



FACULTAD DE INGENIERÍA

Memoria del proyecto para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

ANÁLISIS DE LOS TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO EN CHILE

Jorge Isaac Gómez Mena

Mayo 2015

**UNIVERSIDAD DE VALPARAÍSO
FACULTAD DE INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL OCEÁNICA
VALPARAÍSO**

“ANÁLISIS DE LOS TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO EN CHILE”

JORGE ISAAC GÓMEZ MENA

COMISIÓN REVISORA	CALIFICACIONES	
	Nota	Firma
PROFESOR GUÍA SR. PATRICIO MONÀRDEZ	_____	_____
PROFESOR CO-GUÍA SR. MATÍAS QUEZADA	_____	_____
PROFESOR INTEGRANTE SR. MAURICIO REYES	_____	_____

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL OCEÁNICO
VALPARAÍSO, CHILE
2015**

DECLARACIÓN

Este trabajo o alguna de sus partes no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos

Patricio Monárdez Santander
Profesor Guía

Jorge Gómez Mena
Alumno Memorista

CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
2.	HIPÓTESIS.....	2
3.	OBJETIVOS	3
3.1	OBJETIVO GENERAL	3
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
4.	MARCO TEÓRICO.....	4
4.1	GENERALIDADES	4
4.2	DEFINICIÓN GENERAL DE LA ONDA DE TSUNAMI	4
4.3	MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TSUNAMI	7
4.3.1	INTENSIDAD DEL TSUNAMI.....	7
4.3.2	MAGNITUD DEL TSUNAMI	8
4.4	TIPOS DE TSUNAMIS	9
4.4.1	GENERALIDADES	9
4.4.2	TERREMOTOS SUBMARINOS	9
4.4.3	DESLIZAMIENTOS DE TIERRA	14
4.4.4	ERUPCIONES VOLCÁNICAS.....	15
4.4.5	TSUNAMIS DE ORIGEN ATMOSFÉRICO	15
4.5	PROPAGACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI	15
4.5.1	GENERALIDADES	15
4.5.2	PROPAGACIÓN EN GRANDES PROFUNDIDADES.....	15
4.5.3	PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI HACIA LA COSTA.....	18
4.5.4	PÉRDIDAS DE ENERGÍA	19
4.5.5	TRANSFORMACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI	24
4.6	SISMOS TSUNAMIGÉNICOS EN EL MUNDO	26
4.6.1	DESCRIPCIÓN DE LOS TERREMOTOS Y TSUNAMIS	27
4.6.2	RESUMEN SISMOS.....	37
4.7	SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA DE TSUNAMI	37
4.8	MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS – REVISIÓN DE MODELOS DISPONIBLES	41
4.8.1	CAMPO CERCANO.....	41
4.8.2	CAMPO LEJANO.....	44
4.8.3	CONCLUSIONES RESPECTO A LOS MODELOS NUMÉRICOS PARA TSUNAMIS	47
5.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	49
5.1	DESCRIPCIÓN MODELO COULWAVE	49
5.2	FUENTES DE INFORMACIÓN	53
5.2.1	TOPOBATIMETRÍA	53
5.3	CONSTRUCCIÓN MODELOS.....	57
5.3.1	TIPO DE MODELO.....	57
5.3.2	DIMENSIONAMIENTO ESPACIAL Y TEMPORAL.....	57
5.3.3	CONDICIONES DE BORDE	57
5.3.4	FRICCIÓN DE FONDO	58
5.3.5	VISCOSIDAD DE REMOLINO	58
5.4	ANÁLISIS DE REFLEXIÓN Y RADIACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI	58
5.4.1	ENERGÍA REFLEJADA.....	58
5.4.2	RADIACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI.....	61
5.4.3	ANÁLISIS DE LA DIRECCIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI.....	65
6.	RESULTADOS	68

6.1	REFLEXIÓN ESPERADA PARA UN TSUNAMI DE CAMPO LEJANO DEBIDO A LA FOSA CHILE – PERÚ	68
6.1.1	PERFILES BATIMÉTRICOS	68
6.1.2	MODELACIONES.....	70
6.2	CÁLCULO DE LA DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO.....	76
6.3	COMPARACIÓN ALTURA DE OLA EN CUALQUIER PUNTO USANDO LA ECUACIÓN DE RADIACIÓN PROPUESTA	81
6.3.1	RESULTADOS TSUNAMI SAMOA 2009	81
6.3.2	RESULTADOS TSUNAMI CHILE 2010	83
6.3.3	RESULTADOS TSUNAMI JAPÓN 2011	88
6.4	APLICACIÓN DE LA EVACUACIÓN DE RADIACIÓN EN EL ESTUDIO DE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO	91
6.4.1	COMPARACIÓN RESULTADOS DE CHILE 1960, CHILE 1877 Y CHILE 2010 EN JAPÓN Y HAWAI 91	
7.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	93
7.1	EFFECTO DE LA FOSA CHILE - PERÚ SOBRE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO.....	93
7.2	EFFECTO DE LA TRANSFORMACIÓN Y DISIPACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI	93
7.2.1	EFFECTO DE LA DISIPACIÓN.....	93
7.2.2	EFFECTO DE LA RADIACIÓN.....	94
7.3	EFFECTO DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA DE LA ONDA DE TSUNAMI EN LA FOSA	94
7.4	TSUNAMIS TRANSOCÉANICOS OCURRIDOS.....	94
7.5	RECOMENDACIONES.....	95
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	96
9.	ANEXOS.....	102
9.1	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO COULWAVE	102
9.1.1	SENSIBILIDAD DIMENSIONAMIENTO ESPACIAL	102
9.1.2	SENSIBILIDAD FRICCIÓN DE FONDO	105
9.1.3	SENSIBILIDAD VISCOSIDAD DE REMOLINO	106
9.1.4	SENSIBILIDAD SITUACIÓN CON Y SIN FOSA.....	107
9.2	ANÁLISIS DE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO SOBRE LAS COSTAS CHILENAS	109
9.2.1	TSUNAMI 1946, ALEUTIANAS	109
9.2.2	TSUNAMI 1952, KAMCHATKA	109
9.2.3	TSUNAMI 1964, ALASKA	110
9.2.4	TSUNAMI 2011, JAPÓN	110
9.2.5	RESUMEN TSUNAMIS CAMPO LEJANO.....	111
9.3	ESCALAS DE INTENSIDADES DE UN TSUNAMI	119
9.3.1	ESCALAS DE SIEBERG–AMBRASEYS.....	119
9.3.2	ESCALA DE INTENSIDAD DE PAPADOPOULOS – IMAMURA	119
9.4	CARACTERIZACIÓN DEL COEFICIENTE DE RUGOSIDAD KS	122
9.4.1	RUGOSIDAD DEBIDO AL TAMAÑO DEL GRANO.....	122
9.4.2	RUGOSIDAD DEBIDO A LA FORMA DE FONDO	123
9.5	RESULTADOS MODELACIONES.....	125
9.6	HEMEROTECA.....	134

LISTA DE TABLAS

TABLA 4-1: MAGNITUD E INTENSIDAD TSUNAMIS HISTÓRICOS	11
TABLA 4-2: PARÁMETROS DE ENTRADA DEL MÉTODO DE OKADA (1985)	12
TABLA 4-3: PARÁMETROS FALLA SISMO 1877, CHILE	28
TABLA 4-4: PARÁMETROS DEL TERREMOTO DE 1946, ALEUTIANAS.....	29
TABLA 4-5: PARÁMETROS DEL TERREMOTO DE 1952, KAMCHATKA.....	31
TABLA 4-6: PARÁMETROS DEL TERREMOTO DE 1960, CHILE	32
TABLA 4-7: PARÁMETROS FALLA SISMO 1964, ALASKA	33
TABLA 4-8: PARÁMETROS FALLA SISMO 2009, SAMOA	34
TABLA 4-9: PARÁMETROS FALLA SISMO 2010, CHILE	35
TABLA 4-10: PARÁMETROS DEL TERREMOTO DE 2011, JAPÓN	36
TABLA 4-11: RESUMEN SISMOS A ESTUDIAR	37
TABLA 4-12: CRITERIO DE UMBRAL SÍSMICO DE ALERTA DE TSUNAMI	40
TABLA 4-13: COMPARACIÓN MODELOS PARA TSUNAMIS	48
TABLA 5-1: BOYAS DART A UTILIZAR EN ANÁLISIS	56
TABLA 5-2: ÁNGULOS CRÍTICOS PERFILES NORTE, CENTRO Y SUR	66
TABLA 6-1: PARÁMETRO MODELACIONES FOSA CHILE - PERÚ	71
TABLA 6-2: RESULTADOS COEFICIENTES DE REFLEXIÓN.....	71
TABLA 6-3: COMPARACIÓN DIMENSIONES FOSA NORTE Y CENTRO	72
TABLA 6-4: PARÁMETROS MODELO DE OKADA (1985)	76
TABLA 6-5: PARÁMETROS DE ENTRADA DEL MÉTODO DE OKADA (1985)	76
TABLA 6-6: DESPLAZAMIENTO VERTICAL DEL FONDO MARINO	80
TABLA 6-7: CÁLCULO ALTURA DE OLA EN BOYAS DART, SAMOA 2009	81
TABLA 6-8: CÁLCULO ALTURA DE OLA EN BOYAS DART, CHILE 2010	83
TABLA 6-9: ALTURA DE OLA JUAN FERNÁNDEZ, CHILE 2010	88
TABLA 6-10: CÁLCULO ALTURA DE OLA EN BOYAS DART, JAPÓN 2011	89
TABLA 6-11: ALTURA DE OLA ESPERADA SEGÚN FÓRMULA PROPUESTA, EVENTOS CHILE 1960 Y 2010	91
TABLA 9-1: PARÁMETROS MODELOS, SENSIBILIDAD GRILLA	103
TABLA 9-2: COMPARACIÓN AMPLITUD Y TIEMPO DE ARRIBO PARA LAS DISTINTAS GRILLA.....	103
TABLA 9-3: VALORES DE KS ASOCIADO AL TAMAÑO DEL GRANO	105
TABLA 9-4: VALORES DE EDDY VISCOSITY	106
TABLA 9-5: PARÁMETROS MODELOS CON Y SIN FOSA.....	107
TABLA 9-6: COEFICIENTES DE REFLEXIÓN PERFILES FOSA.....	108
TABLA 9-7: ALTURAS DE TSUNAMI DE CAMPO LEJANO MAYORES A DOS METROS.....	111
TABLA 9-8: IMPACTO TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO EN CHILE	114
TABLA 9-9: INTENSIDAD DE PAPADOPOULOS – IMAMURA PARA LOS TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO	118

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 4-1: ESQUEMA DE UNA SECCIÓN DE UN TSUNAMI EN LA COSTA	6
FIGURA 4-2: FALLA ZONA DE SUBDUCCIÓN	10
FIGURA 4-3: RELACIÓN ENTRE LA INTENSIDAD DEL TSUNAMI Y M_w PARA EL OCEANO PACÍFICO	11
FIGURA 4-4: REPRESENTACIÓN DEL PLANO DE FALLA Y SUS PARÁMETROS	13
FIGURA 4-5: GEOMETRÍA DEL MODELO DE OKADA (1985)	14
FIGURA 4-6: EJEMPLO DE UN REGISTRO DE TSUNAMI	16
FIGURA 4-7: DIAGRAMA ESPECTRAL DEL TSUNAMI	17
FIGURA 4-8: PROPAGACIÓN DE LA ONDA, LEY DE GREEN	19
FIGURA 4-9: PÉRDIDA DE ENERGÍA POR VISCOSIDAD.....	22
FIGURA 4-10: PÉRDIDA DE ENERGÍA POR FRICCIÓN DE FONDO	23
FIGURA 4-11: SECCIÓN FOSA DE ATACAMA	26
FIGURA 4-12: FOSA DE ATACAMA	26
FIGURA 4-13: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 1877, CHILE.....	28
FIGURA 4-14: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 1946, ALEUTIANAS	29
FIGURA 4-15: COMPARACIÓN DE LO OBSERVADO VERSUS MODELOS, ALEUTIANAS 1946	30
FIGURA 4-16: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 1952, KAMCHATKA	31
FIGURA 4-17: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 1960, CHILE.....	32
FIGURA 4-18: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 1964, ALASKA	33
FIGURA 4-19: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 2009, SAMOA.....	34
FIGURA 4-20: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 2010, CHILE.....	35
FIGURA 4-21: UBICACIÓN EPICENTRO SISMO 2011, JAPÓN.....	36
FIGURA 4-22: ÁREAS DE RESPONSABILIDAD DEL SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMI	38
FIGURA 4-23: DIAGRAMA DE FLUJO, SISTEMA DE ALERTA DE TSUNAMI	39
FIGURA 4-24: PROCEDIMIENTO BÁSICO DE ALERTA DE TSUNAMI, JAPÓN	41
FIGURA 4-25: MODELACIÓN TSUNAMI CHILE 2010 USANDO MODELO TUNAMI	42
FIGURA 4-26: MODELACIÓN TSUNAMI CHILE 2010, MOST	45
FIGURA 4-27: MODELACIÓN TSUNAMI JAPÓN 2011, MOST.....	45
FIGURA 4-28: MODELO TSUNAMI ALASKA 1964, COMCOT.....	47
FIGURA 5-1: IMAGEN TOPOBATIMÉTRICA, SUDAMÉRICA.....	53
FIGURA 5-2: UBICACIÓN BOYAS DART	54
FIGURA 5-3: SISTEMA DE OPERACIÓN BOYAS DART	55
FIGURA 5-4: DEFINICIÓN DE LOS PARÁMETROS DE ENERGÍA CINÉTICA.....	59
FIGURA 5-5: DEFINICIÓN DE LOS PARÁMETROS DE ENERGÍA POTENCIAL.....	60
FIGURA 5-6: PERFIL CAÑÓN SCRIPPS	65
FIGURA 5-7: COEFICIENTE DE REFLEXIÓN PARA CAÑÓN SCRIPPS (INCIDENCIA NORMAL)	65
FIGURA 5-8: REPRESENTACIÓN GRÁFICA ÁNGULO CRÍTICOS, ZONAS NORTE, CENTRO Y SUR	67
FIGURA 6-1: UBICACIONES PERFILES BATIMÉTRICOS FOSA CHILE-PERÚ	69
FIGURA 6-2: PERFIL BATIMETRÍA FOSA CHILE-PERÚ, ZONA NORTE	69
FIGURA 6-3: PERFIL BATIMETRÍA FOSA CHILE-PERÚ, ZONA CENTRO.....	70
FIGURA 6-4: PERFIL BATIMETRÍA FOSA CHILE-PERÚ, ZONA SUR	70
FIGURA 6-5: RESULTADOS COEFICIENTE DE REFLEXIÓN	71
FIGURA 6-6: ZOOM PERFIL FOSA, ZONA NORTE Y CENTRO	72
FIGURA 6-7: MODELO T_60 [MIN], ZONA NORTE	73
FIGURA 6-8: UBICACIONES PERFILES BATIMÉTRICOS FOSA JAPÓN	74
FIGURA 6-9: COMPARACIÓN PERFIL ZONA NORTE JAPÓN - CHILE	74
FIGURA 6-10: COMPARACIÓN PERFIL ZONA CENTRO JAPÓN - CHILE	75
FIGURA 6-11: COMPARACIÓN PERFIL SUR JAPÓN - CHILE	75
FIGURA 6-12: REPRESENTACIÓN DEL PLANO DE FALLA Y SUS PARÁMETROS.....	77
FIGURA 6-13: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, CHILE 1877	77
FIGURA 6-14: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, ALEUTIANAS (A) 1946.....	78
FIGURA 6-15: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, ALEUTIANAS (B) 1946.....	78

FIGURA 6-16: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, KAMCHATKA 1952	78
FIGURA 6-17: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, ALASKA 1964.....	79
FIGURA 6-18: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, SAMOA 2009	79
FIGURA 6-19: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, CHILE 2010	79
FIGURA 6-20: DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO, JAPÓN 2011	80
FIGURA 6-21: COMPARACIONES ENTRE LAS ESTACIONES DART Y ECUACIÓN (83), SAMOA 2009.....	82
FIGURA 6-22: COMPARACIÓN ALTURA CALCULADA VERSUS ALTURA MEDIDA, SAMOA 2009.....	82
FIGURA 6-23: COMPARACIONES ENTRE LAS ESTACIONES DART, MOST Y ECUACIÓN (83)	84
FIGURA 6-24: COMPARACIÓN ALTURA CALCULADA VERSUS ALTURA MEDIDA, CHILE 2010.....	85
FIGURA 6-25: MODELACIÓN MOST Y BATIMETRÍA SECTOR BOYAS DART 52401 Y 52402.....	86
FIGURA 6-26: COMPARACIÓN ALTURA CALCULADA VERSUS ALTURA MEDIDA PARA LAS BOYAS DART 51406 Y 21418, CHILE 2010	86
FIGURA 6-27: MODELO GLOBAL MOST, CHILE 2010	88
FIGURA 6-28: COMPARACIONES ENTRE LAS ESTACIONES DART, Y ECUACIÓN DE RADIACIÓN	89
FIGURA 6-29: COMPARACIÓN ALTURA CALCULADA VERSUS ALTURA MEDIDA, JAPÓN 2011.....	90
FIGURA 9-1: PERFIL BATIMÉTRICO FOSA CHILE-PERÚ	102
FIGURA 9-2: RESULTADOS ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD ESPACIAMIENTO GRILLA	104
FIGURA 9-3: ZOOM ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD ESPACIAMIENTO GRILLA	104
FIGURA 9-4: DESNIVELACIÓN ONDA PARA DISTINTOS VALORES DE Ks.....	105
FIGURA 9-5: DESNIVELACIÓN ONDA PARA DISTINTOS VALORES DE EDDY	106
FIGURA 9-6: PERFILES BATIMÉTRICOS PARA SENSIBILIDAD DE LA FOSA CHILE - PERÚ.....	107
FIGURA 9-7: COMPARACIÓN DESNIVELACIÓN DE LA ONDA PARA LOS CASOS CON Y SIN FOSA	108
FIGURA 9-8: UBICACIÓN LOCALIDADES AFECTADAS POR LOS TSUNAMIS	111
FIGURA 9-9: UBICACIÓN LOCALIDADES AFECTADAS POR LOS TSUNAMIS, ARICA.....	112
FIGURA 9-10: UBICACIÓN LOCALIDADES AFECTADAS POR LOS TSUNAMIS, ANTOFAGASTA	112
FIGURA 9-11: UBICACIÓN LOCALIDADES AFECTADAS POR LOS TSUNAMIS, VALPARAÍSO	113
FIGURA 9-12: UBICACIÓN LOCALIDADES AFECTADAS POR LOS TSUNAMIS, TALCAHUANO.....	113
FIGURA 9-13: IMAGEN DE RIPPLE BIEN FORMADO	124
FIGURA 9-14: MODELO T_5 [MIN], ZONA NORTE	125
FIGURA 9-15: MODELO T_20 [MIN], ZONA NORTE	126
FIGURA 9-16: MODELO T_60 [MIN], ZONA NORTE	127
FIGURA 9-17: MODELO T_5 [MIN], ZONA CENTRO	128
FIGURA 9-18: MODELO T_20 [MIN], ZONA CENTRO	129
FIGURA 9-19: MODELO T_60 [MIN], ZONA CENTRO	130
FIGURA 9-20: MODELO T_5 [MIN], ZONA SUR	131
FIGURA 9-21: MODELO T_20 [MIN], ZONA SUR	132
FIGURA 9-22: MODELO T_60 [MIN], ZONA SUR	133

RESUMEN

La revisión bibliográfica de los efectos de tsunamis de campo lejano muestran efectos dispares en Chile comparados con Japón y Hawai. Terremotos originados en Chile han causado daños mayores en dichos lugares; mientras que por el contrario, en nuestras costas no se han producido efectos del mismo orden de magnitud producto de eventos de campo lejano. Existen algunos tsunamis que han provocado daños relativamente menores, mientras que otros pasaron prácticamente inadvertidos. De estos últimos podemos destacar el terremoto producido en Japón el año 1896 con una magnitud M_w : 8.5, cuyos efectos en Chile fueron mínimos. Mayor fue el efecto de los tsunamis de Aleutianas 1946, Kamchatka 1952 y Alaska 1964 sobre las costas chilenas pero en general no registraron víctimas fatales y no generaron grandes daños.

Para entender ello, en este trabajo se analizan cuatro hipótesis, las que son expuestas en lo que sigue:

- La configuración geográfica de la Fosa Chile - Perú actuaría como una fuente disipadora de energía, la cual reflejaría parte de la onda de tsunami. Esta hipótesis será analizada desde el punto de vista numérico, usando para ello el modelo COULWAVE.
- El efecto de pérdidas de la energía de la onda ya sea por fricción de fondo o viscosidad, serían causantes de su bajo impacto en las costas chilenas. Estos fenómenos serán estudiados de manera empírica.
- El concepto de intensidad, que se define como la potencia dividida por el área ($I = P/A$), indica que a medida que al área aumenta, la intensidad decrece (esto para una potencia determinada). Luego, dicho concepto es usado para describir la radiación de la onda, que conduce a una distribución de la energía a medida que la onda se propaga en el Océano, lo que produciría una disminución en la altura de ola considerable como para afectar nuestras costas. Para evaluar tal efecto se propone una ecuación basada en este fenómeno, la que será validada con los tsunamis de Samoa 2009, Chile 2010 y Japón 2011.
- De acuerdo al mismo concepto anterior, el efecto sobre las costas es dependiente de la cantidad de energía liberada, la que a su vez está relacionada con la zona de fractura y la deformación inicial del fondo marino. Para analizar este último punto se realizan los cálculos de la deformación inicial del suelo marino a partir de la formulación de Okada (1985) para los eventos: Chile 1877, Aleutianas 1946, Kamchatka 1952, Chile 1960, Alaska 1964, Samoa 2009, Chile 2010 y Japón 2011. Cabe destacar que estos cálculos sirven además como input para la ecuación de radiación mencionada en el punto anterior.

De las hipótesis antes planteadas, se concluye que el efecto de radiación es la principal causante del menor impacto de las ondas de tsunami en el campo lejano.

1. INTRODUCCIÓN

Los grandes tsunamis ocurridos en las costas chilenas (1751, 1877 y 1960), no solo causaron devastación en Chile, sino que se propagaron miles de kilómetros en el Océano Pacífico provocando muertes en Japón y Hawai entre otros lugares. De manera opuesta, eventos destructivos producidos principalmente en el Pacífico Oeste no afectaron de manera significativa nuestras costas.

De acuerdo al “Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics Siberian Division Russian Academy of Sciences”, en el siglo XX cinco tsunamis de campo lejano tuvieron gran repercusión (con alturas de ola superior a 5 metros) en las costas, todos ellos ubicados en el Pacífico, siendo estos: Aleutianas 1946, Kamchatka 1952, Aleutianas 1957, Chile 1960 y Alaska 1964. En este período de tiempo se originaron 15 terremotos en Japón con magnitud Mw superior a 7, con tsunamis que no provocaron mayor devastación en Chile, incluyendo el evento de marzo de 2011.

Por lo tanto, nace la inquietud de explicar por qué los eventos ocurridos en Chile causaron tal nivel de devastación en los lugares como Japón y Hawai, mientras que eventos ocurridos en otras latitudes no han causado grandes daños en estas costas.

Dado lo anterior, se plantean varias tareas en esta memoria, las que se describen a continuación:

- La cantidad de energía liberada en los sismos no es suficiente para causar daño en el campo lejano. Se analizarán los parámetros de la falla y la deformación inicial del suelo marino.
- Se producen pérdidas de energía en la propagación de la onda de tsunami: se analizará principalmente los efectos de fricción de fondo y viscosidad.
- Se utiliza el concepto de Intensidad ($I = P/A$) para definir la Radiación de la onda, que consiste principalmente en una distribución de la energía en un área cada vez mayor a medida que esta se aleja de la fuente generadora. Este fenómeno será evaluado matemáticamente.
- Efecto direccional en la Fosa de Atacama. Se analizará el efecto idealizado como un cañón submarino.
- Efectos de reflexión sobre Fosa se analizarán con modelo numérico.

El tsunami de febrero de 2010 en Chile y el de marzo de 2011 en Japón mostraron la falta de conocimiento de los efectos del campo cercano y lejano. Esta tesis busca entregar herramientas para el análisis de los tsunamis de campo lejano, dando al lector una ecuación de uso práctico que permita calcular la altura de ola en el campo lejano a partir de los parámetros de falla sísmica y la distancia desde la fuente generadora y el lugar en que esta quiera ser calculada.

2. **HIPÓTESIS**

Para esta investigación se plantean cuatro hipótesis, las cuales se detallan a continuación:

- La configuración geográfica de la Fosa actuaría como una fuente disipadora de energía, la cual reflejaría parte de la onda de tsunami.
- El efecto de pérdidas de la energía de la onda ya sea por fricción de fondo o viscosidad, serían causantes de su bajo impacto en las costas chilenas.
- El efecto de radiación de la onda es importante, debido a que produce una disminución en la altura de ola considerable en nuestras costas. La intensidad, que se define como la potencia dividida por el área ($I = P/A$), explicaría el motivo por el cual tsunamis chilenos han afectado las costas del Pacífico, mientras que tsunamis del hemisferio Norte no han afectado de manera significativa nuestras costas, la razón sería que la potencia inicial de los sismos en Chile son mayores a la de los sismos del Pacífico Norte.
- Bajo el concepto anterior, el efecto sobre las costas es dependiente de la cantidad de energía liberada, de acuerdo a la zona de fractura y la deformación inicial del fondo marino.

3. OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GENERAL

Evaluar los efectos de tsunamis de campo lejano sobre las costas de Chile.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar una caracterización mediante información bibliográfica de los efectos producidos en Chile por tsunamis de campo lejano.
- Evaluar la transformación y disipación de la energía del tsunami por medio de cálculos empíricos y/o con modelos numéricos, a saber: pérdidas de energía, radiación de la onda, reflexión en la Fosa y el efecto direccional del cañón.

4. MARCO TEÓRICO

4.1 GENERALIDADES

En este capítulo se realiza una revisión de la literatura técnica y/o periodística, cuyos tópicos se resumen a continuación:

- 1º En la primera parte se hace una descripción general de la onda de tsunami, exponiendo sus características principales, como por ejemplo: longitud, período y celeridad. Se realiza además la definición de tsunami local, regional y de campo lejano o teletsunami, que depende básicamente de la distancia entre la fuente generadora y el lugar donde se evalúa el mismo.
- 2º En la segunda parte de esta revisión bibliográfica se definen los conceptos de magnitud e intensidad de un tsunami, incluyendo una compilación de distintos autores.
- 3º El tercer punto hace una descripción de los distintos mecanismos de generación de tsunamis, entre los más conocidos tenemos: terremotos submarinos, deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas y finalmente los de origen atmosférico.
- 4º La cuarta parte de este capítulo se subdivide en dos cuerpos principales, ambos asociados a la propagación de los tsunamis. En una primera parte se estudia el efecto de las pérdidas de energía por viscosidad y por fricción de fondo, estimándose de manera empírica la distancia requerida para que estos cobren importancia. En la segunda parte de este capítulo se exponen los conceptos de refracción, difracción, shoaling, runup, radiación y reflexión.
- 5º En este apartado (quinto) se hace una recopilación de antecedentes de los sismos con consecuencias tsunamigénicas en el campo lejano, que han podido ser percibidos en Chile.
- 6º En el sexto apartado se describe el sistema de alerta temprana de tsunamis.
- 7º Finalmente se hace una revisión de los modelos numéricos disponibles para la el estudio de tsunamis, de los cuales se destacan: MOST, TUNAMI-N COMCOT y COULWAVE, entre otros.

4.2 DEFINICIÓN GENERAL DE LA ONDA DE TSUNAMI

Las ondas oceánicas llamadas “tsunamis” en los años 60 eran consideradas un misterioso e inexplicable fenómeno de la vida del océano, siendo el Pacífico considerado como la región de mayor peligro de tsunamis teniendo alrededor de 1.300 eventos conocidos (Ref. 45).

El término tsunami resulta de la combinación de dos palabras de origen Japonés: “tsu” que significa puerto y “nami” correspondiente a ola, por lo que una traducción literal al español sería “ola de puerto”.

El nombre se lo dieron los pescadores japoneses quienes solían pescar en aguas profundas. Cuando ocurría un tsunami, este era apenas perceptible en dichas profundidades. Una vez terminada la faena, cuando regresaban a casa encontraban sus puertos completamente destruidos.

La onda de tsunami es generalmente asociada a movimientos sísmicos del suelo marino, desplazamientos y colapsos de masas de tierra (sobre o bajo la capa de agua) y erupciones volcánicas submarinas. Se pueden encontrar ondas exhibiendo similares características producto de rápidos cambios en la presión atmosférica denominadas “tsunami atmosférico” o “meteotsunami” (Ref. 45), también pueden ser producto de poderosas explosiones, o por la caída de meteoritos. Sin embargo se debe tener en consideración que el evento de tsunami puede ser causado por una combinación de eventos, por ejemplo, un deslizamiento de tierra producto de un terremoto puede proveer energía adicional a la onda de tsunami provocado por el desplazamiento del suelo marino.

La mayoría de los tsunamis han sido generados por terremotos submarinos debido al movimiento impulsivo del suelo marino, el cual causa deformación en la superficie instantáneamente. La repentina energía potencial ganada es convertida en energía cinética mediante la acción de la fuerza de gravedad, actuando esta última como fuerza restauradora.

La longitud de la onda de tsunami (definida como la distancia horizontal entre dos crestas o dos valles) es proporcional a la dimensión longitudinal de la fuente del terremoto, el que podría ser del orden de cientos de kilómetros. Esta longitud de onda (λ) excede significativamente la profundidad promedio del Océano Pacífico ($d \approx 4$ [km]) por lo tanto desde el punto de vista hidrodinámico este tipo pertenece a las ondas largas ($\lambda \gg d$) y por ende, toda la columna de agua es afectada por su movimiento. Teniendo esto en consideración y utilizando la teoría lineal del oleaje se puede estimar la velocidad de propagación conforme a la formulación $c = \sqrt{gd}$, donde g corresponde a la aceleración de gravedad.

Considerando la profundidad media del Océano Pacífico, la celeridad de la onda de tsunami es del orden de 700 km/h (nótese que esta velocidad es comparable a la de un avión comercial). Teniendo la longitud de onda y calculando la celeridad se puede determinar el período de la ola, el cual viene dado por la formulación $T = \lambda/c \approx 500$ [s] (los períodos típicos se encuentran en el rango de $T \sim 10^2 - 10^4$ [s].)

Desde el punto de vista de su física, las ondas de tsunamis son similares a las ondas generadas por viento, debido a que los procesos físicos que las afectan son equivalentes y muchas de las conclusiones relativas a las ondas cortas son aplicables a los tsunamis. Lo que las diferencia es principalmente la magnitud de la energía que se propaga y el mecanismo que las genera.

La amplitud de la onda de tsunami en el océano, aún para un evento catastrófico está limitada a unas decenas de centímetros y raramente excede 1 metro (Ref. 23). La pequeña amplitud más el gran período de esta onda hace que sea prácticamente imperceptible visualmente en grandes profundidades, sin embargo, a medida que el tsunami se acerca hacia aguas menos profundas disminuye su longitud y aumenta su altura.

En la Figura 4-1 se muestra un esquema correspondiente a una sección de un tsunami, en la cual se exponen algunas situaciones producidas en esta onda, tales como:

- Datum: Se define como un nivel fijo del nivel del mar, ya sea, nivel medio del mar, bajamar media, o el nivel del mar en el momento de ocurrido el suceso.
- Inundación horizontal: Corresponde a la distancia horizontal desde la línea de costa hasta el lugar de penetración de la onda, esta debe ser medida de forma perpendicular a la playa.
- Runup: Especificado como la distancia vertical entre el datum y el punto de la máxima inundación horizontal.
- Línea de inundación: Caracterizado como la línea donde ocurre el runup.

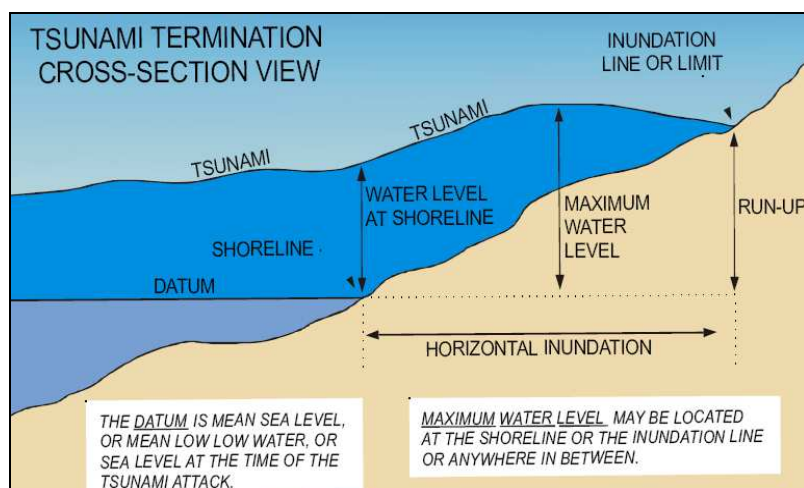


Figura 4-1: Esquema de una sección de un tsunami en la costa
(Fuente: Ref. 45)

Existe un gran número de situaciones que hacen que un tsunami sea de gran peligro tanto para la población como para los bienes materiales, siendo algunas de estas: sobrecargas inusuales, inundación, impacto de la onda sobre la infraestructura produciendo entre otras cosas erosión, altas velocidades de flujo del orden de decenas de metros por segundo, los cuales pueden originar daños masivos al desplazar rocas, árboles, automóviles, barcos, etc.

En casos catastróficos el runup puede variar en el rango de 10 – 30 [m], mientras que la inundación hacia tierra puede alcanzar entre 3 – 5 [Km] desde la línea de costa (Ref. 23). Dependiendo de la pendiente local en cada caso.

Conforme a la escala espacial en donde la onda de tsunami se manifiesta, se puede caracterizar en tres tipos:

- *Tsunami local*: Corresponde a aquel proveniente de una fuente de no más de 500 [Km].

- *Tsunami Regional*: Tsunami capaz de generar destrucción hasta 1.000 [Km]. desde la fuente.
- *Teletsunami*: También conocido como tsunami de campo lejano, este es originado sobre los 1.000 [Km] desde la fuente generadora.

La mayoría de los tsunamis son clasificados como locales o regionales, siendo en conjunto los que producen la mayoría de las muertes y daños estructurales. Entre 1975 y 2007 en el mundo han habido 34 tsunamis locales o regionales, los que han producido significativas pérdidas de vidas y/o daños a propiedades en el Pacífico y mares adyacentes (Ref. 23).

La ocurrencia de un tsunami de campo lejano es mucho menor, pero potencialmente es mucho más peligroso que los anteriores, debido a que no afecta solamente de forma local sino que esta onda es capaz de viajar miles de kilómetros desde la fuente con la suficiente energía como para continuar con la devastación. En los últimos 200 años, al menos 17 eventos de este tipo han tomado lugar en el Océano Pacífico (Ref. 23).

El tsunami de campo lejano con mayor destrucción en el Océano Pacífico fue generado en las costas chilenas en el año 1960. Como consecuencia del terremoto de Valdivia, todos los pueblos costeros chilenos entre el paralelo 36° y 44° S fueron destruidos o fuertemente dañados por la acción del sismo y del tsunami local. Asimismo, esta onda causó además muertes en Hawai, Filipinas, Japón, y la costa oeste de Estados Unidos y Canadá.

4.3 MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TSUNAMI

La manifestación de los tsunamis varía ampliamente, pudiendo ir desde débiles ondas que solo son registradas con instrumentos, hasta eventos catastróficos produciendo devastación en la región costera.

Un tsunami puede ser caracterizado desde el punto de vista cuantitativo a través de la medición de parámetros físicos tales como: energía, amplitud, período, etc. (Magnitud del tsunami) y desde el punto de vista cualitativo expresando el grado de destrucción de la onda o a través de su manifestación en la costa basado en observación macroscópica (Intensidad del tsunami). Cabe destacar, que un evento solo puede tener una magnitud asociada, mientras que este mismo puede tener muchas intensidades dependiendo del lugar de análisis.

Dependiendo del público objetivo esta información puede ser de gran utilidad. Por ejemplo, una persona ajena a la ingeniería no está interesada en la energía de la onda en Joules, sino que le es importante el peligro que representa esta onda a sus vidas, pero un científico o ingeniero que desee realizar una investigación o modelación de la onda requiere principalmente los parámetros físicos de esta, para así poder calibrar y validar sus estudios.

4.3.1 INTENSIDAD DEL TSUNAMI

El primero en realizar una clasificación del tsunami fue Sieberg en el año 1972, quien introdujo seis puntos en la escala de intensidad de tsunami de manera análoga a la escala de intensidades de terremotos (Ref. 36). Esta escala no fue realizada con parámetros físicos (altura de ola, runup, etc.), sino que fue basada en la descripción de efectos macroscópicos,

exponiendo el grado de destrucción. Posteriormente la escala de Sieberg fue modificada por Ambraseys (1962). Para mayor detalle ver ANEXO 9.3.1.

Recientemente, una nueva escala con 12 puntos describiendo la intensidad de un tsunami fue propuesta por Papadopoulos & Imamura (2001). Esta escala es independiente de la medida de parámetros físicos de la onda y es organizada en los siguientes parámetros:

- a) Su influencia sobre las personas.
- b) Su impacto en objetos naturales y artificiales, incluyendo botes de diferentes tamaños.
- c) El daño causado en edificios.

Esta escala es susceptible a las pequeñas diferencias en los efectos de un tsunami, por ejemplo, un gran tsunami que afecta a una costa con pocos habitantes puede ser asignado de baja intensidad en esta escala, por el contrario un tsunami de menor amplitud que ataque una costa densamente poblada puede ser caracterizado de alta intensidad en la escala de Papadopoulos–Imamura, la cual es expuesta en el ANEXO 9.3.2.

4.3.2 MAGNITUD DEL TSUNAMI

Corresponde a la medida del tamaño de un tsunami basado en las características físicas de la onda. En Japón se han realizado numerosos intentos a fin de representar cuantitativamente la manifestación de un tsunami en la costa. El concepto de magnitud del tsunami fue introducido por Imamura y mejorado posteriormente por Lida (Ref. 25). La formulación que expresa la magnitud del tsunami viene dada por la Ecuación (1).

$$m = \log_2 H_{\max} \quad \text{Ecuación (1)}$$

Donde $H_{\max}$ es la altura máxima medida en metros, observada en la costa o medida por un mareógrafo. La escala de Imamura – Lida tiene seis puntos que van desde el -1 al 4.

Con el fin de mejorar la escala de Imamura – Lida, Soloviev introduce la expresión detallada en la Ecuación (2):

$$I = \frac{1}{2} + \log_2 H \quad \text{Ecuación (2)}$$

Donde H es la altura promedio en la costa medida lo más cercana a la fuente del tsunami. Esta definición de la magnitud del tsunami es ampliamente conocida y convencionalmente llamada 'escala de intensidad Soloviev – Imamura'.

Abe y Hatori (1986) propusieron una escala de magnitud tomando en consideración la distancia desde la fuente:

$$M_t = a \log h + b \log \Delta + D, \quad \text{Ecuación (3)}$$

Donde h es la máxima amplitud de la onda en la costa medida desde el valle hasta la cresta en metros, Δ es la distancia desde el epicentro del terremoto hasta el punto de medición en kilómetros, a , b y D son constantes.

Una definición diferente para determinar la magnitud del tsunami fue propuesta por Murty y Loomis (1980), la cual es basada en la estimación de la energía potencial del tsunami (en ergs).

$$ML = 2(\log E - 19)$$

Ecuación (4)

Desde el punto de vista físico la definición de magnitud del tsunami basado en la energía es naturalmente la más adecuada. La energía potencial puede ser referida a la elevación inicial de la superficie del agua, considerando que esta puede ser igual al desplazamiento residual del suelo marino. Este desplazamiento puede estimarse a través de formulaciones tales como la de Okada (1985) la cuál será especificada en la sección 4.4.2.1.

De lo expuesto anteriormente se debe destacar que la escala de Soloviev – Imamura es la usada mayormente por los expertos y es además utilizada en las bases de datos más completas de tsunamis históricos, siendo estos, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y Novosibirsk Tsunami Laboratory perteneciente al Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics (NTL/ICMMG). Esta escala de intensidad cubre más de los 2/3 de todos los tsunamis históricos a nivel mundial (Ref. 12).

4.4 TIPOS DE TSUNAMIS

La vida de un tsunami es usualmente dividido en tres fases: la generación, la propagación y la inundación. Cada fase es compleja y frecuentemente descrita en forma separada. En este acápite se realizará una descripción de la primera de estas, exponiendo distintos mecanismos de generación de tsunamis. Las otras dos etapas serán descritas en la sección 4.5.

4.4.1 GENERALIDADES

En el Océano Pacífico un 79% de los tsunamis son productos de terremotos, 6% de deslizamientos de tierra, 5% por erupciones volcánicas, 3% por causas meteorológicas y el 7% restante es de origen desconocido (Ref. 23). Recientemente la posibilidad de tsunamis producidos por impacto de meteoritos se ha puesto en discusión.

Este trabajo se focaliza en los terremotos submarinos, el cual se describirá en detalle, el resto será explicado solo de manera referencial.

4.4.2 TERREMOTOS SUBMARINOS

Un terremoto submarino, es producido por la liberación abrupta de energía acumulada en la corteza terrestre, resultando del movimiento relativo de las placas del fondo marino. Estas placas ejercen entre si una fricción de gran magnitud llegando a un punto en donde la fuerza de roce no es lo suficientemente grande para contenerlas y la energía acumulada es repentinamente liberada, desplazando millones de metros cúbicos de agua.

La Figura 4-2 describe el proceso de generación de tsunami mediante la subducción entre dos placas tectónicas.

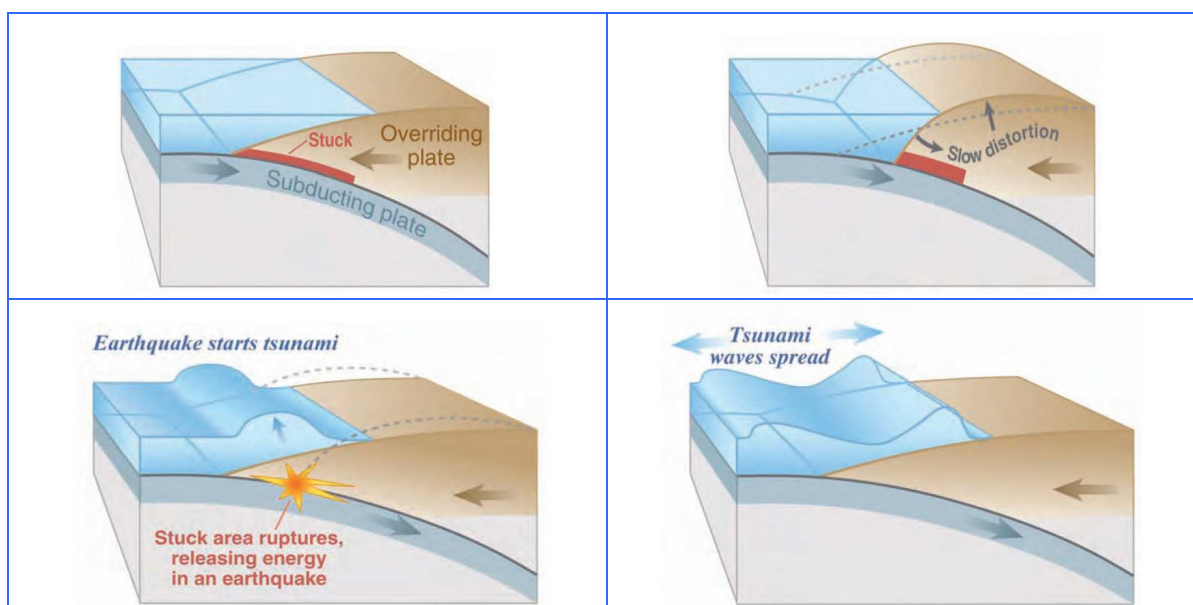


Figura 4-2: Falla zona de subducción

(Fuente: Ref. 46)

La magnitud del terremoto M_w se calcula como:

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 6.07 \quad \text{Ecuación (5)}$$

Donde M_0 es el momento sísmico, el que se define como:

$$M_0 = \mu LWD \text{ [N}\cdot\text{m]} \quad \text{Ecuación (6)}$$

Donde:

μ	: Coeficiente de rigidez del medio	[N/m ²]
L	: Longitud del semieje mayor de la zona de ruptura	[m]
W	: Longitud del semieje menor de la zona de ruptura	[m]
D	: Longitud del desplazamiento entre ejes opuesto de la falla	[m]

La Figura 4-3 muestra la relación entre la escala de intensidad de Soloviev – Imamura y la magnitud del terremoto para el Océano Pacífico.

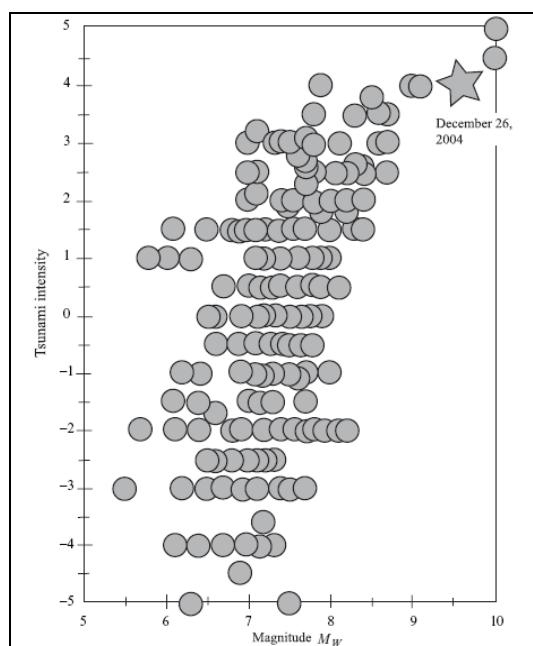


Figura 4-3: Relación entre la intensidad del tsunami y M_w para el Océano Pacífico
(Fuente: Ref. 23)

Si bien, en la Figura 4-3 se aprecia una gran dispersión entre la magnitud e intensidad del tsunami, se puede establecer de forma general que terremotos de mayor magnitud generalmente están acompañados de tsunamis de gran intensidad, dependiendo del lugar de medición de la onda. Se observa además, que la mayor parte de los tsunamis de $I > 2$ en la escala de Soloviev – Imamura son producto de sismos con magnitudes $M_w > 7$ (criterio del sistema de alerta de tsunami).

Por otro lado, de la Figura 4-3 se desprende que no existe una relación directa sencilla entre la intensidad y la magnitud de un tsunami, debido principalmente a que los tsunamis dependen de muchos parámetros, siendo algunos de estos: profundidad del hipocentro, forma y orientación de la falla, duración del terremoto, profundidad del océano, distancia entre el punto de observación de la altura de ola y la zona de generación, entre otros.

En la Tabla 4-1 se muestra la aplicación de la escala de Papadopoulos–Imamura, la que permite determinar la intensidad de los tsunamis de campo lejano generados en el Pacífico Oeste, sobre las costas chilenas. Para mayor detalle de la intensidad de estos tsunamis a lo largo de Chile, ver Anexo 10.2.

Tabla 4-1: Magnitud e intensidad tsunamis históricos

(Fuente: Modificado de Ref. 12)

Sismo	M_w	Intensidad en Chile
Japón, 2011	9.0	V (Fuerte)
Aleutianas, 1946	8.2	IV (Generalmente observado)
Kamchatka	9.0	IV (Generalmente observado)
Alaska, 1964	9.2	V (Fuerte)

Kajiura (1970) demostró que la eficiencia de generación de un tsunami es prácticamente de 100%, cuando el tiempo que dura la deformación del fondo marino es pequeño (del orden segundos) en comparación con el tiempo que le toma al tsunami propagarse hacia la costa (minutos a horas), esta situación es la más común en la mayoría de los tsunami generados por sismos, por ejemplo, el evento de Chile 2010 duró del orden de 120 segundos.

4.4.2.1 MODELO DE OKADA

Dado que el tsunami depende de la deformación del suelo marino, esta debe analizarse considerando movimientos instantáneos causados por un terremoto, asumiendo además, en este caso que el desplazamiento de la superficie libre es igual al desplazamiento del fondo y que la componente vertical del desplazamiento de este, es la única responsable de la generación de la onda de tsunami (Ref. 4).

La deformación inicial puede calcularse mediante la teoría de dislocación elástica propuesta por Okada (1985), el que permite determinar el desplazamiento instantáneo de la corteza terrestre sin considerar la dependencia del tiempo y requiere de los parámetros definidos en la Tabla 4-2 para el modelo de falla.

Tabla 4-2: Parámetros de entrada del método de Okada (1985)

(Fuente: Elaboración propia)

Parámetro en Inglés	Parámetro en Español	Sigla	Unidad
Epicenter	Epicentro	(Lat, Long)	grados
Focal Depth	Profundidad Focal	(h)	metros
Length of fault plane	Longitud de la falla	(L)	metros
Width of fault plane	Ancho de la falla	(W)	metros
Strike angle	Rumbo	(θ)	grados
Dip angle	Manteo	(δ)	grados
Slip angle	Ángulo de desplazamiento	(λ)	grados
Dislocation	Dislocación	(D)	metros

La teoría asume un plano de falla rectangular, el cual es una idealización de la interfaz entre dos placas donde un violento movimiento relativo ocurre durante un terremoto (ver Figura 4-4).

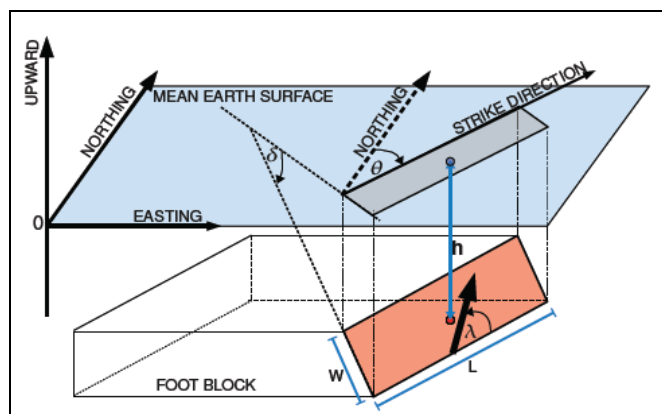


Figura 4-4: Representación del plano de falla y sus parámetros
(Fuente: Ref. 49)

A continuación se hace una descripción de cada uno de los parámetros considerados:

- Plano de falla: Lugar donde se produce el movimiento relativo en un terremoto, este plano es asumido rectangular.
- Epicentro: El centro del plano de fallas es llamado foco, y es la localización donde la ruptura comienza durante un sismo. Su proyección sobre la superficie de la Tierra es llamada epicentro.
- Profundidad focal (h): Definida como la distancia vertical entre el foco y el epicentro.
- Strike angle (Rumbo (θ)): Dirección de la falla respecto al Norte, en sentido horario.
- Longitud del plano de falla (L): Longitud del eje del plano de falla.
- Ancho de la falla (W): Longitud del eje menor del plano de la falla.
- Dislocación (D): Magnitud del desplazamiento relativo entre placas
- Dip angle (Manteo (δ)): Inclinación de la falla respecto del plano horizontal
- Slip angle (Ángulo de desplazamiento (λ)): Dirección del desplazamiento relativo de placas, medido sobre el plano de falla a partir del strike angle, en sentido antihorario.

Esta formulación considera el medio homogéneo e isotrópico. La expresión propuesta por Okada (1985) para el cálculo del desplazamiento vertical de la superficie viene dada por la Ecuación (7).

$$u_z = \frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \arctan \left(\frac{\xi\eta}{qR} \right) - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad \text{Ecuación (7)}$$

Donde:

$U_2 = |D| \cos \gamma \sin \theta$: Desplazamiento entre placas (dip – slip)

$$\tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta$$

$$q = y \sin \delta - d \cos \delta$$

$$R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \arctan \left(\frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \right)$$

λ ψ μ , son las constantes de Lamé.

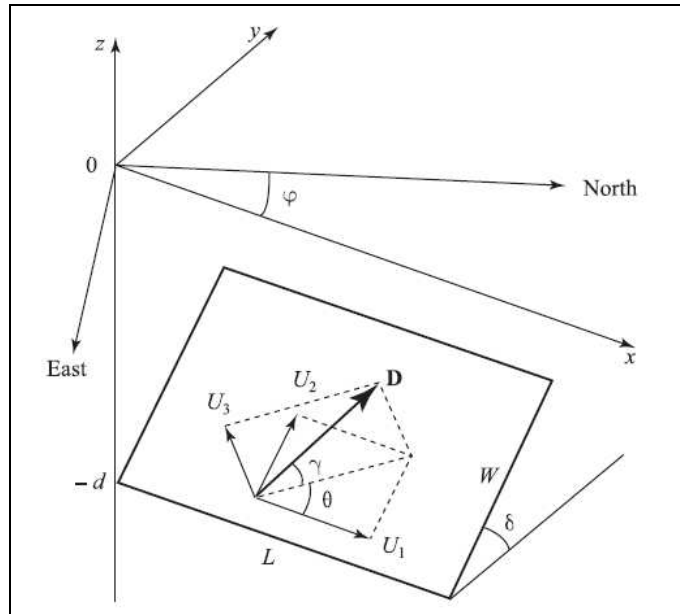


Figura 4-5: Geometría del modelo de Okada (1985)

(Fuente: Ref. 23)

4.4.3 DESLIZAMIENTOS DE TIERRA

Hasta el año 2009, en el Pacífico se han experimentado más de 80 tsunamis producidos por deslizamientos de tierra (que pueden ser sobre o bajo la superficie del mar). Casi como una regla general, se considera que la acción de un tsunami mediante este mecanismo de generación actúa solo localmente, pero estudios recientes exponen que un tsunami producto de avalanchas puede aportar energía adicional a uno generado por un fuerte sismo (Ref. 11).

Los deslizamientos se deben usualmente a la prolongada acumulación de material sedimentario durante decenas y cientos de años, que con el paso del tiempo pierden estabilidad.

Los terremotos son la principal causa de la generación deslizamientos de tierra, le siguen las erupciones volcánicas, que también pueden ser responsables de este tipo de fenómenos.

4.4.4 ERUPCIONES VOLCÁNICAS

Solo en el Océano Pacífico cerca de 66 tsunamis de origen volcánico han generado alturas de ola de hasta 55 metros. Uno de los tsunamis volcanogénicos más significativos, fue causado en Krakatau, Indonesia en agosto de 1883.

Los principales mecanismos de generación de tsunamis de origen volcánico son:

- Descarga dentro del agua de grandes volúmenes de materia (de flujos lentos de lava a erupciones explosivas).
- Explosión de un volcán submarino.
- Flujos piroclásticos, deslizamientos, etc.

4.4.5 TSUNAMIS DE ORIGEN ATMOSFÉRICO

Largas ondas con características similares a un tsunami de origen tectónico, pueden ser generadas por la influencia de varios procesos atmosféricos. Este tipo de ondas es convencionalmente llamado meteotsunami, y son producidas principalmente por variaciones bruscas en la presión atmosférica, sistemas frontales, rachas de viento, tifones, huracanes, entre otros.

4.5 PROPAGACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

4.5.1 GENERALIDADES

Los tsunamis en grandes profundidades son casi imperceptibles, producto de su baja amplitud y gran longitud, no obstante, a medida que se propagan hacia la costa, pueden sufrir cambios significativos, debido a los efectos de: asomeramiento, reflexión, refracción, disipación de energía, difracción, rompiente, runup, inundación, entre otros.

La onda de tsunami viaja en todas direcciones y su velocidad de propagación depende de la profundidad, pudiendo experimentar aceleraciones y desaceleraciones a medida que viajan por una batimetría irregular.

4.5.2 PROPAGACIÓN EN GRANDES PROFUNDIDADES

La etapa de propagación del tsunami más simple de describir es cuando este se encuentra en grandes profundidades. En este caso, la amplitud del tsunami es del orden de magnitud de $10^{-1} - 10^0$ [m] lo que es significativamente menor a la profundidad media del océano (10^3 [m]) y esta a su vez es mucho menor que la longitud del tsunami, cuyo orden de magnitud es de $10^4 - 10^6$

[m]. Teniendo en consideración todos estos factores, se puede aplicar la teoría lineal de onda larga y estimar la velocidad de propagación, la cual depende exclusivamente de la profundidad del océano, $c = \sqrt{gd}$, donde g es la aceleración de gravedad y d la profundidad. La longitud de la onda de tsunami puede ser evaluada mediante la formulación $\lambda = T\sqrt{gd}$. Debido a la magnitud de esta longitud es posible apreciar que $\lambda \gg d$, con un pequeño juego algebraico se logra reescribir a la forma $T\sqrt{g/d} \gg 1$, siendo de esta manera más fácil determinar el rango de períodos que cumple esta condición, pero para tsunamis de períodos más cortos propagándose en grandes profundidades esta condición no es tan evidente.

Cuando un tsunami viaja grandes distancias, efectos tales como la dispersión pueden alterar la estructura del mismo. Por ejemplo la Figura 4-6 muestra las variaciones del nivel del mar durante un tsunami débil, causado por un terremoto en la Bahía de Alaska el 6 de marzo de 1988. La distancia entre el epicentro y el punto de medición fue de 978 [km].

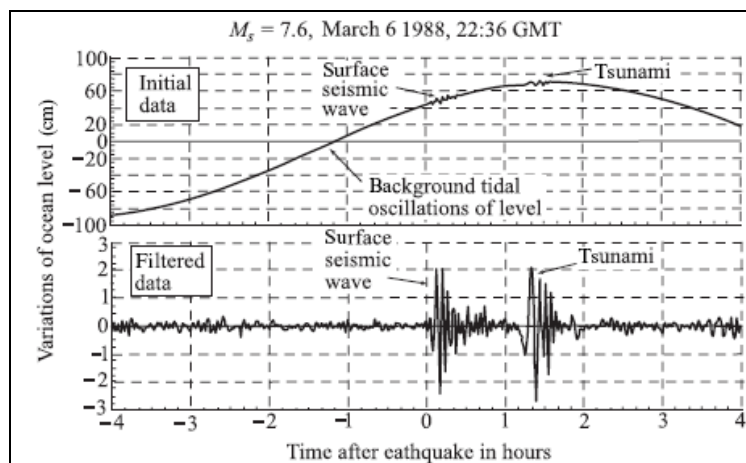


Figura 4-6: Ejemplo de un registro de tsunami

(Fuente: Ref. 23)

La parte superior de la Figura 4-6 muestra el registro original del nivel del mar, mientras que la inferior presenta la señal filtrada, donde la componente mareal ha sido eliminada. Se observa que el primer grupo de ola aparece casi de manera inmediata después del terremoto, mientras que el segundo grupo, se hace presente aproximadamente una hora después.

La Figura 4-7 muestra la evolución de la energía en función de la frecuencia y el tiempo $E(f,t)$, donde la frecuencia viene dada por la expresión $f = 1/T = \omega/2\pi$ y t es el tiempo desde que se origina el sismo hasta que el último frente pasa por el sensor, esta representación es comúnmente conocida como diagrama $f-t$. Los contornos del gráfico representan la energía normalizada al valor peak, a través, de una escala de decibeles (décima parte del logaritmo de la relación entre la magnitud de interés y la magnitud de referencia) y la línea sólida representa el cálculo teórico.

Del diagrama de la Figura 4-7, queda de manifiesto que la primera onda arriva aproximadamente 10 minutos de ocurrido el sismo y alcanza su peak entre 20 y 30 minutos después.

Cabe destacar que la composición espectral no solo cambia en el tiempo, sino que el comportamiento de estas variaciones satisface la ley de dispersión para ondas gravitacionales (Ref. 21).

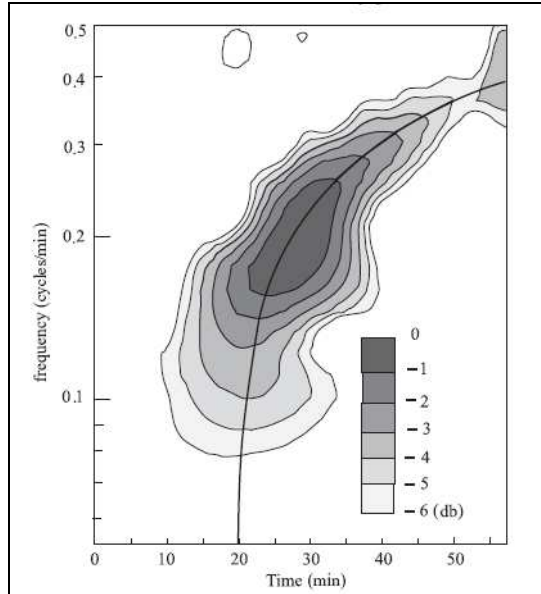


Figura 4-7: Diagrama espectral del tsunami
(Fuente: Ref. 23)

La ley de dispersión es mostrada en la Figura 4-7 representada por la línea que atraviesa el espectro, la cual obedece a la siguiente fórmula:

$$t(\omega) = \frac{L}{C_{gr}}(\omega) \quad \text{Ecuación (8)}$$

Donde L es constante y corresponde a la distancia desde el sensor de presión hasta el epicentro del terremoto, $C_{gr}(\omega)$ es la celeridad de grupo, la cual es función de la frecuencia angular ω .

$$C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\omega}{2K} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \quad \text{Ecuación (9)}$$

Donde $\omega^2 = gk \tanh(kd)$ corresponde a la relación de dispersión para ondas gravitacionales.

4.5.3 PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI HACIA LA COSTA

La onda de tsunami, al igual que toda onda en el mar, se ve afectada por la batimetría en su propagación hacia la costa.

Se analiza un caso unidimensional con una pendiente de fondo lo suficientemente suave de manera de poder despreciar la reflexión. De acuerdo al modelo lineal, la energía cinética es igual a la energía potencial de la onda, por lo tanto la energía total por unidad de longitud viene dado por la siguiente expresión:

$$W = \rho g \int_0^{\lambda} \xi^2 dx \quad \text{Ecuación (10)}$$

Donde ξ es el desplazamiento de superficie libre, λ corresponde a la longitud de onda y ρ es la densidad del agua de mar. Debido a que la longitud de onda varía conforme el tsunami avanza hacia la costa; es preferible realizar la integración respecto al tiempo, para esto se realiza el siguiente cambio:

$$W = \rho g \sqrt{gd} \int_0^T \xi^2 dt = \text{const} \cdot \xi_0^2 \sqrt{d} \quad \text{Ecuación (11)}$$

Si consideramos conservación de energía, el término $\xi_0^2 \sqrt{d}$ debe ser conservado a lo largo del viaje de la onda y como la profundidad es una variable independiente, el término que debe sufrir las modificaciones es ξ_0^2 , así por ejemplo, cuando la profundidad disminuye; la amplitud de la onda aumentará de acuerdo a $\xi_0 \sim d^{-1/4}$. Esta relación es llamada la Ley de Green o la regla de “un cuarto”. La ley explica porqué la amplitud de la onda aumenta a medida que se propaga a la costa, efecto conocido como asomeramiento.

A modo de ejemplo, se presenta en la Figura 4-8 la propagación de una onda de tsunami aplicando la Ley de Green. Se utilizó como dato de entrada una desnivelación inicial $\xi_0 = 0.5$ [m] y una profundidad $d = 4000$ [m], esta onda es propagada desde dicha profundidad hasta los 5 [m], alcanzando una amplitud de 2.7 [m], en este último.

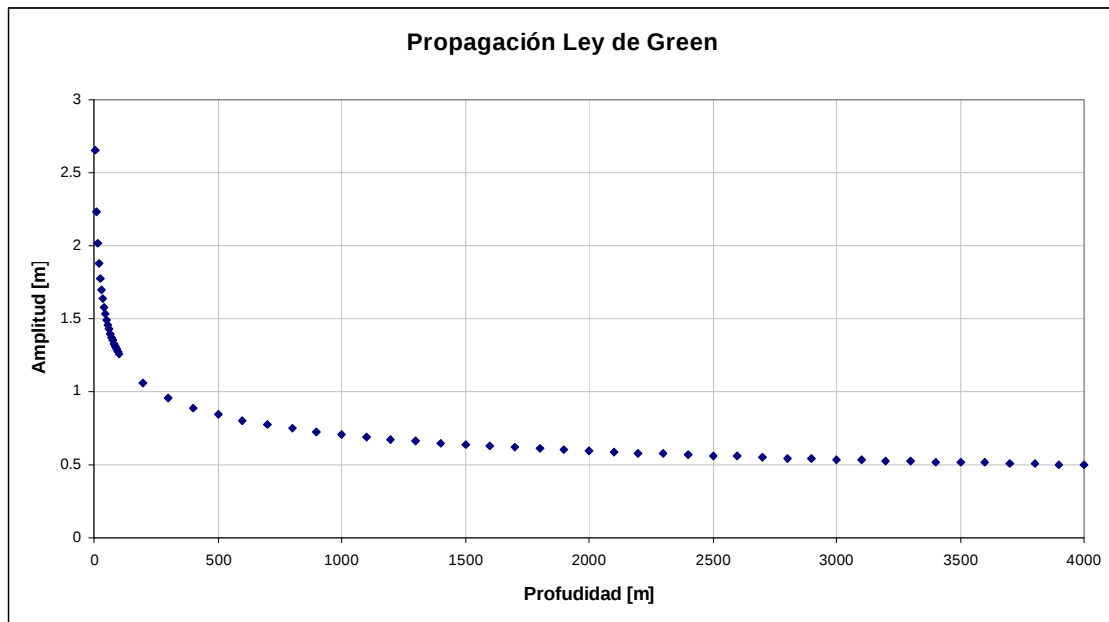


Figura 4-8: Propagación de la Onda, Ley de Green
(Fuente: Elaboración propia)

Se observa claramente que la onda de tsunami comienza a experimentar cambios en su amplitud a una profundidad aproximada de 2.500 [m], antes de eso, permanece prácticamente constante.

4.5.4 PÉRDIDAS DE ENERGÍA

La pérdida de energía de un tsunami viajando hacia la costa es causado principalmente por dos efectos: esfuerzos internos a causa de la viscosidad del agua y producto de la fricción de fondo.

A continuación se realiza un breve análisis de ambos fenómenos:

4.5.4.1 PÉRDIDA DE ENERGÍA POR VISCOSIDAD

La reducción de la amplitud de una onda larga en un fluido viscoso, es exponencial respecto al tiempo, tal como se describe en la Ecuación (12).

$$A \approx \exp\{-\gamma t\}$$

Ecuación (12)

El parámetro γ corresponde a la disminución en el tiempo de la amplitud de la onda, asumiendo una profundidad constante d , el valor de γ se puede calcular de la Ecuación (13) (Ref. 35).

$$\gamma \approx \left(\frac{\nu \omega}{8d^2} \right)^{1/2}$$

Ecuación (13)

Donde ν es la viscosidad cinemática del agua y ω es la frecuencia angular de la onda. Considerando solo un análisis en perfil (dirección x), la amplitud también decrecerá exponencialmente en relación a la distancia, luego la Ecuación (12) se puede escribir como:

$$A \approx \exp\left\{-\frac{x}{L_1}\right\} \quad \text{Ecuación (14)}$$

Donde:

$$L_1 = \frac{\sqrt{gd}}{\gamma} = \left(\frac{8gd^3}{\nu\omega}\right)^{1/2} \quad \text{Ecuación (15)}$$

El significado físico del valor L_1 corresponde a la distancia a la cual la amplitud de la onda llega a ser x veces más pequeña. Este valor será llamado longitud de disipación viscosa lineal.

4.5.4.2 PÉRDIDA DE ENERGÍA POR FRICCIÓN DE FONDO

La pérdida de energía por fricción de fondo, se debe básicamente a que la onda de tsunami se propaga produciendo un desplazamiento en toda la columna de agua, es decir, las partículas de agua están en contacto con el fondo generando fricción con este.

Para estimar la disminución de la amplitud de la onda por el efecto friccionante, se hará uso de la parametrización de la tensión de corte ejercida sobre el fondo del océano para un flujo con velocidad v :

$$T_B = -C_B \rho \nu |v| \quad \text{Ecuación (16)}$$

Donde ρ es la densidad del agua, C_B es un coeficiente empírico adimensional, cuyo valor típico es de 0.0025 (Ref. 23). Como se observa, el valor de la fuerza de fricción es función del cuadrado de la velocidad del flujo, por consiguiente, este es un problema no-lineal.

Considerando que la onda se propaga en un sentido y despreciando la componente vertical de la velocidad orbital; la energía (sin considerar pérdidas) corresponde a dos veces la energía cinética:

$$E = \rho d \int_0^\lambda u^2 dx = \frac{\rho d \lambda u_0^2}{2} \quad \text{Ecuación (17)}$$

La pérdida de energía por unidad de tiempo, desde 0 hasta λ por la fricción de fondo, es determinada por la siguiente fórmula (el punto indica diferenciación respecto al tiempo):

$$\dot{E} = \int_0^\lambda \langle T_B u \rangle dx \quad \text{Ecuación (18)}$$

Donde:

$$\langle T_B u \rangle = -C_B \rho |u^3|$$

Obteniéndose de esta manera la pérdida de energía, formulada de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\dot{E} = -\frac{4C_B \rho \lambda u_0^3}{3\pi} \quad \text{Ecuación (19)}$$

Donde u es la velocidad de la onda. La energía por unidad de masa viene dada por:

$$b = \frac{E}{\rho d \lambda} = \frac{u_0^2}{2}; \quad \text{Para la energía de la onda}$$

$$\dot{b} = \frac{\dot{E}}{\rho d \lambda} = -\frac{4C_B u_0^3}{3\pi d}; \quad \text{Para la pérdida de energía}$$

Combinando ambas ecuaciones (reemplazando el valor de u_0) se obtiene la siguiente ecuación diferencial ordinaria:

$$\dot{b} = -\frac{8\sqrt{2}C_B b^{3/2}}{3\pi d} \quad \text{Ecuación (20)}$$

La solución de esta ecuación respecto a la velocidad u_0 es:

$$u_0(t) = \frac{u_0(0)}{1 + \frac{4C_B u_0(0)}{3\pi d} t} \quad \text{Ecuación (21)}$$

Donde $u_0(0)$ es la velocidad evaluada en el instante $t = 0$. Aplicando teoría lineal para una onda larga la velocidad es $u = \xi \sqrt{g/d}$ y considerando además que $x = t\sqrt{gd}$, se obtiene la expresión que describe la variación de la amplitud de la onda ($\xi_0(0)$ representa la amplitud en el instante $t = 0$).

$$\xi_0(x) = \frac{\xi_0(0)}{1 + \frac{x}{L_2}} \quad \text{Ecuación (22)}$$

Donde:

$$L_2 = \frac{3\pi d^2}{4C_B \xi_0(0)}$$

Ecuación (23)

El significado de L_2 corresponde a la distancia a la cual la amplitud de la onda es x veces más pequeña, este valor es llamado longitud de la disipación no lineal.

La Figura 4-9 y Figura 4-10 muestran un análisis de sensibilidad para las pérdidas de energía expuestas anteriormente, utilizando para ello los siguientes parámetros:

- Períodos de onda desde 500 a 3.500 segundos.
- Desnivelación de onda desde 1 a 5 metros.
- Viscosidad cinemática $0.00001 \text{ m}^2/\text{s}$
- Coeficiente empírico adimensional $C_B = 0.0025$

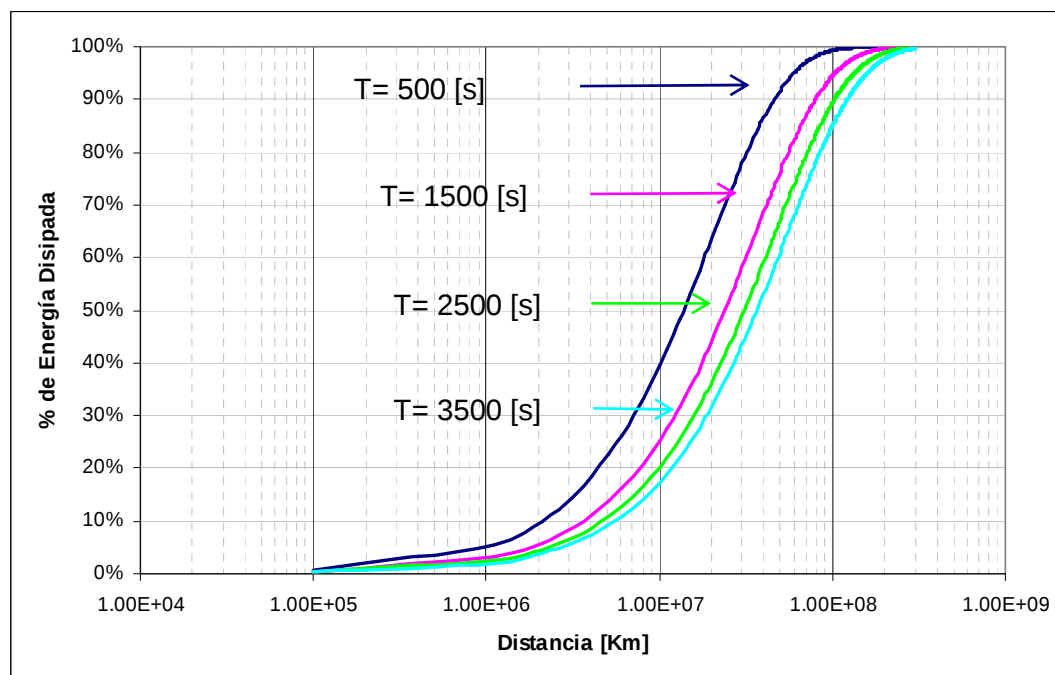


Figura 4-9: Pérdida de Energía por Viscosidad

(Fuente: Elaboración propia)

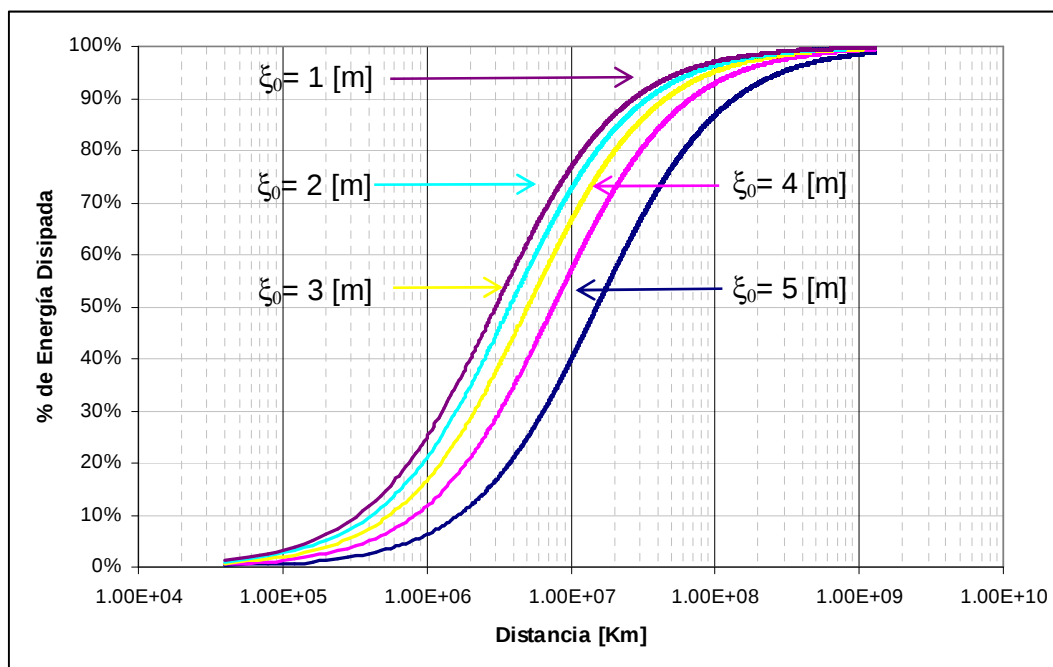


Figura 4-10: Pérdida de Energía por Fricción de Fondo

(Fuente: Elaboración propia)

De la Figura 4-9 y Figura 4-10 se puede establecer, que tanto la pérdida de energía por fricción de fondo como por viscosidad son prácticamente despreciables en la propagación de un tsunami de campo lejano, esto queda en evidencia ya que en ambos casos se necesita como mínimo una distancia recorrida de 1.00×10^5 [Km] para comenzar a perder energía, lo que es físicamente imposible, considerando que el perímetro de la tierra es del orden de 4.00×10^4 [Km].

Se debe tener presente que este análisis se desarrolla considerando las pérdidas de energía por fricción de fondo y viscosidad en una profundidad media de 4000 [m], sin embargo, estos efectos pueden resultar importantes en bajas profundidades y en la zona de inundación.

Complementando el ejercicio anterior, se analiza la pérdida de energía por fricción de fondo y viscosidad, pero en esta oportunidad, los cálculos son efectuados para una profundidad media de 10 [m]. Los resultados obtenidos son presentados a continuación:

- Viscosidad: para disipar un 50% de la energía, la onda debe viajar entre 620 y 1600 [Km].
- Fricción de fondo: para disipar un 50% de la energía, la onda debe viajar entre 19 y 92 [Km].

Nota: Los rangos calculados están asociados a los valores mínimos y máximos del ejercicio anterior.

Con este ejercicio se reafirma la suposición anterior, donde se expuso que el efecto de la viscosidad y la fricción de fondo cobra mayor importancia en la zona más próxima a la costa.

4.5.5 TRANSFORMACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

Existen otros fenómenos de transformación de oleaje que no están relacionados con pérdidas o disipación de energía, estos son: refracción, difracción, shoaling, runup, radiación de la onda y reflexión. Dichos fenómenos solo serán expuestos en el presente capítulo de manera conceptual, a excepción de la radiación y reflexión, los que serán evaluados posteriormente.

Los fenómenos de refracción, difracción, shoaling y runup no serán analizados desde el punto de vista empírico y numérico debido a que su evaluación se escapa del alcance de este estudio.

4.5.5.1 REFRACCIÓN

El fenómeno de refracción, es producido por una variación espacial de la velocidad de propagación de la onda producto del paso del frente de esta por distintas profundidades, la cual puede converger o divergir dependiendo de las características batimétricas locales. Por ejemplo, las bahías generan divergencia (disminución de la energía de la ola), mientras que las penínsulas producen una convergencia de la energía.

4.5.5.2 DIFRACCIÓN

La difracción es definida como una transferencia lateral de energía producto de la interacción de la onda con estructuras naturales o artificiales, tales como islas, rompeolas, entre otras.

4.5.5.3 SHOALING

Cuando una onda se aproxima hacia la costa, gradualmente disminuye la profundidad. En este caso la longitud de onda y la celeridad decrecen, al mismo tiempo la altura de ola también cambia aumentando considerablemente. Este cambio es el que se denomina shoaling o asomeramiento.

La causa del cambio en la altura de ola, es la conservación de la energía producto de la variación de la velocidad de propagación.

4.5.5.4 RUNUP

Se define runup como la distancia vertical entre el datum y el punto de la máxima inundación horizontal. La onda de tsunami se puede manifestar de tres formas diferentes en la costa, las cuales van desde una inundación gradual hasta como un ataque violento similar a una pared vertical de manera turbulenta (bore). Cerca de un 75% de los eventos de tsunami inundan la costa sin romper (Ref. 30). Los tsunamis en forma de pared vertical son muy raros.

Luego, los tres tipos principales de runups (Ref. 35) son:

- i) Descrestamiento (Spilling): La rotura comienza en la cresta, se observan flujos de espuma, este tipo ocurre principalmente en pendientes suaves.
- ii) Voluta (Plunging): La mayor parte del frente adquiere una posición vertical, formando una voluta, con un chorro en la parte superior que envolviendo una masa de aire se precipita contra la base de la onda originando un salpicón y roción de agua (Ref. 35).

- iii) Oscilación (Surging): La inundación de la onda se produce sin rompimiento.

Puede ser posible que un mismo tsunami experimente distintos tipos de runup en lugares diferentes de la costa.

4.5.5.5 RADIACIÓN DE LA ONDA

El efecto de radiación, corresponde a la distribución de la energía de la onda en un área cada vez mayor a medida que esta se propaga en el océano, produciéndose por ende, una disminución en su altura de ola.

El concepto de intensidad, que se define como la potencia dividida por el área ($I = P/A$), es utilizado para entender que a medida que el área aumenta, la intensidad decrece (esto para una potencia dada).

De acuerdo a lo anterior, para un sismo que genere un tsunami con una potencia determinada, la intensidad del mismo decrece a medida que el frente del tsunami se propaga en el océano.

Se estima que el efecto de la radiación de la onda, podría ser considerablemente importante y el motivo principal por el cual un tsunami de campo lejano no tendría una influencia significativa en nuestras costas. Para cuantificar este fenómeno, se desarrollará en la Sección 5.4.2 una metodología para el cálculo de la altura de ola en función de parámetros de la falla sísmica.

4.5.5.6 REFLEXIÓN

Cuando la onda de tsunami se encuentra con cambios bruscos en su propagación, tales como: el relieve del fondo marino o con estructuras como rompeolas, diques, entre otros, puede experimentar reflexión.

Este trabajo plantea la necesidad de evaluar la reflexión inducida por la Fosa Chile - Perú sobre un tsunami de campo lejano. Dicho fenómeno podría explicar en parte el efecto menor del tsunami en las costas de Chile, actuando la Fosa como barrera natural. En la sección 6.1 se cuantifica la reflexión producida al interactuar la onda de tsunami con la Fosa Chile – Perú.

La Fosa Chile - Perú o también conocida como Fosa de Atacama, corresponde a la zona de convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Continental Sudamericana, la que se ubica aproximadamente a 160 [Km] de la costa.

En la sección tipo de la Fosa Chile – Perú (Figura 4-11), se observa que el fondo del Océano es del orden de 4000 [m], aumentando su profundidad hasta aproximadamente los 6000 [m], para luego volver a disminuirla hasta llegar a la costa.

La zona más profunda de la Fosa se encuentra ubicada frente a Atacama, alcanzando aproximadamente 8000 [m] de profundidad.

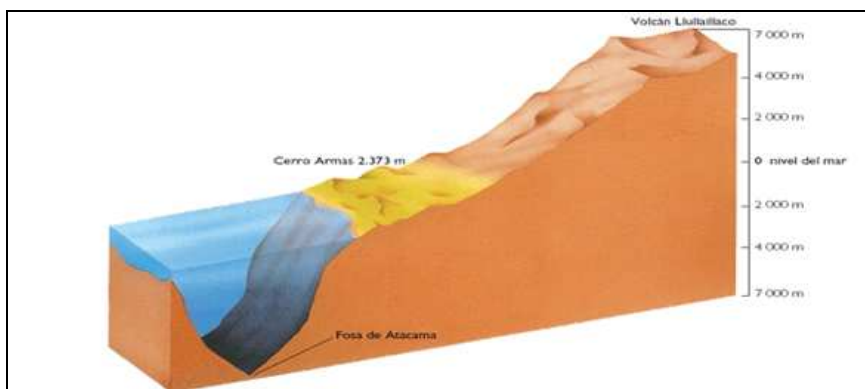


Figura 4-11: Sección Fosa de Atacama

(Fuente: Ref. 50)

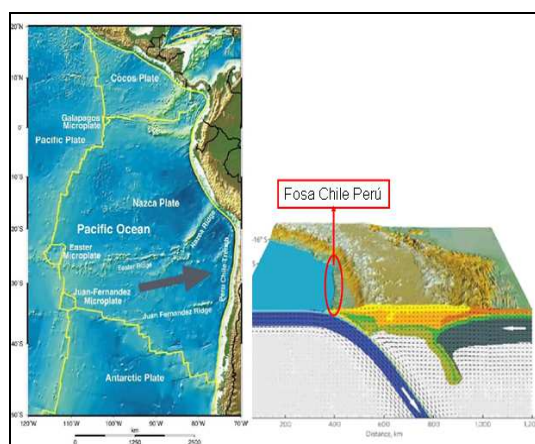


Figura 4-12: Fosa de Atacama

(Fuente: Ref. 51)

4.6 SISMOS TSUNAMIGÉNICOS EN EL MUNDO

El presente acápite tiene por finalidad caracterizar los eventos sísmicos que generaron tsunamis transoceánicos. De acuerdo al "Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics Siberian Division Russian Academy of Sciences" en el siglo XX, solo cinco tsunamis de campo lejano tuvieron gran repercusión (alturas de ola superior a 5 [m]) en las costas; todos ellos ubicados en el Pacífico:

- 1 de abril de 1946, Aleutianas
- 4 de noviembre de 1952, Kamchatka
- 9 de marzo de 1957, Aleutianas
- 22 de mayo de 1960, Chile
- 28 de marzo de 1964, Alaska

Debido a la contingencia y a su actual ocurrencia se analizarán también:

- 9 de mayo de 1877, Chile¹
- 29 de septiembre de 2009, Samoa
- 27 de febrero de 2010, Chile
- 11 de marzo de 2011, Japón

De los eventos mencionados anteriormente y debido a la falta de información útil para una adecuada caracterización, se analizarán finalmente los siguientes eventos ordenados cronológicamente:

- 9 de mayo de 1877, Chile
- 1 de abril de 1946, Aleutianas
- 4 de noviembre 1952, Kamchatka
- 22 de mayo de 1960, Chile
- 28 de marzo de 1964, Alaska
- 29 de septiembre de 2009, Samoa
- 27 de febrero de 2010, Chile
- 11 de marzo de 2011, Japón

4.6.1 DESCRIPCIÓN DE LOS TERREMOTOS Y TSUNAMIS

A continuación se presentan las descripciones de los sismos antes mencionados, enfocados principalmente a la caracterización de los parámetros de falla para el modelo de Okada (1985), y una breve descripción de las consecuencias producidas por los tsunamis sobre las costas chilenas. Los efectos detallados se revisan en la Anexo 9.2.

¹ Debido a que los parámetros de la falla sísmica y las consecuencias del tsunami fueron similares a las del evento ocurrido el año 1868, se descarta este último del presente estudio.

4.6.1.1 CHILE, 9 DE MAYO DE 1877

El terremoto de magnitud $M_w=8.3$ generado en la costa norte de Chile, trajo como consecuencia un tsunami destructivo, el cual fue observado a través del Pacífico. Las localidades afectadas fueron: Samoa, Nueva Zelanda, Australia, Japón, México y California. Además fue percibido en las costas de Hawai.

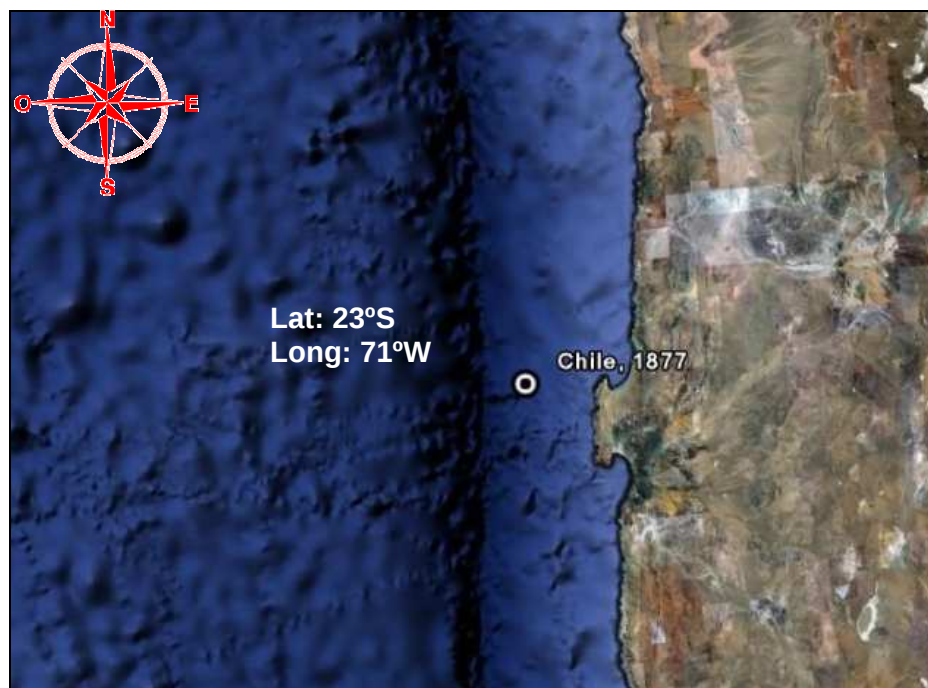


Figura 4-13: Ubicación Epicentro sismo 1877, Chile
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

De acuerdo a la información recopilada en la Ref. 12, los parámetros de la falla son los siguientes:

Tabla 4-3: Parámetros falla sismo 1877, Chile
(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 12)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	23°S, 71°W
Profundidad focal [km]	10
Longitud falla [km]	490
Ancho falla [km]	150
Strike angle [°]	359
Dip angle [°]	19
Slip angle [°]	90
Dislocación [m]	12

4.6.1.2 ALEUTIANAS, 1 DE ABRIL DE 1946

El evento ocurrido en las Islas Aleutianas (ver Figura 4-14), tuvo una magnitud $M_w=8.2$. Si bien el sismo solo causó daños menores, el posterior tsunami alcanzó una altura máxima del orden de 30 [m] en el campo cercano. Este evento tsunamigénico afectó además el campo lejano, impactando las localidades de Hawai, O'ahu y Maui, en donde las máximas alturas estimadas fueron de 16.7, 11 y 10 [m], respectivamente. Este suceso repercutió también en las costas de América del Norte y Sur.

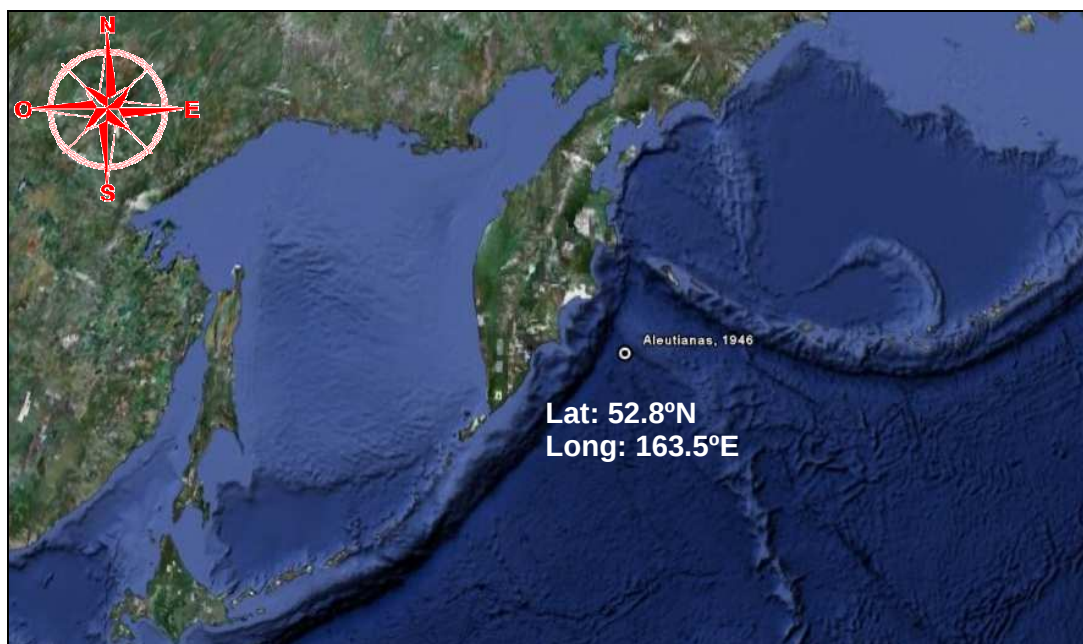


Figura 4-14: Ubicación Epicentro sismo 1946, Aleutianas

(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

El estudio realizado por Ref. 41, determina los parámetros de la falla a partir del análisis de la forma de la onda de tsunami en distintas estaciones mareográficas, el resumen de los resultados se muestra en la Tabla 4-4.

Tabla 4-4: Parámetros del terremoto de 1946, Aleutianas

(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 41)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	52.8°N, 163.5°E
Profundidad focal [km]	50
Longitud falla [km]	160
Ancho falla [km]	40-60
Strike angle [°]	250
Dip angle [°]	6
Slip angle [°]	90
Dislocación [m]	38-22

Los autores de la Ref. 41 determinan que la forma de la onda es más sensible al ancho de la falla, por esto fijan en 160 [km] la longitud de la misma, y estiman que su ancho varía entre 40 y 60 [km] para dislocaciones de 38 y 22 [m] respectivamente. Los resultados de sus simulaciones son mostrados en la Figura 4-15:

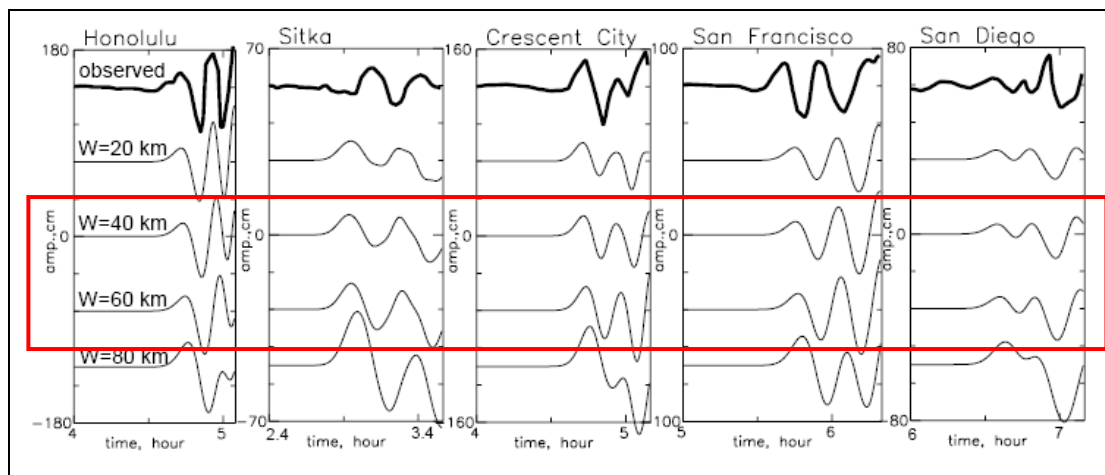


Figura 4-15: Comparación de lo observado versus modelos, Aleutianas 1946

(Fuente: Ref. 39)

En la Ref. 41 se analiza el aporte al movimiento de la masa vertical de agua producto de un deslizamiento de tierra, observándose que la forma de la onda y la magnitud de la misma es similar. Luego, se concluye que el deslizamiento de tierra no aporta información adicional al análisis, ya que la onda queda bien representada al usar los parámetros de la falla sísmica sin la inclusión del deslizamiento.

La manifestación de este tsunami en la mayoría de los lugares de la costa chilena, fue con una intensidad IV (generalmente observado) en la escala de Papadopoulos – Imamura. Las localidades que se vieron mayormente afectadas fueron Dichato y Coquimbo.

En Dichato se anegaron viviendas y dos puentes fueron arrancados, mientras que en Coquimbo las olas arrasaron con gran parte de un terraplén en construcción. No se registraron víctimas fatales y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

4.6.1.3 KAMCHATKA, 4 DE NOVIEMBRE DE 1952

El 4 de noviembre de 1952 se produce un terremoto de magnitud $M_w=9.0$ en la localidad de Kamchatka, Rusia (Ref. 17). El epicentro de este evento se ubica en las coordenadas 52.7° N y 159.5° E, tal como se muestra en la Figura 4-16.

El tsunami consecuente de este sismo, causó graves daños localmente, además esta onda viajó por todo el Pacífico, arribando a lugares como: Japón, Nueva Zelanda, Hawái, Samoa, Alaska, Estados Unidos, México, Perú y Chile.

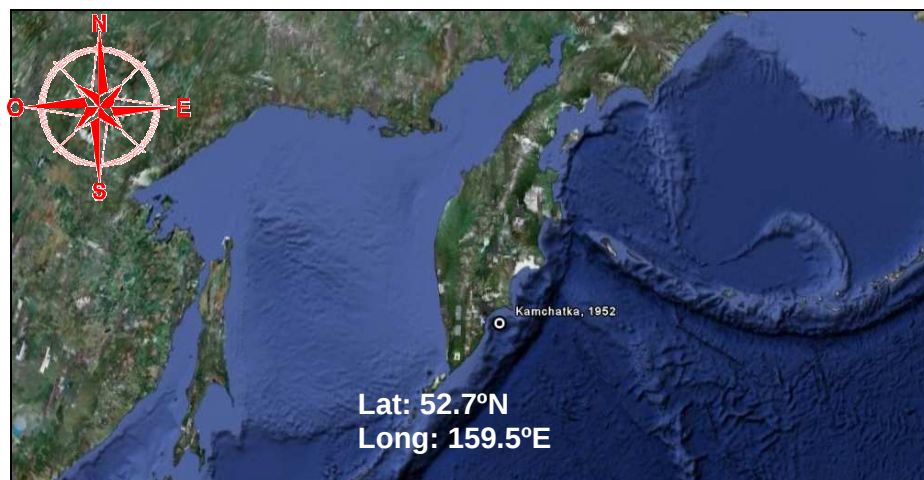


Figura 4-16: Ubicación Epicentro sismo 1952, Kamchatka
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Los parámetros de la falla fueron extraídos de Ref. 17, los cuales se resumen en la Figura 4-5.

Tabla 4-5: Parámetros del terremoto de 1952, Kamchatka
(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 17)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	52.7° N, 159.5° E
Profundidad focal [km]	53
Longitud falla [km]	650
Ancho falla [km]	200
Strike angle $[\circ]$	304
Dip angle $[\circ]$	30
Slip angle $[\circ]$	110
Dislocación [m]	5

De acuerdo a la Ref. 24, la altura de ola en Arica fue de 1.2 [m], en Valparaíso 0.9 [m] y Talcahuano 1.8 [m]. Según información de prensa, en Coquimbo la vía férrea quedó intransitable producto de que el tsunami arrastró embarcaciones menores sobre esta, en Dichato sufrieron el corte de un puente y una población fue inundada. No se registraron víctimas fatales y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

4.6.1.4 CHILE, 22 DE MAYO DE 1960

Este tsunami fue producto del mayor sismo registrado en la historia de la humanidad, cuya magnitud fue de $M_w=9.5$ y afectó el centro - sur de nuestro país (Ver Figura 4-17), produciendo conjuntamente (sismo más tsunami) un total aproximado de 1655 víctimas fatales (Ref. 53) y cuantiosos daños a la propiedad. La onda se propagó por toda la cuenca del Pacífico causando daños y víctimas en Hawai, Oceanía y Japón.

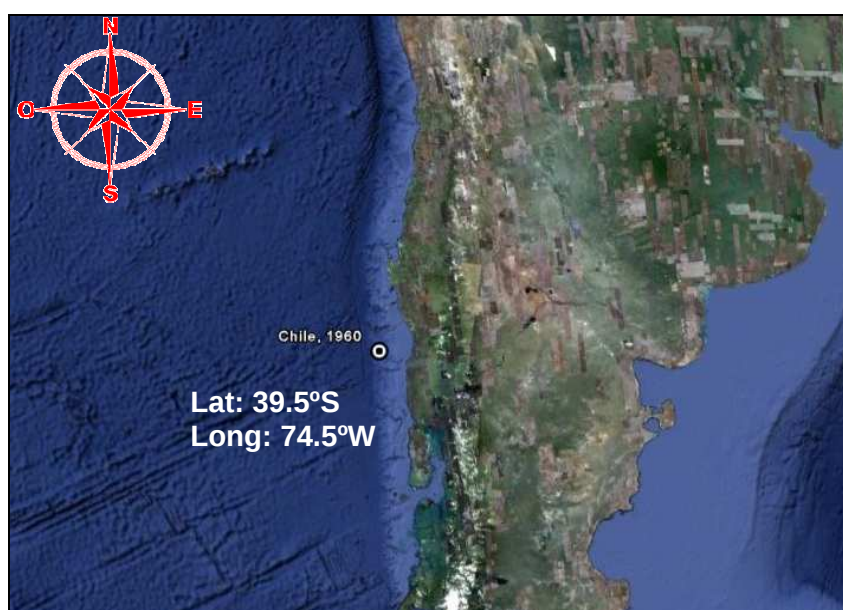


Figura 4-17: Ubicación Epicentro sismo 1960, Chile
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Los parámetros de la falla fueron extraídos de la Ref. 6, los cuales se resumen en la Figura 4-5.

Tabla 4-6: Parámetros del terremoto de 1960, Chile

(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 6)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	39.5°S, 74.5°W
Profundidad focal [km]	30
Longitud falla [km]	1000
Ancho falla [km]	200
Strike angle [°]	10
Dip angle [°]	14
Slip angle [°]	110
Dislocación [m]	30

Según la Ref. 24, en Japón la altura máxima de este tsunami fue de 6.4 [m] y se produjo en la localidad de Rikuzen ocasionando 138 muertes, mientras que en Hilo, Hawai, alcanzó una altura de 10.5 [m] con un saldo de 61 personas fallecidas (Ref. 3).

4.6.1.5 ALASKA, 28 DE MARZO DE 1964

El terremoto generado el 28 de marzo de 1964 a las 03:36 UTC, cuya magnitud fue de $M_w=9.2$ en la zona de subducción de la Placa Pacífico y la Placa Norteamericana, corresponde al evento de mayor envergadura ocurrido en el Hemisferio Norte y provocó un tsunami con una altura máxima de 67 [m] registrado en Shoup Bay en Alaska.

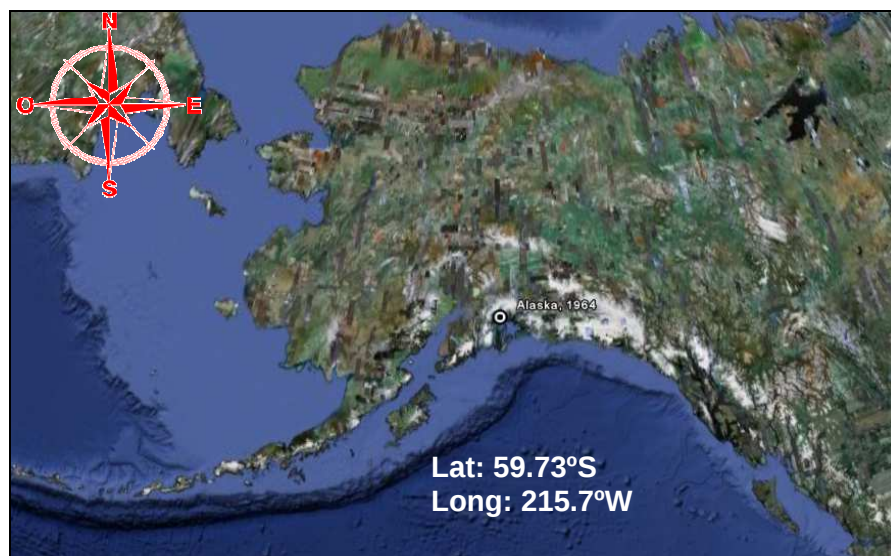


Figura 4-18: Ubicación Epicentro sismo 1964, Alaska

(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Un deslizamiento de tierra también ocurrió como consecuencia del terremoto, no obstante, debido a la falta de información al respecto no será estudiado este fenómeno. Los parámetros utilizados en la Ref. 48 son resumidos en la Tabla 4-7.

Tabla 4-7: Parámetros falla sismo 1964, Alaska

(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 48)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	59.73°N, 215.7°E
Profundidad focal [km]	10
Longitud falla [km]	620
Ancho falla [km]	210
Strike angle [°]	226
Dip angle [°]	8
Slip angle [°]	90
Dislocación [m]	19

De acuerdo a la información obtenida en la Ref. 54, este tsunami se manifestó con alturas de olas de 0.5 [m] en Antofagasta, 2.1 [m] en Arica, 4.0 [m] en Coquimbo, 2.5 [m] en Talcahuano y 2.2 [m] en Valparaíso. No se registraron víctimas fatales y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

4.6.1.6 SAMOA, 29 DE SEPTIEMBRE DE 2009

El evento ocurrido en septiembre de 2009 en la localidad de Samoa, tuvo una magnitud de $M_w=8.1$ en la zona de convergencia entre la Placa del Pacífico y la de Australia. Producto de este acontecimiento cerca de 200 personas perdieron la vida.

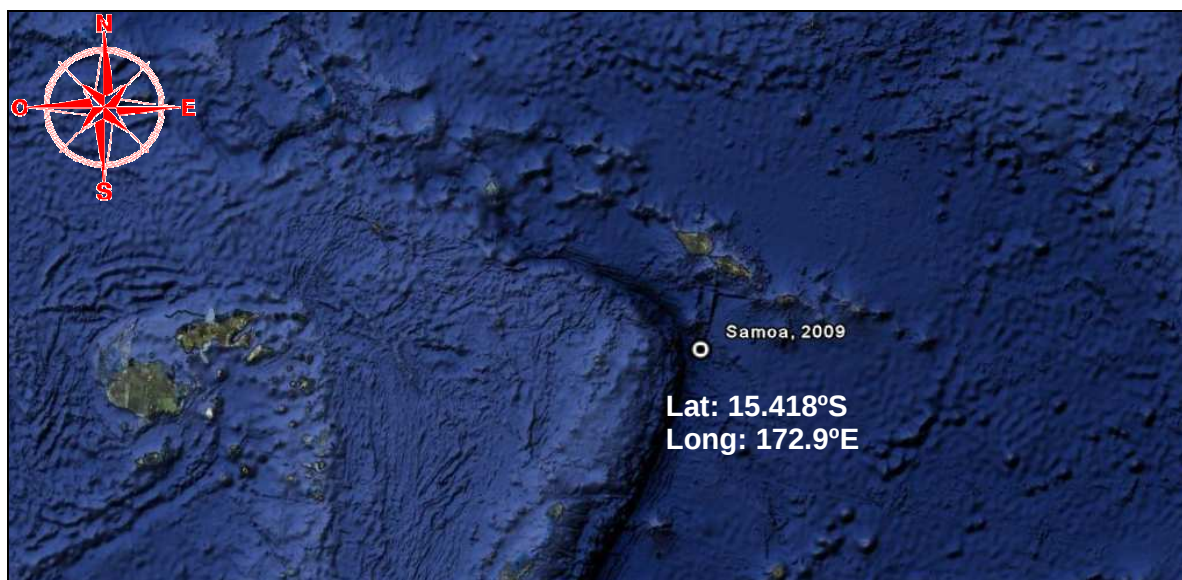


Figura 4-19: Ubicación Epicentro sismo 2009, Samoa
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Los parámetros de la falla fueron extraídos de la Ref. 2, los cuales se resumen en la Tabla 4-8.

Tabla 4-8: Parámetros falla sismo 2009, Samoa
(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 2)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	15.418°S, 172.9°E
Profundidad focal [km]	12
Longitud falla [km]	158
Ancho falla [km]	44
Strike angle [°]	304
Dip angle [°]	46
Slip angle [°]	-61
Dislocación [m]	3.5

Este evento no tuvo repercusión significativa en las costas chilenas y prácticamente no fue divisado por el ojo humano, solo por instrumentos mareográficos.

4.6.1.7 CHILE, 27 DE FEBRERO DE 2010

El pasado 27 de febrero del año 2010, la zona central de Chile fue impactada por un sismo de magnitud $M_w=8.8$ a las 03:34 AM (hora local), cuyo epicentro se encuentra localizado aproximadamente a 105 kilómetros al noroeste de Concepción.

De acuerdo a la magnitud del evento, este se encuentra ubicado en el segundo lugar en la historia sísmica registrada en Chile, antecedido por el terremoto de 1960.

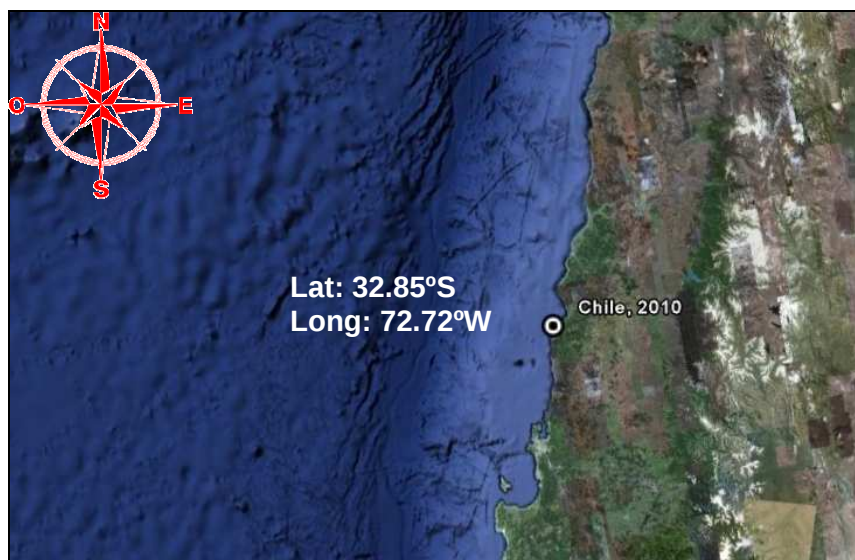


Figura 4-20: Ubicación Epicentro sismo 2010, Chile

(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Los parámetros de la falla fueron extraídos de la Ref. 20, los cuales se resumen en la Tabla 4-9.

Tabla 4-9: Parámetros falla sismo 2010, Chile

(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 20)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	32.85°S, 72.72°E
Profundidad focal [km]	35
Longitud falla [km]	450
Ancho falla [km]	100
Strike angle [°]	16
Dip angle [°]	14
Slip angle [°]	104
Dislocación [m]	3.5

Según información de prensa (Ref. 64 y Ref. 65) este tsunami se manifestó sobre las costas de Hawai, Japón y Rusia con olas que no causaron daños. La máxima altura registrada en Japón fue de 1.2 [m] (Hokkaido) produciendo inundación en algunos muelles. No se presentaron daños a la propiedad ni víctimas fatales.

4.6.1.8 JAPÓN, 11 DE MARZO DE 2011

El terremoto ocurrido al Este de la ciudad de Sendai el 11 de marzo del año 2011, es el evento de mayores dimensiones que ha sido medido en los 1.500 años de registro en Japón. La magnitud del sismo fue de $M_w=9.0$, según antecedentes de la Ref. 44.

El epicentro es ubicado en las coordenadas indicadas en la Figura 4-21 y afectó principalmente a la Región de Tohoku.



Figura 4-21: Ubicación Epicentro sismo 2011, Japón

(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

Los parámetros de la falla fueron extraídos de la Ref. 44, los cuales se resumen en la Tabla 4-10.

Tabla 4-10: Parámetros del terremoto de 2011, Japón

(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 44.)

Parámetros de la falla	Valor
Epicentro	37.52°S, 143.05°E
Profundidad focal [km]	20
Longitud falla [km]	450
Ancho falla [km]	150
Strike angle [°]	203
Dip angle [°]	10
Slip angle [°]	88
Dislocación [m]	18

4.6.2 RESUMEN SISMOS

Se presenta en la Tabla 4-11 los sismos que serán estudiados en el presente texto, resumiendo sus principales parámetros de la falla.

Tabla 4-11: Resumen sismos a estudiar

(Fuente: Elaboración propia)

Terremoto	Año	Mw	Parámetros de la falla			
			Profundidad focal [km]	Longitud falla [km]	Ancho falla [km]	Dislocación [m]
Chile	1877	8.3	10	490	150	12
Aleutianas	1946	8.2	50	160	40-60	38-22
Kamchatka	1952	9.0	53	650	200	5
Chile	1960	9.5	30	1000	200	30
Alaska	1964	9.2	10	620	210	19
Samoa	2009	8.1	12	158	44	3.5
Chile	2010	8.8	35	450	100	15
Japón	2011	9.0	20	450	150	18

4.7 SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA DE TSUNAMI

A raíz del tsunami ocurrido el año 1946 en las Islas Aleutianas, el U.S. Coast and Geodetic Survey, organizó un sistema de alarma conocido con el nombre de SEISMIC SEA WAVE WARNING SYSTEM (SSWWS) en el año 1949. Debido a que la mayoría de los tsunamis son generados por terremotos, la función de esta organización, fue monitorear sismos y enviar información de alerta a las autoridades en Hawai.

Producto de los eventos de Chile 1960 y Alaska 1964, la Intergovernmental Oceanographic Organization (UNESCO-IOC) trabajó conjuntamente con los gobiernos del Océano Pacífico para crear en 1965, el Tsunami Warning System (ITSU).

Bajo los auspicios de la Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), se crea en el año 1968 la Intergovernmental Coordination Group para Pacific Tsunami Warning and Mitigation System (ICG/PTWS, anteriormente conocido como ICG/ITSU).

El sistema del Pacífico es operado por la United States National Weather Service, el cual es parte de la National Oceanic and Atmospheric Administration (en adelante NOAA). Esta tiene dos centros de Alerta de Tsunami:

- PTWC: Pacific Tsunami Warning Center, operativo en Hawai
- WC/ATWC: West Coast and Alaska Tsunami Warning Center, operativo en Alaska

Ambas organizaciones tienen áreas de responsabilidad por separado (ver Figura 4-22).

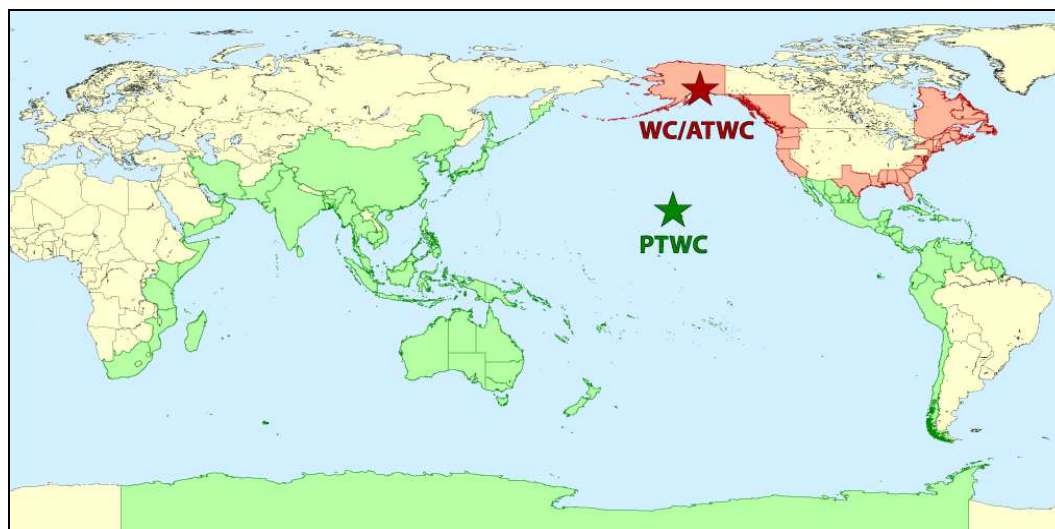


Figura 4-22: Áreas de responsabilidad del Sistema de Alerta de Tsunami
(Fuente: Ref. 55)

El diagrama de flujo (Figura 4-23) muestra el actuar del Sistema de Alerta de Tsunami, el cual se puede resumir en los siguientes pasos:

- I. Localización y caracterización de la fuente del terremoto y su probabilidad de generar un tsunami a través de la recopilación de datos de redes sísmicas.
- II. Obtener los datos de niveles de marea, ya sean estas: boyas DART y/o mareógrafos, para verificar la existencia de un tsunami y calibrar los modelos.
- III. Preparar y difundir información apropiada respecto del tsunami.

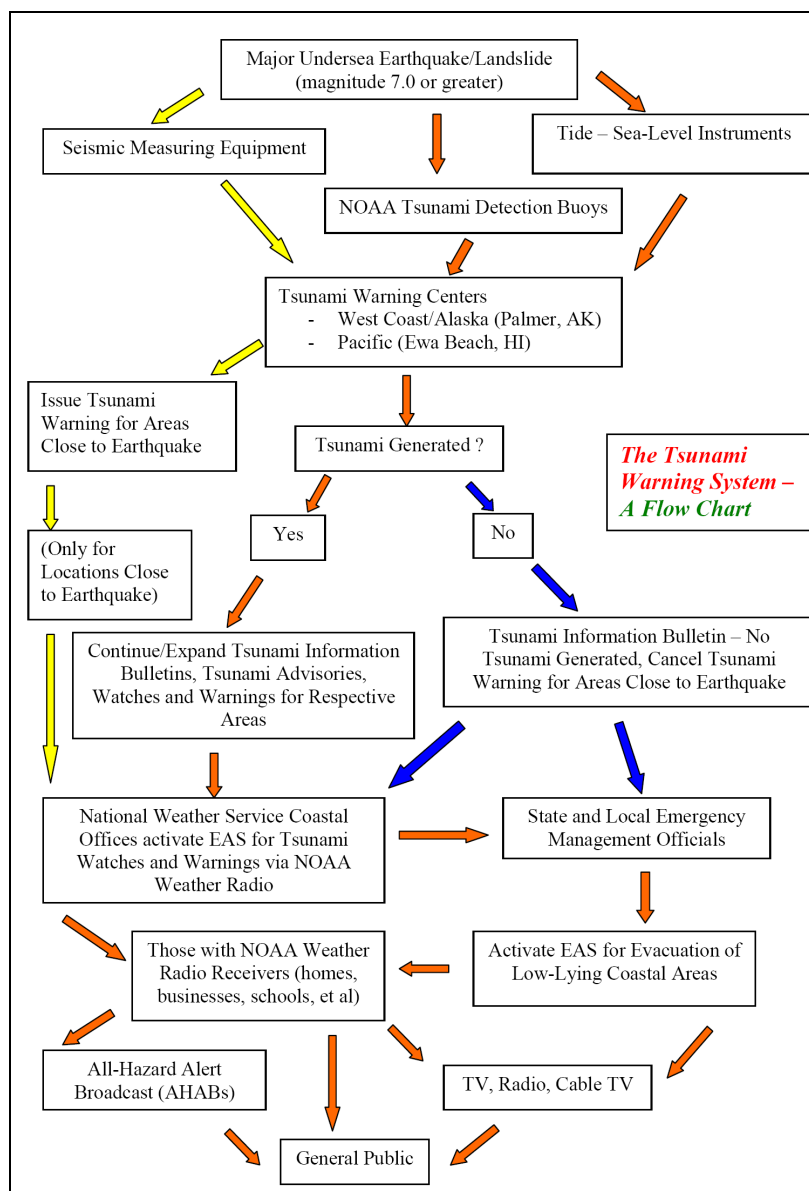


Figura 4-23: Diagrama de flujo, Sistema de Alerta de Tsunami

(Fuente: Ref. 56)

La alerta inicial de tsunami es basada solamente en datos sísmicos. Una vez que la alerta ha sido emitida, los instrumentos mareográficos son monitoreados para confirmar o rechazar dicha alerta.

El criterio sísmico para determinar un evento potencialmente tsunamigénico, está basado en tres parámetros:

- Localización: Si el terremoto está localizado bajo o muy cerca del mar.

- Profundidad: Si el sismo se encuentra localizado lo suficientemente cerca de la superficie de la Tierra para causar un desplazamiento significativo de la superficie del mar.
- Magnitud: Si el evento tiene una magnitud considerable para generar un tsunami.

La Tabla 4-12 contiene los criterios recomendados por U.S. Indian Ocean Tsunami Warning System Program, 2007 (Ref. 46).

Tabla 4-12: Criterio de umbral sísmico de alerta de tsunami

(Fuente: Ref. 46)

Profundidad	Localización	Magnitud (Mw)	Descripción del Tsunami Potencial	Boletín
< 100 km	Bajo o muy cerca del mar	≥ 7.9	Potencial para un potencial teletsunami	Alerta tsunami/alarma
		7.6 a 7.8	Potencial para un destructivo tsunami regional	Alerta tsunami/alarma
		7.1 a 7.5	Potencial para un destructivo tsunami local	Alerta tsunami/alarma
		6.5 a 7.0 o en tierra	Muy pequeño potencial para un destructivo tsunami local	Boletín de información
	En tierra	≥ 6.5	No genera potencial tsunami	Boletín de información
≥ 100 km		≥ 6.5	No genera potencial tsunami	Boletín de información

De manera complementaria, se expone la metodología japonesa para alerta de tsunami (ver Figura 4-24), este sistema es similar al implementado en el Pacífico. Primero se analizan los datos sismológicos, luego se chequea la información de los registros del nivel del mar con el fin de confirmar o rechazar una posible alerta de tsunami, finalmente se informa a la comunidad.

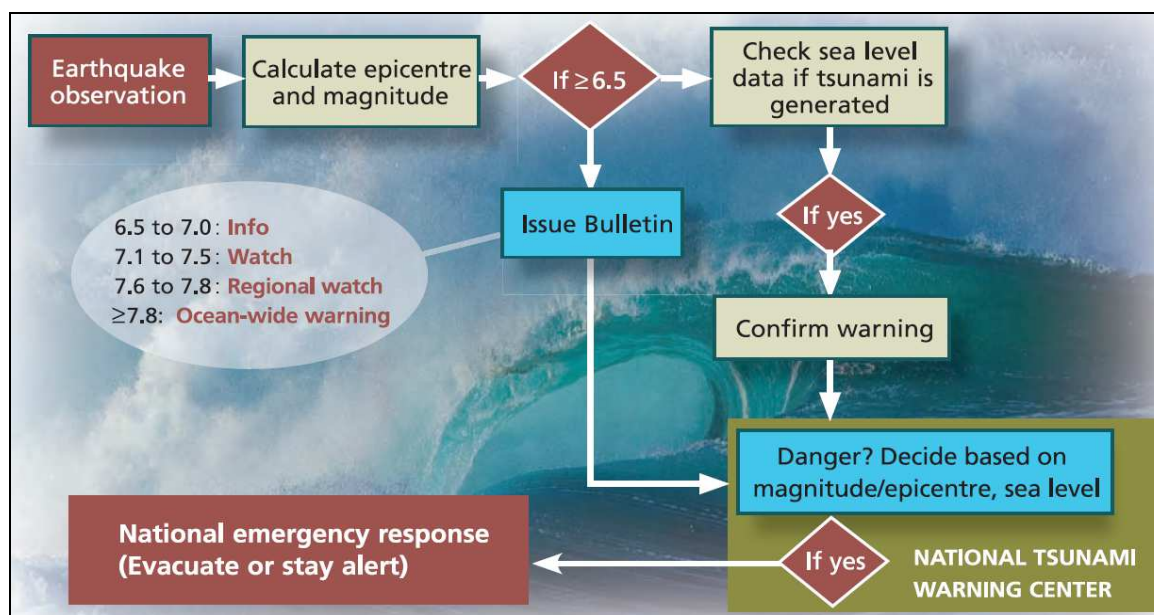


Figura 4-24: Procedimiento básico de alerta de tsunami, Japón

(Fuente: Ref. 43)

4.8 MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS – REVISIÓN DE MODELOS DISPONIBLES

Existen diversos modelos para la propagación de tsunamis en el campo lejano y cercano. Los comúnmente conocidos y utilizados son: MOST (Method of Splitting Tsunami), COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model), TUNAMI-N (Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near field tsunamis), COULWAVE (Cornell University Long and Intermediate Wave Modeling Package).

A continuación se presenta una descripción general de cada uno de estos modelos, diferenciando los que se aplican al campo cercano y campo lejano.

4.8.1 CAMPO CERCANO

4.8.1.1 MODELO TUNAMI

Este modelo fue desarrollado por el Dr. Nuobo Shuto, perteneciente al Centro de Investigación para la Prevención de Desastres de la Universidad de Tohoku, Japón. El programa utiliza un algoritmo de diferencias finitas, sujeto a condiciones iniciales y de borde que resuelve la generación, propagación y run-up de tsunamis de campo cercano.

El modelo utiliza un sistema de coordenadas ortogonales generando cuatro grillas anidadas con distinta resolución espacial, usando el método de diferencias finitas despreciando los efectos de Coriolis y asumiendo que el fondo marino es impermeable. Las ecuaciones de gobierno del modelo son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad \text{Ecuación (24)}$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g\eta^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad \text{Ecuación (25)}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g\eta^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad \text{Ecuación (26)}$$

Donde:

x,y : Coordenadas geográficas
t : Tiempo
M,N : Flujos en x e y respectivamente
 η : Desnivelación de la superficie del mar
n : Coeficiente de resistencia de Manning
D : Profundidad total
g : Aceleración de gravedad

La condición inicial del desplazamiento, se calcula mediante el modelo de Mansinha y Smylie (1971), suponiendo una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la deformación del lecho marino (para más detalle ver Ref. 13).

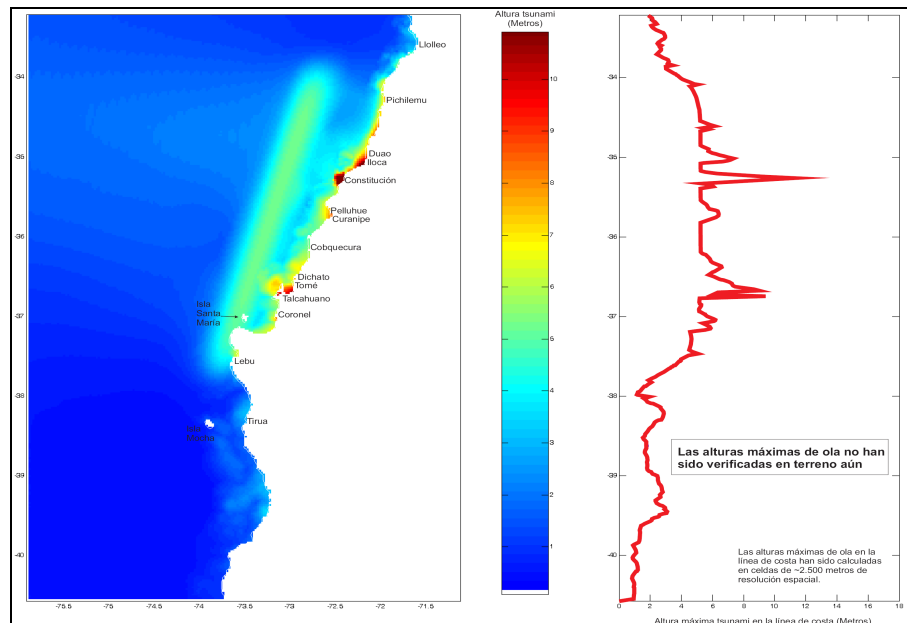


Figura 4-25: Modelación Tsunami Chile 2010 usando modelo TUNAMI

(Fuente: Ref. 57)

La Figura 4-25, muestra una modelación preliminar del tsunami ocurrido el 27 de febrero del 2010 en las costas chilenas, empleando el modelo TUNAMI con un esquema numérico de diferencias finitas y el uso de las ecuaciones LSW (Linear Shallow Water). La resolución espacial fue de 81 segundos (2500 [m] aproximadamente). No hace referencia respecto de las olas observadas en distintas horas.

De acuerdo a la información de la Ref. 15, en San Vicente la altura de ola medida fue de 3.4 [m], situación que no concuerda con lo expuesto en la Figura 4-25, donde la altura de ola calculada es del orden de 8 a 10 [m]. La diferencia puede atribuirse a la grilla numérica utilizada en el modelo, la que está constituida por una malla rectangular de aproximadamente 2500 [m] de resolución, por consiguiente, la Bahía de San Vicente se encuentra cubierta solo por dos de ellas, lo que en definitiva es insuficiente, ya que con ese nivel de detalle no se logran definir las irregularidades del fondo marino ni las características de la costa.

4.8.1.2 MODELO COULWAVE

El modelo COULWAVE fue originalmente desarrollado por Patrick J. Lynett y Philip L.-F. Liu (2002), y posteriormente modificado por Khairil Irfan Sitanggang y Dae-Hong Kim (2008). Este modelo permite la evolución completamente no lineal sobre batimetría variable, además tiene incorporado dos esquemas numéricos para las ecuaciones del tipo Boussinesq: volumen finito (FV) y diferencia finita (FD). Es recomendable el uso del esquema FV por sobre FD debido a que el primero es generalmente más estable y preciso (Ref. 27), por ende todo lo expuesto en el desarrollo de esta tesis corresponderá al esquema FV (para mayor detalle sobre el esquema numérico ver Ref. 27).

Para incorporar los términos viscosos, este modelo realiza la derivación desde las ecuaciones de Navier-Stokes integradas en la profundidad.

La ecuación de continuidad y la ecuación de Navier-Stokes incluyendo términos viscosos son:

$$\nabla \cdot \mathbf{U} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \text{Ecuación (27)}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \cdot \nabla U + W \frac{\partial U}{\partial z} + \nabla p = \alpha \mu \nabla \cdot (\mathbf{v}_t^h \nabla U) + \frac{\beta}{\mu} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{v}_t^v \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad \text{Ecuación (28)}$$

$$\mu^2 \frac{\partial W}{\partial t} + \mu^2 U \cdot \nabla W + \mu^2 W \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial p}{\partial z} + 1 = \alpha \mu^3 \nabla \cdot (\mathbf{v}_t^h \nabla W) + \beta \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{v}_t^v \frac{\partial W}{\partial z} \right) \quad \text{Ecuación (29)}$$

Donde:

- U : Velocidad horizontal eje x
- V : Velocidad horizontal eje y
- W : Velocidad vertical
- p : Presión
- $\mathbf{v}_t^v$: Eddy viscosity vertical

- v_t^h : Eddy viscosity horizontal
 μ : Parámetro estándar para el análisis de onda larga
 α : Parámetro dependiente del espaciamiento de la grilla
 β : Parámetro dependiente de la velocidad cerca del fondo

Para simular la viscosidad, COULWAVE utiliza el modelo de Smagorinsky.

4.8.2 CAMPO LEJANO

4.8.2.1 MODELO MOST

El modelo MOST perteneciente a la NOAA, fue desarrollado por Titov & González (1997) y puede calcular las tres etapas de un tsunami, siendo estas: generación, propagación y runup.

La generación corresponde al cálculo del desplazamiento inicial de la superficie del océano debido a la deformación del suelo marino. Para este propósito se utiliza un modelo de plano de falla (Gusiak 1978, Okada 1985).

Para la propagación de la onda de tsunami, se utiliza un algoritmo de diferencias finitas, utilizando la anidación de grillas para dar mayor resolución a las áreas de interés. Este modelo resuelve las ecuaciones no lineales en aguas someras (cuya sigla en inglés es NLSW (Non Linear Shallow Water)) en coordenadas esféricas incluyendo los términos de Coriolis.

$$b_t + \frac{(ub)_\lambda + (vb \cos \phi)_\phi}{R \cos \phi} = 0 \quad \text{Ecuación (30)}$$

$$u_t + \frac{uu_\lambda}{R \cos \phi} + \frac{vu_\phi}{R} + \frac{gb_\lambda}{R \cos \phi} = \frac{gd_\lambda}{R \cos \phi} + fv \quad \text{Ecuación (31)}$$

$$v_t + \frac{uv_\lambda}{R \cos \phi} + \frac{vv_\phi}{R} + \frac{gb_\phi}{R} = \frac{gd_\phi}{R} - fu \quad \text{Ecuación (32)}$$

Donde:

- | | |
|---|--|
| λ | : Longitud |
| ϕ | : Latitud |
| $b = b(\lambda, \phi, t) + d(\lambda, \phi, t)$ | : Amplitud |
| $d(\lambda, \phi, t)$ | : Nivel estático del mar |
| $u(\lambda, \phi, t)$ | : Velocidad longitudinal promediada en la vertical |
| $v(\lambda, \phi, t)$ | : Velocidad latitudinal promediada en la vertical |
| g | : Aceleración de gravedad |
| $f = 2\omega \sin \phi$ | : Parámetro de Coriolis |
| R | : Radio de la Tierra |

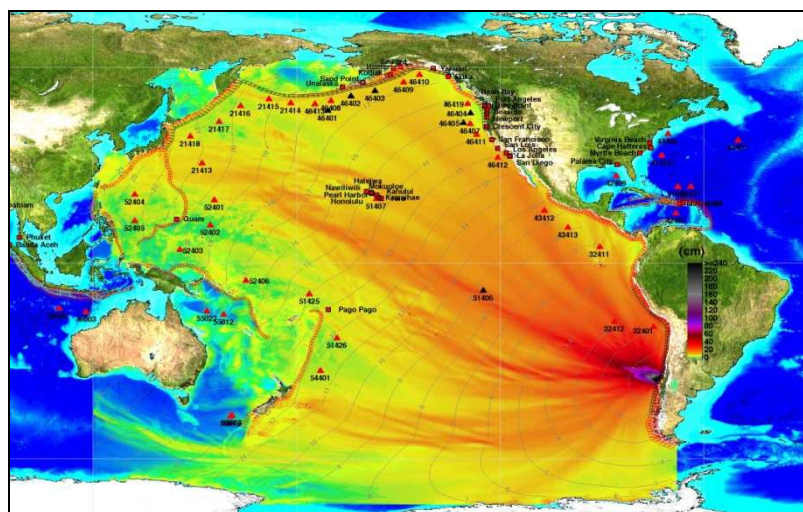


Figura 4-26: Modelación tsunami Chile 2010, MOST

(Fuente: Ref. 58)

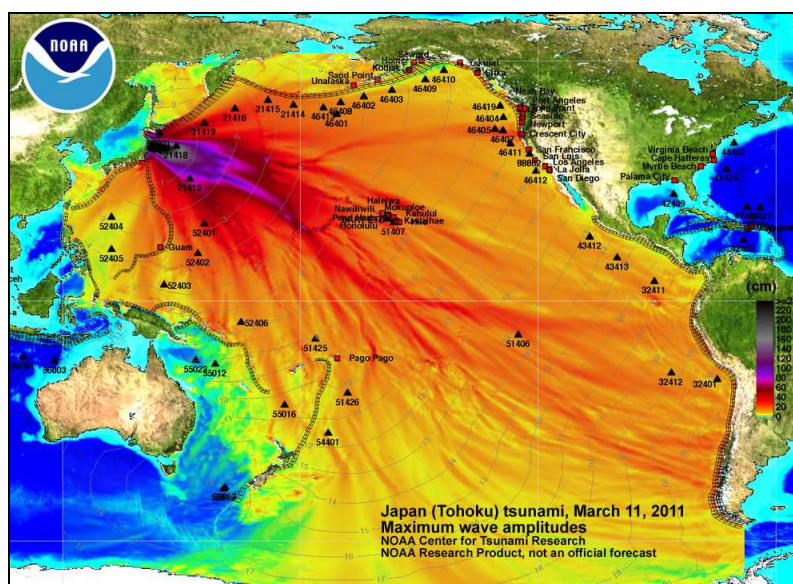


Figura 4-27: Modelación tsunami Japón 2011, MOST

(Fuente: Ref. 59)

Este modelo es usado tanto para modelar tsunamis de campo lejano como cercano.

4.8.2.2 MODELO COMCOT

COMCOT es capaz de estudiar el fenómeno tsunami incluyendo la generación, propagación, runup e inundación. Este modelo tiene disponible las ecuaciones en aguas someras lineales y no lineales en coordenadas cartesianas y esféricas, además permite el uso de grillas anidadas.

De manera referencial se expondrán solo las ecuaciones lineales en coordenadas esféricas (para mayor detalle ver Ref. 49)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación (33)}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad \text{Ecuación (34)}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad \text{Ecuación (35)}$$

Donde:

- η : Desnivelación de la superficie del mar
- P, Q : Flujo en X (Weste-Este) e Y (Sur-Norte) respectivamente
- φ, ψ : Latitud y longitud de la Tierra
- R : Radio terrestre
- g : Aceleración de gravedad
- h : Profundidad del océano
- $f = 2\Omega \sin \varphi$: Parámetro de Coriolis

La Figura 4-28 muestra la modelación del tsunami de Alaska 1964, realizada por Liu (2007) (Ref. 48).

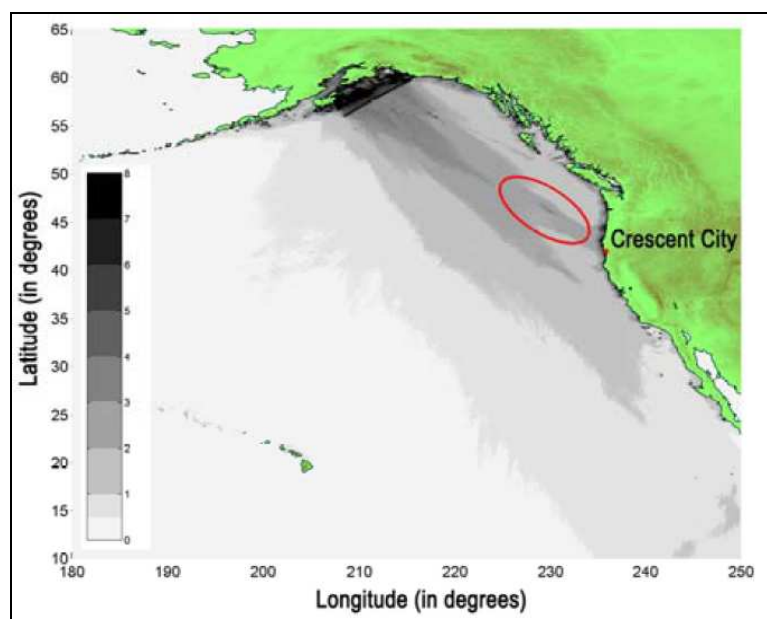


Figura 4-28: Modelo Tsunami Alaska 1964, COMCOT

(Fuente: Ref. 48)

Este modelo también es utilizado para estudiar los efectos de tsunamis en el campo cercano.

4.8.3 CONCLUSIONES RESPECTO A LOS MODELOS NUMÉRICOS PARA TSUNAMIS

Los modelos MOST, TUNAMI y COMCOT resuelven las mismas ecuaciones integradas en la profundidad y 2D horizontal (2DH), cuyas ecuaciones corresponden a las NLSW (nonlinear shallow-water) con distintos algoritmos de diferencias finitas, sin embargo, el modelo TUNAMI solo es aplicable en el campo cercano, mientras que los otros dos pueden ser utilizados tanto en el cercano como en el lejano.

Los modelos que resuelven las ecuaciones NLSW, carecen de la capacidad de simular ondas dispersivas (Ref. 28), las cuales podrían ser dominantes para tsunamis generados por movimientos de tierra (landslide) y para los procesos de fisión, fenómeno que se asocia a la separación de la energía del oleaje producto de interacción de la onda con algún obstáculo, barrera, etc., en dicho proceso, la onda se propaga de manera libre una vez superado dicho obstáculo, donde parte de la onda es transmitida y la otra es reflejada. Asimismo, estos modelos pueden representar un tsunami de campo lejano con resultados aceptables.

El modelo hidrodinámico de alto orden que resuelve las ecuaciones de Boussinesq promediadas en la vertical (COULWAVE), permite simular los efectos dispersivos, no obstante, requiere una alta resolución espacial y temporal, por consiguiente, un costo computacional mayor.

COULWAVE se diferencia de los otros en lo que respecta a la generación inicial, ya que este modelo no tiene incorporado un algoritmo para el cálculo de la deformación inicial del suelo marino, por ende, dicho input debe determinarse antes de utilizarlo. La

Tabla 4-13 muestra un cuadro resumen de los modelos estudiados.

Tabla 4-13: Comparación modelos para tsunamis

(Fuente: Elaboración propia)

Modelo	Ecuaciones	Generación	Input (generación inicial)	Utilización
TUNAMI	LSW y NLSW	Sí	Mansinha y Samyle 1971	Campo cercano
COULWAVE	Boussinesq	No	Serie de tiempo	Campo cercano
MOST	LSW y NLSW	Sí	Okada 1985	Campo cercano y lejano
COMCOT	LSW y NLSW	Sí	Okada 1985	Campo cercano y lejano

Uno de los objetivos de esta tesis es evaluar la reflexión que genera la Fosa Chile – Perú sobre un tsunami, en este sentido los efectos no lineales cobran mayor importancia, por lo que se decide utilizar el modelo COULWAVE por sobre los modelos NLSW, sumado además que COULWAVE permite modelar un perfil batimétrico en una dimensión (1D).

Más detalle del modelo COULWAVE es desarrollado en el numeral 5.1.

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 DESCRIPCIÓN MODELO COULWAVE

COULWAVE corresponde al modelo seleccionado para cuantificar el efecto de la Fosa de Atacama sobre tsunamis de campo lejano.

COULWAVE es un modelo integrado en la profundidad, este divide las componentes de viscosidad en los planos horizontal y vertical, usando para ello la formulación de Smagorinsky (1963), lo que permite tener una aproximación adecuada de los fenómenos físicos en la vertical.

Plano horizontal:

La viscosidad de remolino horizontal es representada mediante la siguiente formulación:

$$\nu_t^h = (C_s \Delta)^2 \sqrt{2S'_{ij}S'_{ij}} \quad \text{Ecuación (36)}$$

Donde:

C_s : Coeficiente de Smagorinsky

Δ : Tamaño de la grilla

S'_{ij} : Tensor de radiación

La ecuación (35) puede ser reescrita de la forma:

$$\nu_t^h = C_s^2 \Delta^2 h_o \sqrt{gh_o} \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + 2\mu^2 \left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + 2\mu^2 \left(\frac{\partial W}{\partial z}\right)^2 + \dots} \quad \text{Ecuación (37)}$$

La expresión $C_s^2 \Delta^2$ es denominado α para uso posterior.

Plano vertical:

En este caso se presume una formulación de flujo en aguas someras, donde la turbulencia vertical es generada solo por el esfuerzo de corte en el fondo. La expresión para la viscosidad de remolino vertical es $\nu_t^v = C_h H u_*'$, donde H es la profundidad total y u_*' es la velocidad de fricción. Esta expresión puede ser reescrita de la forma:

$$\nu_t^v = \beta h_o \sqrt{gh_o} H u_b \quad \text{Ecuación (38)}$$

Donde u_b representa la velocidad de flujo libre cerca del fondo de tal manera que $u_* = C_* u_b$ y β es igual a $C_h C_*$. La magnitud típica de β es $O(0.01)$, mientras que $C_h \sim O(0.1)$ en el modelo de Elder (1959) y $C_* \sim O(0.1)$ cuando el número de Reynolds está entre 5000 – 10000, es decir, en régimen turbulento.

La velocidad horizontal viene dada por la siguiente expresión:

$$U = U_0 - \mu^2 \left(\frac{1}{2} z^2 \nabla S + z \nabla T - \frac{1}{2} h^2 \nabla S + h \nabla T \right) + \mu^2 \int_{-h}^z \varpi_1 dz + \mu^2 U_1(-h) + O(\mu^4) \quad \text{Ecuación (39)}$$

La aproximación realizada corresponde a la derivada por Nwogu (1993). La velocidad horizontal es evaluada en $z = z_\alpha$, donde U_α queda dado por:

$$U_\alpha = U_0 - \mu^2 \left(\frac{1}{2} z_\alpha^2 \nabla S + z_\alpha \nabla T - \frac{1}{2} h^2 \nabla S + h \nabla T \right) + \mu^2 \int_{-h}^{z_\alpha} \varpi_1 dz + \mu^2 U_1(-h) + O(\mu^4) \quad \text{Ecuación (40)}$$

Donde:

$$U_1 = -\frac{1}{2} z^2 \nabla S - z \nabla T + \frac{1}{2} h^2 \nabla S - h \nabla T + \int_{-h}^z \varpi_1 dz + U_1(-h) + O(\mu^2)$$

$$S = \nabla \cdot U_0$$

$$T = \nabla \cdot (h U_0)$$

H : Profundidad columna de agua

z : Profundidad evaluada a lo largo de la columna de agua (variable)

μ : Parámetro estándar para el análisis de onda larga

$$\varpi_1 = \frac{\partial U_1'}{\partial z} = \frac{\tau_b}{v_t^v} \frac{\zeta - z}{\zeta + h}$$

ζ : Desnivelación instantánea

$$U_1' = \Omega$$

$$\Omega = \int_{z_\alpha}^z \varpi_1 dz = \frac{\tau_b}{v_t^v (\zeta + h)} \left\{ \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - z^2) + \zeta (z - z_\alpha) \right\}$$

τ_b : Tensión de corte

Por lo tanto U puede ser expresado en términos de U_α .

$$U = U_\alpha + \mu^2 \left\{ \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - z^2) \nabla S + (z_\alpha - z) \nabla T \right\} + \mu^2 \Omega + O(\mu^4) \quad \text{Ecuación (41)}$$

$$\text{Donde } \Omega = \int_{z_\alpha}^z \varpi_1 dz$$

El perfil de presión viene dado por:

$$p = \zeta - z + \mu^2 \frac{1}{2} (z^2 - \zeta^2) \frac{\partial S}{\partial t} + \mu^2 (z - \zeta) \frac{\partial T}{\partial t} + \mu^2 \frac{1}{2} (z^2 - \zeta^2) U_o \cdot \nabla S + \mu^2 (z - \zeta) U_o \cdot \nabla T + \mu^2 \frac{1}{2} (\zeta^2 - z^2) S^2 + \mu^2 (\zeta - z) TS + O(\mu^4, \alpha\mu^3, \beta\mu^3)$$

Ecuación (42)

La desnivelación viene dada por la siguiente expresión:

$$\xi^x = V_\alpha \left\{ \frac{\partial (U_1^\phi + \Omega^x)}{\partial y} - \frac{\partial (V_1^\phi + \Omega^y)}{\partial x} \right\} - (V_1^\phi + \Omega^y) \left(\frac{\partial V_\alpha}{\partial x} - \frac{\partial U_\alpha}{\partial y} \right)$$

Ecuación (43)

$$\xi^y = U_\alpha \left\{ \frac{\partial (V_1^\phi + \Omega^y)}{\partial x} - \frac{\partial (U_1^\phi + \Omega^x)}{\partial y} \right\} + (U_1^\phi + \Omega^x) \left(\frac{\partial V_\alpha}{\partial x} - \frac{\partial U_\alpha}{\partial y} \right)$$

Ecuación (44)

Donde $(U_\alpha, V_\alpha) = U_\alpha$, Ω^x y Ω^y es definido como $\Omega = (\Omega^x, \Omega^y)$.

$$U_1^\phi = (U_1^\phi, V_1^\phi) \rightarrow U_1^\phi = \frac{1}{2} (z_\alpha^2 - z^2) \nabla S + (z_\alpha - z) \nabla T$$

Para aproximar la tensión de fondo en las direcciones x e y, se usa una ecuación de fricción cuadrática.

$$\tau_b^x = C_f u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad \tau_b^y = C_f v \sqrt{u^2 + v^2},$$

Ecuación (45)

Donde u y v son las velocidades promediadas en la profundidad en las direcciones x e y respectivamente. El coeficiente de rugosidad $C_f = f/4$ (Chen y Jirka, 1995) donde f es estimado usando el diagrama de Moody, el cual aquí es calculado por la fórmula explícita dada por Haaland (1983).

$$f = -1.8 \log \left(\frac{6.9}{Re} + \left(\frac{Ks}{H \cdot 3.7} \right)^{1.1} \right)$$

Ecuación (46)

Donde:

Ks : Altura de rugosidad (descrita en detalle en el Anexo 8.2)

Re : Número de Reynold

H : Altura total columna de agua

La rompiente empleada en este modelo corresponde a la desarrollada por Kennedy et al. (2000), y utiliza una aproximación de la viscosidad de remolino (eddy viscosity), cuyas ecuaciones son:

$$\mathbf{R}_b = R_{bx}\mathbf{i} + R_{by}\mathbf{j} \quad \text{Ecuación (47)}$$

Donde:

$$R_{bx} = \frac{1}{H} \left\{ \left[v(Hu_1)_x \right]_x + \frac{1}{2} \left[v(Hu_1)_y + v(Hv_1)_x \right]_y \right\}, \quad \text{Ecuación (48)}$$

$$R_{by} = \frac{1}{H} \left\{ \left[v(Hv_1)_y \right]_y + \frac{1}{2} \left[v(Hv_1)_x + v(Hu_1)_y \right]_x \right\},$$

Ecuación (49)

v : Viscosidad de remolino

$H = h + \theta \alpha \zeta_\tau$ Profundidad total del agua

La viscosidad de remolino es calculada como:

$$v = BH\zeta$$

El propósito de la variable B es asegurar una transición suave entre el estado no rompiente y rompiente. La expresión para B viene dada por:

$$B = \begin{cases} \delta, & \zeta_t \geq 2\zeta_t^b \\ \delta(\zeta_t/\zeta_t^b - 1), & \zeta_t^b < \zeta_t \leq 2\zeta_t^b \\ 0, & \zeta_t \leq \zeta_t^b \end{cases}$$

Donde δ es un factor de amplificación y el parámetro ζ_t^b determina el inicio y término de la rompiente, ζ_t^b es calculada como:

$$\zeta_t^b = \begin{cases} \zeta_t^{(F)}, & t - t_0 \geq T^b \\ \zeta_t^{(I)} + \frac{t - t_0}{T^b} (\zeta_t^{(F)} - \zeta_t^{(I)}), & 0 \leq t - t_0 < T^b \end{cases}$$

Donde $\zeta_t^{(I)}$ es la superficie libre que debe ser excedida para iniciar la rompiente, $\zeta_t^{(F)}$ es la mínima requerida para que la rompiente continúe, t es el tiempo, t_0 es el tiempo en que comienza a romper y T^b es un tiempo de transición.

Para mayor detalle de las ecuaciones y esquemas numéricos ver la Ref. 27.

La ventaja de este modelo, radica principalmente en la rompiente, ya que divide la viscosidad en los planos vertical y horizontal, logrando de esta manera una mejor aproximación de los fenómenos físicos en la profundidad.

5.2 FUENTES DE INFORMACIÓN

Las fuentes de información pertinentes para el desarrollo de este estudio son:

5.2.1 TOPOBATIMETRÍA

La información topobatimétrica es extraída de dos fuentes, las cuales se detallan a continuación:

5.2.1.1 TOPOBATIMETRÍA GLOBAL

La topobatimetría utilizada pertenece a una versión desarrollada por Smith & Sandwell (1997), generada en el laboratorio de altimetría satelital de la NOAA. Este mapa batimétrico fue construido mezclando la información recopilada por barcos y por misiones altimétricas obtenidas de Geosat and ERS-1. La Figura 5-1 muestra un zoom en la zona de América del Sur.

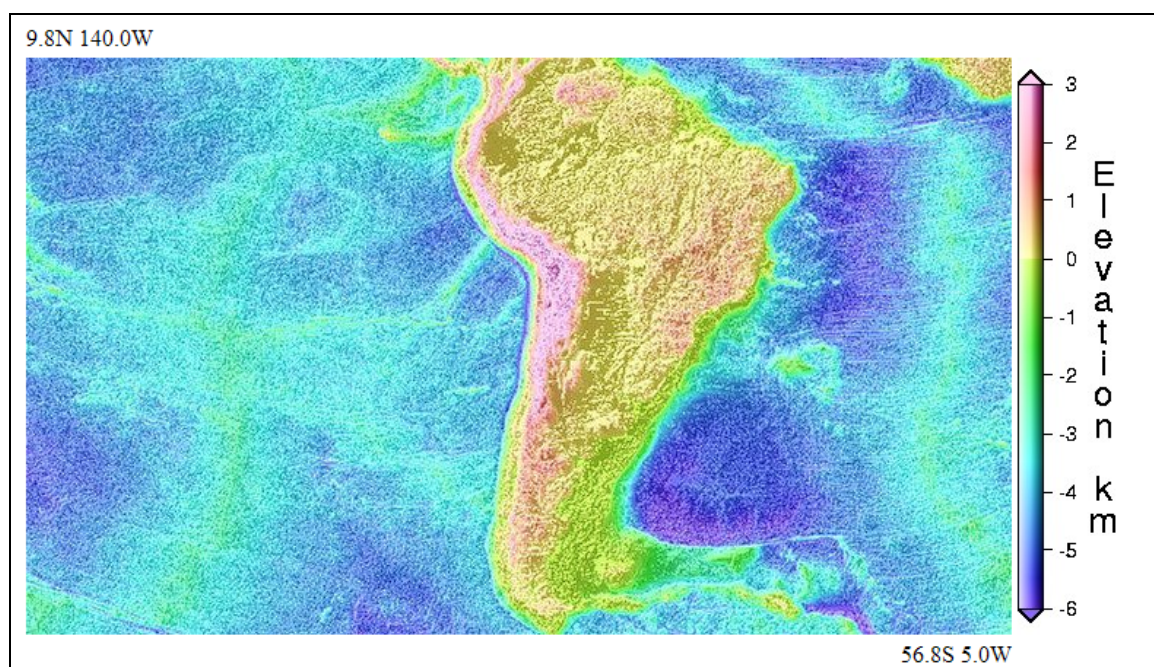


Figura 5-1: Imagen topobatimétrica, Sudamérica
(Fuente: Ref. 60)

5.2.1.2 BATIMETRÍA LOCAL

Con el fin de caracterizar con mayor detalle las regiones costeras, se utilizan las siguientes cartas náuticas desarrolladas por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (en adelante SHOA):

- Carta N° 1200 Bahía Iquique a Puerto Tocopilla
- Carta N° 1100 Rada de Arica a Bahía de Iquique
- Carta N° 4000 Bahía Coquimbo a Bahía Valparaíso
- Carta N° 4321 Bahía Quintero
- Carta N° 6000 Golfo de Arauco a Bahía Corral

Esta información batimétrica, fue acoplada a la topobatimetría global mediante la utilización del software Global Mapper y de estos resultados se obtuvieron los perfiles para los modelos 1D en COULWAVE. Todos los datos batimétricos son trabajados en una proyección UTM y DATUM WGS84.

5.2.1.3 BOYAS DART

El proyecto DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami) nace de un esfuerzo de mantener y mejorar la capacidad para el reporte oportuno de tsunamis en tiempo real en el océano abierto y constituye un elemento crítico del programa de tsunami de la NOAA, siendo la National Weather Service (NWS), el organismo responsable de su funcionamiento.

Las estaciones DART se encuentran localizadas en regiones con histórica generación de tsunamis destructivos, contando con un total de 39 instrumentos operativos instalados (ver Figura 5-2).

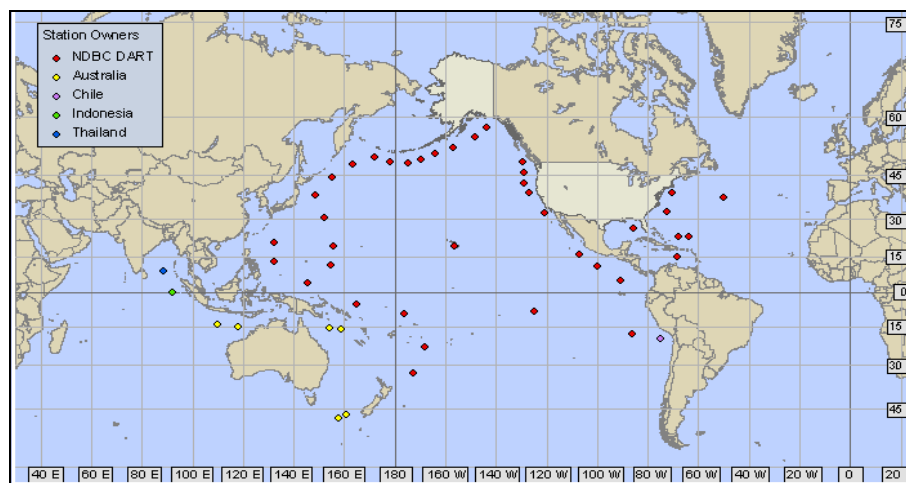


Figura 5-2: Ubicación boyas DART

(Fuente: Ref. 61)

El sistema DART consta de un sensor de presión de fondo (Bottom Pressure Recorder - BPR), anclado en el suelo marino. Amarrado a este instrumento, se instala una boya ubicada en la

superficie del mar para las comunicaciones en tiempo real. Un enlace acústico transmite los datos desde BPR a la boya superficial.

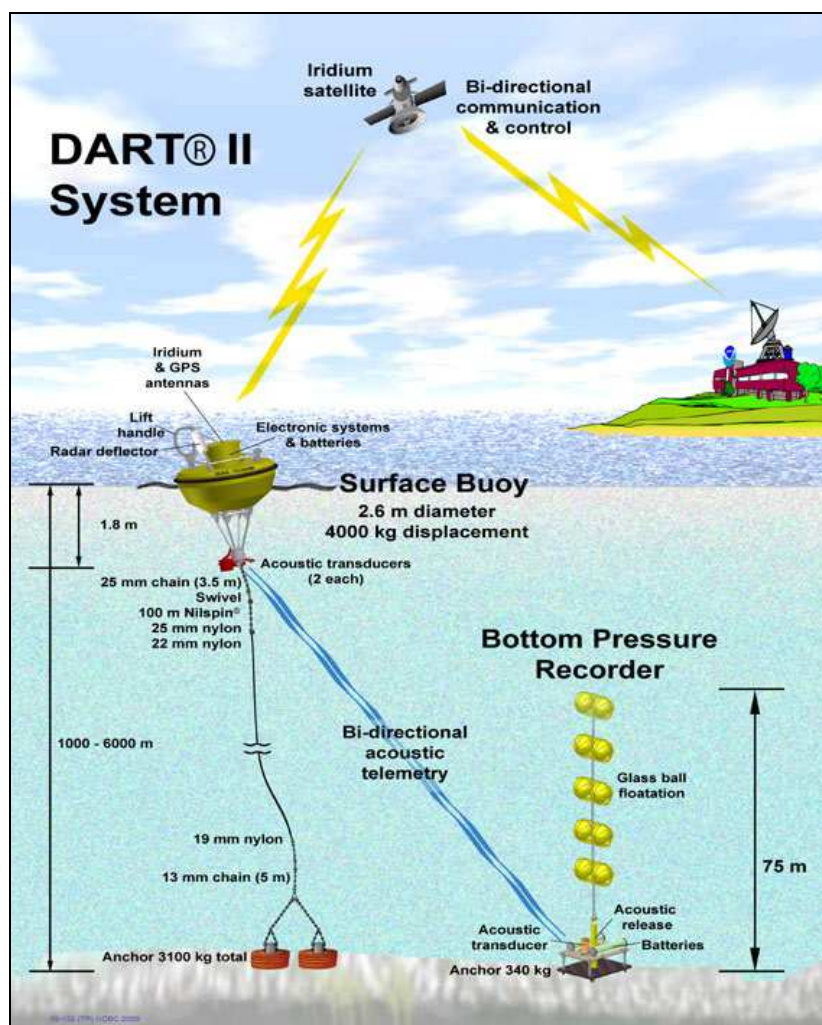


Figura 5-3: Sistema de operación Boyas DART

(Fuente: Ref. 61)

El BPR recoge datos de temperatura y presión a intervalos de 15 segundos. Estos valores son corregidos y convertidos finalmente a una altura de superficie del mar (altura de la superficie del océano sobre el suelo marino), usando un valor constante de 670 mm/psia. El sistema tiene dos modos de representación de datos: estándar y evento, los cuales son comunicadas a los organismos tales como el TWC (Tsunami Warning Centers) usando el satélite comercial Iridium. El sistema opera habitualmente en modo estándar, el cual reconoce cuatro valores:

- Intervalos de 15 minutos para estimar la altura de la superficie del mar en los tiempos de transmisión programada.

- Cuando el software de detección interna, identifica un evento, el sistema deja el modo estándar y el modo de evento comienza a funcionar. Valores cada 15 segundos son transmitidos durante los minutos iniciales.
- Valores cada un minuto son medidos en promedio, después de los minutos iniciales.

El sistema regresa al modo estándar después de 4 horas con transmisiones cada 1 minuto si eventos posteriores no son detectados.

Las dos formas de comunicación permiten a TWC establecer el modo de evento en anticipación de un posible tsunami o recobrar la alta resolución (intervalos de 15 segundos) en bloques de 1 hora para un análisis detallado.

Para el desarrollo de este estudio se analizarán los datos de las Boyas resumidas en la Tabla 5-1, de las cuales se obtendrán los registros mareográficos que son utilizados para validar la Ecuación (79).

Tabla 5-1: Boyas DART a utilizar en análisis

(Fuente: Elaboración propia)

DART	Ubicación (lat,long)	Organismo a cargo
32412	17.975 S - 86.392 W	NDBC
51406	8.480 S - 125.027 W	NDBC
52401	19.286 N - 155.766 E	NDBC
52402	11.883 N - 154.116 E	NDBC
21418	38.711 N - 148.694 E	NDBC
51426	22.993 S - 168.098 W	NDBC
32401	19.547 S - 74.813 W	SHOA

5.2.1.4 PARÁMETROS DE SISMOS Y TSUNAMIS

Para caracterizar los sismos y tsunamis se utiliza información principalmente de la USGS (U.S. Geological Survey), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), JRC (Joint Research Centre), GDACS (Global Disaster Alert and Coordination System) y publicaciones científicas, las cuales serán citadas pertinentemente.

5.2.1.5 INFORMACIÓN DE PRENSA

Para analizar la influencia de tsunamis de campo lejano sobre las costas chilenas, se recopiló información de periódicos nacionales principalmente “El Mercurio”, cuya descripción es detallada en el Anexo 9.6.

5.3 CONSTRUCCIÓN MODELOS

5.3.1 TIPO DE MODELO

En función a que todas las modelaciones efectuadas en esta investigación utilizan el esquema de volumen finito (FV), las ecuaciones de Boussinesq completamente no lineales deben ser empleadas de acuerdo a Lynett et. al., 2008 (Ref. 27).

5.3.2 DIMENSIONAMIENTO ESPACIAL Y TEMPORAL

El tamaño de grilla espacial (dx) será analizado para determinar su influencia en los resultados de los modelos. El objetivo es optimizar los tiempos computacionales con la mejor caracterización del fenómeno posible. Cabe destacar que este modelo no permite la anidación de grillas, por lo tanto el valor escogido es constante en todo el dominio.

Para determinar el espaciamiento temporal o time step se considera la condición de Courant (Cr), la cual viene dada por:

$$C_R = c \frac{dt}{dx} \quad \text{Ecuación (50)}$$

Donde:

dx : Espaciamiento espacial
 dt : Espaciamiento temporal o time step
 c : Celeridad de la onda

Debido a que el parámetro de entrada en este modelo es el número de Courant, el modelo ajusta el dt para cumplir la siguiente condición:

$$dt < \frac{dx}{\sqrt{2gh}} \quad \text{Ecuación (51)}$$

Donde:

h : Profundidad de la celda

5.3.3 CONDICIONES DE BORDE

Las modelaciones buscan determinar el efecto en la propagación de la onda a consecuencia de su paso por la Fosa de Atacama, y no fenómenos tales como: rompiente, runup e inundación, por lo tanto, las condiciones de borde (inicial y final) serán completamente absorbentes, para esto se usa una esponja cuya dimensión corresponde a una longitud de onda, de acuerdo a las recomendaciones indicadas en la Ref. 27.

5.3.4 FRICCIÓN DE FONDO

Si bien quedó de manifiesto en la sección 4.5.4 que la fricción de fondo no es relevante en la propagación de un tsunami de campo lejano, se realizará de todas maneras una sensibilidad para distintos valores de altura de rugosidad (K_s) con el fin de cuantificar este parámetro y determinar su influencia en los resultados, dicho análisis es presentado en el Anexo 9.1.2.

La fricción de fondo es estimada usando la Ecuación (45), la cual depende fuertemente de la altura de rugosidad K_s . La caracterización de este coeficiente es expuesto en el Anexo 9.4.

5.3.5 VISCOSIDAD DE REMOLINO

Al igual que la fricción de fondo y pese a que quedó demostrado que la viscosidad de remolino no tiene mayor influencia en la propagación de un tsunami en el campo lejano, se modelarán distintos valores de coeficiente de Eddy Viscosity de Smagorinsky, con el objetivo de sensibilizar este parámetro, dicho análisis es presentado en el Anexo 9.1.3.

Para mayor detalle de la formulación de este fenómeno ver sección 5.1.

5.4 ANÁLISIS DE REFLEXIÓN Y RADIACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

En el presente capítulo se establece la metodología para la obtención de la energía reflejada en la interacción Onda-Fosa, se plantea además, una ecuación que utiliza el concepto de radiación de onda para permitir el cálculo de la altura de un tsunami en el campo lejano. El fundamento teórico de ambos análisis es expuesto en lo que sigue:

5.4.1 ENERGÍA REFLEJADA

La metodología para determinar la energía de la onda reflejada consiste en:

1. A partir de las simulaciones con COULWAVE, cuyos resultados son desnivelaciones y velocidades de la ola en algún punto de control en función del tiempo, filtrar la onda incidente de la reflejada, para garantizar que la onda reflejada no se superpone a la incidente en el punto de control, se genera un dominio numérico lo suficientemente extenso, permitiendo de esta manera identificar claramente ambas ondas.
2. Calcular la energía cinética y potencial mediante la metodología expuesta en los Capítulos 5.4.1.1 y 5.4.1.2.
3. Determinar el coeficiente de energía reflejada.

5.4.1.1 ENERGÍA CINÉTICA

La energía cinética está asociada al movimiento de las partículas, la cual es determinada considerando un elemento de altura dz y ancho dx (ver Figura 5-4), siendo su masa $\rho dx dz$. La expresión es dada por la siguiente ecuación:

$$dE_c = \rho dx dz \frac{u^2 + w^2}{2} \quad \text{Ecuación (52)}$$

Donde:

ρ : Densidad del agua de mar
 u : Velocidad horizontal de la partícula
 w : Velocidad vertical de la partícula

Para una onda larga se entiende que $u \gg w$, por ende, w puede ser despreciada del cálculo, reduciéndose la energía cinética a la siguiente expresión:

$$dE_c = \rho dx dz \frac{u^2}{2} \quad \text{Ecuación (53)}$$

Considerando TLO, se sabe que para una onda larga la velocidad orbital horizontal no depende de la diferenciación en la profundidad, por lo tanto la expresión anterior puede ser expresada de la forma:

$$dE_c = \rho dx \frac{u^2}{2} h \quad \text{Ecuación (54)}$$

Esta ecuación será evaluada para cada dx de la onda, por lo tanto para calcular la energía total cinética se debe discretizar la ecuación (54), la cual es expresada de la siguiente manera:

$$\Sigma E_c = \Delta x \rho \frac{u^2}{2} \cdot h \quad \text{Ecuación (55)}$$

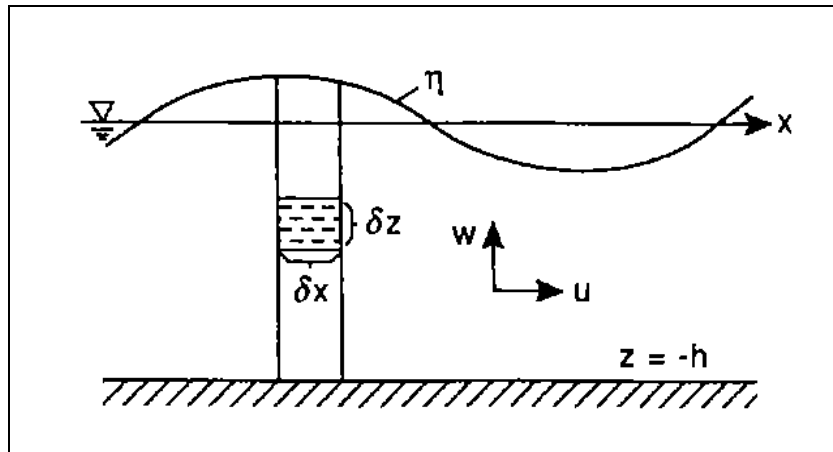


Figura 5-4: Definición de los parámetros de energía cinética
 (Fuente: Ref. 10)

5.4.1.2 ENERGÍA POTENCIAL

La energía potencial de las ondas está asociada al desplazamiento de una masa de agua respecto de su posición de equilibrio en contra del campo gravitatorio.

Esta energía se calcula considerando una columna de fluido de longitud dx (ver Figura 5-5) y altura η (en función del tiempo) y con su centro de gravedad ubicado en $\eta/2$.

El diferencial de masa viene dado por:

$$dm = \rho \eta dx \quad \text{Ecuación (56)}$$

Donde:

ρ : Densidad del agua de mar

η : Desnivelación ola

La energía potencial tiene la siguiente expresión:

$$dE_p = dm \cdot g \cdot \frac{\eta}{2} = \rho \cdot g \cdot \frac{\eta^2}{2} dx \quad \text{Ecuación (57)}$$

Discretizando la ecuación anterior en función de x , es posible determinar la energía total potencial, la cual viene dada por la siguiente expresión.

$$\Sigma E_p = \rho \cdot g \cdot \frac{\eta^2}{2} \Delta x \quad \text{Ecuación (58)}$$

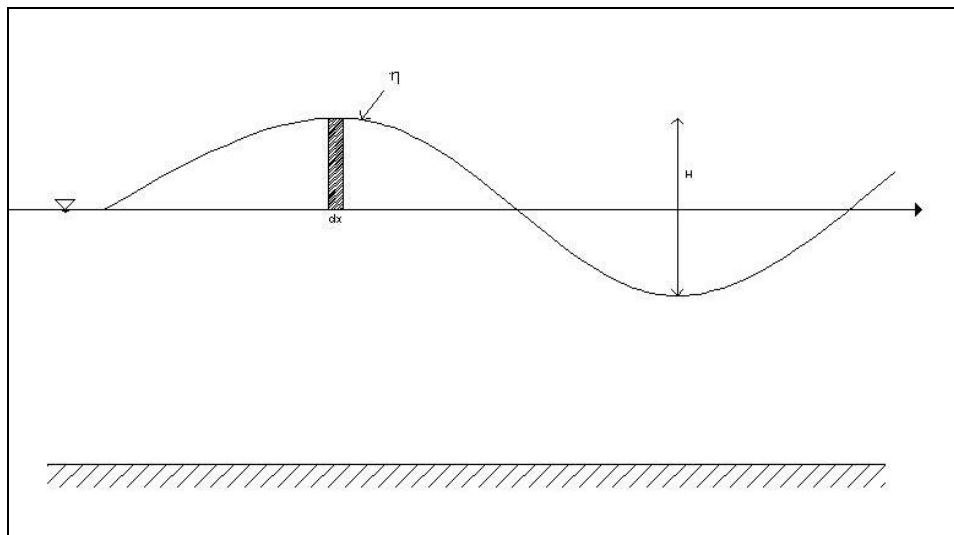


Figura 5-5: Definición de los parámetros de energía potencial
(Fuente: Elaboración propia)

5.4.2 RADIACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

Se presenta a continuación una metodología para estimar la altura de ola en un punto cualquiera del Pacífico desde su fuente generadora.

Se supone que la energía inicial del tsunami es igual a su energía potencial en su zona de generación, es decir:

$$E_0 = mg\bar{z} \quad \text{Ecuación (59)}$$

Donde:

m : Masa del cuerpo definida como $m = \rho V$, asumiendo que el volumen viene dado por $V = L_f \cdot W_f \cdot z$

L_f : Largo de la falla

W_f : Ancho de la falla

g : Aceleración de gravedad

z : Deformación inicial de la superficie del mar

$\bar{z}$: Centro de gravedad $\left(\bar{z} = \frac{z}{2}\right)$

Por lo tanto la Ecuación (59) queda expresada de la siguiente manera:

$$E_0 = \rho \cdot L_f \cdot W_f \cdot g \cdot \frac{z^2}{2} \quad \text{Ecuación (60)}$$

La energía de la onda en cualquier punto del Pacífico, es igual a la energía cinética más la energía potencial del tsunami:

$$E_2 = E_c + E_p \quad \text{Ecuación (61)}$$

Del desarrollo anterior se sabe:

$$dE_{c,2} = \rho dx dz \frac{u^2}{2} \quad \text{Ecuación (62)}$$

La velocidad orbital según la TLO para una onda en aguas someras es:

$$u = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{d}} \cos(kx - \omega t) \quad \text{Ecuación (63)}$$

Donde:

H : Altura de ola

d : Profundidad media del océano (se pueda asumir en 4000 [m] para el Océano Pacífico)

k : Número de onda $\left(\frac{2\pi}{L}\right)$

ω : Frecuencia angular $\left(\frac{2\pi}{T}\right)$

$$dE_{c,2} = \rho dx dz \frac{1}{2} \left(\frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{d}} \cos(kx - \omega t) \right)^2 \quad \text{Ecuación (64)}$$

$$dE_{c,2} = \rho dx dz \frac{H^2}{8} \frac{g}{d} \cos^2(kx - \omega t) \quad \text{Ecuación (65)}$$

De la ecuación anterior se puede observar la profundidad es una variable independiente, por lo tanto, integrando $E_{c,2}$ en la vertical, se tiene:

$$dE_{c,2} = \rho dx \cdot g \frac{H^2}{8} \cos^2(kx - \omega t) \quad \text{Ecuación (66)}$$

La ecuación anterior debe ser integrada en la fase, de tal modo:

$$E_{c,2} = \rho g \frac{H^2}{8} \int_0^L \cos^2(kx - \omega t) dx \quad \text{Ecuación (67)}$$

Donde:

L : Largo de la onda

La resolución de la integral da el siguiente resultado:

$$E_{c,2} = \rho g \frac{H^2}{8} \cdot \frac{1}{k} \overbrace{\left[\frac{1}{2} \cos(kx - \omega t) \cdot \sin(kx - \omega t) + \frac{1}{2} kx - \frac{1}{2} \omega t \right]}^{(A)} \Big|_0^L \quad \text{Ecuación (68)}$$

Aplicando propiedades trigonométricas y desarrollando la integral del término (A), se tiene por resultado el valor π . Por lo tanto la expresión de la energía cinética en un punto en particular se resume en:

$$E_{c,2} = \rho g \frac{H^2}{8} \cdot \frac{1}{k} \cdot \pi \quad \text{Ecuación (69)}$$

$$E_{c,2} = \rho g \frac{H^2}{16} \cdot L \quad \text{Ecuación (70)}$$

Esta expresión de energía es relativa a un ancho unitario. Luego, para conocer la energía cinética total debe multiplicarse esta por el largo del frente de ola en su propagación a lo largo del Océano (P).

$$E_{c,2} = \rho g L \frac{H^2}{16} \cdot P \quad \text{Ecuación (71)}$$

De acuerdo a la Ecuación (58), la energía potencial viene dada por

$$E_{p,2} = \rho \cdot g \cdot \frac{\eta^2}{2} dx \quad \text{Ecuación (72)}$$

Donde:

$$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t), \text{ a partir de la TLO} \quad \text{Ecuación (73)}$$

Integrando la ecuación (71) en la fase, se tiene:

$$E_{p,2} = \int_0^L \rho \cdot g \cdot \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) \right)^2 dx \quad \text{Ecuación (74)}$$

$$E_{p,2} = \rho \cdot g \frac{H^2}{8} \int_0^L \cos^2(kx - \omega t) dx \quad \text{Ecuación (75)}$$

$$E_{p,2} = \rho g \frac{H^2}{8} \cdot \frac{1}{k} \overbrace{\left[\frac{1}{2} \cos(kx - \omega t) \cdot \sin(kx - \omega t) + \frac{1}{2} kx - \frac{1}{2} \omega t \right]}^{(A)} \bigg|_0^L \quad \text{Ecuación (76)}$$

Nótese que nuevamente estamos en presencia del término (A), que tiene un valor igual a π .

Por lo tanto la expresión de la energía potencial en algún punto en particular se resume en:

$$E_{p,2} = \rho g \frac{H^2}{16} \cdot L \quad \text{Ecuación (77)}$$

Al igual que la energía cinética, esta debe multiplicarse por el largo del frente.

$$E_{c,2} = \rho g L \frac{H^2}{16} \cdot P \quad \text{Ecuación (78)}$$

Se observa que de acuerdo a lo esperado, la energía cinética es igual a la energía potencial, por lo tanto, la energía total es:

$$E_2 = \rho g L \frac{H^2}{8} \cdot P \quad \text{Ecuación (79)}$$

Para determinar los parámetros de la onda en algún lugar del Pacífico, podemos considerar que la energía en dicho punto es igual a E_2 (Ecuación (79) más las pérdidas de energía en su propagación.

Luego, considerando que las pérdidas de energía son despreciables (sección 4.5.4), se puede asumir que la energía en la fuente es igual a la energía en otro punto dentro de la trayectoria de propagación ($E_0 = E_2$), resultando en:

$$\rho \cdot L_f \cdot W_f \cdot g \cdot \frac{z^2}{2} = \rho g L \frac{H^2}{8} \cdot P \quad \text{Ecuación (80)}$$

Dejando la ecuación anterior en función de H, se obtiene:

$$H = 2z \sqrt{\frac{L_f W_f}{L \cdot P}} \quad \text{Ecuación (81)}$$

Donde:

z : Deformación inicial de la superficie del mar
L_f : Largo de la falla
W_f : Ancho de la falla
L : Largo de la onda
P : Largo del frente de ola

La Ecuación (81) determina la altura de ola (H) en cualquier punto del océano y corresponde a un desarrollo propio.

Conforme a la Ecuación (81), queda en evidencia que la altura de ola en algún punto determinado es más sensible a la desnivelación inicial que al largo y ancho de la falla sísmica.

5.4.3 ANÁLISIS DE LA DIRECCIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

En este capítulo se hace una evaluación del efecto de la dirección de la onda de tsunami, utilizando para ello la Ref. 29, en la cual se analiza la reflexión producida sobre el cañón Scripps en la Joya, California. La Figura 5-6 muestra una sección batimétrica de este.

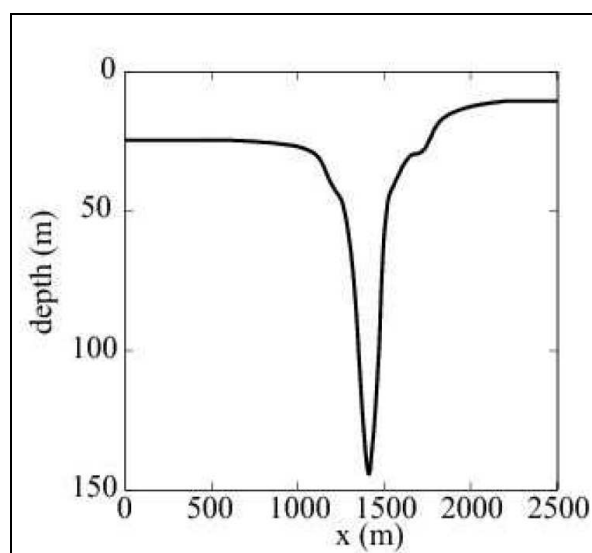


Figura 5-6: Perfil Cañón Scripps

(Fuente: Ref. 29)

Los autores que generaron dicha investigación (Ref. 29), determinaron la reflexión a través de la utilización de distintos modelos numéricos. La Figura 5-7 muestra el coeficiente de reflexión R para incidencia normal del oleaje y para distintos períodos del mismo.

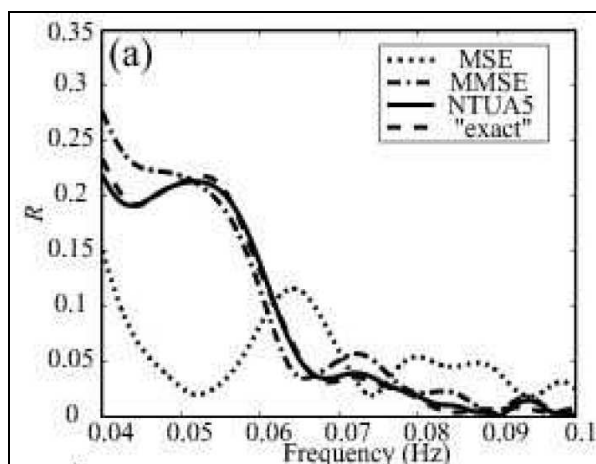


Figura 5-7: Coeficiente de Reflexión para Cañón Scripps (incidencia normal)

(Fuente: Ref. 29)

Estos investigadores (Ref. 29), comprobaron la existencia de un ángulo crítico a partir del cual el coeficiente de reflexión se hace muy cercano a 1 (completamente reflejante), mientras que para ángulos menores al crítico, el coeficiente de reflexión es muy similar al de incidencia normal. La formulación que permite el cálculo de dicho ángulo es presentado en la siguiente Ecuación.

$$\theta_b = \arcsin\left(\frac{C_1}{C_{\max}}\right) \quad \text{Ecuación (82)}$$

Donde:

C_1 : Velocidad de la onda antes del cañón
 $C_{\max}$: Velocidad en la zona más profunda del cañón

Esta metodología es aplicada a los perfiles característicos de las zonas norte, centro y sur de Chile (Figura 6-2, Figura 6-3 y Figura 6-4), obteniéndose los siguientes ángulos críticos:

Tabla 5-2: Ángulos críticos perfiles Norte, Centro y Sur

(Fuente: Elaboración propia)

	Zona Norte	Zona Centro	Zona Sur
θ_b (°)	50	56	70

Cabe destacar que para las ondas largas, como son los tsunamis, la celeridad de la onda no depende del período, por lo tanto, en estos casos el ángulo crítico es independiente del período de la ola y, por ende, es único.

La Figura 5-8 muestra las direcciones del ángulo crítico para los distintos perfiles característicos, de este modo se establece que los ángulos de aproximación de los tsunamis de campo lejano provenientes desde Japón, Aleutianas, Alaska y Kamchatka son menores al crítico, por lo tanto pueden ser analizados como incidencia normal.

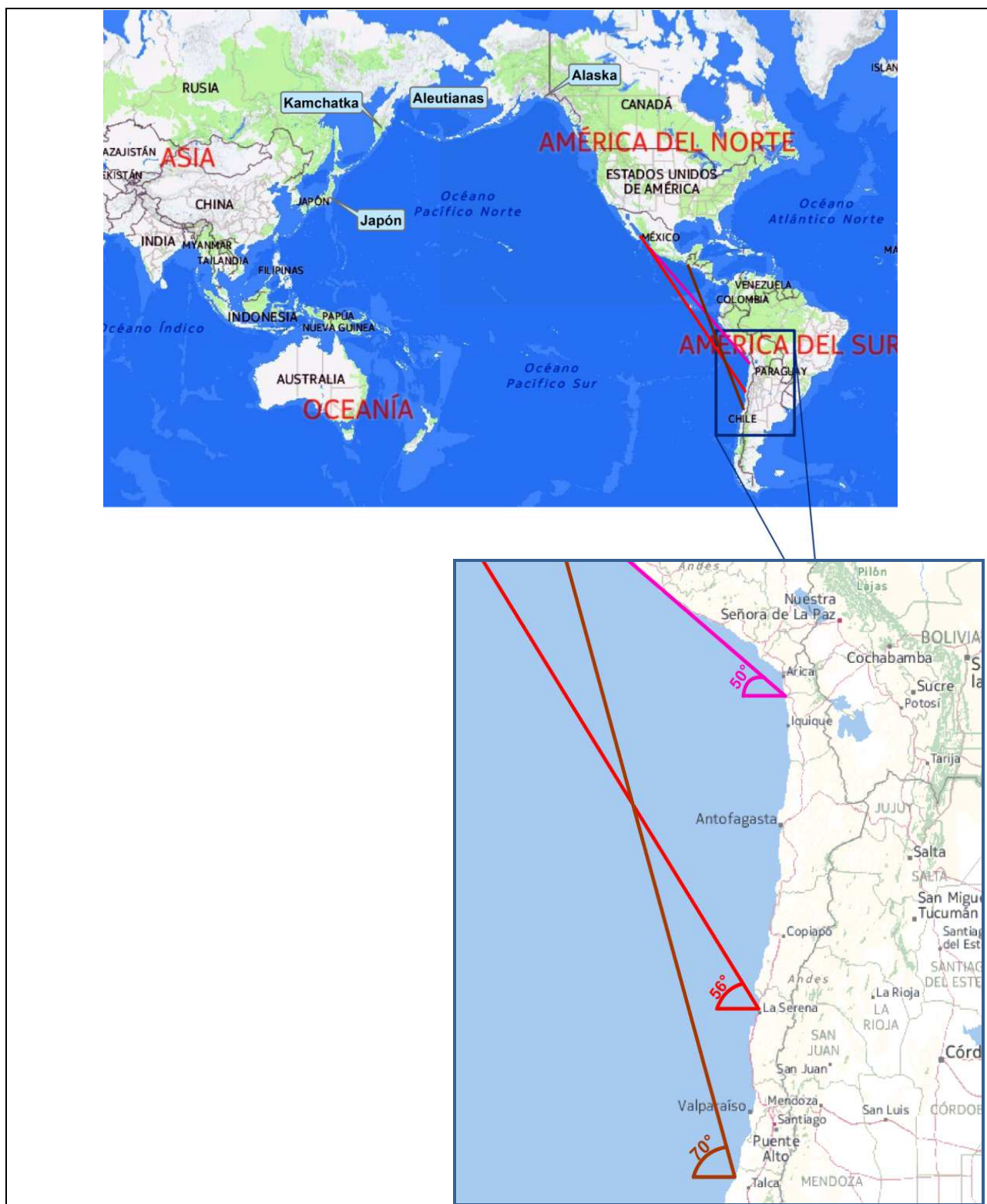


Figura 5-8: Representación gráfica ángulo críticos, Zonas Norte, Centro y Sur
(Fuente: Elaboración propia a partir de Ref. 62)

6. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los siguientes resultados:

- I. Mediante modelación numérica, se calcula la reflexión de la onda de tsunami propagándose en tres perfiles tipos, caracterizando de esta manera la zonas norte, centro y sur de Chile.
- II. En la Sección 6.2 se efectúan los cálculos de las deformaciones iniciales de los sismos analizados en el capítulo 4.6.
- III. En 3º lugar se comparan las alturas de ola en distintas boyas DART, para los tsunamis consecuentes de los sismos de 2009 en Samoa, 2010 en Chile y 2011 en Japón, el propósito de este ejercicio es validar la ecuación de radiación propuesta.
- IV. En la Sección 6.4 se realiza un paralelo entre los eventos de Chile 1960, 1877 y 2010 y sus efectos en el campo lejano, principalmente Japón y Hawai.

6.1 REFLEXIÓN ESPERADA PARA UN TSUNAMI DE CAMPO LEJANO DEBIDO A LA FOSA CHILE – PERÚ

6.1.1 PERFILES BATIMÉTRICOS

Se analizan tres perfiles tipo de la Fosa Chile – Perú, caracterizando la zona norte, centro y sur del país. Con esto se permite evaluar la influencia de una onda de tsunami en cada uno de estos escenarios, los cuales están representados desde la Figura 6-2 a la Figura 6-4, mostrando además la pendiente promedio ($\bar{m}$) en cada configuración batimétrica, La ubicación de los perfiles es mostrada en la Figura 6-1.



Figura 6-1: Ubicaciones Perfiles batimétricos Fosa Chile-Perú
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

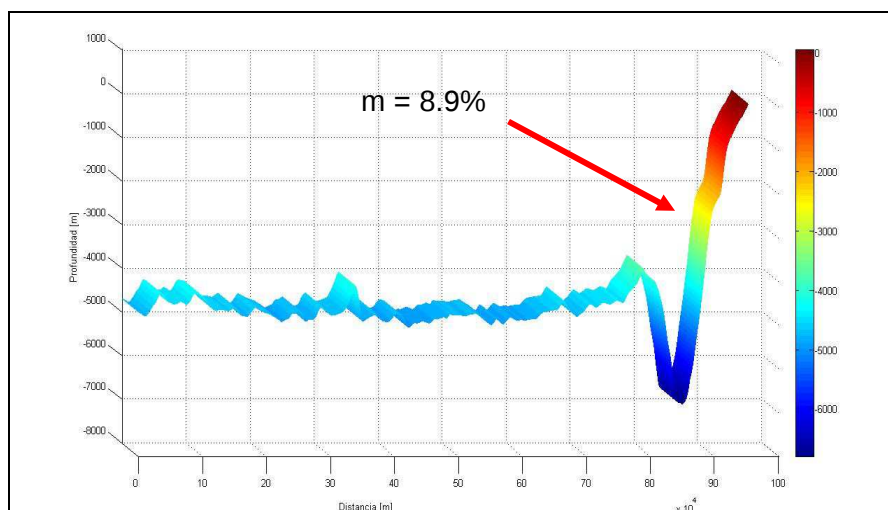


Figura 6-2: Perfil batimetría Fosa Chile-Perú, Zona Norte
(Fuente: Elaboración propia)

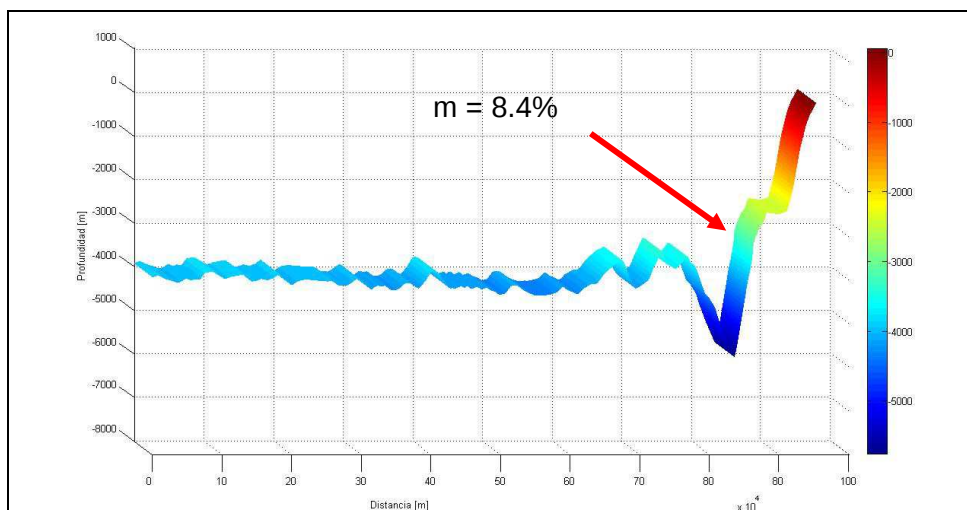


Figura 6-3: Perfil batimetría Fosa Chile-Perú, Zona Centro

(Fuente: Elaboración propia)

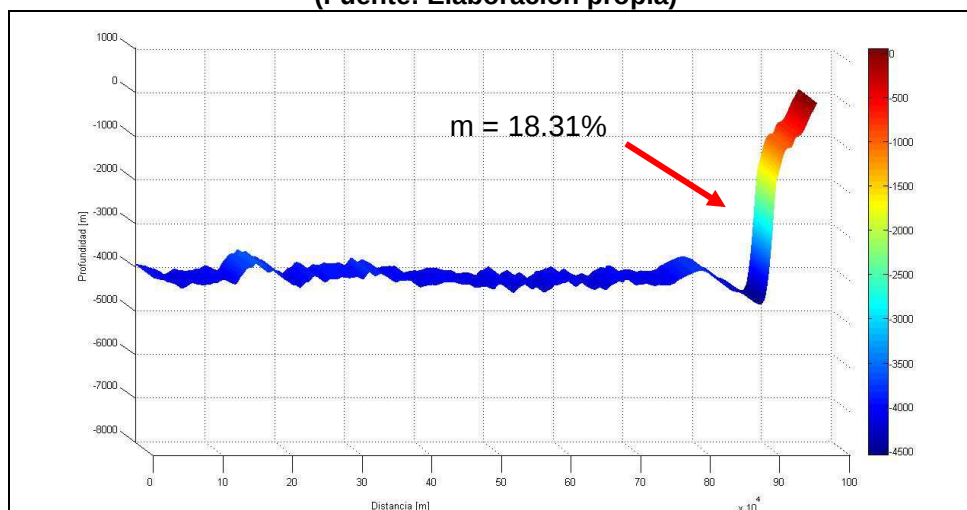


Figura 6-4: Perfil batimetría Fosa Chile-Perú, Zona Sur

(Fuente: Elaboración propia)

De los perfiles batimétricos presentados se puede observar que:

- La profundidad de la fosa disminuye considerablemente de norte a sur, siendo en esta última casi imperceptible.
- La pendiente en la zona norte es similar a la pendiente de la zona centro, siendo del orden del 8%; mientras que la zona sur tiene una pendiente promedio de 18.31%, considerablemente mayor a las dos anteriores.

6.1.2 MODELACIONES

Los parámetros utilizados en las modelaciones ejecutadas son resumidas en la Tabla 6-1.

Tabla 6-1: Parámetro modelaciones Fosa Chile - Perú

(Fuente: Elaboración propia)

Zona Norte	H [m]	T [min]	Co [m/s]	Courant	Tiempo simulación [hr]	Rugosidad [m]	Eddy [$m^{1/3}/s$]
	1	60	214.7	0.25	3.3	0.0004	0.2
	1	20	214.7	0.25	2.8	0.0004	0.2
	1	5	221.0	0.25	1.7	0.0004	0.2
Zona Centro	H [m]	T [min]	Co [m/s]	Courant	Tiempo simulación [hr]	Rugosidad [m]	Eddy [$m^{1/3}/s$]
	1	60	196.2	0.25	3.3	0.0004	0.2
	1	20	196.2	0.25	2.8	0.0004	0.2
	1	5	205.9	0.25	1.7	0.0004	0.2
Zona Sur	H [m]	T [min]	Co [m/s]	Courant	Tiempo simulación [hr]	Rugosidad [m]	Eddy [$m^{1/3}/s$]
	1	60	196.4	0.25	3.3	0.0004	0.2
	1	20	196.4	0.25	2.8	0.0004	0.2
	1	5	199.7	0.25	1.7	0.0004	0.2

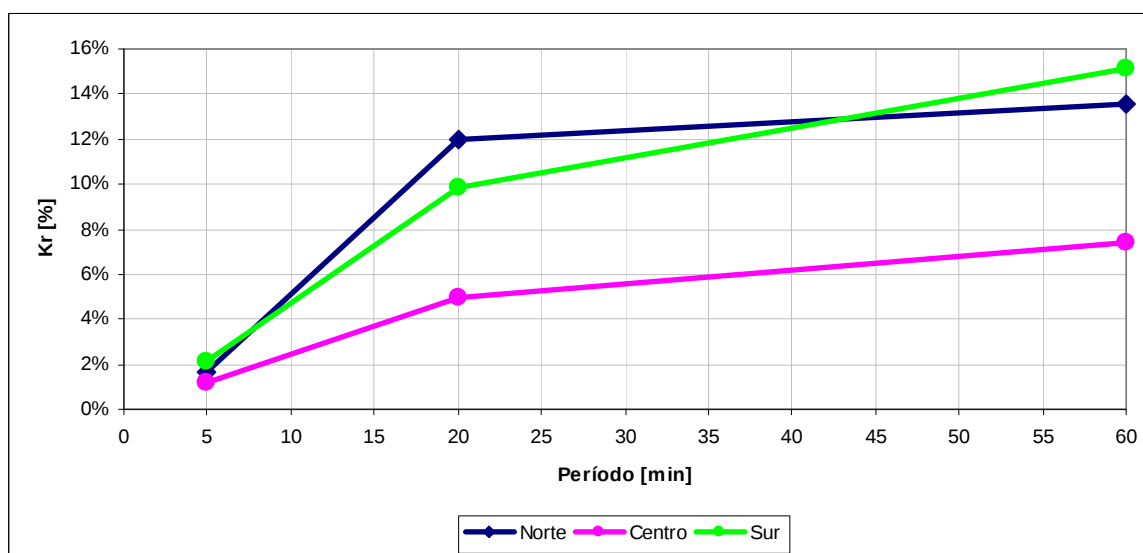


Figura 6-5: Resultados coeficiente de reflexión

(Fuente: Elaboración propia)

Tabla 6-2: Resultados coeficientes de reflexión

(Fuente: Elaboración propia)

		Zona		
		Norte	Central	Sur
T [min]	5	1.7%	1.2%	2.1%
	20	12.0%	5.0%	9.9%
	60	13.5%	7.4%	15.1%

La Tabla 6-2 y la Figura 6-6 muestran los resultados obtenidos de las modelaciones de los distintos escenarios, de los cuales se aprecia que:

- La reflexión en la fosa crece a medida que el período de la onda aumenta.
- El coeficiente de reflexión converge a un valor del orden de 2% para períodos de 5 [min].
- La reflexión en el perfil de la zona central es considerablemente menor en comparación con las zonas norte y sur.
- La zona sur presenta la mayor reflexión a excepción del período 20 [min] cuyo máximo valor corresponde a la zona norte.
- Comparando la zona norte y la zona central, que tienen pendientes similares (del orden de 8%) se aprecia una disminución considerable en los coeficientes de reflexión de esta última, ello se explica con el hecho de que la fosa es más profunda en el norte (ver Figura 6-6), lo que es coherente con los resultados obtenidos en la sección 6.1.4 en donde la influencia de la fosa aumenta la reflexión. La Tabla 6-3 muestra una comparación de las características de ambas configuraciones batimétricas.

Tabla 6-3: Comparación dimensiones fosa norte y centro

(Fuente: Elaboración propia)

	Ancho aproximado fosa [m]	Máxima profundidad [m]
Norte	70000	6780
Centro	69000	5753
Diferencia	1000	1027
Diferencia porcentual [%]	1.4	15.2

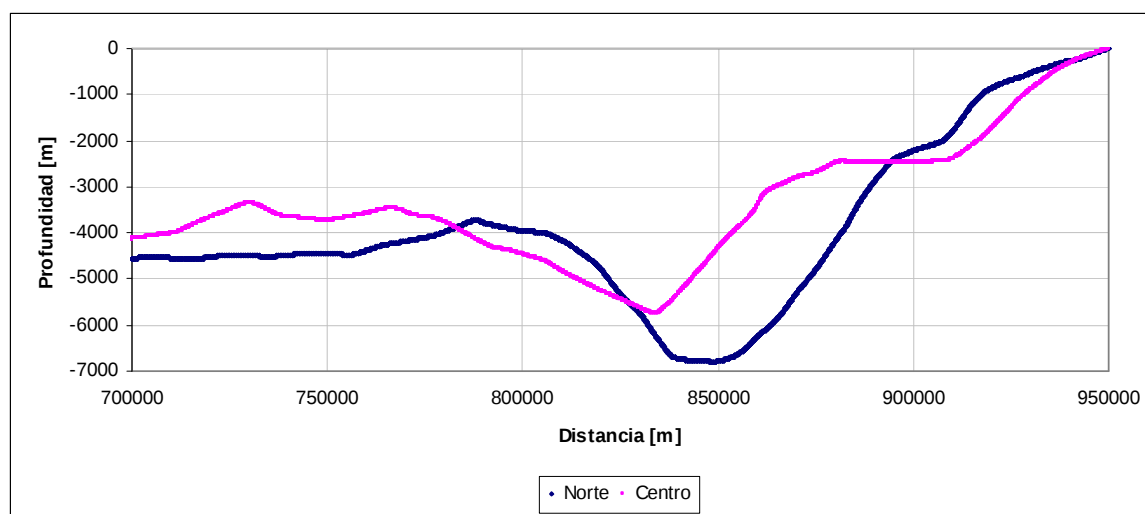


Figura 6-6: Zoom perfil fosa, Zona norte y Centro

(Fuente: Elaboración propia)

Pese a que la zona sur prácticamente no tiene fosa, sus coeficientes son los mayores para los períodos 5 y 60 [m], esto puede ser consecuencia de su mayor pendiente promedio ($\bar{m}=18.31\%$).

De manera referencial, se muestra el resultado para una onda de período T : 60 [min] sobre la configuración batimétrica de la zona norte (Figura 6-7). Los resultados de todos los casos modelados se encuentran en el ANEXO 9.5.

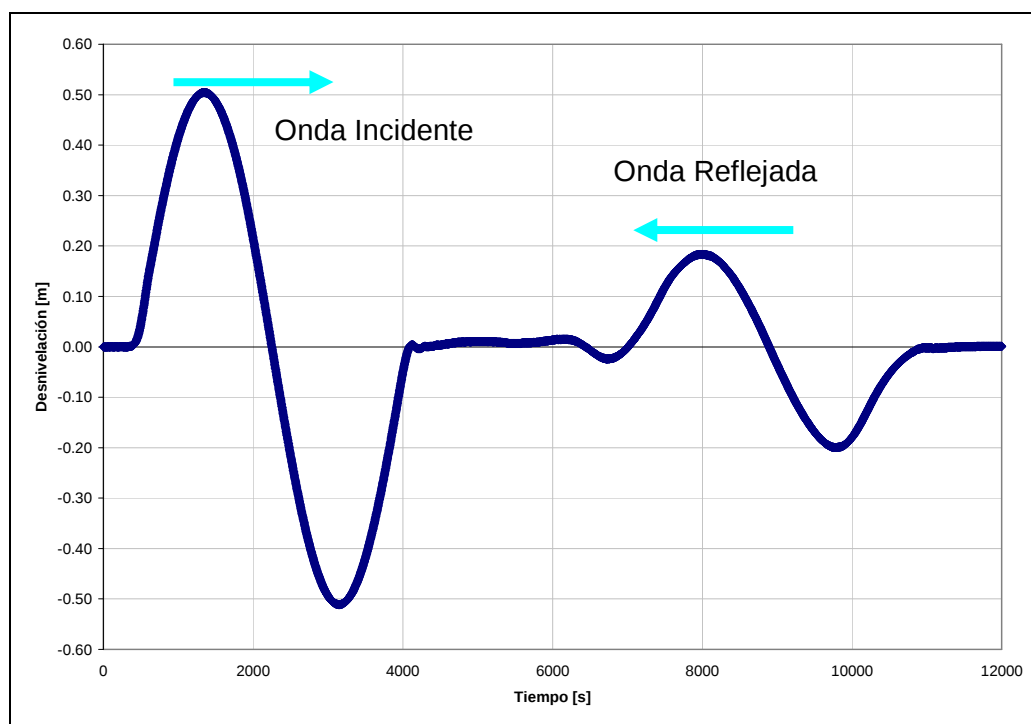


Figura 6-7: Modelo T_{60} [min], Zona Norte

(Fuente: Elaboración propia)

Con la finalidad de realizar una comparación entre la Fosa Chile – Perú y la Fosa de Japón, se presentan desde la Figura 6-9 a la Figura 6-11 tres superposiciones de los perfiles batimétricos característicos de la zona norte, centro y sur, la ubicación de dichos perfiles es mostrada en la Figura 6-8.

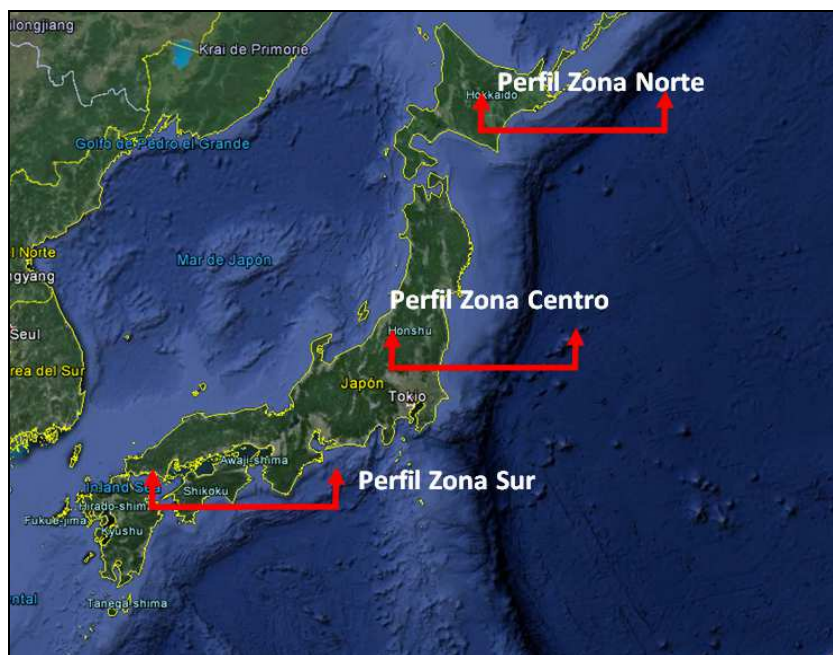


Figura 6-8: Ubicaciones Perfiles batimétricos Fosa Japón
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

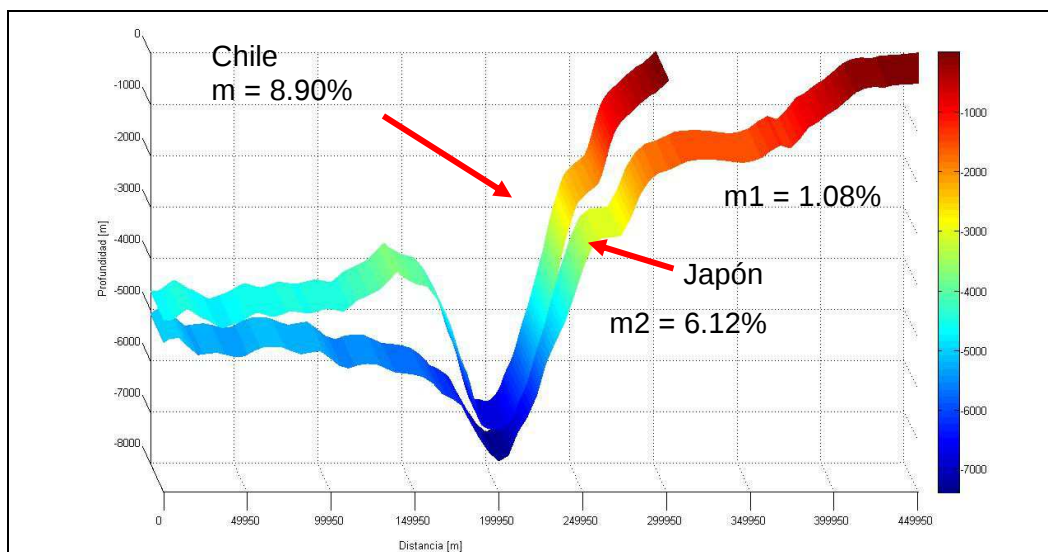


Figura 6-9: Comparación Perfil Zona Norte Japón - Chile
(Fuente: Elaboración propia)

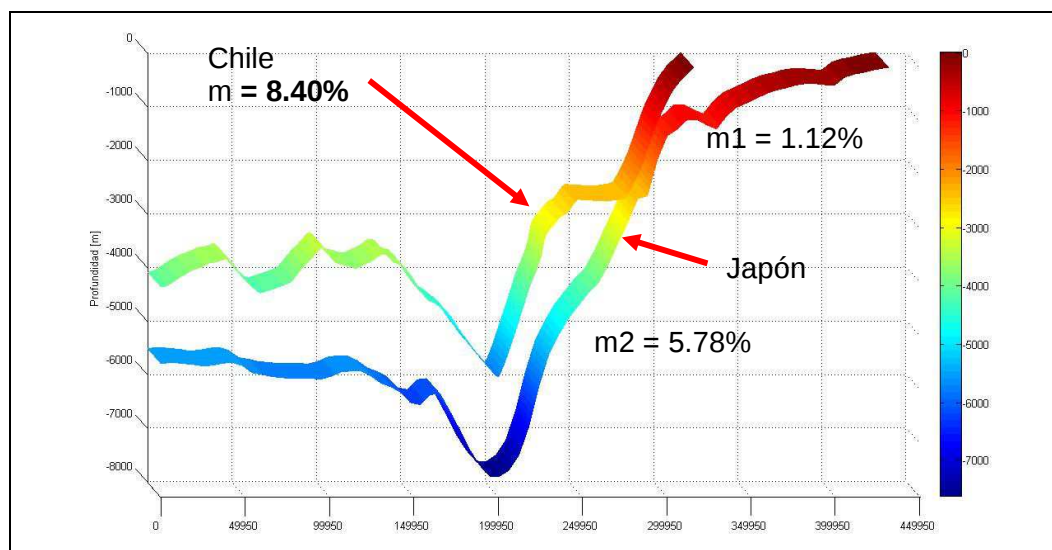


Figura 6-10: Comparación Perfil Zona Centro Japón - Chile

(Fuente: Elaboración propia)

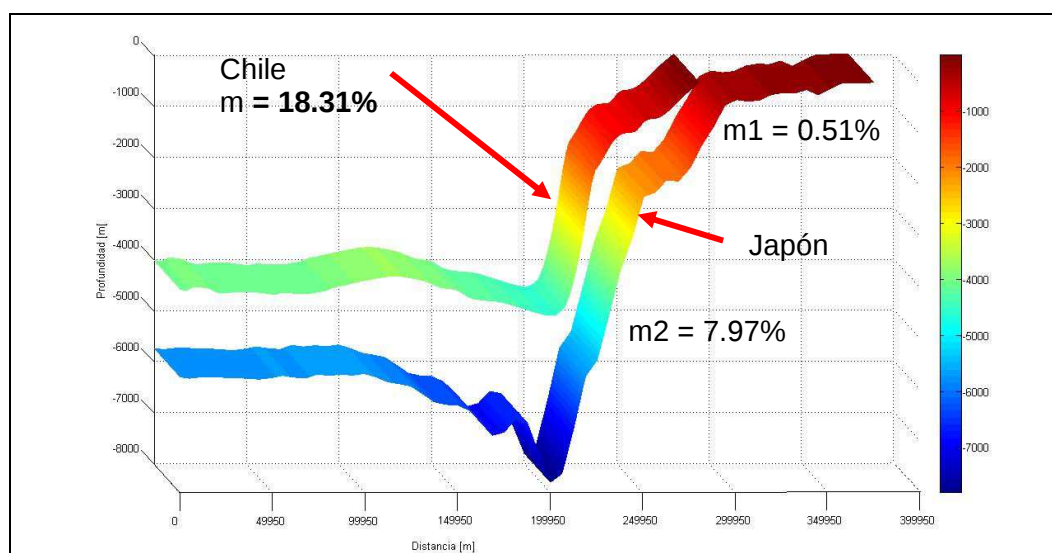


Figura 6-11: Comparación Perfil Sur Japón - Chile

(Fuente: Elaboración propia)

De los tres perfiles analizados, se observa lo siguiente:

- La Fosa de Japón es más profunda que la Fosa Chile – Perú.
- La Fosa de Japón tiene dos pendientes claramente definidas, la primera denominada por el subíndice 1 en el sector cercano a la costa con pendientes promedios entre los 0.51% (zona sur) y 1.12% (zona centro), y la segunda con pendientes entre 5.78% a 7.97%.

- Los perfiles de Japón tienen una pendiente promedio considerablemente menor a la encontrada frente a las costas chilenas.
- La menor pendiente de la Fosa de Japón, puede ser una de las causas probables de que un tsunami de campo lejano con fuente generadora en Chile, sea potencialmente más dañino en ese país; de igual manera, un evento de este tipo generado en Japón tendría un efecto menor en las costas chilenas, esto de acuerdo al análisis efectuado en la sección 6.2.2.

6.2 CÁLCULO DE LA DEFORMACIÓN INICIAL DEL FONDO MARINO

La desnivelación inicial de la superficie del agua cuya teoría fue expuesta en la sección 4.4.2.1 es calculada en este capítulo.

Los parámetros de la falla para los casos en cuestión son resumidos en la Tabla 6-4.

Tabla 6-4: Parámetros modelo de Okada (1985)

(Fuente: Elaboración propia)

Caso	Epicentro	h [Km]	L [Km]	W [Km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	D [m]
Chile, 1877	23°S, 71°E	10	490	150	359	19	90	12
Aleutianas, 1946	52.8°N, 163.5°E	50	160	40-60	250	6	90	38-22
Kamchatka, 1952	52.7°N, 159.5°E	53	650	200	304	30	110	5
Chile, 1960	39.5°S, 74.5°W	30	1000	200	10	20	90	17
Alaska, 1964	59.73°N, 215.7°E	10	620	210	226	8	90	19
Samoa, 2009	15.42°S, 172.9°E	12	158	44	345	46	-61	3.5
Chile, 2010	32.85°S, 72.72°E	35	450	100	16	14	104	15
Japón, 2011	37.52°N, 143.05°E	20	450	150	203	10	88	18
	Máximo	53	1000	210				38
	Mínimo	10	158	44				3.5

A continuación se presenta un resumen de la teoría utilizada.

Tabla 6-5: Parámetros de entrada del método de Okada (1985)

(Fuente: Elaboración propia)

Parámetro en Inglés	Parámetro en Español	Sigla	Unidad
Epicenter	Epicentro	(Lat, Long)	Grados
Focal Depth	Profundidad Focal	(h)	metros
Length of fault plane	Longitud de la falla	(L)	metros
Width of fault plane	Ancho de la falla	(W)	metros
Strike angle	Rumbo	(θ)	grados
Dip angle	Manteo	(δ)	grados
Slip angle	Ángulo de desplazamiento	(λ)	grados
Dislocation	Dislocación	(D)	metros

La teoría asume un plano de falla rectangular, el cual es una idealización de la interfaz entre dos placas donde un violento movimiento relativo ocurre durante un terremoto (ver Figura 6-12).

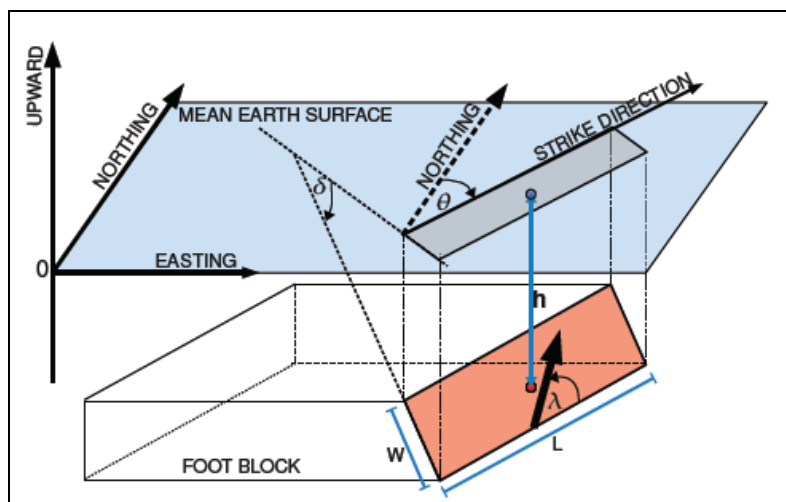


Figura 6-12: Representación del plano de falla y sus parámetros
(Fuente: Ref. 49)

Desde la Figura 6-13 hasta la Figura 6-19 se muestra la deformación inicial del suelo marino para los casos expuestos en la Tabla 6-4. Para hacer comparativos todos los gráficos se toma como referencia el evento ocurrido en Chile el año 1960.

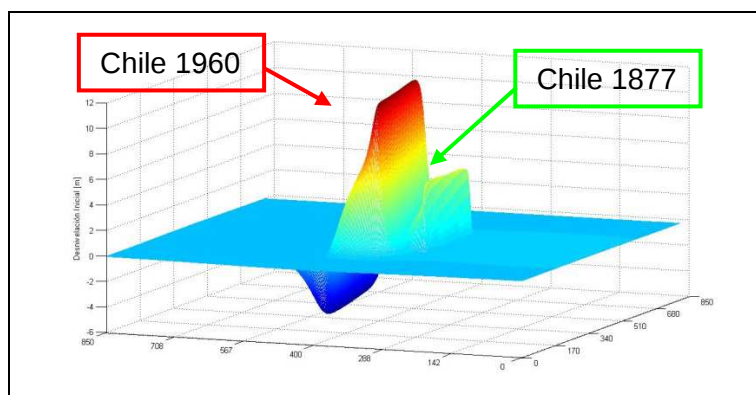


Figura 6-13: Deformación inicial del fondo marino, Chile 1877
(Fuente: Elaboración propia)

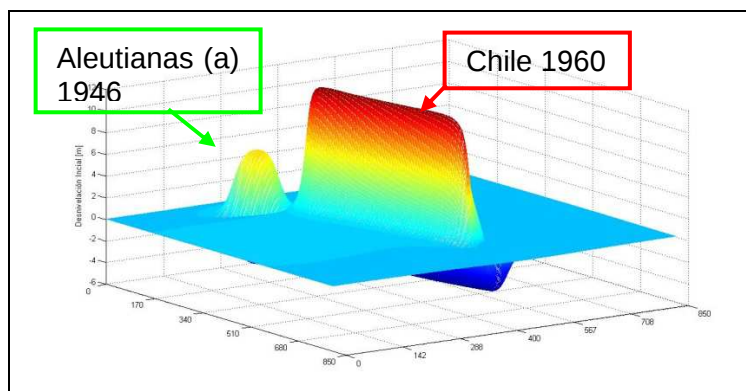


Figura 6-14: Deformación inicial del fondo marino, Aleutianas (a) 1946
(Fuente: Elaboración propia)

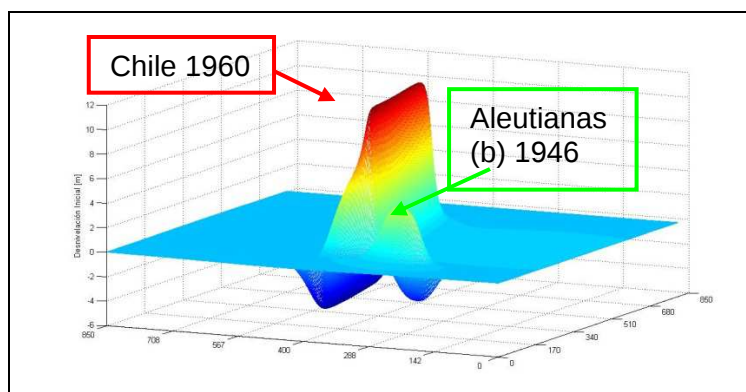


Figura 6-15: Deformación inicial del fondo marino, Aleutianas (b) 1946
(Fuente: Elaboración propia)

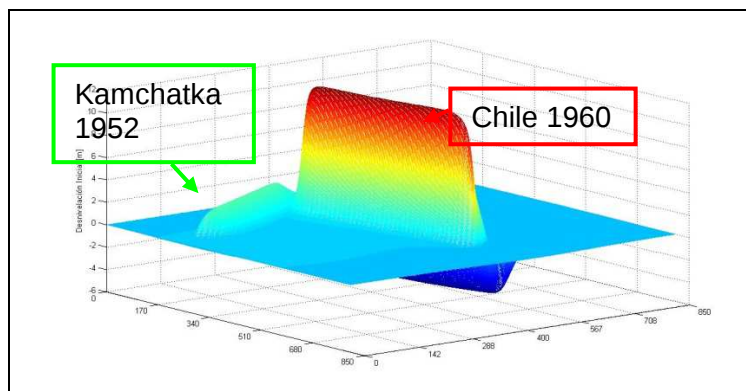


Figura 6-16: Deformación inicial del fondo marino, Kamchatka 1952
(Fuente: Elaboración propia)

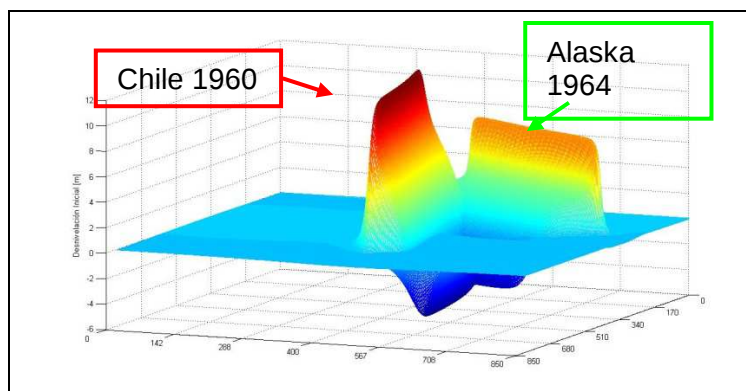


Figura 6-17: Deformación inicial del fondo marino, Alaska 1964
(Fuente: Elaboración propia)

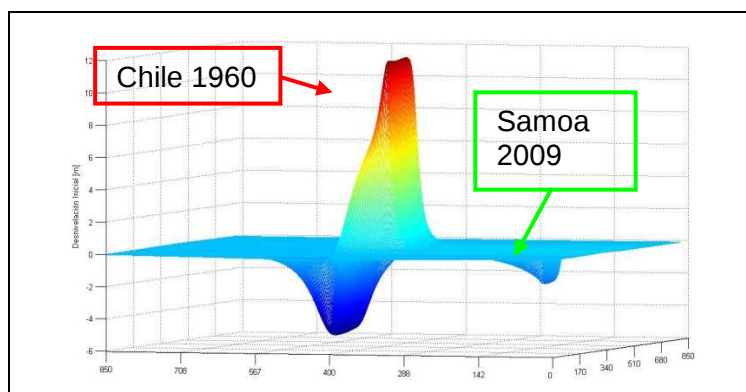


Figura 6-18: Deformación inicial del fondo marino, Samoa 2009
(Fuente: Elaboración propia)

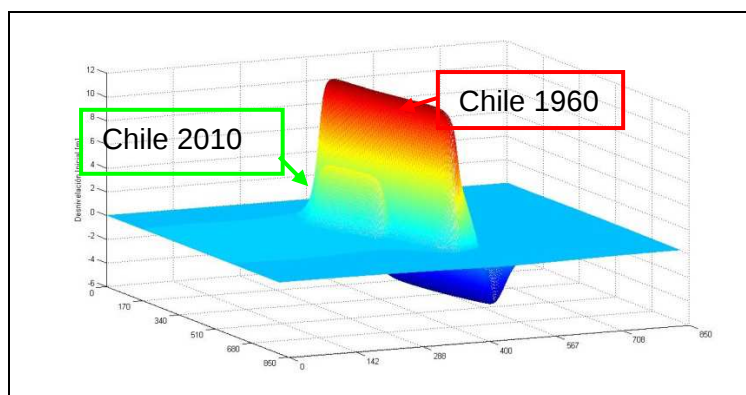


Figura 6-19: Deformación inicial del fondo marino, Chile 2010
(Fuente: Elaboración propia)

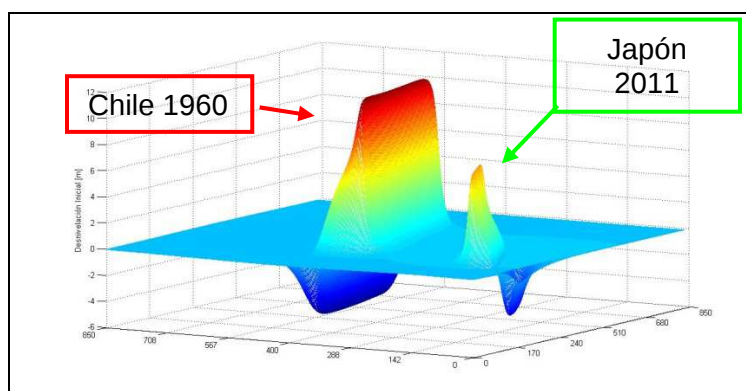


Figura 6-20: Deformación inicial del fondo marino, Japón 2011

(Fuente: Elaboración propia)

La deformación vertical máxima para cada caso se presentan en la Tabla 6-6.

Tabla 6-6: Desplazamiento vertical del fondo marino

(Fuente: Elaboración propia)

Caso	Desnivelación [m]
Chile, 1877	5.7
Aleutianas (a), 1946	5.9
Aleutianas (b), 1946	4.5
Kamchatka, 1952	3.4
Chile, 1960	11.8
Alaska, 1964	7.5
Samoa, 2009	1.9(*)
Chile, 2010	5.2
Japón, 2011	6.0

(*) Desnivelación negativa.

De los resultados obtenidos anteriormente se puede observar lo siguiente:

- La máxima deformación vertical corresponde al evento producido en Chile el año 1960, mientras que la mínima se produjo en Samoa en el 2009, con una deformación negativa. Respecto de esta última, el ángulo de desplazamiento (slip angle) propuesto en la Ref. 2 es negativo, tanto para el modelo indicado por la USGS como el de Harvard Global CMT Project Moment Tensor Solution, explicando el motivo por la cual el arribo a la costa ocurriera en el seno de la onda.
- Se observa que los eventos de Chile 1960 y Alaska 1964, poseen características similares en cuanto a la deformación inicial.
- Los autores del estudio del tsunami de Aleutianas 1946 (Ref. 41), analizaron distintos anchos y dislocaciones de falla, comparando la propagación de la onda de tsunami en diferentes estaciones mareográficas. La variación entre las deformaciones iniciales es de 1.38 [m].

- Si bien el terremoto de Japón el 2011 fue el mayor en su historia sísmica (registrada), la deformación inicial del fondo marino fue de 6 [m] (50% menor que el de Chile 1960), explicando de cierta manera el por qué los eventos producidos en dicha localidad no han afectado significativamente las costas chilenas.
- El evento producido en Chile el año 2010, corresponde al segundo mayor en su historia, produjo una desnivelación inicial de 5.2 [m], siendo aproximadamente 50% menor a su antecesor en importancia (sismo 1960).
- El suceso generado en la costa Norte de Chile el año 1877, a pesar de tener una magnitud más baja que el ocurrido el 2010, produce una deformación inicial mayor, ya que este último tiene una profundidad focal menor.

6.3 COMPARACIÓN ALTURA DE OLA EN CUALQUIER PUNTO USANDO LA ECUACIÓN DE RADIACIÓN PROPUESTA

Para validar la formulación propuesta para el cálculo de la altura de ola en algún punto determinado del Océano (Ecuación (77)), se utiliza la información de los tsunamis de Samoa 2009, Chile 2010 y Japón 2011, ya que estos cuentan con información mareográfica (Boyas DART) y además han sido modelados numéricamente por la NOAA.

Con la finalidad de simplificar el cálculo, se realiza el supuesto que la longitud de la onda de tsunami es del mismo orden que la longitud de la falla sísmica, por lo tanto esta ecuación puede ser expresada de la siguiente manera:

$$H = 2Z \sqrt{\frac{W_f}{P}} \quad \text{Ecuación (83)}$$

Esta ecuación será usada para determinar la altura de ola en los cálculos que siguen.

6.3.1 RESULTADOS TSUNAMI SAMOA 2009

En la Tabla 6-7 se presenta la comparación de los cálculos obtenidos al implementar la Ecuación de Radiación, versus los registros de las estaciones mareográficas DART 51426, DART 32412 y DART 32401.

Tabla 6-7: Cálculo altura de ola en boyas DART, Samoa 2009

(Fuente: Elaboración propia)

DART	Distancia [Km]	H _{calculada} [m]	H _{medido} [m]	Error [m]	Error [%]
51426	974	0.315	0.35	-0.035	-9.9%
32412	9142	0.103	0.11	-0.007	-6.4%
32401	10500	0.096	0.1	-0.004	-3.9%

Los resultados muestran una buena aproximación entre lo calculado y lo medido, con errores porcentuales que van desde aproximadamente 4% a 10%. Se debe poner especial cuidado en

dicho error puesto que las diferencias son **centimétricas con una máxima de 3.5 [cm]**, por ende, los resultados obtenidos son considerados aceptables.

La Figura 6-21 muestra la comparación entre la medición DART (línea azul), el modelo y la Ecuación de Radiación (línea roja), dando cuenta del buen ajuste logrado.

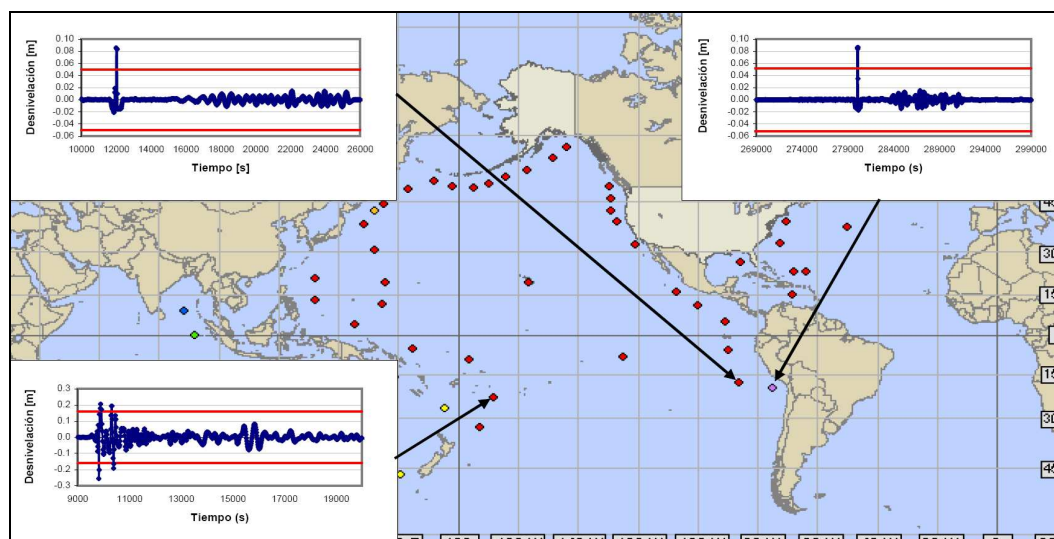


Figura 6-21: Comparaciones entre las estaciones DART y Ecuación (83), Samoa 2009

(Fuente: Modificado de Ref. 61)

En la Figura 6-22 se presenta la gráfica de la altura calculada versus la altura medida, en color negro se muestra la línea de tendencia, mientras que en azul se dibuja una línea auxiliar indicativa de cómo debería ser el mejor ajuste. De dicha figura se aprecia claramente el buen ajuste de los resultados obtenidos al aplicar la Ecuación de Radiación, con una línea de tendencia con pendiente cercana a 1.

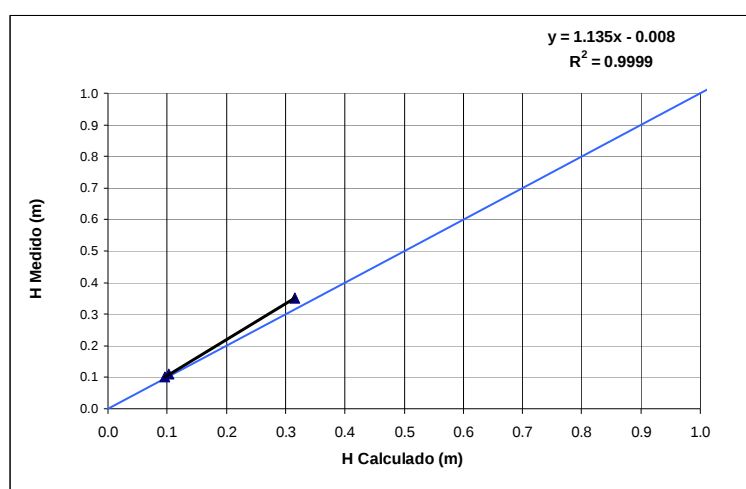


Figura 6-22: Comparación altura calculada versus altura medida, Samoa 2009

(Fuente: Elaboración propia)

6.3.2 RESULTADOS TSUNAMI CHILE 2010

Para el tsunami del 27 de febrero de 2010, la NOAA implementando el modelo MOST, realizó una simulación de este evento, comparando la evolución de la onda de tsunami con distintas estaciones DART. Esta información es utilizada como una base para la verificación y validación de la ecuación (83), con los resultados que se exponen en la Tabla 6-8.

Tabla 6-8: Cálculo altura de ola en boyas DART, Chile 2010

(Fuente: Elaboración propia)

DART	Distancia [Km]	Hcalculada [m]	Hmedido [m]	H MOST [m]	Error [m]	Error [%]	Error MOST [%]
32412	2350	0.86	0.35	0.51	0.51	146%	46%
51406	8940	0.44	0.39	0.50	0.05	13%	28%
52401	14850	0.34	0.16	0.19	0.18	113%	19%
52402	14500	0.35	0.08	0.16	0.27	338%	100%
21418	16300	0.33	0.26	0.32	0.07	27%	23%

$H_{calculada}$, representa la altura de ola obtenida utilizando la ecuación de radiación.

La Figura 6-23 muestra la comparación entre la medición DART (línea azul), el modelo MOST (línea roja) y la Ecuación (83) (línea verde).

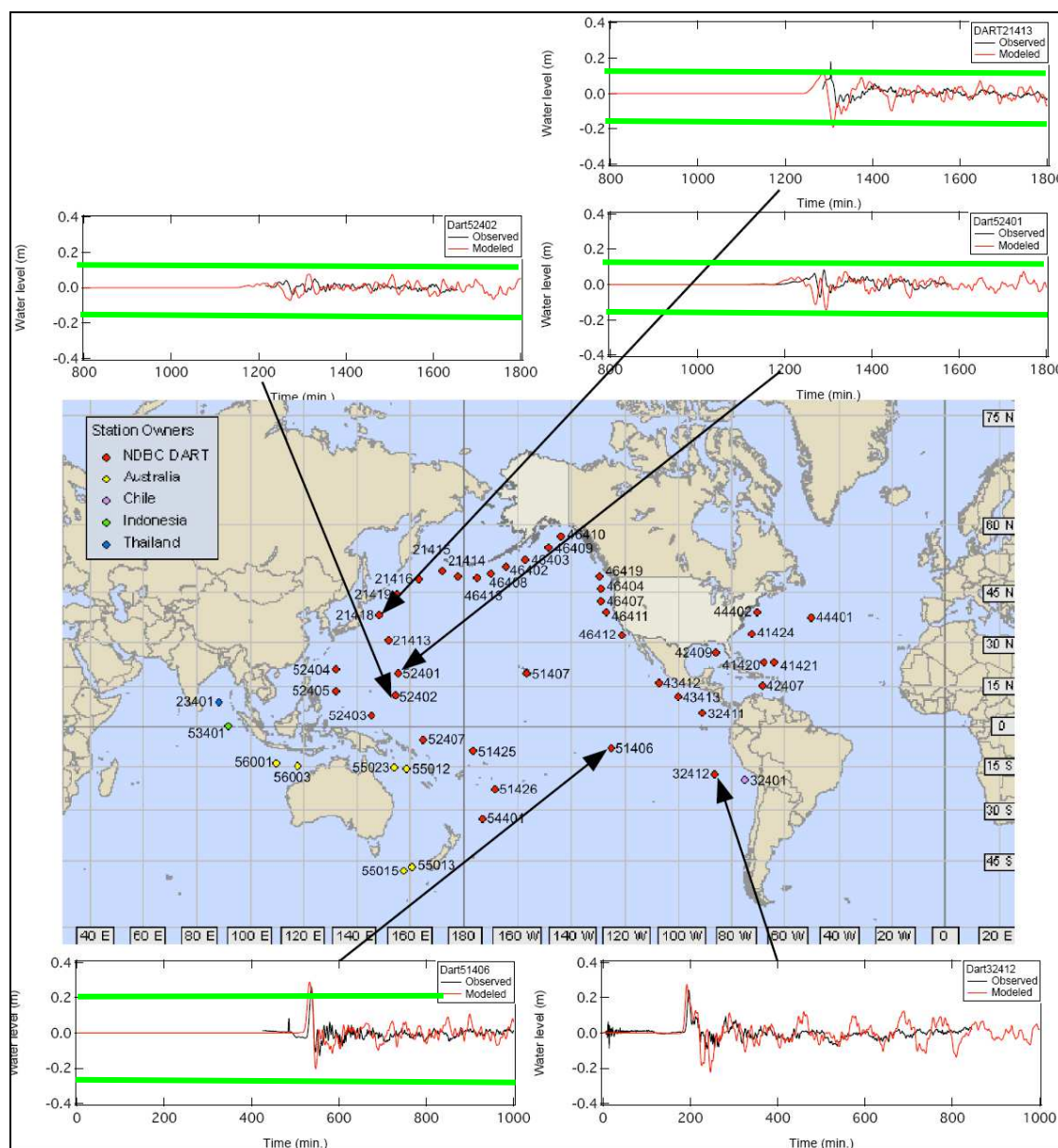


Figura 6-23: Comparaciones entre las estaciones DART, MOST y Ecuación (83)

(Fuente: Modificado de Ref. 63)

De la Figura 6-23, se puede observar que la formulación propuesta predice de buena manera el Peak inicial de la onda, sobreprediciendo la altura de ola en todos los casos en cuestión, siendo esta diferencia del orden de centímetros, la mínima diferencia fue de 0.05 [m] para la Boya DART 51406 ubicada a 8940 [km] de la fuente generadora, mientras que la máxima fue de 0.51 [m], en la Boya DART 32412 ubicada a 2350 [km] de la fuente generadora.

La comparación gráfica obtenida de la Boya DART 32412 no es expuesta en la Figura 6-23, ya que la altura de ola calculada es de 0.86 [m] (amplitud de 0.43 [m]), escapándose de los límites del gráfico.

En la Figura 6-24 se presenta la gráfica de la altura calculada versus la altura medida, en color negro se muestra la línea de tendencia, mientras que en azul se dibuja una línea auxiliar indicativa de cómo debería ser el mejor ajuste. De dicha figura se aprecia claramente una dispersión en los resultados, la que se asociada a las diferencias en las alturas obtenidas en las boyas DART 31412, 52401 y 52402.

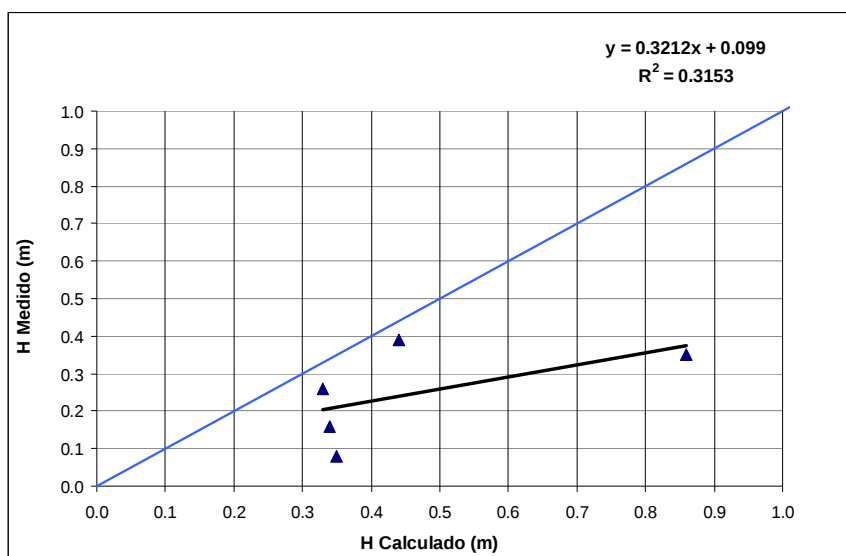


Figura 6-24: Comparación altura calculada versus altura medida, Chile 2010

(Fuente: Elaboración propia)

Si bien en el numeral 4.5.4 de la presente memoria se demostró que ni la fricción de fondo ni la viscosidad eran relevantes en la pérdida de energía del tsunami en su propagación, las formas de fondo del lecho marino en el sector de las boyas DART 52401 y 52402 (ver Figura 6-25) si generan pérdidas de energía de la onda de tsunami, situación que se aprecia claramente en las mediciones obtenidas en dichas boyas.

Debido a que la Ecuación de Radiación no incluye términos asociados a las pérdidas de energía por fricción de fondo u otro mecanismo, ni tiene incorporada la refracción, sumado a que la boya DART 32401 se encuentra muy próxima a la zona de generación o que por su ubicación esté afecta a refracción, es que se utilizará para la validación de la Ecuación, las boyas que no estén influenciadas por los efectos antes mencionados. Lamentablemente las otras boyas ubicadas en la dirección principal de la onda de tsunami no estaban en funcionamiento, lo que significa, que la validación será efectuada solamente tomando en cuenta la información de las estaciones DART 51406 y 21418.

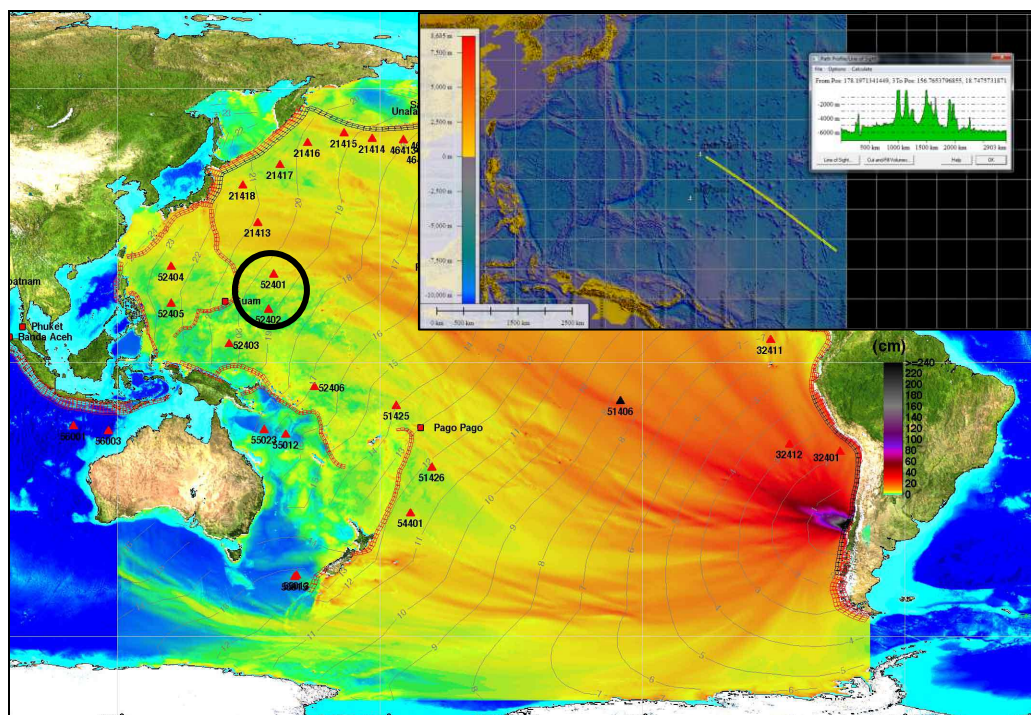


Figura 6-25: Modelación MOST y Batimetría sector boyas DART 52401 y 52402

(Fuente: Modificado de Ref. 58)

Luego, graficando solamente los resultados obtenidos en las boyas DART 51406 y 21418, se observa un buen ajuste entre lo medido y lo calculado. Al igual que en el evento de Samoa 2009, la línea de tendencia tiene una pendiente cercana a 1, sumado a ello, se observa que los resultados en ambas boyas tienen un error menor que el error del modelo MOST.

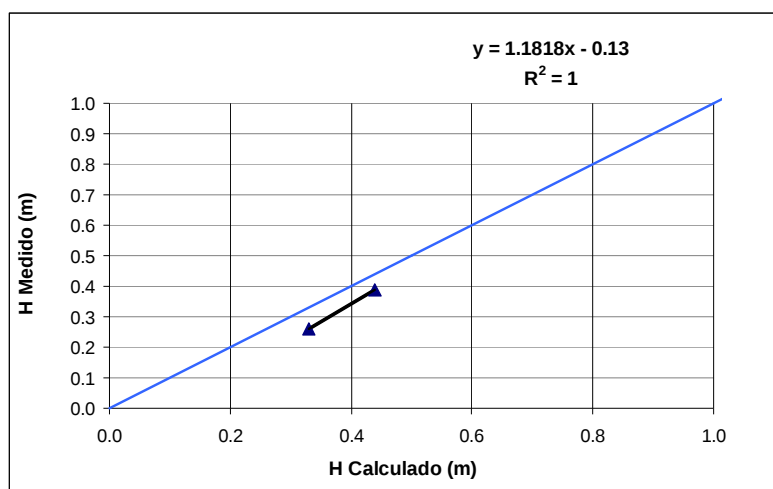


Figura 6-26: Comparación altura calculada versus altura medida para las boyas DART 51406 y 21418, Chile 2010

(Fuente: Elaboración propia)

6.3.2.1 ANÁLISIS DE LA FORMULACIÓN PROPUESTA PARA EL CASO DE JUAN FERNÁNDEZ

Como se expuso en el capítulo 4.7.1.8, el sismo ocurrió a las 03:34 AM (hora local), según el informe realizado en la Ref. 9. El tsunami en Juan Fernández arribó a las costas de la Isla Robinson Crusoe a partir de las 03:42 AM con leves anomalías en el mar, luego dos olas se hicieron sentir a contar de las 04:23 AM, es decir, 49 minutos después de ocurrido el evento.

Para realizar un análisis sencillo, que permita estimar el tiempo en que esta onda alcanzaría la isla, se deben considerar los siguientes supuestos:

- La longitud de la onda de tsunami es del orden del largo de la falla.
- La profundidad media del Océano Pacífico es constante en 4000 [m].

De acuerdo a la Teoría Lineal del Oleaje para el caso de ondas largas, la celeridad viene dada por la siguiente expresión:

$$c = \sqrt{gd};$$

Donde:

g : Aceleración de gravedad
d : Profundidad del océano

Por lo tanto $c = 198$ [m/s]

Considerando que el tiempo recorrido (t) de la onda desde su epicentro hasta Juan Fernández es igual a la distancia (r) por la celeridad de la misma (c) resulta:

$$t = \frac{550000 \text{ [m]}}{198 \text{ [m/s]}} = 2778 \text{ [s]} = 46.3 \text{ [min]}$$

Del resultado obtenido se observa una diferencia de 2.7 [min], lo que es una aproximación adecuada considerando los supuestos realizados.

La altura de ola solo es comparada con los resultados del modelo MOST (NOAA), (ver Figura 6-28), ya que el mareógrafo instalado en Juan Fernández dejó de registrar tras el arribo de la onda de tsunami.

La altura de ola obtenida en Juan Fernández con la Ecuación de Radiación es de 1.78 [m], es decir, una amplitud de 0.89 [m]; mientras que en el modelo MOST, la amplitud de la onda está en el rango de 0.8 a 1.2 [m] de acuerdo a lo observado en la Figura 6-23 (de manera aproximada se puede considerar una amplitud de 1 [m]), por lo tanto, la ecuación propuesta se ajusta adecuadamente a los resultados de la simulación numérica, sin embargo, se debe tener precaución con este resultado, puesto que se ha demostrado que la Ecuación de Radiación no predice adecuadamente las alturas de ondas en sectores cercanos a la fuente generadora del tsunami.

El resultado del análisis de altura de ola con la formulación propuesta se presenta en la Tabla 6-9.

Tabla 6-9: Altura de ola Juan Fernández, Chile 2010

(Fuente: Elaboración propia)

Distancia [Km]	Amplitud MOST [m]	H2 [m]	Amplitud [m]	Error [m]	Error [%]
550	1.00	1.78	0.89	0.11	11%

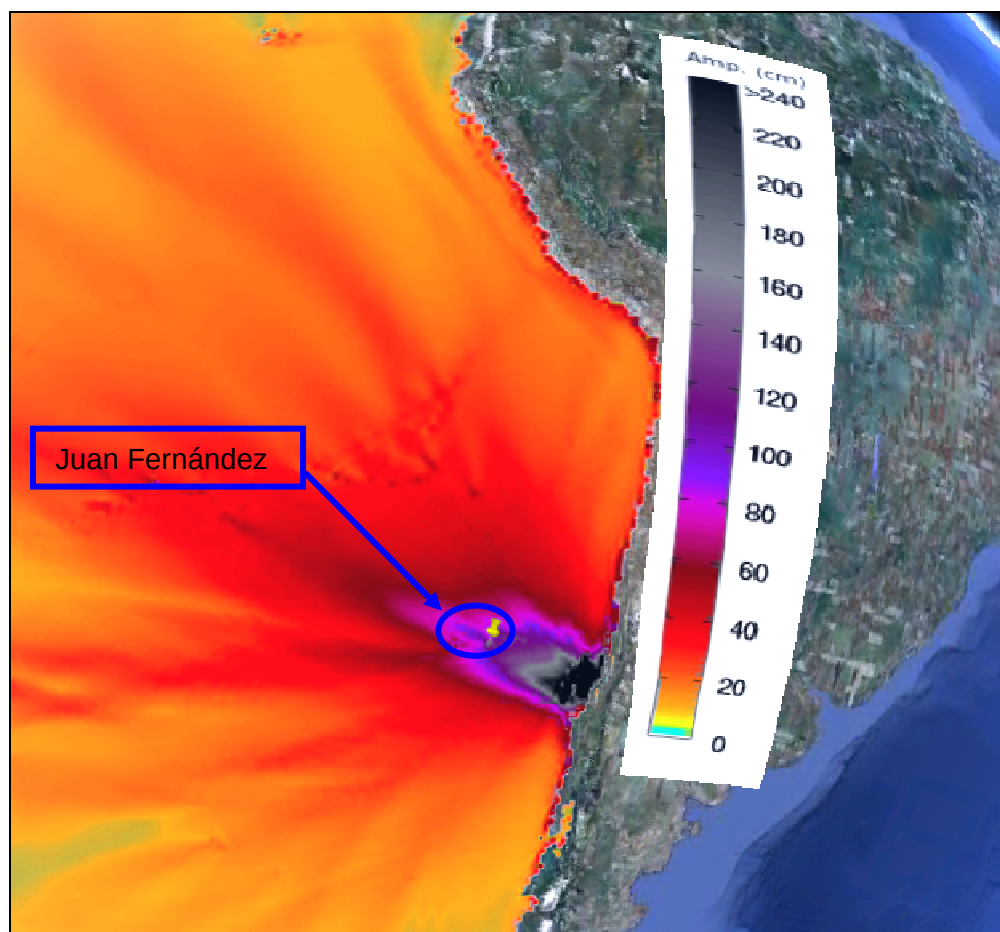


Figura 6-27: Modelo Global MOST, Chile 2010

(Fuente: Modificado de Ref. 58)

6.3.3 RESULTADOS TSUNAMI JAPÓN 2011

Para el tsunami del 11 de marzo de 2011, se comparó la evolución de la onda de tsunami con distintas estaciones DART. Esta información es utilizada como una base para la verificación y validación de la Ecuación de Radiación, con los resultados que exponen en la Tabla 6-10.

Tabla 6-10: Cálculo altura de ola en boyas DART, Japón 2011

(Fuente: Elaboración propia)

DART	Distancia [Km]	H _{calculada} [m]	H _{medido} [m]	Diferencia[m]	Diferencia [%]
51407	6220	0.74	0.47	0.27	58%
51406	10750	0.57	0.31	0.26	82%
32412	14760	0.48	0.21	0.27	130%
32401	15860	0.47	0.20	0.27	133%

H_{calculada}, representa la altura de ola obtenida utilizando la ecuación de radiación.

Si bien la diferencia porcentual expuesta en la Tabla 6-10 en algunos casos llega al 133%, se debe tener presente que lo calculado y medido difieren entre sí en un **orden de magnitud de centímetros**, por ende, los resultados obtenidos son considerados aceptables.

La Figura 6-28 muestra la comparación entre la medición de la distintas Boyas DART distribuidas en el Pacífico (línea azul) y la Ecuación de Radiación (línea roja), observándose que la formulación propuesta predice de manera adecuada la magnitud de la onda, sobreprediciendo la altura de ola en todos los casos en cuestión, siendo esta diferencia del orden de centímetros, la mínima diferencia es de 0.26 [m] para la Boya DART 51406, mientras que la máxima diferencia es de 0.27 [m].

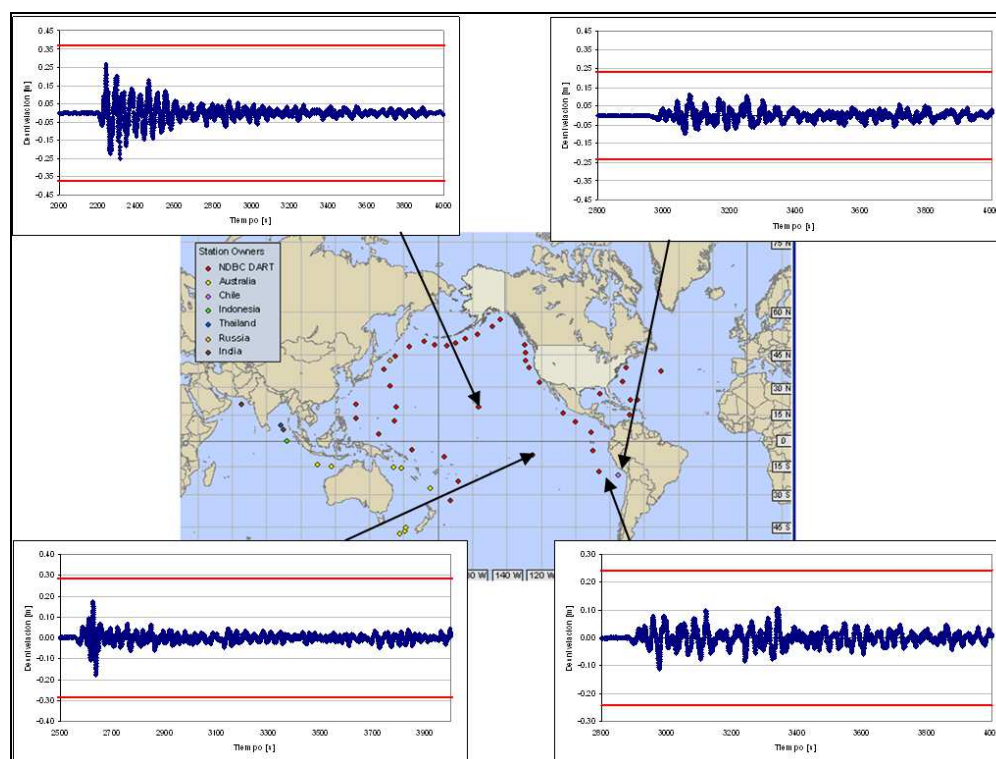


Figura 6-28: Comparaciones entre las estaciones DART, y Ecuación de Radiación

(Fuente: Modificado de Ref. 61)

En la Figura 6-29 se presenta la gráfica de la altura calculada versus la altura medida, en color negro se muestra la línea de tendencia, mientras que en azul se dibuja una línea auxiliar indicativa de cómo debería ser el mejor ajuste. De dicha figura se aprecia un buen ajuste de los resultados obtenidos al aplicar la Ecuación de Radiación, sin embargo, para este caso en particular se observa un desplazamiento constante de la línea de tendencia.

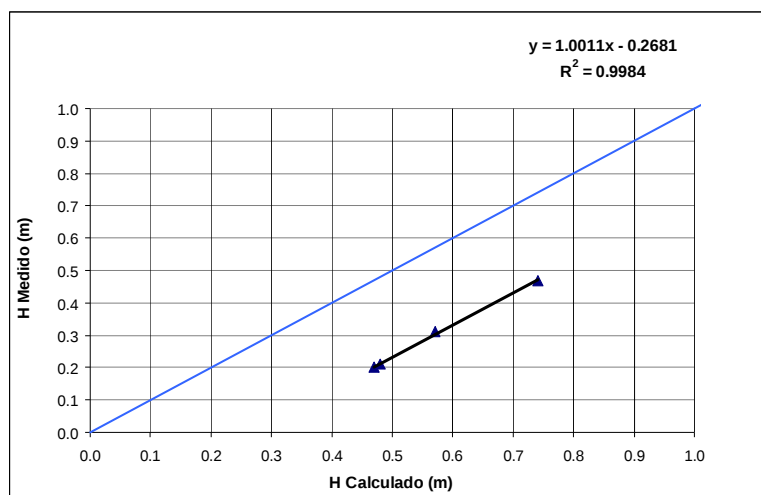


Figura 6-29: Comparación altura calculada versus altura medida, Japón 2011.

(Fuente: Elaboración propia)

Pese a que en esta caso en particular se aprecia una diferencia prácticamente constante en torno a los 0.27 [m], se debe rescatar lo siguiente:

- La línea de la tendencia tiene una pendiente muy próxima a la unidad, lo que indica que de alguna manera lo medido y lo calculado tienen relación, es decir, se está representando adecuadamente el fenómeno.
- Por otro lado, las diferencias en las alturas de olas obtenidas tanto en las mediciones de las boyas DART como en las diferencias en las alturas de las olas calculadas en las mismas ubicaciones de las boyas, son muy similares, tal como se muestra a continuación:

Diferencia entre las mediciones de las Boyas DART

DART 51407-51406	0.16	[m]
DART 51406-32412	0.10	[m]
DART 32412-32401	0.01	[m]

Diferencia entre lo Calculado (Ecuación de Radiación)

DART 51407-51406	0.17	[m]
DART 51406-32412	0.09	[m]
DART 32412-32401	0.01	[m]

Por ejemplo, la boya DART 51406 midió una altura de 0.31 [m] y 0.21 [m] la boya DART 32401, es decir, la diferencia de altura de la onda de tsunami en la propagación desde la boya DART 51406 y 32401 fue de 0.10 [m], mientras que el cálculo a través de la Ecuación de Radiación en la posición de la boya DART 51406 fue de 0.57 [m] y en la posición de la boya DART 32401 fue de 0.48 [m], dando una diferencia de altura de onda de 0.09 [m], muy similar a lo que se midió realmente, lo que se traduce finalmente en una adecuada caracterización del fenómeno analizado.

6.4 APLICACIÓN DE LA EVACUACIÓN DE RADIACIÓN EN EL ESTUDIO DE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO

6.4.1 COMPARACIÓN RESULTADOS DE CHILE 1960, CHILE 1877 Y CHILE 2010 EN JAPÓN Y HAWAI

En el presente acápite se analizan los eventos tsunamígenicos ocurridos en Chile el año 1960, 2010 y 1877, los dos primeros ocurridos en la zona centro – sur del país, mientras que el de 1877 tuvo su origen en la zona norte.

Se examina su influencia en Japón y Hawai, ya que estas fueron las regiones mayormente afectados por el tsunami de 1960.

Se hace uso de la Ecuación de Radiación para evaluar la altura de ola en estos lugares. Los resultados son resumidos en la Tabla 6-11.

Tabla 6-11: Altura de ola esperada según Fórmula propuesta, eventos Chile 1960 y 2010

(Fuente: Elaboración propia)

Lugar Afectado	Japón			Hawai		
Evento	Chile 1960	Chile 2010	Chile 1877	Chile 1960	Chile 2010	Chile 1877
Distancia [km]	16700			10500		
Longitud falla [Km]	1000			450		
Altura de ola [m]	1.03	0.32	0.43	1.29	0.41	0.54
Diferencia altura [m]	-	0.71	0.60	-	0.88	0.75
Diferencia porcentual altura	-	222%	140%	-	215%	139%

(*) Diferencia respecto del evento de 1960.

De lo anteriormente expuesto queda de manifiesto que en términos de altura de ola en Japón (considerando la Ecuación de Radiación) el evento de 1960 es 222% superior al tsunami de 2010, explicando su disparidad en el impacto en el campo lejano.

Respecto de los eventos de Chile 1960 y 1877, existe una diferencia del orden de 140% respecto en las alturas de olas en Japón y Hawai obtenidos a partir de la Ecuación de Radiación. Esto explica el por qué el tsunami de 1960 causó devastación en Japón y Hawai, mientras que el de 1877 si bien tuvo repercusión en el campo lejano, su intensidad fue considerablemente menor.

Según lo expuesto en la Ref. 24 , en Japón la máxima altura de ola para el evento de 1960 se produjo en la localidad de Rikuzen, siendo H : 6.5 [m] y en Hilo Hawai H : 10.5 [m], la cual no coincide con lo expuesto en la Tabla 6-11. Esto se debe a que la ecuación propuesta predice la altura de ola de un tsunami de campo lejano solo cuando este no es afectado por efectos locales batimétricos, cuyos resultados fueron validados en la sección 6.3 para los tsunamis de Samoa 2009, Chile 2010 y Japón 2011, mientras que las alturas de olas según la Ref. 24 están alteradas por efectos locales de cada sector.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La intensa actividad sísmica y tsunamigénica del Pacífico y la incógnita en el por qué eventos ocurridos principalmente en el hemisferio Norte no han afectado de manera significativa las costas de Chile, mientras que eventos como el de 1960 causaron devastación en las regiones de Japón y Hawái, ha motivado a llevar a cabo el presente estudio, en donde se analizaron los efectos relacionados a los siguientes tópicos: i) La cantidad de energía liberada en un sismo, ii) Pérdidas de energía en la propagación de la onda, iii) El efecto de la radiación, donde se propuso una ecuación de fácil uso, iv) La influencia en la propagación de un tsunami al interactuar con la Fosa Chile – Perú y la influencia de la dirección relativa del mismo.

Las conclusiones específicas a cada una de los tópicos mencionados anteriormente son expuestas a continuación:

7.1 EFECTO DE LA FOSA CHILE - PERÚ SOBRE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO

La Fosa Chile – Perú o Fosa de Atacama ejerce una protección natural al arribo de las ondas de tsunami de campo lejano, produciendo reflexión parcial de la misma. Esta aumenta a medida que el período de la onda aumenta y es variable dependiendo de la configuración batimétrica.

Los resultados obtenidos a partir de las modelaciones de los perfiles de la zona norte y centro, cuyas pendientes promedio son similares, arrojan coeficientes de reflexión mayores en el primero de estos, lo que indica que la reflexión es directamente proporcional a la profundidad de la fosa.

Por otra parte, el perfil batimétrico de la zona sur muestra una configuración que prácticamente no tiene fosa, por ello, era de esperar que el coeficiente de reflexión fuese menor respecto de lo obtenido para la zona norte y central, sin embargo, los coeficientes arrojaron resultados del mismo orden de magnitud que los la zona norte, la explicación sería la mayor pendiente en el sur.

El ensayo realizado para evaluar ante una misma condición de onda incidente una configuración sin fosa y con fosa, indica que para este último caso en particular el efecto de dicha fosa aumenta la energía reflejada en un 29%.

7.2 EFECTO DE LA TRANSFORMACIÓN Y DISIPACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

7.2.1 EFECTO DE LA DISIPACIÓN

Un tsunami propagándose miles de kilómetros desde su fuente generadora prácticamente no tiene pérdidas de energía por fricción de fondo y viscosidad, de acuerdo a la evaluación realizada con las ecuaciones empíricas y en modelo numérico.

La conclusión anterior aplica cuando el tsunami se propaga en un fondo prácticamente plano, sin embargo, se evidenciaron pérdidas de energía debido a las formas de fondo del lecho marino en el sector de las boyas DART 52401 y 52402, para el evento de Chile 2010.

7.2.2 EFECTO DE LA RADIACIÓN

La ecuación propuesta para cuantificar el efecto de la radiación que permite calcular la altura de ola de un tsunami considerando los parámetros de la falla del sismo, fue validada con los eventos de Samoa 2009, Chile 2010 y Japón 2011. Los resultados son satisfactorios y tienen variaciones del orden de centímetros respecto a las mediciones de los mareógrafos considerados en el análisis. Se debe tener presente que esta ecuación es válida en situaciones donde la onda de tsunami no se vea alterada por efectos locales batimétricos que producen deformaciones de la misma, fricción de fondo ni refracción.

El efecto de radiación de la onda es la principal causante de la disminución de la altura de ola de un tsunami de campo lejano, debido a que al ir aumentando el frente de oleaje, la energía que debe conservarse es distribuida en un área geográfica cada vez mayor a medida que el tsunami avanza.

Dado que la intensidad disminuye a medida que el área de la onda propagándose aumenta y que esta área es la misma para un tsunami que va desde o hacia Chile, es que la potencia inicial cobra mayor importancia, quedando demostrado que en Chile ha sido mayor que en otras latitudes, de ahí la disparidad en las consecuencias en el campo lejano.

7.3 EFECTO DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA DE LA ONDA DE TSUNAMI EN LA FOSA

Del análisis realizado, se puede establecer que los tsunamis de campo lejano provenientes desde Japón, Aleutianas, Alaska y Kamchatka pueden ser analizados como incidencia normal, ya que los ángulos de aproximación son menores al crítico, lo que implica que la reflexión es parcial y no total.

7.4 TSUNAMIS TRANSOCÉANICOS OCURRIDOS

De acuerdo al análisis realizado entre los eventos de Chile 1877 y Chile 2010, siendo este último de mayor magnitud que el primero, se aprecia que esto no se vio reflejado en las consecuencias en el campo lejano, ya que aunque el evento de 2010 tuvo mayor liberación de energía, el de 1877 tuvo una profundidad focal menor, lo que produjo que la desnivelación inicial fuera mayor en este caso, por ende, se puede concluir entonces que la parte crítica no es la cantidad de energía liberada por el sismo, sino que la cantidad de agua desplazada por el mismo, que se ve reflejado en el cálculo de la desnivelación inicial del fondo marino y validado por la Ecuación de Radiación.

De acuerdo a la información recopilada, algunos eventos de campo lejano que sí han afectado las costas chilenas son: Aleutianas 1946, Kamchatka 1952 y Alaska 1964, siendo la localidad de Dichato la más afectada ante tales tsunamis, sin embargo, la influencia sobre nuestras costas no causó pérdidas de vidas humanas y su impacto fue poco significativo,

manifestándose principalmente como “Generalmente observado” según la escala de Papadopoulos – Imamura.

El tsunami de 1960 en Chile causó devastación en lugares como Japón y Hawai produciendo muertes y cuantiosos daños materiales en dichas localidades. Este evento resultó ser el que produjo la mayor desnivelación inicial del fondo marino y corresponde al sismo con la más alta magnitud registrada en la historia de la humanidad.

El tsunami generado en Japón el año 2011, pese a ser el mayor en su historia sísmica, tuvo una deformación inicial del fondo marino fue de 6.0 metros (calculada con la fórmula de Okada 1985), explicando de alguna manera el por qué los eventos producidos en dicha localidad no han afectado significativamente las costas chilenas.

La localidad de Antofagasta es la que tuvo menor impacto en los tsunamis de campo lejano estudiados, esto puede ser producto de la protección natural para la incidencia de un tsunami desde el cuarto cuadrante, a diferencia de las otras localidades que tienen alturas de olas similares, encontrándose desprotegidas desde el noroeste.

7.5 RECOMENDACIONES

La sencilla ecuación de radiación propuesta podría ser utilizada como estimador por las organizaciones en Chile con el fin de complementar una estimación de alerta temprana de la influencia de un tsunami en las costas de Juan Fernández e Isla de Pascua.

Del análisis de los documentos de prensa, es necesario estudiar los efectos locales.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ref. 1** **Ambraseys N.N. 1962.** Data for investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París
- Ref. 2** **Annunziato A. & G. Franchello & E. Ulutas & T. De Groeve. 2009.** Simulación 29 september 2009 Samoa tsunami. European Commission. Joint Research Centre. Luxembourg.
- Ref. 3** **Atwater B. et.al. 2010. Sobreviviendo a un tsunami: lecciones de Chile, Hawai y Japón.** Departamento del Interior de los EE.UU. Servicio Geológico de los EE.UU.
- Ref. 4** **Ávila A. & A. Pedrozo & R. Silva & D. J.Simmonds. 2005.** Predicción de la inundación generada por tsunamis en la costa pacífica mexicana. Ingeniería Hidráulica en México, México.
- Ref. 5** **Earthquake Engineering Research Institute EERI. 2011.** The Japan Tohoku Tsunami of March 11, Oakland (EEUU).
- Ref. 6** **Eisenberg, A., Belmonte, A. 2011.** Estudio de amenaza sísmica en la Bahía de San Vicente, Santiago.
- Ref. 7** **Enríquez A. 2012.** Tsunami Inundation Mapping Project, Chile.
- Ref. 8** **Goda Y. 2000.** Random seas and design of maritime structures (2nd edition). advanced series on ocean engineering. Singapur
- Ref. 9** **Grupo de Ingeniería Civil Oceánica. 2010.** Evaluación del tsunami del 27-02-2010 en poblado de San Juan Bautista, Isla Robinson Crusoe, Archipiélago Juan Fernández. Universidad de Valparaíso. Viña del Mar.
- Ref. 10** **Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. 2000.** Documentos de Referencia. Universidad de Cantabria. España.
- Ref. 11** **Gusiakov V. K. 2001.** Tsunami Red', 'green' and 'blue' Pacific tsunamigenic earthquakes and their relation with conditions of oceanic sedimentation. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 12** **Gusiakov V. K. 2008.** Tsunami history - recorded. Tsunami Laboratory, Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. Rusia.
- Ref. 13** **Imamura F. & A. Cevdet & G. Ozyurt. 2006.** Tsunami Modelling Manual (TUNAMI model). Japón.
- Ref. 14** **Hatori T. 1986.** Classification of tsunami magnitude scale. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.

- Ref. 15 Shunichi Koshimura, Masashi Matsuoka, Masafumi Matsuyama, Takumi Yoshii, Erick Mas, Cesar Jimenez and Fumio Yamazaki. 2010.** Field survey of the 2010 tsunami in Chile.
- Ref. 16 Kajiura K. 1970.** Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. En: Predicción de la inundación generada por tsunamis en la costa pacífica mexicana. Ingeniería Hidráulica en México, México.
- Ref. 17 Kanamori H. 1975.** Re- Examination of the Earth's Free Oscillations Exited by the Kamchatka Earthquake of November 4, 1952. Sismological Laboratoty, California Institute of Technology, Pasadena, California (EEUU).
- Ref. 18 Kim D. & P. Lynett & Scott A. & Socolofsky. 2009.** A depth-integrated model for weakly dispersive, turbulent, and rotational fluid flows. Elsevier Ltd. Texas.
- Ref. 19 Kinsman B. 1965.** Wind Waves, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Ref. 20 Koshimura S. & G. Imamura. 2010.** Modeling the Tsunami of 27 February 2010 in Chile Preliminary Results. Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering Tohoku University. Tohoku.
- Ref. 21 Kulikov E.A., Gonzalez F. I. 1995.** Reconstruction of the shape of a tsunami signal at the source by measurements of hydrostatic pressure oscillations using a remote bottom sensor En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 22 Lagos M. & D. Gutiérrez. 2005.** Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile. Revista de Geografía Norte Grande. Chile.
- Ref. 23 Levin B. & M. Nosov. 2009.** Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. Rusia.
- Ref. 24 Lida K. & Doak C. & G. Pararas-Carayannis. 1967.** Preliminary catalogo of tsunamis occurring in the Pacific Ocean. Univ. Hawaii, Inst. Geophys.
- Ref. 25 Lida K. 1970.** The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 26 Lynett P. 2007.** Effect of a Shallow Water Obstruction on Long Wave Runup and Overland Flow Velocity. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering © asce.
- Ref. 27 Lynett P. & P.L.-F. Liu. 2008.** Modeling Wave Generation, Evolution, and Interaction with Depth-Integrated, Dispersive Wave Equations COULWAVE Code Manual Cornell University Long and Intermediate Wave Modeling Package v. 2.0. Cornell University. Nueva York.
- Ref. 28 Lynett P. 2010.** Tsunami impacts in harbors. 26th International Conference for Seaports & Maritime Transport " Integration For a Better Future ".

- Ref. 29** Magne R. & K.A. Belibassakis & T.H.C Herbers & F. Arduin W.C. O'Reill & V. Rey. 2008. Evolution of surface gravity waves over a submarine canyon. Journal of Geophysical Research.
- Ref. 30** Mazova R. Kh., Pelinovsky E.N., Soloviev S. L. 1983. Statistical data on the character of the runup of tsunami waves. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 31** Monárdez P. & Salinas R. 2011. Complex Hydrodynamics of Local Tsunamis in Chile. Santiago.
- Ref. 32** Murty T. S. & Loomis H. G. 1980. A new objective tsunami magnitude scale. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 33** Okada Y. 1986. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seismol. Soc. Am. 75(4) 1135–1154.
- Ref. 34** Papadopoulos G. A., Imamura F. 2001. A Proposal for a new tsunami intensity scale. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 35** Pelinovsky E. N. 1996. Hydrodynamics of tsunami waves. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 36** Sieberg A. 1927. Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V, París.
- Ref. 37** Soloviev S. L., Go C.N. 1974. Catalogue of tsunamis on the western coast of the Pacific Ocean. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 38** Soloviev S. L., Go C.N. 1975. Catalogue of tsunamis on the eastern coast of the Pacific Ocean. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 39** Soloviev S. L., Go C.N., Kim Kh. S. 1986. Catalogue of tsunamis in the Pacific Ocean. En: Levin B. & M. Nosov. 2009. Physics of tsunamis. Springer Science + Business Media B.V. París.
- Ref. 40** Tanioka Y. & T. Seno. 2001a. Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake. Geophysical Research Letters, Vol. 28, NO. 17, Páginas 3389 - 3392. Japón.
- Ref. 41** Tanioka Y. & T. Seno. 2001b. Detailed analysis of tsunami waveforms generated by the 1946 Aleutian tsunami earthquake. Natural Hazards and Earth System Sciences. Japón.
- Ref. 42** Thais L. & G. Chapalain & H. Smaoui. 1990. Reynolds number variation in oscillatory boundary layers Part I. Purely oscillatory motion. Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, UMR-CNRS 8577, Université des Sciences et Technologies. Francia.

Ref. 43 Titov V. & F. González. 1997. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112. Pacific Marine Environmental Laboratory. Seattle.

Ref. 44 Tso-Ren Wu. T. 2011. The potential tsunami threats from the South China Sea and hazard mitigation. National Central University. Taiwan.

Ref. 45 UNESCO-IOC. 2006. Tsunami Glossary. París.

Ref. 46 U.S. Indian Ocean Tsunami Warning System Program. 2007. Tsunami Warning Center Reference Guide. Tailandia.

Ref. 47 Van Rijn L. 1998. Principles of Coastal Morphology. Aqua Publications. Amsterdam

Ref. 48 Wang X. & P.L.-F. Liu. 2007. Preliminary Numerical Simulation of 1964 Alaska Tsunami. School of Civil & Environmental Engineering Cornell University. Nueva York.

Ref. 49 Wang X. 2009. Tsunami user manual for COMCOT version 1.7. Institute of Geological & Nuclear Science, Nueva Zelanda.

SITIOS WEB

Ref. 50 Grupo PRISA. Kalipedia un producto Santillana, España.
<http://cl.kalipedia.com/graficos/perfil-transversal-fosa>. Abril 2010.

Ref. 51 Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Chile.
[http://www.oid.sernageomin.cl/pdf/sala_prensa/presentaciones/seminario_arica/Cartografia_Geologica_Basica_Region_Arica-Parinacota_\(Paula_Cornejo\).pdf](http://www.oid.sernageomin.cl/pdf/sala_prensa/presentaciones/seminario_arica/Cartografia_Geologica_Basica_Region_Arica-Parinacota_(Paula_Cornejo).pdf). Junio 2010.

Ref. 52 Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS Tsunami Laboratory, Novosibirsk, Russia.
http://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php?min_year=1895&max_year=1896&min_depth=0&max_depth=600&min_ms=3.20000004768372&max_ms=9.30000019073486&min_tint=-5.0&max_tint=4.5&min_m=-4.0&max_m=9.0&min_hmax=0.0&max_hmax=525.0&min_mw=5.5&max_mw=9.5&min_mt=6.0&max_mt=9.39999961853027&cause%5B%5D=0&min_lat=-90&max_lat=90&min_lng=-180&max_lng=180&min_n=0&max_n=999®ion_code=0&br=0&source_region=&d%5B%5D=N&d%5B%5D=S&d%5B%5D=M&d%5B%5D=L&min_valid=0&max_valid=4&per_page=25&search=Search+Database. Junio 2010.

Ref. 53 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), EEUU.
http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1960_05_22.php. Julio 2010.

Ref. 54 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), EEUU.
<http://wcatwc.arh.noaa.gov/64quake.htm>. Septiembre 2010.

Ref. 55 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), EEUU.
<http://ptwc.weather.gov/responsibilities.php>. Diciembre 2010.

- Ref. 56** National Oceanic and Atmospheric Administratio (NOAA), EEUU.
<http://www.wrhl.noaa.gov/sew/TheTsunamiWarningSystem.pdf>. Enero 2011.
- Ref. 57** Pontificia Universidad Católica de Chile. <http://www.puc.cl>. Enero 2011.
- Ref. 58** National Oceanic and Atmospheric Administratio (NOAA), EEUU.
<http://nctr.pmel.noaa.gov/chile20100227/>. Enero 2011.
- Ref. 59** National Oceanic and Atmospheric Administratio (NOAA), EEUU.
<http://nctr.pmel.noaa.gov/honshu20110311/>. Marzo 2011.
- Ref. 60** National Oceanic and Atmospheric Administratio (NOAA), EEUU.
<http://www.grdl.noaa.gov/cgi-bin/bathy/bathD.pl>. Marzo 2011.
- Ref. 61** National Oceanic and Atmospheric Administratio (NOAA), EEUU.
<http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>. Julio 2011.
- Ref. 62** <http://maps.google.cl/maps?hl=es&tab=wl>. Septiembre 2011.
- Ref. 63** Disaster Control Research Center Tohoku University. Japón.
http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/events/chile_100227/case1/DARTfig_case1.pdf. Septiembre 2011.
- Ref. 64** Diario la Tercera. http://www.latercera.com/content/680_229781_9.shtml. Septiembre 2011.
- Ref. 65** Diario el Mañana. <http://www.elmanana.com.mx/notas.asp?id=168422>. Septiembre 2011.

ANEXOS

9. ANEXOS

9.1 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO COULWAVE

9.1.1 SENSIBILIDAD DIMENSIONAMIENTO ESPACIAL

En esta sección, se realiza un ejercicio que cuantifica el efecto del espaciamiento (dx) del modelo, con la finalidad de optimizar los tiempos computacionales, para esto se analiza un período T : 20 minutos y una altura de ola H : 1 [m] para el perfil batimétrico mostrado en la Figura 9-1.

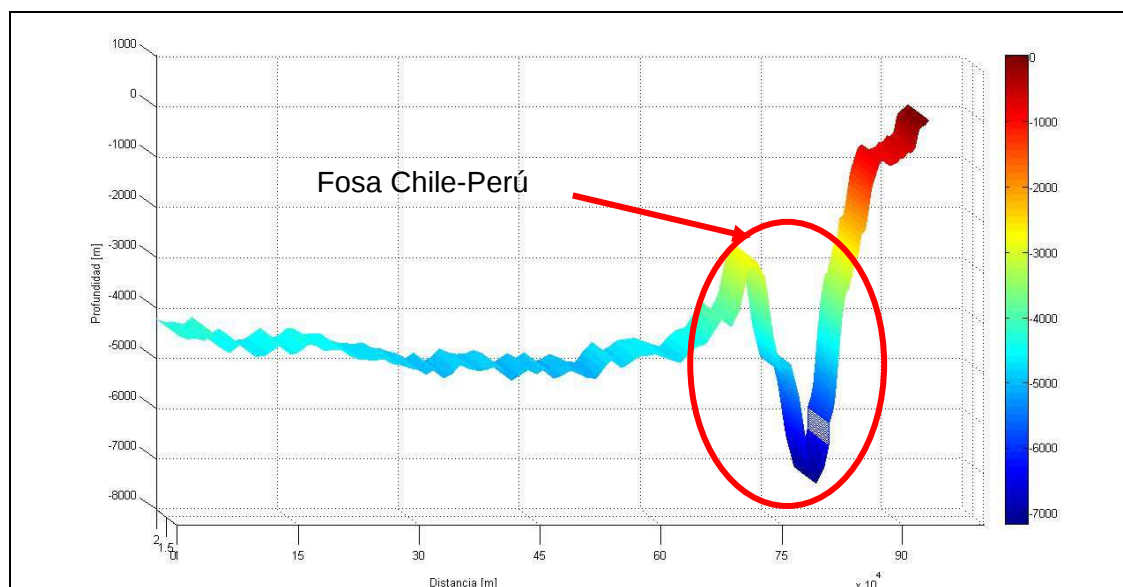


Figura 9-1: Perfil batimétrico Fosa Chile-Perú

(Fuente: Elaboración propia)

Los parámetros utilizados en la modelación son resumidos en la Tabla 9-1, en la cual se observa que los tiempos computacionales aumentan exponencialmente a medida que el espaciamiento decrece, llegando aproximadamente a 7 días de modelación para el caso de un dx : 35 [m], por lo que resultaría extremadamente ineficiente realizar todas las simulaciones de este estudio con tal grilla.

Se debe considerar además, que el caso correspondiente a un dx : 35 [m] fue modelado con una computadora especialmente acondicionada para modelos numéricos.

Los resultados obtenidos de tales simulaciones son expuestos en la Figura 9-2, en donde se aprecia una convergencia aceptable en los resultados de la desnivelación instantánea de la onda, sin embargo, si se realiza un zoom entre los 0 y 2000 [s], se evidencia un desfase de 58 [s] en la propagación de la ola para un espaciamiento de 2130 [m] (Figura 9-3).

Tabla 9-1: Parámetros modelos, sensibilidad grilla**(Fuente: Elaboración propia)**

dx (m)	dt (s)	Co [m/s]	Courant	Tiempo simulación (hr)	Tiempo Computacional	Características PC
35	0.0434	204.5	0.25	2.8	7.0 [días]	Intel core 2 quad 2.66GHZ, 3 Gb de ram
213	0.26	204.5	0.25	2.8	12.5 [horas]	AMD Turion (MK) 2.2 GHZ, 1.43Gb de ram
426	0.52	204.5	0.25	2.8	1.1 [horas]	AMD Turion (MK) 2.2 GHZ, 1.43Gb de ram
852	1.04	204.5	0.25	2.8	12.1 [minutos]	AMD Turion (MK) 2.2 GHZ, 1.43Gb de ram
2130	2.61	204.5	0.25	2.8	1.1 [minutos]	AMD Turion (MK) 2.2 GHZ, 1.43Gb de ram

La Tabla 9-2 muestra los tiempos de arribo de las máximas y mínimas amplitudes en cada uno de los tamaños de grilla estudiados. De esta se desprende que el desfase no afecta la amplitud de la onda en un punto de control en el perfil batimétrico analizado. Se observa que el tiempo de arribo aumenta a medida que el espaciamiento decrece, alcanzando una diferencia de aproximadamente 1 minuto entre el tiempo de llegada, tanto de la máxima amplitud de la onda como de la mínima, considerando los casos con dx: 2130 [m] y dx: 35 [m]. Si esto se analiza desde un punto de vista del tiempo de arribo de un tsunami de campo lejano a la costa, 1 minuto de desfase es menor comparado con el tiempo de viaje total, el cual es del orden de horas.

Tabla 9-2: Comparación amplitud y tiempo de arribo para las distintas grilla**(Fuente: Elaboración propia)**

dx [m]	Max. amplitud [m]	Min. Amplitud [m]	Tiempo arribo max. amplitud [s]	Tiempo arribo min. amplitud [s]
35	0.52	-0.52	1382	780
213	0.52	-0.52	1374	773
426	0.52	-0.52	1367	770
852	0.52	-0.52	1355	758
2130	0.52	-0.52	1324	722

Por lo tanto, se estima que la grilla óptima (mejor relación entre resultados obtenidos y costo computacional asociado) corresponde a aquella cuyo espaciamiento (dx) es de 852 [m].

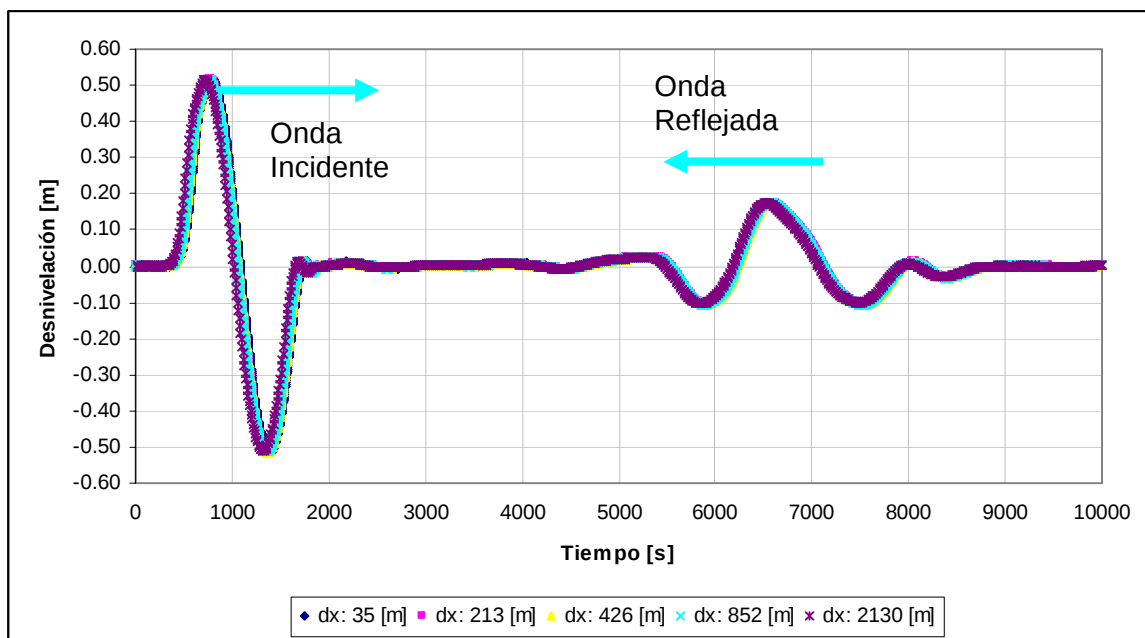


Figura 9-2: Resultados análisis de sensibilidad espaciamiento grilla
(Fuente: Elaboración propia)

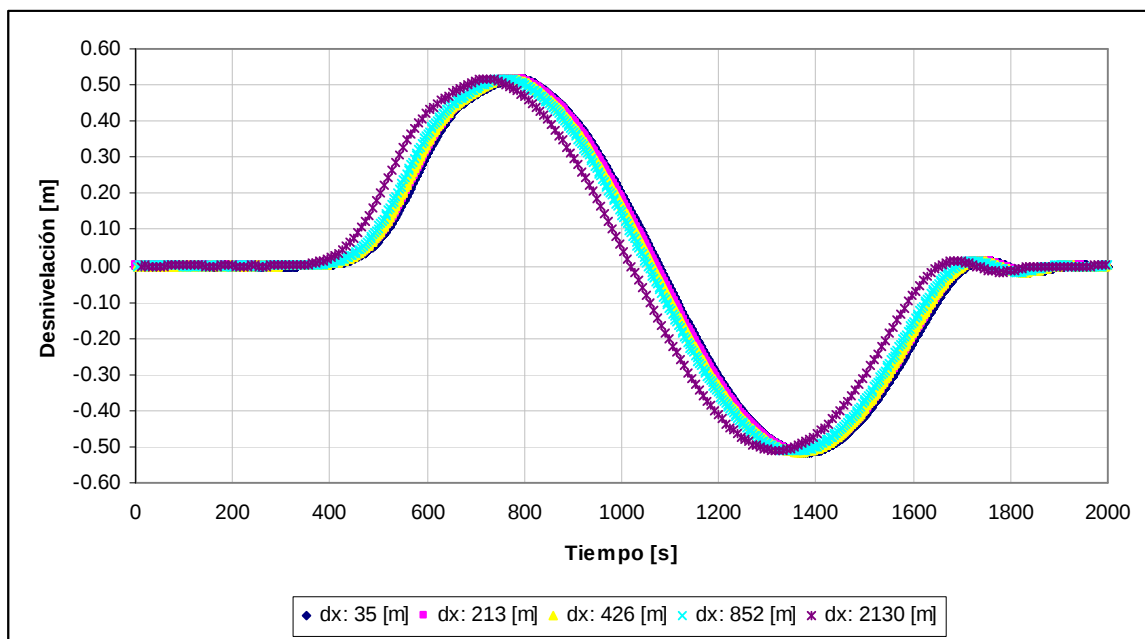


Figura 9-3: Zoom análisis de sensibilidad espaciamiento grilla
(Fuente: Elaboración propia)

9.1.2 SENSIBILIDAD FRICCIÓN DE FONDO

Como quedó demostrado empíricamente en la sección 4.5.4.2, la fricción de fondo prácticamente no tiene influencia en la propagación de la onda de tsunamis en mar abierto. En este capítulo, se corroboran dichos resultados mediante la utilización del modelo numérico, efectuándose modelaciones de altura unitaria y período T: 20 minutos (usando condiciones de bordes absorbentes, es decir, no se evalúan efectos de rompiente).

Con el fin de analizar los resultados para distintos valores de K_s (altura de rugosidad), se modelará con los coeficientes resumidos en la Tabla 9-3, los que son característicos de algunos tipos de sedimentos (Ref. 40).

Tabla 9-3: Valores de K_s asociado al tamaño del grano

(Fuente: Ref. 40)

	Arena fina	Arena Gruesa	Grava	Grava Gruesa
K_s [mm]	0.4	3.3	16.2	60

Los resultados de la desnivelación de la onda para cada uno de los casos simulados son expuestos en la Tabla 9-4.

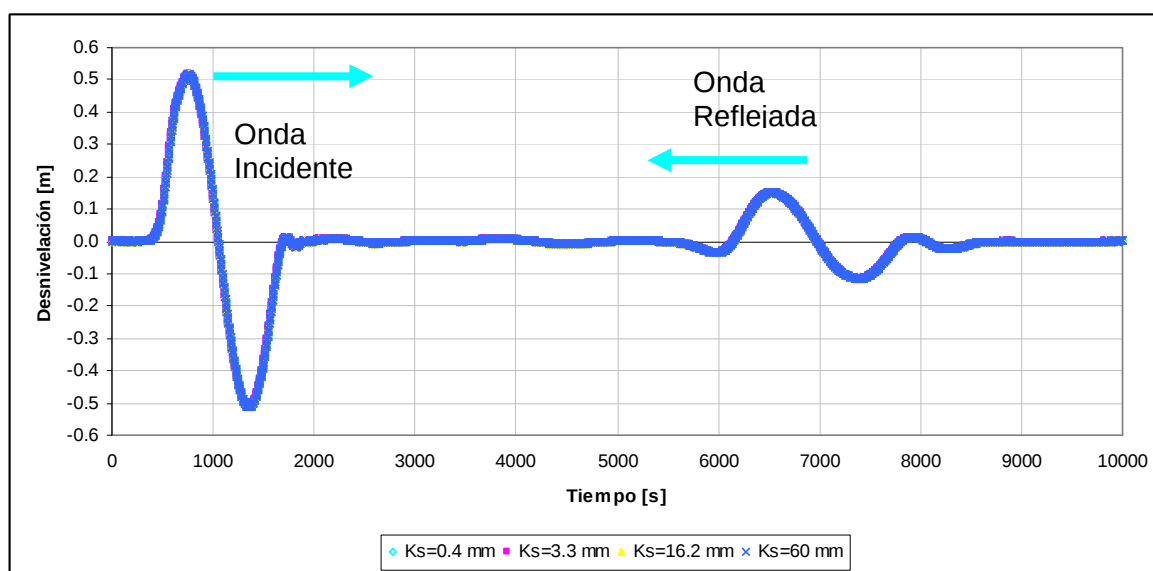


Figura 9-4: Desnivelación onda para distintos valores de K_s

(Fuente: Elaboración propia)

Como puede observarse en la Figura 9-4, estas alturas de rugosidad no alteran los resultados en la propagación de la onda (los modelos realizados no incorporan efectos de rompiente, runup e inundación), esto es coincidente con lo expuesto por la **Ref. 26**, en donde se menciona que la fricción de fondo puede jugar un rol importante en el runup y en las regiones costeras cuando la onda interactúa con obstáculos naturales y artificiales tales como edificios, puertos, casas, entre otros, denominados macro-rugosidades y que son agrupados dentro del concepto de fricción de fondo debido a la forma del lecho.

9.1.3 SENSIBILIDAD VISCOSIDAD DE REMOLINO

La viscosidad de remolino, o en inglés eddy viscosity, corresponde a la transferencia de momento por la acción de remolinos, generando un rozamiento interno en el fluido, lo que generalmente se presenta en condición de flujo turbulento.

Se estudian 5 valores de viscosidad de remolino de Smagorinsky para determinar la influencia de este parámetro en la propagación de una onda de tsunami de altura H : 1 [m] y período T : 20 [min]. Los valores analizados van desde 0.2 a 1 (Tabla 9-4), donde un valor más alto de eddy (1.0) implica mayor disipación (Ref. 25).

Tabla 9-4: Valores de eddy viscosity

(Fuente: Elaboración propia)

	Ensayo				
	A	B	C	D	E
Eddy [$m^{1/3}/s$]	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0

Los resultados de los ensayos son expuestos de manera gráfica en la Figura 9-5.

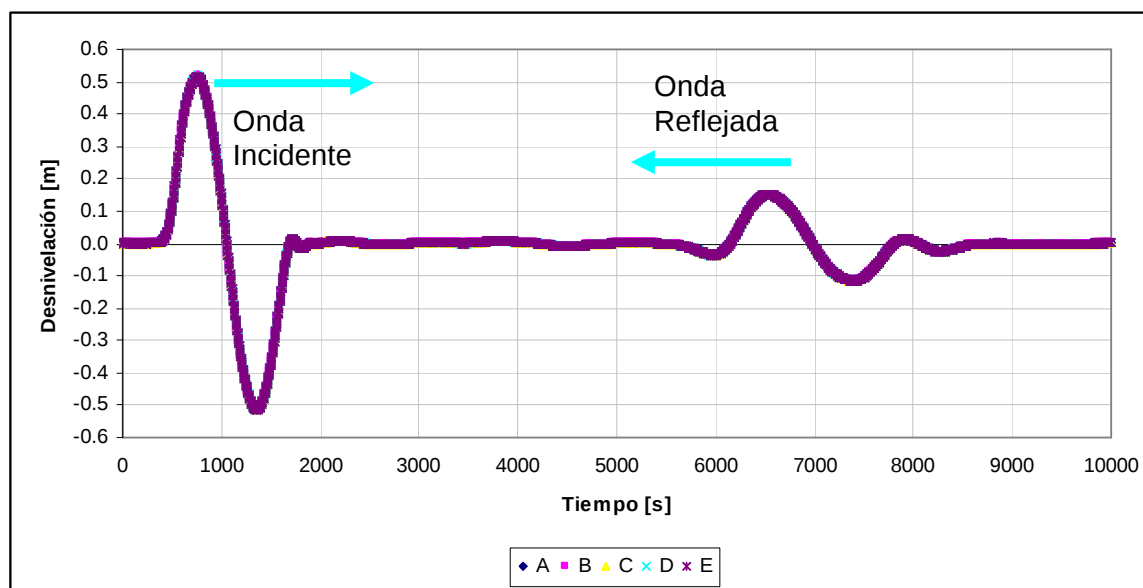


Figura 9-5: Desnivelación onda para distintos valores de eddy

(Fuente: Elaboración propia)

Cabe destacar que el efecto de viscosidad cobra mayor importancia en la zona de rompientes, por ende, los resultados expuestos en la Figura 9-5 son coherentes, pues los modelos realizados no incorporaron el rompimiento de la onda. Para estos casos, se produjo una convergencia en la desnivelación durante toda la propagación.

9.1.4 SENSIBILIDAD SITUACIÓN CON Y SIN FOSA

Para determinar la influencia de la fosa en la propagación de un tsunami se analizan dos casos, siendo estos:

- Situación con fosa representado en la Figura 9-6 Real
- Situación sin fosa representado en la Figura 9-6 Idealizado

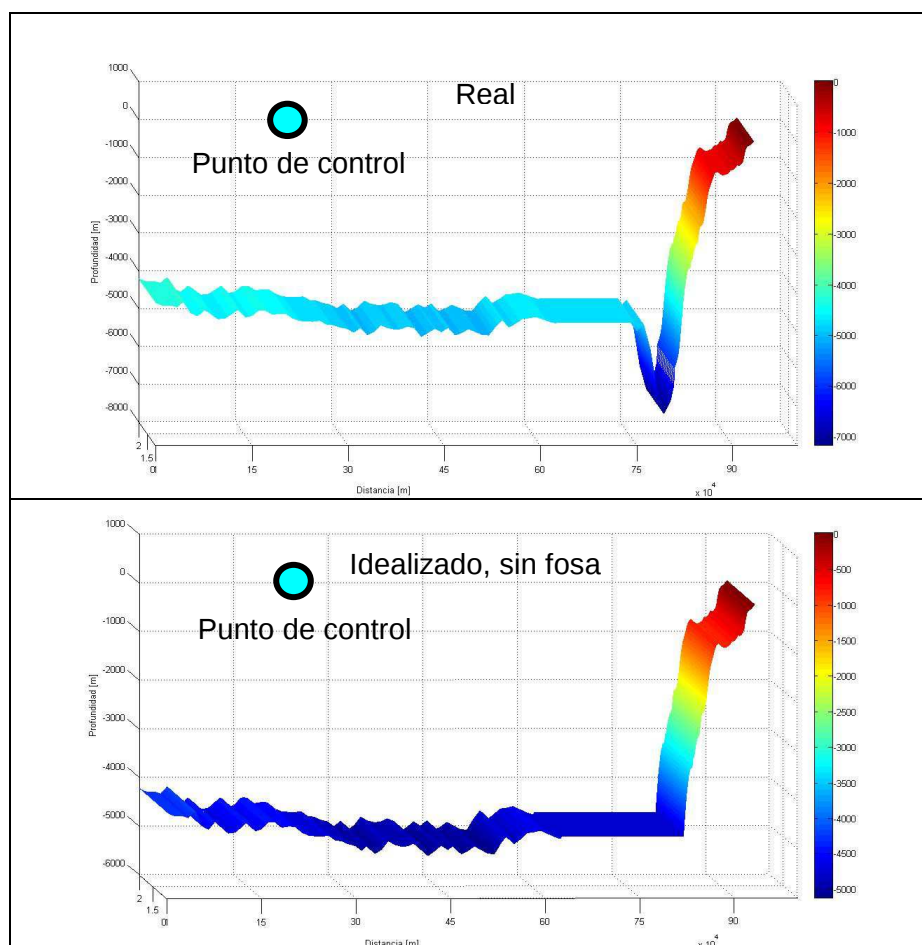


Figura 9-6: Perfiles batimétricos para sensibilidad de la fosa Chile - Perú

(Fuente: Elaboración propia)

Los modelos Real e Idealizado consideran los mismos parámetros, los cuales son resumidos en la Tabla 9-5.

Tabla 9-5: Parámetros modelos con y sin fosa

(Fuente: Elaboración propia)

dx [m]	dt [s]	Co [m/s]	Courant	Rugosidad Ks [mm]	Eddy [$m^{1/3}/s$]
852	1.04	204.5	0.25	0.0004	0.2

Para determinar el coeficiente de reflexión de estas dos configuraciones, se extrae un punto de control ubicado a 200 [km] del extremo izquierdo de la Figura 9-6, de esta manera se filtra la onda incidente respecto de la reflejada, tal como muestra la Figura 9-7:

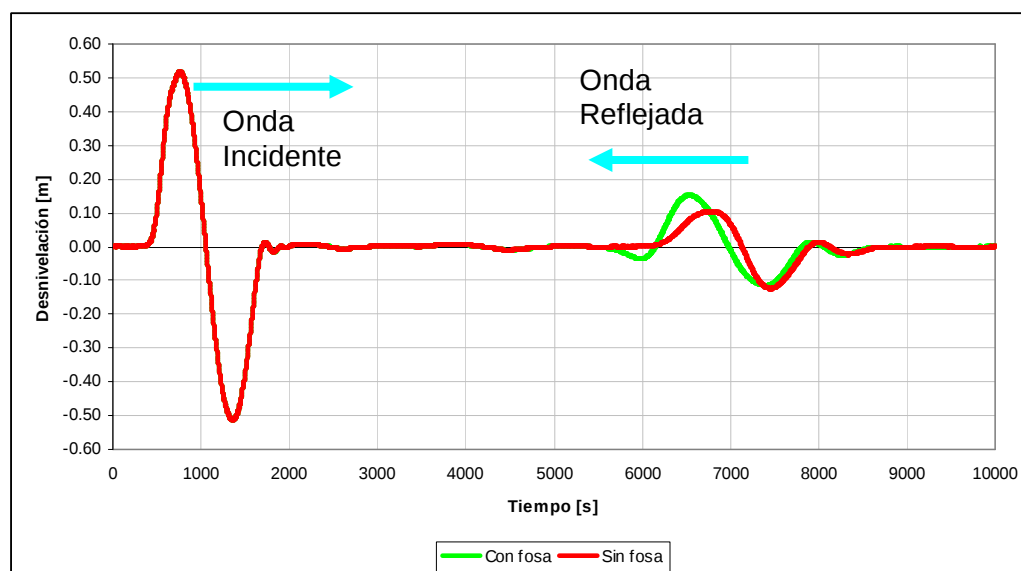


Figura 9-7: Comparación desnivelación de la onda para los casos con y sin Fosa
(Fuente: Elaboración propia)

De la Figura 9-7, se observa que ambos resultados convergen a la misma solución hasta antes de la influencia de la fosa. Se aprecia además una disminución en la altura de ola reflejada en el modelo idealizado respecto al modelo con fosa y un desfase en el tiempo de arribo de dicha onda. Esta diferencia se debe a que la onda interactúa con la fosa, al ser esta de mayor profundidad aumenta la celeridad de la misma, por ende viaja más rápido que la ola sin la presencia de dicha configuración batimétrica.

La Tabla 9-6 muestra los resultados obtenidos de los coeficientes de reflexión asociados a la energía de cada uno de los casos estudiados.

Tabla 9-6: Coeficientes de reflexión perfiles fosa

(Fuente: Elaboración propia)

	Con fosa	Sin fosa
Kr [%]	9.6	6.8

La inclusión de la fosa sube el coeficiente de reflexión en 2.8% respecto de la condición base, lo que porcentualmente simboliza aproximadamente el 29% del valor total con fosa, sin embargo, la reflexión global es del orden del 10%.

9.2 ANÁLISIS DE TSUNAMIS DE CAMPO LEJANO SOBRE LAS COSTAS CHILENAS

Para analizar la influencia de tsunamis de campo lejano sobre las costas de Chile se utilizan tres fuentes de información, siendo estas: Lida (1967) (Ref. 22), Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics y periódicos “El Mercurio” de los años 1946, 1952 y 1964, además se realiza una evaluación de la altura de ola mediante la ecuación de la radiación propuesta.

La información obtenida de “El Mercurio” es expuesta en la Tabla 9-8.

9.2.1 TSUNAMI 1946, ALEUTIANAS

Según la información obtenida en la Ref. 22 este tsunami llegó a Chile con alturas de ola de 0.9 [m] y 0.8 [m] en Antofagasta y Valparaíso respectivamente.

Según lo expuesto en la Tabla 9-8 la localidad que se vio mayormente afectada por la incidencia de este tsunami fue Dichato, en donde se anegaron viviendas y dos puentes fueron arrancados y arrastrados (uno de madera y otro de concreto). En Coquimbo el mar arrasó con gran parte del terraplén del ferrocarril que en ese momento se encontraba en construcción. En Antofagasta cerca de 18 lanchas cortaron amarras. En otros lugares tales como: Valparaíso, Los Vilos y Quintero, el tsunami solo se manifestó como variaciones en el nivel del mar. Esto deja en evidencia la importancia del efecto local en la propagación de un tsunami.

No se registraron víctimas fatales ante tal evento y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

Aplicando la Ecuación de Radiación, se estima que la altura de ola antes de ser influenciada localmente fue de 0.25 [m].

El período de este tsunami en las costas chilenas según (Ref. 22) es del orden de 20 minutos. La influencia de la Fosa Chile – Perú resultaría en coeficientes de reflexión asociados a este tsunami de 12% para la zona norte, 5% para la zona centro y 10% para la zona sur, esto considerando los resultados obtenidos en la sección 6.1.2.

9.2.2 TSUNAMI 1952, KAMCHATKA

La magnitud de este evento fue de M_w : 9.0. De acuerdo a la información obtenida en (Ref. 22) la altura de ola en Arica fue de 1.2 [m] en Valparaíso 0.9 [m] y en Talcahuano 1.8 [m]. Según “El Mercurio” en Antofagasta una lancha fue hundida al ser arrastrada mar adentro por el recogimiento del mar. En Coquimbo la vía férrea quedó intransitable producto de que el tsunami arrastró embarcaciones menores sobre esta. En Dichato se cortó un puente y una población fue inundada. En Huasco el agua penetró 1.500 metros, produciendo daño en las siembras.

No se registraron víctimas fatales ante tal evento y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

9.2.3 TSUNAMI 1964, ALASKA

Conforme a la información disponible en el Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, este tsunami se manifestó con alturas de ola 0.5 [m] en Antofagasta, 2.1 [m] en Arica, 4.0 [m] en Coquimbo, 2.5 [m] en Talcahuano y 2.2 [m] en Valparaíso. Según “El Mercurio”, en Constitución se observaron olas de hasta 4 metros, el mar ingresó varios kilómetros aguas arriba del Río Maule, varias embarcaciones pequeñas fueron arrastradas por el agua, además algunas casas aledañas al río sufrieron daños. En Valparaíso se registró una máxima oscilación de 2.2 metros de altura de ola (coincidente con lo expuesto por (Ref. 22)), sin embargo no se registró daño alguno.

Según la metodología de radiación de la onda, esta debió llegar a Chile con una altura de aproximadamente 0.77 metros.

No se registraron víctimas fatales ante tal evento y en general este no tuvo gran impacto sobre las costas chilenas.

9.2.4 TSUNAMI 2011, JAPÓN

Respecto del evento del pasado 11 de marzo de 2011, al ser este más reciente, cuenta con mayor número de registros y las alturas de olas del tsunami están mejor caracterizadas que en los eventos anteriores (1946, 1952 y 1964).

El tsunami generado por el sismo, tuvo como consecuencia un total de 15749 víctimas fatales y 4000 heridos, de ellos el 8% fue atribuido al sismo y un 92% al tsunami (Ref. 57).

Cabe destacar que este tsunami no solo afectó de manera local, sino que la onda se propagó a lo largo de todo el Pacífico, alcanzando una altura de 2.49 en California y causando daño en Oregon y Hawai (Tabla 9-7).

Particularmente en Chile, el tsunami provocó en Tongoy fuertes corrientes desplazaron bloques de hormigón y causó destrozos en locales comerciales. Como es expuesto en la Tabla 9-8, el tsunami también fue percibido en Arica, Caldera, Coquimbo, Talcahuano y Dichato, con alturas superiores a los 2 [m].

Tabla 9-7: Alturas de Tsunami de campo lejano mayores a dos metros
(Fuente: Ref. 57)

LOCATION	DISTANCE (km)	ARRIVAL TIME (hrs)	WATER HT (m)
Arica, Chile	16167	21.4	2.45
Caldera, Chile	16693	21.7	2.14
Coquimbo, Chile	16799	22.1	2.42
Talcahuano, Chile	16904	23.0	2.09
Galapagos Islands, Ecuador	13228	17.8	2.26
Holtekamp II, Indonesia	3971		2.8
Crescent City, California	7543	9.8	2.47
Crescent City, California	7543		3
Klamath River, California	7563		2.5
Moss Landing Harbor, CA	8020		2
Port San Luis, California	8195	10.4	2.02
Smith River, California	7531		2
Kahalui, Maui, Hawaii	6108	7.7	2
Port Orford, Oregon	7463	9.6	2.02

9.2.5 RESUMEN TSUNAMIS CAMPO LEJANO

La Figura 9-8 muestra la ubicación geográfica de las localidades afectados y las alturas de los tsunamis producidos por los eventos en cuestión.

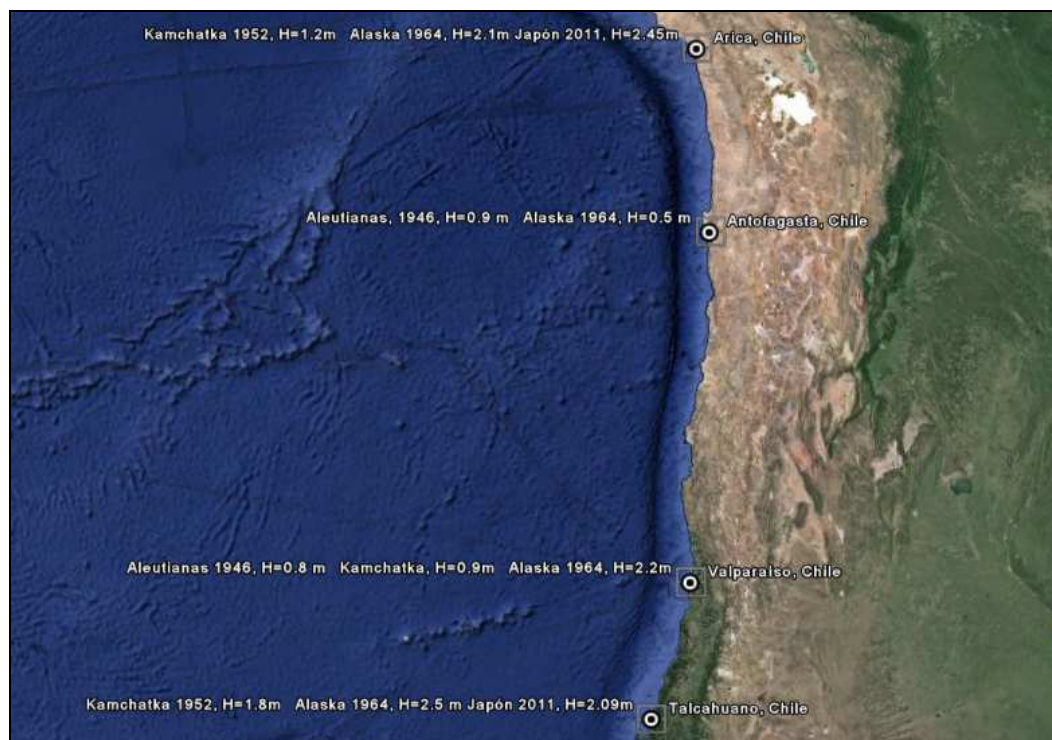


Figura 9-8: Ubicación localidades afectadas por los tsunamis
(Fuente: Elaboración propia)

A continuación se hace un zoom en cada localidad afectada:

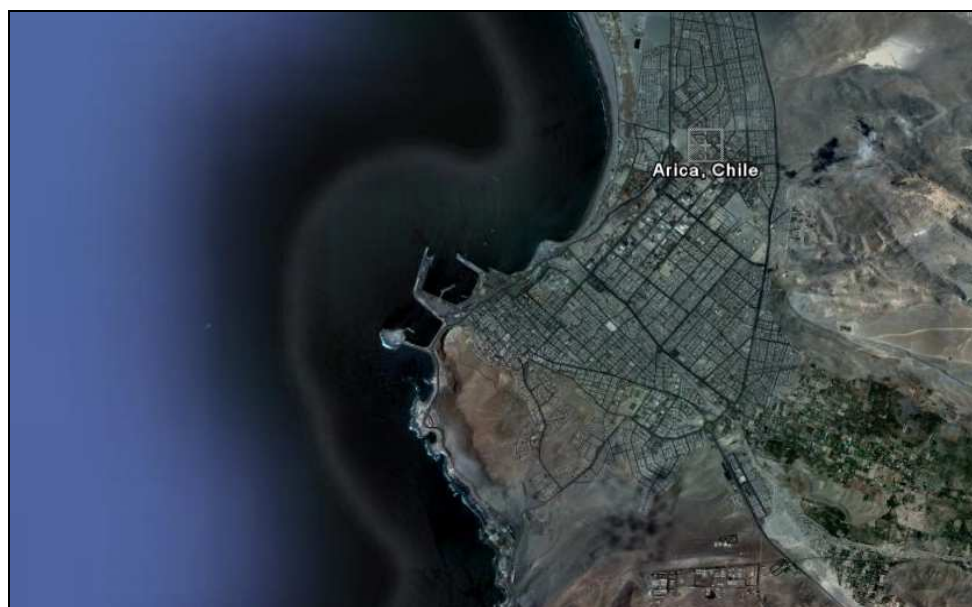


Figura 9-9: Ubicación localidades afectadas por los tsunamis, Arica
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

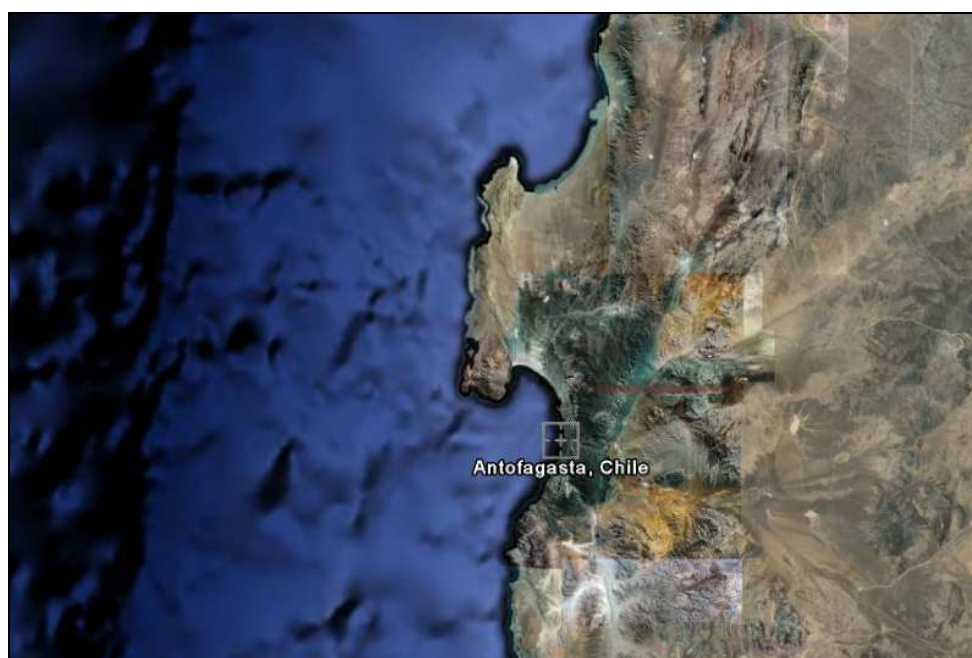


Figura 9-10: Ubicación localidades afectadas por los tsunamis, Antofagasta
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)



Figura 9-11: Ubicación localidades afectadas por los tsunamis, Valparaíso
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

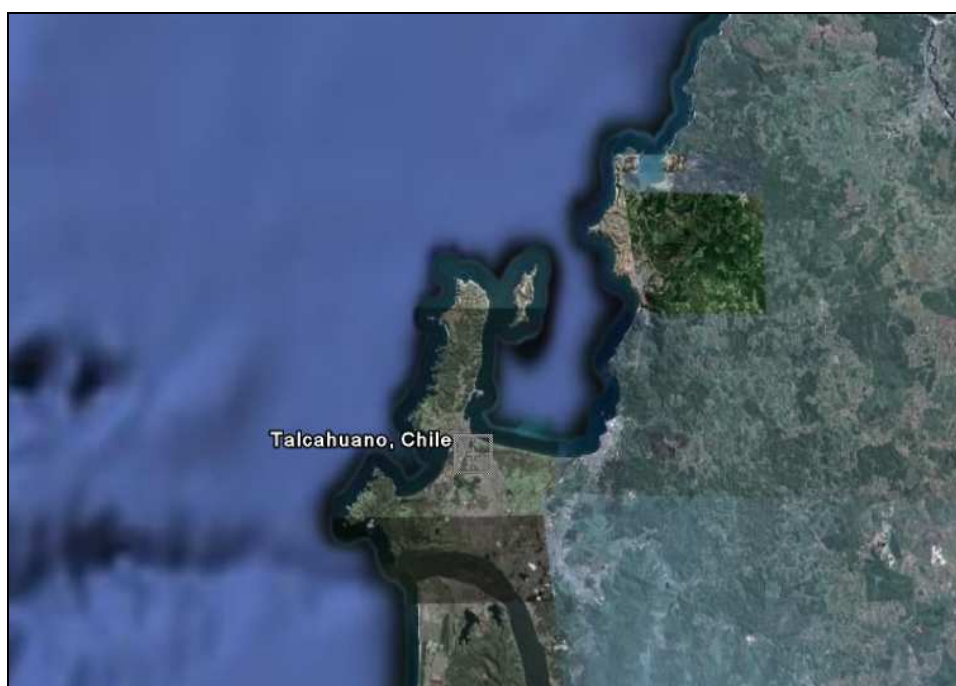


Figura 9-12: Ubicación localidades afectadas por los tsunamis, Talcahuano
(Fuente: Elaboración propia a partir de Google Earth)

De acuerdo a los resultados mostrados anteriormente se observa que la localidad de Antofagasta es la que tiene menor impacto, esto puede ser producto de la protección natural para la incidencia de un tsunami desde el cuarto cuadrante, que es la dirección con la que incidirían los eventos provenientes desde Alaska, Aleutianas, Kamchatka y Japón.

Las otras localidades tienen alturas de olas similares, esto puede ser a causa de que todas ellas están desprotegidas para un tsunami proveniente desde Pacífico Norte.

Finalmente, se presenta en la Tabla 9-8 a información obtenida de “El Mercurio”.

Tabla 9-8: Impacto tsunamis de campo lejano en Chile

(Fuente: Mercurio)

		Evento		
		1946 Aleutianas	1952 Kamchatka	1964 Alaska
Localidad	Arica	Desde las 08:00 a 12:00 horas y cada 15 minutos, el mar se recogía rápidamente varios metros y volviendo a la costa con enormes olas que avanzaban lentamente con una altura de 4 metros.	Desde las 11:00 hasta las 18:00 la bahía fue azotada por marejadas violentas y de gran volumen que cada veinte minutos se recogían aproximadamente unos 100 metros y luego bruscamente irrumpían en la playa	Sin información del Mercurio
	Iquique	Se observó que algunas embarcaciones menores en Cavanha y muelle puerto han sufrido daños, alcanzando una amplitud de marea de 5.7 metros a eso de las 09:00 horas.	Desde las 9:00 horas se iniciaron grandes recogidas del mar. Numerosas embarcaciones quedaron varadas en Caleta El Morro. Dentro del puerto una altura superior a los 3 metros, cubriendo la cubierta del antiguo muelle de pasajeros y en ocasiones la cubierta del molo de abrigo.	Sin información del Mercurio
	Tocopilla	A las 11:05 horas se produjo una recogida del mar del orden de 80 metros, abarcado desde río Loa hasta Punta Chacaya.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio

		Evento		
		1946 Aleutianas	1952 Kamchatka	1964 Alaska
Localidad	Antofagasta	Entre las 2:00 a 4:00 varó un remolcador y dos lanchas. Cerca de 18 lanchas cortaron sus amarras y fueron llevadas hacia alta mar.	A las 20:30 horas el mar se retiró violentamente dejando la playa descubierta, la cual provocó el varamiento de varias embarcaciones menores y la paralización de todas las actividades portuarias. Una lancha se hundió al ser arrastrada mar adentro por el recogimiento del mar	Sin información del Mercurio
	Coquimbo	En Puerto Coquimbo el mar llegó al nivel del muelle. El agua arrasó con gran parte del terraplén del ferrocarril en construcción.	En el Puerto, desde las 10:30 horas se produjeron altas mareas con violentas recogidas del mar. Dos veces el agua pasó por sobre la vía férrea, depositando algunos faluchos en el terraplén, el cual quedó intransitable.	La marea cubrió Playa Changa inundándose 3 chozas de pescadores.
	Los Vilos	El puerto tuvo desniveles de marea de hasta 3 metros, tomando como referencia la defensa del muelle.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio
	Valparaíso	En la bahía de Valparaíso solo se registraron oscilaciones de la marea durante la mañana y en el sector de Punta Duprat hubo fuertes corrientes con grandes remolinos, sin producirse daños.	A eso de las 09:30 horas se produjeron extraordinarias marejadas en la costa que puso en grave peligro a las embarcaciones y provocó pánico en los habitantes	A las 17:40 horas el mareógrafo anotó una fuerte baja en la marea que alcanzó a 80 centímetros, a las 18:05 horas el mar comenzó a subir hasta alcanzar una oscilación de un 1.20 metros. Minutos más tarde se marcó la máxima oscilación que llegó a 2.20 metros de altura, pese al aumento no se registró nada anormal.
	Concón	Las olas salieron 100 metros más allá de donde rompen habitualmente en la desembocadura del río Aconcagua.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio

		Evento		
		1946 Aleutianas	1952 Kamchatka	1964 Alaska
Localidad	Quintero	Aproximadamente a las 04:00 horas el mar se recogió una distancia de 50 metros sobrepasando luego los límites máximos de la pleamar.	Cada 10 minutos subió el mar llegando el agua a orillas de la plaza y cubriendo totalmente el malecón de 2 metros de altura. Durante cada bajada del mar eran aproximadamente 180 metros los que quedaban descubiertos	En el balneario de Quintero la marejada produjo alarma pública en la población. Un fuerte oleaje comenzó a las 18:00 horas, después se produjo una marea considerablemente baja y numerosas embarcaciones pesqueras quedaron varadas, el mismo fenómeno se observó en la playa de Loncura.
	Quintay	El mar se recogió a eso de las 07:20 horas, subiendo la marea más de dos metros.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio
	Chañaral	Las olas llegaron hasta la parte baja de la población, provocando alarma en los pobladores.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio
	Caldera	Este fenómeno ocasionó varadas en las playas de numerosas embarcaciones menores.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio
	Constitución	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio	Se observaron olas de hasta 4 metros, el mar ingresó sobre una extensión de varios kilómetros arriba del Río Maule. Esto acarreó la inundación de la zona ribereña y varias embarcaciones pequeñas fueron arrancadas de sus amarras y arrastradas por las aguas. Algunas casas ubicadas en el sector de la costanera del río, así como instalaciones de algunos astilleros sufrieron daños.

		Evento		
		1946 Aleutianas	1952 Kamchatka	1964 Alaska
Localidad	Concepción	A las 05:00 horas se hizo sentir el fenómeno ocasionado en las islas Aleutianas, en el molo del muelle de la aduana, el agua subió más de 2 metros, quedando casi al nivel de los patios.	Desde las 06:00 horas se registró un aumento considerable en las altas y bajas mareas en las costas.	Sin información del Mercurio
	Talcahuano	Se anegaron algunos bajos inmediatos a las playas.	El mar subió hasta dos metros del nivel normal inundando 50 casas.	Sin información del Mercurio
	Dichato	El mar se recogió más de 80 metros luego se abalanzó sobre la población, entrando a algunas calles y anegando viviendas y arrastrando consigo dos puentes, uno de concreto armado, al que arrancó de raíz y otro de madera.	A las 15:30 horas la recogida de mar en Dichato alcanzó a 100 metros aproximadamente. Luego salió de su nivel habitual e inundó la población hasta más de una cuadra hacia el interior. Al volver las aguas a la normalidad se comprobó que la fuerza del mar cortó en la mitad de un puente de concreto.	Sin información del Mercurio
	I. de Pascua	La salida del mar de unos 150 a 200 metros se repitió con pequeños intervalos. No hubo daños de consideración. En la bahía de Hangara, el muelle principal sufrió perjuicios, desapareció el cierre norte de la jefatura militar	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio
	J. Fernández	El mar subió 10 metros sobre la pleamar, bajando más de 10 metros en bajar.	Sin información del Mercurio	Sin información del Mercurio

		Evento		
		1946 Aleutianas	1952 Kamchatka	1964 Alaska
Localidad	Huasco	Sin información del Mercurio	A las 10:00 horas una violenta marejada cubrió totalmente los muelles. El agua penetró 1500 metros en la parte poniente, produciendo daños en sembrados. En el puerto no se registraron pérdidas de embarcaciones ni daños en las obras portuarias	Sin información del Mercurio

Conforme a la información recopilada en “El Mercurio” se elabora la Tabla 9-9, la cual contiene una estimación de la Intensidad de Papadopoulos – Imamura para los tsunamis de Aleutianas, Kamchatka y Alaska sobre distintas localidades costeras de Chile. Se observa que el tsunami se manifestó con mayor frecuencia con una intensidad de IV, cuyo significado corresponde a “Generalmente observado”, mientras que la mayor intensidad ocurrió en Dichato, siendo este de VI, el cual califica como “Ligeramente dañado”.

En general estos eventos no causaron muertes ni cuantiosos daños a la propiedad.

Cabe destacar que existen grandes diferencias respecto a la hora indicada por la prensa en la cual los eventos afectaron las costas Chilenas.

Tabla 9-9: Intensidad de Papadopoulos – Imamura para los tsunamis de campo lejano

(Fuente: Elaboración propia)

		Evento		
		Aleutianas 1946	Kamchatka 1952	Alaska 1964
Grado	IV	Arica, Tocopilla, Antofagasta, Los Vilos, Valparaíso, Concón, Quintero, Quintay, Chañaral, Concepción, Juan Fernández	Arica, Antofagasta, Valparaíso, Quintero, Concepción, Talcahuano	
	V	Iquique, Coquimbo, Caldera, Talcahuano, Isla de Pascua	Iquique, Coquimbo, Huasco	Coquimbo, Quintero, Constitución
	VI	Dichato	Dichato	

9.3 ESCALAS DE INTENSIDADES DE UN TSUNAMI

9.3.1 ESCALAS DE SIEBERG–AMBRASEYS

- 1) Muy suave: La onda es tan débil que solo es perceptible en los registros de los mareógrafos.
- 2) Suave: Las ondas son percibidas por aquellos que viven a lo largo de la costa y están familiarizados con el mar. Normalmente se percibe en costas muy planas.
- 3) Bastante fuerte: Generalmente es percibido. Inundación de costas de pendientes suaves. Embarcaciones deportivas pequeñas son arrastradas a la costa. Daños leves en estructuras de material ligero situadas cerca de las costas. En estuarios, se invierten los flujos de los ríos hacia arriba.
- 4) Fuerte: Inundación de la costa hasta determinada profundidad. Daños de erosión en rellenos contruidos por el hombre. Terraplenes y diques dañados. Las estructuras de material ligero cercanas a la costa son dañadas. Las estructuras costeras sólidas sufren daños menores. Pequeños veleros y pequeños buques son derivados tierra adentro o mar afuera. Costas cubiertas con desechos flotantes.
- 5) Muy fuerte: Inundación general de la costa hasta determinada profundidad. Los muros de muelles y estructuras sólidas cercanas al mar son dañadas. Las estructuras de material ligero son destruidas. Severa erosión de tierras cultivadas y la costa abierta cubierta con desechos de artículos flotantes y animales marinos. Con excepción de grandes barcos todo otro tipo de embarcación es llevada tierra adentro o hacia el mar. Grandes ascensos de agua en ríos estuarinos. Instalaciones portuarias resultan dañadas. Las personas se ahogan. Olas acompañadas de fuerte rugido.
- 6) Desastroso: Destrucción parcial o completa de estructuras artificiales a determinada distancia de la costa. Grandes inundaciones costeras. Buques grandes severamente dañados. Árboles arrancados de raíz o rotos. Muchas víctimas.

9.3.2 ESCALA DE INTENSIDAD DE PAPADOPOULOS – IMAMURA

The Papadopoulos–Imamura tsunami intensity scale

- I. No es sentido²
 - (a) No es sentido aún en circunstancia muy favorables
 - (b) Ningún efecto
 - (c) Ningún daño

² Registrado solo por instrumentos especiales

II. Apenas sentido

- (a) Sentido por algunas personas en botes ligeros. No es observado en la costa
- (b) Ningún efecto
- (c) Ningún daño

III. Débil

- (a) Sentido por algunas personas en botes ligeros, observado por alguna personas en la costa
- (b) Ningún efecto
- (c) Ningún daño

IV. Generalmente observado

- (a) Sentido por todas las personas en botes ligeros y algunos en grandes barcos, observado por la mayoría de las personas en la costa.
- (b) Algunos botes pequeños son ligeramente acarreados hacia la costa.
- (c) Ningún daño.

V. Fuerte

- (a) Observados por todas las personas en grandes barcos, observado por todas las personas en la costa, algunas personas están asustadas y se aprecian elevaciones de runup.
- (b) Muchos barcos ligeros son acarreados tierra adentro sobre distancias significativas, algunos de ellos colisionan unos con otros o son volcados. Escasa Inundación sobre tierra cultivada a lo largo de la costa.
- (c) Escasa Inundación de estructuras costeras, edificios y territorios (ej. Jardines) cerca de casas residenciales.

VI. Ligeramente dañado

- (a) Muchas personas están asustadas y se observan elevaciones de runup.
- (b) La mayoría de los barcos pequeños son acarreados tierra adentro sobre distancias significativas, sometidos a fuertes colisiones unos con otros o son volcados.
- (c) Algunas estructuras de madera son destruidas e inundadas. La mayoría de los edificios se han salvado.

VII. Dañino

- (a) La mayoría de la gente tiene miedo y trata de correr hacia lugares elevados.
- (b) La mayoría de los barcos pequeños son dañados. Algunos barcos grandes experimentan vibraciones significativas. Objetos de diferentes dimensiones y estabilidad (fuerza) son volcados y desviados de sus caminos. La onda deja capas de arena. Algunas estructuras flotantes son arrastradas al mar.

- (c) Muchas estructuras de madera son dañadas. Algunas son completamente llevadas mar adentro por la ola. Destrucción de primer grado e inundación de algunos edificios de ladrillo.

VIII. Fuertemente dañino

- (a) Todas las personas corren hacia elevaciones, algunas son llevadas mar adentro por la ola.
- (b) La mayoría de los barcos ligeros son dañados, muchos son acarreados por la ola. Algunos barcos grandes son arrastrados hacia la costa y sometidos a colisiones unos con otros. También erosión y ensuciamiento de la costa, amplia inundación e insignificante daño en plantaciones de árboles antitsunamis. Muchas estructuras son arrastradas por la ola, algunas son parcialmente dañadas.
- (c) La mayoría de las estructuras de madera son arrastradas por la ola. Destrucción de segunda grado en algunos edificios de ladrillos, la mayoría de los edificios de hormigón no son dañados, algunos han experimentado destrucción de primer grado e inundación.

IX. Destructivo

- (a) Muchas personas son arrastradas por la ola.
- (b) La mayoría de los barcos ligeros son destruidos y arrastrados por la ola. Muchos barcos grandes son arrastrados hacia la costa sobre grandes distancias, y algunos son destruidos. Hay también amplia erosión y ensuciamiento de la costa, hundimiento local del suelo y destrucción parcial de plantaciones de árboles antitsunamis. La mayoría de las estructuras flotantes son arrastradas, y muchas son parcialmente dañadas.
- (c) Destrucción de tercer grado en muchos edificios de ladrillo. Algunos edificios de concreto han experimentado destrucción de segundo grado.

X. Muy destructivo

- (a) Pánico general. La mayoría de la gente es arrastrada por la ola.
- (b) La mayoría de los barcos grandes son arrastrados hacia la costa sobre grandes distancias. Muchos son destruidos y han experimentado colisiones con edificios. Rocas pequeñas han sido arrastradas hacia la costa desde el suelo marino. Vehículos son volcados y desplazados. Petróleo es derramado, hay fuego y amplio hundimiento del suelo.
- (c) Destrucción de cuarto grado en muchas casas de ladrillo, algunos edificios de hormigón han experimentado daño de tercer grado. Diques artificiales son destruidos y rompeolas dañados.

XI. Devastador

- (a) Las comunicaciones vitales son destruidas. Hay fuego difundido. Grandes rocas de diferentes clases son arrastradas hacia la costa desde el suelo marino.

- (b) Destrucción de quinto grado en muchos edificios de ladrillo. Algunos edificios de hormigón sufren daños de cuarto grado, y muchos de tercer grado.

XII. Completamente devastador

- (a) La mayoría de los edificios de hormigón han sufrido daños no menor que de tercer grado.

9.4 CARACTERIZACIÓN DEL COEFICIENTE DE RUGOSIDAD K_s

Nikuradse (1932) introdujo el concepto de una equivalente o efectiva altura de rugosidad (K_s), básicamente existen dos aproximaciones para estimar K_s , estas son:

1. Basada en la forma del lecho marino y parámetros relacionados al tamaño del grano, tales como, longitud de la forma de fondo, altura, pendiente y tamaño del grano.
2. Basado en parámetros integrales, tales como, profundidad media, velocidad media y tamaño del grano.

Para este estudio será analizado solo el primer caso.

Las alturas de rugosidad para el caso de flujo oscilatorio, pueden ser divididas en:

- Relacionado al tamaño del grano ($k'_{s,w}$)
- Relacionado a la forma de fondo ($k''_{s,w}$)

Por lo tanto la altura de rugosidad efectiva viene dada por:

$$k_{s,w} = k'_{s,w} + k''_{s,w} \quad \text{Ecuación (84)}$$

9.4.1 RUGOSIDAD DEBIDO AL TAMAÑO DEL GRANO

Corresponde a la rugosidad realizada por una partícula individual (móvil o fija), y de acuerdo a los parámetros experimentales de Lyn (1991), Van Rijn encontró que:

$$k'_{s,c} = 2 \text{ a } 3 \text{ veces } d_{90} \text{ para fondo rígido}$$

$$k'_{s,c} = 3 \text{ a } 5 \text{ veces } d_{90} \text{ para fondo móvil}$$

Siendo estas expresiones para régimen de bajo transporte, posteriormente Van Rijn basado en la información disponible propone la siguiente expresión general:

$$k'_{s,c} = 3 d_{90} \quad \text{Para } \theta < 1 \text{ (bajo transporte)}$$

$$k'_{s,c} = 3 \theta d_{90} \quad \text{Para } \theta \geq 1 \text{ (alto transporte)}$$

Donde

$$\theta = \frac{(u_{s,w})^2}{(s-1)gd_{50}}; \quad \text{Parámetro de movilidad (Número de Shields)}$$

$$u_* = \left[\frac{1}{2} f_w (\hat{U}_\delta)^2 \right]^{0.5}; \quad \text{Velocidad de corte en el fondo}$$

$$f_w = \exp \left(-6 + 5.2 \left(\frac{\hat{A}_\delta}{k'_{2,w} + 4.7 \nu_m / f_w^{0.5} \hat{U}_\delta} \right) \right); \quad \text{Factor de fricción}$$

$\hat{U}_\delta$: Velocidad orbital Peak cerca del fondo

$\hat{A}_\delta$: Desplazamiento orbital horizontal

ν_m : Viscosidad cinemática del fluido ($\nu_m \approx 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$)

s : Densidad relativa

d_{50} : Diámetro medio de la partícula

Para determinar la rugosidad efectiva para un alto transporte debe realizarse mediante iteración.

9.4.2 RUGOSIDAD DEBIDO A LA FORMA DE FONDO

Los ripples son unas de las formas de fondo dominantes generados por los flujos oscilatorios (ver Figura 9-13) cuya rugosidad efectiva debida a la forma de fondo depende de:

- Altura de la forma de fondo (Δ)
- Pendiente de la forma de fondo (Δ/λ)
- Factor de forma (γ)



Figura 9-13: Imagen de Ripple bien formado

(Fuente: www.danheller.com)

Van Rijn (1989) propone que la rugosidad efectiva se puede calcular de la Ecuación (49)

$$k_{s,w}'' = 20\gamma_r \Delta_r \left(\frac{\Delta_r}{\lambda_r} \right) \quad \text{Ecuación (85)}$$

Donde:

Δ_r : Altura del ripple

λ_r : Longitud del ripple

γ_r : Factor de forma (1 si el ripple está bien formado o 0.7 si es irregular)

Para el cálculo de los parámetros de la forma de fondo Van Rijn (1989) propone las siguientes relaciones:

$$\frac{\Delta_r}{\hat{A}_\delta} = 0.22 \quad \text{Para } \Psi \leq 10$$

$$\frac{\Delta_r}{\hat{A}_\delta} = 2.8 \cdot 10^{-13} (250 - \Psi)^5 \quad \text{Para } 10 < \Psi < 250$$

$$\frac{\Delta_r}{\hat{A}_\delta} = 0 \quad \text{Para } \Psi \geq 250$$

$$\frac{\Delta_r}{\lambda_r} = 0.18 \quad \text{Para } \Psi \leq 10$$

$$\frac{\Delta_r}{\lambda_r} = 2.10 \cdot 10^{-7} (250 - \Psi)^{2.5} \quad \text{Para } 10 < \Psi < 250$$

$$\frac{\Delta_r}{\lambda_r} = 0 \quad \text{Para } \Psi \geq 250$$

Donde:

$$\Psi = \frac{\hat{U}_\delta}{(s-1)g \cdot d_{50}} ; \text{ Parámetro de movilidad de la partícula}$$

$\hat{U}_\delta$: Velocidad orbital Peak cerca del fondo

9.5 RESULTADOS MODELACIONES

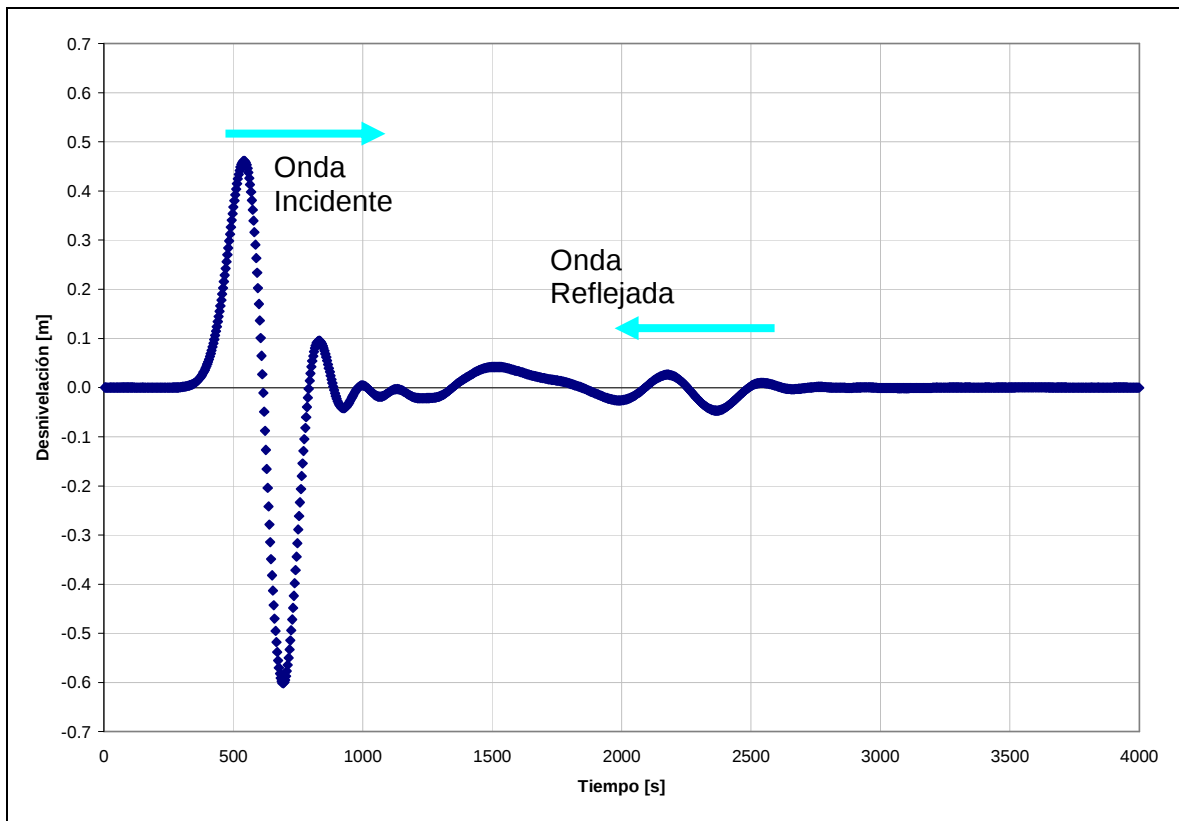


Figura 9-14: Modelo T_5 [min], Zona Norte
(Fuente: Elaboración propia)

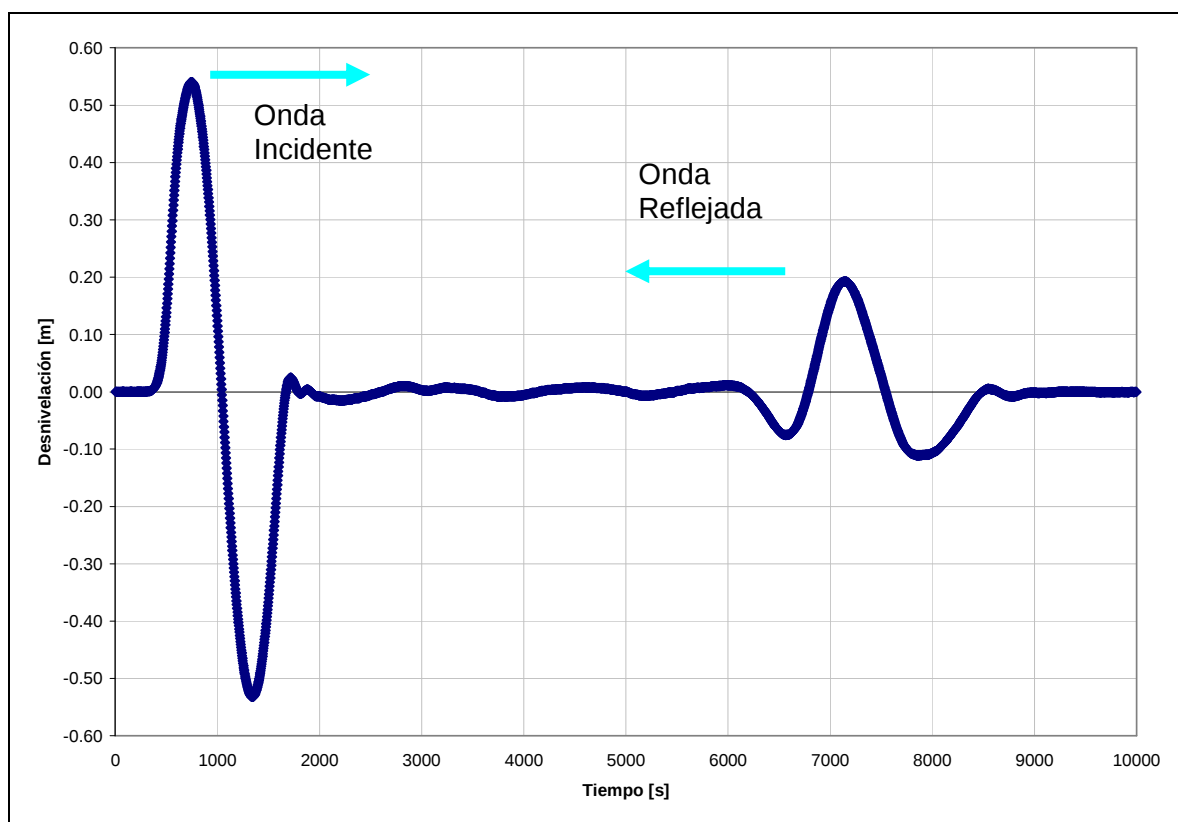


Figura 9-15: Modelo T_20 [min], Zona Norte
(Fuente: Elaboración propia)

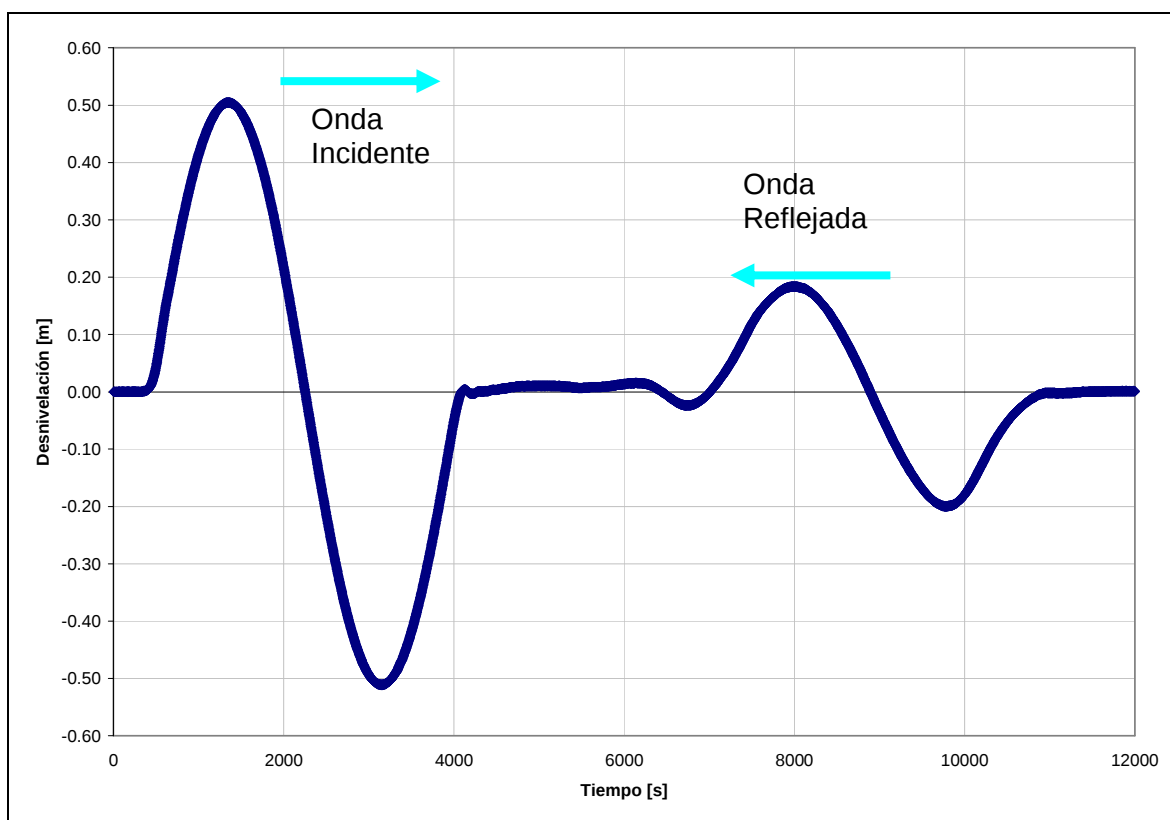


Figura 9-16: Modelo T_60 [min], Zona Norte
(Fuente: Elaboración propia)

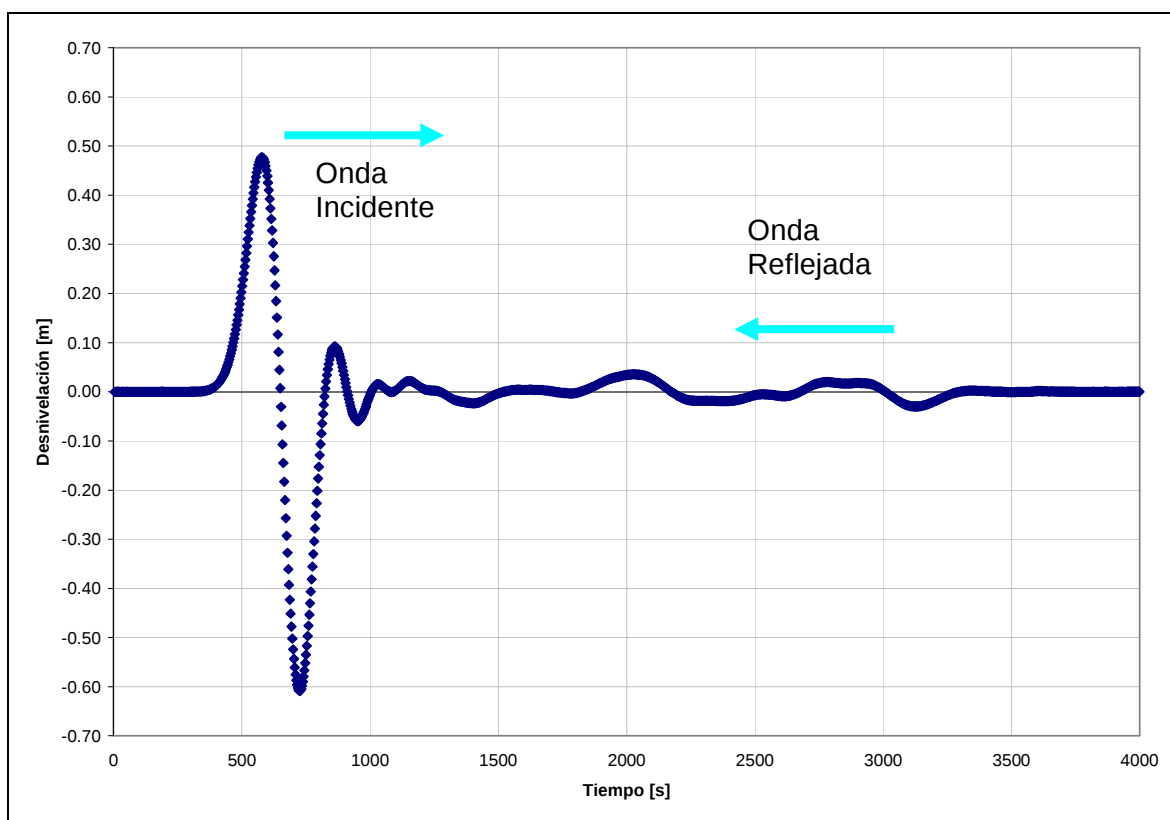


Figura 9-17: Modelo T_5 [min], Zona Centro
(Fuente: Elaboración propia)

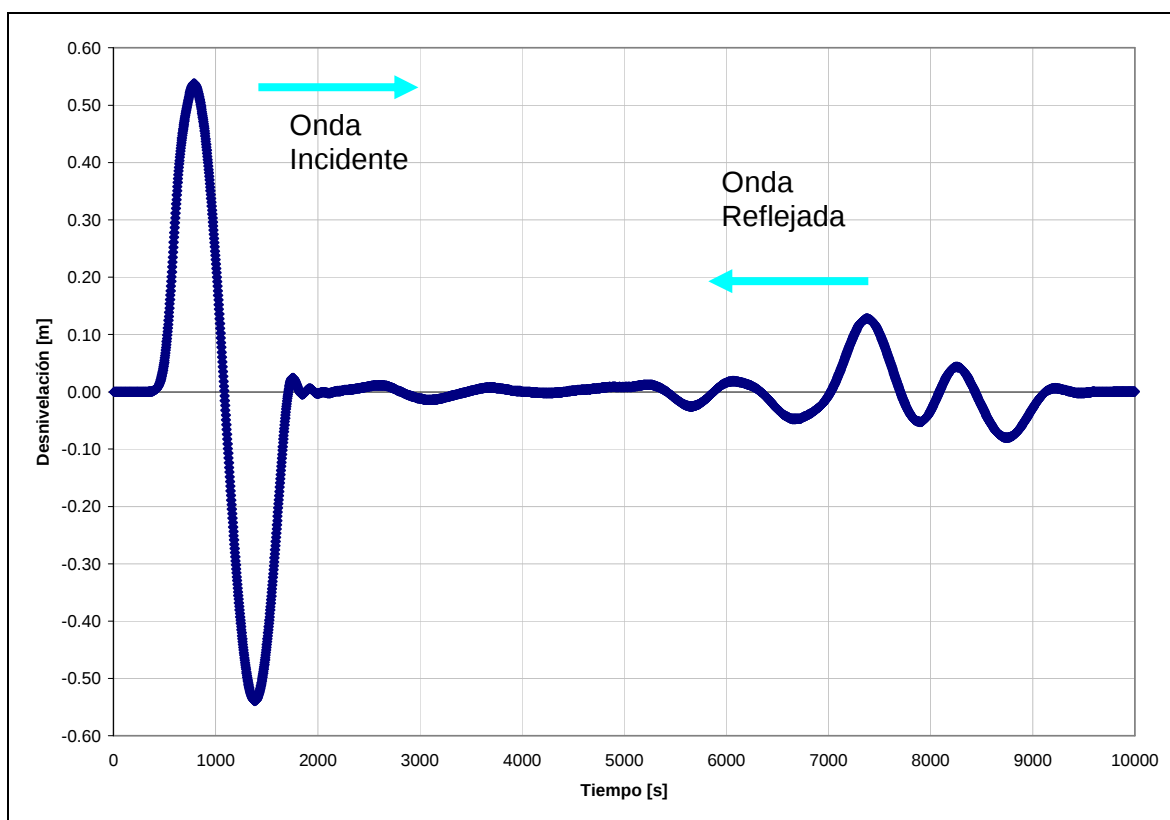


Figura 9-18: Modelo T_20 [min], Zona Centro

(Fuente: Elaboración propia)

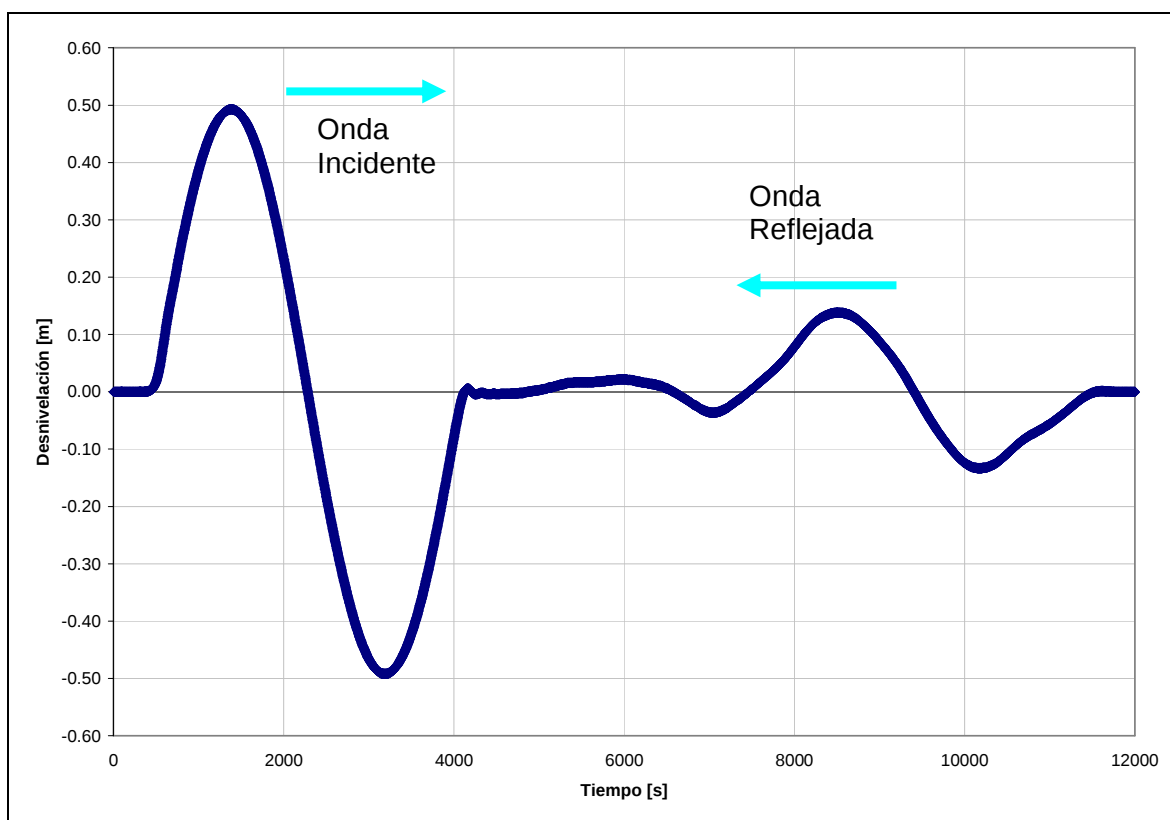


Figura 9-19: Modelo T_60 [min], Zona Centro

(Fuente: Elaboración propia)

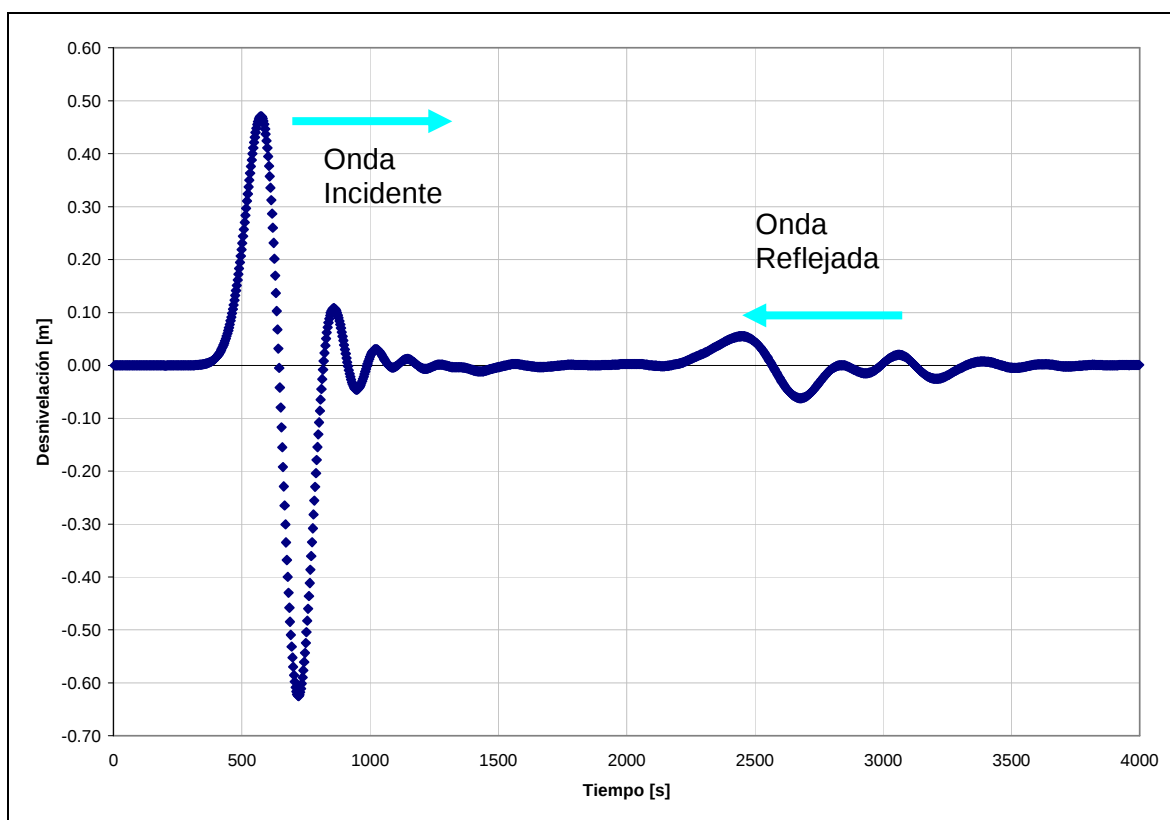


Figura 9-20: Modelo T_5 [min], Zona Sur

(Fuente: Elaboración propia)

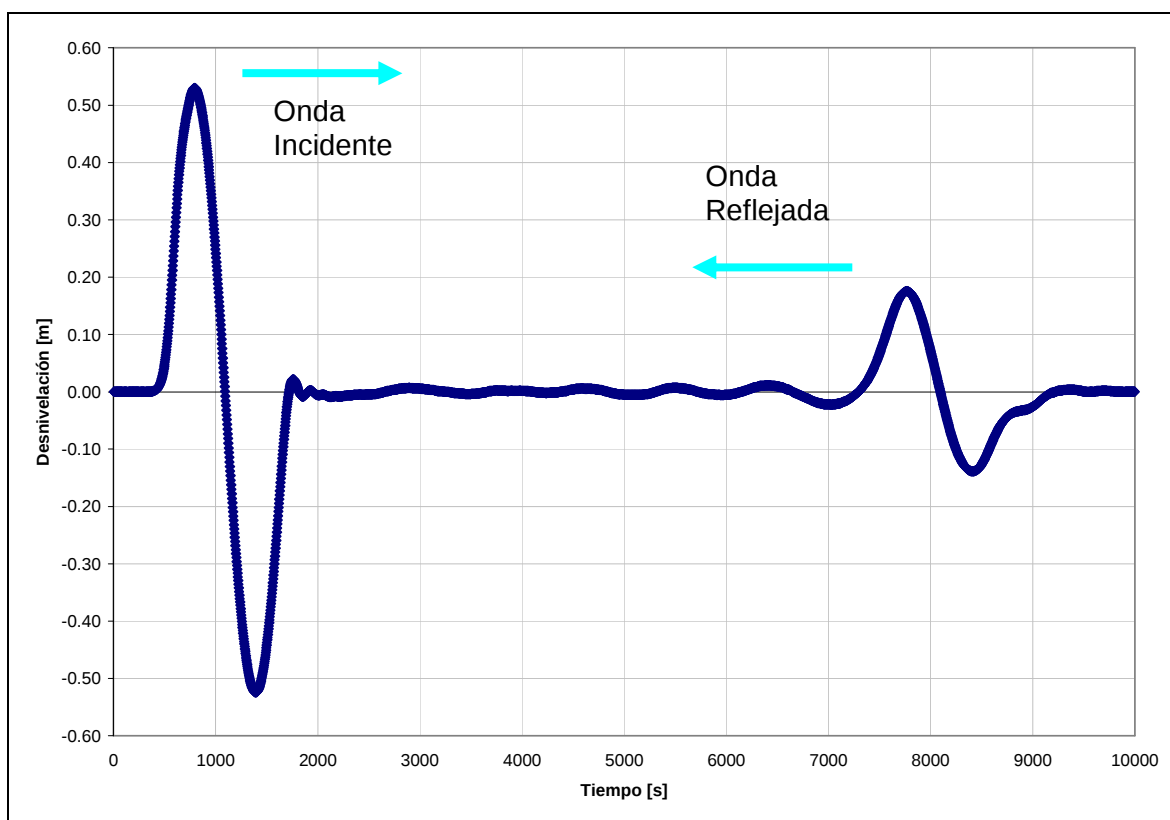


Figura 9-21: Modelo T_20 [min], Zona Sur
(Fuente: Elaboración propia)

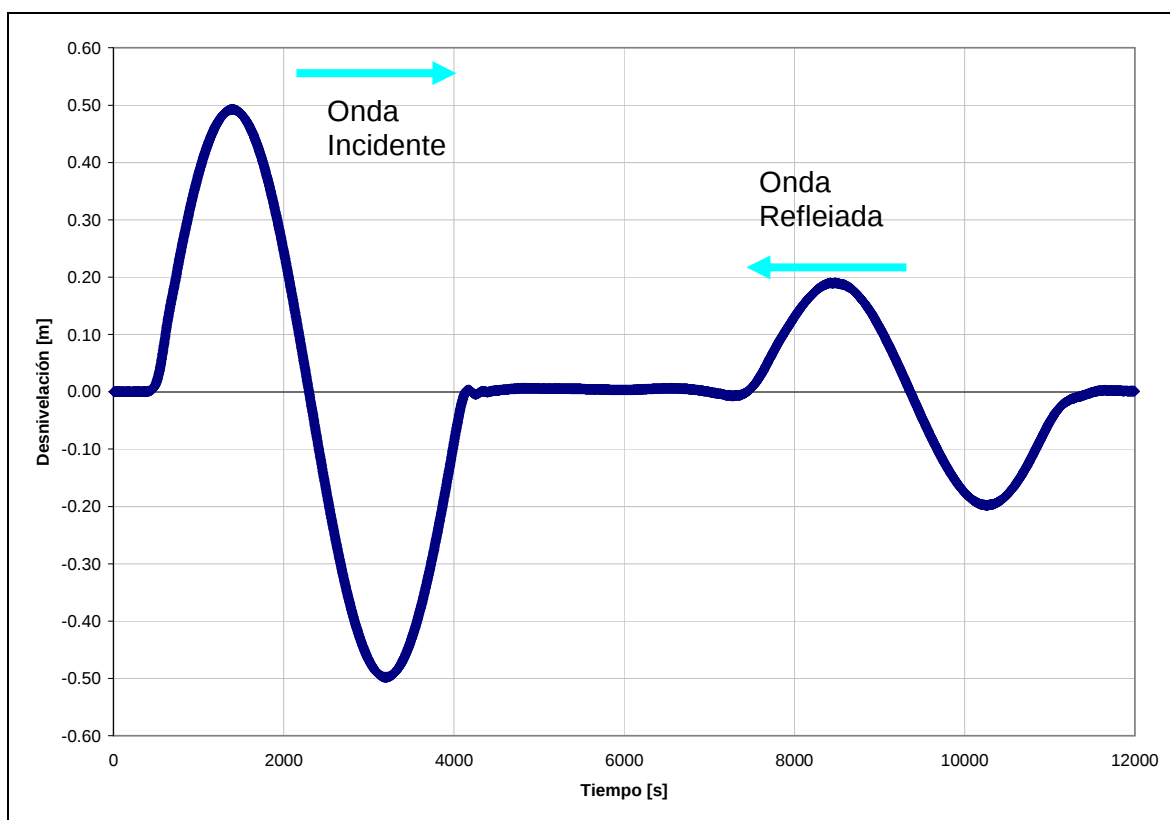


Figura 9-22: Modelo T_60 [min], Zona Sur
(Fuente: Elaboración propia)

El Mercurio, 29 de marzo de 1964 – Tsunami Alaska

[illegible]