7	6.3										T	1.0	SAM	IGP	Callao (Lima)		
90	1957	8	8	13:50:00	-4.3	-81.9	40.0	5.7	6.3				VI						T	1.0	SAM	IGP	Sur de Tumbes		
91	1958	1	15	19:14:00	-	-	60.0		7.0				IX						T	1.0	SAM	IGP	Arequipa		
92	1959	1	3	11:17:00	-14.8	-75.7	-	5.8	6.4										T	1.0	SAM	IGP	Ica		
93	1959	1	26	20:58:00	-4.5	-82.5	33.0	6.0											T	1.0	SAM	IGP	Piura		
94	1959	2	7	09:36:00	-4.2	-81.1	40.0	6.2	7.4				VII						T	1.0	SAM	IGP	Piura		
95	1959	2	11	19:57:00	-4.0	-82.5	33.0	6.4											T	1.0	SAM	IGP	Piura		
96	1960	1	13	15:40:00	-	-	60.0	6.2	7.5				X						T	1.0	SAM	IGP	Arequipa		
97	1960	1	15	09:30:00	-	-	70.0		7.0			8.0*E+21	VII						T	1.0	SAM	IGP	Sur de Ica		
98	1960	4	18	19:14:00	-10.0	-79.0	39.0	6.7		7.2		5.7*E+21	VI						T	1.0	SAM	IGP			
99	1960	5	22	19:10:46	-38.3	-72.7	44.0		8.6	9.5				9.4	5.0	26.0	630.0	L	534	T	4.0	SAM	LOC	Callao, Chimbote, Matarani, San Juan, Talara, Sur de Chile	
100	1960	11	20	22:02:00	-5.6	-80.9	60.0	5.9	6.8			5.7*E+22	VI		2.5	9.0	23.0	M	11	T	4.0	SAM	LOC	Piura	
101	1963	8	29	15:30:00	-7.1	-81.6	23.0		6.6	7.1		1.3*E+18	VI						T	1.0	SAM	IGP	La Libertad		
102	1963	9	20	16:30:00	-10.8	-78.2	80.0	6.0		6.9		3.0*E+21	VII						T	1.0	SAM	IGP	Chimbote (Ancash)		
103	1964	3	28	03:36:13	61.0	-147.7	7.0		8.4	9.0				9.1	4.5	67.1	393.0	L	115	TL	4.0	A-A	LA1	Callao (Lima), La Punta, Matarani, San Juan, Camaná (Arequipa). Tsunami generado en las Aleutianas	
104	1966	10	17	21:41:00	-10.8	-78.7	37.3	6.4	8.0		8.1	2.0*E+23	IX		8.2	1.5	3.0	67.0	M	125	T	4.0	SAM	SOL	Chimbote (Ancash)
105	1967	9	3	21:07:00	-10.6	-79.7	35.0	6.2	6.7	7.0		3.9*E+21			1.5	2.0	2.0	S		T	4.0	SAM	LOC	Chimbote (Ancash)	
106	1968	7	30	20:38:00	-6.9	-80.4	29.6	5.8	6.4	6.3		3.5*E+20							T	1.0	SAM	IGP	Lambayeque		
107	1968	9	28	13:53:00	-13.2	-76.4	68.2	5.9	6.0	6.4		6.0*E+20	IX						T	1.0	SAM	IGP	Lima		
108	1970	5	31	20:23:00	-9.3	-78.8	71.0	6.4	7.8	7.9		1.0*E+22	X		1.0	1.8	4.0	S		T	4.0	SAM	LOC	Chimbote (Ancash)	
109	1970	6	4	04:09:00	-9.9	-78.7	54.2	5.8	6.0	6.4		5.5*E+20							T	1.0	SAM	IGP	Chimbote (Ancash)		
110	1970	6	19	10:56:00	-22.3	-70.1	44.0		6.4	6.6		8.1*E+20							T	1.0	SAM	IGP	Tacna, Arica		
111	1970	12	10	04:34:00	-	-	20.7	6.3	7.1	7.2		6.7*E+21	X						T	1.0	SAM	IGP	Norte de Perú		
112	1973	11	9	22:41:00	-4.0	-80.9	39.4	5.6		6.0		8.6*E+19							T	1.0	SAM	IGP	Norte de Perú		
113	1974	10	3	14:21:00	-12.3	-77.5	21.2	6.2	7.8		8.1	9.0*E+22	IX		8.1	1.0	1.8	15.0	S	78	T	4.0	SAM	LOC	Callao (Lima)
114	1974	11	9	12:59:00	-12.5	-77.6	12.8	6.0	7.2		8.1		V						T	1.0	SAM	IGP	Callao (Lima)		
115	1979	2	16	10:08:00	-16.6	-72.6	52.6	6.2	6.9			2.7*E+21	VII						T	1.0	SAM	IGP	Camaná (Arequipa)		
116	1981	2	28	21:56:00	-6.5	-81.4	39.0	5.3	6.3	5.6		2.7*E+19							T	1.0	SAM	IGP	Norte de Perú		
117	1996	2	21	12:51:02	-9.7	-79.0	1.0		7.5	7.8.															

Tabla 3.1 Tabla de tsunamis que causaron daños en las costas peruanas, basado en el Catalogo Carpio y Tavera (2002), el cual fue completado y verificado

La estructura detallada de la tabla 3.1 es explicada en el cuadro 3.2.

Año	Año de ocurrencia del evento generador del tsunami
Mes	Mes de ocurrencia del evento generador del tsunami
Día	Día de ocurrencia del evento generador del tsunami
Hr:Mn:Sg	Hora, minuto y segundo de ocurrencia del evento generador del tsunami
Lat.	Latitud de la fuente generadora del tsunami
Long.	Longitud de la fuente generadora del tsunami
Z	Profundidad de la fuente generadora del tsunami
Mb	Magnitud de ondas corpóreas del sismo generador del tsunami
Ms	Magnitud de ondas superficiales del sismo generador del tsunami
Mw	Magnitud de Momento del sismo generador del tsunami
Mm	Magnitud de ondas de capa para el evento generador del tsunami (Sistema Tremors)
Mo	Momento sísmico del sismo generador del tsunami
Int. Fuente	Intensidad del evento generador del tsunami
Mt	Magnitud del sismo generador del tsunami obtenido a partir de la altura máxima de las olas del tsunami
Int. Tsunami	Intensidad del tsunami según la escala de Soloviev-Imamura (Soloviev, 1978):
	(-1) Tsunami muy ligero: Perceptible por los mareógrafos
	(0) Tsunami ligero: Las olas son observadas por personas que viven cerca de la playa y están familiarizadas con el mar (maretazo)
	(1) Tsunami regular: Es observado por todos. El tsunami puede llevar tierra adentro, algunas embarcaciones. Etc.,
	(2) Tsunami grande: Este inunda las playas con olas de cierto tamaño, además produce ligera erosión en los terrenos de relleno
	(3) Tsunami muy grande: Inunda toda la costa con olas que alcanzaran cierta altura. Produce daños en los muelles y en estructuras importantes cerca de la playa.
	(4) Tsunami desastroso: Produce destrucción parcial o total de las edificaciones hasta una cierta distancia de la playa. Inundación en toda la costa con olas de gran altura. Los barcos grandes sufren graves daños.
Hmax	Altura máxima de las olas del tsunami. Máximo run-up medido en la costa o máxima amplitud leída en el mareógrafo
Nobs	Número total de observaciones disponibles del run-up y de marea
D	Daños producidos por el tsunami en el litoral
	N - no dañino
	S - daños pequeños
	M - daños moderados
	L - daños severos
	E - daños extremos
F	reporte del número de fallecidos a consecuencia del tsunami
C	causas u origen del tsunami
	T - tectónico
	V - volcánico
	L - derrumbes, avalanchas, alud
	M - meteorológico
	E - explosión
	I - impacto
	U - desconocido
	* Es posible que un tsunami se genere por más de una causa. Por ejemplo, un tsunami generado por un sismo que ocasiona inestabilidad del suelo en el fondo marino y produce luego un derrumbe.
	* Los tsunamis codificados con U, agrupa a los tsunamis para los cuales no existe información o cuyo origen se desconoce
V	Indica la valides del tsunami
	4: Tsunami ocurrido y confirmado por diferentes fuentes de información (probabilidad cerca de 1.0)
	3: Posible ocurrencia de tsunami (probabilidad aproximada de 0.75)
	2: Ocurrencia de tsunami cuestionable (probabilidad aproximada 0.50)
	1: Información de la ocurrencia de tsunami muy dudosa (probabilidad menor de 0.25)
	0: Falso tsunami, la información es muy escasa y cuestionable (probabilidad cerca de 0)
RGT	Región tsunamigenica
	A-A: Alaska y la costa de EEUU en el océano pacifico
	CAM: Centro América
	SAM: Sudamérica
	NZT: Nueva Zelanda y Tonga
	NGS: Nueva Guinea y las Islas Salomón
	IND: Indonesia
	PHI: Filipinas
	JAP: Japón
	K-K: Kuril - Kamchatka
	HAW: Hawái
Ref.	Referencia de la fuente de la fuente de información utilizada
Localidades Afectadas	Localidades o ciudades más afectadas por el tsunami

Cuadro 3.2 Estructura detallada del cuadro 3.1

3.1 PRINCIPALES TSUNAMIS EN PERÚ.

La historia del Perú indica que desde inicios del siglo XVI, grandes sismos han generado numerosos tsunamis que causaron cuantiosas pérdidas humanas y materiales en ciudades costeras. En base a los registros históricos y a catálogos de sismos y tsunamis, Silgado (1978), Dorbath (1990) y Carpio & Tavera (2001) se realiza una descripción de los más importantes eventos sísmicos generadores de tsunami que han afectado al Perú, en especial la zona costera de Lima - Callao.

A) TSUNAMI DEL 9 DE JULIO DE 1586

El 9 de Julio de 1586 se produjo un tsunami como consecuencia de un gran sismo con magnitud 8.6 Ms e intensidad X en la escala de Mercalli Modificada. El epicentro del sismo fue ubicado sobre la línea de costa en Lima, con coordenadas 12°S, 77°O (estimado). El tsunami generado por este sismo produjo olas que llegaron a las costas con alturas de 26 m ocasionando gran destrucción. Según informaciones, este tsunami generó 24 m de run-up y centenares de metros de inundación en el Callao. La ola de mayor tamaño inundó y destruyó completamente el distrito de La Punta (Callao), siendo la mayor distancia de inundación de 10 km perpendicular a la línea de costa. Este tsunami se propagó e inundó todas las playas de Perú, desde Tacna hasta Piura. El tsunami también produjo dos metros de run-up en Japón.

B) TSUNAMI DEL 24 DE NOVIEMBRE DE 1604

Este tsunami se generó por un sismo ocurrido el 24 de Noviembre de 1604 con magnitud de 7.8 Ms e intensidad máxima de XIII en la escala Mercalli Modificada, afectando las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna y Arica. El epicentro del sismo fue ubicado frente a la ciudad de Tacna con coordenadas 18°S, 71°O (estimado). El tsunami que acompañó este sismo destruyó la ciudad de Arica produciendo la muerte de 23 personas. El tsunami afectó aproximadamente 2000 km de longitud a lo largo del borde Oeste de Sudamérica. Las olas causaron gran destrucción en todos los puertos del Sur del Perú, principalmente en las localidades de Camaná, Pisco y Arica. La información disponible indica la ocurrencia de olas de hasta 16 m de altura y una inundación máxima perpendicular a la línea de costa de 10 km. Este tsunami causó la destrucción en varios puertos en Chile al sur de la ciudad de Arica; mientras que, los puertos ubicados al Norte de Perú sufrieron daños de menor intensidad.

C) TSUNAMI DEL 12 DE MAYO DE 1664

Este tsunami fue generado por un fuerte sismo ocurrido el 12 Mayo de 1664 a las 09:15 (hora local) cerca de las costas de Ica, con intensidades de aproximadamente VI en la escala Mercalli Modificada. Las olas que generó el tsunami invadieron parte de las zonas costeras, registrándose 70 muertos.

D) TSUNAMI DEL 17 DE JULIO DE 1678

Fue ocasionado por un sismo cuyo epicentro se localizó al Norte de Lima, con coordenadas en 12.3° S, 77.8° O (estimado). La magnitud fue de 7.7 Mw e

intensidad IX en la escala de Mercalli Modificada. El tsunami causó que el mar retrocediera para luego regresar con fuerza destructiva, afectando a las localidades de Huacho, Chancay, Ancón, Callao y Chorrillos.

E) TSUNAMI DEL 20 DE OCTUBRE DE 1687

Este tsunami se generó después de producirse un sismo el 20 de Julio de 1687 con una magnitud 8.2 Ms e intensidad de X en la escala Mercalli Modificada. El epicentro del sismo fue ubicado al Sur de Lima con coordenadas 13°S, 76.6°O (estimado). Minutos después de ocurrido el sismo, se produjo este tsunami que inundó las playas de Lima con olas de 10 m de altura. Los efectos del tsunami fueron catastróficos en los puertos y localidades de Camaná, Pisco, Chincha, Cañete, Lima, Callao y Chimbote. El promedio de personas fallecidas a causa del tsunami, fue cerca de 500 y de las cuales 300, se produjeron en el Callao. Este tsunami viajó a través del Océano Pacífico hasta llegar a las playas de Japón.

F) TSUNAMI DEL 20 DE NOVIEMBRE 1690

El epicentro del sismo fue ubicado con coordenadas 12.6° S, 77.0° O (estimado). La magnitud fue de 7.2 Mw e intensidad VI en la escala de Mercalli. Según el escribano, Dn. Diego Fernández Montaña, acabó de arruinar los edificios y templos de la ciudad que habían quedado en pie luego del terremoto de 1687. El tsunami inundó Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos.

G) TSUNAMI DEL 26 DE NOVIEMBRE DE 1705

Tsunami que afectó la costa Sur, desde Arequipa hasta Chile, siendo Arica la principal ciudad destruida por olas de hasta 8 m de altura.

H) TSUNAMI DEL 10 DE FEBRERO DE 1716

Tsunami que causó fuertes daños en Pisco, fue ocasionado por un sismo que ocurrió frente a la costa de la localidad de Camaná, siendo sentido con intensidad IX.

I) TSUNAMI DEL 28 DE OCTUBRE DE 1746

Tsunami causado por un fuerte sismo de magnitud 8.6 Mw y epicentro ubicado frente a Lima, con coordenadas 12°S, 77.2°O (estimado). La intensidad fue X en la escala Mercalli Modificada. Este sismo destruyó completamente las ciudades de Lima, Callao y Chancay.

Media hora después de ocurrido el sismo, se generó un gran tsunami que golpeó la costa de la región central del Perú causando la destrucción absoluta del puerto, Figura 3.3. La ciudad del Callao recibió el mayor impacto con olas de 24 m que inundaron distancias de hasta 5 km. El tsunami destruyó 23 barcos anclados en el puerto, transportando a uno de ellos a 1.5 km tierra dentro. Testigos afirman que la primera de las dos olas que golpearon el Callao era de más de 40 m de altura. En total, las víctimas del terremoto y tsunami alcanzaron las 4000 personas, Silgado (1978).



Figura 3.3. Ilustración del tsunami ocasionado por el sismo del 28 de octubre 1746.

Según el R.P. Lozano S.J. en carta escrita al Padre Bruno Morales de la misma compañía, describía a Lima antes del terremoto como que "había llegado al punto de perfección de lo que era capaz una ciudad de este Nuevo Mundo, por la suntuosidad de sus edificios, las viviendas que adornaban sus bien arregladas calles, (Figura 3.4) sus vistosas fuentes, la elevación de sus templos y la construcción de los monasterios, los cuales bien podían competir con las más grandes de este género en el mundo, pero toda esta hermosa perspectiva que había sido el cuidado y el esmero de muchos años, en un instante quedó reducida a polvo". De las 3 000 casas existentes distribuidas en 150 manzanas, sólo 25 quedaron en pie. Cayeron a tierra los principales y más sólidos edificios, la Catedral, el arco a la entrada del puente que llevaba la estatua de Felipe IV. Cayeron igualmente monasterios, conventos, hospitales y muchas otras construcciones.

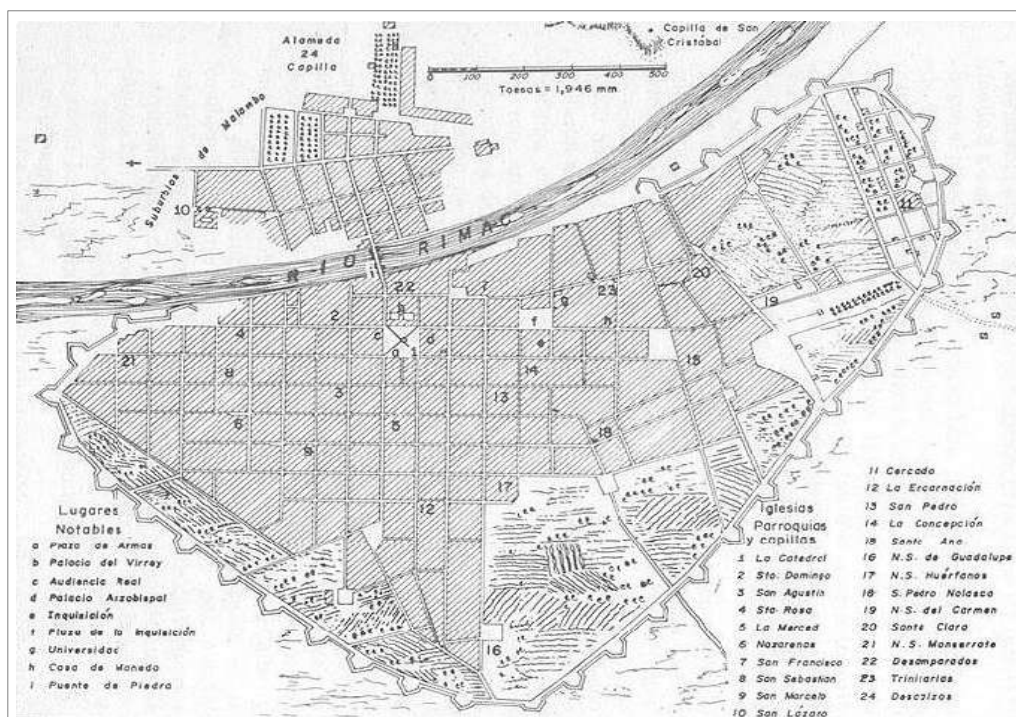


Figura 3.4. Plano de la Ciudad de Lima antes del Terremoto de 1746 (Frezier 1732).

El Márquez de Ovando escribo: "los edificios sufrieron más sensiblemente cerca de los cimientos lo que se verificó en varios claustros que vi en pie, degollados todos sus pilares de cal y ladrillo a una misma altura por encima de sus pedestales, manteniéndose prodigiosamente indemne sus arcos y claves..." para Llano y Zapata el movimiento parece que tuvo gran duración de 3 a 4 minutos. Según el relato oficial, perecieron en Lima 1,141 personas de un total de 60 000 habitantes, otros cronistas incrementan esta cifra por las epidemias que luego se desataron.

En el Puerto del Callao quedaron arruinadas casi la totalidad de las edificaciones (Figura 3.5), resistiendo tan sólo algunas torres y parte de las murallas; media hora después de que habían recuperado los ánimos sus habitantes, el mar se erizó y elevándose a gran altura irrumpió sobre la población ahogando a gran parte de ella, llevando la vaciante mar adentro, todo lo que encontró a su paso.

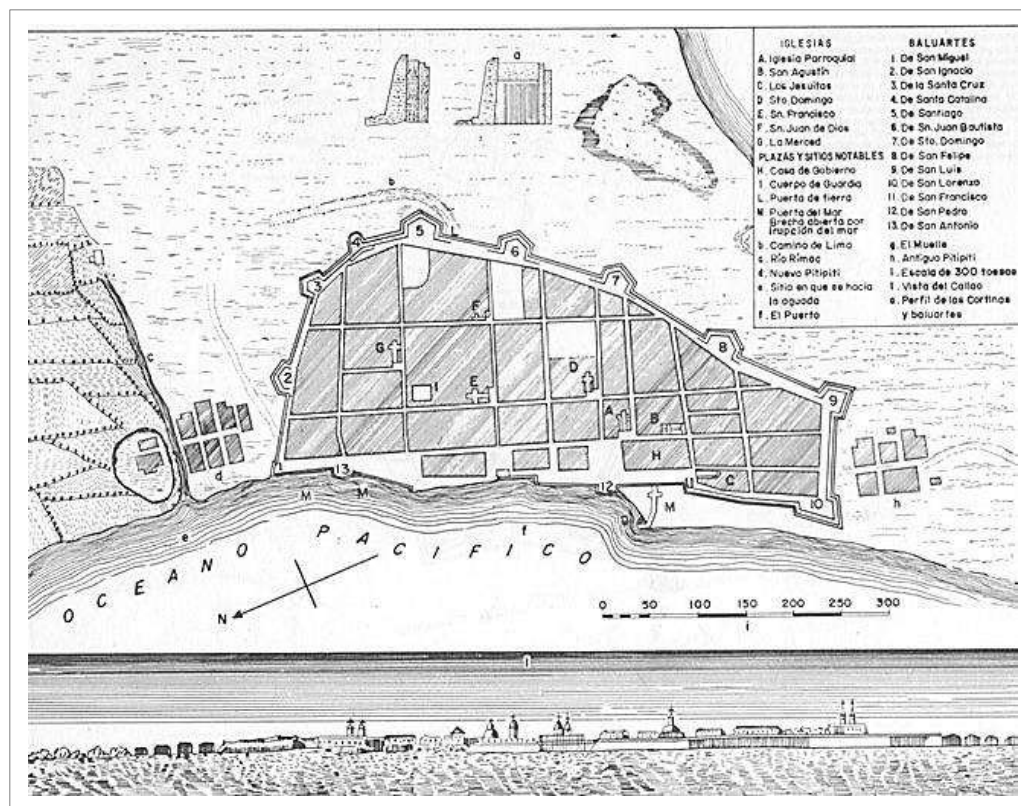


Figura 3.5. Plano y Perfil del Callao antes del Tsunami de 1746. (Frezier 1732)

De los barcos que se encontraban anclados en la bahía, unos quedaron sumergidos, otros pasando por encima de las murallas fueron arrojados a tierra. De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 fueron hundidos y 4 llevados por las olas tierra adentro; uno de ellos, el bergantín San Fermín, fue varado en lo que ahora corresponde a la esquina del mercado del Callao (Figura 3.6).

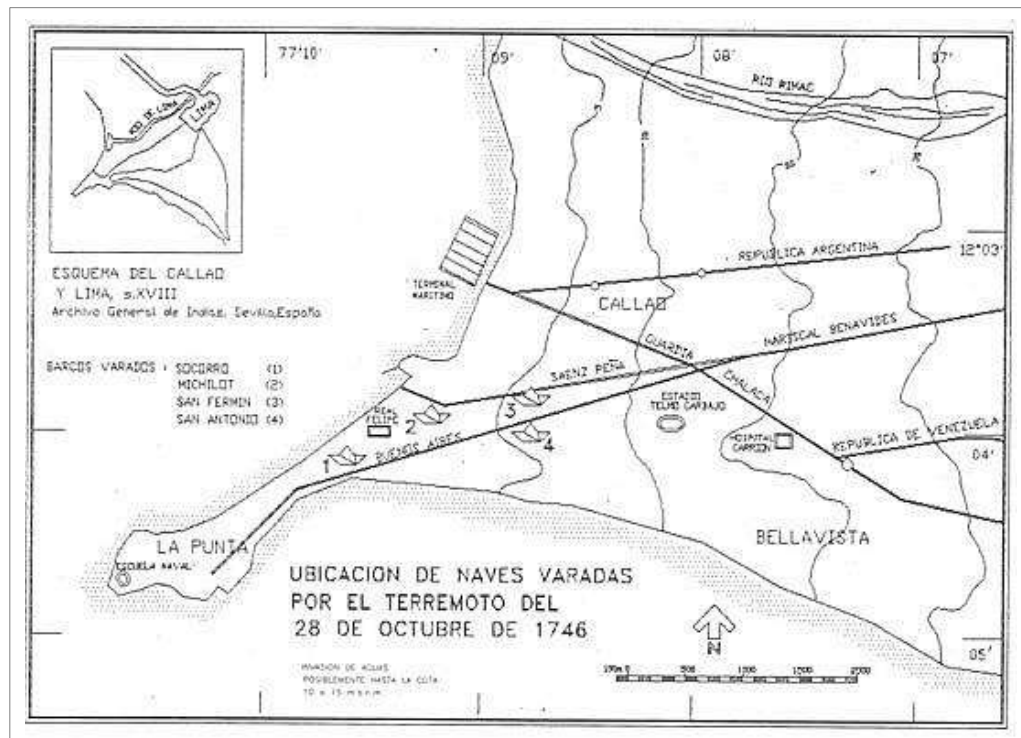
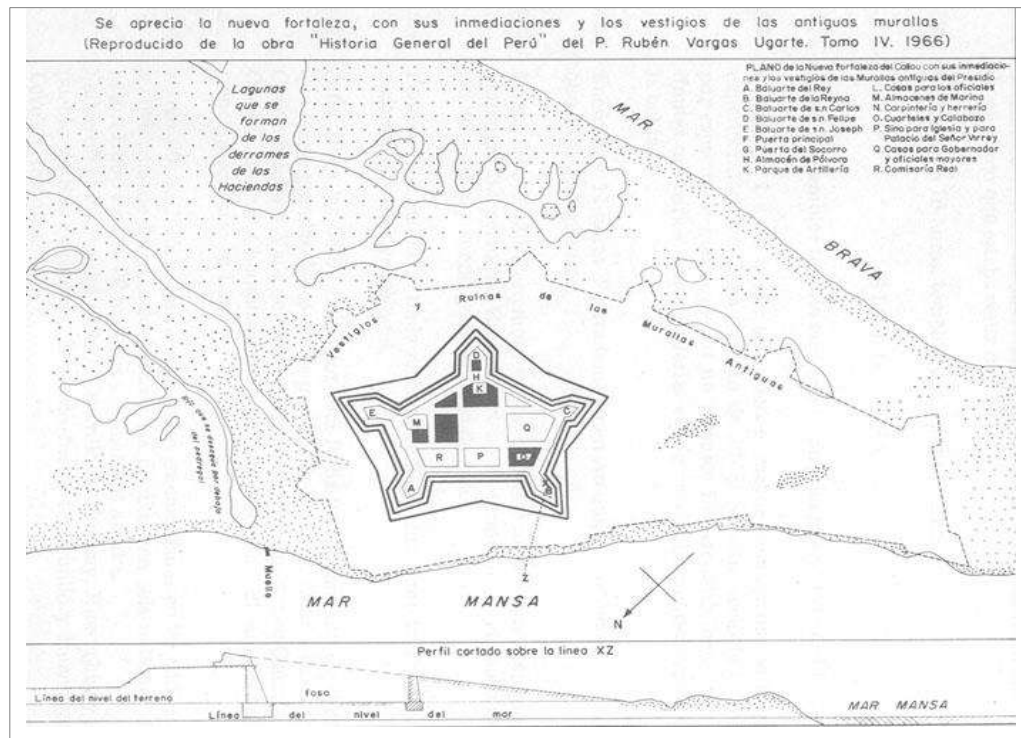


Figura 3.6. Plano de ubicación de los Barcos varados después del Tsunami de 1746.

Se relata que el mar avanzó como hasta una legua tierra adentro. De 4,000 habitantes de que se componía la población del Callao, sólo pudieron salvar unos 200. Del puerto no quedó sino vestigios, cascajos y arenas que se depositaron sobre sus escombros.

Fueron arrasadas por el tsunami en la costa, las pequeñas poblaciones de Guañape (8.5° S) y Pta. Caballas (15° S.) por la apreciación de los efectos destructores. El área en la cual se percibió el sismo abarcó aproximadamente unos 44,000 km². Dentro de esa área y a unos 120 km. al norte de Lima, un sólido puente construido sobre el río Huaura cayó hecho pedazos; los caminos de acceso al interior, a causa de los derrumbes, quedaron inutilizados. En el Cerro de la Sal, en Chanchamayo se destruyó la fortaleza que había, cayendo de raíz muchos árboles que obstruyeron la entrada y caminos. El movimiento fue sentido en Guayaquil 1,100 km. al NO del Callao, y en el puesto avanzado de las Misiones Jesuitas, situado en la confluencia del río Marañón con el Huallaga, y con notable intensidad en Huancavelica, al SSE de Lima, donde hubo fuertes estremecimientos de tierra y ruidos. En algunos parajes de Lucanas (Ayacucho) ocurrieron agrietamientos del terreno y deslizamientos. La conmoción sísmica se llegó a sentir en Cuzco, pueblos aledaños y en Tacna. Las irrupciones del mar fueron continuas en casi todo el litoral peruano.

En las 24 horas que siguieron a éste formidable movimiento de tierra se contaron, en la ciudad de Lima, doscientos temblores.



J) TSUNAMI DEL 01 DE DICIEMBRE DE 1806

Tsunami en el Callao cuya ola alcanzó más de 6 m de altura, que dejó varias embarcaciones en tierra. La ola levantó un ancla de una tonelada y media y la depositó en la casa del capitán de puerto. Este tsunami fue generado por un sismo de gran intensidad que afectó significativamente a Lima.

K) TSUNAMI DEL 30 DE MARZO DE 1828

Ciudades de la costa fueron destruidas por el tsunami producido por un sismo que ocurrió a 07:30 horas que afectó Lima con intensidad VII.

L) TSUNAMI DEL 13 DE AGOSTO DE 1868

Tsunami generado por un sismo que ocurrió el día 13 de Agosto de 1868 con magnitud 8.8 Ms e intensidad de X en la escala Mercalli Modificada entorno a las ciudades de Tacna y Arica. El epicentro del sismo fue localizado frente a la localidad de Arica en Chile con coordenadas 16.4°S, 71.6°O (estimado). Después de 45 minutos de ocurrido el sismo, llega una primera ola de 12 m de altura que inunda el puerto de Arica. Después de una hora y 45 minutos, se produjo un nuevo movimiento sísmico que generó un tsunami con olas de 16 m de altura. Después de dos horas y 25 minutos del inicio del primer movimiento sísmico, llega una tercera gran ola de 18 m de altura que varó la corbeta América de 1560 toneladas y el USS Wateree de los Estados Unidos a unos 500 m de la playa tierra adentro. Las olas gigantescas arrastraron gran parte del litoral peruano y chileno, muriendo en Arica unas 300 personas y en Arequipa otras 30. La altura máxima del tsunami fue de 21 m en Concepción (Chile). Este tsunami produjo inundaciones en California, Hawaii, Yokohama, Filipinas, Sydney y dos

días después ocasionó gran destrucción en las costas de Nueva Zelanda, Australia, Hawai y Samoa.

M) TSUNAMI DEL 09 DE MAYO DE 1877.

Sismo destructor que se produjo a las 20:28 (Hora Local) y afectó gravemente a las poblaciones de Mollendo, Ilo, Arica. Fue seguido de un tsunami que inundó los puertos de Ilo y Arica, avanzando en éste último lugar más de seis cuadas. Más al sur fueron arrasados los puertos de Pabellón de Pica y Mejillones, donde las olas alcanzaron 20 m de altura y murieron 33 personas. La ola marina originada por esta conmoción se extendió casi por todo el Pacífico, llegando hasta las costas de Nueva Zelanda y Yokohama (Japón).

N) TSUNAMI DEL 23 DE ENERO DE 1878.

Sismo sentido en Arequipa y Tacna, cayeron varias casas en el antiguo Tarapacá. El tsunami producido por este sismo inundó los pueblos costeros del sur.

O) TSUNAMI DEL 24 DE MAYO DE 1940.

El sismo de Lima y Callao de 1940 se produjo el 24 de mayo de 1940, a las 11:35 de la mañana (hora local), asolando Lima, la Provincia Constitucional del Callao y zona costera del departamento de Lima. El sismo fue sentido desde Guayaquil (Ecuador) en el norte hasta Arica (Chile) en el sur, con intensidades de VII y VIII (MM) en Lima, VI (MM) en el Callejón de Huaylas, V (MM) en Trujillo, IV (MM) en Paita y Piura.

Ha sido el sismo de mayor magnitud que afectó a Lima en el siglo XX y el segundo desde la fundación de la ciudad, después del sismo de Lima de 1746. Los mayores daños ocurrieron en el distrito de Chorrillos, tal como se ve en la Figura 3.8.

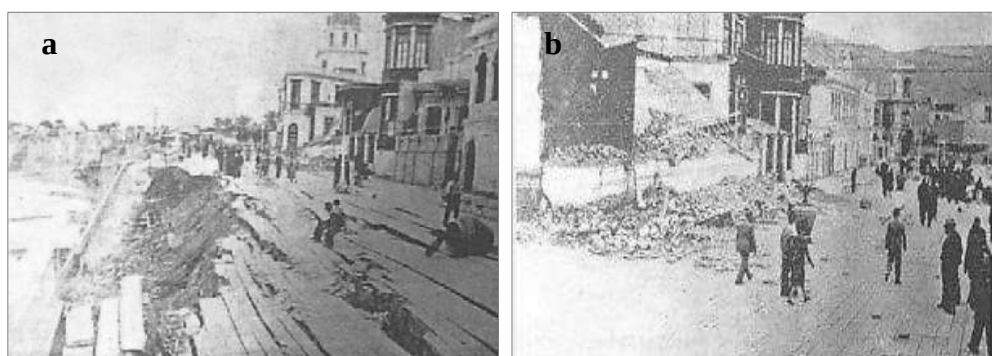


Figura 3.8. En (a) y en (b) se aprecian los daños ocasionados por el sismo en el Malecón de Chorrillos.

En el Callao 5 000 casas destruidas, 179 muertos y 3 500 heridos en Lima. 80% de viviendas colapsadas en Chorrillos, el malecón se agrietó y se hundió en tramos. Las viviendas antiguas de Lima sufrieron importantes daños. Averías en las viviendas de concreto en el Callao (Compañía Nacional de Cerveza) y la edificación de la Universidad Agraria de La Molina. Algunos hundimientos en la

zona portuaria con daños en los muelles y la vía férrea. Interrupciones en la Carretera Panamericana Norte por desliz de arena en el sector de Pasamayo. Tsunami con retiro de mar a unos 150 m y retorno con olas de 3 m de altura que anegó todos los muelles de Lima.

P) TSUNAMI DEL 24 DE AGOSTO DE 1942.

Tsunami generado por un fuerte sismo el 24 de Agosto de 1942 con magnitud 8.2 Mw y epicentro a 110 km al Noroeste de la ciudad de Nazca. El sismo generó un tsunami con olas que alcanzaron una altura de 3 m. En el puerto de Lomas (costa Sur) el mar se retiró más de 200 m para luego retornar y causar daños materiales.

Q) TSUNAMI DEL 20 DE NOVIEMBRE DE 1960.

Este tsunami fue generado por un sismo el día 20 de noviembre de 1960, con una magnitud de 6.8 Ms e intensidad máxima de VI en la escala Modificada Mercalli. El epicentro del sismo fue ubicado en Piura, con coordenadas 5.6°S, 80.9°O.

Después de varias horas de ocurrido el sismo, silenciosamente arribo al litoral del departamento de Lambayeque un tsunami devastador cuya primera ola alcanzó 9 metros de altura llegando a producir daños severos en los puertos de Eten y Pimentel, así como en las Caletas de Santa Rosa y San José. Este tsunami logró inundar completamente las islas de Lobos ubicado a unos 16 km frente al puerto de Pimentel. Las demás olas fueron de menor tamaño. Debido a la magnitud e intensidad del sismo, es probable que este tsunami se haya generado por deslizamiento de material submarino que perdió estabilidad tras el movimiento sísmico.

R) TSUNAMI DEL 17 DE OCTUBRE DE 1966.

Este tsunami fue generado por un gran sismo a las 16:21:56.3 (hora local), localizado en las siguientes coordenadas 10.8° S, 78.7° O, con una profundidad de 37 km y magnitud de 8.1 Mw. Los datos mareográficos proporcionados por el Servicio Hidrográfico de la Marina señalan que en el Callao (La punta), el tsunami se inició a las 17:32 minutos, con un periodo de oscilación de 15 minutos y una amplitud máxima de 4.6 m. En Chimbote y San Juan, las olas llegaron a las 17:48 minutos. La amplitud máxima en Chimbote fue de 11 m con efectos máximos en la Bahía Tortuga y Casma, debido principalmente a su forma. Hubo inundación del orden de 3 m sobre el nivel medio, en ambos lugares.

En la Figura 3.9, se muestra el mareograma del tsunami, registrado en la estación mareográfica de la Punta (Callao), en él se observa claramente que el tsunami fue registrado a las 16:41:58, hora local. La primera ola llegó a las 17:36 minutos, siendo el tiempo de viaje de 54 minutos. También se puede notar que la ola de mayor altura llegó a las 20:00 horas, coincidiendo con la marea alta. Eso causo la inundación de la parte angosta de la Punta y Callao sin causar mayores daños ni víctimas. En las Figuras 3.10 y 3.11 se presentan los mareogramas de las estaciones mareográficas de Chimbote y San Juan.

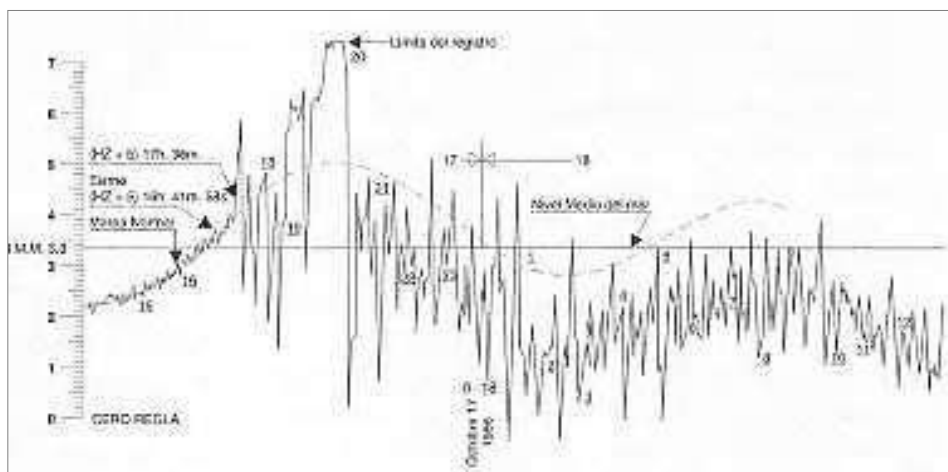


Figura 3.9. Mareograma registrado en el Callao el 17 de Octubre de 1966. Nótese que la llegada de la ola de mayor altura coincide con el máximo de la marea que sobrepaso el límite de medición. (Kuroiwa, 2002)

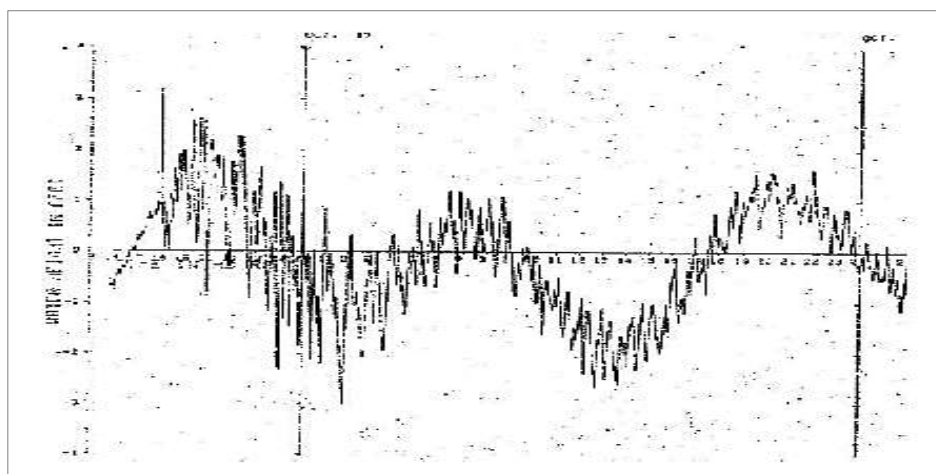


Figura 3.10. Mareograma del tsunami de 1966 en la estación de Chimote (Murty y Wigen, 1975).

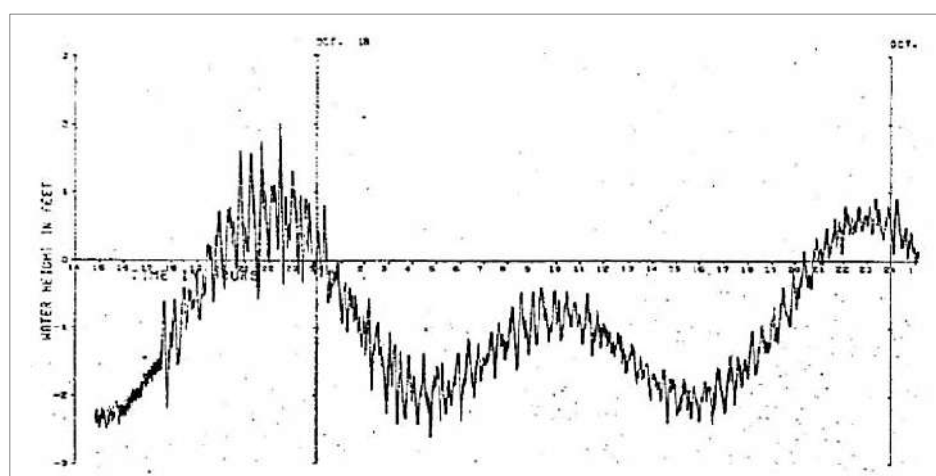


Figura 3.11. Mareograma del tsunami de 1966 en la estación de San Juan (Murty y Wigen, 1975).



Figura 3.12. Daños ocasionados en la casona de San Marcos por el sismo del 17 de octubre 1966.

S) TSUNAMI DEL 03 DE OCTUBRE DE 1974.

Tsunami producido por un sismo cuyo epicentro fue localizado frente a las costas del Callao a las 9:21 horas (hora local), ocasionado 78 muertos, unos 2500 heridos y pérdidas materiales estimadas en 2700 millones de soles. La duración del movimiento fue de más de un minuto y medio, contribuyó a acentuar la destrucción de muchas casas antiguas de adobe y quincha existentes en el área litoral comprendida entre los 12° y 14° de latitud Sur. A pocos minutos del sismo, se observó en las playas cercanas a Lima, la retirada del mar la cual alcanzó unos 12 m, volviendo a su cauce de manera gradual, Figura 3.13. En Pisco, el tsunami inundó algunas casas del puerto próximas a la orilla. El mareógrafo de la punta registró un máximo de ola de 1.5 m; mientras que, en el puerto de San Juan alcanzó una elevación máxima de 1.2 m. El tsunami también, inundó varias fábricas frente a las bahías de Chimú y Tortugas, al norte de Lima, destruyendo muelles y cultivos.



Figura 3.13. (a) Daños ocasionados en el Distrito de Chorrillos, (b) Jr. Loreto Cuadra 6 en el Callao después del tsunami producido por el sismo del 3 de octubre de 1974.

En la Figura 3.14, se muestra el epicentro del sismo tsunamigénico del 3 de Octubre de 1974 (8.1 Mw), junto a los registros mareográficos de la estación del Callao (Figura 3.15) y San Juan (Figura 3.16).

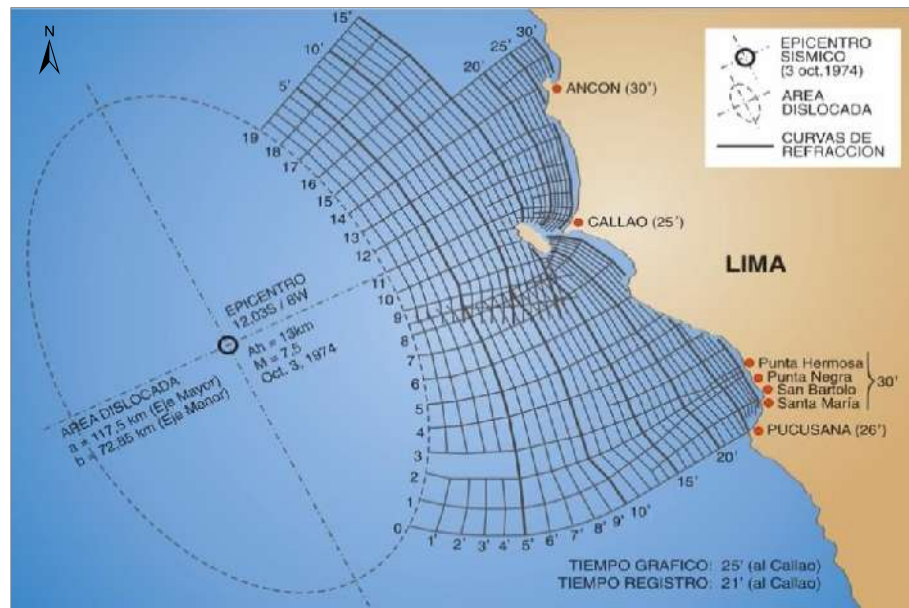


Figura 3.14. En esta figura se muestra el epicentro del sismo del 3 de Octubre de 1974 y las curvas de refracción de olas producidas por el tsunami.

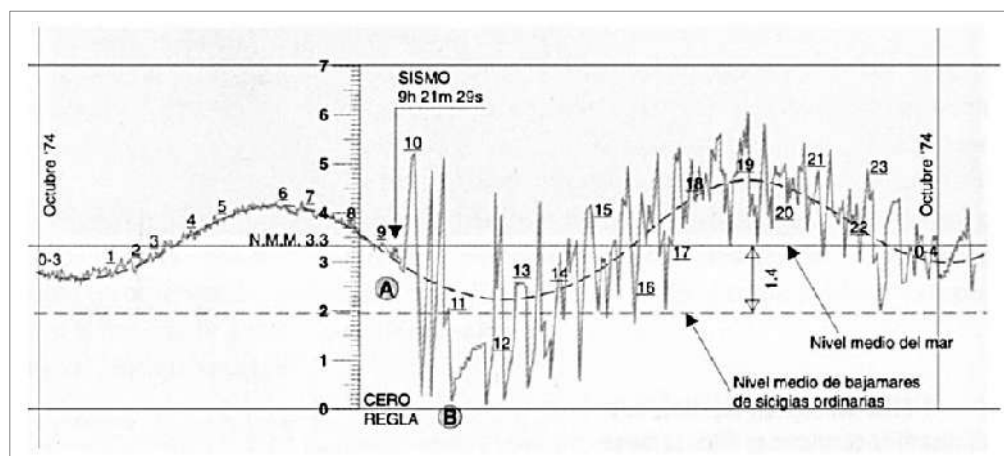


Figura 3.15. Mareograma del tsunami de 1974 en la estación del Callao.

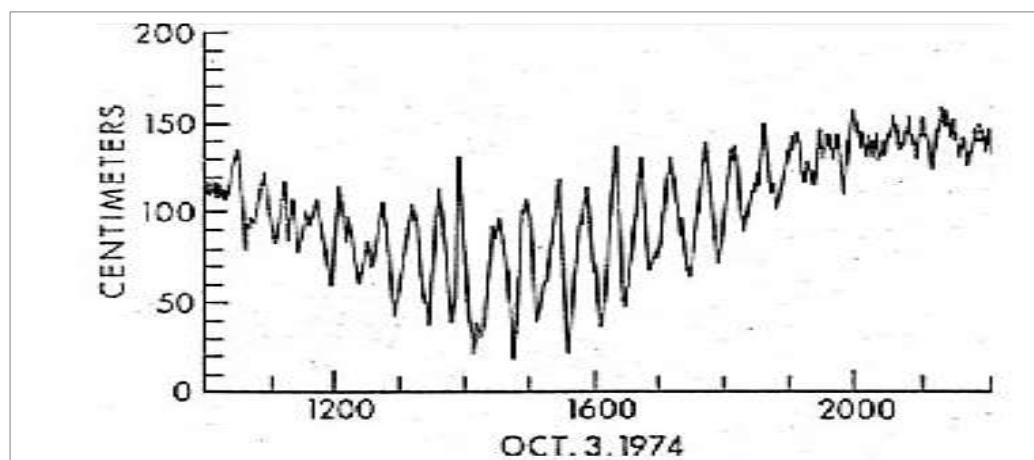


Figura 3.16. Mareograma del tsunami de 1974 en la estación de San Juan.
(Murty y Wigen, 1975)

T) TSUNAMI DEL 21 DE FEBRERO DE 1996.

Tsunami generado por un sismo de magnitud 7.8 Mw cuyo epicentro fue localizado a 210 km. al SO de la ciudad de Chimbote. Este tsunami causó daños materiales y pérdidas de 15 vidas humanas en el departamento de Chimbote. En Salaverry causó daños materiales de poca consideración (Figuras 3.17).



Figura 3.17. Inundación leve en la bahía Ferrol - Chimbote

En la Figura 3.18 se muestra el registro mareográfico de la estación de Chimbote tras el sismo del 21 de Febrero de 1996.



Figura 3.18. Mareograma del tsunami de 1996 en la estación de Chimbote.

U) TSUNAMI DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996.

Tsunami originado por un gran sismo con epicentro localizado a 93 km SO de San Juan de Marcona, con magnitud 7.0 Ms y profundidad de 46 km. Este Tsunami generó olas de hasta 1.8 m de altura en Nazca causando grandes daños materiales y pérdidas de vidas humanas.

V) TSUNAMI DEL 23 DE JUNIO DE 2001.

Generado por un gran sismo ocurrido el 23 de Junio del 2001 a las 15:33:13 (hora local), con magnitud de 8.4 Mw y epicentro localizado a 82 km al NO de la localidad de Ocoña, departamento de Arequipa.

Las principales localidades afectadas por el tsunami fueron: Ocoña, Camaná, Quilca y Matarani, todas ubicadas en el litoral Sur del Perú. Las olas generadas por este tsunami alcanzaron alturas del orden de 4 a 7 m entre las playas de la Chira y las Cuevas en los extremos NO y SE de la localidad de Camaná respectivamente. En el lugar denominado El Chiflón y la playa El Chorro, en las proximidades de la desembocadura del río Camaná y laguna Tilimaco, las olas alcanzaron alturas máximas de 7-8 metros (Tavera et al, 2002).

Asimismo, la inundación perpendicular a la línea de costa, osciló entre 50 y 1 300 m, siendo la máxima en el lugar denominado el Chiflón cerca del río Camaná y por cuyo valle la ola del tsunami avanzó libremente, llegando a inundar y cubrir con arena más de 200 hectáreas de terrenos agrícolas. En las playas más pobladas como El Chorro, la Punta, y las Cuevas, el tsunami ocasiono la destrucción total de 3 500 edificaciones de material noble y daños moderados en otras 1 000, Figura 3.19. A consecuencia del tsunami, en la localidad de Camaná fallecieron 23 personas y otras 64 fueron reportadas como desaparecidas. Las pérdidas económicas en las localidades han sido cuantiosas teniendo en cuenta que toda su población subsiste de la agricultura y el comercio.



Figura 3.19. (a) balneario las Cuevas (km. 844 Sur). Nótese la marca de agua dejada por el tsunami en la ladera del cerro. (b) Balneario de “La Punta Vieja”, se observa la inundación dejada por el tsunami y el colapso de la cimentación de las viviendas

En la Figura 3.20 y 3.21, se muestran los registros mareográficos de las estaciones de Matarani y el Callao respectivamente, en ambos registros se observa el tiempo de origen del sismo y el tiempo de arribo de la primera ola.

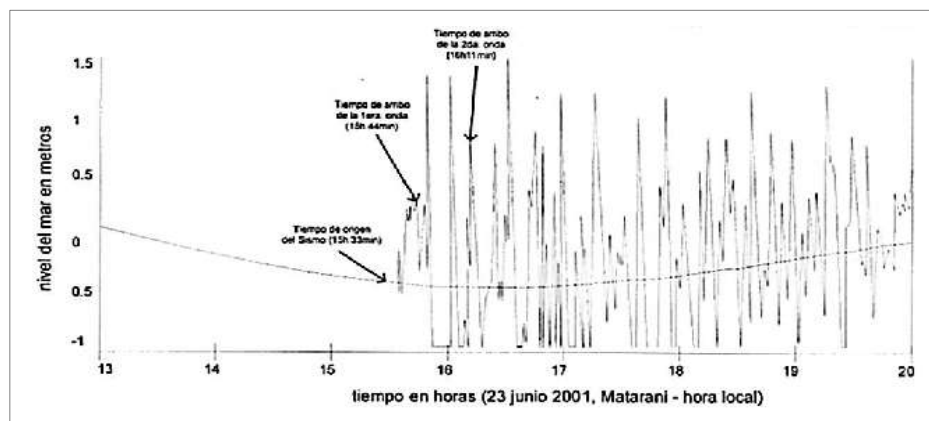


Figura 3.20. Mareograma del tsunami de 2001 en la estación de Matarani.

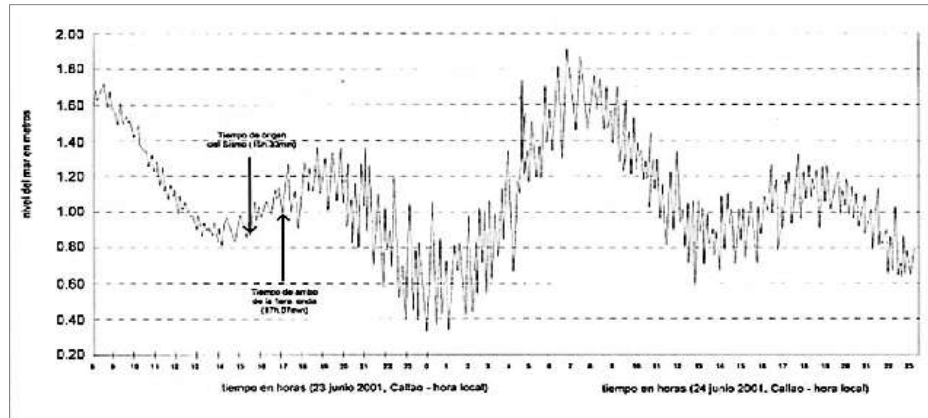


Figura 3.21. Mareograma del tsunami de 2001 en la estación del Callao.

W) TSUNAMI DEL 15 DE AGOSTO DE 2007.

Este es el último tsunami de origen cercano que afectó a las costas del Perú, se produjo el 15 de agosto del 2007 a las 23:40:57 UTC (18:40:57 hora local) después de ocurrido un sismo de magnitud 8.0 Mw y con epicentro a 72 km de la costa de Pisco, frente a las localidades de Tambo de Mora (Chincha Baja). El sismo presentó intensidades de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM) en Pisco en donde causó graves daños a las poblaciones ubicadas en la Bahía de Pisco y en la Península de Paracas. A consecuencia de este sismo se generó un tsunami que arribó a cada una de las regiones costeras del Perú, con diferentes tiempos y alturas.

Lamentablemente, no todos los residentes costeros estaban enterados del tsunami. En Caleta Lagunillas, al sur de la Península de Paracas, los residentes no se pusieron a salvo después del terremoto y no había ningún puesto de guardacostas en el lugar para coordinar la evacuación, Figura 3.22. Tres personas fueron arrastradas por las olas y sus cuerpos fueron recuperados finalmente aproximadamente 1 800 m tierra adentro. Estas muertes eran evitables puesto que había terreno elevado a no menos de 100 m de distancia, entonces los residentes hubiesen sido más conscientes del riesgo de tsunami después del sismo y deberían haber iniciado una evacuación inmediata.



Figura 3.22. (a) Caleta Lagunillas (al sur de Pisco) después del impacto de la ola. (b) Daños ocasionados a los pobladores en las zonas costeras de Pisco.

En la Figura 3.23 y 3.24, se muestran los registros mareográficos de las estaciones de La Punta y San Juan de Marcona respectivamente, en ambos

registros se observa que tiempo antes de ocurrido el sismo se aprecia un oleaje anómalo de moderada intensidad.

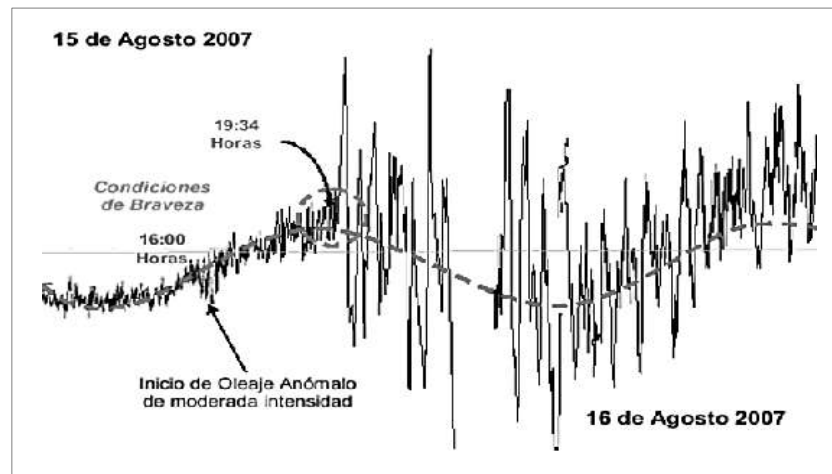


Figura 3.23. Mareograma del tsunami de 2007 en la estación de La Punta.

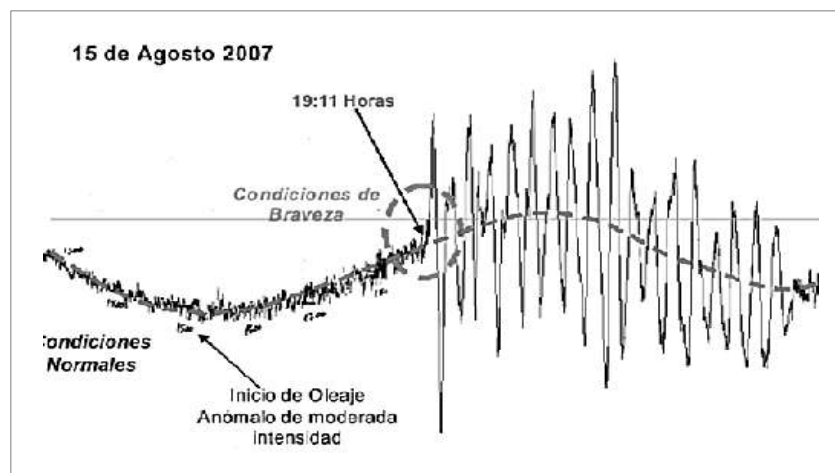


Figura 3.24. Mareograma del tsunami de 2007 en la estación de San Juan de Marcona.

CAPITULO IV

MODELADO NUMÉRICO

El modelado numérico es una técnica basada en el cálculo numérico que es utilizada en una amplia gama de campos de estudio, como la ingeniería, desde mediados del siglo XX, para validar modelos conceptuales de procesos observados. El modelo conceptual o científico se forma al relacionar un conjunto de observaciones con una serie de hipótesis y aproximaciones. La validación se produce cuando el modelo numérico basado en esas hipótesis y aproximaciones es capaz de reproducir el conjunto de observaciones que se han considerado. A menudo, este término se utiliza como sinónimo de simulación numérica.

4.1. EJEMPLO SIMPLE DE MODELADO NUMÉRICO.

Mediante un ejemplo simple se explica las diferencias entre un modelo numérico y el método numérico, los cuales son la base para realizar un modelado numérico.

A) MODELO NUMÉRICO:

Se toma como ejemplo la ecuación de difusión de calor, propuesta por J. Fourier en 1822, la cual es un modelo numérico (modelo matemático) de cómo se propaga el calor en un medio material y se expresa mediante la siguiente ecuación diferencial parcial:

$$\partial T / \partial t = D \partial^2 T / \partial x^2$$

Donde T es la temperatura, t el tiempo, x la distancia, $D = (\kappa c^{-1} \rho^{-1})$, c es el calor específico del material, ρ su densidad, y κ la conductividad de calor. El problema a resolverse es completamente especificado si se incluyen condiciones iniciales y de frontera.

B) MÉTODO NUMÉRICO (CÁLCULO NUMÉRICO):

Si bien es posible encontrar soluciones analíticas al modelo numérico propuesto en la ecuación anterior para una gran diversidad de condiciones de frontera, en general se pueden utilizar métodos numéricos.

Un método bastante usado (particularmente en modelos de la atmósfera y océano) es el de las diferencias finitas, según el cual las derivadas se representan mediante diferencias entre valores correspondientes a puntos discretos tanto en tiempo y espacio. La forma óptima como se toman estas diferencias dependerá del problema específico en cuestión y de la precisión que se busca.

$$x_i = x_l + (i - l)x, \quad i = 1, 2, \dots, N$$

En este caso, las aproximaciones adecuadas para las derivadas evaluadas en la posición x y el tiempo t son:

$$\partial T / \partial t \approx [T(x, t + \Delta t) - T(x, t)] / \Delta t \quad \partial^2 T / \partial x^2 \approx [T(x - \Delta x, t) - 2T(x, t) + T(x + \Delta x, t)] / \Delta x^2$$

Donde Δx es la distancia entre dos puntos adyacentes en el espacio discretizado ("grilla") y Δt es el intervalo de tiempo entre un valor y el siguiente.

Usando estas aproximaciones, el modelo numérico resultante es:

$$T(x, t + \Delta t) = T(x, t) + (\Delta t D / \Delta x^2) [T(x - \Delta x, t) - 2T(x, t) + T(x + \Delta x, t)]$$

Usando este esquema, y sujeto a:

- (i) Condiciones iniciales
- (ii) Condiciones de frontera

Se puede determinar la variación futura de la temperatura. Estos resultados se pueden interpretar como el caso de una barra de cobre de un metro de longitud, inicialmente a una temperatura de 20 grados, la cual se pone en contacto en ambos extremos con reservorios térmicos a 10 y 30 grados, Figura 4.1.

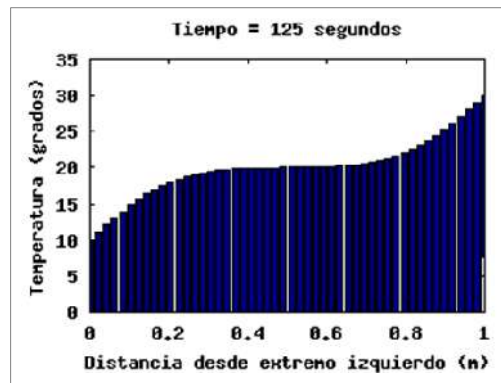


Figura 4.1. Solución numérica de la ecuación de difusión de calor para una barra de cobre, inicialmente a 20 grados de temperatura, cuyos extremos fueron puestos en contacto con reservorios a 10 y 30 grados de temperatura.

4.2. PROCEDIMIENTOS GENERALES PARA UN MODELADO NUMÉRICO

El modelado numérico suele seguir la siguiente secuencia:

1. Escoger un conjunto de procesos físicos para los cuales el modelo deberá dar cuenta.
2. Definir el modelo conceptual (simplificaciones, aproximaciones, hipótesis) que se pretende validar o refutar.
3. Encontrar un modelo físico-matemático, un conjunto de ecuaciones que representen al modelo conceptual.

4. Encontrar un método de resolución numérica de dichas ecuaciones. Con frecuencia el término *modelo numérico* se usa para este paso.

$$\partial T / \partial t = D \partial^2 T / \partial x^2$$

5. Determinar las condiciones de la región del espacio, de los parámetros del modelo en las cuales la resolución del modelo numérico será capaz de representar los procesos físicos, Figura 4.2.

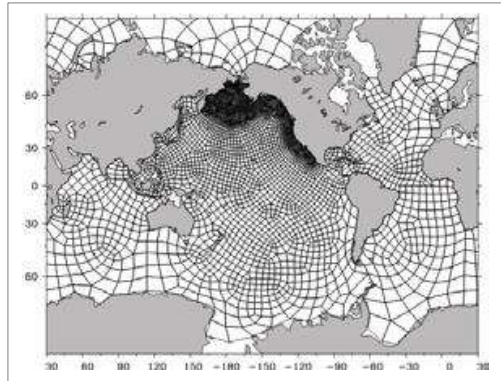


Figura 4.2. Representación de la región del espacio de los parámetros del modelo.

6. Interpretar los resultados.
7. Validar los resultados.

4.3. PROPÓSITO DEL MODELO NUMÉRICO

Los principales propósitos por los cuales se desarrolla un modelo numérico para tsunamis son:

- a) Automatizar los procesos físico-matemáticos de la generación, propagación e inundación de un tsunami.
- b) Evaluar las amplificaciones de la onda tsunamigénica y estimar el potencial efecto de la misma en las zonas costeras.
- c) Proporcionar en forma detallada las zonas de inundación, para incorporar esta información en mapas de peligro por Tsunami.
- d) Se emplea en el campo de la *prevención y mitigación* de los peligros naturales para evaluar y gestionar los planes de manejo urbano y territorial.
- e) Brindar escenarios de daños, los cuales son empleados en el campo de la *seguridad portuaria*.
- f) Brindar pronósticos de los parámetros de tsunami (tiempo de arribo de la primera ola a la costa, alturas de ola,... etc.), los cuales son publicados por los Sistemas de Alerta de Tsunami, Figura 4.3.

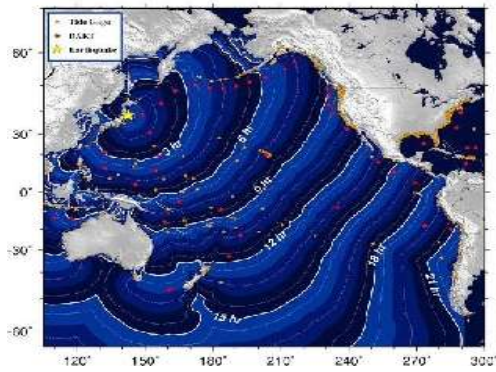


Figura 4.3. Modelado numérico de la propagación del tsunami de Japón (11/03/2011).

4.4. LIMITACIONES DEL MODELO NUMÉRICO

Las principales limitaciones al desarrollar un modelo numérico para tsunamis son:

- Los modelos numéricos tienen cierto nivel de error dependiendo del esquema numérico utilizado, el tamaño de malla, etc.
- El incremento del tamaño de la grilla (área de estudio) permite obtener una amplitud y forma de onda más precisa, pero requiere un mayor tiempo de procesamiento computacional.
- La interacción del Tsunami con la zona costera (Ejemplo: refracción, resonancia, difracción, etc), desde y hacia la fuente, puede ser determinada con gran precisión; solo si, se conoce de forma adecuada la batimetría.
- Los parámetros de los sismos están basados en información liberada principalmente por United States Geological Survey (USGS) y para el Perú, por el Instituto Geofísico del Perú (IGP).
- La elevación del piso oceánico, al instante de producirse el sismo, no puede ser determinada hasta que la información de campo sea recolectada.
- Una estimación precisa de los datos sísmicos es disponible después de que el Tsunami ha ocurrido.

4.5. RESOLUCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

Respecto a la resolución del modelo numérico se debe tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- Comúnmente se usa el término de "resolución espacial" en referencia al valor de Δx , siendo mayor la resolución mientras menor sea el valor de Δx , Figura 4.4.

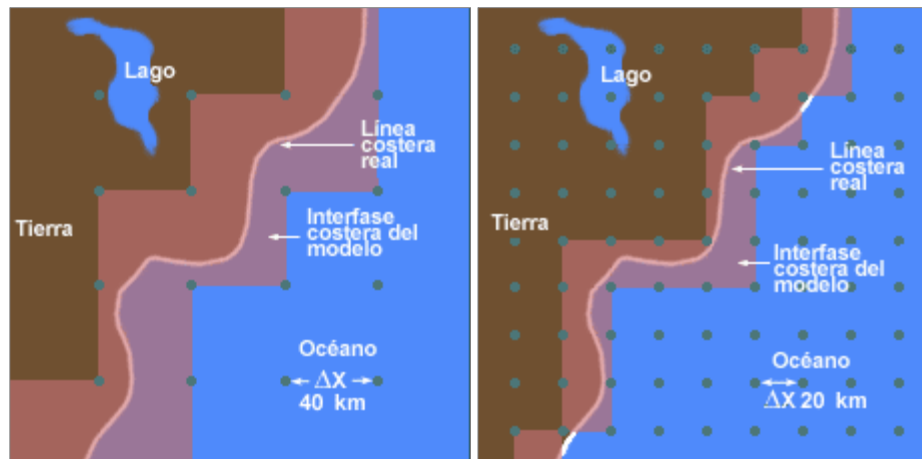


Figura 4.4. Modelo A (Resolución de 40 km), Modelo B (Resolución de 20 km)

- b) Es importante notar que el número de cálculos será mayor mientras más pequeños sean Δx y/o Δt , debido a que habrán más puntos en la grilla espacial y más instantes en el tiempo.
- c) Por esto, la resolución está sujeta a los recursos computacionales que se disponen y por esto, típicamente se usa la máxima resolución que permita obtener los resultados en un plazo aceptable.
- d) La capacidad computacional impone un límite sobre la resolución espacial que se puede emplear.

4.6. ESTABILIDAD DEL MODELO NUMÉRICO

Respecto a la estabilidad del modelo numérico se debe tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- a) La estabilidad de un modelo numérico es la propiedad que presentan los algoritmos numéricos, la cual describe como los errores en los datos de entrada se propagan a través del algoritmo. En un método numérico estable, los errores debidos a las aproximaciones se atenúan a medida que el proceso computacional se efectúa. En un método inestable, cualquier error en el procedimiento se magnifica conforme el cálculo procede.
- b) En algunos casos existen criterios para la estabilidad, pero en general un menor Δx debe estar acompañado de un menor Δt . Por lo tanto, el aumento en la resolución implica un aumento en el número de cálculos sugeridos por el aumento en puntos de grilla.
- c) Una consideración adicional que debe tomarse es que existe una relación entre el valor que se les asigna a Δx y el que se calcula para Δt , la cual es dada por la condición de estabilidad.

4.7. ERRORES DE LOS MODELOS NUMÉRICOS

Los modelos numéricos, emplean una variedad de aproximaciones que pueden no ser apropiadas para algún fenómeno de interés y son; por lo tanto, fuentes de error.

4.7.1. PRINCIPALES FUENTES DE ERROR:

Las principales fuentes de error son:

A) BAJA RESOLUCIÓN:

Los efectos sobre el modelado a escala local que no es correctamente representados por la resolución empleada (por ejemplo con una resolución de 100 metros no es posible identificar la presencia de ríos con un ancho de cauce de 50 metros).

B) PARAMETRIZACIONES:

Son métodos semi empíricos que se basan en observaciones hechas en condiciones particulares y que podrían no ser apropiadas en otras.

C) CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA:

Los errores que existan en los datos utilizados para definir estas condiciones (por ejemplo delimitación de las grillas de trabajo, datos batimétricos y topográficos, etc.) afectarán negativamente los resultados finales, Figura 4.5.

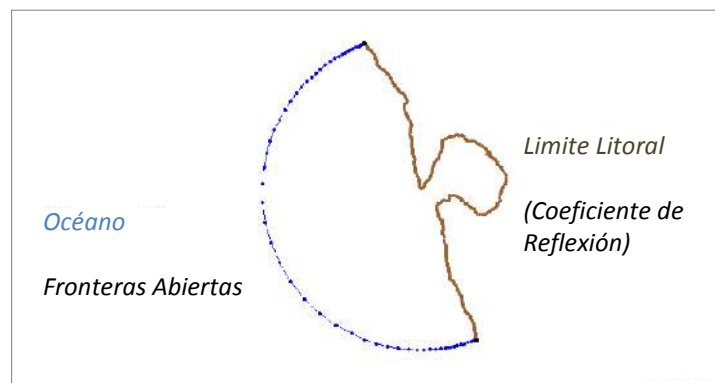


Figura 4.5. Representación de las fronteras empleadas en el modelo.

4.8. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS NUMÉRICOS

Respecto a la validación del modelo numérico se debe tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- Una componente crucial en el desarrollo, es la validación, que consiste en comparar críticamente los resultados de los modelos con la información observacional disponible. Esto permite identificar las anomalías en los modelos.

- b) Debido a la complejidad de los sistemas geofísicos, el solucionar una anomalía identificada no es una tarea inmediata y constituye un trabajo de investigación, Figura 4.6.

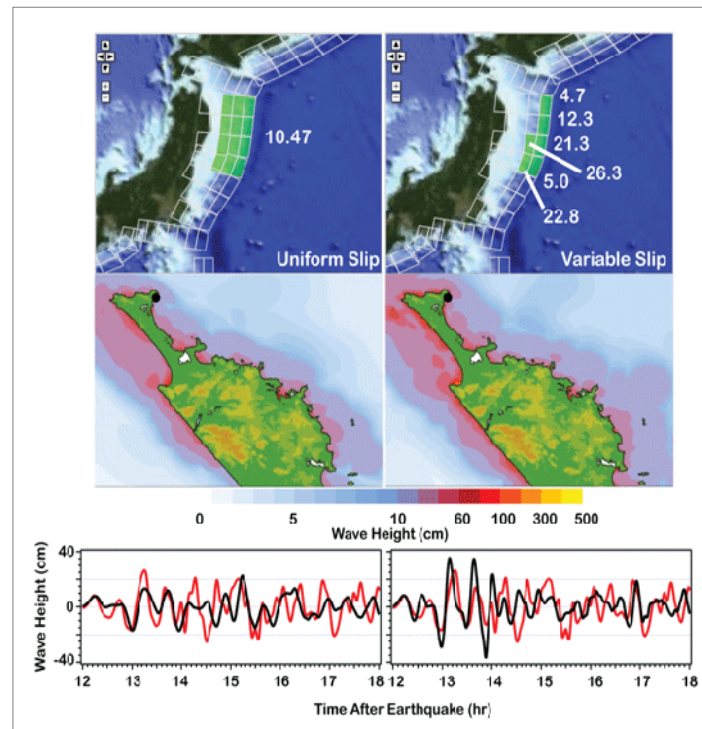


Figura 4.6. Validación con mareogramas (Modelo Commit Most).

IMPORTANTE: no se puede asumir que un modelo será adecuado para una aplicación dada sin haber hecho la validación correspondiente y revisado las posibles fuentes de error en el modelo y las formas de corregirlas.

4.9. MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2

Para modelar el proceso de generación, propagación e inundación de tsunami se utilizó el modelo numérico TUNAMI-N2, el cual fue desarrollado por investigadores de la universidad de Tohoku de Japón bajo la dirección del Dr. Fumihiko Imamura (1995).

El modelo numérico TSUNAMI-N2, escrito en FORTRAN 77, consta de las ecuaciones de movimiento no lineales para aguas someras, integradas verticalmente y la ecuación de continuidad, sin el término de efecto Coriolis. Además incluye un algoritmo de fricción de fondo construido al interior del modelo. La ecuación de continuidad y las ecuaciones de movimiento se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales denominado “salto de rana”. El dominio de integración se discretiza mediante un conjunto de grillas anidadas de diferente resolución espacial, siendo la más detallada la del área de estudio. Las grillas representan regiones del área de ruptura en las que se va trasladando la solución de la simulación numérica (Goto et al., 1997), traslado que debe cumplir con resoluciones espaciales de celdas que se tripliquen cuando se pasa de una celda exterior a otra interior. De este modo, se generaron cuatro grillas, Figura 4.7, con las siguientes resoluciones espaciales: grilla A ($9'' \approx 270$ m), grilla B ($3'' \approx 90$ m), grilla C ($1'' \approx 30$ m) y grilla D ($0.33'' \approx 10$ m).

Para una determinada condición de la fuente sísmica, este modelo simula la generación, propagación e inundación del tsunami con una exactitud bastante alta (comparado con varios estudios de tsunamis históricos). Así mismo, proporciona datos del tiempo de arribo de la primera ola, la altura de ola del tsunami en una determinada región costera, las zonas inundables por el tsunami, la velocidad de desplazamiento en costa, todo esto siempre y cuando, la información del mecanismo focal de la fuente sea de calidad, y además que los datos batimétricos y topográficos sean de alta resolución. En la medida que las condiciones iniciales que alimentan al modelo fueran obtenidas con suficiente densidad y calidad de información, los resultados serán más aproximados a las condiciones reales.

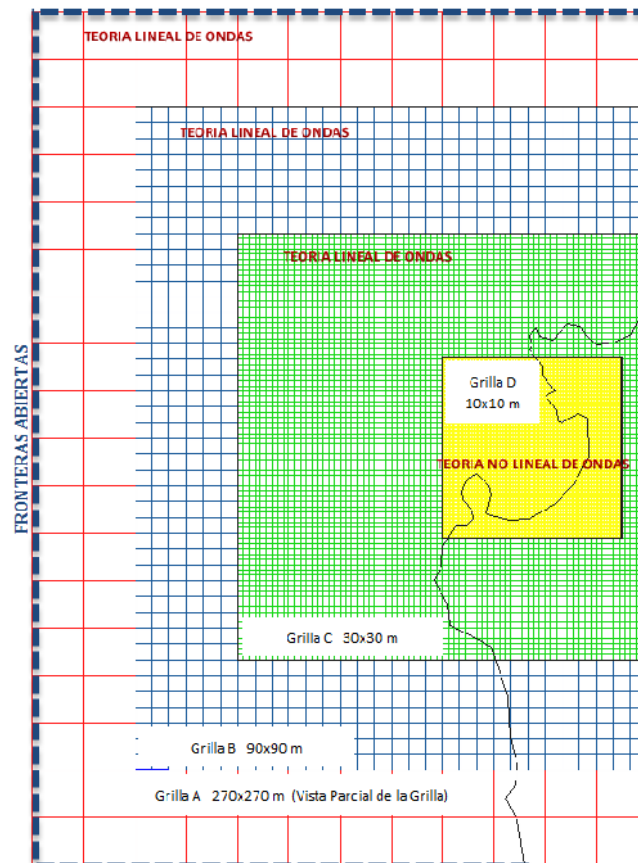


Figura 4.7. Representación de las grillas empleadas en el modelo numérico TUNAMI-N2, las cuales son cuatro grillas anidadas (puede emplear más de cuatro grillas), con diferentes resoluciones espaciales. Las grillas A, B y C emplean la Teoría Lineal de Ondas y en ellas se desarrolla las fases de generación y propagación del tsunami, la grilla D emplea la Teoría No Lineal de Ondas y desarrolla la fase de inundación del tsunami. La grilla A emplea la condición de frontera abierta para evitar la reflexión de las olas del tsunami y la grilla D emplea la condición de frontera móvil para el cálculo del área inundable valiéndose del run-up (altura de inundación) obtenido por el modelo numérico.

Las ecuaciones básicas empleadas en el modelo numérico TUNAMI-N2, son detalladas en el ANEXO A.

CAPITULO V

RECOLECCIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Los datos a ser empleados en el presente estudio son de alta resolución (menor a 10 m), esto con el fin de caracterizar el riesgo por tsunami de la manera más precisa posible. En general, los datos empleados son convertidos a un Modelo Digital de Elevación (MDE), el cual contiene un valor de altitud, z , al que acompañan los valores correspondientes de x e y , expresados en un sistema de proyección geográfica para una precisa referenciación espacial, ver Figura 5.1.

Históricamente, los modelos de elevación digital se han dividido básicamente en dos grupos, ambos en función de la concepción básica de la representación de los datos: vectorial y raster. Los modelos vectoriales están basados en entidades (básicamente puntos y líneas) definidas por sus coordenadas. En los modelos raster, los datos se interpretan como el valor medio de unidades elementales de superficie no nula que forman un mosaico del terreno con una distribución regular, sin solapamiento y con recubrimiento total del área representada.

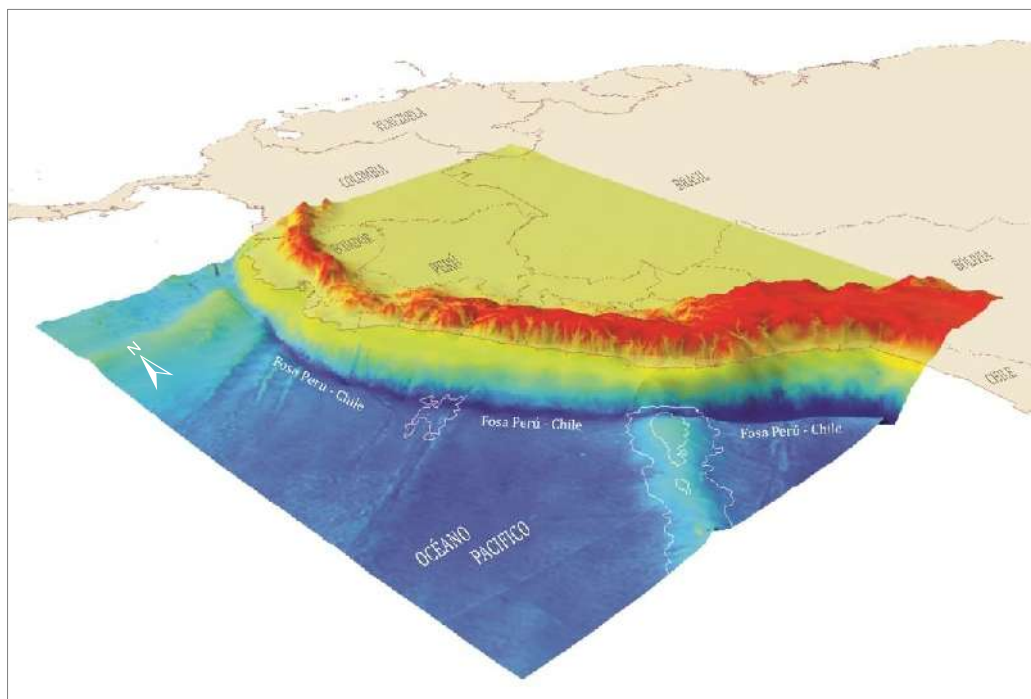


Figura 5.1. Modelo de Elevación Digital, topografía y batimetría para el Perú.

Para realizar un correcto proceso del modelado numérico para tsunami se requiere conocer los siguientes parámetros y datos:

1. Parámetros de la Fuente Sísmica
2. Datos Batimétricos
3. Datos Topográficos
4. Datos Catastrales

A continuación se procede a describir los procesos de adquisición y procesamiento de los parámetros y datos antes mencionados:

5.1. PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA

5.1.1. ADQUISICIÓN DE PARÁMETROS

Para conocer los parámetros de la fuente sísmica a ser utilizados en el modelo numérico fue necesario documentar la información referente a sismos históricos e instrumentales, así como los datos macrosísmicos y tsunamigénicos del área de estudio. Los informes técnicos de Silgado (1978), Dorbath (1990) y Carpio & Tavera (2002) fueron base en este objetivo.

De acuerdo a este análisis y a los recientes estudios de Condori y Tavera (2011) y Chlieh, et al (2011) se plantea como escenario de un sismo posible de magnitud igual a 8.5 Mw, con epicentro en el mar, frente al Callao, el cual corresponde al sismo más probable que podría ocurrir frente a Lima.

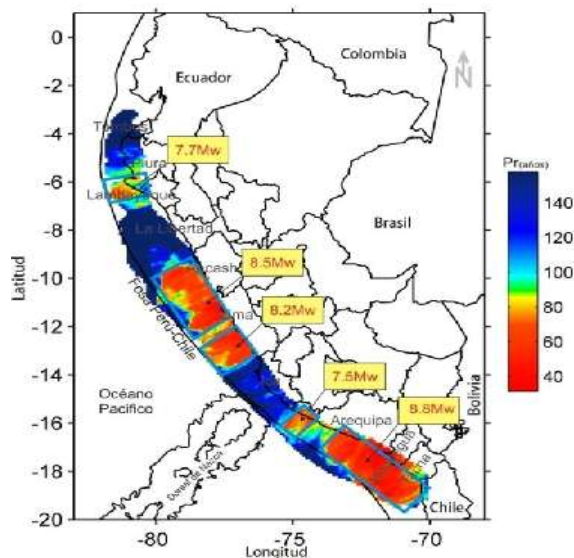


Figura 5.2. Ubicación y geometría de las asperezas, identificadas por Condori y Tavera (2011), en el borde occidental del Perú.

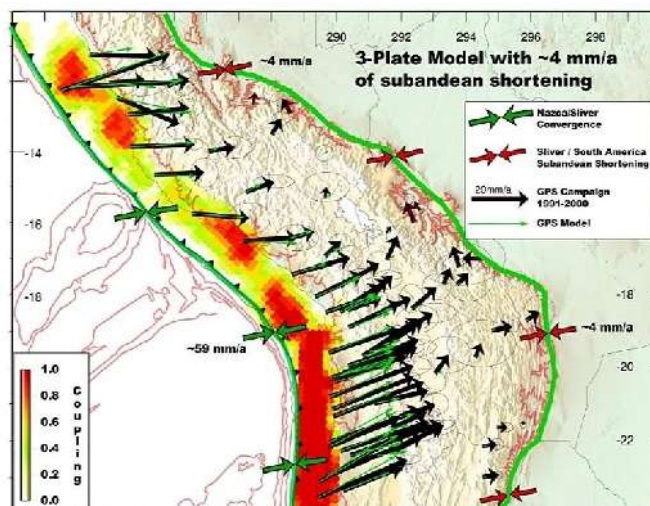


Figura 5.3. Distribución espacial del área de acoplamiento máximo (áreas de color rojo) en el borde occidental del Centro - Sur del Perú y Norte de Chile propuestos por Chlieh, et al. (2011).

Los parámetros de la fuente sísmica requeridos se detallan en la Figura 5.4:

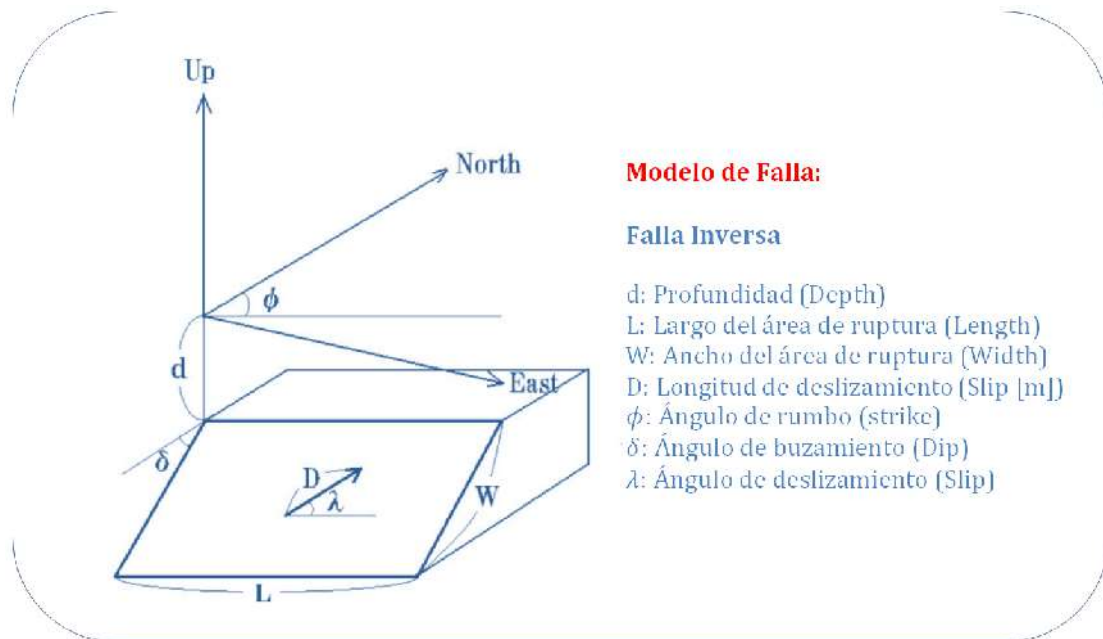


Figura 5.4. Parámetros de la fuente sísmica.

Para obtener estos valores se revisó la información contenida en el Catalogo de Mecanismos Focales de Sismos en el Perú (Tavera, 1993) y los sismos utilizados son aquellos que han ocurridos frente a la zona costera del departamento de Lima, 1940, 1966 y 1974, los cuales presentan similar proceso de ruptura; es decir, plano de falla orientado en dirección NO-SE, buzamiento de 17-20° y ángulo de deslizamiento de 90°, ver Figuras 5.5–5.7. Estos valores fueron promediados a fin de disponer de parámetros representativos.

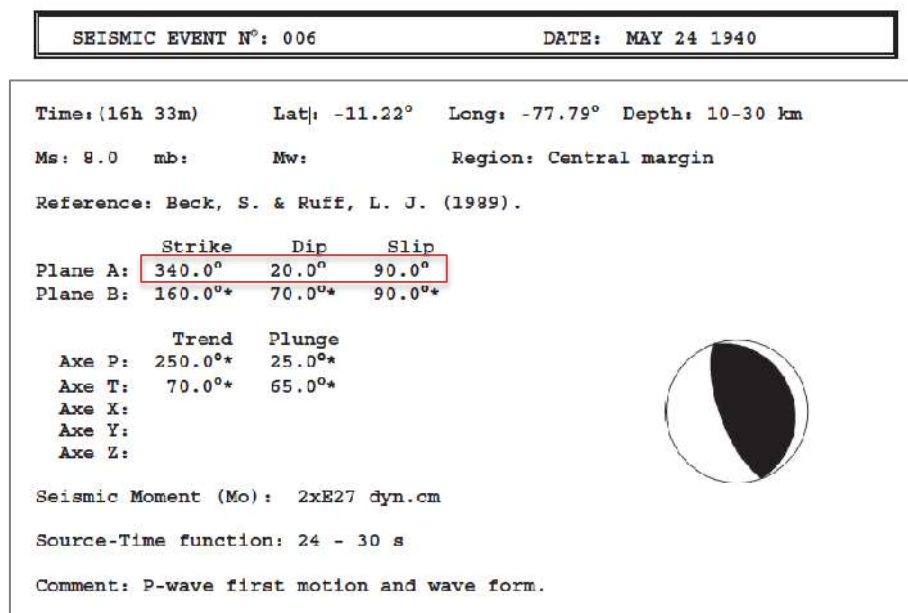


Figura 5.5. Parámetros de la fuente sísmica correspondiente al sismo de 1940.

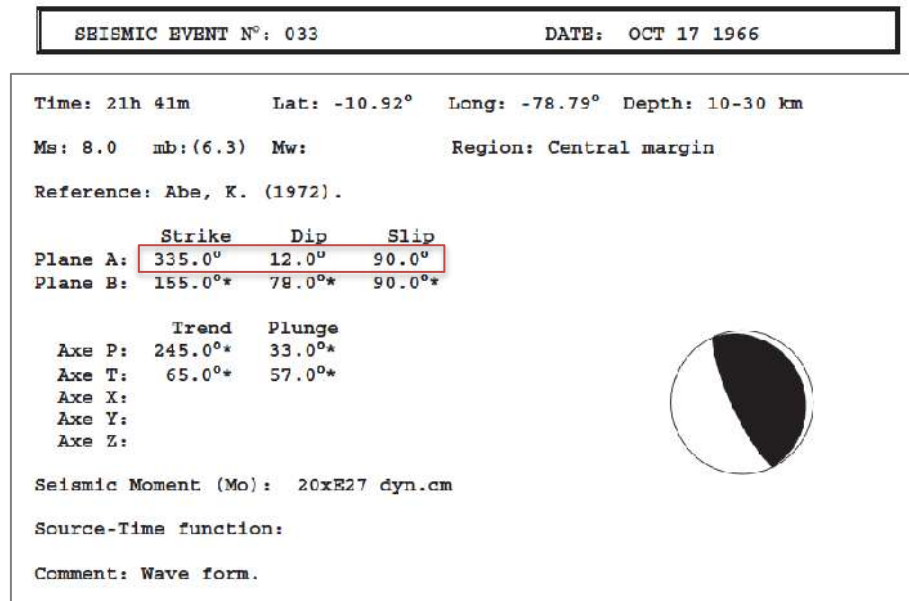


Figura 5.6. Parámetros de la fuente sísmica correspondiente al sismo de 1966.

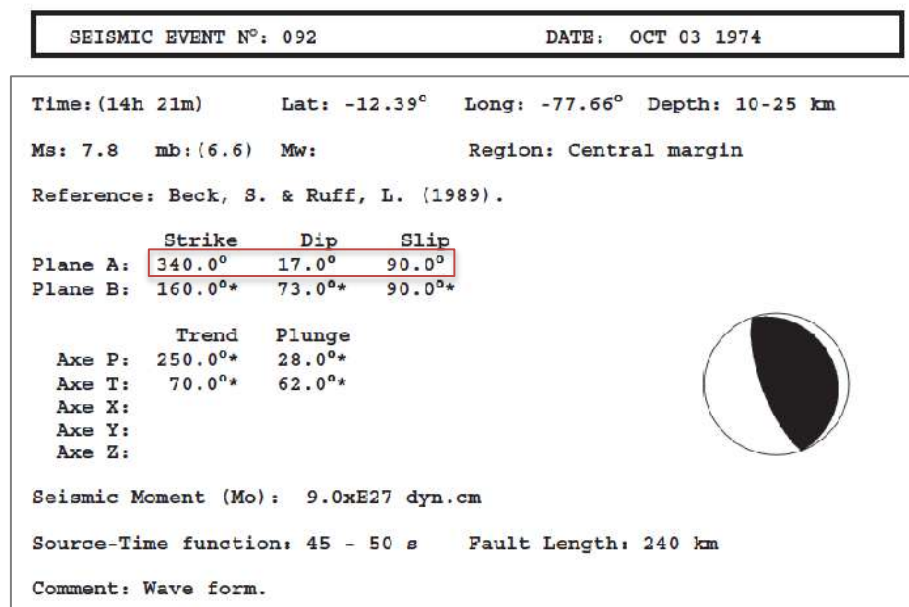


Figura 5.7. Parámetros de la fuente sísmica correspondiente al sismo de 1974.

5.1.2. PROCESAMIENTO DE LOS PARÁMETROS

Para iniciar el procesamiento u obtención del escenario de tsunami, se procedió con la preparación de los datos o información básica a ser utilizada.

Como datos sísmicos de entrada en el proceso se considera los resultados obtenidos por Condori y Tavera (2011) y Chlieh, et al (2011) para a región central del Perú; es decir, la presencia de una aspereza cuya energía acumulada daría como resultado la ocurrencia de un sismo de magnitud 8.5 Mw.

Partiendo de esta información, se calcula los parámetros del área de ruptura correspondientes a tal magnitud y para ello se hace uso de las relaciones propuestas por

Papazachos (2004). Mediante la cual empleando el valor de la magnitud M_w se obtienen los siguientes parámetros:

- Largo del área de ruptura (L)
- Ancho del área de ruptura (W)
- Longitud de deslizamiento (U)

Para zonas de subducción, se utilizan las relaciones de la parte izquierda de la Tabla 5.1, siendo M la magnitud del sismo. Para un sismo de 8.5 M_w se obtiene los siguientes valores, parte derecha de la Tabla 5.1.

Relaciones propuestas por Papazachos		Valor del Parámetro	Unidad
$\log(L) = 0,55M - 2,19$	→	$L = 305,49 \approx 310,0$	(km)
$\log(W) = 0,31M - 0,63$	→	$W = 101,16 \approx 105,0$	(km)
$\log(U) = 0,64M - 2,78$	→	$U = 4,57 \approx 5,0$	(m)

Tabla 5.1. Parámetros del área de ruptura, obtenidos empleando las relaciones propuestas por Papazachos (2004).

Para la ubicación del epicentro se ha tomado como referencia el punto medio entre la línea de costa y la fosa peruano - chilena frente a la provincia constitucional del Callao. Así mismo, se consideró el centroide o punto de máxima liberación de energía en la ubicación del epicentro, que es el centro del área de ruptura, Figura 5.8.

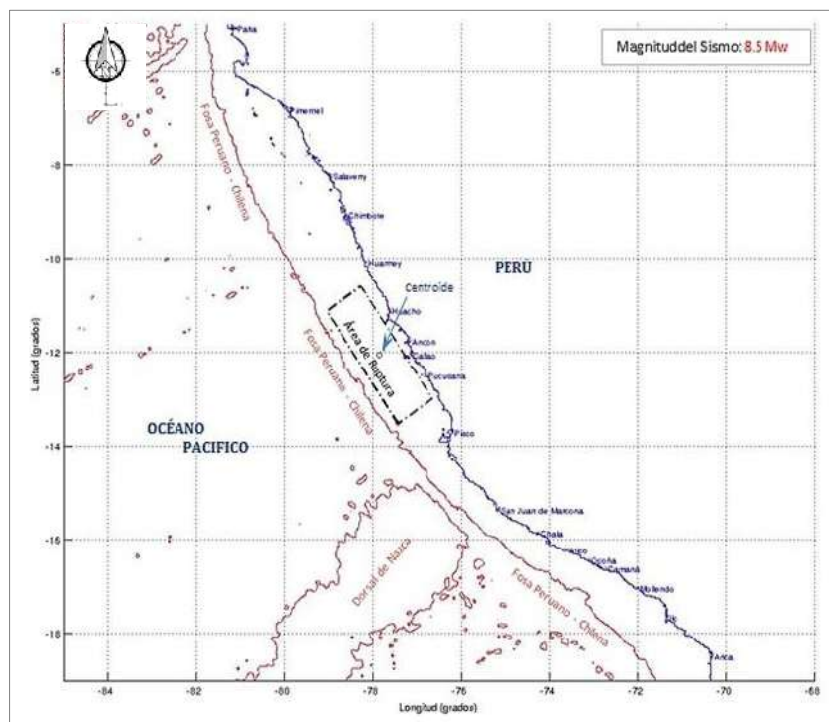


Figura 5.8. Ubicación geográfica del área de ruptura propuesta para un sismo de magnitud 8.5 M_w .

Considerando que en la región central del Perú los sismos alcanzan profundidades de hasta 70 km (Guardia, 2011), se toma como referencia un foco sísmico ubicado a una profundidad de 30 km, Figura 5.9.

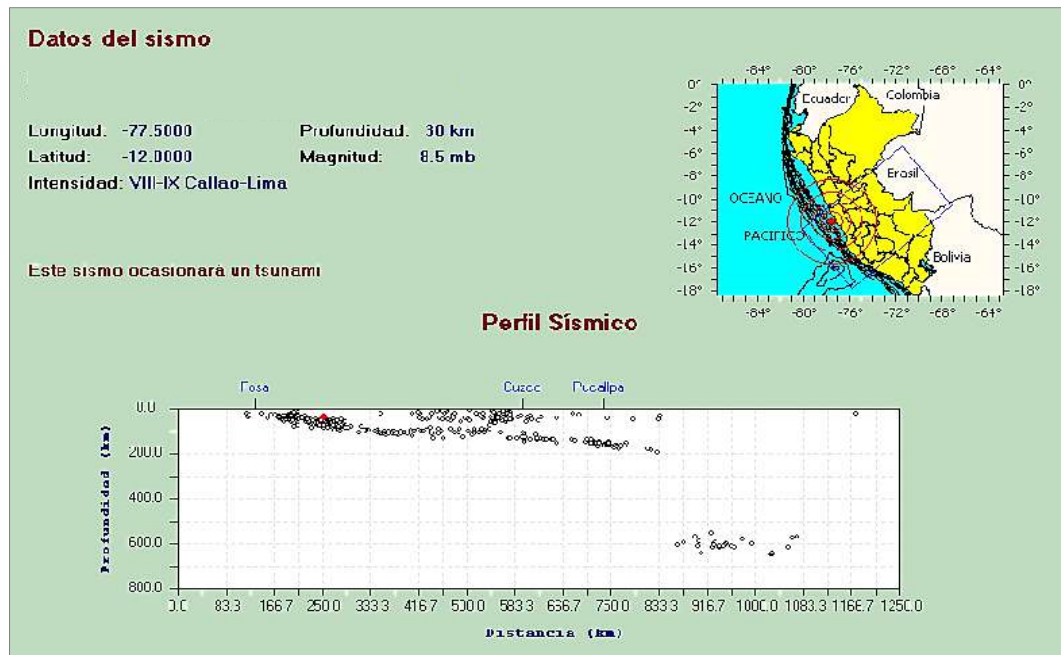


Figura 5.9. Perfil de la zona central del Perú, se aprecia una zona de subducción descendente.

El resumen de los parámetros considerados para fuente sísmica a emplear en el modelo numérico TUNAMI-N2 se muestran en la Tabla 5.2:

Magnitud (Mw)	Angulo de Rumbo	Angulo de Buzamiento	Angulo de Deslizamiento	Largo (km)	Ancho (km)	Longitud de Deslizamiento (km)	Profundidad (km)
8.5	326°	18°	90°	310	105	5.0	30.0

Tabla 5.2. Resumen de los parámetros de la fuente sísmica.

5.2. DATOS BATIMÉTRICOS

5.2.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GLOBALES

Para la base de datos batimétricos globales, se utilizó información satelital, la misma que fue procesada con programas tales como MATLAB, SURFER y ARCGIS para obtener los respectivos modelos de elevación batimétrica digital.

A continuación se describe la información utilizada:

A) ETOPO1: BATIMETRÍA Y TOPOGRAFÍA MODELO GLOBAL

ETOPO1 es un modelo global del terreno con una resolución de 1 minuto de arco (1800 m.). Se generó a partir de una extensa base de datos batimétricos colectados por buques e interpolados con batimetría derivada de altimetría satelital. Esta información se encuentra disponible en formato ASCII y netCDF. Los link de documentación y descarga son los siguientes:

Documentación: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>

Lugar de descarga de datos: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>



Figura 5.4. Batimetría y Topografía - Modelo Global, fuente (ETOPO1)

B) GEBCO: BATIMETRÍA Y TOPOGRAFÍA MODELO GLOBAL

GEBCO es un modelo global de terreno con una resolución de 30 segundos de arco (900 m.); el mismo, que se generó a partir de una extensa base de datos batimétricos colectados por buques e interpolados con batimetría derivada de altimetría satelital. Esta información se encuentra disponible en formato ASCII y netCDF. Los link de documentación y descarga son los siguientes:

Documentación: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/

Descarga de datos: https://www.bodc.ac.uk/data/online_delivery/gebco/



Figura 5.3. Batimetría y Topografía - Modelo Global, fuente (GEBCO)

Los datos batimétricos globales tienen una resolución espacial de 1800 metros ETOPO1 y 900 metros GEBCO, con las cuales se puede caracterizar la batimetría adecuadamente pero sin precisión, estos datos son empleados en el desarrollo de la propagación de las olas del tsunami en el océano.

5.2.2. ADQUISICIÓN DE DATOS REGIONALES - LOCALES

Para construir la base de datos batimétricos regionales - locales, se utilizó cartas batimétricas de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del

Perú, las mismas que fueron procesada con programas tales como MATLAB, SURFER y ARCGIS, con esta información se obtuvo los modelos digitales batimétricos.

A) CARTAS BATIMÉTRICAS DE LA DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN DE LA MARINA DE GUERRA DEL PERÚ.

Una carta batimétrica es una representación a escala de aguas navegables y regiones terrestres adjuntas. Normalmente indica las profundidades del agua y las alturas del terreno, la naturaleza del fondo marino, los detalles de la costa incluyendo puertos, la localización de luces y otras ayudas en la navegación. Las cartas batimétricas son instrumentos esenciales para la navegación náutica.

A continuación se detalla las cartas utilizadas:

- CARTA 223 (BATIMETRÍA REGIONAL)

La carta 223, proporciona información batimétrica desde la bahía de Ancón hasta la Isla de Pachacamac; así mismo, batimetría de zonas cercanas a la isla San Lorenzo con esta información es posible estudiar la influencia de la isla San Lorenzo en la propagación de un tsunami. En la Tabla 5.3 se describe brevemente las características de la carta 223:

Nombre:	Bahía Ancón a Isla Pachacamac			
Escala:	1/100 000			
Fecha de Elaboración:	2004			
Límites:	N	11°31'00.0" S	E	77°15'00.0" W
	S	11°39'00.0" S	W	77°21'00.0" W

Tabla 5.3. Características de la carta batimétrica 223.

La carta batimétrica puede ser adquirida en la Capitanía del Callao. El link para su visualización es el siguiente:

https://www.dhn.mil.pe/CatalogoCartas/cartas-jpg/por_numero/223_nov11.jpg

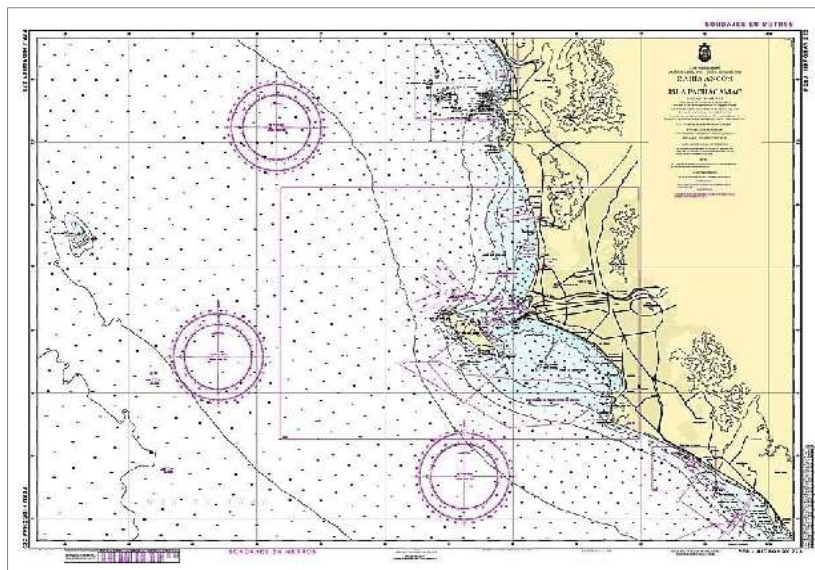


Figura 5.4. Carta Batimétrica 223

- **CARTA 2235 (BATIMETRÍA LOCAL)**

La carta 2235, proporciona información batimétrica de alta resolución espacial con muestreo de 50 metros en el puerto del Callao; con esta información es posible estudiar la influencia del puerto del Callao en la propagación de un tsunami. En la tabla 5.4 se describe brevemente las características de la carta 2235:

Nombre:	Puerto del Callao			
Escala:	1/15 000			
Fecha de Elaboración:	2011			
Límites:	N	11°59'12.0" S	E	77°07'00.0" W
	S	12°05'12.0" S	W	77°16'00.0" W

Tabla 5.4. Características de la carta batimétrica 2235.

La carta batimétrica puede ser adquirida en la Capitanía del Callao. El link para su visualización es el siguiente:

https://www.dhn.mil.pe/CatalogoCartas/cartas-jpg/por_numero/2235_oct11.jpg

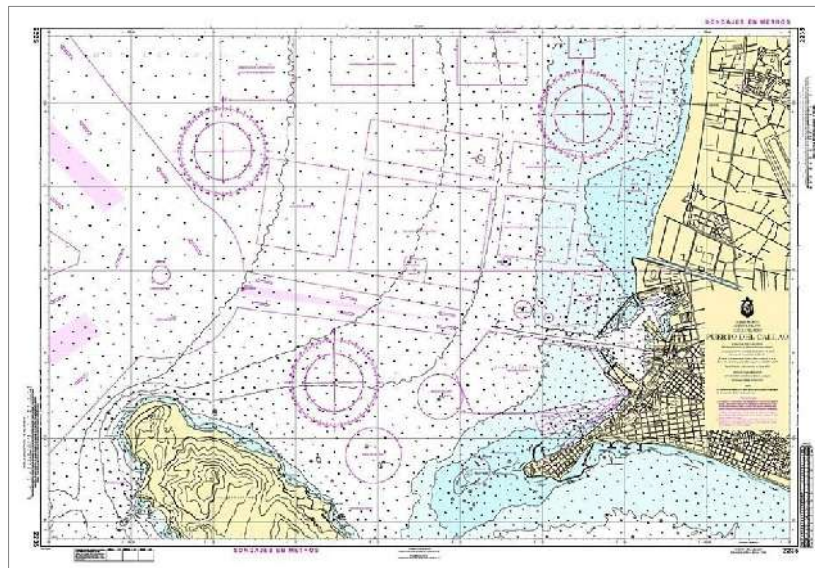


Figura 5.5. Carta Batimétrica 2235

- **CARTA 2236 (BATIMETRÍA LOCAL)**

La carta 2236, proporciona información batimétrica de alta resolución espacial con muestreo de 5 metros en el puerto del Callao; con esta información es posible estudiar con mayor precisión la influencia del puerto del Callao en la propagación de un tsunami. En la Tabla 5.5 se describe brevemente las características de la carta 2236:

Nombre:	Rada Interior del Callao			
Escala:	1/5 000			
Fecha de Elaboración:	2012			
Límites:	N	12°02'00.0" S	E	77°08'12.0" W
	S	12°03'42.0" S	W	77°11'00.0" W

Tabla 5.5. Características de la carta batimétrica 2236.

La carta batimétrica puede ser adquirida en la Capitanía del Callao. El link para su visualización es el siguiente:

https://www.dhn.mil.pe/CatalogoCartas/cartas-jpg/por_numero/2236_nov11.jpg

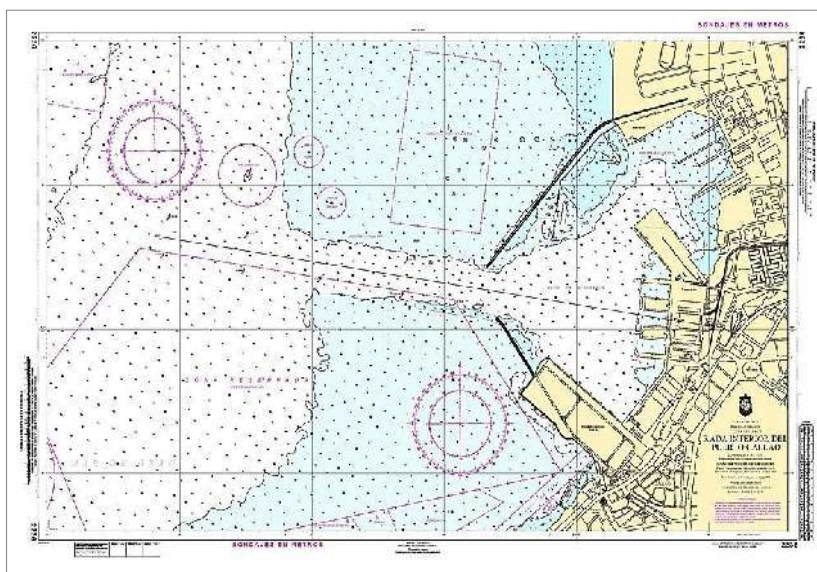


Figura 5.6. Carta Batimétrica 2236

La importancia de las cartas batimétricas 223, 2235 y 2236 radica en la gran resolución espacial, 100, 15 y 5 metros respectivamente, lo cual brinda mayor precisión y una adecuada caracterización de la batimetría del área de estudio; la misma, que es fundamental para la adecuada modelación numérica de la propagación de las olas del tsunami en las cercanías a la costa.

La obtención de los datos batimétricos estuvo a cargo de la DHN quienes realizaron trabajos de campo en los cuales básicamente se empleó un GPS y una Ecosonda Multihaz, Figura 5.7, que son transportados en una embarcación, Figura 5.8. La Ecosonda Multihaz, es un instrumento para detección acústica usado para medir la distancia existente entre la superficie del agua y el fondo marino. Con este equipo se obtiene la profundidad en un punto determinado del cual se obtienen sus coordenadas mediante el uso de un GPS de alta precisión, es así como se obtuvieron los datos batimétricos en el mar, mientras en las zonas de rompientes la batimetría fue obtenida realizando mediciones in situ empleando una estación total, Figura 5.9.

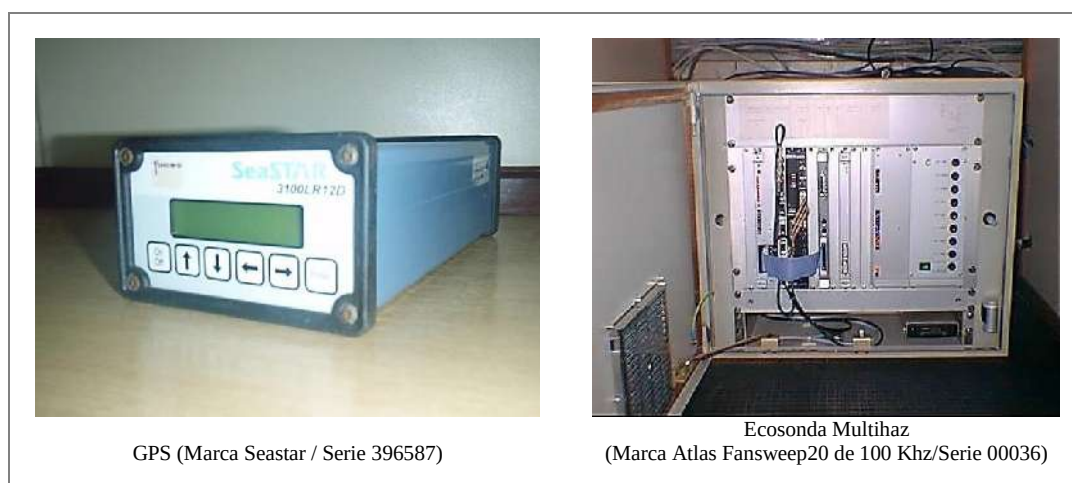


Figura 5.7. Equipos empleados en la toma de datos batimétricos por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú.



Embarcación Hidrográfica (AEH – 174 "MACHA")

CARACTERÍSTICAS	
Eslora	20,2 Metros
Manga	05,3 Metros
Puntal	02,4 Metros
Calado	03,0 Metros
Velocidad	08,0 Nudos

Figura 5.8. Embarcación utilizada por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú para toma de datos batimétricos.

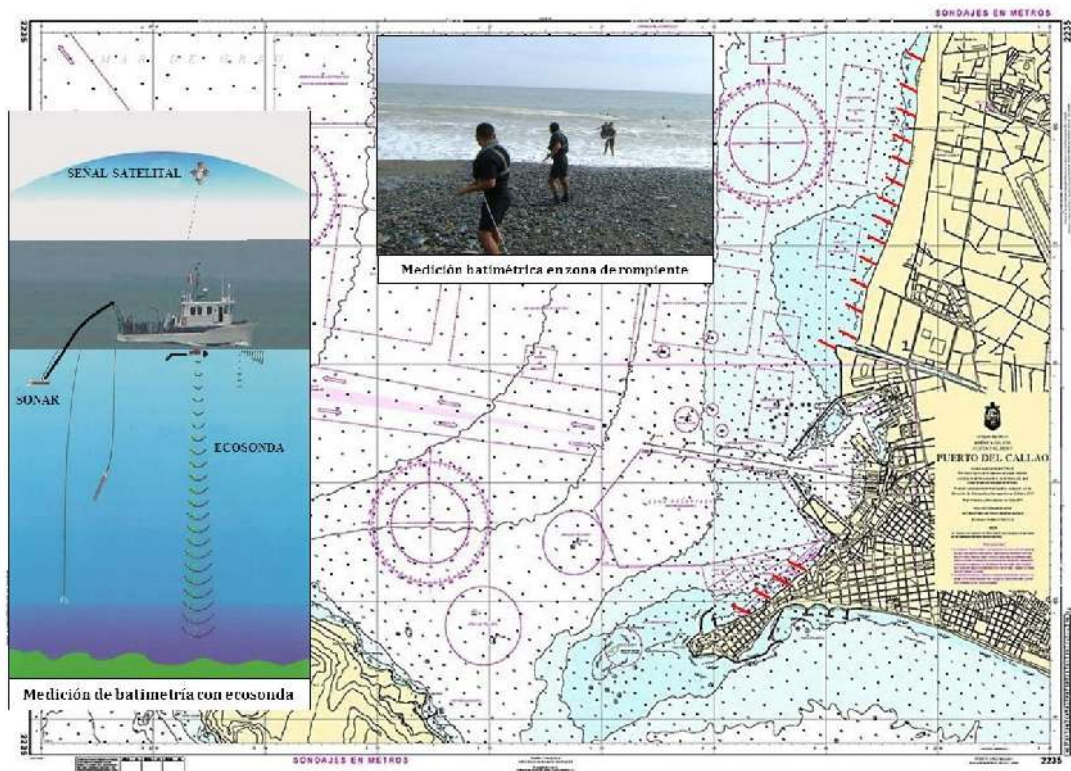


Figura 5.9. Datos batimétricos, medidos por Ecosonda Multihaz y mediciones in situ en zonas de rompiente.

5.2.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

La data recolectada de batimetría global, regional y local, fue integrada en una base de datos única y con ella se construyó superficies batimétricas de alta resolución. Para el área de estudio se obtuvo una resolución del orden de 5 metros, lo cual es suficiente para lograr caracterizar adecuadamente el relieve del fondo marino.

En la Figura 5.10 se presenta los datos batimétricos y las isobatas (curvas de igual profundidad) para el área de estudio. Observando gran densidad de datos para el terminal portuario del Callao, lo cual permite apreciar la mayor profundidad existente en este, la misma que sirve para facilitar el tráfico marítimo. De este modo queda demostrada la alta resolución de los datos batimétricos, los cuales serán utilizados en el modelado numérico de tsunamis para el terminal portuario del Callao.

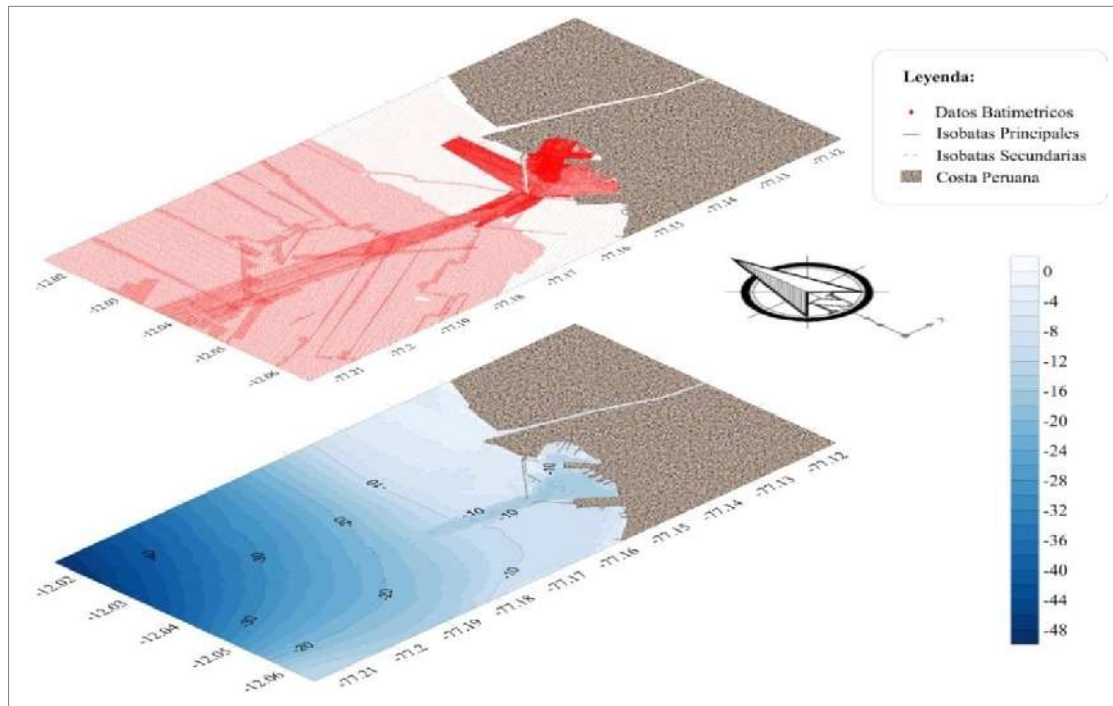


Figura 5.10. Representación de los datos batimétricos en 2D.

En la Figura 5.11 se muestra el modelo digital batimétrico de alta resolución espacial (5 metros) para la zona de estudio y en el cual, se aprecia la existencia de una leve sedimentación en la desembocadura del río Rímac (círculo anaranjado) y un mayor nivel de profundidad en la Rada Interior del Terminal Portuario del Callao.

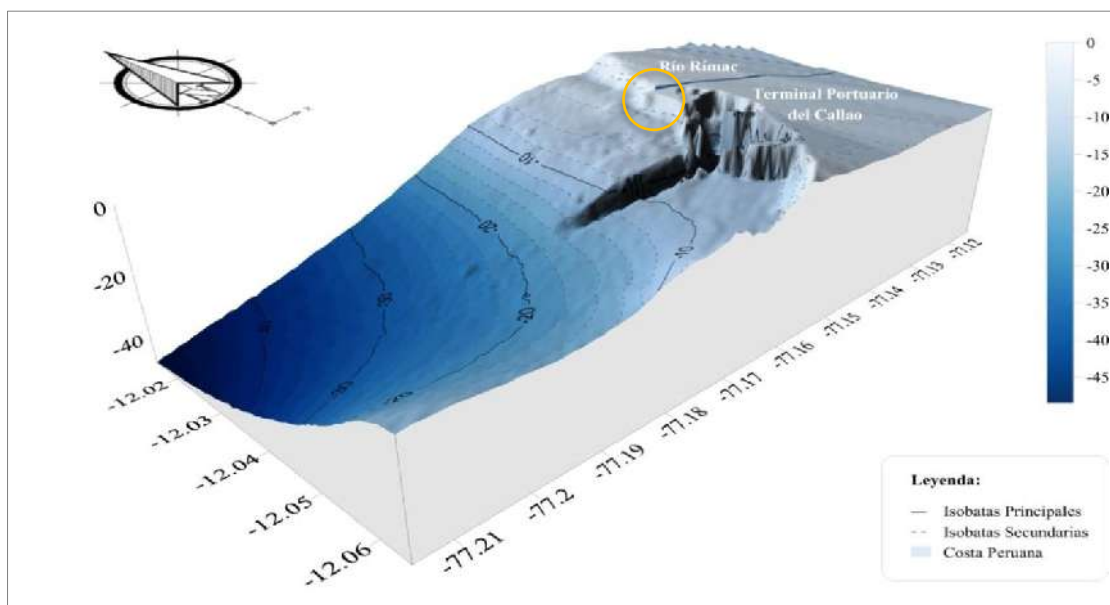


Figura 5.11. Representación de los datos batimétricos en 3D.

Finalmente, la información batimétrica fue procesada bajo el Sistema de Información Geográfica (SIG), con el objetivo de facilitar el manejo de la base de datos, esto debido a su gran tamaño. Ver Figura 5.12.

Para este tipo de investigaciones es importante tener la base de datos georeferenciada, lo cual facilitara la exploración de la misma.

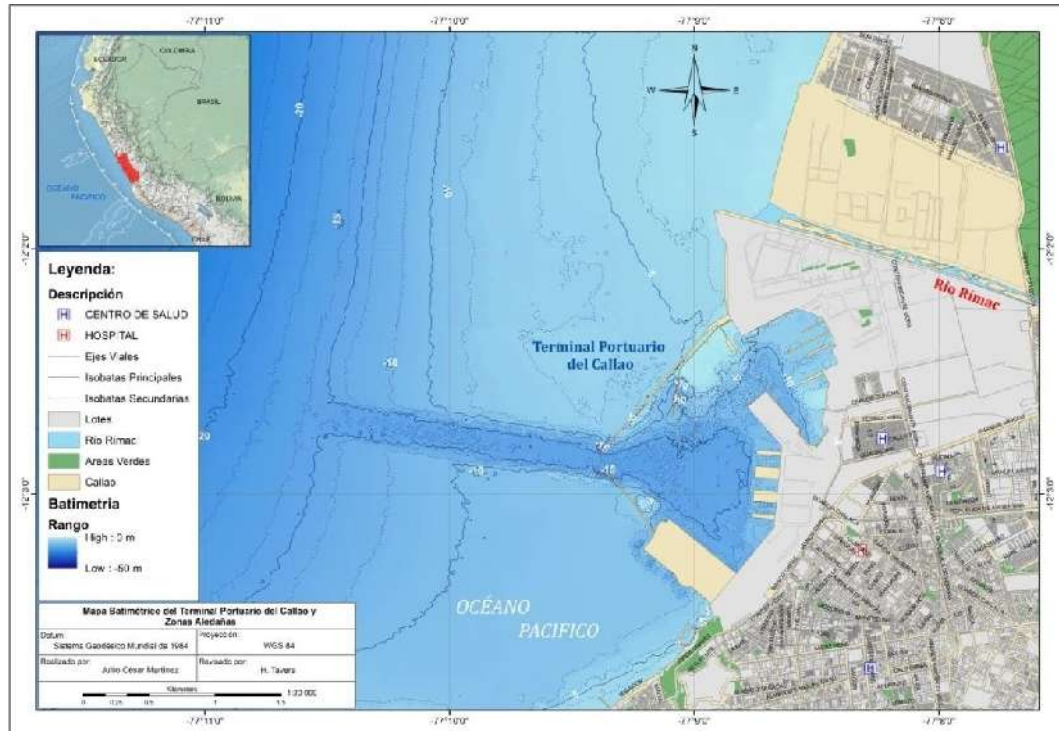


Figura 5.12. Mapa batimétrico de la zona de estudio.

5.3. DATOS TOPOGRÁFICOS

5.3.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GLOBALES

Para la base de datos topográficos globales, se utilizó información satelital, proveniente de la base de datos ETOPO1 Y GEBCO, las mismas que fueron procesadas con programas como MATLAB, SURFER y ARCGIS para obtener los respectivos modelos digitales de elevación.

5.3.2. ADQUISICIÓN DE DATOS REGIONALES - LOCALES

Para la base de datos batimétricos regionales - locales, se utilizó datos de topografía satelital, las mismas que fueron procesadas con programas como MATLAB, SURFER y ARCGIS para obtener los modelos digitales de elevación.

A continuación se describe la información utilizada:

A) SRTM 90: TOPOGRAFÍA REGIONAL

La misión topográfica de radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) tuvo por misión obtener un modelo digital de elevación de la zona del globo terráqueo entre 56° S a 60° N. El objetivo fue generar una base completa de cartas topográficas digitales de alta resolución espacial con muestreo de 90 metros. Esta información se encuentra disponible en formato ASCII y GeoTiff en los siguientes link de documentación y descarga:

Documentación: <http://srtm.csi.cgiar.org>

Lugar de descarga de datos: <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>

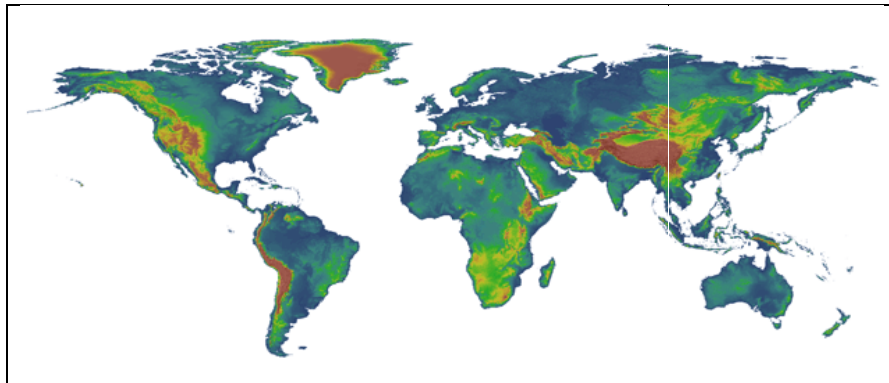


Figura 5.13. SRTM30: Batimetría y Topografía Modelo Global.

B) ASTER GDEM: TOPOGRAFÍA REGIONAL

La NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón, conocido como METI, diseñaron un mapa topográfico digital ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Model), generado a partir de aproximadamente 1,3 millones de imágenes estéreo recogidas por el radiómetro japonés ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). ASTER recoge imágenes del espectro visible y también de las regiones de longitud de onda de las radiaciones térmicas infrarrojas, con resoluciones espaciales que van desde 15 a 90 metros. Esta información se encuentra disponible en formato GeoTiff en los siguientes link de documentación y descarga:

Documentación: <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/4.html>

Lugar de descarga de datos: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>

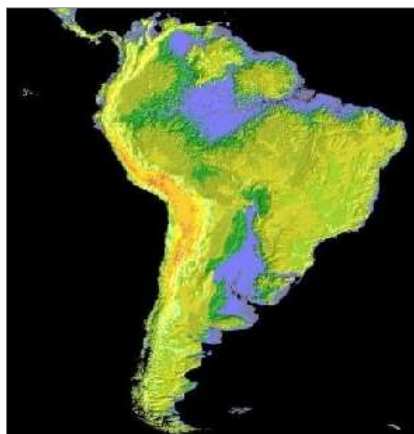


Figura 5.14. ASTER GDEM:
Topografía Modelo Global

C) LEVANTAMIENTO TOPOGRAFICO LOCAL

La Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú (DHN) realizó el levantamiento topográfico del cauce del Río Rímac, desde el Puente Gambeta hasta la desembocadura del río en el mar, con la finalidad de conocer el volumen erosionado y sedimentado por la corriente del agua del río Rimac, Figura 5.15. Los trabajos se realizaron entre los días 23 de noviembre al 07 de Diciembre del 2012 empleándose una estación total para realizar el levantamiento topográfico con una resolución longitudinal de 5 m y altitudinal de 1 m.

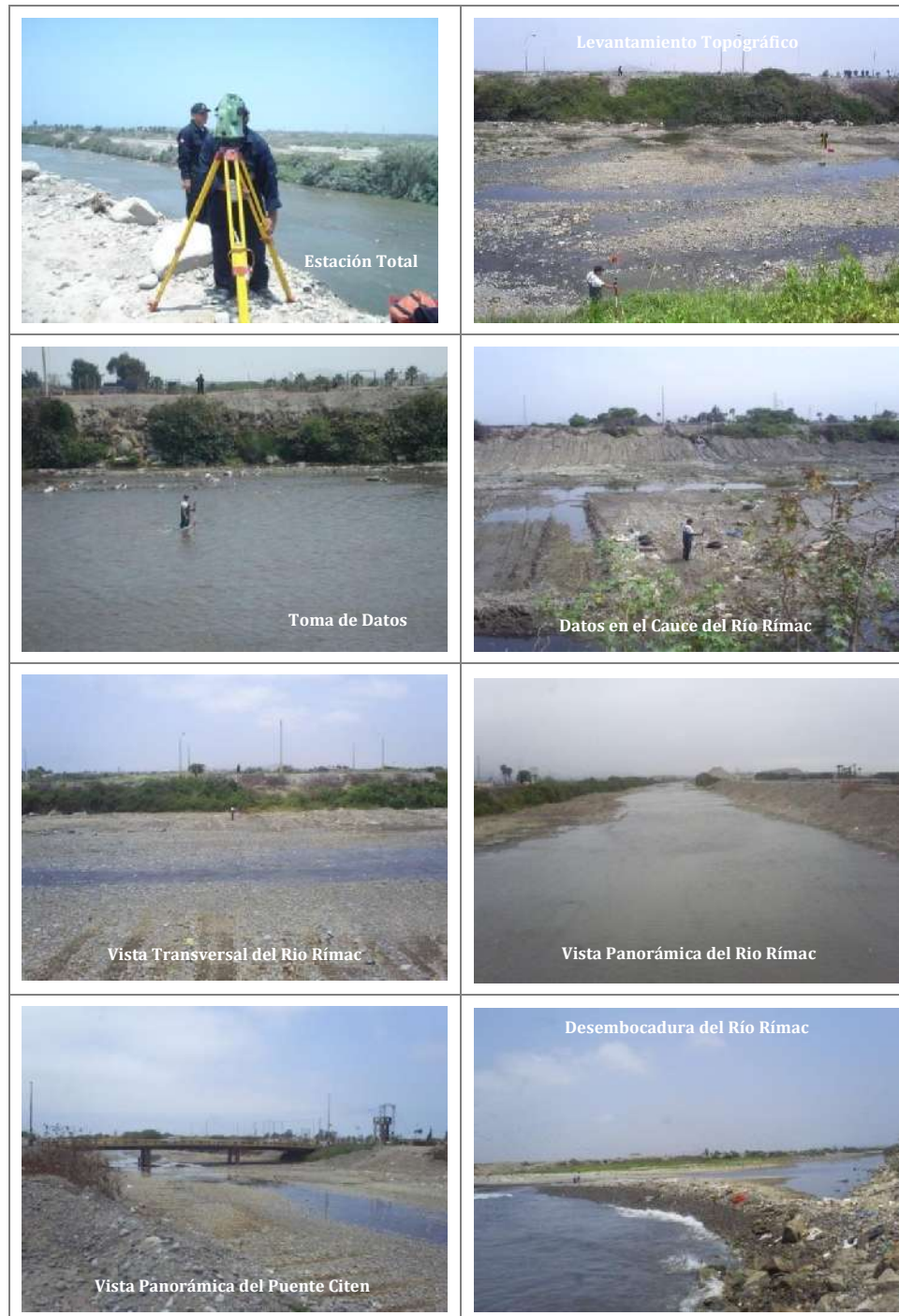


Figura 5.15. Imágenes del trabajo de levantamiento topográfico en el cauce del Río Rímac realizado por la DHN durante el año 2012

5.3.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

La data recolectada para la topografía global, regional y local, fue integrada en una base de datos única a fin de construir la superficie topográfica con una resolución de 5 metros, suficiente para lograr caracterizar adecuadamente el relieve costero considerado en este estudio.

En la Figura 5.16, se muestra el modelo digital de elevación para el distrito del Callao con una resolución espacial de 30 m, la misma que permite observar que el distrito de La Punta y el Terminal Portuario del Callao se encuentran por debajo de la cota topográfica de 10 m; lo cual evidencia la alta vulnerabilidad que ambas presentan ante la ocurrencia de un peligro natural como los tsunamis.

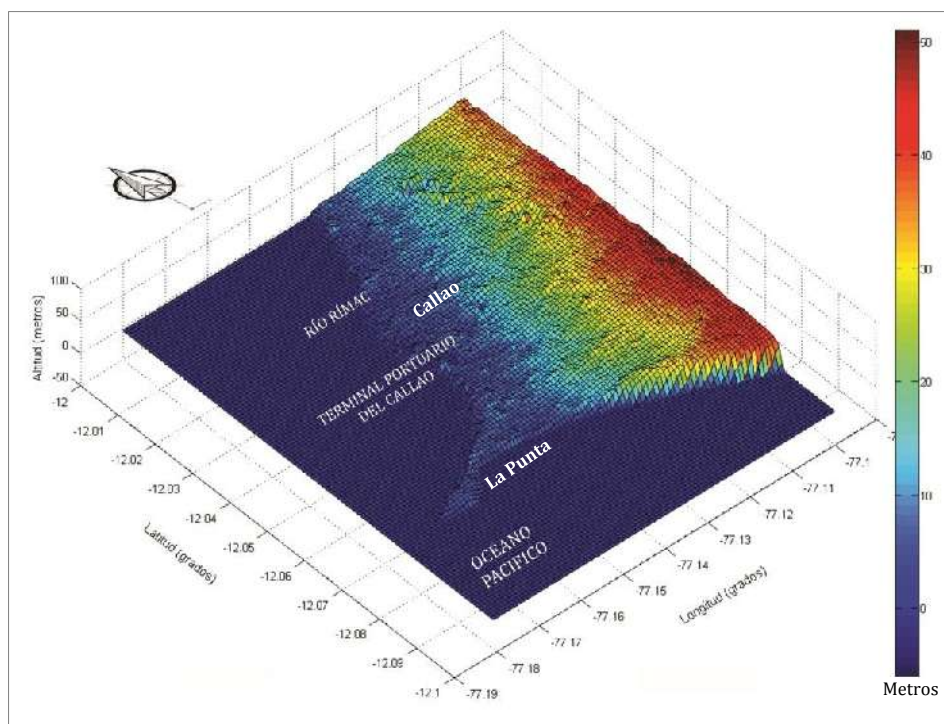


Figura 5.16. Representación local de la topografía para la zona de estudio.

Así mismo, en la Figura 5.16 no es posible observar el cauce del río Rímac debido a que el ancho del cauce es de 60 m y la resolución empleada no puede caracterizar adecuadamente dicho cauce; por lo tanto, se recurrió al levantamiento topográfico del cauce del río Rímac, para obtener así una mayor resolución en el modelo digital de elevación.

En la Figura 5.17, se muestra el plano del levantamiento topográfico para el cauce del río Rímac comprendido entre el Puente Gambeta y el Puente Citen. En la Figura 5.18, se muestra el plano del levantamiento topográfico del cauce del río Rímac comprendido entre el Puente Citen y la Desembocadura del río Rímac. En ambas figuras se muestran las secciones medidas con la estación total y su respectivo perfil longitudinal. El objetivo de obtener datos con mayor resolución espacial es caracterizar de la mejor manera posible la geografía del área de estudio, de tal manera los resultados de la inundación obtenidos por el modelado numérico serán más confiables.

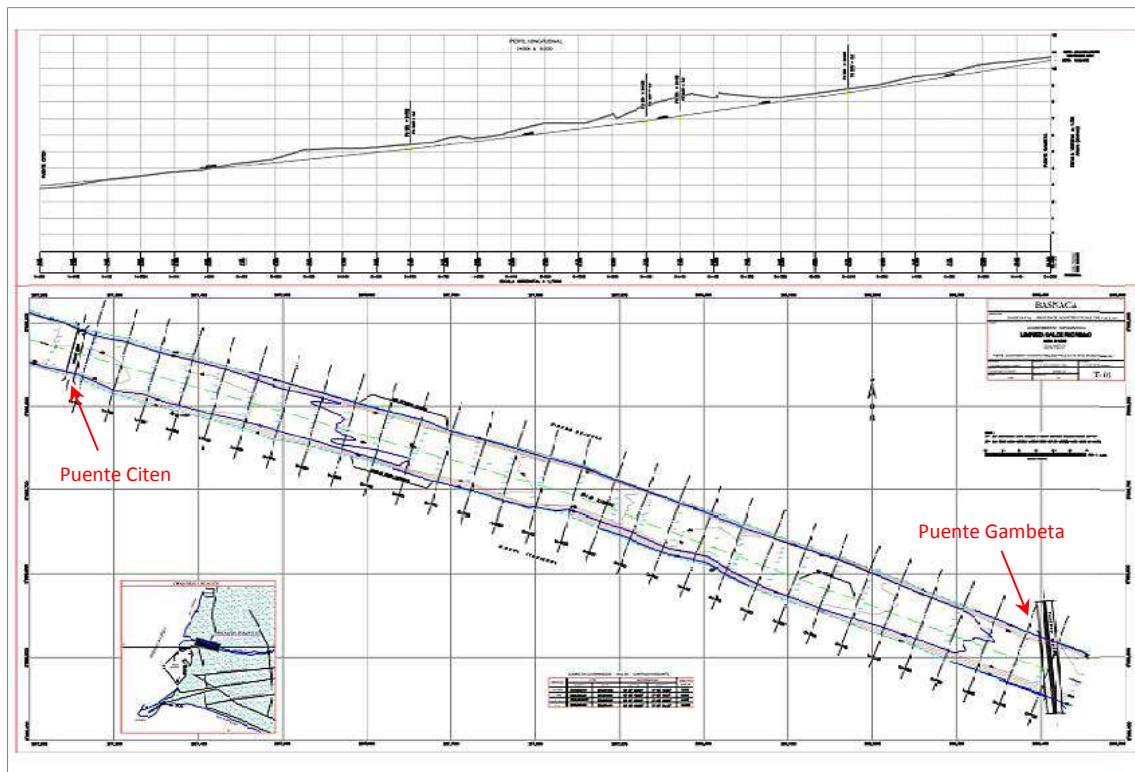


Figura 5.17. Plano del levantamiento topográfico local en el cauce del Río Rímac 2012
(Puente Gambeta - Puente Citen)

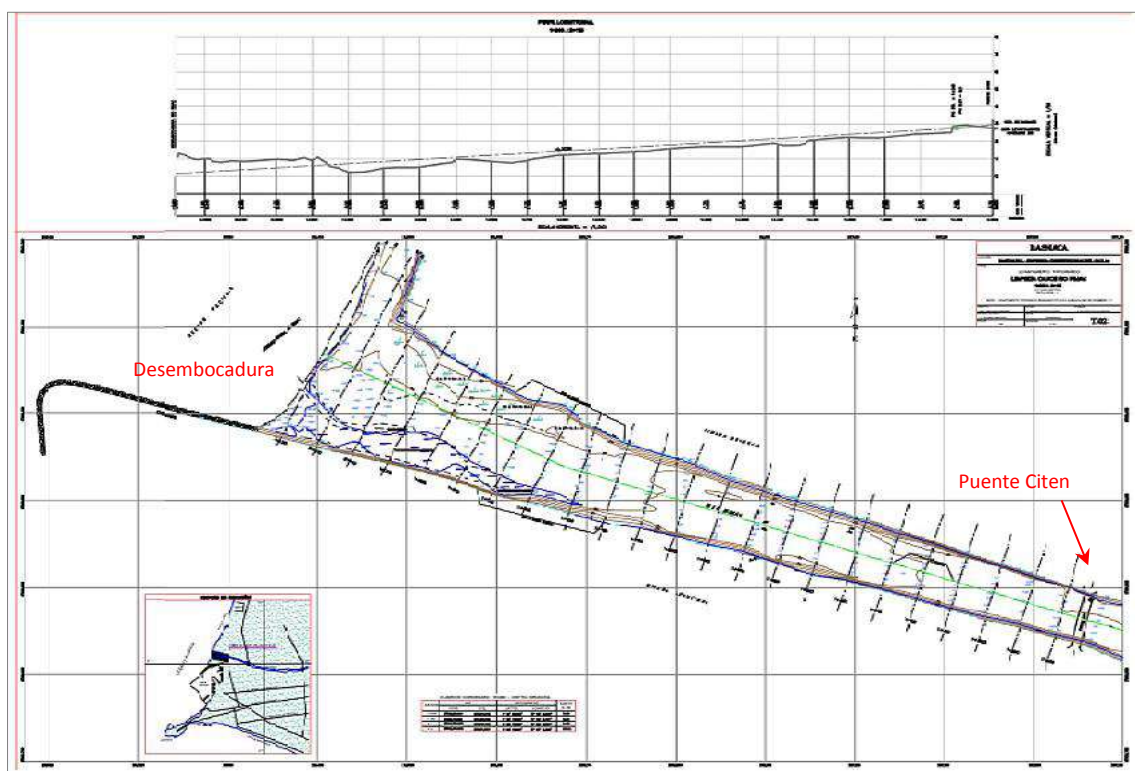


Figura 5.18. Plano del levantamiento topográfico local en el cauce del Río Rímac 2012
(Puente Citen – Desembocadura del Río Rímac)

5.4. DATOS CATASTRALES

5.4.1. ADQUISICIÓN DE DATOS

Los datos catastrales fueron adquiridos del Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI), con la información del número de pisos de los lotes comprendidos en el área de estudio, Figura 5.19. Esta información permitió generar un campo de alturas para caracterizar los edificios como si fueran cotas topográficas, las mismas, que se añadieron a la base de datos topográficos existente, con el objetivo de aumentar la resolución espacial del modelo digital de elevación.

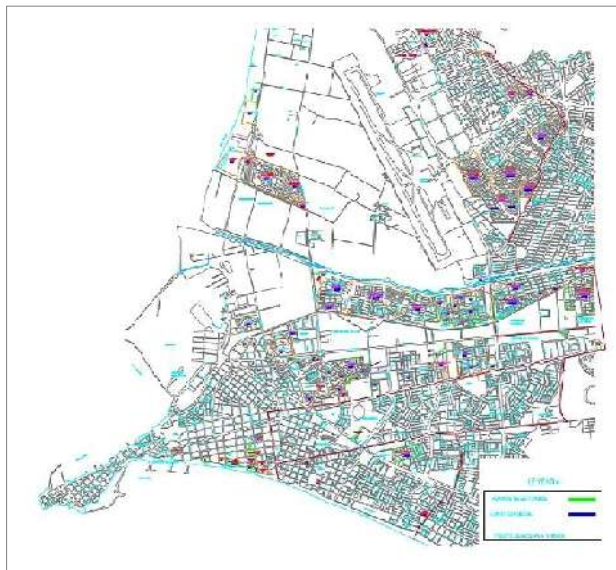


Figura 5.19. Cartografía para Lima y el Callao según información del Censo 2007 (INEI)

En la Figura 5.20, se ilustra la importancia de los datos catastrales en el mejoramiento del modelo digital de elevación. Por ejemplo, se aprecia un terreno con una elevación promedio de 3 metros, pero al considerar los árboles y la edificación existente, esta permite variar la elevación de la superficie, por lo tanto, es importante considerar la altura de los edificios a fin de ajustar la superficie, lo cual facilitara la interpretación de los niveles de inundación producidos por el tsunami.

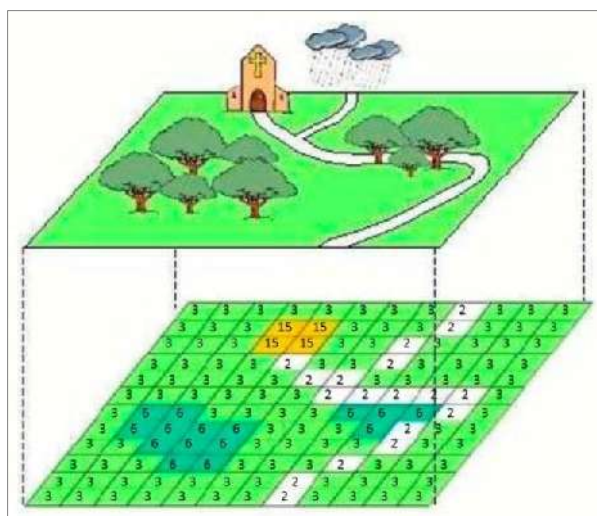


Figura 5.20. Representación de los valores de altura en un Raster

A fin de verificar la información obtenida de la base de datos del INEI, se realizó una campaña de 10 días en el mes de noviembre del 2012, tiempo durante el cual se realizó la verificación de la información, Figura 5.16.



Figura 5.21. Imágenes del levantamiento catastral realizado de la zona de estudio a fin de validar la información proveniente del INEI.

Finalmente, esta información fue procesada bajo el Sistema de Información Geográfica (SIG), a fin de disponer de una base de datos de mejor calidad y resolución.

5.4.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

En este estudio se construyó una base de datos catastrales para automatizar la administración de la información catastral del área de estudio. Este proceso permite un fácil acceso a dicha información, la cual, es fundamental para realizar la Carta de Inundación por Tsunami del Terminal Portuario del Callao y las Zonas Adyacentes. En tal sentido es necesario contar con una cartografía precisa, para determinar las zonas urbanas con mayor vulnerabilidad ante un tsunami.

En lo referente a las zonas urbanas con mayor vulnerabilidad se evaluaron con mayor detalle los siguientes Asentamientos Humanos (AA.HH.): Tiwinza, Acapulco, Sarita Colonia, Juan Pablo II, Atalaya, Gambetta Alta, Gambetta Baja, La Chalaca, Miguel Grau, etc. Estos AA.HH. por su cercanía a La zona de playa, presentan mayor riesgo ante la posible ocurrencia de un tsunami.

Los sistemas de información geográfica (SIG) se utilizaron para la elaboración del catastro urbano a ser utilizado en el presente estudio. En la Figura 5.22 se muestra el catastro por lotes del área de estudio, siendo presentado en formato vectorial, para su mejor cuantificación.

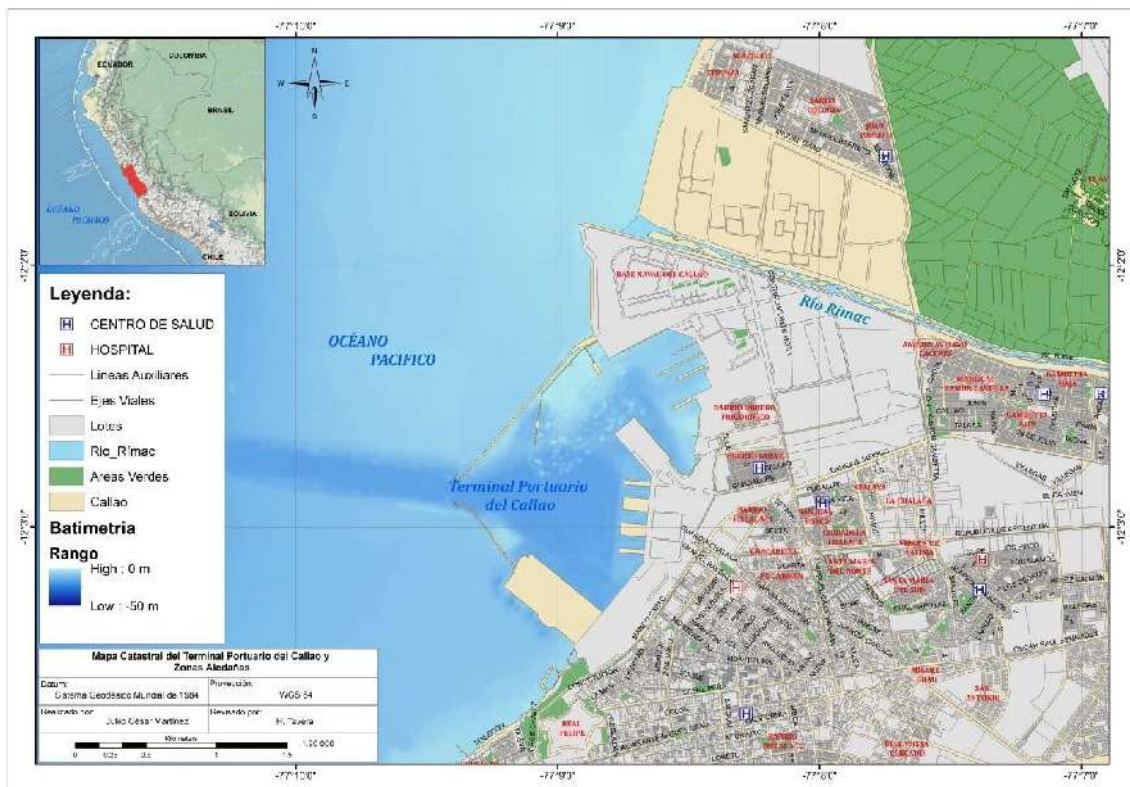


Figura 5.22. Mapa mostrando en detalle el levantamiento catastral para la zona de estudio.

5.5. MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN

Un Modelo Digital de Elevación (MDE) es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de elevación de la superficie del terreno. La unidad básica de información de un MDE es un valor de elevación Z, al que acompañan los valores correspondientes de longitud (x) y latitud (y), que expresados en el mismo

sistema de proyección geográfica permiten una precisa referenciación espacial (Bolaños, 2001).

Existen varias formas de representar modelos de elevación de acuerdo a la estructura y organización de los datos. Clásicamente, dos formas son las más comunes, Figura 5.23:

1) Formato vectorial: basado en entidades u objetos geométricos definidos por las coordenadas de sus nodos y vértices.

2) Formato raster: basado en la localización espacial sobre una retícula regular de puntos a los cuales se le asigna el valor de elevación. Una estructura raster con matriz regular es el resultado de superponer una retícula sobre el terreno y extraer la altitud media de cada celda o asociar un valor puntual de altura para el centro de la celda. La retícula puede ser una grilla regular de filas y columnas. Cada dato está implícitamente localizado, según su situación, en la matriz. Las matrices de altitud suelen provenir de la interpolación de modelos previos de contornos o por métodos fotogramétricos o radargramétricos (interferometría radar), Tal es el caso del modelo SRTM (Jarvis, 2006).

Los datos en formato raster pueden ser considerados como matrices rectangulares y se le puede aplicar los algoritmos del álgebra lineal en lenguaje MATLAB.

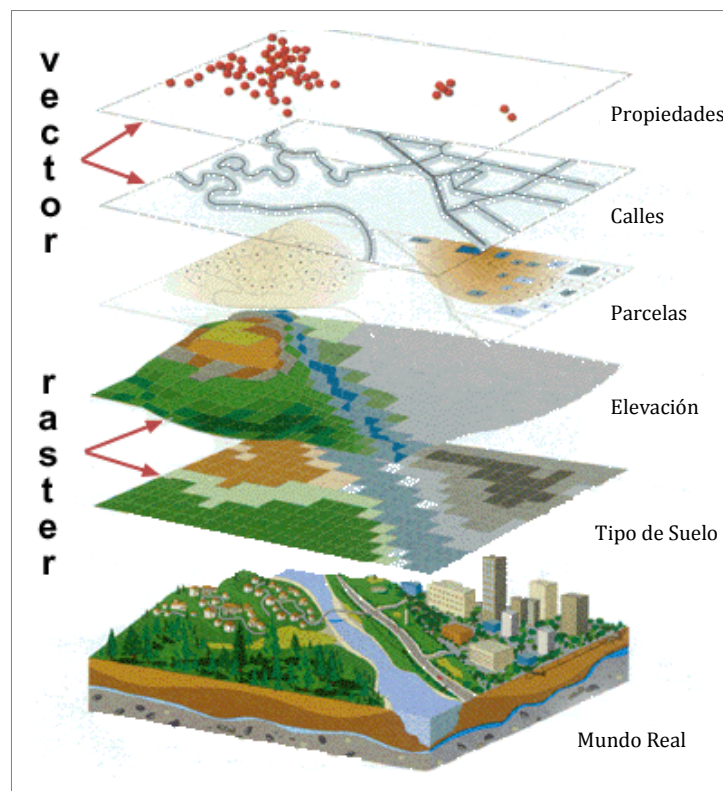
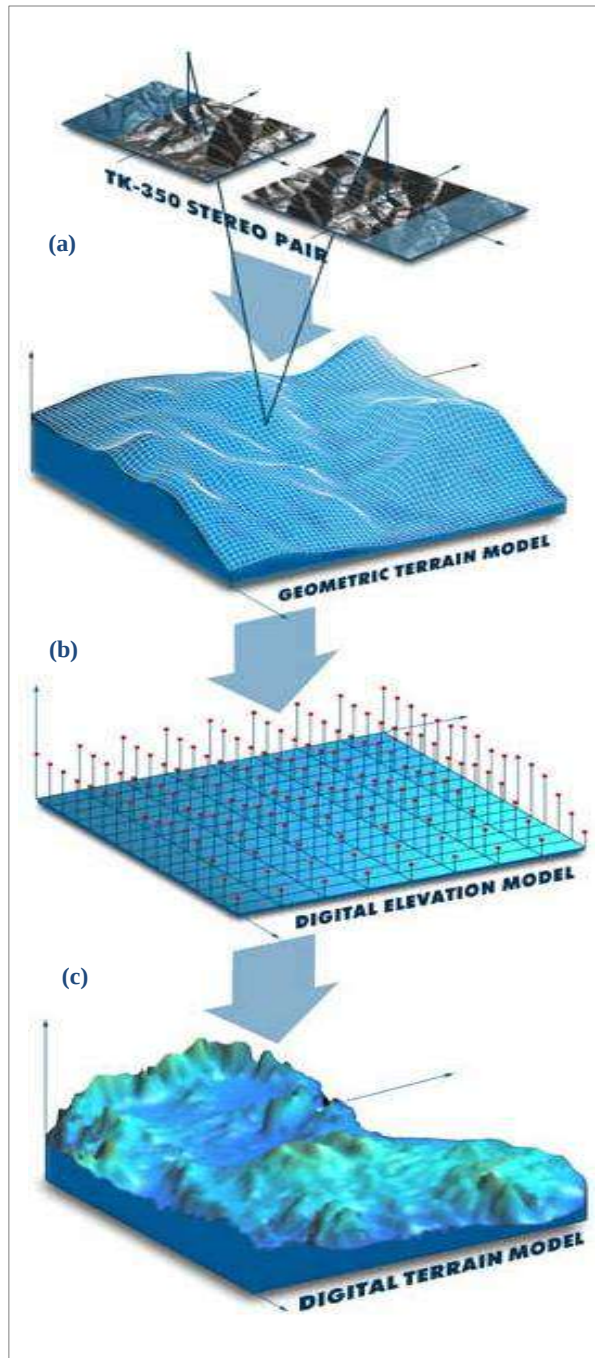


Figura 5.23. Diferencias entre formato Raster y Vectorial.

Para este estudio se ha utilizado datos topográficos, batimétricos y catastrales para formar un modelo digital de elevación de alta resolución espacial (5 metros) en formato Raster, Figura 5.24. Para obtener este Modelo Digital del Terreno se ha utilizado el lenguaje de programación MATLAB, así como el software SURFER y ARCGIS.



(a)
Para realizar un modelo digital de elevación, se necesita un par de imágenes satelitales (par estereoscópico) de una misma área, pero tomadas en diferente posición.

Una vez que se tienen este par de imágenes mediante un proceso de computacional se obtiene un modelo geométrico del terreno.

(b)
Considerando datos externos, como levantamientos topográficos y valores de altura de las edificaciones existentes se procede a incrementar la resolución del modelo geométrico obtenido.

(c)
Finalmente, se obtiene un Modelo de Elevación Digital de Alta Resolución.

Figura 5.24. Procesamiento de un Modelo Digital del Terreno de Alta Resolución.

Finalmente en la Figura 5.25, se muestra el modelo digital batimétrico de alta resolución espacial (5 metros), en la Figura 5.26 se muestra el modelo digital de elevación, en el cual se aprecia el cauce del río Rímac, demostrando así la alta resolución espacial del mismo (5 metros) y en la Figura 5.27 se muestra el modelo digital de la altura de los edificios presentes en el área de estudio, los mismos que han sido integrados al modelo topográfico para una mejor resolución de la superficie.

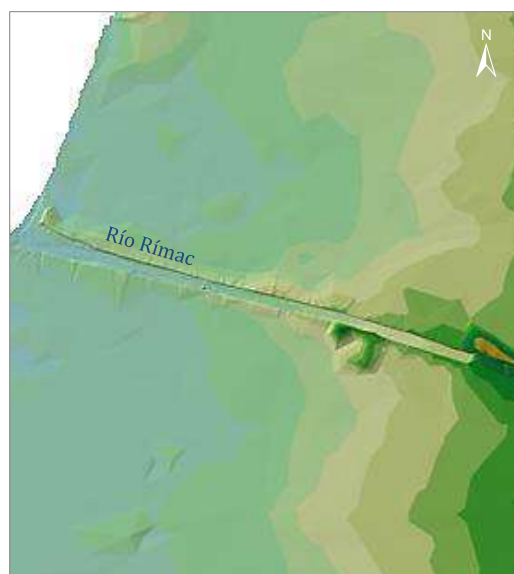
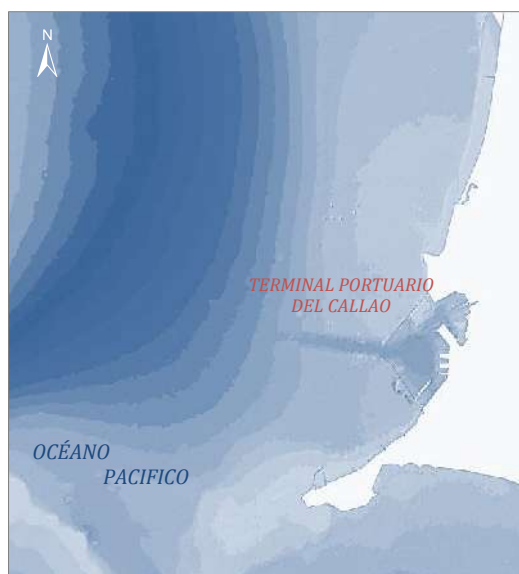


Figura 5.25. Batimetría de Alta Resolución. Figura 5.26. Topografía de Alta Resolución.

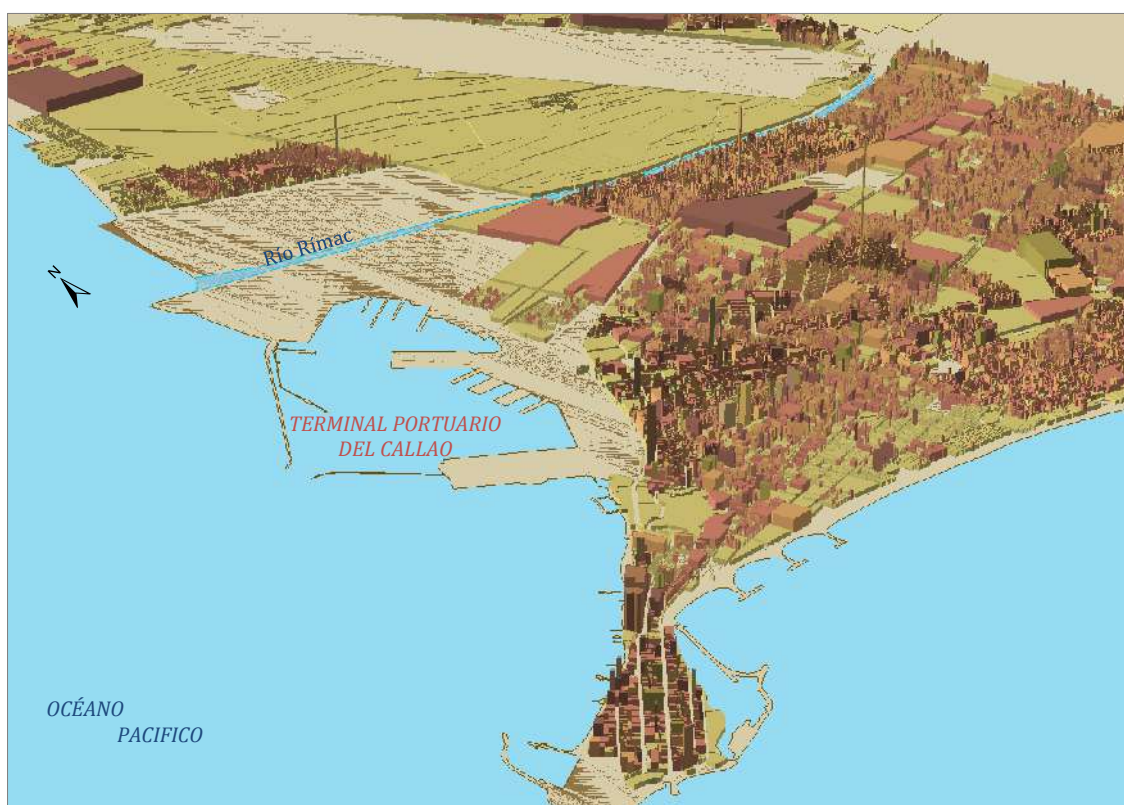


Figura 5.27. Cartografía catastral obtenida a partir del Censo de 2007 para el área de estudio.

CAPITULO VI

METODOLOGÍA

La metodología para la simulación numérica de tsunamis integra aspectos morfotectónicos y de dinámica oceánica que se pueden resumir en los siguientes aspectos:

- a) La condición inicial del tsunami (campo de deformación debido a una dislocación o falla geológica) es determinada empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971), el mismo que asume una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la componente vertical del campo de deformación del lecho marino. Se asume un modelo de fractura rectangular homogénea para el cual se requiere conocer el mecanismo focal del sismo y las características de su proceso de ruptura.
- b) La propagación del tsunami se simula utilizando el modelo de Goto y Ogawa (1982), el cual consiste en la integración numérica de las ecuaciones de agua somera utilizando el método numérico de diferencias finitas.
- c) La inundación de las zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil de Iwasaky y Mano (1979).
- d) La región de estudio o dominio de integración, se discretiza mediante un conjunto de grillas anidadas de diferente resolución espacial. La grilla con mayor resolución se emplea para discretizar la región en donde se desea elaborar el mapa de inundación.

6.1. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2

El modelo numérico TUNAMI N2, con las limitaciones tecnológicas propias de la época en la que se desarrolló, tiene un tiempo de ejecución de días, esto en función del área de estudio y la resolución empleada en el mismo, motivo por el cual fue necesario realizar una serie de modificaciones, adaptaciones e implementación de códigos numéricos con la finalidad de ser más eficiente en el tiempo de proceso computacional, para lo cual se hizo lo siguiente:

- 1. Se realizaron cambios en el código numérico a fin de que sea compatible con el Sistema Operativo (S.O.) Linux, y así lograr un mejor manejo y administración de los compiladores, formatos y extensiones de las bases de datos. El desarrollo de nuevos códigos numéricos permitió la automatización de los procesos involucrados en el análisis y visualización de datos.
- 2. Se analizó la operatividad de los compiladores empleados en el modelo numérico, entre ellos el gfortran, f77, ifort,...etc. ver Tabla 6.1, a fin de analizar la velocidad de procesamiento de dichos compiladores y elegir el más eficiente. Por ejemplo, en una computadora con cuatro procesadores, el compilador gfortran solo emplea uno para

realizar la compilación; mientras que, el compilador ifort si emplea todos los procesadores disponibles en la computadora.

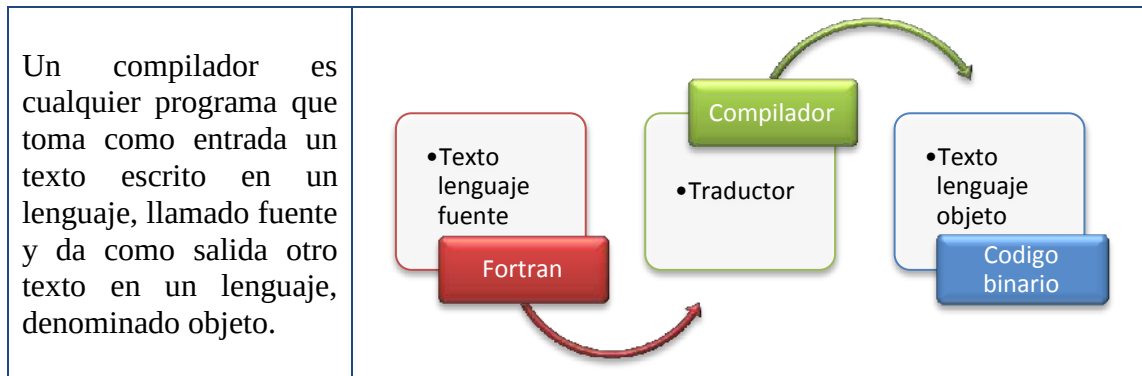


Tabla 6.1. Esquema de un compilador de Fortran.

En la Tabla 6.2 se muestra las diferencias en tiempo de ejecución/compilación del modelo numérico TUNAMI-N2 en los Sistemas Operativos (S.O.) Windows y Linux. Ambos S.O. se encontraban en computadoras de igual características y bajo las mismas condiciones de ejecución para el modelo numérico, igual tamaño de grilla, datos empleados, etc.

	Windows	Linux
Hora del Inicio	09:00 a.m.	09:00 a.m.
Hora del Final	05:00 p.m.	11:00 a.m.
Tiempo Total	08 horas	02 horas

Tabla 6.2. Resultados de tiempos empleados por ambos sistemas operativos al ejecutar/compilar el modelo numérico TUNAMI-N2

En el transcurso de la ejecución/compilación se observó el rendimiento de las computadoras, logrando obtener la siguiente información: El modelo numérico TUNAMI-N2 en el sistema operativo Windows, tuvo una eficiencia de 55% en solo uno de sus procesadores; mientras que, en el sistema operativo Linux, se tuvo una eficiencia del 100% en un procesador y 15.2% en el otro, Figura 6.1.

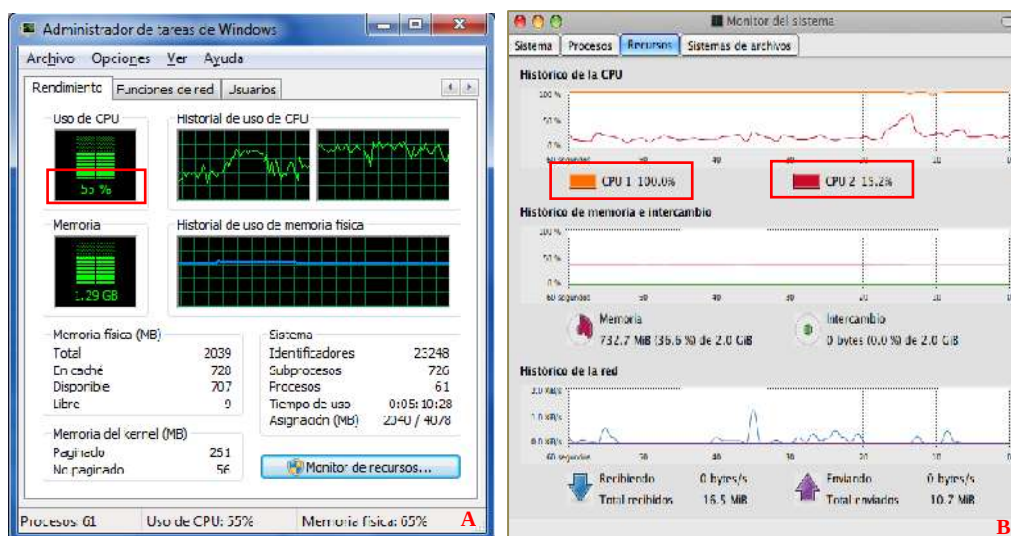


Figura 6.1. Eficiencia de la PC al ejecutar/compilar el modelo numérico TUNAMI-N2 en los Sistemas Operativos: A: Windows y B: Linux

Las modificaciones realizadas en el modelo numérico Tunami-N2 permitieron básicamente acelerar el procesamiento de datos, y así obtener resultados en un tiempo menor.

3. Por otro lado, empleando el software matemático Matlab, en el S.O. Linux se desarrollaron algunos códigos numéricos para automatizar y simplificar el proceso computacional del modelo numérico. Este software permite una fácil administración de datos, una rápida y eficiente visualización y análisis de los resultados, Figura 6.2.

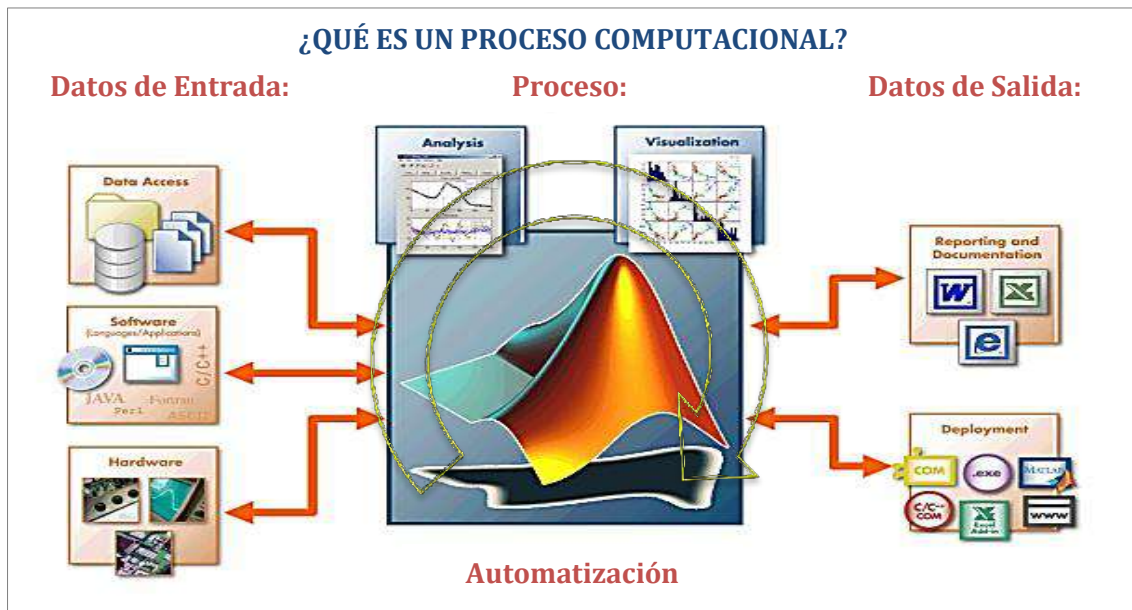


Figura 6.2. Esquema del Proceso Computacional seguido en el estudio.

4. Se realizó cambios en el formato de los datos; es decir, se cambió de formato ASCII a un formato MATRICIAL con el fin de optimizar la lectura de los mismos con el software matemático MATLAB, Figura 6.3.

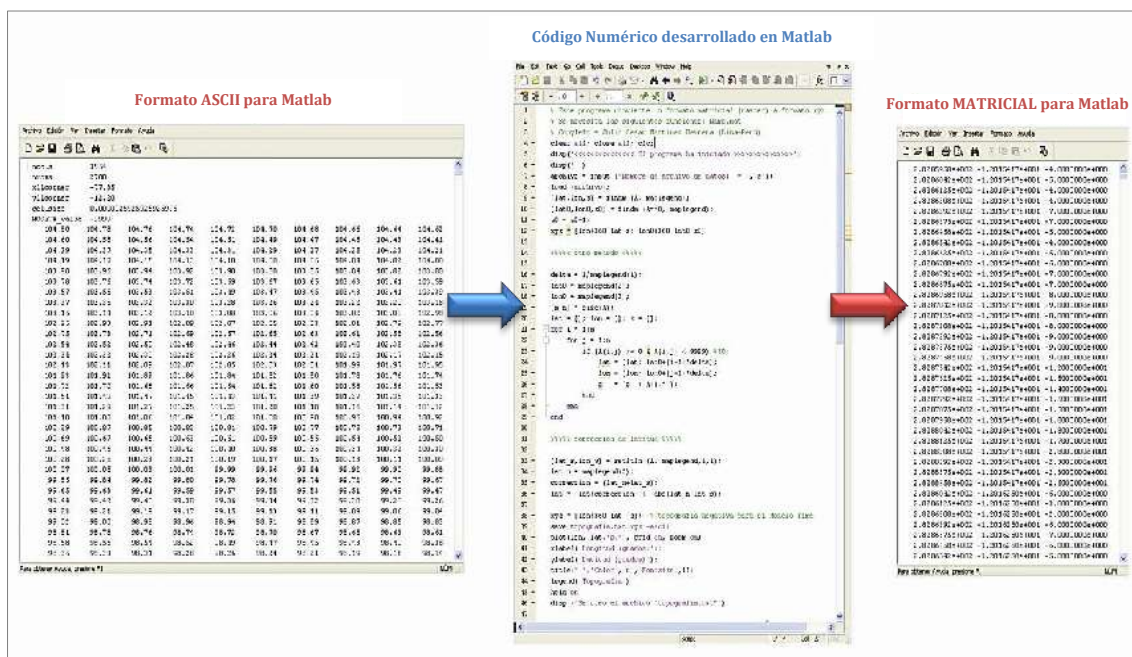


Figura 6.3. Optimización en la lectura de los datos en el software MATLAB.

6.2. EJECUCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO.

El procedimiento para realizar la simulación numérica de tsunamis es el siguiente:

1. Definir las grillas de estudio (4) en coordenadas geográficas (latitud y longitud), las mismas que fueron obtenidas con la ayuda de los programas GOOGLE EARTH y ARCGIS, Tabla 6.3.

	Sur (°)	Norte (°)	Oeste (°)	Este (°)
Grilla A	-19,001	-05,006	-85,001	-69,993
Grilla B	-12,998	-11,198	-78,998	-76,801
Grilla C	-12,300	-11,800	-77,550	-76,950
Grilla D	-12,065	-12,015	-77,215	-77,115

Tabla 6.3. Coordenadas de las grillas utilizadas en el modelado numérico.

La Grilla A es la de mayor tamaño, con una resolución espacial de 270 m, y ella contiene el área de ruptura del sismo. Las Grillas B y C son intermedias, con resoluciones espaciales de 90 m y 30 m respectivamente, ambas sirven de transición entre las Grillas A y D. Finalmente, la Grilla D es la de menor tamaño, y se encuentra a una resolución espacial de 10 m, y es en ella en donde se calcula el escenario de inundación, ver Figuras 6.4 y 6.5.

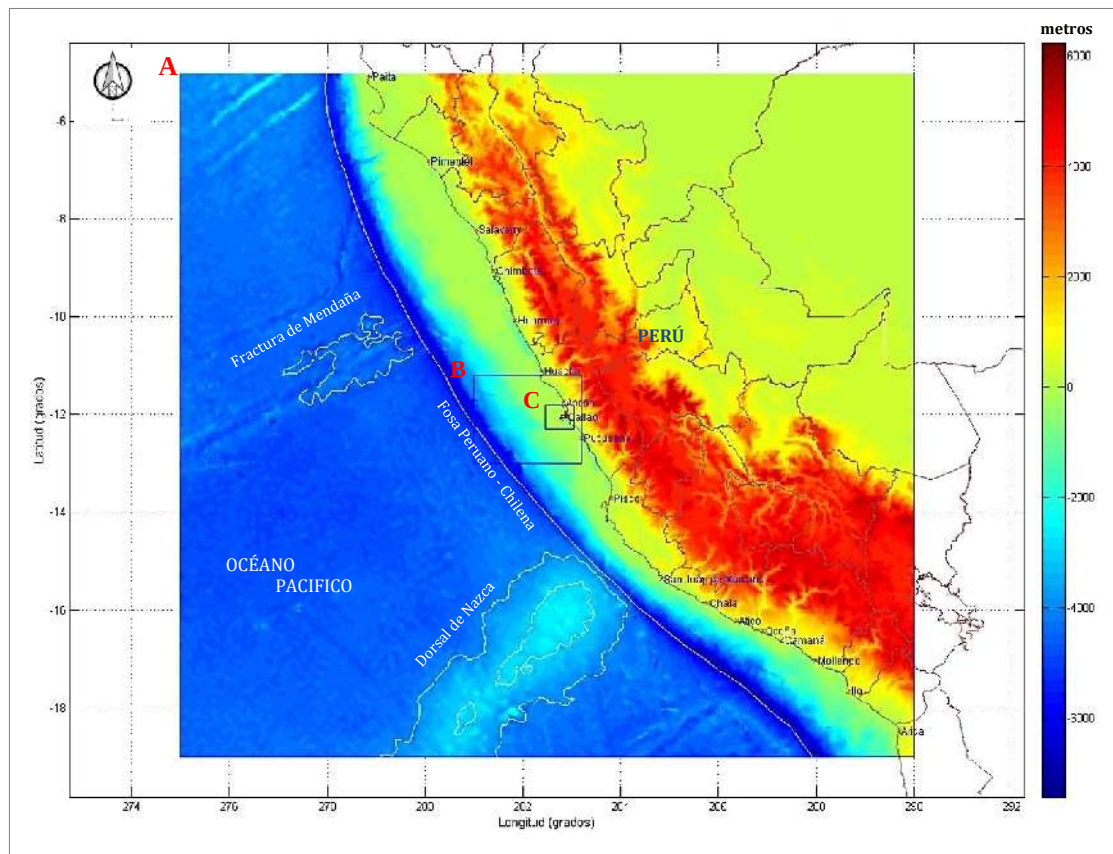


Figura 6.4. Ubicación Geográfica del área considerada en la Grilla A. Nótese que en la parte central de la misma se encuentran las grillas de menor dimensión.

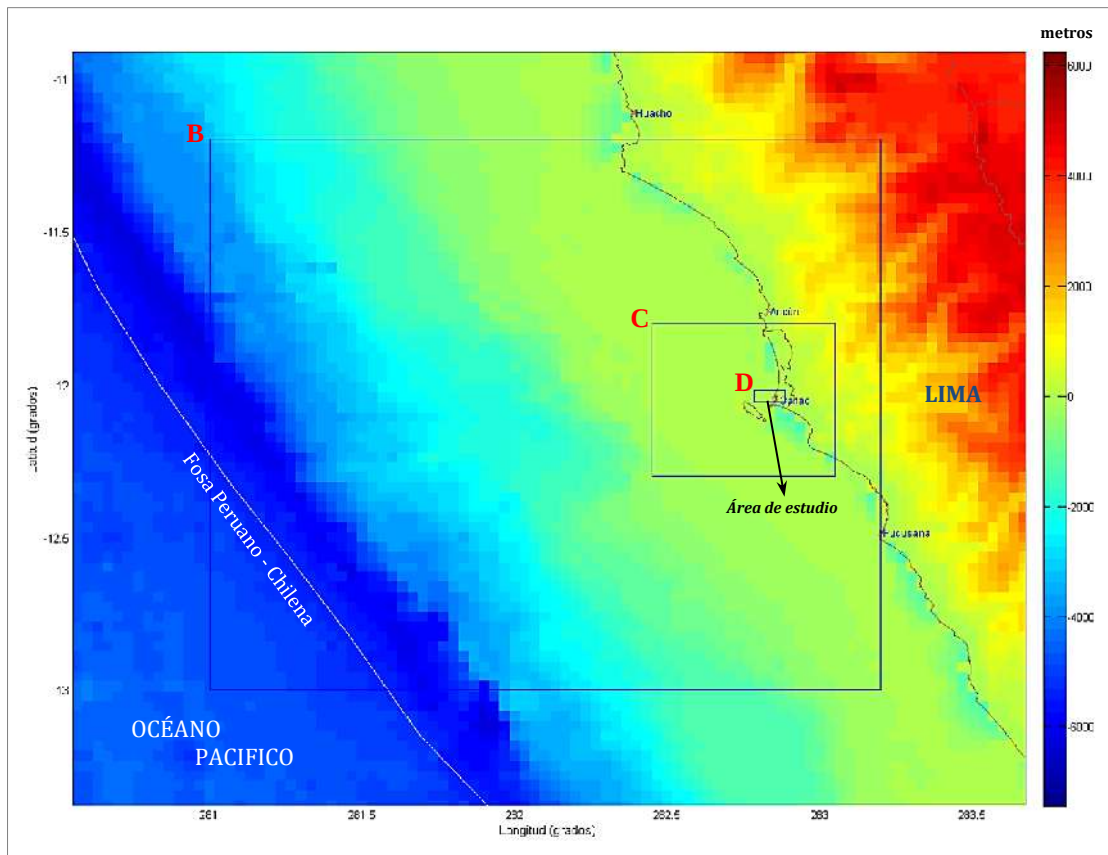


Figura 6.5. Ubicación geográfica de las Grillas B, C y D. Nótese la ubicación del área de estudio.

2. Introducir en el modelo numérico TUNAMI-N2 los datos batimétricos y topográficos correspondientes a las grillas empleadas con sus respectivas resoluciones espaciales. Todas deben estar en un formato matricial y correctamente georreferenciadas, ver Tablas 6.4 y 6.5.

BATIMETRÍA			
Nombre	Base de Datos	Resolución Espacial	Fase del Tsunami
Grilla A	Gebco08/Etopo1	270 m.	Generación y Propagación
Grilla B	Gebco08/Etopo1	90 m.	Propagación
Grilla C	Carta Batimétrica 223	30 m.	Propagación
Grilla D	Carta Batimétrica 2236	10 m.	Propagación e Inundación

Tabla 6.4. Datos Batimétricos utilizados en el modelado numérico.

TOPOGRAFÍA			
Nombre	Base de Datos	Resolución Espacial	Fase del Tsunami
Grilla A	Gebco08/Etopo1	270 m.	Generación y Propagación
Grilla B	Gebco08/Etopo1	90 m.	Propagación
Grilla C	SRTM-30	30 m.	Propagación
Grilla D	ASTER-GDEM, Levantamiento Topográfico y Catastral	10 m.	Propagación e Inundación

Tabla 6.5. Datos Topográficos utilizados en el modelado numérico.

3. Realizar un modelo digital de elevación para cada una de las grillas manteniendo su respectiva resolución. Esto se realizó empleando el software Matlab y Arcgis.

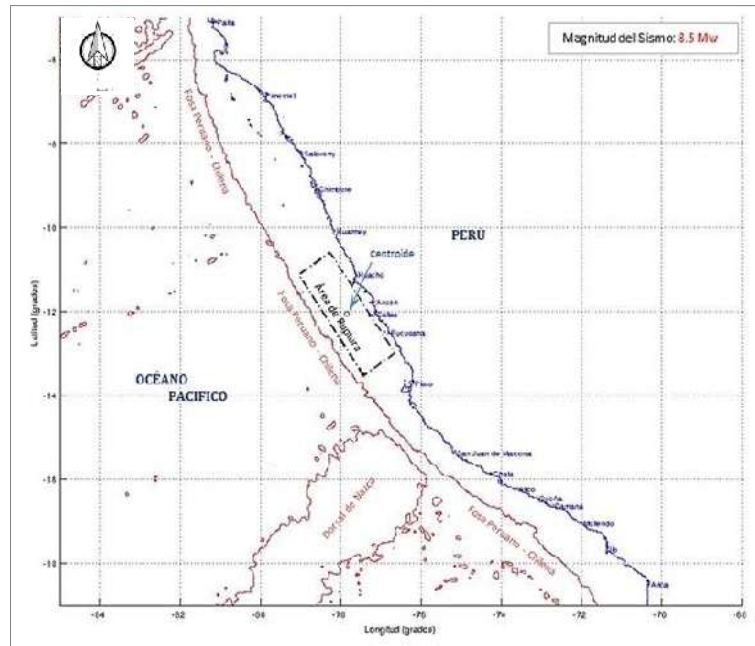


Figura 6.7. Ubicación geográfica del área de ruptura propuesta para un sismo de magnitud 8.5 Mw.

6. La condición inicial para la generación del tsunami (campo de deformación debido a la dislocación o falla geológica) se determina empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971), Figura 6.8. Se asume una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la componente vertical del campo de deformación del fondo marino. El modelo numérico predice para la deformación una altura máxima de 4,5 m, debido a un proceso conocido como “efecto pistón”, el mismo que desestabiliza la columna de agua para luego producir las ondas del tsunami, Figura 6.9.

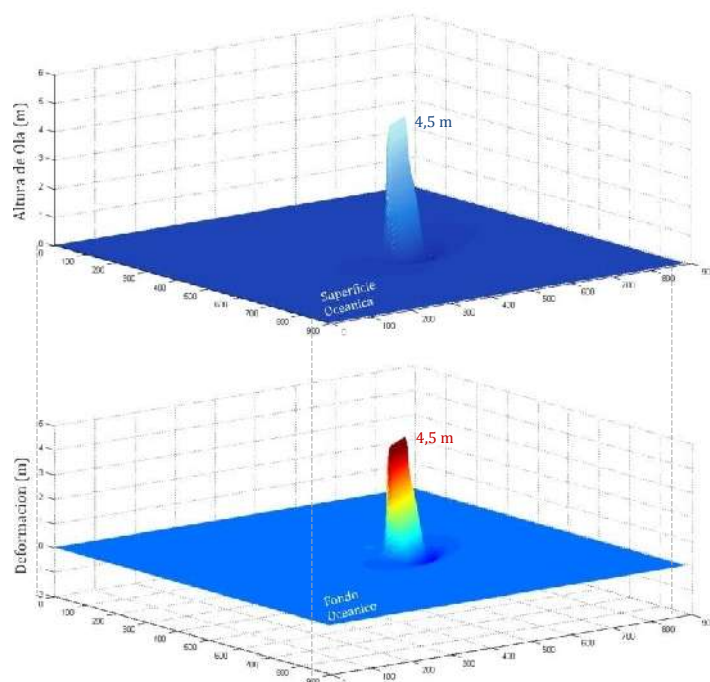


Figura 6.8. Deformación Oceánica debido a la dislocación o falla geológica, empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971).

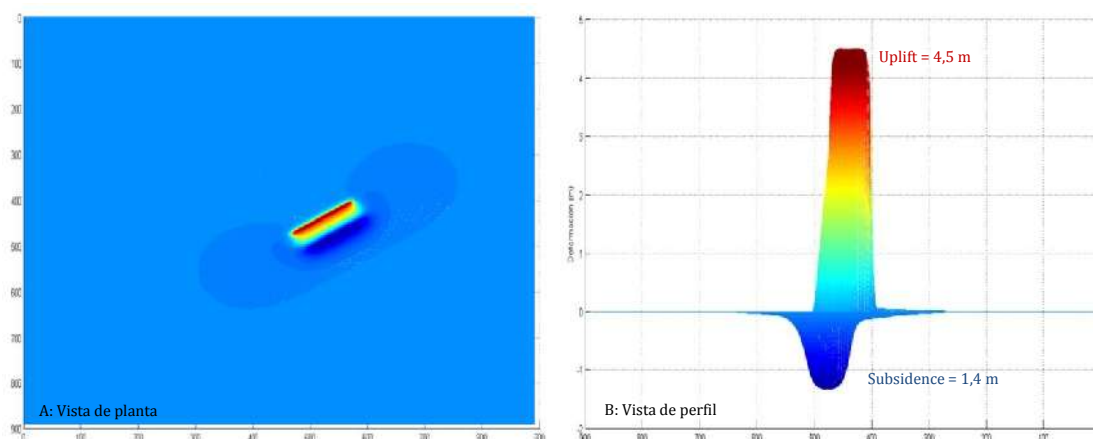


Figura 6.9. Representación de la Deformación Oceánica dentro del proceso conocido como efecto pistón.

7. Con la información disponible se procede a realizar la simulación del tsunami utilizando el modelo numérico TUNAMI N2, para el cual se empleó el valor de 0.025 como Coeficiente de Manning.
8. Luego se procede a discutir y analizar los resultados obtenidos en el modelado numérico con respecto a las observaciones macrosísmicas y tsunamigénicas correspondientes a otros tsunamis producidos en el pasado en esta región. Los resultados obtenidos deberán satisfacer mayoritariamente las observaciones.
9. Con los resultados obtenidos en el modelo y las validaciones respectivas se procede a elaborar el mapa de inundación teniendo en cuenta la ubicación del Terminal Portuario del Callao dentro del escenario sísmico y de tsunami propuesto, este será el producto final que se espera obtener.

6.3. SECUENCIA DE COMANDOS.

El modelo numérico se ejecuta en el software matemático Matlab, en el cual se debe crear un directorio de trabajo donde se encuentren los archivos del modelo numérico TUNAMI-N2 y los datos de Batimetría y Topografía.

A continuación, se detalla la secuencia de comandos empleados en la ejecución del modelo numérico TUNAMI-N2. Los códigos numéricos del mismo se encuentran en el ANEXO B.

- 1) **Código Numérico: nesting_grids.m**
 Permite delimitar las grillas anidadas A, B, C y D.
 Editar (de la línea 20 a 23) y ejecutar: nesting_grids.m
 Al ejecutar se creará el archivo: my_grids.m
 Nota: $0^\circ < \text{longitud} < 360^\circ$
- 2) **Código Numérico: making_grid_a.m**
 Leer indicación en la línea 9.
 (Con los datos de la region_a = [sur norte oeste este]).
 Editar y ejecutar: making_grid_a.m

- 3) **Código Numérico: extraer_xyz.m**
 Para obtener batimetría fina ejecutar: extraer_xyz.m.
 (Lee “archivo_batimetrico.dat”) → xyz.dat.
 Utilizar los límites de la región D.
 Nota: Batimetría (+)

- 4) **Código Numérico: extraer_topo.m**
 Para obtener la topografía fina (región D),
 Al ejecutar extraer_topo.m en forma automática se grabará un archivo de datos:
 Save xxx.mat A maplegend – mat.
 Nota: $-180^\circ < \text{longitud} < 180^\circ$

 Ejecutar: mat2vec.m (se crea el archivo “topofino.txt”).
 Añadir el archivo “topofino.txt” a “xyz.dat”.
 Nota: Topografía (-)

- 5) **Código Numérico: joint_depths.m**
 Editar joint_depths.m y modificar la línea 28.
 Utilizar los límites de la región A.
 Nota: el archivo de entrada es “xyz.dat”.
 Al ejecutar se creará el archivo: depths_xyz.dat.

- 6) **Se emplea el Programa SURFER para interpolación de grillas:**
 Escoger la ruta de depths_xyz.dat.
 Scattered Data Interpolación → General.
 Colocar los valores de las grillas A, B, C, D y los Ix, Jx.
 Output Grid File: Tipo → GS ASCII (*.grd).
 Cambiar de nombre: depths_x.grd.
 Se obtiene: depths_a.grd, depths_b.grd, depths_c.grd y depths_d.grd.

- 7) **Cambio de formato DSAA a Matlab**
 Ver línea 46 a 53 de "my_grids.m"
 grid_X = surf_mat ('depths_X.grd');
 Luego grabar: save grid_X.grd grid_X -ascii
 X = A, B, C, D (Grillas).

- 8) **Código Numérico: boundary_a.m**
 Ver línea 69 a 71 de "my_grids.m"
 grid_a = boundary_a (grid_a);
 Save grid_a.grd grid_a -ascii.

- 9) **Código Numérico: falla.m**
 Se obtiene parámetros estimados del área de ruptura (L, W, U) de acuerdo a la magnitud del sismo.

- 10) **Código Numérico: fault_plane.m**
 Al ejecutar se obtiene (I0, J0)
 Luego editar y cambiar los parámetros de “pfalla.inp”.

11) Código Numérico: deform.for

Modificar el programa “deform.for” (Línea 32: parámetros IA = xx, JA = xx).

Compilar y ejecutar el programa deform.for, desde un terminal en S.O. Linux:

```
ifort -o deform.out deform.for
./deform.out.
```

Se crea el archivo “deform_a.grd”.

12) Interpolar los dominios B, C, D.

Ver “my_grids.m”, línea 57 a 60 y línea 75 a 89.

Se obtiene: deform_X.grd $\rightarrow$ X = B, C, D.

13) Código Numérico: CFL_control.

Condición: $DT < \min(DTA, DTB, DTC, DTD)$.

Ver línea 7 de “tsunami.for”.

14) Código Numérico: tsunami.for

Editar tsunami.for y cambiar los parámetros Ix, Jx (x= A, B, C, D) (línea 3 y 4) de acuerdo a los valores de “my_grids.m”

Cambiar: LAB, LBC, LCD $\rightarrow$ (líneas 33 a 35)

Cambiar extremo sur de latitud en cada dominio: BLATX, X=A, B, C, D (líneas 40 a 43)

El tiempo de simulación total será: $T = KE * DT$ en segundos.

Donde:

KE = número de pasos.

DT = duración de cada paso. Para cambiar el número de pasos línea 8: KE.

KA = intervalo de tiempo entre cada marco del video.

La fricción entre el fluido y el terremoto está dado por el coeficiente de Manning:

FM = 0.025 (Ver línea 09 de tsunami.for)

15) Compilar y ejecutar el programa TSUNAMI.FOR

```
ifort -o tsunami.out tsunami.for
```

```
./tsunami.out
```

16) Código Numérico: anima.m

Para obtener una animación: anima.m

Para obtener los archivos *.png: animados.m

Para obtener un video: avi = png2avi (‘archivo’, ‘directorio’)

Ejemplo: avi = png2avi (‘callao.avi’, ‘D: \tsunami’)

17) Código Numérico: mom_a

Ejecutar: mom_a para ver un mapa de isócronas y una gráfica altura de ola vs longitud.

18) Código Numérico: mom_d

Ejecutar: mom_d para ver un mapa de inundación y un mareograma sintético para la zona de la grilla D.

IMPORTANTE:

Para obtener la resolución horizontal de 10 m. se debe realizar las siguientes modificaciones:

- | | | |
|---------------------------------|-----------|----------------------|
| a) Modificar “nesting_grids.m”: | línea 29: | dy = 0.333; |
| b) Modificar “making_grid_a.m”: | línea 6: | DA = 9/3600; |
| c) Modificar “deform.for”: | línea 32: | DA = 9.0*1853.0/60.0 |
| d) Modificar “tsunami.for”: | línea 6: | DELTA = 9.0/3600.0 |

En la Figura 6.10 se ilustra y explica secuencialmente la serie de comandos y procesos empleados en la ejecución del modelo numérico TUNAMI-N2.

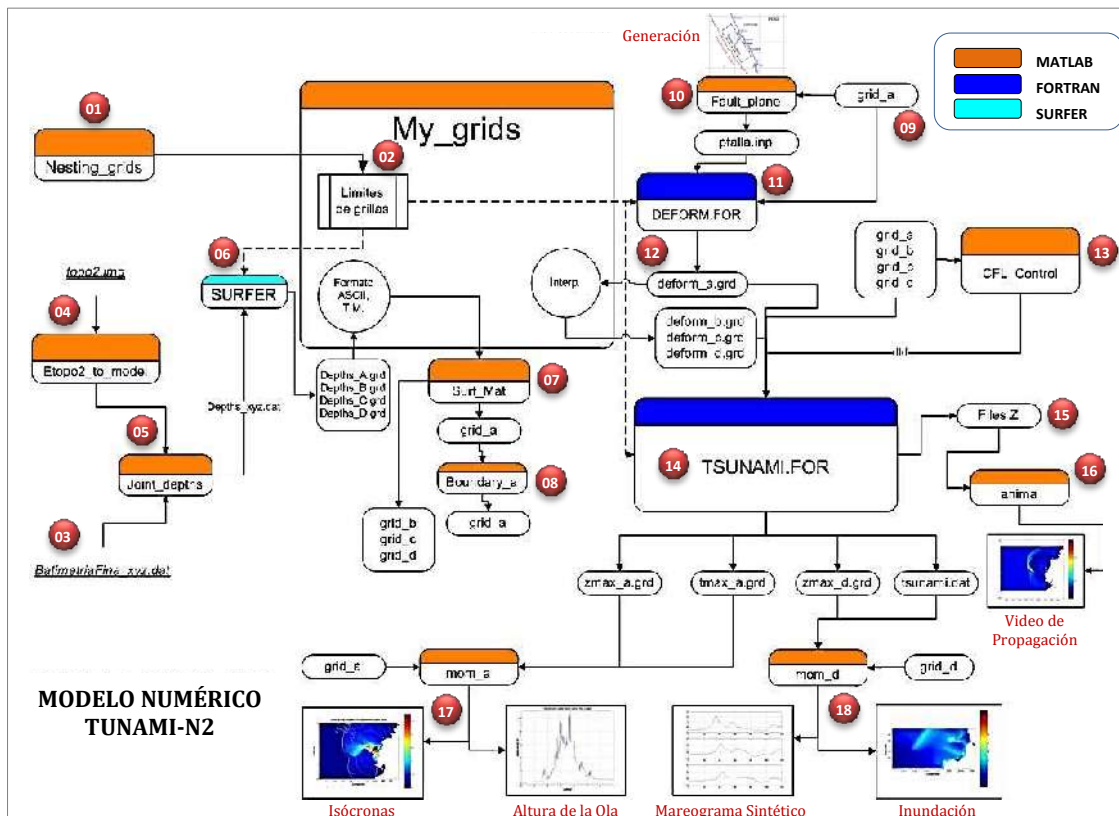


Figura 6.10. Esquema de la ejecución del modelo numérico TUNAMI-N2

CAPITULO VII

RESULTADOS

Con la finalidad de lograr mayor cobertura marítima y visualizar con mayor objetividad el ingreso de la onda de tsunami a la zona de estudio, en primer lugar se consideró un área mayor con resolución espacial de 30 metros empleando los mismos parámetros de fuente sísmica propuestos para un sismo de magnitud 8.5 Mw (ver página 69).

Estas consideraciones permitieron observar que las olas del tsunami al llegar a la isla San Lorenzo no se detienen, sino que la bordean, ocasionando que el frente principal en su proceso de propagación se divida en dos frentes para luego concentrar su energía en el distrito de La Punta, evidenciando mayor velocidad y altura de ola en esta zona. Este escenario a su vez, afecta al Terminal Portuario del Callao, con olas de mayor altura, tal como se muestra en la Figura 7.1.

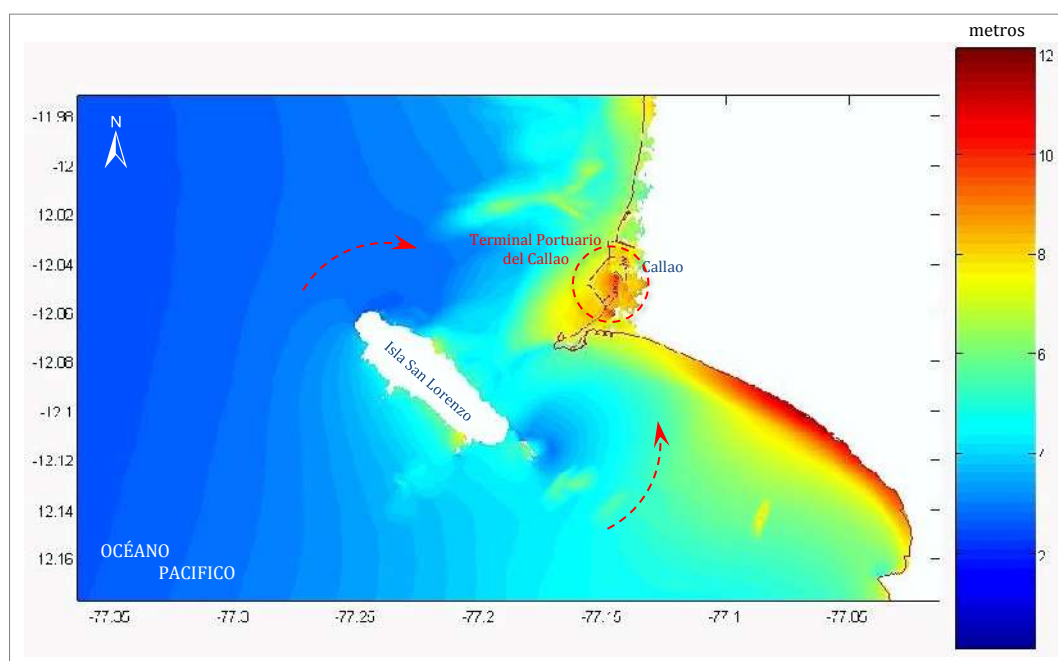


Figura 7.1. Mapa de inundación por tsunami, generado por un sismo de magnitud 8.5 Mw, para las zonas del Callao y Costa Verde.

En segundo lugar, se realizó la simulación numérica del tsunami para el área de estudio, propuesta en este estudio, empleando un modelo digital de elevación (MDE) con resolución espacial de 10 metros, el cual se generó en base a datos batimétricos, topográficos y catastrales, como se describió en el Capítulo V.

Además se emplearon los parámetros de fuente sísmica propuestos para un sismo de magnitud 8.5 Mw, a fin de caracterizar de la mejor manera el peligro y riesgo de inundación por tsunami que presenta el Terminal Portuario del Callao y para ello es necesario conocer los siguientes parámetros:

- Tiempos de arribo del tsunami.
- Altura de ola del tsunami.
- Mapa de inundación por tsunami.
- Longitud de inundación por tsunami
- Campo de velocidades del tsunami.

7.1. TIEMPOS DE ARRIBO DEL TSUNAMI.

El tiempo de arribo del tsunami a la costa varía según la ubicación del epicentro, la magnitud del sismo y la distancia entre el epicentro y el litoral costero. Para el escenario propuesto, los resultados obtenidos del modelo numérico TUNAMI-N2 estiman que el tiempo de arribo del tsunami para la zona del Callao (Terminal Portuario), Lurín y Pucusana sería entre 15 y 20 minutos, para la zona de Huacho y Pisco entre 20 y 25 minutos y para Huarmey y San Juan de Marcona, entre 35 y 40 minutos, ver Figura 7.2.

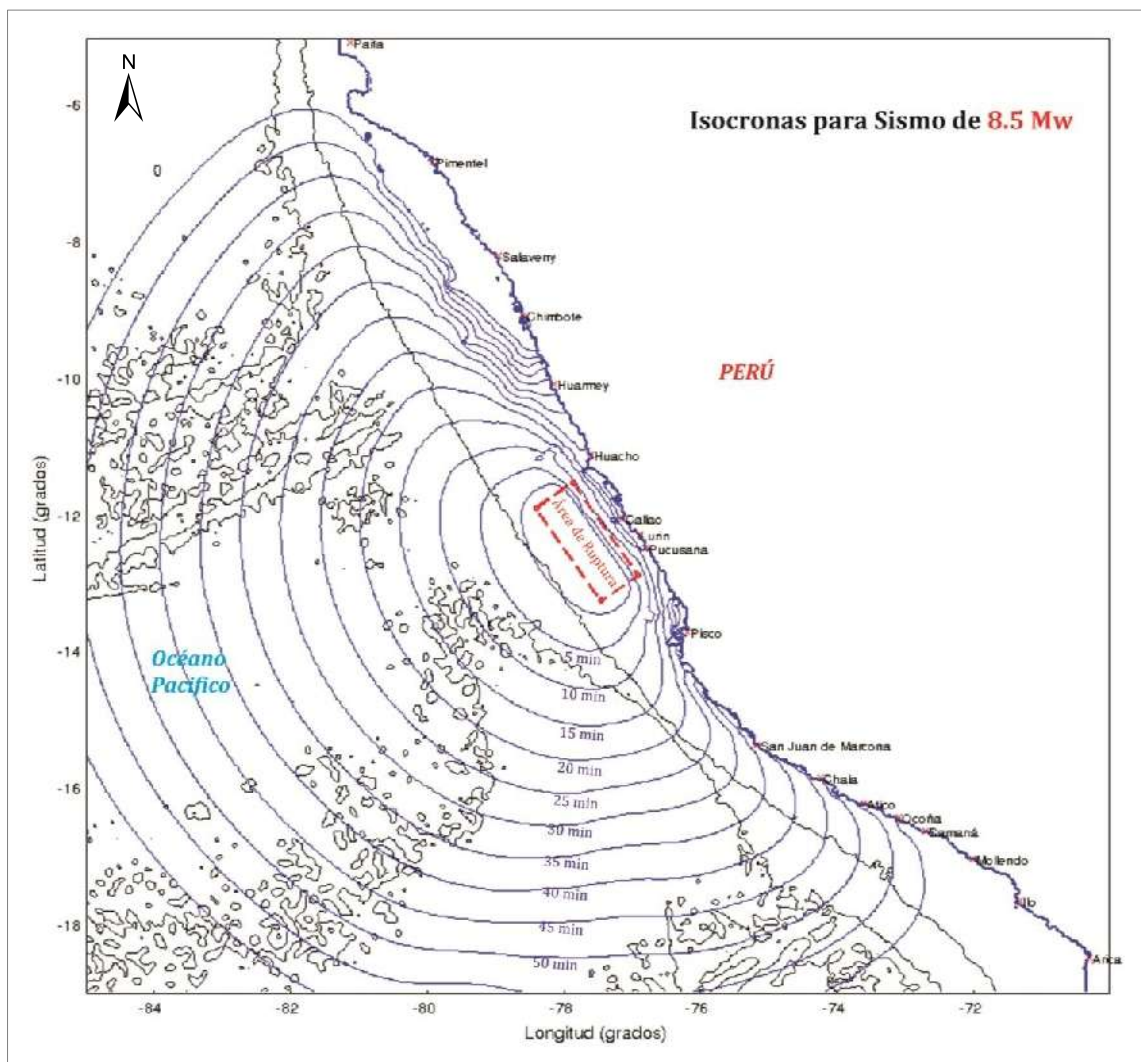


Figura 7.2 Mapa de Isócronas para el borde occidental del Perú.

La importancia de conocer el tiempo de arribo de las primeras olas de tsunami se transforma en una herramienta vital al momento de manejar la emergencia y dar la alerta temprana ante eventos de campo cercano.

7.2. ALTURA DE OLA DEL TSUNAMI.

Cuando la primera ola del tsunami se acerca a la costa (aguas someras), su velocidad disminuye drásticamente, desplazándose el resto a gran velocidad (aguas profundas), lo que genera un incremento en la energía del tsunami y en consecuencia también, la altura de la ola.

Para el escenario propuesto, los resultados obtenidos por el modelo numérico TUNAMI-N2 estiman que la altura de ola del tsunami sería de 1 a 2 metros en Chimbote, de 4 a 5 metros en Huarney, de 8 a 9 metros en Huacho, de 7 a 8 metros en el Callao (Terminal Portuario), de 3 a 4 metros en Pisco y de 1 a 2 metros en San Juan de Marcona respectivamente. En la Figura 7.3 se muestra la altura de olas en el área de estudio.

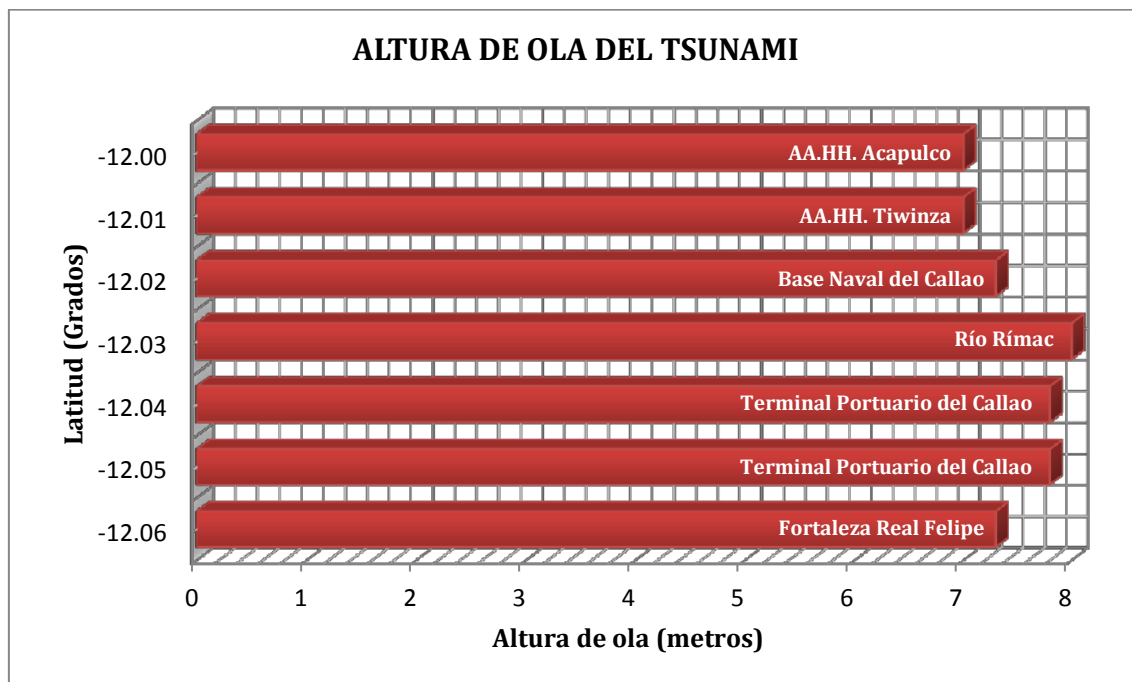


Figura 7.3. Altura de olas para la zona del Callao

En la Tabla 7.1, se muestra las alturas y los tiempos de arribo de la primera ola, obtenidos del modelo numérico para los dos puntos claves del presente estudio.

	Magnitud 8.5 Mw	
	Altura (m)	Tiempo (min)
Base Naval del Callao	7.3	18
Rio Rímac	7.8	18
Terminal Portuario del Callao	8.0	18

Tabla 7.1. Máxima altura de ola y tiempo de arribo de la primera ola en cada localidad.

Estos valores se encuentran dentro de los umbrales propuestos por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú y con los propuestos en el Proyecto SIRAD.

Debe tenerse en cuenta que la primera ola no siempre es la que causa mayores daños; por lo general, es la segunda o tercera ola las causan mayores daños.

7.3. MAPA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI.

El mapa de inundación por tsunami es la herramienta que permite definir los niveles de inundación máxima esperada para las principales zonas urbanas y portuarias del borde costero del Perú, es sumamente importante en el ámbito de la prevención y mitigación del impacto de un tsunami.

Basándose en el escenario sísmico propuesto y considerando los datos batimétricos, topográficos de alta resolución y el catastro por lotes del Callao se obtuvo el mapa de inundación por tsunami para el Terminal Portuario del Callao, el mismo que es gravemente afectado por olas con alturas entre 8 y 9 metros, ver Figura 7.4.

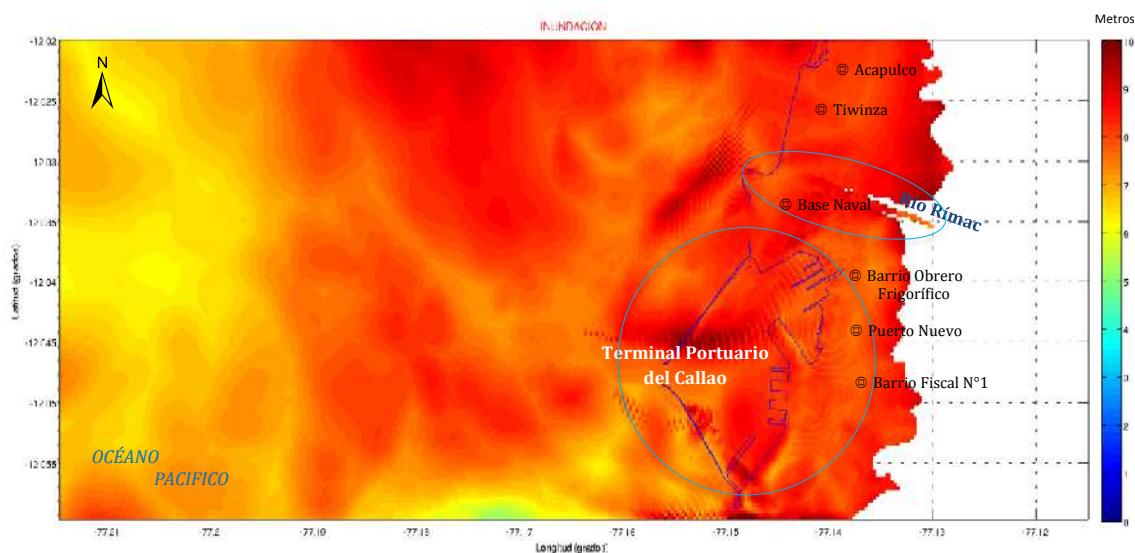


Figura 7.4. Mapa de Inundación obtenido para el área portuaria del Callao y el río Rímac.
La escala de alturas se presenta en el extremo derecho de la Figura.

En la Figura 7.5, se muestra el límite máximo de inundación en tierra por el tsunami, representado en el mapa por la zona de color rojo, y en ella se observa que la mayoría de las zonas colindantes del terminal portuario serían inundadas, el Barrio Fiscal N° 1, Puerto Nuevo, Barrio Obrero Frigorífico, Base Naval del Callao, y hacia el norte del río Rímac, las zonas de Sarita Colonia, Tiwinza y Acapulco.

Además, se observa una inundación longitudinal a lo largo del cauce del río Rímac, alrededor de 2.1 km, esto se puede explicar debido a la baja pendiente que presenta el cauce del río. La inundación hacia aguas arriba es posible determinarla principalmente debido a la alta resolución de los datos topográficos, con los cuales se caracterizó apropiadamente el cauce del río.

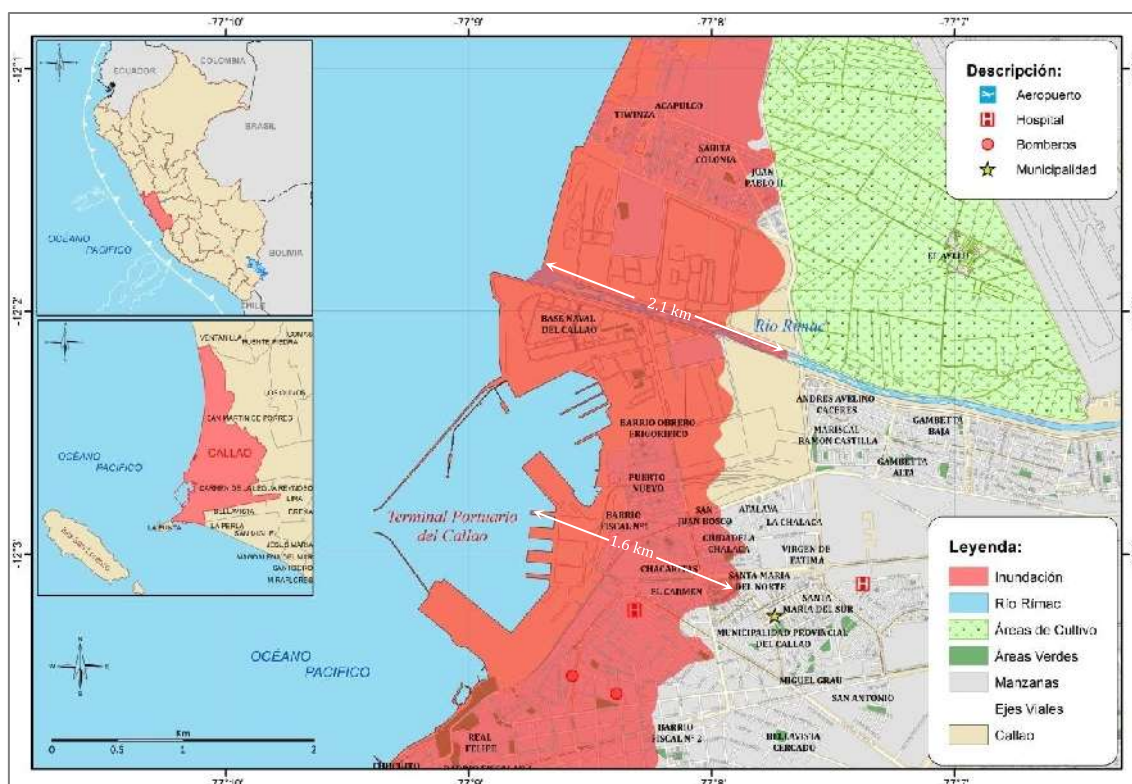


Figura 7.5. Mapa del área inundable por tsunami en el área portuaria del Callao y el río Rímac.

El mapa de inundación tiene una aplicación directa en la planificación urbana que ejecuta la autoridad municipal y en la elaboración de los planes de evacuación y protección civil.

La importancia de conocer las áreas potencialmente inundables es manejar las zonas de riesgo y seguras, estas zonas deberían poseer un ordenamiento territorial diferenciado por el peligro de un tsunami.

7.4. LONGITUD DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI

Los mapas de inundación por tsunami indican las zonas potencialmente inundables, así como, la línea de inundación máxima, independientemente de la cota topográfica. Estos mapas son herramientas útiles para la previsión, prevención y mitigación ante la ocurrencia de tsunamis. La línea de inundación máxima se obtuvo empleando el modelo numérico TUNAMI-N2.

En la Figura 7.6 se muestra la imagen satelital del distrito del Callao y la línea de inundación máxima (color rojo) para un tsunami generado por un sismo de magnitud 8.5 Mw. Observándose que en el Terminal Portuario del Callao la inundación horizontal llegará a 1.4 km y en el cauce del río Rímac se observa la presencia de un menisco el cual alcanza una longitud de inundación de 2.1 km, desde la línea de costa, esta longitud máxima de inundación en el cauce del río Rímac nos indica un probable punto de embalse producido por materiales arrastrados por el tren de olas del tsunami.



Figura 7.6. Mapa de inundación longitudinal por tsunami para el área portuaria del Callao y el río Rímac.

7.5. CAMPO DE VELOCIDADES DEL TSUNAMI.

Teniendo en consideración que la velocidad de propagación es función de la profundidad del fondo oceánico, la onda de tsunami se acelera cerca del Terminal Portuario debido a la mayor profundidad que este presenta.

La velocidad de desplazamiento en costa depende principalmente de la topografía y de la diversidad de construcciones existentes en el área de estudio, para la topografía se consideró un promedio de rugosidad macro de 0.025 (coeficiente de rugosidad de manning).

Los resultados obtenidos por el modelo numérico TUNAMI-N2 permiten considerar valores de velocidad de hasta 36 km/hora (10 m/seg) en el Terminal Portuario del Callao y de 32 km/hora (9 m/seg) en el cauce del río Rímac, debido a la baja pendiente que presenta el cauce del río. En los Asentamientos Humanos Acapulco y Tiwinza las velocidades obtenidas fluctúan entre los 25-30 km/hora (7-8 m/seg) y en las zonas urbanas de Puerto Nuevo, el Barrio Fiscal N° 1 y Barrio Obrero Frigorífico las velocidades obtenidas varían entre los 20-25 km/hora (6-7 m/seg). Así mismo, se destaca la peligrosidad de la velocidad en la Base Naval del Callao donde se presenta una velocidad superior a 27 km/hora (7.5 m/seg) ver Figura 7.7.

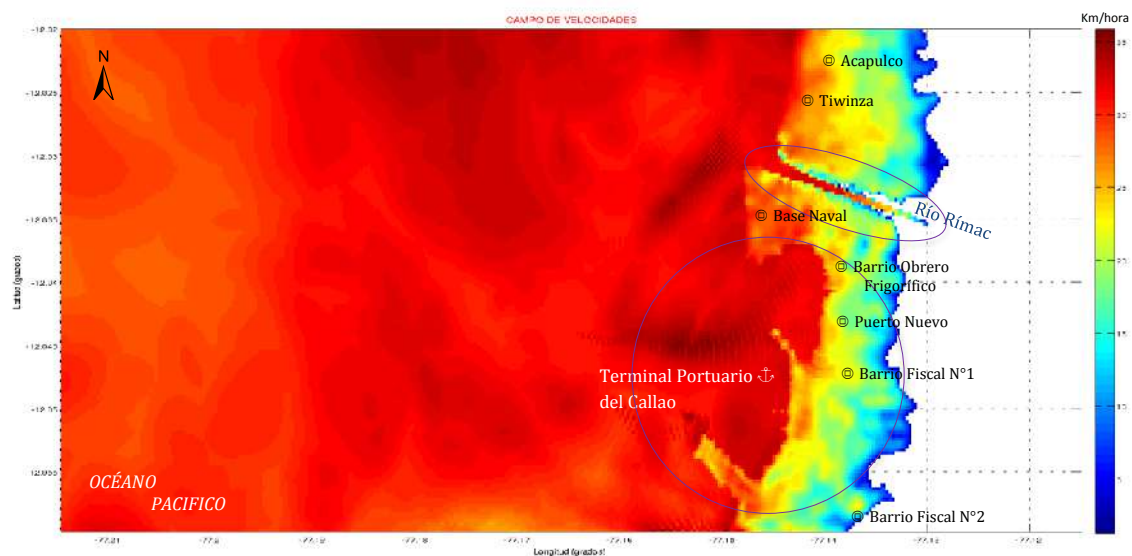


Figura 7.7. Campo de velocidades de inundación en la zona costera del terminal portuario del Callao y río Rímac. La escala de velocidades se presenta en el extremo derecho de la Figura.

Con los valores de velocidad de propagación se logra inferir los probables desplazamientos de los contenedor y barcos que se encuentran ubicados en el Terminal Portuario, los cuales saldrían lanzados hacia la zona costera causando daños a las edificaciones que se encuentren en su trayectoria, ver Figura 7.8, similar al escenario presentado en Japón después del Tsunami del 2011.



Figura 7.8. Desplazamiento de contenedor y barcos tras el tsunami de Japón del 2011.

7.6. VALIDACIÓN.

Para la validación de los resultados obtenidos en este estudio fue necesario realizar el modelado numérico del tsunami de Camaná del 2001 (Arequipa), el cual presenta cierta similitud con el escenario presentado en este estudio y además cuenta en detalle con una base de datos de la zona afectada por el tsunami (Informe Técnico: El Tsunami del 23 de Junio del 2001, el hundimiento cosísmico de la costa sur de Perú y la Mitigación de desastres). En la Figura 7.9 se muestra el mapa de inundación propuesto en este informe.



Figura 7.9. Mapa de inundación, el área naranja es la zona de inundación producida por el tsunami del 2001. Ocola (2006)

En el tsunami del 2001 se observó que el cauce del río Camaná fue afectado por las olas del tsunami, las cuales aprovecharon su cauce para un mayor desplazamiento, los resultados obtenidos por el modelado numérico se presentan en la Tabla 7.2.

	TUNAMI-N2	IN-SITU
Inundación en el Delta del Valle de Camaná	2500 m	2300 m
Inundación en el cauce del río Camaná	1500 m	1430 m
Altura máxima de inundación	8.0 m	8.2 m

Tabla 7.2. Comparación de los resultados del modelo numérico TUNAMI-N2 para el tsunami de Camaná de 2001

Los detalles de este modelado numérico se describen en el Anexo C.

CAPITULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este capítulo se presenta una síntesis de las conclusiones obtenidas, las cuales satisfacen los objetivos planteados en este estudio. Así mismo, se plantean recomendaciones para profundizar el proceso de investigación y realizar una adecuada gestión del riesgo.

8.1. CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones del presente estudio son:

1. Se proporcionaron los elementos conceptuales y metodológicos relacionados con la dinámica de las tres fases de un tsunami (generación, propagación e inundación) los cuales son útiles para comprender este fenómeno natural “*TSUNAMI*”.
2. Las modificaciones realizadas en el modelo numérico TUNAMI-N2 permitieron básicamente acelerar el procesamiento de datos, obteniendo resultados en un tiempo menor. Así mismo, el cambio al Sistema Operativo Linux contribuyó con este objetivo. Los resultados se muestran en la Tabla 8.1.

	Windows	Linux
Hora del Inicio	09:00 a.m.	09:00 a.m.
Hora del Final	05:00 p.m.	11:00 a.m.
Tiempo Total	08 horas	02 horas

Tabla 8.1. Resultados de tiempos empleados por ambos sistemas operativos al ejecutar/compilar el modelo numérico TUNAMI-N2

3. Para realizar el modelado numérico del tsunami se demostró que es importante la información batimétrica y topográfica de alta resolución espacial (datos a menos de 10 metros) para elaborar el Modelo Digital de Elevación (MDE). Este modelo permitió realizar una adecuada caracterización del comportamiento del tsunami en áreas costeras específicas (puertos, ríos, islas, etc.). Además, en este estudio se demostró, que empleando un MDE con resolución espacial de 30 metros no es posible apreciar la influencia de la profundidad (calado) del Terminal Portuario del Callao; así como la relevancia del río Rímac en el escenario de inundación por tsunami, lo cual se logró con el MDE de resolución espacial igual a 10 metros.
4. Ejecutando el modelo numérico TUNAMI-N2 y empleando información batimétrica y topográfica de alta resolución se obtuvo el mapa de inundación por tsunami para el Terminal Portuario del Callao y zonas adyacentes, el mismo que será empleado para efectos de una adecuada gestión del riesgo por tsunami.

5. De acuerdo a los resultados obtenidos en el modelado numérico para un posible tsunami generado por un sismo de magnitud 8,5 Mw, el Terminal Portuario del Callao sería gravemente afectado por olas de hasta 8 metros de altura, que arribarían a la zona costera en un tiempo de 18 minutos aproximadamente, logrando una inundación longitudinal de 1,5 km con una velocidad de desplazamiento de 36 km/hora, en la Tabla 8.2 se aprecia una comparación de los resultados obtenidos para el Terminal Portuario, el río Rímac y la Base Naval.

	Magnitud 8.5 Mw			
	Tiempo (min)	Altura (m)	Velocidad (km/hora)	Inundación (km)
Base Naval del Callao	18	7,3	27	1,8
Rio Rímac	18	8,0	32	2,1
Terminal Portuario del Callao	18	7,8	36	1,5

Tabla 8.2. Resultados obtenidos para el probable escenario de tsunami en la zona de estudio.

Con estos valores se infiere que los trabajadores y las personas que se encuentren en el Terminal Portuario o en sus cercanías tendrían un tiempo estimado de 18 minutos para evacuar la zona costera antes de quedar completamente inundada por las olas del tsunami. Así mismo, el valor de velocidad de propagación plantea como posible escenario el desplazamiento de container y barcos que se encuentran en el Terminal Portuario, estos serían lanzados hacia la zona costera causando daños a las edificaciones que se encuentren en su trayectoria.

El cartografiado de las zonas inundables y de mayor riesgo, permite considerar que el Terminal Portuario del Callao es altamente vulnerable; así como, la Base Naval del Callao, La Fortaleza del Real Felipe, Los Asentamientos Humanos: Acapulco, Tiwinza, Sarita Colonia, Juan Pablo II, Barrio Obrero Frigorífico, Puerto Nuevo, San Juan Bosco, Ciudadela Chalaca, Chacaritas, El Carmen y las Urbanizaciones de Chucuito y el Barrio Fiscal N°1.

6. El estudio de los tsunamis es básico para comprender y evaluar el peligro, la vulnerabilidad y el riesgo al que están expuestas las localidades costeras, Si bien es cierto, con respecto al peligro por tsunami, las autoridades se basan en las cartas de inundación, como medida de prevención, las cuales son muy útiles para estimar el máximo desplazamiento en tierra de un tsunami pero son desarrolladas a escala regional, departamental mas no a una escala menor, por ende carecen de un análisis de áreas específicas, de cómo afectaría un tsunami a un determinado ente localizado, en este caso al Terminal Portuario del Callao, a la desembocadura y al cauce del río Rímac, con lo cual, se demostró que las consecuencias de una mayor o menor inundación por el cauce de un rio deben ser analizadas independientemente debido a la gran diversidad de estos a lo largo de la costa peruana.
7. Respecto al río Rímac, se observó una inundación longitudinal a lo largo del cauce de 2.1 km, esto se puede explicar debido a la baja pendiente que presenta el cauce del río. Esta longitud de inundación en el cauce del río Rímac nos indica un probable punto de embalse producido por materiales arrastrados por el tren de olas del tsunami. La inundación hacia aguas arriba es posible determinarla principalmente debido a la alta resolución de los datos topográficos, con los cuales se caracterizó apropiadamente el cauce del río.

8. Se proporcionó una metodología para generar mapas de inundación a partir del modelado numérico de tsunami. Estos mapas, en la actualidad, son herramientas útiles para la previsión, prevención y mitigación ante la ocurrencia de tsunamis.

La importancia de obtener mapas de inundación es conocer las áreas potencialmente inundables para el manejo de zonas de riesgo y seguras, estas zonas deberían poseer un ordenamiento territorial diferenciado por el peligro de un tsunami.

9. Los resultados obtenidos del modelo numérico TUNAMI-N2 sugieren que la isla San Lorenzo no se comporta como una barrera de protección natural para el distrito de la Punta y El Callao. Considerando al tsunami como un tren de ondas de periodo largo y de gran amplitud, se producirá el fenómeno de refracción, el tren de ondas bordeará la isla y se formarán dos frentes de onda, uno procedente de la parte sur de la isla y el otro frente desde la parte norte. Ambos frentes de onda arribarían al distrito de La Punta simultáneamente y se producirá una superposición de ondas, lo cual incrementa el peligro.
10. Se analizó, discutió y validó el modelado numérico del tsunami de Camaná del 2001, el cual, es empleado como parámetro de validación por comparación para el escenario propuesto en este estudio. Los resultados obtenidos por el modelado numérico del tsunami de Camaná del 2001 se presentan en la Tabla 8.3.

	TUNAMI-N2	IN-SITU
Inundación en el Delta del Valle de Camaná	2500 m	2300 m
Inundación en el cauce del río Camaná	1500 m	1430 m
Altura máxima de inundación	8.0 m	8.2 m

Tabla 8.3. Comparación de los resultados del modelo numérico TUNAMI-N2 para el tsunami de Camaná de 2001

Los resultados obtenidos en el presente estudio corresponden a un modelo matemático que, en cierta medida, están validados por la comparación de resultados análogos de inundaciones y por mareogramas sintéticos.

8.2. RECOMENDACIONES.

Las recomendaciones que se pueden brindar en base al estudio realizado, son las siguientes:

1. Para realizar un modelado numérico de tsunami y obtener resultados óptimos se necesita los siguientes requisitos:
 - a) Tener conocimientos sobre parámetros de la fuente sísmica a considerarse en el escenario y pueden ser deducidos de la información histórica disponible y de los catálogos sísmicos.
 - b) Tener una resolución espacial mínima en batimetría y topografía para la zona de inundación de 10 m.

2. Trabajar en el Sistema Operativo Linux, para una mayor rapidez en el procesamiento de datos y tiempo de compilación del modelo numérico TUNAMI-N2.
3. Analizar la influencia de los ríos en zonas de inundación por tsunami, debido a que su presencia puede generar una mayor o menor inundación. Los ríos, deben ser analizadas independientemente debido a la gran diversidad de estos a lo largo de la costa peruana.
4. Generar una base de datos de mapas de inundación, con diversos escenarios, a partir de diferentes parámetros de fuente sísmica. Estos mapas serán de gran utilidad para la implementación de un sistema de alerta temprana de tsunamis.

En el campo de la seguridad ciudadana las recomendaciones son:

1. Si se habita la zona costera y percibes un sismo lo suficientemente fuerte como para agrietar paredes, o que impida mantenerse en pie, es probable que dentro de los próximos 20 minutos suceda un tsunami.
2. Si eres alertado de la proximidad de un tsunami, mediante un aviso de autoridades competentes, busca refugio en alturas superiores a 20 metros.
3. Si ves que el mar se recoge, aléjate a un lugar seguro en altura. Frecuentemente los tsunamis se presentan primero como un recogimiento del mar, el que deja visible grandes extensiones del fondo marino. En unos minutos el tsunami llegará con una gran velocidad y no se podrá huir.
4. Si se encuentran en una embarcación o nave cuando son alertados de la proximidad de un tsunami o sienten un fuerte sismo, de inmediato y sin dudar un instante, dirijan lo más rápido posible su embarcación o nave mar adentro, dado que un tsunami es destructivo sólo cerca de la costa; de hecho a unas 3 millas de la costa y sobre una profundidad mayor de 150 metros. Uds. podrían considerarse seguros.
5. Un tsunami puede penetrar por un río o estero varios kilómetros tierra adentro; por lo tanto, aléjese de ríos y esteros.
6. Si en el lugar en que vives no hay cerca suficientes alturas, los pisos altos de un edificio pueden ser una evacuación alternativa.
7. Un tsunami puede tener hasta 10 o más ondas destructivas en un lapso de hasta 12 horas; procura, tener a la mano frazadas o abrigo y una radio.
8. No vuelvas a los lugares potencialmente amenazados hasta que una autoridad responsable indique que el peligro ha terminado.
9. Elaborar un plan de evacuación en caso de encontrarte en la playa o en un lugar cercano a la costa.

BIBLIOGRAFÍA

1. Adriano, B., Koshimura, S., (2012). Source Inversion and Inundation Modeling Technologies for Tsunami Hazard Assessment, Case Study: 2001 Peru Tsunami. The International Symposium for CISMID 25th Anniversary. Paper No. TS-4-1.
2. Atwater, B.; Cisternas, M.; Salgado, I.; Machuca, G.; Lagos, M.; Eipert, A. y Shishikura, M. (2003). Incubation of Chile's 1960 Earthquake. Eos Transaction AGU, 84(46), Fall Meet. Suppl., 2003, Abstract G22E-01.
3. Carpio J. & Tavera H. (2001). Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú, basado en el Catalogo de Gusiakov. Instituto Geofísico del Perú.
4. Carpio, J., Zamudio, Y. (2002). Características Generales del Tsunami asociado al Terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001 (Mw=8.2). Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de junio de 2001. p. 121-128.
5. Chlieh M., Perfettini H., Tavera H., (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 116.
6. Cisternas, M. (2005). Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del Sur de Chile durante los dos últimos milenios. Revista de Geografía Norte Grande, N° 33, p. 19-31.
7. Condori, C. y Tavera H. (2011). Áreas Probables de Ruptura Sísmica en el Borde Occidental del Perú, a partir de la Variación del Parámetro "B", Instituto Geofísico del Perú.
8. Dorbath D., Cisternas A. (1990). Assessment of the Size of Large and Great Historical Earthquakes in Perú. Bulletin of the Seismological of America, Vol. 80, N°3, pp. 551-576.
9. Goto y Ogawa, (1992). Numerical Method of Tsunami simulation with the leapfrog scheme. Tohoku University.
10. Guardia P. y Tavera H., (2011). Determinación de la Superficie de Acoplamiento Sísmico Interplaca en el Borde Occidental del Perú. Instituto Geofísico del Perú.
11. Gusiakov, V., K., (2001). Basics Pacific tsunamis catalog and database, 47 BC-2000 AD: results of the first stage of the project. Proceedings of the International Tsunami Symposium, August 7-9, 2001, Seattle, USA, PMEL/NOAA, pp 263-272.
12. Gusiakov, V., K., (2005). Tsunami generation potential of different tsunamigenic regions in the Pacific. Marine Geology. 215, 3-9.
13. Imamura F. (2006). Tsunami Modelling Manual. Tsunami Engineering School of Civil Engineering, Asian Inst. Tech. and Disaster Control Research Center, Tohoku University.

14. IUGG/IOC (1997). Time Project IOC Manuals and Guides No. 35. Numerical method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme. París, Unesco. 101 p.
15. Iwasaki, T. y Mano, A. (1979). Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description .Twenty-sixth Conference on Coastal Engineering, Tokyo, p. 70-74.
16. Jarvis A., Reuter, A. Nelson, E. Guevara, (2006). Hole-filled seamless SRTM data V3, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>.
17. Koshimura S. (2009). Tunami–Code Tohoku University’s Numerical Analysis Model for Investigation of Tsunami. Disaster Control Research Center School of Engineering, Tohoku University.
18. Kulikov, E., Rabinovich, A., Thomson, R. (2005). Estimation of Tsunami Risk for the Coasts of Peru and Northern Chile. Natural Hazards vol. 35, p. 185-209.
19. Mansinha, L., Smylie, E. (1971). The displacement field of inclined faults. Bulletin of the Seismological Society of America, V. 61, No 5, pp. 1433-1440.
20. Nanayama, F.; Satake, K.; Furukawa, R.; Shimokawa, K.; Atwater, B.; Shigeno, K. y Yamaki, S. (2003).Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. Nature, N° 424, p. 660-663.
21. Ocola L. (2006). El Tsunami del 23 de Junio del 2001, el hundimiento cosismico de la costa sur de Perú y la Mitigación de desastres. Instituto Geofísico del Perú
22. Okal, E., Dengler, L. (2002). Field Survey of the Camaná, Perú Tsunami of 23 June 2001. Seismological Research Letters, vol. 73, number 6, p. 907-920.
23. Ortega, E., Jiménez, C., (2008). Revista de Tsunamis. Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. Web: www.dhn.mil.pe
24. Papazachos, B., (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, p. 1482-1489.
25. Satake, K. y Tanioka, Y. (2003).The July 1998 Papua New Guinea earthquake: Mechanism and quantification of unusual tsunami generation. Pure and Applied Geophysics, 160(10-11), p. 2087- 2118.
26. Silgado, E. (1978). Historia de los Sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Boletín N° 3. Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú.
27. Smith, W., Sandwell, D. (2006). (ETOPO2v2) 2-minute Gridded Global Relief Data. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html>

28. Talandier J., (1993). French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT). Natural Hazards and Earth System Sciences 7, p. 237256.
29. Tavera H. (2006), Catalogue of Focal Mechanisms of Peruvian Earthquakes 1993 Instituto Geofísico del Perú, volume especial n°6 p 89-102
30. Tavera H. y Bernal I., (2005), Distribución especial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. Instituto Geofísico del Perú.

ANEXO A

MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2

MODELO NUMÉRICO TUNAMI-N2

A continuación se proporciona la traducción del Código TUNAMI-N2, Koshimura (2009).

1. INTRODUCCIÓN.

Actualmente, se hace muy general a la modelo de propagación del tsunami y el nivel de inundación por modelos numéricos.

El Centro de Investigación y Control de Desastres de la Universidad Tohoku proporciona un código fuente del modelo numérico de tsunami basado en la teoría no lineal de agua superficial como una actividad del proyecto TIME (Tsunami Inundation Model Exchange).

Este artículo tiene como objetivo proporcionar las herramientas para una mejor comprensión del modelo numérico TUNAMI-N2.

2. TEORÍA DE AGUAS POCO PROFUNDAS.

2.1. TEORÍA DE AGUAS POCO PROFUNDAS EN 2-D

2.1.1. ECUACIONES GOBERNANTES

Se considera un fluido incompresible de densidad ρ con la ecuación de continuidad (1) y las ecuaciones de Euler (2) y (3) en 2 dimensiones que describen cómo la velocidad y la presión de un fluido en movimiento están relacionadas. Aquí, se desprecie los efectos de la viscosidad del fluido que se incluyen en las ecuaciones de Navier-Stokes.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = F_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = F_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

Se tiene dos variables independientes en las ecuaciones de Euler, las coordenadas X y Z de dominio horizontal y vertical. Hay tres variables dependientes, la presión p , y dos componentes del vector de velocidad, la componente u es en la dirección x, y w es la componente en la dirección z. F_x y F_z son los términos de fuerzas externas. En general, las fuerzas dominantes para la dinámica de las olas del océano son la gravedad que da lugar a la gradiente de presión, la flotabilidad, las mareas, la fuerza de Coriolis, que resulta del movimiento de rotación de la tierra, y la fricción con la fuerza del viento. Por simplicidad, se considera sólo la gravedad $F_z = -g$.

2.1.2. CONDICIONES DE CONTORNO

Teniendo en cuenta el sistema de coordenadas mostrado en la Figura 1, las ecuaciones anteriores deben satisfacer las siguientes condiciones de contorno:

- (i) la presión atmosférica en la superficie libre es cero.
- (ii) la partícula de agua en la superficie o parte límite inferior libre en el momento t debe permanecer en cada límite en el momento $t + \delta t$.

Desde el punto de vista cinemático, estas condiciones de contorno son llamadas "derivadas de Lagrange de las partículas de agua en la superficie libre ($z = \eta(x, t)$) y en el fondo inclinado ($z = -h(x)$) debería ser cero".

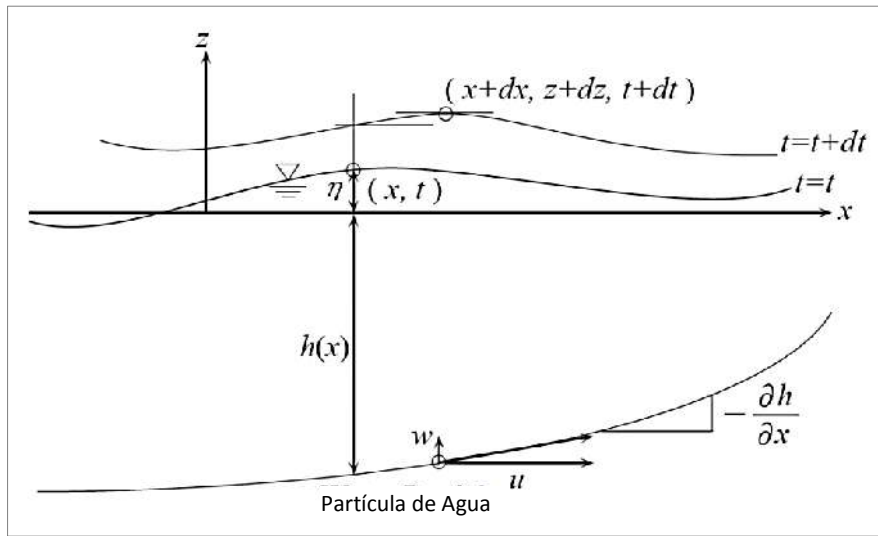


Figura 1. Sistema de Coordenadas para una partícula de agua.

1. Límite de superficie libre ($z = \eta$)

(a) condición de contorno dinámico

$$p = 0 \quad (4)$$

(b) la condición de contorno cinemático

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} = w \quad (5)$$

2. Límite inferior ($z = -h$)

(a) condición de contorno cinemático

$$\frac{w}{u} = -\frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{dh}{dx} \quad (6)$$

Derivando las ecuaciones (5) y (6) mediante el uso de la derivada de Lagrange para una partícula de agua en la superficie ($F = z - \eta = 0$ y $F = z + h = 0$).

La derivada de Lagrange se define por la fórmula (7).

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (7)$$

2.1.3. APROXIMACIÓN EN AGUAS SOMERAS

Basándose en la aproximación aguas poco profundas, se asume que la aceleración vertical de la partícula de agua es insignificante en comparación con la aceleración de la gravedad. La derivada de Lagrange de la velocidad vertical w conduce a la ecuación (8).

$$\left| \frac{Dw}{Dt} \right| = \left| \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right| \ll g \quad (8)$$

Este supuesto reduce la ecuación (3) a una forma sencilla;

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (9)$$

La integral de la ecuación (9) en z con la condición de contorno de superficie libre conduce a la descripción de la presión hidrostática.

$$p = \rho g(\eta - z) \quad (10)$$

Entonces, la ecuación (2) incluyendo $\partial p / \partial x$ se puede volver a escribirse como la ecuación (11).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (11)$$

2.1.4. INTEGRACIÓN DE LAS ECUACIONES GOBERNANTES.

El conjunto de ecuaciones (1) a (11) son las ecuaciones gobernantes de 2-D para la teoría de aguas poco profundas que hay que resolver con las condiciones de contorno anteriores. Suponiendo que la velocidad horizontal no es una función de la profundidad, se integra las ecuaciones gobernantes sobre la profundidad del agua para obtener ecuaciones de onda de aguas poco profundas.

La integración de la ecuación de continuidad (1) sobre la profundidad nos da:

$$\int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + w(x, \eta, t) - w(x, -h, t) = 0 \quad (12)$$

Teniendo en cuenta las condiciones de contorno cinemáticas sobre la superficie libre y la condición del límite inferior, la integral de la ecuación de continuidad se puede describir de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz &= \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + w(x, \eta, t) - w(x, -h, t) \\ &= \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \left(-u \frac{\partial h}{\partial x} \right) = 0 \end{aligned} \quad (13)$$

La integral de Leibniz se utiliza para integrar el primer término del lado derecho de la ecuación (13). La expresión general de la integral Leibniz es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} Q(x, y) dy = \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} \frac{\partial}{\partial x} Q(x, y) dy + Q(x, \beta(x)) \frac{\partial \beta(x)}{\partial x} - Q(x, \alpha(x)) \frac{\partial \alpha(x)}{\partial x} \quad (14)$$

Por lo tanto, la ecuación (13) puede reescribirse como:

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz &= \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \left(-u \frac{\partial h}{\partial x} \right) \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u_{(z=\eta)} \frac{\partial \eta}{\partial x} - u_{(z=-h)} \frac{\partial h}{\partial x} + \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - \left(-u \frac{\partial h}{\partial x} \right) \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \end{aligned} \quad (15)$$

Además, cuando se define el flujo de descarga M y velocidad media $\bar{u}$ se tiene:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = \bar{u}(\eta + h) \quad (16)$$

La expresión final es:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (17)$$

Deduciendo la expresión integral de la ecuación de movimiento se obtuvo:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{h + \eta} \right) + g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (18)$$

2.2. EXPRESIÓN 2-D DE LA TEORÍA DE AGUAS POCO PROFUNDAS

2.2.1. ECUACIÓN DE CONTINUIDAD

En primer lugar, se consideró la integración de la ecuación de continuidad (19) desde la parte inferior a la superficie del agua.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

Como se indica anteriormente, se aplica la integral de Leibniz para obtener:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}(\eta + h)}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}(\eta + h)}{\partial y} = 0 \quad (20)$$

O

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (21)$$

Donde:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = \bar{u}(\eta + h) \quad (22)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = \bar{v}(\eta + h) \quad (23)$$

2.2.2. ECUACION DE MOVIMIENTO (ECUACION DE NAVIER-STOKES)

En segundo lugar, se considera las ecuaciones de Navier-Stokes del movimiento en 3 dimensiones:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (24)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (25)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \quad (26)$$

Donde ν es la viscosidad cinemática $\nu = \mu/\rho$. Estas ecuaciones se diferencian de las ecuaciones de Euler por la fuerza viscosa que se incluye en cada uno de las componentes de las ecuaciones de Navier-Stokes.

Como se mencionó anteriormente, se supone que la aceleración vertical de partículas de agua es muy pequeña en comparación con la aceleración de la gravedad. Por lo tanto, las ecuaciones (27) y (28) se pueden aplicar para volver a escribir las ecuaciones (26) a (29).

$$\left| \frac{Dw}{Dt} \right| \ll g \quad (27)$$

$$\nabla^2 w \approx 0 \quad (28)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (29)$$

Teniendo en cuenta la condición de contorno dinámica en la superficie libre ($p = 0$) en ($z = \eta$), se obtiene la presión hidrostática a partir de la ecuación (29):

$$p = \rho g(\eta - z) \quad (30)$$

A continuación, se modifica la forma de la parte izquierda de la ecuación (24):

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} - u \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - u \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} \end{aligned}$$

Entonces, se obtiene la forma modificada de las ecuaciones (24):

$$\text{Dirección } x: \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + v \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (31)$$

Y también para la ecuación (25).

$$\text{Dirección } y: \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + v \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (32)$$

Para integrar las ecuaciones (31) y (32), se sigue el mismo procedimiento considerado en (2.1.4). La integración de la ecuación (31) sobre la profundidad se convierte en:

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u^2}{\partial x} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial uv}{\partial y} dz + w_{(x,y,\eta,t)} - u_{(x,y,\eta,t)} - w_{(x,y,-h,t)} - u_{(x,y,-h,t)} \\ = -\frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial p}{\partial x} dz + v \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) dz \\ = -\frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial p}{\partial x} dz + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (33) \end{aligned}$$

Donde τ_{xx} , τ_{yx} y τ_{zx} son tensores de tensión para el fluido mostrado en la Figura 2.

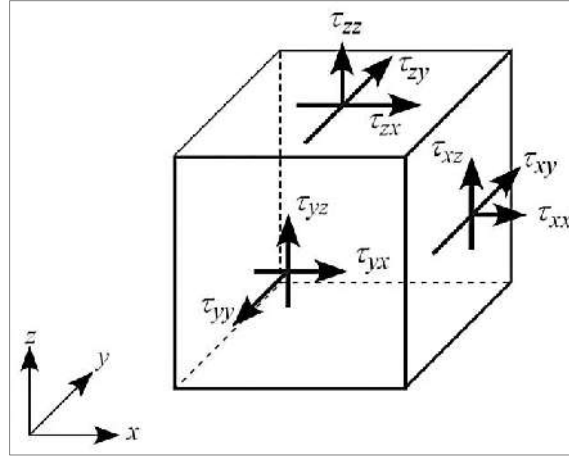


Figura 2: Definición de los tensores de tensión

Aplicando la integral de Leibniz de la ecuación (14) y la condición dinámica de contorno en la superficie, se obtiene la forma modificada de la ecuación (33).

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} uv dz \\
 & - u_{(x,y,\eta,t)} \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial t} + u_{(x,y,\eta,t)} \frac{\partial \eta}{\partial x} + v_{(x,y,\eta,t)} \frac{\partial \eta}{\partial y} - w_{(x,y,\eta,t)} \right\} \\
 & - u_{(x,y,-h,t)} \left\{ u_{(x,y,-h,t)} \frac{\partial h}{\partial x} + v_{(x,y,-h,t)} \frac{\partial h}{\partial y} - w_{(x,y,-h,t)} \right\} \\
 & = -g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (34)
 \end{aligned}$$

Además, las condiciones de contorno cinemáticas sobre la superficie libre y el fondo se pueden aplicar como:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u_{(x,y,\eta,t)} \frac{\partial \eta}{\partial x} + v_{(x,y,\eta,t)} \frac{\partial \eta}{\partial y} = w_{(x,y,\eta,t)} \quad (35)$$

$$-u_{(x,y,-h,t)} \frac{\partial h}{\partial x} - v_{(x,y,-h,t)} \frac{\partial h}{\partial y} = w_{(x,y,-h,t)} \quad (36)$$

Aplicando estas dos condiciones de contorno, la ecuación (34) se convierte en:

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} uv dz \\
 & = -g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (37)
 \end{aligned}$$

Además, mediante la introducción de los factores de corrección de impulso se obtiene:

$$\beta_{xx} = \frac{1}{\bar{u}\bar{v}(\eta + h)} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz \quad (38)$$

$$\beta_{xy} = \frac{1}{\bar{u}\bar{v}(\eta + h)} \int_{-h}^{\eta} uv dz \quad (39)$$

La ecuación (37) se puede volver a escribir como:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{u}(\eta + h)}{\partial t} + \frac{\partial [\beta_{xx}(\eta + h) \bar{u}^2]}{\partial x} + \frac{\partial [\beta_{xx}(\eta + h) \bar{u} \bar{v}]}{\partial y} \\ &= -g(\eta + h) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (40) \end{aligned}$$

Teniendo en cuenta que el factor de corrección β es considerado como 1 en situación práctica. Entonces, la ecuación (40) se simplifica a:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{u}(\eta + h)}{\partial t} + \frac{\partial [(\eta + h) \bar{u}^2]}{\partial x} + \frac{\partial [(\eta + h) \bar{u} \bar{v}]}{\partial y} \\ &= -g(\eta + h) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (41) \end{aligned}$$

O, mediante el uso de flujo de descarga:

$$\begin{aligned} M &= \int_{-h}^{\eta} u dz = \bar{u}(\eta + h) \\ N &= \int_{-h}^{\eta} v dz = \bar{v}(\eta + h) \end{aligned}$$

La ecuación (41) se puede expresar como:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz \quad (42)$$

Donde D es la profundidad total de agua $D = \eta + h$

Considerando el lado derecho de la ecuación (42) y asumiendo que:

- (i) τ_{xx} y τ_{yx} no dependen de z y son relativamente más pequeña que la tensión de cizallamiento inferior.
- (ii) la presión sobre la superficie libre $\tau_{(x,y,\eta,t)} = 0$

Obteniendo:

$$\frac{1}{\rho} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dz = \frac{\eta + h}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} \right) - \frac{\partial \tau_{zx}(x,y,-h,t)}{\rho} = -\frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (43)$$

Donde $\tau_{bx} = \tau_{zx}|_{z=-h}$

Por último, la ecuación de momento en la dirección x es:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (44)$$

También siguiendo el mismo procedimiento, la ecuación de momento en dirección y se expresa como:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho} \quad (45)$$

Donde $\tau_{by} = \tau_{zy}|_{z=-h}$

Por último, la forma integrada de la teoría de aguas poco profundas es:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho}$$

Donde:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = \bar{u}(\eta + h) \quad (46)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = \bar{v}(\eta + h) \quad (47)$$

2.2.3. TÉRMINO DE FRICCIÓN INFERIOR

Para el uso práctico en el modelado numérico, a partir de una analogía con el flujo uniforme, los términos fricción con el fondo τ_{bx}/ρ y τ_{by}/ρ se expresan generalmente como:

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (48)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (49)$$

Donde, n es el llamado coeficiente de rugosidad de Manning, que se elige de acuerdo con el estado del material de fondo, teniendo valores como los mostrados en la Tabla 1.

Material del Canal	n
Cemento puro, metal lizo	0.010
Mampostería	0.017
Tierra lisa	0.018
Canal natural en buen estado	0.025
Canal natural con piedra y maleza	0.035
Canal natural muy rugoso	0.060

Tabla 1. Valores del coeficiente de fricción de fondo n (Linsley y Franzini, 1979)

2.2.4. EXPRESIÓN FINAL DE LA TEORÍA DE AGUAS POCO PROFUNDAS

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (50)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (51)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (52)$$

Donde:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = \bar{u}(\eta + h)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = \bar{v}(\eta + h)$$

3. MÉTODOS NUMÉRICOS APLICADOS A LA MODELACIÓN NUMÉRICA

3.1. EL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS

La diferencia finita es una expresión discreta de la aproximación de las ecuaciones diferenciales y se utiliza ampliamente para el análisis numérico, en la resolución de ecuaciones diferenciales. Por ejemplo, considere una ecuación diferencial ordinaria,

$$f'(x) = \frac{df(x)}{dx} = f(x) + a \quad (55)$$

Para resolver numéricamente la ecuación anterior, es necesario aproximar el operador diferencial a un operador de diferencia del tipo:

$$\frac{df(x)}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x)}{h} \quad (56)$$

Entonces, la ecuación (56) es:

$$f(x+h) = f(x) + h(f(x) + a) \quad (57)$$

La ecuación (57) se llama una ecuación en diferencias finitas. Resolviendo esta ecuación da una solución aproximada de la ecuación diferencial.

En el método de las diferencias finitas, se considera tres formas principales de diferencias: hacia delante, hacia atrás y central.

La diferencia hacia adelante es una expresión de la forma:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x)}{h} \quad (58)$$

La diferencia hacia atrás surge cuando h se sustituye por $-h$.

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x) - f(x-h)}{h} \quad (59)$$

Además, la diferencia central está dada por:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h/2) - f(x-h/2)}{h} \quad (60)$$

o

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x-h)}{2h} \quad (61)$$

Para determinar el error entre la solución aproximada y la solución verdadera, lo que se hace es volver a escribir la ecuación diferencial de un operador diferencial a un operador de diferencia. Este error se denomina “error de discretización” o “error de truncamiento”. Por ejemplo, si se considera la aproximación del siguiente operador diferencial:

$$\frac{\partial M(x,t)}{\partial x} \quad (62)$$

El método de diferencias finitas basado en la serie de Taylor sería expresado de la siguiente manera:

$$M(x + \Delta x, t) = M(x, t) + \Delta x \frac{\partial M(x, t)}{\partial x} + \frac{\Delta x^2}{2} \frac{\partial^2 M(x, t)}{\partial x^2} + \frac{\Delta x^3}{3} \frac{\partial^3 M(x, t)}{\partial x^3} + \dots \quad (63)$$

Donde Δx es el tamaño de la grilla. A partir de la ecuación (63), se obtiene la ecuación de diferencia hacia adelante definida como:

$$\frac{\partial M(x, t)}{\partial x} = \frac{M(x + \Delta x, t) - M(x, t)}{\Delta x} - O(\Delta x) \quad (64)$$

Aquí, se define la diferencia entre la derivada parcial y su representación de diferencias finitas, dado por el error de truncamiento que tiene el orden de Δx o $O\Delta x$.

Por otra parte, si Δx es reemplazado por $\Delta x/2$ y $-\Delta x/2$, la expansión de Taylor anterior se puede volver a escribir como las ecuaciones (65) y (66) para proporcionar (67), que es la diferencia central con el segundo orden de error de truncamiento:

$$M\left(x + \frac{\Delta x}{2}, t\right) = M(x, t) + \frac{\Delta x}{2} \frac{\partial M(x, t)}{\partial x} + \frac{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2}{2} \frac{\partial^2 M(x, t)}{\partial x^2} + \frac{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)^3}{3} \frac{\partial^3 M(x, t)}{\partial x^3} + \dots \quad (65)$$

$$M\left(x - \frac{\Delta x}{2}, t\right) = M(x, t) + \left(-\frac{\Delta x}{2}\right) \frac{\partial M(x, t)}{\partial x} + \frac{\left(-\frac{\Delta x}{2}\right)^2}{2} \frac{\partial^2 M(x, t)}{\partial x^2} + \frac{\left(-\frac{\Delta x}{2}\right)^3}{3} \frac{\partial^3 M(x, t)}{\partial x^3} + \dots \quad (66)$$

$$\frac{\partial M(x, t)}{\partial x} = \frac{M\left(x + \frac{\Delta x}{2}, t\right) - M\left(x - \frac{\Delta x}{2}, t\right)}{\Delta x} - O(\Delta x^2) \quad (67)$$

La ecuación de diferencias finitas (67) tiene un error de segundo orden; mientras que, la ecuación (64) tiene el de primer orden. Lo que es interesante, es que las expresiones de las diferencias finitas (64) y (67) son similares, pero el orden de error es diferente.

3.2. ESQUEMA ESCALONADO DE SALTO DE RANA

En el modelado numérico de tsunami, es común utilizar el esquema escalonado de salto de rana con discretización de las ecuaciones que la gobiernan. Un sistema de grillas permite configurar variables en el espacio de dominio. En general, las variables escalares como η o h se encuentran en el centro de una grilla como variable de vector de M o N , tal como se muestra en la Figura 3. Por otra parte, el esquema de salto de rana emplea la diferencia finita central con un error de truncamiento de segunda orden. Las ventajas y desventajas del esquema de salto de rana escalonada son:

- (i) es simple pero con un error de segundo orden.
- (ii) fácil de configurar las condiciones de contorno.
- (iii) muy estable y sin error disipativo.
- (iv) la existencia de dispersión de error.

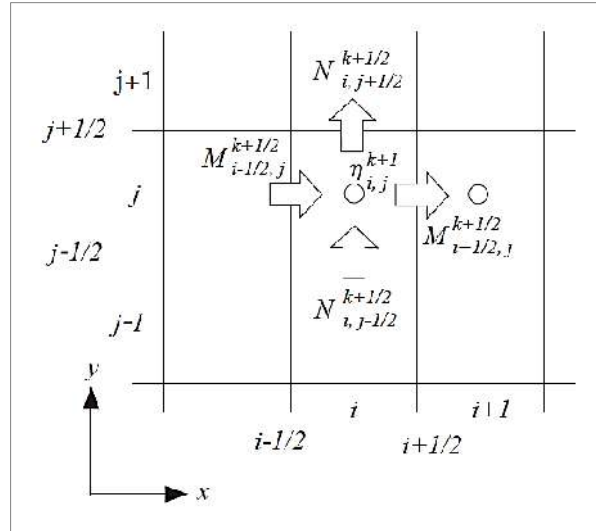


Figura 3. La geometría espacial del sistema de salto de rana escalonada

En primer lugar, se consideró para describir el esquema numérico las ecuaciones en 1-D lineales de onda para aguas poco profundas (68) y (69). La Figura 4 describe el esquema de salto de rana escalonada para este problema.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (68)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (69)$$

Mediante el uso de diferencias centrales, el primer término de la ecuación (68) es discretizada en la ecuación (70) para obtener el nivel de agua en $t = t + \Delta t$ mediante el uso del nivel de agua en $t = t$.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} (\eta_i^{k+1} - \eta_i^k) \quad (70)$$

Donde:

$$\eta(x, t) = \eta(i\Delta x, k\Delta t) = \eta_i^k \quad (71)$$

$$M(x, t) = M[(i + 1/2)\Delta x, (k + 1/2)\Delta t] = M_{i+1/2}^{k+1/2} \quad (72)$$

El sufijo i es la posición de grilla espacial $[x = i(\Delta x)]$, y k la posición de grilla en el dominio del tiempo $[t = k(\Delta t)]$. Δx y Δt son la diferencia en el espacio y el tiempo de la grilla, respectivamente. Además, por la diferencia central del segundo término de la ecuación (68) se puede escribir la solución de la siguiente manera:

$$\frac{\partial M(x, t)}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} (M_{i+1/2}^{k+1/2} - M_{i-1/2}^{k+1/2}) \quad (73)$$

De la misma manera, la ecuación (69) se discretiza como:

$$\frac{1}{\Delta t} (M_{i+1/2}^{k+1/2} - M_{i+1/2}^{k-1/2}) + g \frac{D_{i+1}^k + D_i^k}{2} \frac{1}{\Delta x} (\eta_{i+1}^k - \eta_i^k) = 0 \quad (74)$$

Donde:

$$D_i^k = \eta_i^k + h_i$$

Por último, las ecuaciones en diferencias finitas para resolver las ecuaciones (68) y (69) se describen como:

$$\eta_i^{k+1} = \eta_i^k + \frac{\Delta t}{\Delta x} (M_{i+1/2}^{k+1/2} - M_{i-1/2}^{k+1/2}) \quad (75)$$

$$M_{i+1/2}^{k+1/2} = M_{i+1/2}^{k-1/2} - g \frac{(D_{i+1}^k + D_i^k)}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1}^k + \eta_i^k) \quad (76)$$

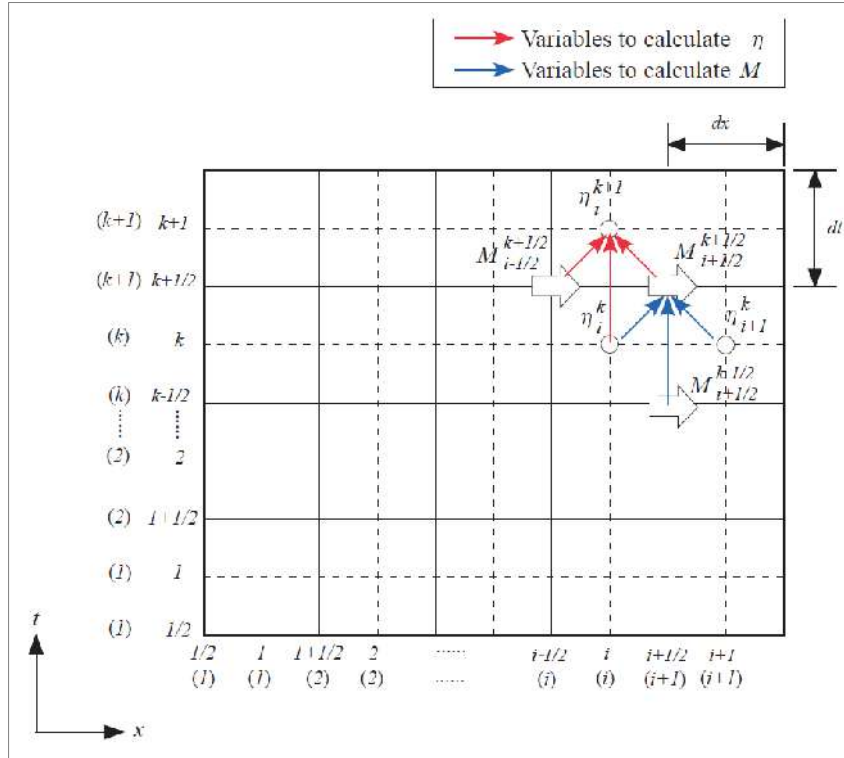


Figura 4: Esquema de salto de rana escalonada en x-t de dominio

3.3. EXPRESIÓN 2-D DEL TÉRMINO LINEAL

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k + \frac{\Delta t}{\Delta x} (M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}) + \frac{\Delta t}{\Delta y} (N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}) \quad (77)$$

Para: $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$

$$M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - g \frac{(D_{i+1,j}^k + D_{i,j}^k)}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i,j}^k) \quad (78)$$

Para: $\frac{\partial M}{\partial t} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x}$

$$N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = N_{i,j+1/2}^{k-1/2} - g \frac{(D_{i,j+1}^k + D_{i,j}^k) \Delta t}{2 \Delta x} (\eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k) \quad (79)$$

Para: $\frac{\partial N}{\partial t} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y}$

3.4. ESQUEMA NUMÉRICO DE LOS TÉRMINOS NO LINEALES

Como se ha descrito anteriormente, el esquema numérico de los términos lineales son muy simples; sin embargo, estos son un poco más complicados de discretizar. En primer lugar, se considera que el esquema de salto de rana escalonada en su término de convección por el esquema upwind. Utilizando el esquema upwind se obtiene $f(x, t)$, $f(x - \Delta x, t)$ y $f(x + \Delta x, t)$ para calcular $f(x, t + \Delta t)$, de acuerdo con la dirección del flujo.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right)}_{(1)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right)}_{(2)} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (80)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right)}_{(3)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right)}_{(4)} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (81)$$

$$(1) = \frac{1}{\Delta x} \left\{ \lambda_{11} \frac{(M_{i+3/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{(M_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{(M_{i-1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i-1/2,j}^{k-1/2}} \right\} \quad (82)$$

$$(2) = \frac{1}{\Delta y} \left\{ \nu_{11} \frac{(MN)_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} + \nu_{21} \frac{(MN)_{i+1/2,j}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \nu_{31} \frac{(MN)_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right\} \quad (83)$$

$$(3) = \frac{1}{\Delta x} \left\{ \lambda_{12} \frac{(MN)_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{22} \frac{(MN)_{i,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{(MN)_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right\} \quad (84)$$

$$(4) = \frac{1}{\Delta y} \left\{ \nu_{12} \frac{(N_{i,j+3/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + \nu_{22} \frac{(N_{i,j+1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \nu_{32} \frac{(N_{i,j-1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right\} \quad (85)$$

Donde:

$$(\lambda_{11}, \lambda_{21}, \lambda_{31}) = \begin{cases} (0, 1, -1) & \text{Si } M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \geq 0 \\ (1, -1, 0) & \text{Si } M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \leq 0 \end{cases} \quad (86)$$

$$(v_{11}, v_{21}, v_{31}) = \begin{cases} (0, 1, -1) & \text{Si } N_{i+1/2, j}^{k-1/2} \geq 0 \\ (1, -1, 0) & \text{Si } N_{i+1/2, j}^{k-1/2} \leq 0 \end{cases} \quad (87)$$

$$(\lambda_{12}, \lambda_{22}, \lambda_{32}) = \begin{cases} (0, 1, -1) & \text{Si } M_{i, j+1/2}^{k-1/2} \geq 0 \\ (1, -1, 0) & \text{Si } M_{i, j+1/2}^{k-1/2} \leq 0 \end{cases} \quad (88)$$

$$(v_{12}, v_{22}, v_{32}) = \begin{cases} (0, 1, -1) & \text{Si } N_{i, j+1/2}^{k-1/2} \geq 0 \\ (1, -1, 0) & \text{Si } N_{i, j+1/2}^{k-1/2} \leq 0 \end{cases} \quad (89)$$

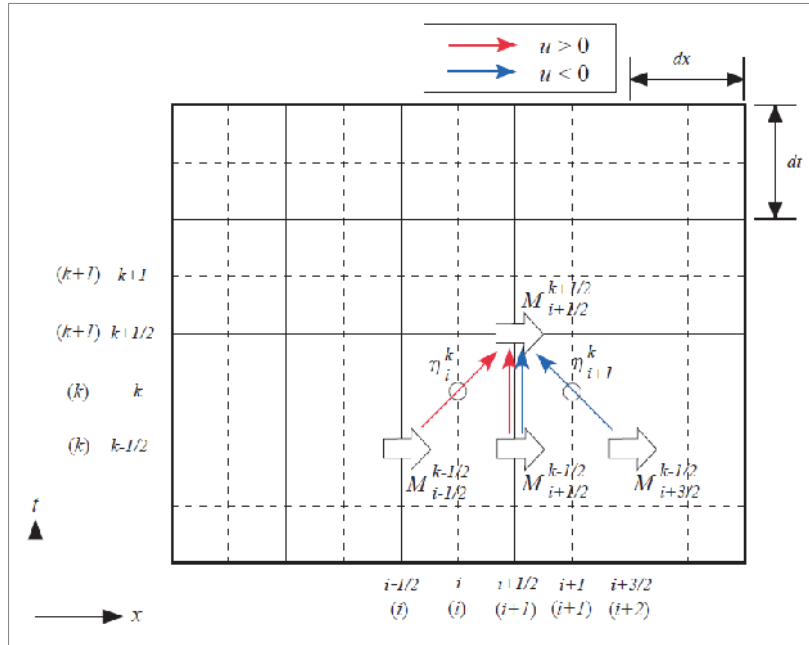


Figura 5. Geometría del esquema upwind

3.5. ESQUEMA NUMÉRICO DEL TÉRMINO DE FRICCIÓN DE FONDO

A continuación se describen los términos de fricción de fondo definidas previamente con las ecuaciones (48) y (49), y en este caso se procede a discretizar por el esquema implícito para mantener la estabilidad numérica:

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (90)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (91)$$

Para simplificar, se considera la siguiente ecuación de dinámica 1-D:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M|M| = 0 \quad (92)$$

El esquema implícito para la ecuación (92) es:

$$\frac{M^{k+1} - M^k}{\Delta t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} \frac{M^{k+1} + M^k}{2} |M| = 0 \quad (93)$$

Obteniendo:

$$M^{k+1} \left(1 + \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{D^{7/3}} |M| \right) = M^k \left(1 - \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{D^{7/3}} |M| \right) - gD \Delta t \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (94)$$

Entonces:

$$M^{k+1} = \frac{M^k \left(1 - \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{D^{7/3}} |M| \right)}{\left(1 + \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{D^{7/3}} |M| \right)} - \frac{gD \Delta t \frac{\partial \eta}{\partial x}}{\left(1 + \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{D^{7/3}} |M| \right)} \quad (95)$$

3.6. RESUMEN

En los esquemas numéricos de código TUNAMI para las ecuaciones de aguas poco profundas se resumen de la siguiente manera:

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k + \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2} \right) + \frac{\Delta t}{\Delta y} \left(N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2} \right) \quad (96)$$

$$\begin{aligned} M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = & \frac{1}{1 + \mu_{i+1/2,j}^{k-1/2}} \left[\left(1 - \mu_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right) M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right. \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \lambda_{11} \frac{\left(M_{i+3/2,j}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{\left(M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{\left(M_{i-1/2,j}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i-1/2,j}^{k-1/2}} \right\} \\ & + \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \nu_{11} \frac{(MN)_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} + \nu_{21} \frac{(MN)_{i+1/2,j}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \nu_{31} \frac{(MN)_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right\} \\ & \left. - gD_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1,j}^k - \eta_{i,j}^k) \right] \quad (97) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = & \frac{1}{1 + \gamma_{i,j+1/2}^{k-1/2}} \left[\left(1 - \gamma_{i,j+1/2}^{k-1/2}\right) N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right. \\
& - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \lambda_{12} \frac{(MN)_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{22} \frac{(MN)_{i,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{(MN)_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right\} \\
& + \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \nu_{12} \frac{(N_{i,j+3/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + \nu_{22} \frac{(N_{i,j+1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \nu_{32} \frac{(N_{i,j-1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right\} \\
& \left. - g D_{i,j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k) \right] \quad (98)
\end{aligned}$$

Donde:

$$\mu_{i+1/2,j}^{k-1/2} = \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{(D_{i+1/2,j}^{k-1/2})^{7/3}} \sqrt{(M_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2 + (N_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2} \quad (99)$$

$$\gamma_{i,j+1/2}^k = \frac{\Delta t}{2} \frac{gn^2}{(D_{i,j+1/2}^{k-1/2})^{7/3}} \sqrt{(M_{i,j+1/2}^k)^2 + (N_{i,j+1/2}^k)^2} \quad (100)$$

$$D_{i+1/2,j}^k = \underbrace{\frac{\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i,j}^k}{2}}_{\text{Nivel de Agua}} + \underbrace{\frac{h_{i+1,j} + h_{i,j}}{2}}_{\text{Profundidad de Agua}} \quad (101)$$

$$D_{i,j+1/2}^k = \frac{\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j}^k}{2} + \frac{h_{i,j+1} + h_{i,j}}{2} \quad (102)$$

$$D_{i+1/2,j}^{k-1/2} = \frac{\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i+1,j}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}}{4} + \frac{h_{i+1,j} + h_{i,j}}{2} \quad (103)$$

$$D_{i,j+1/2}^{k-1/2} = \frac{\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j+1}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}}{4} + \frac{h_{i,j+1} + h_{i,j}}{2} \quad (104)$$

4. LAS CONDICIONES DE CONTORNO

4.1. COSTA AFUERA CONDICIONES DE CONTORNO ABIERTO

En el esquema de salto de rana escalonado, las variables a lo largo de la frontera no se pueden calcular; Por lo tanto, es necesario utilizar una aproximación sencilla para obtener los valores límite de η asumiendo la relación de la altura de las olas η y la velocidad u de la progresiva de onda (sinusoidal) en aguas poco profundas a una profundidad constante.

$$u = \pm \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \quad (105)$$

4.2. CONDICIÓN DE FRONTERA MÓVIL POR DELANTE AUMENTO

En el modelado del tsunami el run-up en un terreno considera si la grilla se encuentra seca o sumergida, lo cual debe ser juzgado por la siguiente condición:

$$D = \begin{cases} h + \eta > 0 & \text{Celda sumergida.} \\ h + \eta \leq 0 & \text{Celda seca.} \end{cases}$$

El frente de onda se debe ubicar entre la grilla seca y sumergida. Si la altura del suelo en la cuadrícula seca es más bajo que el nivel del agua en la parte sumergida, la descarga de agua a través del límite entre las dos grillas es calculado. Hay varias maneras de las condiciones de frontera en movimientos aproximados. En el esquema de salto de rana escalonada, puntos de la cuadrícula se encuentran como alternativa para la velocidad y el nivel del agua el supuesto de que el nivel del agua ya se computa como una célula computacional. Si el nivel de agua es mayor que el segundo, el agua puede fluir en la célula hacia la tierra. La Figura 6 explica la manera de estimar la velocidad de flujo de entrada o de descarga.

El punto aquí es cómo debe calcularse la descarga de agua. Aquí, utilizamos el camino propuesto por Imamura (1995), que evalúa la descarga de agua mediante la aplicación directa de la ecuación de movimiento para mantener la profundidad total de la cuadrícula de cero seco. En esta aproximación, la profundidad D total en el punto de descarga computacional está dada por la diferencia entre el nivel del suelo en la primera cuadrícula seco y el nivel del agua en la cuadrícula vecina.

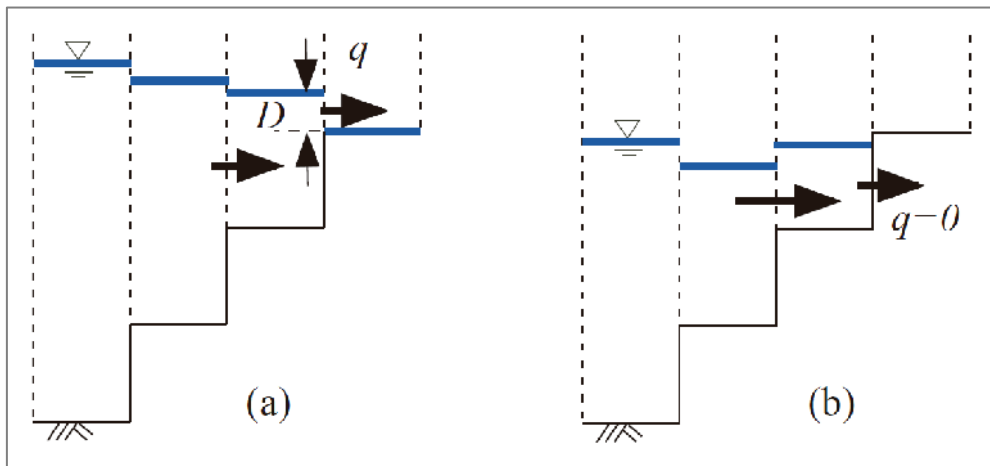


Figura 6. Condición de frontera en el frente de onda en un terreno

ANEXO B

CÓDIGO NUMÉRICO (TUNAMI-N2)

CÓDIGO NUMÉRICO (TUNAMI-N2)

```

nesting_grids.m  nesting_f1.m  nesting_f2.m  ver_region.m
1 % This program computes grid limits and grid parameters for nested grids.
2 % functions ncdes_f1.m & ncdes_f2.m are required in the same folder you are
3 % executing this program.
4 %
5 % Next 5 lines are optional to print Mexico coastline
6 clear all; close all;
7 load prafil.txt;
8 lon = perfil(:,2)+360;
9 lat = perfil(:,1);
10 plot(lon, lat);
11 hold on; axis equal;
12 % axis([248 273 13 26]); grid;
13 % plot(260.1180 , 16.8438,'r+');
14 % text(260.1180 , 16.8438,'Acapulco');
15
16 % INPUT approximate geographical limits (degrees) for all grids in separate vectors i.e.,
17 % region_x = [ south north west east]
18 % Please remember that coarse resolution grid is for region_a
19
20 region_a = [-17.50 -10.50 279.00 287.50]; %Debe contener la falla sismica
21 region_b = [ 14.20 13.40 282.50 284.00];
22 region_c = [-14.10 -13.50 283.10 283.95];
23 region_d = [-13.89 -13.65 283.30 283.82]; % Aqui se calcula la inundacion
24
25 % INPUT the Total number of grids
26 N = 4; % Total number of grids
27
28 % INPUT grid length ( "dy" in seconds) for the finest resolution grid:
29 dy = 1; % seconds
30
31 % Output filename:
32 filename='my_grids.m';
33
34 % Executes this program. Good luck!!!
35 % *****
36 % ***** AUTOMATIC PROCEDURE *****
37 % *****
38 fid=fopen(filename,'w');
39 STR='ABCDEFGHIJKLMNPOQRSTUVWXYZ'; str='abcdefghijklmnopqrstu';
40 region_y = eval(['region_' str(N)]);
41 for k = N : -1 : 2
42 region_x = eval(['region_' str(k)]);
43 dx = 3*dy; R = 10 * dx/3600;
44 % Assuring that nesting distance is at least R grids
45 if region_y(1)-region_x(1) < R; region_x(1) = region_y(1)-R; end
46 if region_x(2)-region_y(2) < R; region_x(2) = region_y(2)+R; end
47 if region_y(3)-region_x(3) < R; region_x(3) = region_y(3)-R; end
48 if region_x(4)-region_y(4) < R; region_x(4) = region_y(4)+R; end
49 region_y = nesting_f1(region_x,region_y,dy,fid,k,N);
50 dy = 3*dy;
51 end
52 fclose(fid);
53 eval([filename(1:end-2)]);
54 eval(['edit ' filename]);
55 ver_region(region_a);
56 %***** nesting_grids.m Finito, Ended, Terminado, *****
57
58 axis equal, grid, zoom

```

```

nesting_grids.m  nesting_fl.m  nesting_f2.m  ver_region.m
1 |*****
2 |$ AUTOMATIC PROCEDURE CALLED FROM nesting_grids.m
3 |*****
4
5 function [region_x]=nesting_fl(region_x,region_y,dy,fid,k,N);
6
7 STR='ABCDEFGHJKLMNOPQRSTU'; str='abcdefghijklmnopqrstu';
8
9 dx= 3 * dy;
10 $ Computation of exact coordinates for both region_x and region_y
11 [region_x,region_y,LXY,IX,JX,IY,JY] = nesting_f2(region_x,region_y,dx,dy);
12
13 y=0:JY-1; y=y*dy/3600; y=y + region_y(1);
14 x=0:IY-1; x=x*dy/3600; x=x + region_y(3);
15 plot([x(1) x(end) x(end) x(1) x(1)], [y(1) y(1) y(end) y(end) y(1)]); hold on;
16
17 if k == N
18 fprintf(fid,'%s\n', ['% region = [south north east west]; (degrees)']);
19 fprintf(fid,' \n');
20 s = ['% GRID ' STR(k) ' ='];
21 fprintf(fid,'%s %d seconds\n',s,dy);
22 s = ['% region ' str(k) ' ='];
23 fprintf(fid,'%s [%12.8f, %12.8f, %12.8f, %12.8f];\n',s,region_y);
24 s1 = ['I' STR(k) '=']; s2 = ['J' STR(k) '='];
25 fprintf(fid,'%s%d, %s%d\n',s1,IY,s2,JY);
26 fprintf(fid,' \n');
27 s1 = ['x' str(k) ' = 0 : I' STR(k) '-1; x' str(k) ' = ' num2str(dy) ' * x' str(k) '/3600; x' str(k) ' = x'
   str(k) ' + region_' str(k) '(3):'];
28 s2 = ['y' str(k) ' = 0 : J' STR(k) '-1; y' str(k) ' = ' num2str(dy) ' * y' str(k) '/3600; y' str(k) ' = y'
   str(k) ' + region_' str(k) '(1):'];
29 fprintf(fid,'%s\n',s1);
30 fprintf(fid,'%s\n',s2);
31 fprintf(fid,' \n');
32 end
33
34 s = ['% GRID ' STR(k-1) ' ='];
35 fprintf(fid,'%s %d seconds\n',s,dx);
36 s = ['% region_' str(k-1) '='];
37 fprintf(fid,'%s [%12.8f, %12.8f, %12.8f, %12.8f];\n',s,region_x);
38 s1 = ['I' STR(k-1) '=']; s2 = ['J' STR(k-1) '='];
39 fprintf(fid,'%s%d, %s%d\n',s1,IX,s2,JX);
40 fprintf(fid,' \n');
41 s=['% L' STR(k-1):K) '/'];
42 fprintf(fid,'%s%d, %d, %d, %d\n',s,LXY);
43 fprintf(fid,' \n');
44 s1 = ['x' str(k-1) ' = 0 : I' STR(k-1) '-1; x' str(k-1) ' = ' num2str(dx) ' * x' str(k-1) '/3600; x' str
   (k-1) ' = x' str(k-1) ' + region_' str(k-1) '(3):'];
45 s2 = ['y' str(k-1) ' = 0 : J' STR(k-1) '-1; y' str(k-1) ' = ' num2str(dx) ' * y' str(k-1) '/3600; y' str
   (k-1) ' = y' str(k-1) ' + region_' str(k-1) '(1):'];
46 fprintf(fid,'%s\n',s1);
47 fprintf(fid,'%s\n',s2);
48 fprintf(fid,' \n');
49
50 if k == 2
51
52 y=0:JX-1; y=y*dx/3600; y=y + region_x(1);
53 x=0:IX-1; x=x*dx/3600; x=x + region_x(3);
54 plot([x(1) x(end) x(end) x(1) x(1)], [y(1) y(1) y(end) y(end) y(1)]);
55
56 fprintf(fid,'%s\n', ['% Saving geographical coordinates for all grids']);
57 for k = 1 : N
58 fprintf(fid,'%s\n', [' save xy' str(k) ' ' x' str(k) ' ' y' str(k) ' ']);
59 end
60 fprintf(fid,' \n');
61
62 s = ['% Uncomment and execute next lines after creating files depths_x.grd with surfer'];
63 fprintf(fid,'%s\n',s);
64 s = ['% Next command lines are for writing grids_x.grd in matrix format for tsunami model'];
65 fprintf(fid,'%s\n',s);
66 fprintf(fid,' \n');
67 for k = N:-1:1;
68 c = ['% grid_' str(k) ' - surf_mat(''depth_' str(k) '.grd'')'];
69 fprintf(fid,'%s\n',s);
70 s = ['% save grid_' str(k) '.grd grid_' str(k) ' -ascii'];
71 fprintf(fid,'%s\n',s);
72 end
73 fprintf(fid,' \n');
74
75 c = 'rqbcmvkrqbcmvkrqbcmvk';
76
77 s = ['% Uncomment and execute next command lines for visual quality control of all grids'];
78 fprintf(fid,'%s\n',s);
79 fprintf(fid,' \n');
80
81 for k = 1 : N
82 s = ['% load grid_' str(k) '.grd; load xy' str(k)];
83 fprintf(fid,'%s\n',s);
84 end
85
86 s = '% figure; hold on';
87 fprintf(fid,'%s\n',s);
88 for k = 1 : N

```

```

89 s = ['% contour(x' str(k) ',y' str(k) ',grid_' str(k) ' ','',[0 0],'' c(k) '')'];
90 fprintf(fid,'%s\n',s);
91 end
92
93 fprintf(fid,' \n');
94 s = ['% Uncomment and execute next command lines to prevent boundary instabilities on grid_a'];
95 fprintf(fid,'%s\n',s);
96 fprintf(fid,' \n');
97
98 s = ['% load grid_a.grd'];
99 fprintf(fid,'%s\n',s);
100 s = ['% [grid_a]-boundary_a(grid_a)'];
101 fprintf(fid,'%s\n',s);
102 s = ['% save grid_a.grd grid_a -ascii'];
103 fprintf(fid,'%s\n',s);
104
105 fprintf(fid,' \n');
106 s = ['% Uncomment and execute next command lines for interpolation of coseismic deformation'];
107 fprintf(fid,'%s\n',s);
108 fprintf(fid,' \n');
109
110
111 s = ['% load deform_a.grd'];
112 fprintf(fid,'%s\n',s);
113
114 for k = 1 : N
115 s = ['% [X' STR(k) ',Y' STR(k) ']=meshgrid(x' str(k) ',y' str(k) ')'];
116 fprintf(fid,'%s\n',s);
117 end
118
119 for k = 1 : N-1
120 s = ['% deform ' str(k+1) ' = interp2(X' STR(k) ',Y' STR(k) ',deform ' str(k) ' ',' X' STR(k+1) ',Y' STR(k
+1) ')'; deform_ ' str(k+1) '=deform_ ' str(k+1) ' ',''];
121 fprintf(fid,'%s\n',s);
122 end
123
124 s = ['% figure: contour(xa,ys,deform_a',' ',' ',' c(k) ' ',' '); hold on;'];
125 fprintf(fid,'%s\n',s);
126 for k = 2 : N
127 s = ['% contour(x' str(k) ',y' str(k) ',deform_ ' str(k) ' ',' ',' c(k) ' ',' ');'];
128 fprintf(fid,'%s\n',s);
129 end
130
131 for k = 2 : N
132 s = ['% save deform_ ' str(k) '.grd deform_ ' str(k) ' -ascii'];
133 fprintf(fid,'%s\n',s);
134 end
135
136 end
137
138 title([num2str(N) ' grids: Zoom In to identify ' num2str(N-1) ' nested grids']);
139 xlabel('Longitude (deg)'); ylabel('Latitude(deg)');
140
141

```

Octave ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln 70, Col 61

INS

```

nesting_grids.m  nesting_fl.m  nesting_f2.m  ver_region.m
1 | *****
2 | AUTOMATIC PROCEDURES CALLED FROM nesting_fl.m
3 | *****
4 |
5 | function [region_x,region_y,LXY,IX,JX,IY,JY]= nesting_f2(region_x,region_y,DX,DY);
6 |
7 | region_x= 3600*region_x;
8 | region_y= 3600*region_y;
9 |
10 | xb1=region_y(3); xb2=region_y(4); yb1=region_y(1); yb2=region_y(2);
11 | xa1=region_x(3); xa2=region_x(4); ya1=region_x(1); ya2=region_x(2);
12 |
13 | % Se calcula la distancia (X) longitudinal de la MALLA INTERIOR
14 | X= xb2 - xb1;
15 |
16 | % Se calcula la distancia (Y) meridional de la MALLA INTERIOR
17 | Y= yb2 - yb1;
18 |
19 | % Las distancias (X e Y) se ajustan a un multiplo del paso de malla (DY)
20 | X= DY * fix(X/DY); Y= DY* fix(Y/DY);
21 |
22 | % Se calcula el numero de nodos (IY,JY) de la MALLA INTERIOR de tal forma
23 | % que IY-1 y JY-1 sean multiplos de 3
24 | IY = 1 + 3 * fix ((X/DY + 1)/3);
25 | JY = 1 + 3 * fix ((Y/DY + 1)/3);
26 |
27 | % Se calculan las nuevas coordenadas geograficas (xb2,yb2) del extremo
28 | % superior derecho de la MALLA INTERIOR para que se ajusten al numero
29 | % de nodos.
30 |
31 | xb2 = xb1 + DY * (IY-1); % segundos de arco
32 | yb2 = yb1 + DY * (JY-1); % segundos de arco
33 |
34 | nW = fix( abs((xa1 - xb1))/DX ) + 1; % nodos de la MALLA EXTERIOR al Oeste de la
35 | % MALLA INTERIOR
36 | nE = fix( abs((xb2 - xa2))/DX ) + 1; % nodos de la MALLA EXTERIOR al Este de la
37 | % MALLA INTERIOR
38 | nN = fix( abs((ya2 - yb2))/DX ) + 1; % nodos de la MALLA EXTERIOR al Norte de la
39 | % MALLA INTERIOR
40 | nS = fix( abs((yb1 - ya1))/DX ) + 1; % nodos de la MALLA EXTERIOR al Sur de la
41 | % MALLA INTERIOR
42 |
43 | % Se calculan las coordenadas de union entre la mallas (LXY/x1,y1,x2,y2/)
44 | LXY(1)=1 + nW; LXY(3)=LXY(1)+(IY-4)/3;
45 | LXY(2)=1 + nS; LXY(4)=LXY(2)+(JY-4)/3;
46 |
47 | % Se calcula el numero de nodos de la MALLA EXTERIOR de manera que
48 | % (IX-1) y (JX-1) sean multiplos de 3
49 | IX = 3 * fix ((LXY(3) + nE)/3) + 1;
50 | JX = 3 * fix ((LXY(4) + nN)/3) + 1;
51 |
52 | % Se calculan las coordenadas de los extremos de la MALLA EXTERIOR
53 | xa1 = xb1 - DX * ( LXY(1) - 2 ) - DY;
54 | xa2 = xa1 + DX * ( IX - 1 );
55 |
56 | ya1 = yb1 - DX * ( LXY(2) - 2 ) - DY;
57 | ya2 = ya1 + DX * ( JX - 1 );
58 |
59 | % Se calculan las coordenadas geograficas de LXY/x1,y1,x2,y2/
60 |
61 | GXY(1) = xa1 + DX * ( LXY(1) - 1 );
62 | GXY(2) = ya1 + DX * ( LXY(2) - 1 );
63 | GXY(3) = xa1 + DX * ( LXY(3) - 1 );
64 | GXY(4) = ya1 + DX * ( LXY(4) - 1 );
65 |
66 |
67 | % Las Coordenadas geograficas se convierten a grados
68 | xa1=xa1/3600; xa2=xa2/3600; ya1=ya1/3600; ya2=ya2/3600;
69 | xb1=xb1/3600; xb2=xb2/3600; yb1=yb1/3600; yb2=yb2/3600;
70 |
71 | region_y = [yb1,yb2,xb1,xb2];
72 | region_x = [ya1,ya2,xa1,xa2];
73 |

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 19, Col 1 INS

```

nesting_grids.m  nesting_fl.m  nesting_f2.m  ver_region.m
1 | Function MYGRID_SAND Read bathymetry data from Sandwell Database
2 | [image_data,vlat,vlon] = mygrid_model(region)
3 |
4 | % program to get bathymetry from topo_6.2.img
5 | % WARNING: change DatabasesDir to the correct one for your machine
6 | % Catherine de Groot-Hedlin
7 | % latitudes must be between -72.006 and 72.006:
8 | % input:
9 | % region=[south north west east];
10 | % output:
11 | % image data - matrix of sandwell bathymetry/topography
12 | % vlat - vector of latitudes associated with image_data
13 | % vlon - vector of longitudes
14 |
15 |
16 |
17 function ver_region(region);
18
19 % determine the requested region
20 blat = region(1);
21 tlat = region(2);
22 wlon = region(3);
23 elon = region(4);
24
25 % Setup the parameters for reading Sandwell data
26 db_res = 2/60; % 2 minute resolution
27 db_loc = [-72.006 72.006 0.0 360-db_res];
28 db_size = [6336 10800];
29 nbytes_per_lat = db_size(2)*2; % 2-byte integers
30 image_data = [];
31
32 % Determine if the database needs to be read twice (overlapping prime meridian)
33 if ((wlon<0)&{elon>0})
34     wlon = [wlon 0];
35     elon = [360-db_res elon];
36 end
37
38 % Calculate number of "records" down to start (latitude) (0 to db_size(1)-1)
39 % (mercator projection)
40 rad=pi/180;arg1=log(tan(rad*(45+db_loc(1)/2)));
41 arg2=log(tan(rad*(45+blat/2)));
42 iblat = fix(db_size(1) +1 - (arg2-arg1)/(db_res*rad))
43
44 arg2=log(tan(rad*(45+tlat/2)));
45 itlat = fix(db_size(1) +1 - (arg2-arg1)/(db_res*rad))
46
47 if (iblat < 0 ) | (itlat > db_size(1)-1)
48     errorldg([' Requested latitude is out of file coverage ']);
49 end
50
51 % Go ahead and read the database
52 for i = 1:length(wlon);
53
54     % Open the data file
55     fid = fopen('c:\Modelo_Tunam\topo_6.2.img', 'r','b');
56     if (fid < 0)
57         errorldg(['not open as: ' '/topo_6.2.img'],'Error');
58     end
59
60     % Make sure the longitude data goes from 0 to 360
61     if wlon(i) < 0
62         wlon(i) = 360 + wlon(i);
63     end
64
65     if elon(i) < 0
66         elon(i) = 360 + elon(i);
67     end
68
69     % Calculate the longitude indices into the matrix (0 to db_size(1)-1)
70     iwlon(i) = fix((wlon(i)-db_loc(3))/db_res)
71     ielon(i) = fix((elon(i)-db_loc(3))/db_res)
72     if (iwlon(i) < 0 ) | (ielon(i) > db_size(2)-1)
73         errorldg([' Requested longitude is out of file coverage ']);
74     end
75
76     % allocate memory for the data
77     data = zeros(iblat-itlat+1,ielon(i)-iwlon(i)+1);
78
79     % Skip into the appropriate spot in the file, and read in the data
80     disp('Reading in bathymetry data');
81     for ilat = itlat:iblat
82         offset = ilat*nbytes_per_lat + iwlon(i)*2;
83         status = fseek(fid, offset, 'bof');
84         data(iblat-ilat+1,:)=fread(fid,[1,ielon(i)-iwlon(i)+1],'integer*2');
85     end
86

```

```

87         % close the file
88         fclose(fid);
89
90         % put the two files together if necessary
91         if (i>1)
92             image_data = [image_data data];
93         else
94             image_data = data;
95         end
96     end
97
98     % Determine the coordinates of the image_data
99     vlat=zeros(1,iblat-itlat+1);
100     arg2 = log(tan(rad*(45+db_loc(1)/2.)));
101     for ilat=itlat+1:iblat+1;
102         arg1 = rad*db_res*(db_size(1)-ilat+0.5);
103         term=exp(arg1+arg2);
104         vlat(iblat-ilat+2)=-2*atan(term)/rad -90;
105     end
106     vlon=db_res*(iwlon+1:ielon+1)-0.5;
107
108     % to plot it up
109     [xx,yy]=meshgrid(vlon,vlat);
110     pcolor(xx,yy,image_data),shading flat,colormap(jet),colorbar('vert')
111     xlabel('longitude'),ylabel('latitude'),title('Smith and Sandwell bathymetry')

```

Octave ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln 59, Col 1

INS

```

1 | my_grids.m
2 |
3 | % region = [south north east west]; (degrees)
4 |
5 | % GRID D = 1 seconds
6 | region_d = [-13.89000000, -13.65000000, 283.30000000, 283.82000000];
7 | ID=1073, JD=065
8 |
9 | xd = 0 : ID-1; xd = 1 * xd/3600; xd = xd + region_d(3);
10 | yd = 0 : JD-1; yd = 1 * yd/3600; yd = yd + region_d(1);
11 |
12 | % GRID C = 3 seconds
13 | region_c = [-14.10027778, -13.50027778, 283.10055556, 283.95055556];
14 | IC=1021, JC=721
15 |
16 | % LCD/241, 254, 854, 541/
17 | xc = 0 : IC-1; xc = 3 * xc/3600; xc = xc + region_c(3);
18 | yc = 0 : JC-1; yc = 3 * yc/3600; yc = yc + region_c(1);
19 |
20 | % GRID B = 9 seconds
21 | region_b = [-14.19861111, -13.39611111, 282.49972222, 283.99972222];
22 | IB=601, JB=322
23 |
24 | % LDC/242, 41, 501, 200/
25 | xb = 0 : IB-1; xb = 9 * xb/3600; xb = xb + region_b(3);
26 | yb = 0 : JB-1; yb = 9 * yb/3600; yb = yb + region_b(1);
27 |
28 | % GRID A = 27 seconds
29 | region_a = [-17.50111111, -10.50361111, 279.00222222, 287.50722222];
30 | IA=1138, JA=934
31 |
32 | % LAB/468, 442, 657, 548/
33 |
34 | xa = 0 : IA-1; xa = 27 * xa/3600; xa = xa + region_a(3);
35 | ya = 0 : JA-1; ya = 27 * ya/3600; ya = ya + region_a(1);
36 |
37 | % Saving geographical coordinates for all grids
38 | save xya xa ya;
39 | save xyb xb yb;
40 | save xyc xc yc;
41 | save xyd xd yd;
42 |
43 | % Uncomment and execute next lines after creating files depths_x.grd with surfer
44 | % Next command lines are for writing grids_x.grd in matrix format for tsunami model;
45 |
46 | grid_d = surf_mat('depths_d.grd');
47 | save grid_d.grd grid_d -ascii;
48 | grid_c = surf_mat('depths_c.grd');
49 | save grid_c.grd grid_c -ascii;
50 | grid_b = surf_mat('depths_b.grd');
51 | save grid_b.grd grid_b -ascii;
52 | grid_a = surf_mat('depths_a.grd');
53 | save grid_a.grd grid_a -ascii;
54 |
55 | % Uncomment and execute next command lines for visual quality control of all grids;
56 | % Uncomment and execute next command lines for visual quality control of all grids;
57 |
58 | % load grid a.grd; load xya;
59 | % load grid b.grd; load xyb;
60 | % load grid c.grd; load xyc;
61 | % load grid d.grd; load xyd;
62 | % figure; hold on;
63 | % contour(xa,ya,grid_a',[0 0],'r');
64 | % contour(xb,yb,grid_b',[0 0],'g');
65 | % contour(xc,yc,grid_c',[0 0],'b');
66 | % contour(xd,yd,grid_d',[0 0],'c');
67 |
68 | % Uncomment and execute next command lines to prevent boundary instabilities on grid_a;
69 |
70 | % load grid_a.grd;
71 | [grid_a]=boundary_a(grid_a);
72 | save grid_a.grd grid_a -ascii;
73 |
74 | % Uncomment and execute next command lines for interpolation of coseismic deformation;
75 |
76 | % load deform_a.grd
77 | [XA,YA]=meshgrid(xa,ya);
78 | [XB,YB]=meshgrid(xb,yb);
79 | [XC,YC]=meshgrid(xc,yc);
80 | [XD,YD]=meshgrid(xd,yd);
81 | deform_b = interp2(XA,YA,deform_a',XB,YB); deform_b=deform_b';
82 | deform_c = interp2(XB,YB,deform_b',XC,YC); deform_c=deform_c';
83 | deform_d = interp2(XC,YC,deform_c',XD,YD); deform_d=deform_d';
84 | % figure; contour(xa,ya,deform_a','b'); hold on;
85 | % contour(xb,yb,deform_b','a');
86 | % contour(xc,yc,deform_c','b');
87 | % contour(xd,yd,deform_d','c');
88 | % save deform_b.grd deform_b -ascii
89 | % save deform_c.grd deform_c -ascii
90 | % save deform_d.grd deform_d -ascii

```

```

1 clear all; close all;
2
3 % GRID A= 243s
4
5 % INPUT grid length as defined in mygrids.m file
6 DA = 27/3600; % grid length (degrees);
7
8 % INPUT region_a as defined in my_grids.m file
9 % copy and paste the next 4 lines from mygrids.m file
10 region_a= [-15.99611111, -8.00861111, 278.00388889, 285.99138889];
11 IA=1066, JA=1066
12
13 % IAR/540, 4R4, 695, 564/
14
15 xa = 0 : IA-1; xa = x1 * xa/3600; xa = xa + region_a(3);
16 ya = 0 : JA-1; ya = y1 * ya/3600; ya = ya + region_a(1);
17
18 %*****
19 %***** HERE AFTER IS AUTOMATIC PROCEDURE *****
20 %*****
21
22 % Expanding region_a limits to extract data from etopo2
23 R = 4/60;
24 region(1) = region_a(1) - R;
25 region(2) = region_a(2) + R;
26 region(3) = region_a(3) - R;
27 region(4) = region_a(4) + R;
28
29 [topo2,y2,x2] = etopo2_to_model(region);
30
31 [X,Y] = meshgrid(x2,y2);
32 [x,y] = meshgrid(xa,ya);
33
34 grid_a = interp2(X,Y,topo2',x,y);
35 grid_a = grid_a';
36
37 % Modifying boundaries to prevent numerical instabilities
38 [grid_e]-boundary_a(grid_a);
39
40 'saving grid_a.grd'
41 save grid_a.grd grid_a ascii
42
43 '***** Finito, Ended, Terminado, *****'|

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 43, Col 70 INS

```

*masking_grid_a.m  *ctopo2_to_model.m  *boundary_a.m
1 | % Function MYGRID_SAND Read bathymetry data from Sandwell Database
2 | % [image_data,vlat,vlon] = nygrid_model(region)
3 | %
4 | % program to get bathymetry from topo_6.2.img
5 | % WARNING: change DatabasesDir to the correct one for your machine
6 | % Catherine de Groot-Hedlin
7 | % latitudes must be between -72.006 and 72.006;
8 | % input:
9 | % region = [south north west east];
10 | % output:
11 | % image_data - matrix of sandwell bathymetry/topography
12 | % vlat - vector of latitudes associated with image_data
13 | % vlon - vector of longitudes
14 | %
15 | %
16 |
17 | function [image_data,vlat,vlon] = ctopo2_to_model(region);
18 |
19 | % determine the requested region
20 | blat = region(1);
21 | tlat = region(2);
22 | wlon = region(3);
23 | elon = region(4);
24 |
25 | % Setup the parameters for reading Sandwell data
26 | db_res = 2/60; % 2 minute resolution
27 | db_loc = [-72.006 72.006 0.0 360-db_res];
28 | db_size = [6336 10800];
29 | nbytes_per_lat = db_size(2)*2; % 2-byte integers
30 | image_data = [];
31 |
32 | % Determine if the database needs to be read twice (overlapping prime meridian)
33 | if ((wlon<0)&&(elon>0))
34 |     wlon = [wlon 0];
35 |     elon = [360-db_res elon];
36 | end
37 |
38 | % Calculate number of "records" down to start (latitude) (0 to db_size(1)-1)
39 | % (mercator projection)
40 | rad=pi/180;arg1=log(tan(rad*(45+db_loc(1)/2)));
41 | arg2=log(tan(rad*(45+blat/2)));
42 | iblat = fix((db_size(1) + 1 - (arg2-arg1)/(db_res*rad))
43 |
44 | arg2=log(tan(rad*(45+tlat/2)));
45 | itlat = fix((db_size(1) + 1 - (arg2-arg1)/(db_res*rad))
46 |
47 | if (iblat < 0) | (itlat > db_size(1)-1)
48 |     errordlg([' Requested latitude is out of file coverage ']);
49 | end
50 |
51 | % Go ahead and read the database
52 | for i = 1:length(wlon);
53 |
54 |     % Open the data file
55 |     fid = fopen('c:\Modelo_Tm\topo_6.2.img', 'r','b');
56 |     if (fid < 0)
57 |         errordlg(['not open ase: ' '/topo_6.2.img'],'Error');
58 |     end
59 |
60 |     % Make sure the longitude data goes from 0 to 360
61 |     if wlon(i) < 0
62 |         wlon(i) = 360 + wlon(i);
63 |     end
64 |
65 |     if elon(i) < 0
66 |         elon(i) = 360 + elon(i);
67 |     end
68 |
69 |     % Calculate the longitude indices into the matrix (0 to db_size(1)-1)
70 |     iwlon(i) = fix((wlon(i)-db_loc(3))/db_res)
71 |     ielon(i) = fix((elon(i)-db_loc(3))/db_res)
72 |     if (iwlon(i) < 0) | (ielon(i) > db_size(2)-1)
73 |         errordlg([' Requested longitude is out of file coverage ']);
74 |     end
75 |
76 |     % allocate memory for the data
77 |     data = zeros(iblat itlat,ielon(i) iwlon(i)+1);
78 |
79 |     % Skip into the appropriate spot in the file, and read in the data
80 |     disp('Reading in bathymetry data');
81 |     for ilat = itlat:iblat
82 |         offset = ilat*nbytes_per_lat + iwlon(i)*2;
83 |         status = fseek(fid, offset, 'bof');
84 |         data(iblat-ilat+1,:) = fread(fid, [1, ielon(i)-ielon(i)+1], 'integer*2');
85 |     end
86 |
87 |     % close the file
88 |     fclose(fid);
89 |
90 |     % put the two files together if necessary
91 |     if (i>1)
92 |         image_data = [image_data data];
93 |     else

```

```

94         image_data = data;
95     end
96 end
97
98 % Determine the coordinates of the image_data
99 vlat=zeros(1,iblat-1:iblat+1);
100 arg2 = log(tan(rad*(45+db_loc(1)/2.)));
101 for ilat=itlat+1:iblat+1;
102     arg1 = rad*db_res*(db_size(1)-ilat+0.5);
103     term=exp(arg1+arg2);
104     vlat(iblat-ilat+2)=2*atan(term)/rad -90;
105 end
106 vlon=db_res*(iwlon+1:ielon+1)-0.5;
107
108 % To plot it up
109 [xx,yy]=meshgrid(vlon,vlat);
110 pcolor(xx,yy,image_data),shading flat,colormap(jet),colorbar('vert')
111 xlabel('longitude'),ylabel('latitude'),title('Smith and Sandwell bathymetry')
112
113 % Transpose matrix is needed for tsunami model input
114 % Depths are positive for tsunami model
115 image_data = -image_data';

```

Octave ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln 53, Col 1

INS

```

1 function [grid_a]=boundary_a(grid_a);
2 % This program is to prevent numerical instabilities
3 % along grid_a open boundaries.
4
5 % It looks for wrong land-sea distribution along boundaries on the coarse
6 % grid and modifies these values.
7
8 % INPUT: grid_a.grd
9 % OUTPUT: grid_a.grd (same filename)
10
11 [m,n]=size(grid_a);
12
13 for k = 1 : m
14     hb=grid_a(k,1:10);
15     ind_b = find( hb <= 0);
16     if ~isempty(ind_b)
17         hb=-10;
18         grid_a(k,1:10)=hb;
19     end
20     ht=grid_a(k,end-10:end);
21     ind_t = find( ht <= 0);
22     if ~isempty(ind_t)
23         ht=-10;
24         grid_a(k,end-10:end)=ht;
25     end
26 clear ind_b;
27 clear ind_t;
28 end
29
30 for k = 1 : n
31     hl=grid_a(1:10,k);
32     ind_l = find( hl <= 0);
33     if ~isempty(ind_l)
34         hl=-10;
35         grid_a(1:10,k)=hl;
36     end
37     hr=grid_a(end-10:end,k);
38     ind_r = find( hr <= 0);
39     if ~isempty(ind_r)
40         hr=-10;
41         grid_a(end-10:end,k)=hr;
42     end
43 clear ind_l;
44 clear ind_r;
45 end

```

Octave ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln 22, Col 23

INS

```

extraer_xyz.m
1 %Extraer una matriz mas pequeña de un archivoXYZ $$$
2 %Código de Cesar Jimenez cesarsud86@hotmail.com
3 clear%, clc
4 archivo = input ('Nombre de archivo de datos: - ','s');
5 A = load (archivo);
6 load perfil.txt
7 lonp = perfil(:,2)+360;
8 latp = perfil(:,1);
9
10 if archivo == 'peru.dat'
11     A(:,1) = A(:,1)+360;
12     disp ('Longitudes entre 0 y 360°')
13 end
14 disp ('Introducir las coordenadas del rectangulo: ')
15 lat_s = input ('Latitud sur - ');
16 lat_n = input ('Latitud norte = ');
17 lon_w = input ('Longitud oeste = ');
18 lon_e = input ('Longitud este = ');
19
20 [m n] = size(A);
21 xyz = [];
22 for i = 1:m
23     if (A(i,2)<lat_n & A(i,2)>lat_s & A(i,1)<lon_e & A(i,1)>lon_w)
24         xyz = [xyz; A(i,:)];
25     end
26 end
27 plot(xyz(:,1),xyz(:,2),'.',lonp,latp, '.'), grid, zoom
28 axis equal
29 save xyz.dat xyz -ascii
30 disp ('Los datos se grabaron en "xyz.dat"')
31
32 $$$ correccion de latitud
33 % [lat_s,lon_w] = selLLN (A, maplegend,1,1);
34 % lat_n = maplegend(2);
35 %correccion = (lat_n+lat_s);
36 %lat = -lat+correccion; % +0.3 (lat_n-lat_s)
37 %xyz = [lon+360 lat z];
38 %save salida.txt xyz -ascii

```

Octave Ancho de la tabulación: 8 L:1, C:1 INS

```

1 clear, clc
2 dir *.mat
3 archivo = input ('Nombre de archivo de datos: = ','s');
4 load (archivo);
5 disp ('Introducir las coordenadas del rectangulo: ');
6 lat_s = input ('Latitud sur = ');
7 lat_n = input ('Latitud norte = ');
8 if (lat_n < lat_s)
9     disp ('Los datos estan permutados');
10    return;
11 end
12 lon_w = input ('Longitud oeste = ');
13 lon_e = input ('Longitud este = ');
14 if (lon_e < lon_w)
15     disp ('Los datos estan permutados');
16    return;
17 end
18
19 [r1 c1] = setpostn (A, maplegend, lat_n, lon_w);
20 [r2 c2] = setpostn (A, maplegend, lat_s, lon_e);
21 [m n] = size(A);
22 if m-r1 == -1 % solo para Aster
23     r1 = m-1; % solo para Aster
24 end % solo para Aster
25 [lati,lonj] = setltn(A,maplegend,r1,c1); % Importante
26 A = A(m-r1:m-r2, c1:c2);
27 % maplegend = [maplegend(1) lat_n lon_w];
28 maplegend = [maplegend(1) lati lonj];
29 [p q] = size(A);
30
31 %lat_n lon_w] = setltn(A, maplegend,p,1); %correccion
32 %maplegend = [maplegend(1) lat_n lon_w];
33 xllcenter = maplegend(3);
34 yllcenter = maplegend(2);
35 cellsize = 1/maplegend(1);
36 i = 1:p;
37 vlat(i) = yllcenter-(i-1)*cellsize;
38 j = 1:q;
39 vlon(j) = xllcenter+(j-1)*cellsize;
40 [lon, lat] = meshgrid(vlon,vlat);
41 %%%
42 % [p q] = size(A);
43 for i = 1:p
44     for j = 1:q
45         if A(i,j) == -9999
46             A(i,j) = -1;
47         end
48     end
49 end
50 meshc(vlon,vlat,A);
51 file = input ('Archivo de datos *.mat a crear: = ','s');
52 eval(['save ' file,' A maplegend']);
53 file
54
55 %load perfil.txt; %costa.txt;
56 %costa = perfil;
57 %latc = costa(:,1);
58 %lonc = costa(:,2);
59
60 % [lats, longs] = findm(A<=runup & A>0, maplegend);
61 % % findm(A>=runup ,maplegend);
62 %correccion = (lat_n+lat_s);
63 %lats_corregido = lats/correccion;
64 %plot(longs, lats corregido,','lonc,latc,','), lon w, lat n,'o')
65 %grid, zoom, axis equal
66 %axis ([lon_w lon_e lat_s lat_n])
67 %title ('Mapa de Inundacion')
68 %xlabel ('Longitud')
69 %ylabel ('Latitud')

```

Octave ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln16, Col2

INS

```

mat2vec.m
1 | % Convierte un formato matricial (raster) a formato xyz
2 | % El formato matricial debe proporcionar la matriz A y
3 | % la leyenda "maplegend"
4 | clear
5 | archivo = input ('Nombre de archivo de datos: = ','s');
6 | load (archivo);
7 | [lat,lon,z] = findm (A, maplegend);
8 | [lat0,lon0,z0] = findm (A==0, maplegend);
9 | z0 = z0-1;
10 | xyz = [lon+360 lat z: lon0+360 lat0 z0];
11 | % save salida.txt xyz ascii
12 | % disp ('Se copio un archivo "salida.txt"')
13 |
14 | %%% otro metodo %%%
15 | delta = 1/maplegend(1);
16 | lat0 = maplegend(2);
17 | lon0 = maplegend(3);
18 | [m n] = size(A);
19 | lat = []; lon = []; z = [];
20 | for i = 1:m
21 |     for j = 1:n
22 |         if (A(i,j) >= 0 & A(i,j) < 9999) %30)
23 |             lat = [lat; lat0+(i-1)*delta];
24 |             lon = [lon; lon0+(j-1)*delta];
25 |             z = [z ; A(i,j)];
26 |         end
27 |     end
28 | end
29 | %%% correccion de latitud
30 | [lat_s,lon_w] = setlatlon (A, maplegend,1,1);
31 | lat_n = maplegend(2);
32 | correccion = (lat_n+lat_s);
33 | lat = -lat+correccion + abs(lat_n-lat_s);
34 |
35 | xyz = [lon+360 lat -z]; % topografía negativa para el Modelo Time
36 | save topofino.txt xyz -ascii
37 | plot(lon, lat, '.'), grid, zoom
38 | disp ('Se creó el archivo "topofino.txt"')
39 |
40 | %for j = 1:n
41 | %     for i = m: 1:1
42 | %         z(k) = A(i,j);
43 | %         k = k+1;
44 | %     end
45 | %end
46 |

```

Octave Ancho de la tabulación: 8 Ln 1, Col 1 INS

```

1 joint_depths.m 2 marker_9999.m
1 % This program combines bathymetric data digitized from maps or
2 % obtained by soundings, and data extracted from ETPO2 global
3 % bathymetry. ETPO2 data within a distance of 2 minutes from your
4 % soundings are eliminated. Combined data sets are saved in a file named
5
6 % depths xyz.dat (Longitude (deg), Latitude (deg), Depth (meters) ).
7
8
9 % Make sure file "topo_6.2.img" (etopo2 data) is in the same folder
10
11 % Latitudes must be between -72.006 and 72.006;
12 % Longitudes must be between 0 and 360
13
14 % Be patient, it will take time
15 clear all; close all;
16
17 %this lines are optional to plot your coastline
18 % load costamex.mat;
19 % plot(costamex(:,1),costamex(:,2));
20 % hold on; axis equal;
21 % axis([248 273 13 26]); grid;
22 % plot(260.1180 , 16.8438,'x');
23 % text(260.1180 , 16.8438,'Acapulco');
24 % plot(255.6592 , 19.1055,'x');
25 % text(255.6592 , 19.1055,'Manzanillo');
26
27 % INPUT region_x as defined in ny_grids.m (copy and paste): x = a, b, c, d, etc.
28 region_x = [-15.99611111, -0.00061111, 270.00300009, 205.99130009];
29
30 % Reading your depths (digitized from maps o obtained by soundings)
31 % File format mus be: (Longitude(deg), Latitude(deg), depth(meters) )
32
33 % INPUT your soundings filename
34 filename='xyz.dat';
35
36 % Execute this program. Good luck!!!
37 %*****
38 %***** HERE AFTER IS AUTOMATIC PROCEDURE *****
39 %*****
40
41 eval(['load ' filename]);
42 soundings_xyz = eval(['filename(1:end-4)']);
43 eval(['clear ' filename(1:end-4)]);
44
45 % Extracting your soundings within region_x;
46 region = region_x;
47 ind = find( soundings_xyz(:,2) >= region(1) ); soundings_xyz = soundings_xyz(ind,:);
48 ind = find( soundings_xyz(:,2) <= region(2) ); soundings_xyz = soundings_xyz(ind,:);
49 ind = find( soundings_xyz(:,1) >= region(3) ); soundings_xyz = soundings_xyz(ind,:);
50 ind = find( soundings_xyz(:,1) <= region(4) ); soundings_xyz = soundings_xyz(ind,:);
51
52 % Finding geographical limits for your soundings
53 south = min(soundings_xyz(:,2)); % south limit
54 north = max(soundings_xyz(:,2)); % north limit
55 east = min(soundings_xyz(:,1)); % east limit
56 west = max(soundings_xyz(:,1)); % west limit
57
58 % Expanding region limits to extract data from etopo2
59 R = 6/60; % 6 minutes
60 region(1) = region(1) - R;
61 region(2) = region(2) + R;
62 region(3) = region(3) - R;
63 region(4) = region(4) + R;
64
65 % Extracting data from etopo2
66 [topo2,y2,x2] = ctcpo2_to_model(region);
67
68 % Extracting submatrix "z" from topo2 matrix.
69 % Matrix "z" has geographical limits just enough to include your soundings.
70 ind_s = find( abs(y2 - south) == min( abs(y2 - south) ) );
71 ind_n = find( abs(y2 - north) == min( abs(y2 - north) ) );
72 ind_e = find( abs(x2 - east) == min( abs(x2 - east) ) );
73 ind_w = find( abs(x2 - west) == min( abs(x2 - west) ) );
74
75 z = topo2(ind_e:ind_w, ind_s:ind_n);
76 x = x2(ind_e:ind_w);
77 y = y2(ind_s:ind_n);
78
79 % Making array Z(longitude, latitude, depth) from z matrix
80 [X,Y]=meshgrid(x,y);
81 X=X'; Y=Y';
82 Z(:,1)=X(:); Z(:,2)=Y(:); Z(:,3)=z(:);
83
84 % Identifying depths within distance "r (degrees) from your soundings"
85 [Z]=marker_9999(Z,soundings_xyz,2/60);
86 % Reshaping Z array into a z matrix
87 z(:)=Z(:,3); clear Z; clear X; clear Y;
88 % Inserting z matrix into topo2 matrix
89 topo2(ind_e:ind_w, ind_s:ind_n) = z;
90

```

```

91 % Making array Z(longitude, latitude, depth) from topo2 matrix
92 [X,Y]=meshgrid(x2,y2);
93 X=X'; Y=Y';
94 Z(:,1)=X(:); Z(:,2)=Y(:); Z(:,3)=topo2(:);
95
96 % Cleaning array Z from marked values 9999
97 ind=find(Z(:,3) < 9999);
98 Z=Z(ind,:);
99
100 % Combining your soundings file with etopo2 data
101 depths_xyz = [soundings_xyz' Z'];
102
103 % This file is ready for surfer to built grids_b, grid_c, etc. NOT ready for grid_a
104 % grid_a.grd will be obtained directly from ETPO2 data.
105 'saving depths_xyz.dat'
106 save depths_xyz.dat depths_xyz -ascii;
107
108 'plotting both, decimated topo2 data, and your soundings_xyz.dat'
109 plot(Z(:,1),Z(:,2),'g');
110 hold on;
111 plot(soundings_xyz(:,1),soundings_xyz(:,2),'r');
112 'plotting region_x limits as a reference frame'
113 plot([region_x(3), region_x(4), region_x(4), region_x(3), region_x(3)], [region_x(1), region_x(1), region_x(2), region_x(2), region_x(1)], 'b');
114
115 '***** Finito, Ended, Terminado, *****'

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 62, Col 2 INS

```

1 function [A]=marker_9999(A,B,r)
2 % Depths or terrain elevations in array "A" within a distance "r" from
3 % depths or terrain elevations contained in array "B" are defined as 9999
4
5 % INPUT:
6 % A = [longitude (degrees), Latitude (degrees), depth (meters)]
7 % B = [longitud (degrees), Latitud (degrees), depth (meters)]
8 % r = distance (degrees)
9
10 % OUTPUT: Marked array with 9999 values
11 % D = [longitude (degrees), Latitude (degrees), depth (meters)]
12
13 nb=length(B);
14
15 for k=1:nb;
16
17     d=sqrt( (A(:,1)-D(k,1)).^2 + (A(:,2)-D(k,2)).^2 );
18
19     ind=find( d <= r );
20     if ~isempty(ind)
21         A(ind,3)=0*A(ind,3) + 9999;
22     end
23
24     % [k nb]
25 end

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 1, Col 32 INS

```

1 % function falla;
2 % Parametros de Falla %
3 clc
4 disp('PARAMETROS DE LA FALLA')
5 disp('Estos son los datos de entrada del WinIIB')
6 disp(' ')
7 Mw = input('Magnitud (Mw>6.5) = ');
8 if Mw >= 6.5
9     L = 10^(0.55*Mw-2.15); % (km) Papazachos 2004
10    W = 10^(0.31*Mw-0.63); % (km)
11    D = (10^(0.64*Mw-2.78))/100; % (m)
12
13    MO = 10^(1.5*Mw+9.1); %Momento sismico (N*m)
14    u = 4.5e10; % (N/m2) coeficiente de rigidez
15    % MO = u*I*W*D %
16    S = 10^(0.86*Mw-2.92); % (km2)
17    fprintf('S %2.1e %s\n', 'Momento sismico= ', MO, 'N*m');
18    fprintf('S %4.0f %s\n', 'Area = ', S, 'km2');
19
20    a = 1.11*0.5642*W; %a = sqrt(S*pi);
21    b = 0.90*0.5642*L; %b = a/e;
22    fprintf('a %4.1f %s\n', 'Semieje A = ', a, 'km');
23    fprintf('b %4.1f %s\n', 'Semieje B = ', b, 'km');
24    fprintf('S %4.1f %s\n', 'Dislocacion = ', D, 'm');
25 elseif Mw <= 6.5
26    disp('La magnitud debe ser > 6.5')
27 end
28 % a = input('Presione <Enter>...');

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 28, Col 36 INS

```

1  % clear all; close all;
2
3  % INPUT: Origin of the fault plane (xo (Long), yo(Lat) )
4  % [xo, yo]-input
5
6  xe = 282.34; ye = -12.18; %xo=282.73; yo=-14.47; % extremo inferior
7
8  L = 303500; % 350000; % Largo o longitud del plano de falla; (en metros)
9  W = 101200; % 100000; % Ancho del plano de falla; (metros)
10 Az = 320; % strike, rumbo, azimuth
11 echado = 20; % (dip), buzamiento
12 % *****
13 W1 = W*cos(echado*pi/180); % *****
14 beta = atan(W1/L)*180/pi; % *****
15 alfa = Az - 270; % *****
16 h = sqrt(L*L-W1*W1); % *****
17 a = 0.5*h*sin((alfa+beta)*pi/180)/1000; % *****
18 b = 0.5*h*cos((alfa+beta)*pi/180)/1000; % *****
19 xo = xe+km2deg(b); %xe = xo - km2deg(b); % *****
20 yo = ye-km2deg(a); %ye = yo + km2deg(a); % *****
21 load xya;
22 load grid_a.grd;
23 IO=find(abs(xa-xo) == min(abs(xa-xo)) ); IO=IO(1);
24 JO=find(abs(ya-yo) == min(abs(ya-yo)) ); JO=JO(1);
25
26 save xyo xo yo IO JO L W Az echado
27
28 figure; hold on;
29 contour(xa,ya,grid_a',[0 0],'b');
30 contour(xa,ya,grid_a',[4000 4000],'k');
31 %plot(280.1180 , -16.8436,'r+');
32 text(282.8520 , -12.052,' Callao');
33 axis equal; grid;
34
35
36 dip=echado*pi/180;
37 a1=-(Az-90)*pi/180; a2=-(Az)*pi/180;
38 r1=L; r2=W*cos(dip);
39 r1=r1/(60*1853); r2=r2/(60*1853);
40 sx(1)=0; sy(1)=0;
41 sx(2)=r1*cos(a1); sy(2)=r1*sin(a1);
42 sx(4)=r2*cos(a2); sy(4)=r2*sin(a2);
43 sx(3)=sx(4)+sx(2); sy(3)=sy(4)+sy(2);
44 sx(5)=sx(1); sy(5)=sy(1);
45
46 sx=sx + xa(IO); sy=sy + ya(JO);
47
48 plot(sx,sy,'k','linewidth',2);
49
50 px=xa(IO); py=ya(JO); % origen del plano de falla de acuerdo al modelo de tsunamis
51 plot(px,py,'ro',xe,ye,'bo');

```

Octave Ancho de la tabulación: 8 Ln 1, Col 4 INS

```

1 pfella.inp
2 210 121 /* IO, JO origen de la falla en coordenadas de grid_a.grd
3 8.0 /* Dislocacion cosismica (metros)
4 184000.0 76000.0 /* L, W Longitud y ancho de la falla (metros)
5 327.0 /* Rumbo de la falla (grados a partir del Norte)
6 14.0 /* Echado o inclinacion de la falla (grados)
7 78.0 /* Angulo de deslizamiento (grados)
8 15000.0 /* Profundidad de la falla (metros)

```

Texto plano Ancho de la tabulación: 8 Ln 1, Col 1 INS

```

deformfo:
1 C**** PROGRAMA PARA DEFORMAR EL DOMINIO "A" DADOS LOS PARAMETROS DE LA
2 C**** DISLOCACION. SE UTILIZA LA TEORIA DE L. Mansinha y D.E. Smylie
3
4
5 C.... Este programa solo se corre para el dominio exterior. Los
6 C.... resultados son utilizados por otro programa (INTERP???.FOR)
7 C.... para interpolar en los subdominios B, C, D, etc. Cuando se
8 C.... interpola de A a B seria INTERPAB.KOK, cuando se interpola de
9 C.... Ba C seria INTERPBC.FOR, y etc.
10
11 C     PARAMETROS DE ENTRADA:
12 C
13 C IO,JO: ORIGEN DE LA FALLA EN LAS COORDENADAS DE LA REJILLA
14 C DO: DISLOCACION DE LA FALLA (m) (SLIP MAGNITUDE)
15 C LO: LONGITUD DE LA FALLA (m) (LENGTH)
16 C WO: ANCHO DE LA FALLA (m) (WIDTH)
17 C TH: RUMBO DE LA FALLA (grados) (STRIKE)
18 C DL: ECHADO DE LA FALLA (grados) (DIP ANGLE)
19 C RD: ANGULO DE DESPLAZAMIENTO SOBRE EL PLANO DE LA FALLA (grados,
20 C     sistema de referencia sobre el plano inferior de la falla )
21 C     (SLIP DIRECTION RELATIVE TO THE STRIKE)
22 C HH: PROFUNDIDAD DE LA FALLA (m) (parte superior de la misma)
23
24 REAL LO
25 C... A = DOMINIO EXTERIOR
26 C... IA = NUMERO DE FILAS DE LA MATRIZ A LO LARGO DEL EJE DE X
27 C... JA = NUMERO DE COLUMNAS DE LA MATRIZ A LO LARGO DEL EJE DE Y
28 C... DA = TAMAÑO DE LA REJILLA A LO LARGO DE LOS EJES X, Y
29 C... EL DOMINIO EXTERIOR (metros)
30 C...
31
32 PARAMETER (IA=490, JA=355, DA=81.0*1853.0/60.0)
33
34 C... ZA(IA,JA) = condicion inicial en la superficie del mar
35 DIMENSION ZA(IA,JA)
36 OPEN(2,FILE='PFALTA.TNP')
37 C**** ORIGEN DE LA FALLA ****
38 READ(2,*) IO, JO
39
40 C**** DISLOCACION DE LA FALLA (en metros) ****
41 READ(2,*) DO
42
43 C**** LONGITUD Y ANCHO DE LA FALLA (en metros)***
44 READ(2,*) LO, WO
45
46 C**** RUMBO DE LA FALLA (grados azimut ****
47 READ(2,*) TH
48
49 C**** ECHADO DE LA FALLA (grados) ****
50 READ(2,*) DL
51
52 C**** ANGULO DE DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA (grados)
53 READ(2,*) RD
54
55 C**** PROFUNDIDAD DE LA FALLA (metros) ****
56 READ(2,*) HH
57 CLOSE(2)
58 C*****
59 C*****
60 C... Inicializando a cero
61 CALL CEROA(IA,JA,ZA)
62 C... Calcula la deformacion
63 RD = 180.0 - RD
64 CALL DEFORM(IA,JA,ZA,IO,JO,DO,LO,WO,TH,DL,RD,HH,DA)
65 C... escribe en el disco la condicion inicial de la superficie del mar
66 CALL OUTPUT(IA,JA,ZA)
67
68 STOP
69 END
70
71
72 SUBROUTINE OUTPUT (IF, JF, Z)
73
74 DIMENSION Z(IF,JF)
75 C En la siguiente linea se introduce el nombre del archivo de salida
76
77 DO 20 J=1,JF
78 DO 20 I=1,IF
79 20 IF(ABS(Z(I,J)) .LT. 0.02) Z(I,J)=0.0
80
81 OPEN(2,FILE='deform_a.grd')
82 DO 10 I=1,IF
83 10 WRITE(2,22) (Z(I,J),J=1,JF)
84 CLOSE(2)
85 22 FORMAT(2000F7.2)
86 RETURN
87 END
88
89 C**** De aqui en adelante no cambiar nada
90 C*****
91 C*****
92

```

```

93      SUBROUTINE CEROS (IF,JF,Z)
94 C
95      DIMENSION Z (IF,JF)
96
97      DO 10 J=1,JF
98      DO 10 I=1,IF
99          Z (I,J)=0.0
100 10 CONTINUE
101      RETURN
102      END
103
104      SUBROUTINE DEFORM (IF,JF,Z,I0,J0,D,L,W,TH,DL
105 6 ,RD,HH,DX)
106      REAL L
107      PARAMETER (A=3.141592,B=4.848E 06)
108      PARAMETER (RK=0.3/E+6,E=1./453E-2)
109      DIMENSION Z (IF,JF)
110
111 C      XL=A*RR*(X0-X0)*COS(E*Y0)/180.0
112 C      YL=A*RR*(Y0-Y0)/180.0
113      XL=DX*(I0-1)
114      YL=DX*(J0-1)
115      H1=HH/SIN(E*DL)
116      H2=HH/SIN(E*DL)+W
117      DS=D*COS(E*RD)
118      DD=D*SIN(E*RD)
119 C      WRITE (6,*) XL,YL,H1,H2,DS,DD
120      DO 10 J=1,JF
121          DO 10 I=1,IF
122              XX=DX*(I-1)
123              YY=DX*(J-1)
124 C              YY=A*RR*DR*(J-1)/(60.0*180)
125 C              XX=A*RR*DR*(I-1)*COS(E*(Y0+DR*(J-1)/60.0))/(60.0*180)
126              X1=(XX-XL)*SIN(E*TH)+(YY-YL)*COS(E*TH)
127              X2=(XX-XL)*COS(E*TH)-(YY-YL)*SIN(E*TH)+HH/TAN(E*DL)
128              X3=0.0
129              CALL USCAL (X1,X2,X3,L,H2,E*DL,F1)
130              CALL USCAL (X1,X2,X3,L,H1,E*DL,F2)
131              CALL USCAL (X1,X2,X3,0.,H2,F*DL,F3)
132              CALL USCAL (X1,X2,X3,0.,H1,E*DL,F4)
133              CALL UDCAL (X1,X2,X3,L,H2,E*DL,G1)
134              CALL UDCAL (X1,X2,X3,L,H1,E*DL,G2)
135              CALL UDCAL (X1,X2,X3,0.,H2,E*DL,G3)
136              CALL UDCAL (X1,X2,X3,0.,H1,E*DL,G4)
137              US=(F1-F2-F3+F4)*US/(12.0*A)
138              UD=(G1-G2-G3+G4)*DD/(12.0*A)
139              Z (I,J)=US+UD
140 10 CONTINUE
141      RETURN
142      END
143 C
144      SUBROUTINE USCAL (X1,X2,X3,C,CC,DE,F)
145      REAL K
146 C
147      SN=SIN (DE)
148      CS=COS (DE)
149      C1=C
150      C2=CC*CS
151      C3=CC*SN
152      R=SQR1 ((X1-C1)**2+(X2-C2)**2+(X3-C3)**2)
153      Q=SQRT ((X1-C1)**2+(X2-C2)**2+(X3+C3)**2)
154      R2=X2*SN-X3*CS
155      R3=X2*CS+X3*SN
156      Q2=X2*SN+X3*CS
157      Q3=-X2*CS+X3*SN
158      H=SQRT (Q2**2+(Q3+CC)**2)
159      K=SQRT ((X1-C1)**2+Q2**2)
160      A1=LOG (R+R3-CC)
161      A1=LOG (R+R3-CC)
162      A2=LOG (Q+Q3+CC)
163      A3=LOG (Q+X3+C3)
164      B1=1+3.0*(TAN (DE))**2
165      B2=3.0*TAN (DE)/CS
166      B3=2.0*R2*SN
167      B4=Q2+X2*SN
168      B5=2.0*R2**2*CS
169      B6=R*(R+R3-CC)
170      B7=4.0*Q2*X3*SN**2
171      B8=2.0*(Q2+X2*SN)*(X3+Q3*SN)
172      B9=Q*(Q+Q3+CC)
173      B10=4.0*Q2*X3*SN
174      B11=(X3+C3)-Q3*SN
175      B12=4.0*Q2**2*Q3*X3*CS*SN
176      R13=7.0*Q+Q3+CC
177      B14=2**3*(Q*(Q3+CC))**2
178      F=CS*(A1+B1*A2-B2*A3)+B3/R+2*SN*E4/(Q-B5/E6+(B7-B8)/B9+B10*B11/
179 6 Q**3-B12*B13/B14
180      RETURN
181      END
182 C
183      SUBROUTINE UDCAL (X1,X2,X3,C,CC,DE,F)
184 C

```

```

185     SN=SIN (DP)
186     CS=COS (DP)
187     C1=C
188     C2=CC*CS
189     C3=CC*SN
190     R=SQRT ((X1-C1)**2+(X2-C2)**2+(X3-C3)**2)
191     Q=SQRT ((X1-C1)**2+(X2-C2)**2+(X3+C3)**2)
192     R2=X2*SN-X3*CS
193     R3=X2*CS+X3*SN
194     Q2=X2*SN+X3*CS
195     Q3=-X2*CS+X3*SN
196     H=SQRT (Q2**2+(Q3+CC)**2)
197     K=SQRT ((X1-C1)**2+Q2**2)
198     A1=LOG (R+X1-C1)
199     A2=LOG (Q+X1-C1)
200     B1=Q* (Q+X1-C1)
201     B2=R* (R+X1-C1)
202     B3=Q* (Q+Q3+CC)
203     D1=X1-C1
204     D2=X2-C2
205     D3=X3-C3
206     D4=X3+C3
207     D5=R3-CC
208     D6=Q3+CC
209     T1=ATN (D1*D2, (H+D4)* (Q+H))
210     T2=AIN (D1*D5, H2*R)
211     T3=AIN (D1*D6, Q2*Q)
212     F=SN* (D2*(2*D3/B2+4*D5/B1-4*CS*X3*D4*(2*Q+D1)/(B1**2*Q))
213     & -6*T1+3*T2-6*T3)+CS*(A1-A2-2*(D3**2)/B2-4*(D4**2-CS*X3)/
214     & B1-4*CS*X3*D4**2*(2*Q+X1-C1)/(E1**2*Q))+6*X3*(CS*SN*(2*D5/B1+D1/
215     & B3)-Q2*(SN**2-CS**2)/B1)
216     RETURN
217     END
218 C
219     REAL FUNCTION AIN (AX,AY)
220     DATA GX/1.0E-6/
221     AX=ABS (AX)
222     AY=ABS (AY)
223     P=AX*AY
224     IF (AX.LE.GX.AND.AY.LE.GX) GOTO 10
225     SR=ATAN2 (AX,AY)
226     ATN=SIGN (SR,P)
227     RETURN
228     10 WRITE (6,100) AX,AY
229     100 FORMAT (1H,"ATAN -- AX=",E15.7,2X,"AY=",E15.7)
230     ATN=0.2
231     RETURN
232     END

```

Fortran 95 ▾

Ancho de la tabulación: 8 ▾

Ln19/, Col 31

INS

```

1 % region = [south north east west]; (degrees)
2
3 clear all; close all;
4
5 load grid_a.grd;
6 load grid_b.grd;
7 load grid_c.grd;
8 load grid_d.grd;
9
10
11
12 hd = max(max(grid_d));
13 hc = max(max(grid_c));
14 hb = max(max(grid_b));
15 ha = max(max(grid_a));
16
17 load xya;
18 load xyb;
19 load xyc;
20 load xyd;
21
22
23 CFL = 0.7; % maximum accepted value for CFL
24
25 [da,p]=sw_dist([ max(abs(ya)), max(abs(ya))],[xa(1) xa(2)], 'km');
26 dta = CFL*1000*da/sqrt(9.81*hd);
27
28 [db,p]=sw_dist([ max(abs(yb)), max(abs(yb))],[xb(1) xb(2)], 'km');
29 dtb = CFL*1000*db/sqrt(9.81*hb);
30
31 [dc,p]=sw_dist([ max(abs(yc)), max(abs(yc))],[xc(1) xc(2)], 'km');
32 dtc = CFL*1000*dc/sqrt(9.81*hc);
33
34 [dd,p]=sw_dist([ max(abs(yd)), max(abs(yd))],[xd(1) xd(2)], 'km');
35 dtd = CFL*1000*dd/sqrt(9.81*hd);
36

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 36, Col 1 INS ,

```

1 C**** EN LAS MALLAS "A,B,C,D" SE USAN COORDENADAS ESFERICAS, TEORIA TITRAI.
2 C**** EN LA MALLA "E" SE USAN COORDENADAS RECTANGULARES TEORIA NO LINEAL
3 PARAMETER (IA=490, JA=355, IB=205, JB=109)
4 PARAMETER (IC=340, JC=241, ID=625, JD=373)
5 PARAMETER (RT=6.37E16)
6 PARAMETER (DELTA=81.0/3600.0)
7 PARAMETER (DT=0.5)
8 PARAMETER (KS=1, KE=7200, KD=10, KA=60)
9 PARAMETER (FM=0.025)
10 REAL MA,NA,MB,NB
11 REAL MC,NC,MD,ND
12
13 COMMON /AXA/ ZA(IA,JA,2),MA(IA,JA,2),NA(IA,JA,2),ZMXA(IA,JA)
14 COMMON /AHA/ HA(IA,JA),RXA(JA),CJA(JA),TMX(IA,JA),ZMX(IA,JA)
15 COMMON /ADA/ HMA(TA,JA),HNA(TA,JA),XXA(TA,JA),YYA(TA,JA)
16
17 COMMON /AXB/ ZB(IB,JB,2),MB(IB,JB,2),NB(IB,JB,2)
18 COMMON /AHB/ HB(IB,JB),RXB(JB),CJB(JB)
19 COMMON /ADB/ HMB(IB,JB),HNB(IB,JB),XXB(IB,JB),YXB(IB,JB)
20
21 COMMON /AXC/ ZC(IC,JC,2),MC(IC,JC,2),NC(IC,JC,2)
22 COMMON /AHC/ HC(TC,JC),RXC(JC),CJC(JC)
23 COMMON /ADC/ HMC(IC,JC),HNC(IC,JC),XXC(IC,JC),YXC(IC,JC)
24
25 COMMON /AXD/ ZD(ID,JD,2),MD(ID,JD,2),ND(ID,JD,2),DZD(ID,JD,2)
26 COMMON /AHD/ HD(ID,JD),RMD(ID,JD)
27 COMMON /ADD/ HMD(ID,JD),HND(ID,JD),DMD(ID,JD,2),DND(ID,JD,2)
28
29 DIMENSION TAB(4)
30 DIMENSION LBC(4)
31 DIMENSION LCD(4)
32
33 DATA LAB/201, 170, 268, 205/
34 DATA LBC/82, 15, 194, 94/
35 DATA LCD/81, 50, 288, 173/
36
37 PI=4.0*ATAN(1.0)
38
39 C****INPUT: BLAT = EXTREMO SUR DE LATITUD EN CADA DOMINIO (EN GRADOS)
40 BLATA=-17.98833333
41 BLATB=-14.20083333
42 BLATC=-14.10083333
43 BLATD=-13.98000000
44
45 C****PASO DE MALLA EN RADIANTES
46 DA=PI*DELTA/180.0
47 DB=DA/3.0
48 DC=DB/3.0
49 DYD= RT * DC/3.0
50 DXD= RT * COS(BLATD*PI/180.0) * DC/3.0
51 C
52 C ***** INPUT GRIDS *****
53 C
54 CALL INPUTA(HA,IA,JA)
55 CALL INPUTB(HB,IB,JB)
56 CALL INPUTC(HC,TC,JC)
57 CALL INPUTD(HD,ID,JD)
58
59 CALL CHH(IA,JA,IB,JB,HA,HB,LAB,1111)
60 CALL CHH(TA,JB,TC,JC,HA,HC,LBC,1111)
61 CALL CHH(IC,JC,ID,JD,HC,HD,LCD,1111)
62
63 CALL HMN(IA,JA,HA,HMA,HNA)
64 CALL HMN(TA,JB,HB,HMB,HNB)
65 CALL HMN(IC,JC,HC,HMC,HNC)
66 CALL HMN(ID,JD,HD,HMD,HND)
67
68 CALL CEROS(TA,JA,ZA,MA,NA)
69 CALL CEROS(IB,JB,ZB,MB,NB)
70 CALL CEROS(IC,JC,ZC,MC,NC)
71 CALL CEROS(ID,JD,ZD,MD,ND)
72 CALL CEROS(TD,JD,DZD,MD,ND)
73
74 CALL DEFORMA(IA,JA,ZA)
75 CALL DEFORMB(IB,JB,ZB)
76 CALL DEFORMC(IC,JC,ZC)
77 CALL DEFORMD(ID,JD,ZD,HD)
78 C
79 C****CALCULOS PRELIMINARES
80 C
81 CALL PRELIM(IA,JA,HA,DA,DT,HMA,HNA,BLATA,RXA,CJA,XXA,YYA)
82 CALL PRELIM(IB,JB,HB,DB,DT,HMB,HNB,BLATB,RXB,CJB,XXB,YYB)
83 CALL PRELIM(IC,JC,HC,DC,DT,HMC,HNC,BLATC,RXC,CJC,XXC,YYC)
84 C
85 C ***** MAIN CALCULATION *****
86 C
87 OPEN(3,FILE='tsunami5.dat')
88
89 DO 10 K = 1, KE
90 KE=K-1
91
92 WRITE(*,*) K

```

```

93
94 CALL MASS (IA, JA, ZA, MA, NA, HA, RXA, CJA)
95 CALL DOUT (IA, JA, ZA, MA, NA, HA)
96
97 CALL MASS (IB, JB, ZB, MB, NB, HB, RXB, CJB)
98 CALL MASS (IC, JC, ZC, MC, NC, HC, RXC, CJC)
99 CALL NLMASS (ID, JD, ZD, MD, ND, HD, DXD, DYD, DT)
100
101 CALL JNZ (IA, JA, IB, JB, ZA, ZB, HB, LAB, 1111)
102 CALL JNZ (IB, JB, IC, JC, ZB, ZC, HC, LBC, 1111)
103 CALL JNZ (IC, JC, ID, JD, ZC, ZD, HD, LCD, 1111)
104
105 CALL MMNT (IA, JA, ZA, MA, NA, HA, XXA, YYA)
106 CALL MMNT (IB, JB, ZB, MB, NB, HB, XXB, YYB)
107 CALL MMNT (IC, JC, ZC, MC, NC, HC, XXC, YYC)
108 CALL NLMMT (ID, JD, ZD, MD, ND, DXD, DMD, DND, HD, HMD, HND, DXD, DYD, DT, FM)
109
110 CALL JNQ (IA, JA, IB, JB, MA, NA, MB, NE, HB, LAB, 1111)
111 CALL JNQ (IB, JB, IC, JC, MB, NB, MC, NC, HC, LBC, 1111)
112 CALL JNQ (IC, JC, ID, JD, MC, NC, MD, ND, HD, LCD, 1111)
113
114 IF (MOD(KK, KD) .EQ. 0) THEN
115
116 WRITE (3, 333) ZD(102, 65, 2), ZD(31, 92, 2), ZD(70, 173, 2)
117 CALL ZMAX (ID, JD, ZD, ZMXD)
118 CALL ZMAX (IA, JA, ZA, ZMXA)
119 CALL TMX (IA, JA, TMX, ZMX, ZA, KK, DT)
120
121 ELSE
122 ENDDIF
123
124 IF (MOD(KK, KA) .EQ. 0) THEN
125 CALL MOVIE (KK, KA, IA, JA, ZA)
126
127 ELSE
128 ENDDIF
129
130
131 333 FORMAT (200F10.4)
132
133 CALL CHAN (IA, JA, ZA, MA, NA)
134 CALL CHAN (IB, JB, ZB, MB, NB)
135 CALL CHAN (IC, JC, ZC, MC, NC)
136 CALL CHAN2 (ID, JD, ZD, DXD, MD, ND)
137
138 10 CONTINUE
139
140 CLOSE (3)
141
142 OPEN (2, FILE='tmax_a.grd')
143 DO 20 I=1, IA
144 20 WRITE (2, 50) (TMX (I, J), J=1, JA)
145 CLOSE (2)
146
147 OPEN (2, FILE='zmax_a.grd')
148 DO 30 I=1, IA
149 30 WRITE (2, 50) (ZMXA (I, J), J=1, JA)
150 CLOSE (2)
151
152 OPEN (2, FILE='zmax_d.grd')
153 DO 40 I=1, ID
154 40 WRITE (2, 50) (ZMXD (I, J), J=1, JD)
155 CLOSE (2)
156
157 50 FORMAT (1000F8.2)
158
159 STOP
160 END
161 C***** DE AQUI EN DELANTE NO ALTERAR
162 C*****
163 C*****
164 C*****
165 C*****
166 C***** SE LEEN LAS BATIMETRÍAS DE LOS DIFERENTES DOMINIOS
167 SUBROUTINE INPUTA (HA, IA, JA)
168 DIMENSION HA (IA, JA)
169
170 OPEN (2, FILE='grid_a.grd')
171 DO 10 I=1, IA
172 10 READ (2, *) (HA (I, J), J=1, JA)
173 CLOSE (2)
174
175 DO 20 J=1, JA
176 DO 20 I=1, IA
177 20 IF (HA (I, J) .GT. 0.0 .AND. HA (I, J) .LT. 10.0) HA (I, J) = 10.0
178
179 RETURN
180 END
181 SUBROUTINE INPUTB (HA, IA, JA)
182 DIMENSION HA (IA, JA)
183
184 OPEN (2, FILE='grid_b.grd')
185 DO 10 I=1, IA
186 10 READ (2, *) (HA (I, J), J=1, JA)
187 CLOSE (2)
188

```

```

189      DO 20 J=1,JA
190      DO 20 I=1,IA
191 20    IF (HA(I,J).GT.0.0.AND.HA(I,J).LT.10.0) HA(I,J)=10.0
192
193      RETURN
194      END
195      SUBROUTINE INFUTC(HA,IA,JA)
196      DIMENSION HA(IA,JA)
197
198      OPEN(2,FILE='grid_c.grd')
199      DO 10 I=1,IA
200 10    READ(2,*) ((HA(I,J),J=1,JA)
201      CLOSE(2)
202
203      DO 20 J=1,JA
204      DO 20 I=1,IA
205 20    IF (HA(I,J).GT.0.0.AND.HA(I,J).LT.10.0) HA(I,J)=10.0
206
207      RETURN
208      END
209      SUBROUTINE INFUTD(HA,IA,JA)
210      DIMENSION HA(IA,JA)
211
212      OPEN(2,FILE='grid_d.grd')
213      DO 10 I=1,IA
214 10    READ(2,*) ((HA(I,J),J=1,JA)
215      CLOSE(2)
216
217      RETURN
218      END
219 C
220 C*****SE LEE LA DEFORMACION C CONDICION INICIAL
221 C
222      SUBROUTINE DEFORMA(IA,JA,Z)
223      DIMENSION Z(IA,JA,2)
224
225      OPEN(2,FILE='defcra_a.grd')
226      DO 10 I=1,IA
227 10    READ(2,*) ((Z(I,J,1),J=1,JA)
228      CLOSE(2)
229
230      RETURN
231      END
232 C*****
233      SUBROUTINE DEFORMB(IB,JB,Z)
234      DIMENSION Z(IB,JB,2)
235
236      OPEN(2,FILE='defcra_b.grd')
237      DO 10 I=1,IB
238 10    READ(2,*) ((Z(I,J,1),J=1,JB)
239      CLOSE(2)
240
241      RETURN
242      END
243 C*****
244      SUBROUTINE DEFORMC(IC,JC,Z)
245      DIMENSION Z(IC,JC,2)
246
247      OPEN(2,FILE='defcra_c.grd')
248      DO 10 I=1,IC
249 10    READ(2,*) ((Z(I,J,1),J=1,JC)
250      CLOSE(2)
251
252      RETURN
253      END
254 C*****
255      SUBROUTINE DEFORMD(ID,JD,Z,HD)
256      DIMENSION Z(ID,JD,2),HD(ID,JD)
257
258      OPEN(2,FILE='defcra_d.grd')
259      DO 10 I=1,ID
260 10    READ(2,*) ((Z(I,J,1),J=1,JD)
261      CLOSE(2)
262
263      DO 20 I=1,ID
264      DO 20 J=1,JD
265 20    IF (HD(I,J).LT.0.0) Z(I,J,1)=0.0
266
267      RETURN
268      END
269 C
270 C
271 C*****MOM (MAXIMUM OF MAXIMUM)
272 C
273      SUBROUTINE ZMAX(II,JJ,Z,ZMX)
274      DIMENSION Z(II,JJ,2),ZMX(II,JJ)
275
276      DO 10 J=1,JJ
277      DO 10 I=1,II
278 10    IF (Z(I,J,2).GT.ZMX(I,J)) ZMX(I,J)=Z(I,J,2)
279
280      RETURN
281      END
282 C
283 C
284 C*****Tsunami Travel Time Matrix *****
285 C

```

```

286 SUBROUTINE TMAX(IA,JA,TMX,ZMX,Z,KK,DT)
287 C TMX = travel time matrix (minutes)
288 DIMENSION Z(IA,JA,Z),ZMX(IA,JA)
289 DIMENSION TMX(IA,JA)
290
291
292 DO 10 J=2,JA
293 DO 10 I=2,IA
294
295 IF (ZMX(I,J).GT.0.9) GO TO 10
296
297 IF( Z(I,J,2) .GT. 0.005) THEN
298 ZMX(I,J)=1.0
299 TMX(I,J)=FLCAT(KK)*DT/60.0
300
301 ELSE
302 ENDDIF
303
304 10 CONTINUE
305
306 RETURN
307 END
308 C
309 C**** WRITE TSUNAMI FRAMES AT "KA" TIME STEPS
310 C
311 SUBROUTINE MOVIE(KK,KA,IA,JA,ZA)
312 DIMENSION ZA(IA,JA,2)
313 CHARACTER NAME*50
314
315 KI=KK/KA
316 WRITE(NAME,100) KI + 1000
317 100 FORMAT('I4')
318 OPEN(2,FILE=NAME)
319 DO 10 I=1,IA
320 10 WRITE(2,22) (ZA(I,J,2),J=1,JA)
321 CLOSE(2)
322 22 FORMAT(200F9.2)
323
324 RETURN
325 END
326 C
327 C****CALCULOS PRELIMINARES PARA CONSERVACION DE MASA Y MOMENTO
328 C RZ=LATITUD EN NODOS DE ELEVACION
329 C RN=LATITUD EN NODOS DE VELOCIDAD MERIDIONAL
330 C RT=RADIO DE LA TIERRA
331 C RX=FACTOR EN CONSERVACION DE MASA
332 C CJ=FACTOR EN CONSERVACION DE MASA
333 C XX=FACTOR EN CONSERVACION DE MOMENTO LONGITUDINAL
334 C YY=FACTOR EN CONSERVACION DE MOMENTO MERIDIONAL
335 C DY=PASO DE MAYA EN RADIANES
336 C DT=PASO DE TIEMPO EN SEGUNDOS
337 C BLAT=EXTRMOS SUR DE LATITUD EN GRADOS (+N, -S)
338 SUBROUTINE PRELIM(IA,JA,RT,DY,DT,HM,HN,BLAT,RX,CJ,XX,YY)
339 DIMENSION RX(JA),CJ(JA),HM(IA,JA),HN(IA,JA)
340 DIMENSION XX(IA,JA),YY(IA,JA)
341
342 PI=4.0*ATAN(1.0)
343 GS=9.0
344
345 RZ=BLAT*PI/180.0
346 RN=RZ+DY/2.0
347
348 DO 30 J=1,JA
349 RX(J)=DT/(RT*COS(RZ))*DY)
350 CJ(J)=COS(RN)
351 RZ=RZ + DY
352 RN=RN + DY
353 30 CONTINUE
354
355 DO 40 J=1,JA
356 DO 40 I=1,IA
357 XX(I,J)=RX(J)*GS*HM(I,J)
358 YY(I,J)=DT*GS*HN(I,J)/(RT*DY)
359 40 CONTINUE
360
361 RETURN
362 END
363 C****
364 C****SE CALCULAN LAS PROFUNDIDADES EN LOS PUNTOS EN DONDE SE EVALUAN
365 C****LAS DESCARGAS.
366
367 SUBROUTINE HMN(IF,JF,HZ,HM,HN)
368
369 DIMENSION HZ(IF,JF),HM(IF,JF),HN(IF,JF)
370
371 DO 10 J=1,JF
372 DO 10 I=1,IF
373 IF(I.EQ.1F) GO TO 11
374 HH=0.5*(HZ(I,J)+HZ(I+1,J))
375
376 HM(I,J)=HH
377 GO TO 12
378 11 HM(I,J)=HZ(I,J)
379 12 IF(J.EQ.JF) GO TO 13
380 HH=0.5*(HZ(I,J)+HZ(I,J+1))

```

```

381      HN(I,J)=HH
382      GO TO 10
383      HN(I,J)=HZ(I,J)
384 13      CONTINUE
385 10      RETURN
386      END
387
388 C
389 C*****CONSERVACION DE MASA EN ESFERICAS (LINEAL)
390 C
391 C      SUBROUTINE MASA(IA,JA,Z,M,N,H,RX,CJ)
392 C
393 C      REAL M,N
394 C      DIMENSION Z(IA,JA,2),M(IA,JA,2),N(IA,JA,2),H(IA,JA)
395 C      DIMENSION RX(JA),CJ(JA)
396 C
397 C      DO 10 J=2,JA
398 C      DO 10 I=2,IA
399 C      IF(H(I,J).GT.0.0)THEN
400 C      Z(I,J,2)=Z(I,J,1)-RX(J)*(M(I,J,1)-M(I-1,J,1))
401 C      & -RX(J)*(N(I,J,1)*CJ(J) - N(I,J-1,1)*CJ(J-1))
402 C      IF(ABS(Z(I,J,2)).LT.1.0E-5) Z(I,J,2)=0.0
403 C      ELSE
404 C      Z(I,J,2)=0.0
405 C      ENDIF
406 C 10 CONTINUE
407 C      RETURN
408 C      END
409 C
410 C
411 C***** CONSERVACION DE MOMENTO LINEAL EN ESFERICAS (SIN FRICTION)
412 C
413 C      SUBROUTINE MMNI(IA,JA,Z,M,N,H,XX,YY)
414 C
415 C      REAL M,N
416 C      DIMENSION Z(IA,JA,2),M(IA,JA,2),N(IA,JA,2)
417 C      DIMENSION H(IA,JA)
418 C      DIMENSION XX(IA,JA),YY(IA,JA)
419 C
420 C      DO 10 J=2,JA
421 C      DO 10 I=2,IA-1
422 C      IF(H(I,J).GT.0.0.AND.H(I+1,J).GT.0.0)THEN
423 C      M(I,J,2)=M(I,J,1)-XX(I,J)*(Z(I+1,J,2)-Z(I,J,2))
424 C      IF(ABS(M(I,J,2)).LT.1.0E-5) M(I,J,2)=0.0
425 C      ELSE
426 C      M(I,J,2)=0.0
427 C      ENDIF
428 C 10 CONTINUE
429 C
430 C      DO 20 J=2,JA-1
431 C      DO 20 I=2,IA
432 C      IF(H(I,J).GT.0.0.AND.H(I,J+1).GT.0.0) THEN
433 C      N(I,J,2)=N(I,J,1)-YY(I,J)*(Z(I,J+1,2)-Z(I,J,2))
434 C      IF(ABS(N(I,J,2)).LT.1.0E-5) N(I,J,2)=0.0
435 C      ELSE
436 C      N(I,J,2)=0.0
437 C      ENDIF
438 C 20 CONTINUE
439 C      RETURN
440 C      END
441 C
442 C
443 C ***** NON LINEAR MASS CONSERVATION *****
444 C
445 C      SUBROUTINE NLMAS(IE,JF,Z,M,N,HZ,DZ,DX,DY,DT)
446 C      REAL M,N
447 C      DIMENSION Z(IE,JF,2),M(IE,JF,2),N(IE,JF,2)
448 C      DIMENSION DZ(IE,JF,2),HZ(IE,JF)
449 C      GX=1.0E-5
450 C      GY=1.0E-10
451 C      RX=DT/DX
452 C      RY=DT/DY
453 C      DO 10 J=2,JF
454 C      DO 10 I=2,IF
455 C      IF(HZ(I,J).LT.-20.0)GOTO 11
456 C      XM=0.0
457 C      XN=0.0
458 C      ZZZ=Z(I,J,1)-RX*(M(I,J,1)-M(I-1,J,1))
459 C      & -RY*(N(I,J,1)-N(I,J-1,1))
460 C      IF(ABS(ZZZ).LT.GX) ZZZ=0.0
461 C      DD=ZZZ+HZ(I,J)
462 C      IF(DD.LT.GX)GOTO 11
463 C      DZ(I,J,2)=DD
464 C      Z(I,J,2)=ZZZ
465 C      GOTO 10
466 C 11 DD=0.0
467 C      DZ(I,J,2)=DD
468 C      Z(I,J,2)=DD-HZ(I,J)
469 C 10 CONTINUE
470 C      RETURN
471 C      END
472 C
473 C ***** NON LINEAR MOMENTUM CONSERVATION WITH FRICTION*****
474 C
475 C      SUBROUTINE NLMNI(IE,JF,Z,M,N,DZ,LM,UN,HZ,HN,HN,DX,DY,DT,FM)

```

```

476      REAL M,N
477      DIMENSION Z (IF,JF,2),M(IF,JF,2),N(IF,JF,2)
478      DIMENSION DZ (IF,JF,2),DM (IF,JF,2),DN (IF,JF,2)
479      DIMENSION HZ (TF,JF),HM (TF,JF),HN (TF,JF)
480      CG=0.8
481      GX=1.0E-5
482      RX=DT/DX
483      RY=DT/DY
484 C
485 C      ----- CAL. OF TOTAL DEPTH AT POINT OF DISCHARGE -----
486 C
487      DO 10 J=1,JF
488          DO 10 I=1,IF-1
489              DM2=0.5*(DZ(I,J,2)+DZ(I+1,J,2))
490              DM1=0.25*(DZ(I,J,2)+DZ(I,J,1)+DZ(I+1,J,2)+DZ(I+1,J,1))
491              IF(DM1.LT.GX)DM1=0.0
492              IF(DM2.LT.GX)DM2=0.0
493              DM(I,J,1)=DM1
494              DM(I,J,2)=DM2
495      10 CONTINUE
496      DO 20 J=1,JF-1
497          DO 20 I=1,IF
498              DN2=0.5*(DZ(I,J,2)+DZ(I,J+1,2))
499              DN1=0.25*(DZ(I,J,2)+DZ(I,J,1)+DZ(I,J+1,2)+DZ(I,J+1,1))
500              IF(DN1.LT.GX)DN1=0.0
501              IF(DN2.LT.GX)DN2=0.0
502              DN(I,J,1)=DN1
503              DN(I,J,2)=DN2
504      20 CONTINUE
505 C
506 C      ----- CAL. OF LINEAR TERMS (X-DIRECTION) -----
507 C
508      FN=0.5*DT*GG*FM**2
509      DO 200 J=2,JF
510          DO 200 I=2,TF-1
511              IF(HZ(I,J).LT.20.0)GO TO 200
512              IF(HM(I,J).LT.-20.0)GO TO 30
513              IF(DZ(I,J,2))31,31,32
514      31      IF(DZ(I+1,J,2))30,30,34
515      32      IF(DZ(I+1,J,2))35,35,36
516      34      IF(Z(I+1,J,2)+HZ(I,J))30,30,37
517      35      IF(Z(I,J,2)+HZ(I+1,J))30,30,38
518      36      DD=DM(I,J,2)
519              GO TO 39
520      37      DD=Z(I+1,J,2)+HZ(I,J)
521              GO TO 39
522      38      DD=Z(I,J,2)+HZ(I+1,J)
523      39      XNN=0.25*(N(I,J,1)+N(I+1,J,1)+N(I,J-1,1)+N(I+1,J-1,1))
524              DF=DD
525              IF(DF.LT.1.0E-2)DF=1.0E-2
526              FF=FN*SQRT(M(I,J,1)**2+XNN**2)/DF** (7.0/3.0)
527              IF(DD.LT.GX)GO TO 30
528              XM=(1.0-FF)*M(I,J,1)-GG*RX*DD*(Z(I+1,J,2)-Z(I,J,2))
529 C
530 C      ----- CAL. OF NON-LINEAR TERMS (CONVECTION TERMS) -----
531 C
532              IF(I.LE.2.OR.J.LE.3)GO TO 40
533              IF(I+2.GT.IF.OR.J+2.GT.JF)GO TO 40
534              IF(DM(I,J,1).LT.GX)GO TO 40
535              IF(M(I,J,1))41,41,42
536      41      IF(DM(I+1,J,1).LT.GX)GO TO 40
537              IF(DZ(I+2,J,2).LT.GX)GO TO 40
538              IF(DZ(I+1,J,2).LT.GX)GO TO 40
539              XM=XM-RX*(M(I+1,J,1)**2/DM(I+1,J,1)-M(I,J,1)**2/DM(I,J,1))
540              GO TO 43
541      42      IF(DM(I-1,J,1).LT.GX)GO TO 40
542              IF(DZ(I-1,J,2).LT.GX)GO TO 40
543              IF(DZ(I,J,2).LT.GX)GO TO 40
544              XM=XM-RX*(M(I,J,1)**2/DM(I,J,1)-M(I-1,J,1)**2/DM(I-1,J,1))
545      43      IF(XNN)44,44,45
546      44      XNE=0.25*(N(I,J+1,1)+N(I+1,J+1,1)+N(I,J,1)+N(I+1,J,1))
547              IF(DM(I,J+1,1).LT.GX)GO TO 40
548              IF(DZ(I,J+1,2).LT.GX)GO TO 40
549              IF(DZ(I,J,2).LT.GX)GO TO 40
550              IF(DZ(I+1,J+1,2).LT.GX)GO TO 40
551              IF(DZ(I+1,J+2,2).LT.GX)GO TO 40
552              XM=XM-RY*(M(I,J+1,1)*XNE/DM(I,J+1,1)-M(I,J,1)*XNN/DM(I,J,1))
553              GO TO 40
554      45      XNE=0.25*(N(I,J-1,1)+N(I+1,J-1,1)+N(I,J-2,1)+N(I+1,J-2,1))
555              IF(DM(I,J-1,1).LT.GX)GO TO 40
556              IF(DZ(I,J-2,2).LT.GX)GO TO 40
557              IF(DZ(I,J-1,2).LT.GX)GO TO 40
558              IF(DZ(I+1,J-1,2).LT.GX)GO TO 40
559              IF(DZ(I+1,J-2,2).LT.GX)GO TO 40
560              XM=XM-RY*(M(I,J,1)*XNN/DM(I,J,1)-M(I,J-1,1)*XNE/DM(I,J-1,1))
561      40      XM=XM/(1.0+FF)
562              IF(ABS(XM).LT.1.0E-10)XM=0.0
563 C
564 C      ----- LIMITING OF DISCHARGE -----
565 C
566              IF(ABS(XM).LT.GX)XM=0.0
567              IF(XM.GT.10.0*DU)XM=10.0*DU
568              IF(XM.LT.-10.0*DD)XM=-10.0*DD
569              M(I,J,2)=XM
570              GO TO 200
571      30      M(I,J,2)=0.0

```

```

572
573 200 CONTINUE
574 C
575 C ----- CAL. OF LINEAR TERMS (V-DIRECTION) -----
576 C
577 DO 220 J=2,JF-1
578 DO 220 I=2,TF
579 IF (H2(I,J).LT.-20.0) GO TO 220
580 IF (H1(I,J).LT.-20.0) GO TO 130
581 TF (DZ(I,J,2)) 131,131,132
582 131 IF (DZ(I,J+1,2)) 130,130,134
583 132 IF (DZ(I,J+1,2)) 135,135,136
584 134 TF (Z(I,J+1,2)+HZ(I,J)) 130,130,137
585 135 IF (Z(I,J,2)+HZ(I,J+1)) 130,130,138
586 135 DD=DN(I,J,2)
587 GO TO 139
588 137 DD=Z(I,J+1,2)+HZ(I,J)
589 GO TO 139
590 138 DD=Z(I,J,2)+HZ(I,J+1)
591 139 XMM=0.25*(M(I,J,1)+M(I,J+1,1)+M(I-1,J,1)+M(I-1,J+1,1))
592 DF=DD
593 IF (DF.LT.1.0E-2) DF=1.0E-2
594 FF=FN*SQRT(N(I,J,1)**2+XMM**2)/DF** (7.0/3.0)
595 IF (DD.LT.GX) GO TO 130
596 XN=(1.0-FF)*N(I,J,1)-GG*RY*DD*(Z(I,J+1,2)-Z(I,J,2))
597 C
598 C ----- CAL. OF NON-LINEAR TERMS (CONVECTION TERMS) -----
599 C
600 IF (I.LE.2.OR.J.LE.2) GO TO 140
601 IF (I+2.GT.IF.OR.J+2.GT.JF) GO TO 140
602 IF (DN(I,J,1).LT.GX) GO TO 140
603 TF (N(I,T,1)) 141,141,142
604 141 IF (DN(I,J+1,1).LT.GX) GO TO 140
605 IF (DZ(I,J+2,2).LT.GX) GO TO 140
606 IF (DZ(I,J+1,2).LT.GX) GO TO 140
607 XN=XN-RV*(N(I,J+1,1)**2/DN(I,J+1,1)-N(I,J,1)**2/DN(I,J,1))
608 GO TO 143
609 142 IF (DN(I,J-1,1).LT.GX) GO TO 140
610 IF (DZ(I,J-1,2).LT.GX) GO TO 140
611 TF (DZ(I,J,2).LT.GX) GO TO 140
612 XN=XN-RV*(N(I,J,1)**2/DN(I,J,1)-N(I,J,1)**2/DN(I,J,1))
613 143 IF (XMM) 144,144,145
614 144 XME=0.25*(M(I+1,J,1)+M(I+1,J+1,1)+M(I,J,1)+M(I,J+1,1))
615 TF (DN(I+1,J,1).LT.GX) GO TO 140
616 IF (DZ(I+1,J,2).LT.GX) GO TO 140
617 IF (DZ(I+2,J,2).LT.GX) GO TO 140
618 IF (DZ(I+1,J+1,2).LT.GX) GO TO 140
619 TF (DZ(I+2,J+1,2).LT.GX) GO TO 140
620 XN=XN-RK*(N(I+1,J,1)*XME/DN(I+1,J,1)-N(I,J,1)*XME/DN(I,J,1))
621 GO TO 140
622 145 XME=0.25*(M(I-1,J,1)+M(I-1,J+1,1)+M(I-2,J,1)+M(I-2,J+1,1))
623 TF (DN(I-1,J,1).LT.GX) GO TO 140
624 IF (DZ(I-2,J,2).LT.GX) GO TO 140
625 IF (DZ(I-2,J+1,2).LT.GX) GO TO 140
626 IF (DZ(I-1,J,2).LT.GX) GO TO 140
627 TF (DZ(I-1,J+1,2).LT.GX) GO TO 140
628 XN=XN-RK*(N(I,J,1)*XME/DN(I,J,1)-N(I-1,J,1)*XME/DN(I-1,J,1))
629 140 XN=XN/(1.0+FF)
630 IF (ABS(XN).LT.1.0E-10) XN=0.0
631 C
632 C ----- LIMITING OF DISCHARGE -----
633 C
634 IF (XN.GT.10.0*DD) XN=10.0*DD
635 IF (XN.LT.-10.0*DD) XN=-10.0*DD
636 N(I,J,2)=XN
637 GO TO 220
638 130 N(I,J,2)=0.0
639 220 CONTINUE
640 RETURN
641 END
642
643 C**** CONDICIONES DE FRONTERA ABIERTA EN EL DOMINIO "A"
644
645 SUBROUTINE ROUT(TA,JA,ZA,MA,NA,HA)
646
647 REAL MA,NA
648 DIMENSION ZA(IA,JA,2),MA(IA,JA,2),NA(IA,JA,2),HA(IA,JA)
649
650 DO 10 KK=1,2
651 J=2
652 TF (KK.EQ.2) J=JA
653 DO 10 I=2,IA
654 IF (HA(I,J).LT.0.0) GOTO 10
655 CC=SQRT(9.8*HA(I,J))
656 UU=0.5*ABS(MA(I,J,2)+MA(I-1,J,2))
657 IF (J.EQ.2) UU=SQRT(UU**2+NA(I,J,2)**2)
658 IF (J.EQ.JA) UU=SQRT(UU**2+NA(I,J-1,2)**2)
659 ZZ=UU/CC
660 IF (J.EQ.2.AND.HA(I,J,2).GT.0.0) ZZ=ZZ
661 IF (J.EQ.JA.AND.HA(I,J-1,2).LT.0.0) ZZ=-ZZ
662 ZA(I,J,2)=ZZ
663 10 CONTINUE
664 DO 20 KK=1,2

```

```

665      I=2
666      IF (KK.EQ.2) I=IA
667      DO 20 J=2,JA-1
668          IF (HA(I,J).LT.0.0) GOTO 20
669          CC=SQRT(9.8*HA(I,J))
670          UU=0.5*ABS(HA(I,J,2)-HA(I,J,1,2))
671          IF (I.EQ.2) UU=SQRT(UU**2+MA(1,J,2)**2)
672          IF (I.EQ.1A) UU=SQRT(UU**2+MA(I-1,J,2)**2)
673          ZZ=UU/CC
674          IF (I.EQ.2.AND.MA(I,J,2).GT.0.0) ZZ=-ZZ
675          IF (I.EQ.1A.AND.MA(I-1,J,2).LT.0.0) ZZ=-ZZ
676          ZA(I,J,2)=ZZ
677      20 CONTINUE
678
679      RETURN
680  END
681 C****
682 SUBROUTINE CHH(IX,JX,IY,JY,HX,HY,L0,BCHK)
683 C**** EN LAS FRONTERAS ENTRE LAS MALLAS SE CALCULA LA PROFUNDIDAD DE LA
684 C**** MALLA GRANDE COMO EL PROMEDIO DE LAS PROFUNDIDADES DE LA MALLA CHICA.
685 C**** LA VARIABLE BCHK PERMITE ESTE CALCULO EN CADA UNO DE LOS LADOS DEL
686 C**** RECTANGULO. E.I. BCHK=1111 SE EFECTUA EL CALCULO EN LOS CUATRO LADOS
687 C**** BCHK=1110 SE EFECTUA EL CALCULO EN LOS LADOS 1,2 Y 3.
688 C**** INVESTIGAR QUE PASA CUANDO BCHK=1001
689
690 INTEGER BCHK,CHK
691 DIMENSION HX(IX,JX),HY(IY,JY),L0(4)
692
693 ISS=2
694 JSS=2
695 IES=IY
696 JES=JY
697 ISL=L0(1)
698 JSL=L0(2)
699 TFL=L0(3)
700 TEL=L0(4)
701 CHK=BCHK
702 KB=CHK/1000
703 IF (KB.EQ.1) THEN
704     CHK=CHK-1000
705     II=ISL
706     JJ=JSL
707     II=ISS
708     JJ=JSS
709     DO WHILE (II+2.LE.IES)
710         S=0.0
711         L=0
712         DO 10 I=II,I1+2
713             DO 10 J=JJ,J1+2
714                 IF (HY(I,J).GT.0.0) THEN
715                     S=S+HY(I,J)
716                     L=L+1
717             ENDDO
718         10 CONTINUE
719         IF (L.GE.5) THEN
720             HX(II,JJ)=S/L
721         ENDIF
722         II=II+1
723         I1=I1+3
724     ENDDO
725 ENDIF
726 C
727 KB=CHK/100
728 IF (KB.EQ.1) THEN
729     CHK=CHK-100
730     II=ISL
731     JJ=JSL
732     II=IES-2
733     JJ=JSS
734     DO WHILE (JJ+1.LE.JES)
735         S=0.0
736         L=0
737         DO 20 I=II,I1+2
738             DO 20 J=JJ,J1+2
739                 IF (HY(I,J).GT.0.0) THEN
740                     S=S+HY(I,J)
741                     L=L+1
742             ENDDO
743         20 CONTINUE
744         IF (L.GE.5) THEN
745             HX(II,JJ)=S/L
746         ENDIF
747         JJ=JJ+1
748         J1=J1+3
749     ENDDO
750 ENDIF
751 C
752 KB=CHK/10
753 IF (KB.EQ.1) THEN
754     CHK=CHK-10
755     II=ISL
756     JJ=JSL
757     II=ISS
758     JJ=JES-2
759     DO WHILE (II+2.LE.IES)

```

```

760      S=0.0
761      L=0
762      DO 30 I=I1, I1+2
763          DO 30 J=J1, J1+2
764              IF (HY(I,J) .GT. 0.0) THEN
765                  S=S+HY(I,J)
766                  L=L+1
767              ENDIF
768 30      CONTINUE
769      IF (L.GE.5) THEN
770          HX(I1, J1)=S/L
771      ENDIF
772      IT=IT+1
773      I1=I1+3
774      ENDDO
775      ENDIF
776 C
777      IF (CHK.BQ.1) THEN
778          I1=ISL
779          JJ=JSL
780          T1=TSS
781          J1=JSS
782          DO WHILE (J1+2.LE.JES)
783              S=0.0
784              T=0
785              DO 40 I=I1, I1+2
786                  DO 40 J=J1, J1+2
787                      IF (HY(I,J) .GT. 0.0) THEN
788                          S=S+HY(I,J)
789                          L=L+1
790                      ENDIF
791 40          CONTINUE
792          IF (L.GE.5) THEN
793              HX(I1, JJ)=S/L
794          ENDIF
795          JJ=JJ+1
796          J1=J1+3
797          ENDDO
798      ENDIF
799      RETURN
800      END
801 C
802      SUBROUTINE JNZ (IX, JX, IY, JY, ZX, ZY, HY, LO, BCHK)
803 C
804      INTEGER BCHK, CHK
805      DIMENSION ZX (IX, JX, 2), ZY (IY, JY, 2)
806      DIMENSION HY (IY, JY), LO (4)
807      ISS=2
808      JSS=2
809      ICS=IY
810      JCS=JY
811      ISL=LO (1)
812      JSL=LO (2)
813      ILL=LO (3)
814      JLL=LO (4)
815      CHK=ECHK
816      KB=CHK/1000
817      IF (KB.BQ.1) THEN
818          CHK=CHK-1000
819          II=ISL
820          JJ=JSL
821          I1=ICS
822          J1=JCS
823          DO WHILE (I1+2.LE.IES)
824              S=0.0
825              L=0
826              DO 10 I=I1, I1+2
827                  DO 10 J=J1, J1+2
828                      IF (HY(I,J) .GT. 0.0) THEN
829                          S=S+ZY(I, J, 2)
830                          L=L+1
831                      ENDIF
832 10          CONTINUE
833          IF (L.GE.5) THEN
834              ZX (I1, JJ, 2)=S/L
835          ELSE
836              ZX (I1, JJ, 2)=0.0
837          ENDIF
838          II=II+1
839          I1=I1+3
840          ENDDO
841      ENDIF
842 C
843      KB=CHK/100
844      IF (KB.BQ.1) THEN
845          CHK=CHK-100
846          I1=ISL
847          JJ=JSL
848          T1=TSS-2
849          J1=JSS
850          DO WHILE (J1+1.LE.JES)
851              S=0.0
852              T=0
853              DO 20 I=I1, I1+2
854                  DO 20 J=J1, J1+2

```

```

855         TP (HY (I, J) .GT. 0.0) THEN
856         S=S+ZY (I, J, 2)
857         L=L+1
858     ENDIF
859 20    CONTINUE
860     IF (L.GE.5) THEN
861         ZX (II, JJ, 2) =S/L
862     ELSE
863         ZX (II, JJ, 2) =0.0
864     ENDIF
865     JJ=JJ+1
866     J1=J1+3
867     ENDDO
868 ENDIF
869 C
870 KB=CHK/10
871 IF (KB.EQ.1) THEN
872     CHK=CHK-10
873     II=ISL
874     IT=IT+1
875     I1=ISS
876     J1=JES-2
877     DO WHILE (I1+2.LE.IES)
878         S=0.0
879         L=0
880         DO 30 I=I1, I1+2
881             DO 30 J=J1, J1+2
882                 IF (HY (I, J) .GT. 0.0) THEN
883                     S=S+ZY (I, J, 2)
884                     L=L+1
885                 ENDIF
886             30    CONTINUE
887             IF (L.GE.5) THEN
888                 ZX (II, JJ, 2) =S/L
889             ELSE
890                 ZX (II, JJ, 2) =0.0
891             ENDIF
892             II=II+1
893             I1=I1+3
894         ENDDO
895     ENDIF
896 C
897 IF (CHK.EQ.1) THEN
898     II=ISL
899     JJ=JSL
900     I1=ISS
901     J1=JSS
902     DO WHILE (J1+2.LE.JES)
903         S=0.0
904         L=0
905         DO 40 I=I1, I1+2
906             DO 40 J=J1, J1+2
907                 IF (HY (I, J) .GT. 0.0) THEN
908                     S=S+ZY (I, J, 2)
909                     L=L+1
910                 ENDIF
911             40    CONTINUE
912             IF (L.GE.5) THEN
913                 ZX (II, JJ, 2) =S/L
914             ELSE
915                 ZX (II, JJ, 2) =0.0
916             RNDIF
917             JJ=JJ+1
918             J1=J1+3
919         ENDDO
920     RNDIF
921     RETURN
922 END
923 C
924 SUBROUTINE JNQ (IX, JX, IY, JY, MX, NX, MY, NY, HY, LO, BCHK)
925 C
926 INTEGER BCHK, CHK
927 REAL MX, NX, MY, NY
928 DIMENSION MX (IX, JX, 2), NX (IX, JX, 2), HY (IY, JY)
929 DIMENSION MY (IY, JY, 2), NY (IY, JY, 2), LO (4)
930 ISS=2
931 JSS=2
932 IES=IY
933 JES=JY
934 ISL=LO (1)
935 JSL=LO (2)
936 IEL=LO (3)
937 JEL=LO (4)
938 CHK=BCHK
939 KB=CHK/1000
940 IF (KB.EQ.1) THEN
941     CHK=CHK-1000
942     I=ISS
943     J=JSS-1
944     II=ISL-1
945     JJ=JSL-1
946     DO WHILE (I.LE.IES)
947         SI=(I-ISS+2)/3.0
948         IS=IFIX (SI)
949         DI=SI-IS
950         II=IS+ISL-1

```

```

951      NY(I,J,2)=(1-DI)*NX(II,JJ,2)+DI*NX(II+1,JJ,2)
952      IF (HY(I,J,1).LT.0.0) NY(I,J,2)=0.0
953      I=I+1
954      ENDDO
955      ENDP
956 C
957      KR=CHK/100
958      IF (KR.EQ.1) THEN
959          CHK=CHK-100
960          I=IFS
961          J=JSS
962          II=IEL
963          JJ=JSL-1
964          DO WHILE (J.LE.JSS)
965              SJ=(J-JSS+2)/3.0
966              JS=IFIX(SJ)
967              DJ=SJ-JS
968              JJ=JS+JSL-1
969              MY(I,J,2)=(1-DJ)*MX(II,JJ,2)+DJ*MX(II,JJ+1,2)
970              IF (HY(I,J,1).LT.0.0) MY(I,J,2)=0.0
971              J=J+1
972          ENDDO
973      ENDP
974 C
975      KB=CHK/10
976      IF (KB.EQ.1) THEN
977          CHK=CHK-10
978          I=ISS
979          J=JSS
980          II=ISL-1
981          JJ=JEL
982          DO WHILE (I.LE.IES)
983              SI=(I-ISS+2)/3.0
984              TS=IFIX(SI)
985              DI=SI-IS
986              II=IS+ISL-1
987              NY(I,J,2)=(1-DI)*NX(II,JJ,2)+DI*NX(II+1,JJ,2)
988              IF (HY(I,J,1).LT.0.0) NY(I,J,2)=0.0
989              I=I+1
990          ENDDO
991      ENDP
992 C
993      IF (CHK.EQ.1) THEN
994          I=ISS-1
995          J=JSS
996          II=ISL-1
997          JJ=JSL-1
998          DO WHILE (I.LE.IFS)
999              SJ=(J-JSS+2)/3.0
1000              JS=IFIX(SJ)
1001              DJ=SJ-JS
1002              JJ=JS+JSL-1
1003              MY(I,J,2)=(1-DJ)*MX(II,JJ,2)+DJ*MX(II,JJ+1,2)
1004              IF (HY(I+1,J,1).LT.0.0) MY(I,J,2)=0.0
1005              J=J+1
1006          ENDDO
1007      ENDP
1008      RETURN
1009      END
1010 C
1011      SUBROUTINE CHAN (IF,JF,Z,M,N)
1012 C
1013      REAL M,N
1014      DIMENSION Z (IF,JF,2),M(IF,JF,2),N(IF,JF,2)
1015      DO 10 J=1,JF
1016      DO 10 I=1,IF
1017          Z(I,J,1) = Z(I,J,2)
1018          M(I,J,1) = M(I,J,2)
1019          N(I,J,1) = N(I,J,2)
1020 10 CONTINUE
1021      RETURN
1022      END
1023 C
1024      SUBROUTINE CHAN2 (IF,JF,Z,DZ,M,N)
1025 C
1026      REAL M,N
1027      DIMENSION Z (IF,JF,2),M(IF,JF,2),N(IF,JF,2),DZ (IF,JF,2)
1028      DO 10 J=1,JF
1029      DO 10 I=1,IF
1030          Z(I,J,1) = Z(I,J,2)
1031          M(I,J,1) = M(I,J,2)
1032          N(I,J,1) = N(I,J,2)
1033          DZ(I,J,1)=DZ(I,J,2)
1034 10 CONTINUE
1035      RETURN
1036      END
1037 C
1038      SUBROUTINE CEROS (IF,JF,Z,M,N)
1039 C
1040      REAL M,N
1041      DIMENSION Z (IF,JF,2),M(IF,JF,2),N(IF,JF,2)
1042

```

```

1043      DO 100 L=1,2
1044      DO 10 J=1,JF
1045      DO 10 I=1,IF
1046      Z(I,J,L)=0.0
1047      M(I,J,L)=0.0
1048      N(I,J,L)=0.0
1049 10    CONTINUE
1050 100  CONTINUE
1051      RETURN
1052      END

```

Fortran 95 ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 999, Col 27 INS

zima.m

```

1|clear all: close all;
2 load grid_a.grd;
3 load xyz;
4 ind=find(grid a <= 0);
5 DT = input('Valor de DT = '); % ver linea 7 de tsunami.for
6 fig=figure;
7 for k = 1 : 1
8
9     filename = ['z' num2str(k+1000-1)];
10    eval(['load ' filename]);
11    X = eval(filename);
12    X(ind)=nan;
13    pcolor(xa-360, ya, X'); shading flat; caxis([-0.25 0.5]); colorbar;
14 %    xlim([-80 -74]);
15    title('Propagación del Maremoto de Callao 1746')
16    xlabel('Longitud');
17    ylabel('Latitud');
18    axis equal;
19    text (-77.10, -12.05, 'Callao');
20    text (-76.21, -13.71, 'Pisco');
21    text (-78.61, -09.07, 'Chimbote');
22    text (-75.16, -15.34, 'San Juan');
23    text (-78.98, -08.22, 'Salaverry');
24    text (-72.71, -16.62, 'Camana');
25    if mod(k,1/DT) == 0
26        linea = [num2str(k*DT), '.0 min'];
27    end
28    if mod(k,1/DT) == 1
29        linea = [num2str(k*DT), ' min'];
30    end
31    text (-73.80, -11.20 ,linea);
32    N(:,k) = getframe;
33
34 end

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 1, Col 1 INS

```

mcm_am mcm_din
1 clear all; close all;
2 load xyc.mat;
3 load xyc.mat; $lee xo yo IO JO L W Az echado
4 load grid_a.grd;
5 load zmax_a.grd;
6 load tmax_a.grd;
7
8 $*****
9 $*****
10 $*****
11 $*****
12 dip=echado*pi/180;
13 a1=-(Az-90)*pi/180; a2=-(Az)*pi/180;
14 r1=r; r2=r*cos(dip);
15 r1=r1/(60*1853); r2=r2/(60*1853);
16 sx(1)=0; sy(1)=0;
17 sx(2)=r1*cos(a1); sy(2)=r1*sin(a1);
18 sx(4)=r2*cos(a2); sy(4)=r2*sin(a2);
19 sx(3)=sx(1)+sx(2); sy(3)=sy(1)+sy(2);
20 sx(5)=sx(1); sy(5)=sy(1);
21
22 px=sx + xa(IO); py=sy + ya(JO);
23 planu='Plano de Falla'
24
25 [m n]=size(grid_a);
26 ha=max(zmax_a);
27 ind=find(grid_a <= 0);
28 h = max(max(zmax_a));
29 zmax_d(ind)=nan*zmax_a(ind); %Se elimina todo lo que no se puede para graficar.
30
31 figure;
32 pcolor(xa(2:n),ya(2:n),zmax_a(2:n)); shading flat; colormap jet;
33 caxis([0 h/2]); colorbar
34 hold on;
35 contour(xa(2:n),ya(2:n),grid_a(2:n,2:n)',[0 0],'k');
36 contour(xa(2:n),ya(2:n),grid_a(2:n,2:n)',[4500 4500],'k');
37 cs=contour(xa(2:n),ya(2:n),tmax_a(2:n,2:n)',[0:5:60],'w'); clabel(cs);
38 axis equal;
39 axis([min(xa) max(xa) min(ya) max(ya)]);
40
41 plot(px,py,'k','linewidth',[2]);
42
43 xlabel('Longitud','fontsize',11); ylabel('Latitud','fontsize',11);
44 title('Escala de colores: maximo nivel del agua (m)','fontsize',11);
45
46 figure;
47 plot(xa,ha);
48 axis([min(xa) max(xa) 0 max(ha)]); grid
49 xlabel('Longitud','fontsize',11); ylabel('Nivel del agua, m','fontsize',11);
50 title('Maximo nivel del agua a lo largo de la costa','fontsize',11);
51
52
53

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln 21, Co 1 INS

```

1 clear all; close all;
2 DT = input('Valor de DT = '); % ver línea 7 de tsunami.for
3 load zmax_d.grd;
4 %*****
5 %*****
6
7 load grid_d.grd;
8 [m n]=size(grid_d);
9 load xyd;
10 dz=zmax_d + grid_d;
11 ind=find(dz <= 0.01); %Se buscan todos los puntos que no se mojarán.
12 zmax_d(ind)=nan*zmax_d(ind); %Se elimina todo lo que no se moja para graficar.
13
14 figure;
15 pcolor(xd(2:m)-360,yd(2:n),zmax_d(2:m,2:n)); shading flat; colormap jet;
16 caxis([0 max(max(zmax_d))]); colorbar
17 hold on;
18 % contour(xd(2:m)-360,yd(2:n),grid_d(2:n,2:n),'[0 0]','k');
19 % plot(-77.1194, -12.0650, 'o')
20 axis equal;
21 axis([xd(2)-360 xd(end)-360 yd(2) yd(end)]);
22 xlabel('Longitud','FontSize',14); ylabel('Latitud','FontSize',14);
23 hold on;
24 load perfil.txt
25 data=perfil;
26 plot(data(:,2),data(:,1),'red')
27 load tsunamis.dat;
28 t = 0 : length(tsunamis)-1;
29 t = 10*t/60*DT; % t = 10*t/60;
30 figure(2);
31 subplot(311)
32 plot(t, tsunamis(:,1)); grid
33 subplot(312)
34 plot(t, tsunamis(:,2)); grid
35 subplot(313)
36 plot(t, tsunamis(:,3)); grid
37 xlabel('Tiempo (min)')
38 ylabel('Altura (m)')
39 zoom xon

```

```

1 clear all, close
2 disp ('...Espera un momento...');
3 load zmax_d.grd;
4 load grid_d.grd;
5 [m n]=size(grid_d);
6 load xyz;
7 dz=zmax_d + grid_d;
8 ind=find(dz <= 0.01); %Se buscan todos los puntos que no se mojaron.
9 zmax_d(ind)=999; %Se elimina todo lo que no se mojó para graficar.
10 zmax_d(ind)=nan*zmax_d(ind);
11 A = zmax_d;
12 [m n] = size(A);
13
14 %%% Hallar matriz de maxima altura de ola %%%
15 B = -grid_d;
16 B(ind)=nan*B(ind); % elimina la topografía mas alla
17 % del limite de inundacion
18 ind = find(B <= 0);
19 B(ind) = 0*B(ind); % elimina la batimetria
20 ola = A - B;
21 pcolor(ola'), shading flat, axis equal
22 %%% Campo de Velocidades %%%
23 vel = 3.6*sqrt(9.8.*ola); % km/h
24 figure, pcolor(xd(2:m)-360,yd(2:n),vel(2:m,2:n))
25 shading flat, axis equal, colorbar
26 title ('Campo de Velocidades')
27 %shading flat;colormap jet;
28
29 %%% Copiar a archivos de texto Ascii %%%
30 fid = fopen('salida.txt','w');
31 fid2 = fopen('batimono.txt','w');
32 fid3 = fopen('max_ola.txt','w');
33 for i = 1:m
34     for j = 1:n
35         fprintf(fid, '%7.1f', A(i,j));
36         fprintf(fid2, '%7.1f', grid_d(i,j));
37         fprintf(fid3, '%7.1f', ola(i,j));
38     end
39     fprintf(fid, '\n');
40     fprintf(fid2, '\n');
41     fprintf(fid3, '\n');
42 end
43 fclose (fid);
44
45 lon = xd'-360;
46 fid = fopen('longitud.txt','w');
47 for i = 1:m
48     fprintf(fid, '%8.6f %8.6f', lon(i));
49     fprintf(fid, '\n');
50 end
51 fclose (fid);
52
53 lat = yd';
54 fid = fopen('latitud.txt','w');
55 for i = 1:n
56     fprintf(fid, '%8.6f %8.6f', lat(i));
57     fprintf(fid, '\n');
58 end
59 fclose (fid);
60 fclose (fid2); fclose (fid3);
61 disp ('Se creo el archivo max_ola.txt');

```

Octave ▾ Ancho de la tabulación: 8 ▾ Ln11, Col12 INS

ANEXO C

VALIDACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

MODELADO NUMÉRICO DEL AVANCE DE LAS OLAS DEL TSUNAMI POR EL CAUCE DEL RÍO CAMANÁ: SISMO DEL 23 DE JUNIO DE 2001

Bach. Julio César Martínez, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
E-mail: julio.martinez@igp.gob.pe

Dr. Hernando Tavera, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
E-mail: hernando.tavera@igp.gob.pe

RESUMEN

En el presente estudio se propone el escenario de generación, propagación e inundación ocurrido en el río Camaná a consecuencia del tsunami producido el 23 de junio del 2001. Este tsunami, de carácter local, afectó principalmente al área costera de la ciudad con inundaciones hasta una distancia de 700 m. tierra adentro, siendo mayor a lo largo del cauce del río Camaná con aproximadamente 1.5 km. Empleando el algoritmo TUNAMI-N2 se realizó el modelado numérico y se obtuvo parámetros como tiempos de arribo de las olas, "run-up" o máxima altura de inundación, mareogramas sintéticos y el mapa de inundación. Así mismo, se realizó la comparación entre los resultados obtenidos y lo observado in situ, tras el tsunami, obteniéndose gran similitud. Según el modelo numérico, la inundación a lo largo del cauce del río fue de 1.6 km y en la costa las olas habrían alcanzado alturas de 7.5 m. El mareograma sintético obtenido, es similar al registrado en el mareógrafo de Mataraní, con lo cual se valida los resultados obtenidos. El procedimiento empleado puede ser generalizado para posibles escenarios en la costa peruana. Esta información es de utilidad para las autoridades a efectos de realizar la gestión del riesgo correspondiente.

Palabras clave: tsunami, modelo numérico, Camaná 2001.

ABSTRACT

In this study we propose the scenario of generation, propagation and flooding occurred in the river Camaná by the tsunami occurred June 23, 2001. This tsunami, of local character, affecting mainly the coastal area of the city with flooding up to a distance of 700 m. inland, being higher along the river channel Camaná with about 1.5 km. Using the algorithm TUNAMI-N2 numerical modeling was performed and obtained parameters such as arrival times of the waves, "run-up" or maximum flood height, synthetic marigrams and the flood map. Furthermore, comparison was made between the results obtained and the observed in situ, after the tsunami, obtaining very similar. According to the numerical model, the flood along the river channel was 1.6 km and coastal waves would have reached heights of 7.5 m. The synthetic marigram obtained is similar to that recorded in the tide gauge Mataraní, thereby validating the results. The procedure can be generalized to scenarios on the Peruvian coast. This information is useful to the authorities in order to make appropriate risk management.

Key Words: tsunami, numerical model, Camaná 2001.

INTRODUCCIÓN

El 23 de junio del 2001, a las 15:33 hora local (20:33 UTC) un terremoto de magnitud 8.4 Mw remeció toda la región del sur del Perú produciendo intensidades máximas de VIII en la escala de Mercalli Modificada en la localidad de Camaná. Luego de 15 minutos aproximadamente, se generó un tsunami que con olas de 8 m aproximadamente destruyó el balneario de Camaná con un saldo de 24 personas muertas, 62 desaparecidas y cuantiosas pérdidas materiales (Instituto Nacional de Defensa Civil). En toda la zona sur el costo total de los daños se estima en US\$ 311 millones, (Transportes US\$ 28.2 millones, Vivienda US\$ 26.7 millones, Energía y Minas US\$ 24 Millones, Economía US\$ 47.5, Educación US\$ 11.5, entre otros). Un total de 169 hospitales y centros de salud fueron dañados o destruidos en la región, con un costo estimado en reparación de US\$ 18 millones (Shoaf et al., 2003).

En tal contexto se empleó el modelo numérico TUNAMI-N2 para realizar la simulación numérica del tsunami y obtener parámetros tales como tiempos de arribo, “run-up” o máxima altura de inundación, mareogramas sintéticos y un mapa de inundación, los cuales serán de utilidad para efectos de mitigación del riesgo por parte de las autoridades correspondientes.

ÁREA DE ESTUDIO

La provincia de Camaná se ubica en la parte centro occidental de la región Arequipa a 172 km de la capital del departamento de Arequipa, y tiene alrededor de 56 mil habitantes. Predomina como actividad económica la agricultura. Limita por el norte con la provincia de Condesuyos, provincia de Castilla, provincia de Arequipa (San Juan de Siguan) por el nor-oeste con la provincia de Caravelí y Atico, por el sur con el Océano Pacífico, por el este con la provincia de Islay, ver Figura 1.



Figura 1. Ubicación satelital de la zona de Camaná.

Los parámetros hipocentrales obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) se muestran a continuación en la Tabla 1.

Fecha	23 Junio 2001
Hora Origen	15h 33m
Latitud	16.20° S
Longitud	73.75° W
Profundidad	29 km.
Magnitud	8.4 Mw
Intensidad	VIII en Ocoña, Camaná
Localización	82 km. al NW de Ocoña (Arequipa)

Tabla 1. Parámetros hipocentrales (IGP)

La Figura 2 muestra el mapa de intensidades regionales en la escala de Mercalli Modificada para el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001. (Fuente IGP)



Figura 2. Mapa de Intensidades para el terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001.

DATOS Y SELECCIÓN DE LOS DOMINIOS DE INTEGRACIÓN

Para modelar las zonas de inundación por tsunami se necesitan los siguientes datos:

- a) **Batimetría global:** Para simular las grillas más grandes donde se propaga el tsunami. Los datos son tomados del modelo Etopo1, con una resolución de 1.8 km.
- b) **Batimetría local:** Estos datos de batimetría fina se obtienen a partir de sondeos realizados en la zona, proporcionados por la DHN, a una resolución 30 m.
- c) **Topografía local:** Para modelar la inundación producida por el tsunami. Se toman datos de la topografía satelital del ASTER-GDEM con una resolución de 30 m.

Con todos estos datos se obtiene un modelo digital de elevación (MDE), y se procede a elaborar 4 grillas anidadas: A, B, C y D (ver Figura 3). Donde la grilla A es la más grande y contiene al área de ruptura. La grilla D es la más pequeña, pero los datos son más densos debido a que contiene la región donde se evaluara la inundación. Los límites de las grillas se muestran en la Tabla 2.

	Sur (°)	Norte (°)	Oeste (°)	Este (°)
Grilla D	-16.7500000	-16.5800000	-72.7940000	-72.6765000
Grilla C	-17.0008333	-16.2508333	-73.1498333	-72.3998333
Grilla B	-18.0008333	-15.9983333	-73.9998333	-71.9973333
Grilla A	-25.0058333	-10.9658333	-83.0073333	-68.9673333

Tabla 2. Coordenadas de las grillas

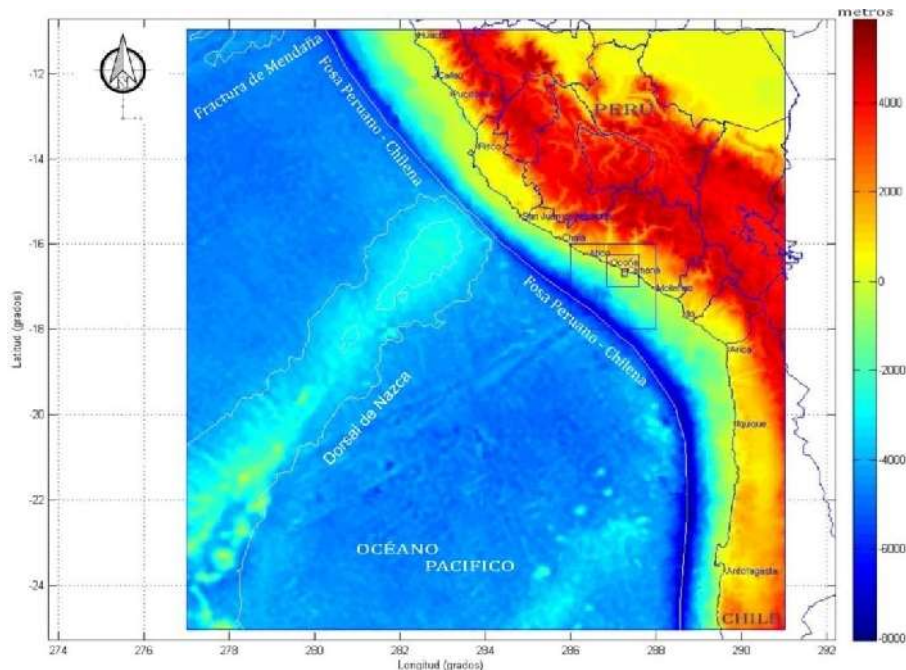


Figura 3. Representación de las grillas anidadas para el presente modelo.

- d) **Datos Sísmicos:** Se realizó el estudio y el modelado de la fuente sísmica en base a las observaciones hechas post sismo. Este será el dato de entrada del modelado numérico de tsunami, ver Tabla 3.

Magnitud (Mw)	Strike angle	Dip angle	Slip angle	Length (km)	Width (km)	Slip (km)	Top depth (km)
8.4	310°	18°	63°	270	95	4.0	29.6

Tabla 3. Parámetros de la Fuente Empleada

FASE DE GENERACIÓN DEL TSUNAMI

La etapa de generación de un tsunami incluye la formación inicial de la superficie del océano provocado por la deformación del fondo oceánico. Desde el punto de vista físico un tsunami es generado por el movimiento súbito del fondo marino debido al sismo y generalmente están asociados a ondas de longitud mayor que la profundidad, ver Figuras 4 y 5.

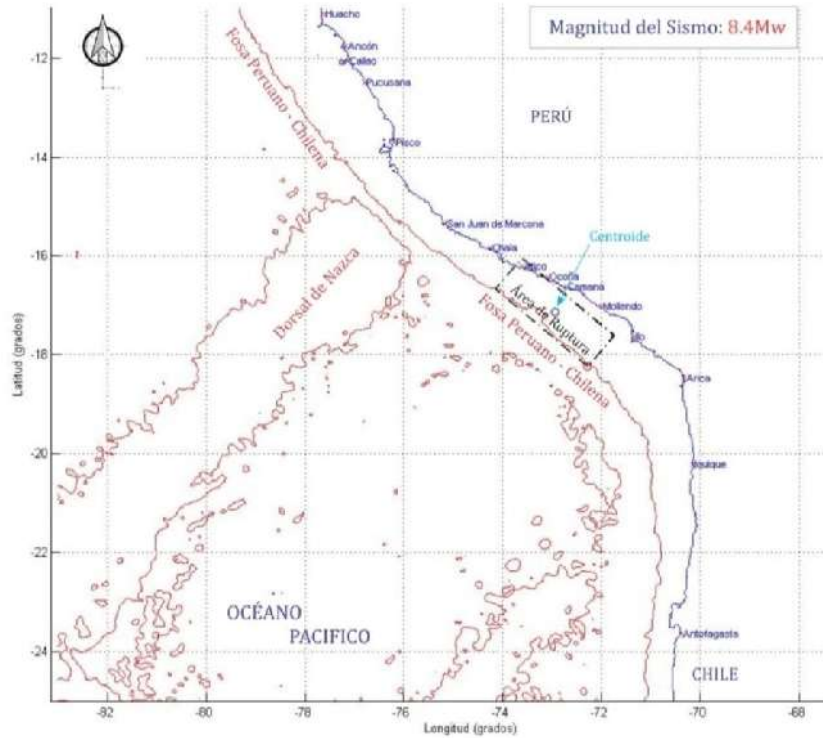


Figura 4. Área de Ruptura del Sismo del 21 de Junio de 2001

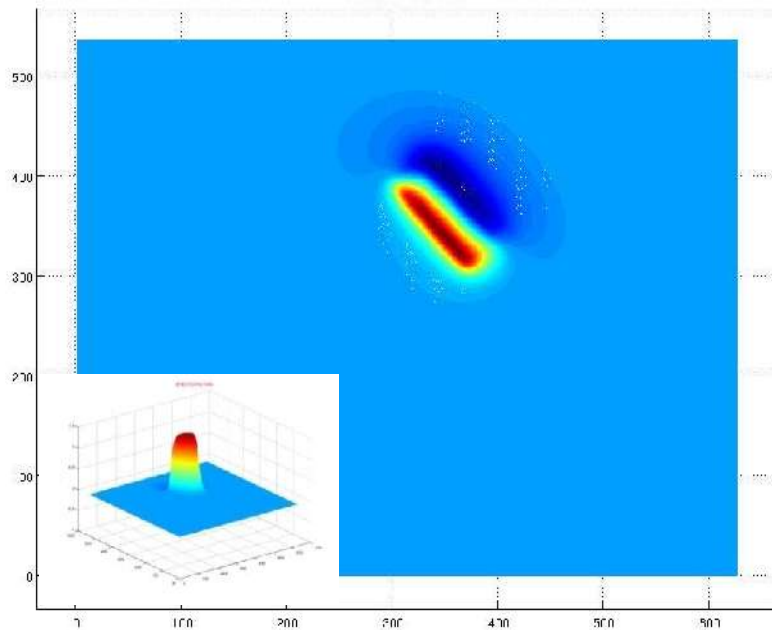


Figura 5. Deformación Oceánica debido a la dislocación o falla geológica del Sismo del 21 de Junio de 2001.

FASE DE PROPAGACION DEL TSUNAMI

Un tsunami puede propagarse a través de grandes distancias antes de embestir la costa a cientos o miles de kilómetros del punto de origen del tsunami. El disturbio inicial en la superficie del agua engendra una onda de gravedad de gran amplitud que se propaga hacia las costas, ver Figuras 6 y 7.

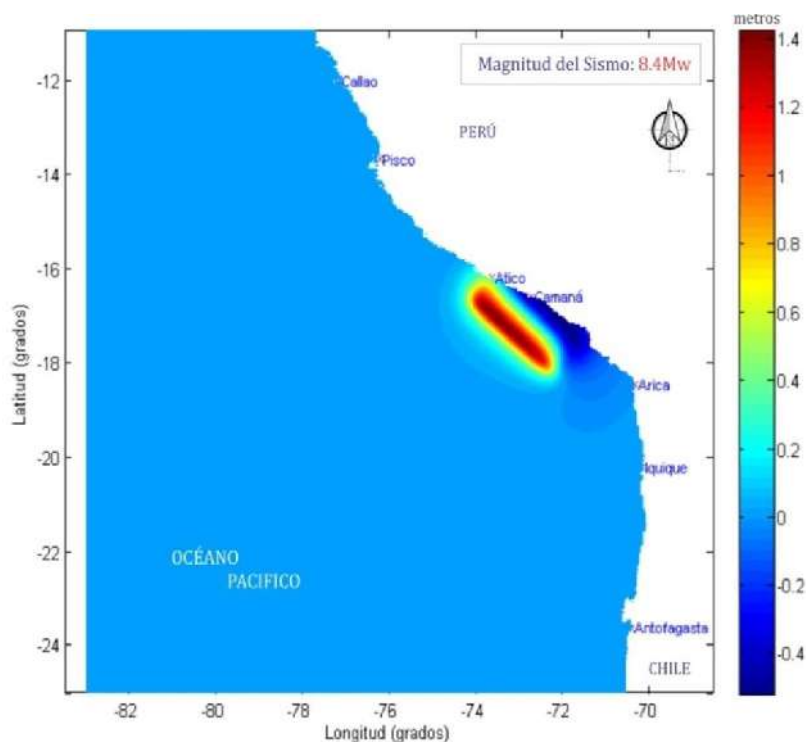


Figura 6. Momento en que se produce el sismo.

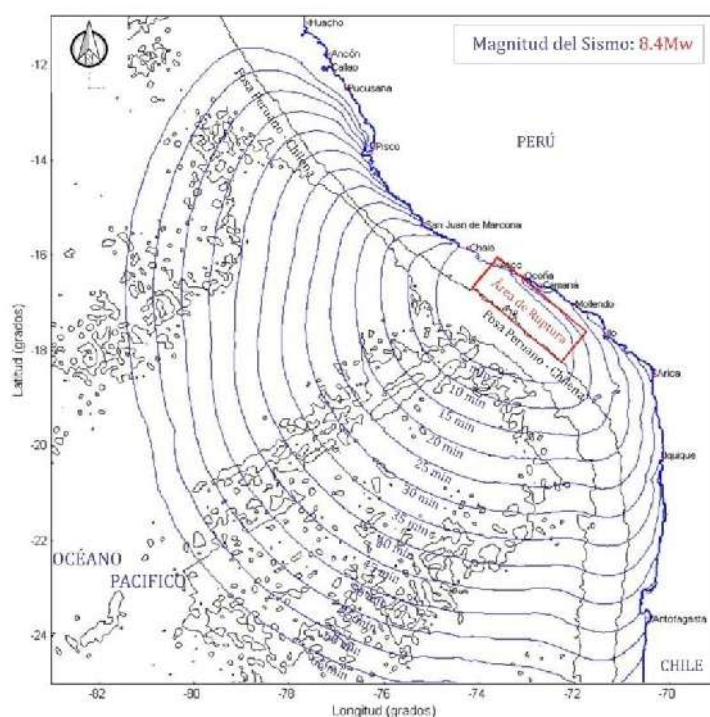


Figura 7. Mapa de tiempos de arribo del Tsunami del 21 de Junio de 2001.

FASE DE INUNDACIÓN

La altura alcanzada por el tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos tales como: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión y la resonancia de las ondas en las distintas formaciones costeras, entre otros. Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la línea costera sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura máxima de inundación (Run-up), aún a cortas distancias a lo largo de ella.

En la Figura 9 se puede observar que la máxima altura de la ola (según el modelo) en la línea de costa fue de 8 m en la posición correspondiente a los -72.76° de longitud (correspondiente al delta del río Camaná). Para el valle de Camaná la máxima altura de la ola es de 5 m.

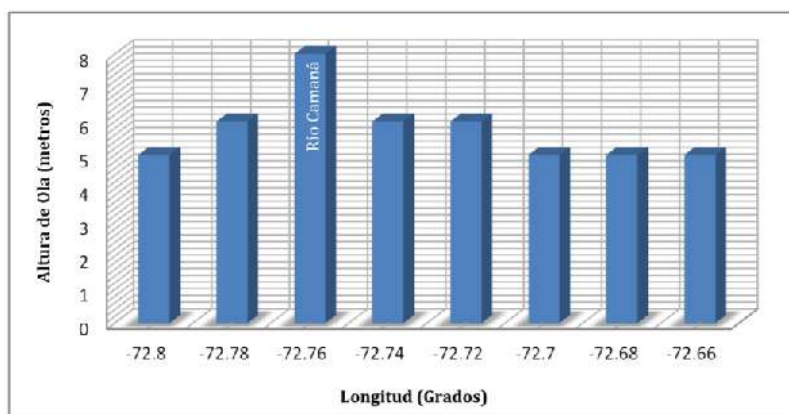


Figura 9. Máxima altura de la ola a lo largo de la costa.

En la Figura 10, se observa el mapa de inundación por tsunami propuesto en este estudio para la zona de Camaná. La estrecha franja correspondiente al balneario costero (zona izquierda) se inunda totalmente, teniendo como límite la carretera Panamericana Sur y los cerros adyacentes. La distancia de máxima inundación horizontal es alrededor de 1,4 km en la zona cercana al distrito de Camaná y de 1,6 km en el cauce del río. La Figura 10 muestra el mapa en la cual se ha trazado la inundación observada, se aprecia que el modelo concuerda con bastante aproximación con la observación in situ, lo cual valida lo propuesto en este estudio.

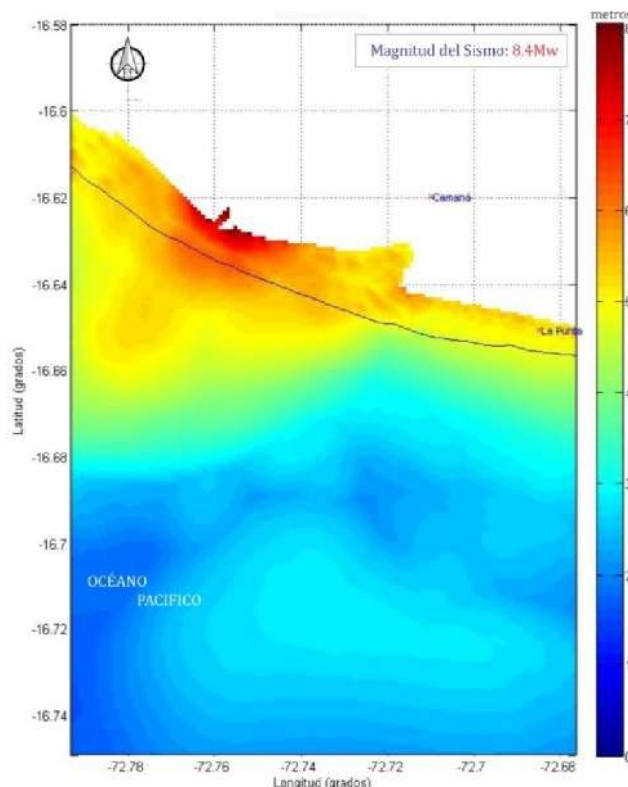


Figura 10. Mapa de inundación según el presente modelo (MATLAB).

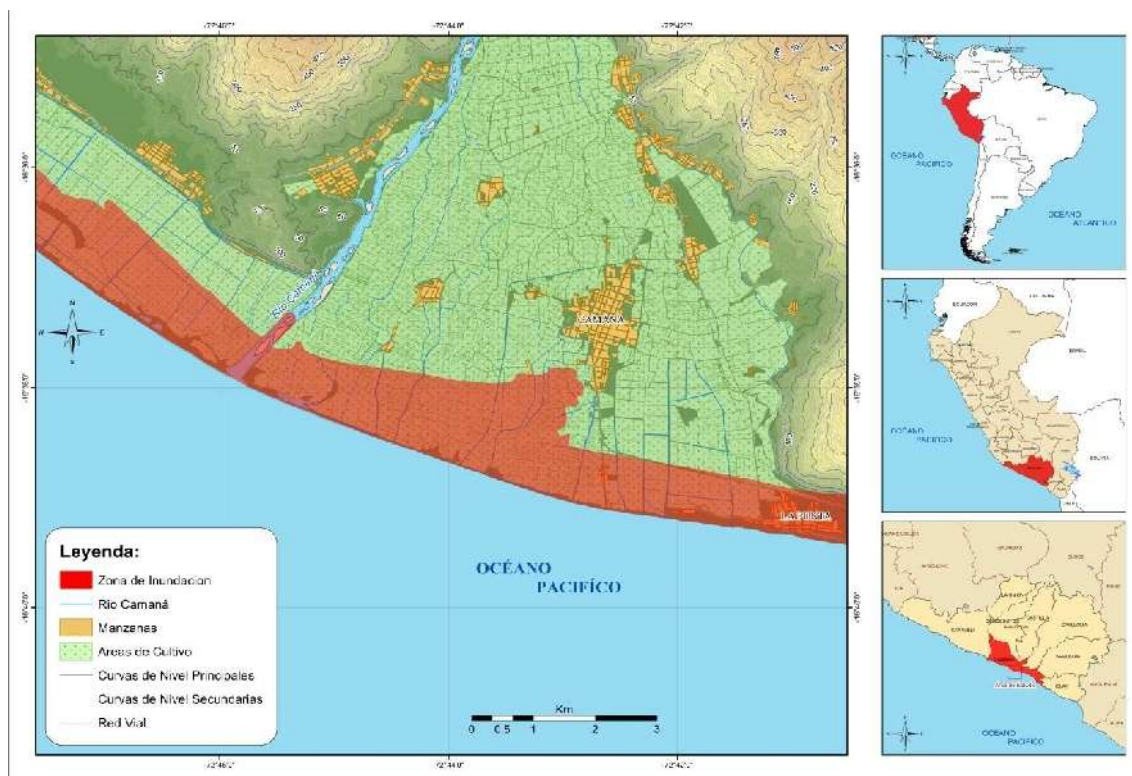


Figura 11. Mapa de inundación según el presente modelo (ARCGIS)

La validación del presente modelo numérico se basa en la similitud de la máxima distancia de inundación que se ha determinado. Los valores obtenidos por el modelo numérico TUNAMI-N2 correspondiente a la inundación en el Delta del Valle de Camaná y en el cauce del río Camaná fueron de 2 500 m y de 1 500 m respectivamente, mientras que sus valores reales fueron de 2 300 m y de 1 430 m. Respecto a la altura máxima de inundación el modelo numérico proporciono el valor de 8.0 msnm siendo el valor real de 8.2 msnm en la zona de Jahuay-La Chira. Estos resultados son coherentes con lo cual queda validado en modelo numérico para el Tsunami de Camaná del 2001.



Figura 12. Mapa de inundación, el área naranja es la zona de inundación producida por el tsunami del 2001. Ocola (2006)

Además se realizó la validación con los mareogramas de Matarani y San Juan de Marcona, para ello se obtuvo los mareogramas sintéticos obtenidos por el modelo numérico, los cuales muestran se muestran en la Figura 13.

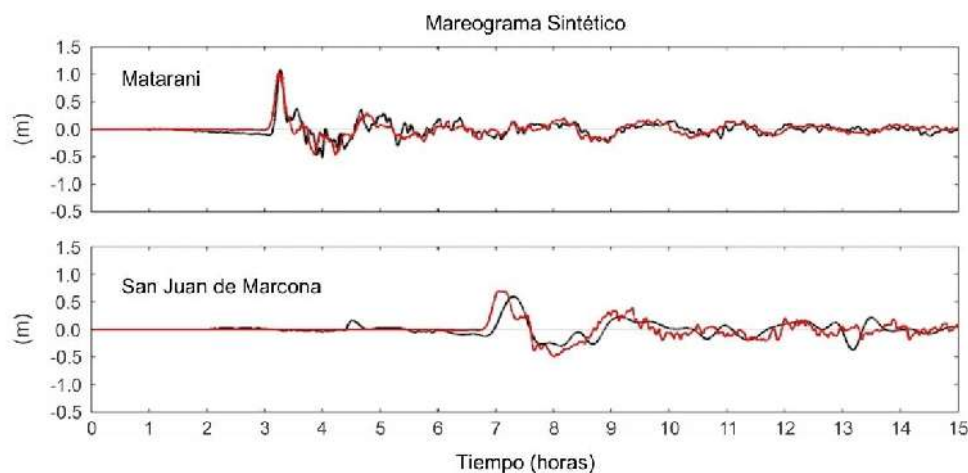


Figura 13. Comparación de Mareogramas Sintéticos (rojo) con Mareogramas Reales (negro) para las estaciones de Matarani y San Juan de Marcona.

RELEVANCIA DEL RESULTADO.

El estudio de los tsunamis es básico para comprender y evaluar el peligro, la vulnerabilidad y el riesgo al que están expuestas las localidades costeras, Si bien es cierto, con respecto al riesgo por tsunami, las autoridades se basan en las cartas de inundación, como medida de prevención, las cuales son muy útiles para estimar el máximo desplazamiento en tierra de un tsunami pero son desarrolladas a escala regional, departamental mas no a una escala menor, por ende carecen de un análisis de áreas específicas, de cómo afectaría un tsunami a un determinado ente localizado, en este caso la desembocadura y cauce de un río, con lo cual, se demostró que las consecuencias de una mayor o menor inundación por el cauce de un rio debe ser analizada independientemente debido a la gran diversidad de estos a lo largo de la costa peruana.

CONCLUSIONES

- El balneario costero de la ciudad de Camaná está en una zona vulnerable ante la ocurrencia de tsunamis, lo cual significa que en el futuro puede ocurrir un evento similar al de 2001, debido a la ciclicidad de estos eventos.
- Para un tsunami de origen local, el tiempo de arribo de la primera ola será de alrededor de 10-15 minutos, lo cual proporciona poco tiempo para realizar una evacuación. Sin embargo, no siempre la primera ola es la más destructiva.
- La máxima altura de inundación oscilo entre 7-8 m, lo que implica que algunos lugares, como el balneario costero, serían zonas potencialmente inundables.
- Las autoridades correspondientes deben elaborar planes para la mitigación de desastres en el caso de un terremoto y tsunami.