



Memoria del proyecto para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

**EVALUACIÓN DE PELIGRO DE TSUNAMI EN ISLA ROBINSON CRUSOE,
JUAN FERNÁNDEZ**

Cristopher Rod Zambra Araya

Noviembre 2014

EVALUACIÓN DE PELIGRO DE TSUNAMI EN ISLA ROBINSON CRUSOE, JUAN FERNÁNDEZ

Cristopher Rod Zambra Araya

COMISIÓN REVISORA

nota

firma

PATRICIO WINCKLER G.
Profesor guía

MAURICIO REYES G.
Docente

CLAUDIO HERNÁNDEZ T.
Docente

VIÑA DEL MAR

Marzo 2013

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 Profesional 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 WINCKLER GREZ
PROFESOR GUÍA**

**CRISTOPHER ZAMBRA ARAYA
AUTOR**

AGRADECIMIENTOS

En general quiero agradecer a todas las personas e instituciones que de alguna manera contribuyeron a que fuera posible para mí llevar a cabo este estudio.

En particular quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Patricio Winckler Grez por la inspiración, la motivación y la permanente buena disposición durante el proceso de elaboración de este estudio. Al profesor Mauricio Reyes Gallardo por los consejos técnicos y filosóficos que sirvieron para enfocar esta memoria. A Claudio Hernández Toro y a GHD S.A. por haberme permitido desarrollar parte este estudio con recursos tecnológicos de la empresa. A mi compañero Juan Carlos Mercado Cuellar (Q.E.P.D.), quien gracias su ayuda pude resolver uno de mis principales problemas en el desarrollo de esta memoria.

Y en especial quiero agradecer a mis padres por todo lo que no puedo resumir en esta página y que me llevaron a ser quien soy. También a Camila, mi mujer, y a Florencia, mi hija, por haberme dado la motivación principal para terminar este estudio.

Dedicado a mis padres, Lidia Araya y Julián Zambra.

*“Necesito del mar porque me enseña:
no sé si aprendo música o conciencia:
no sé si es ola sola o ser profundo
o sólo ronca voz o deslumbrante
suposición de peces y navíos.*

*El hecho es que hasta cuando estoy dormido
de algún modo magnético círculo
en la universidad del oleaje.”*

El Mar, Pablo Neruda

CONTENIDO DEL ESTUDIO

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	ALCANCES, OBJETIVOS Y EXCLUSIONES DEL ESTUDIO	1
1.1.1	ALCANCES	1
1.1.2	OBJETIVOS	2
1.2	ISLA ROBINSON CRUSOE	3
1.3	TSUNAMI DEL 27 DE FEBRERO DEL 2010	9
1.3.1	RECONOCIMIENTO POST-TSUNAMI	10
1.3.2	TSUNAMI EN ROBINSON CRUSOE	12
1.4	MODELOS NUMÉRICOS	19
1.4.1	COMCOT	20
1.4.2	MODELO DE GENERACION DEL TSUNAMI	25
2.	HIDRODINÁMICA DE TSUNAMIS	28
2.1	GENERACIÓN DE TSUNAMIS	28
2.1.1	MECANISMOS DE GENERACIÓN	28
2.1.2	GENERACIÓN DE TSUNAMIS EN CHILE	33
2.2	TIPOS DE TSUNAMI	35
2.2.1	TSUNAMI DE CAMPO CERCANO	35
2.2.2	TSUNAMI DE CAMPO LEJANO	35
2.3	PARÁMETROS DE LOS TSUNAMIS	35
2.3.1	PERÍODO	36
2.3.2	LONGITUD DE ONDA	36
2.3.3	CELERIDAD	37
2.3.4	ALTURA	39
2.3.5	TIEMPO DE ARRIBO	40
2.3.6	ESCALA DE MAGNITUDES	41
2.4	PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS EN EL OCÉANO	42
2.4.1	PÉRDIDAS DE ENERGÍA	42
2.4.2	DISPERSIÓN ANGULAR (SPREADING GEOMÉTRICO)	42
2.4.3	REFRACCIÓN	43
2.5	ARRIBO E IMPACTO EN LA COSTA	44
2.5.1	BATIMETRÍA	44

2.5.2	ASOMERAMIENTO	45
2.5.3	DIFRACCIÓN	46
2.5.4	REFLEXIÓN	47
2.5.5	RESONANCIA	47
2.5.6	RUN-UP	47
2.5.7	CORRIENTES EN LA INDUNDACIÓN	49
2.6	OTROS TIPOS DE ONDAS SUPERFICIALES	50
2.6.1	ANÁLISIS DE NIVELES DE MAREA EN ROBINSON CRUSOE	51
3.	METODOLOGÍA DE MODELACIÓN	52
3.1	GENERALIDADES	52
3.1.1	BATIMETRÍA	52
3.1.2	TOPOGRAFÍA	54
3.1.3	GRILLAS DE MODELACIÓN	56
3.2	SELECCIÓN DE ESCENARIOS	59
3.2.1	ESCENARIO N° 1: TERREMOTO ZONA CENTRO SUR	60
3.2.2	ESCENARIO N° 2: TERREMOTO ZONA CENTRO NORTE	62
3.2.3	ESCENARIO N° 3: TERREMOTO ZONA NORTE	64
4.	RESULTADOS DE LA MODELACIÓN	66
4.1	ESCENARIO N°1	66
4.1.1	PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO	66
4.1.2	INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ	68
4.1.3	IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND	70
4.2	ESCENARIO N°2	73
4.2.1	PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO	73
4.2.2	INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ	75
4.2.3	IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND	76
4.3	ESCENARIO N°3	80
4.3.1	PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO	80
4.3.2	INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ	82
4.3.3	IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND	83
4.4	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	85

4.4.1	SERIES DE TIEMPO	85
4.4.2	DESNIVELACIÓN MÁXIMA	95
4.4.3	MÁXIMA PROFUNDIDAD DE FLUJO	98
4.5	COMPARACIÓN ENTRE E-01 Y POST-TSUNAMI SURVEY	102
4.6	CARTA DE INUNDACIÓN PROPUESTA PARA BAHÍA CUMBERLAND	106
5.	CONCLUSIONES	108
5.1	COMENTARIOS GENERALES	108
5.2	METODOLOGÍA	109
5.3	RESULTADOS	110
5.4	RECOMENDACIONES PARA LA MITIGACIÓN	111
6.	REFERENCIAS	113
6.1	BIBIOGRAFÍA	113
6.2	SITIOS WEB	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1:	Mapa general de Chile y sus islas oceánicas	3
Figura 1-2:	Grabado artístico de Bahía Cumberland.....	4
Figura 1-3:	Mapa de Juan Fernández del año 1744	4
Figura 1-4:	Ilustración del tsunami del 20 de Febrero de 1835 en Bahía Cumberland	7
Figura 1-5:	Geografía de Isla Robinson Crusoe.....	8
Figura 1-6:	Sectores de referencia en Bahía Cumberland.....	9
Figura 1-7:	Modelación del Tsunami del 27 de Febrero del 2010.....	10
Figura 1-8:	Profundidad de flujo y altura de run-up medidas en Chile post Tsunami del 2010.....	12
Figura 1-9:	Equipos campañas 1 y 2 <i>post-tsunami survey</i> de Isla Robinson Crusoe	13
Figura 1-10:	Registro de Mareógrafo de Bahía Cumberland el 27 de Febrero del 2010	14
Figura 1-11:	Escombros flotantes dejados por el tsunami en Bahía Cumberland	15
Figura 1-12:	Vivienda desplazada y hundida por el tsunami en Bahía Cumberland.....	16
Figura 1-13:	Profundidades de flujo registradas en Robinson Crusoe.....	16
Figura 1-14:	Vista aérea de Bahía Cumberland antes y después del tsunami	17
Figura 1-15:	Viviendas afectadas por el tsunami del 27/02/2010.....	18
Figura 1-16:	Fotografías de San Juan Bautista antes y después del Tsunami.....	18
Figura 1-17:	Extensión de la inundación en el poblado de San Juan Bautista.	19
Figura 1-18:	Esquema de diferencias finitas <i>leap-frog</i>	24
Figura 1-19:	Esquema de plano de falla y sus parámetros.....	27
Figura 2-1:	Tipos de falla tectónica	29
Figura 2-2:	Esquema del mecanismo generador de tsunamis en una falla de subducción	31
Figura 2-3:	Esquema general del mecanismo de Subducción en Chile central.....	32
Figura 2-4:	Placas Tectónicas en Sudamérica.....	33
Figura 2-5:	Diagrama de terremotos y tsunamis históricos antes del 2010 en Chile	34
Figura 2-6:	Parámetros geométricos de un tsunami.	36
Figura 2-7:	Longitud de onda asociada al período	37
Figura 2-8:	Celeridad de la onda asociada al período.....	39
Figura 2-9:	Tiempos de viaje de un tsunami hipotético en Chile.....	41
Figura 2-10:	Ejemplo de dispersión de una onda inicial elíptica en un fondo plano.....	43
Figura 2-11:	Perfil batimétrico entre Robinson Crusoe y Chile Continental	45
Figura 2-12:	Asomeramiento de una onda de tsunami con $h_1 > h_2$	46
Figura 2-13:	Tipos idealizados de una onda de Tsunami.....	48
Figura 2-14:	Run-up y profundidad de flujo registradas en la isla Robinson Crusoe	49
Figura 2-15:	Espectro de Energía del Oleaje	50
Figura 3-1:	Cartas náuticas SHOA: N° 5410 (izquierda) y N° 5411 (derecha).....	53
Figura 3-2:	Gráfica de la batimetría global GEBCO utilizada en este estudio.....	53
Figura 3-3:	Levantamiento aerofotogramétrico de la isla Robinson Crusoe	54
Figura 3-4:	Topografía borde costero de Bahía Cumberland.....	55
Figura 3-5:	Consolidación de las distintas topobatimetrías utilizadas	56
Figura 3-6:	Vista general de las grillas de modelación.....	58
Figura 3-7:	Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 1	61

Figura 3-8:	Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 2	63
Figura 3-9:	Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 3	65
Figura 4-1:	Serie de tiempo de la Grilla A, t = 0 min. (Escenario N°1)	66
Figura 4-2:	Serie de tiempo de la Grilla A, desde t = 10 min hasta t = 90 min. (E- N°1)	67
Figura 4-3:	Serie de Tiempo Grilla B, desde t = 30 min hasta t = 70 min. (E - N°1)	69
Figura 4-4:	Serie de Tiempo Grilla D	70
Figura 4-5:	Serie de Tiempo Grilla D (continuación)	71
Figura 4-6:	Serie de Tiempo Grilla D (continuación)	72
Figura 4-7:	Serie de tiempo de la Grilla A	73
Figura 4-8:	Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)	74
Figura 4-9:	Serie de Tiempo Grilla B	75
Figura 4-10:	Serie de Tiempo Grilla B (continuación)	76
Figura 4-11:	Serie de Tiempo Grilla D	77
Figura 4-12:	Serie de Tiempo Grilla D (continuación)	78
Figura 4-13:	Serie de Tiempo Grilla D (continuación)	79
Figura 4-14:	Serie de tiempo de la Grilla A	80
Figura 4-15:	Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)	81
Figura 4-16:	Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)	82
Figura 4-17:	Serie de Tiempo Grilla B	82
Figura 4-18:	Serie de Tiempo Grilla B (continuación)	83
Figura 4-19:	Serie de Tiempo Grilla D	84
Figura 4-20:	Deformaciones iniciales utilizadas en la modelación	85
Figura 4-21:	Ubicación de los puntos de extracción de series de tiempo	86
Figura 4-22:	Serie de tiempo de desnivelación para puntos de control	87
Figura 4-23:	Serie de tiempo de desnivelación para puntos de control (continuación)	88
Figura 4-24:	Comparación de profundidad de flujo en los puntos en tierra	89
Figura 4-25:	Serie de tiempo de magnitud de velocidad para puntos de control	90
Figura 4-26:	Serie de tiempo de magnitud de velocidades para puntos de control (continuación)	91
Figura 4-27:	Registro de elevación y velocidad en P-05 en cada escenario	93
Figura 4-28:	Registro de elevación y velocidad en P-06 en cada escenario	94
Figura 4-29:	Altura máxima del tsunami en el océano para los tres escenarios	95
Figura 4-30:	Efecto del monte O'higgins en el tsunami del Escenario N°2	96
Figura 4-31:	Desnivelación máxima producida en el Escenario N°1	97
Figura 4-32:	Desnivelación máxima producida en el Escenario N°2	97
Figura 4-33:	Desnivelación máxima producida en el Escenario N°3	98
Figura 4-34:	Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°1	99
Figura 4-35:	Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°2	99
Figura 4-36:	Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°3	100
Figura 4-37:	Línea de inundación máxima para los tres escenarios modelados	101
Figura 4-38:	Línea de inundación del escenario N°1 versus línea de inundación 27F	102
Figura 4-39:	Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto "Arbol 1"	103
Figura 4-40:	Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto "Arbol 2"	104
Figura 4-41:	Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto "Casa"	104
Figura 4-42:	Carta de inundación propuesta para Bahía Cumberland	106

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1:	Relación entre Momento Sísmico y el potencial destructivo del Tsunami	30
Tabla 2-2:	Escala de grados de tsunami según Imamura e Iida, transcrita por Wiegel.....	41
Tabla 2-3:	Planos mareales para la Isla Robinson Crusoe (2005-2008)	51
Tabla 3-1:	Definición de Grillas	57
Tabla 3-2:	Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°1	60
Tabla 3-3:	Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°2	62
Tabla 3-4:	Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°3	64
Tabla 4-1:	Resumen de valores máximos obtenidos en las series de tiempo	92

RESUMEN

Chile es considerado uno de los países con mayor actividad sísmica a nivel mundial, característica que se refleja en la alta frecuencia con la que ocurren grandes terremotos, muchos de los cuales suelen generar tsunamis que afectan no solo a las costas de Chile continental, sino también insular. Particularmente, a partir de lo ocurrido el 27 de febrero del 2010, quedó demostrada la vulnerabilidad de la Isla Robinson Crusoe ante la ocurrencia de tsunamis frente a la costa chilena.

Por lo anterior, se ha decidido analizar el peligro al que está expuesta la comunidad de Bahía Cumberland mediante la implementación de modelos numéricos hidrodinámicos que permitan llevar a cabo la simulación de diferentes escenarios potenciales de tsunami en la costa chilena que sean susceptibles de afectar la isla Robinson Crusoe.

Se han definido tres escenarios de tsunami de características similares, diferenciados únicamente por la ubicación y orientación de la falla que los genera. El escenario N°1 es un tsunami uniforme de características similares al terremoto del 27 de febrero del 2010. Los escenarios N°2 y N°3 son tsunamis similares al anterior en cuanto a sus dimensiones, pero que se ubican en la zona centro de Chile y al sur de Perú respectivamente, con orientaciones alineadas con la falla de Nazca en la latitud correspondiente.

Los resultados de este estudio permiten conocer las condiciones hidrodinámicas de la inundación en Bahía Cumberland por los tres escenarios, cuya envolvente representa el área de peligro ante la ocurrencia de tsunamis en la costa chilena. Estos resultados pueden ser utilizados para la elaboración de planes de contingencia, políticas públicas locales y planificación territorial del poblado.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ALCANCES, OBJETIVOS Y EXCLUSIONES DEL ESTUDIO

1.1.1 ALCANCES

La experiencia vivida el 27 de Febrero del año 2010, donde el tsunami originado en la costa de Chile continental tuvo graves consecuencias en la Isla Robinson Crusoe, causando destrucción en gran parte del poblado y un significativo número de pérdidas humanas, ha originado la inquietud de realizar el presente estudio.

Esta memoria se orienta a determinar el peligro de inundación por tsunami de campo lejano en el poblado San Juan Bautista, Isla Robinson Crusoe del Archipiélago Juan Fernández, asociado a un terremoto en la costa de Sudamérica.

Aun cuando es probable que pudiere existir peligro asociado a tsunamis originados en otras zonas de la cuenca del Océano Pacífico e incluso a tsunamis de origen local, provocados, por ejemplo, por un desprendimiento en masa de las laderas de Bahía Cumberland, dichas amenazas no se incluyen dentro de los alcances del presente estudio.

Mediante la implementación de modelos numéricos computacionales se simula la generación de una onda de tsunami producida por un posible evento sísmico de características tsunamigénicas¹, la propagación hacia la isla Robinson Crusoe y la inundación en Bahía Cumberland.

La estimación de la onda inicial de tsunami generada por un terremoto se realiza mediante un modelo elástico semi-finito de un plano de falla el cual asume una deformación instantánea del fondo marino provocada por un evento sísmico. Esta teoría fue propuesta originalmente por Mansinha y Smylie en 1971 y perfeccionada por Yoshimitsu Okada en 1985. Este modelo viene incorporado en el módulo de generación implementado en el modelo de diferencias finitas COMCOT V1.7 (*Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model*) desarrollado por la Cornell University en Estados Unidos, mediante el cual se modela el desarrollo del tsunami, desde la generación hasta el run-up en el borde costero.

La validación del modelo utilizado se efectúa mediante la simulación de un tsunami de características similares al ocurrido el 27 de Febrero del 2010, contrastando los resultados obtenidos versus los antecedentes recopilados en terreno, tanto de testimonios, evidencias físicas y registros existentes.

¹ Término utilizado en este documento para referirse a un evento sísmico cuyas características presentan las condiciones necesarias para generar una onda de tsunami.

Los eventos sísmicos utilizados para evaluar el riesgo en la isla son tres, cada uno con epicentro en las distintas zonas de ruptura de la falla frente a la costa chilena y peruana. Estos escenarios son seleccionados según los antecedentes y registros existentes.

Para la selección de escenarios se descarta inferir las características del posible próximo terremoto de tipo tsunamigénico que afectará a cada una de las zonas seleccionadas, dado que el estado del arte en materia sísmica aún no da luces de aproximación a un método de pronóstico de terremotos que arroje estimaciones con la suficiente certeza para definir las características de un evento futuro. Ello debido a la complejidad de los fenómenos involucrados en la generación de terremotos, la escasa estadística y registros instrumentales que permitan describir el comportamiento estadístico de ocurrencia, las particularidades de estos eventos y la escala temporal con que se presentan.

La selección de eventos se lleva a cabo de manera que la modelación de ellos permita cuantificar la susceptibilidad de Bahía Cumberland ante la ocurrencia de tsunamis similares, generados en las distintas zonas identificadas con alta recurrencia sísmica. El evento tipo definido para este fin, es el tsunami generado el 27 de febrero del 2010 en la región del Maule.

1.1.2 OBJETIVOS

Como objetivos generales de esta memoria, se considera establecer una zona de inundación debido a distintos escenarios de tsunami y proponer una carta de inundación que sirva para la planificación territorial en la isla Robinson Crusoe.

Los objetivos específicos son los siguientes:

- ▶ Conocer las condiciones hidrodinámicas a las que se ve sometida la Isla Robinson Crusoe y particularmente Bahía Cumberland ante el impacto de tsunamis generados en la costa oeste de Sudamérica.
- ▶ Validar la utilización del modelo hidrodinámico COMCOT V1.7 para la evaluación de peligro de tsunami en la Isla Robinson Crusoe.
- ▶ Estimar un tiempo aproximado de arribo de un tsunami a la isla originado en las distintas zonas de generación analizadas.
- ▶ Generar una herramienta que permita definir las vías de evacuación peatonal y vehicular así como establecer áreas seguras ante un evento de tsunami.
- ▶ Analizar los efectos de cadena montañosa submarina ubicada al Este de la isla Robinson Crusoe y su efecto en la hidrodinámica del tsunami.

Cabe mencionar que el presente estudio no se realiza un análisis de vulnerabilidad territorial de la zona de estudio, se abordará la problemática de la isla sólo desde la perspectiva del peligro.

1.2 ISLA ROBINSON CRUSOE

Robinson Crusoe es una de las islas que componen el Archipiélago Juan Fernández, el cual consta de otras dos islas principales, Alejandro Selkirk y Santa Clara, además de otros islotes menores. Está ubicada a aproximadamente 600 Km de las costas de Chile Continental en las coordenadas 33° 38' 42.50" S - 78° 49' 23.48" O. El año 2002, existía una población de 633 habitantes concentrados mayormente en el poblado Juan Bautista en Bahía Cumberland [INE, Censo 2002].

Figura 1-1: Mapa general de Chile y sus islas oceánicas



Esta isla, antiguamente llamada *Más a Tierra*, tiene un gran valor histórico y patrimonial. Fue descubierta por el navegante español Juan Fernández el 22 de Noviembre de 1574, el cual buscaba la ruta más rápida entre Callao y Penco, lográndolo en 30 días, a diferencia de los 3 a 8 meses que demoraba un navegante viajando cerca de la costa y sólo de día debido al peligro de encallar.

La isla, por presentar excelentes condiciones para el abastecimiento, tanto de agua como de madera, era transitoriamente ocupada por corsarios que azolaban las costas chilenas en tiempos de la colonia española, entre los que destacan Jacobo Le Maire y William Schouten, J. Hermite, Bartolomé Sharp, John Cook, etc., principalmente en el siglo XVII.

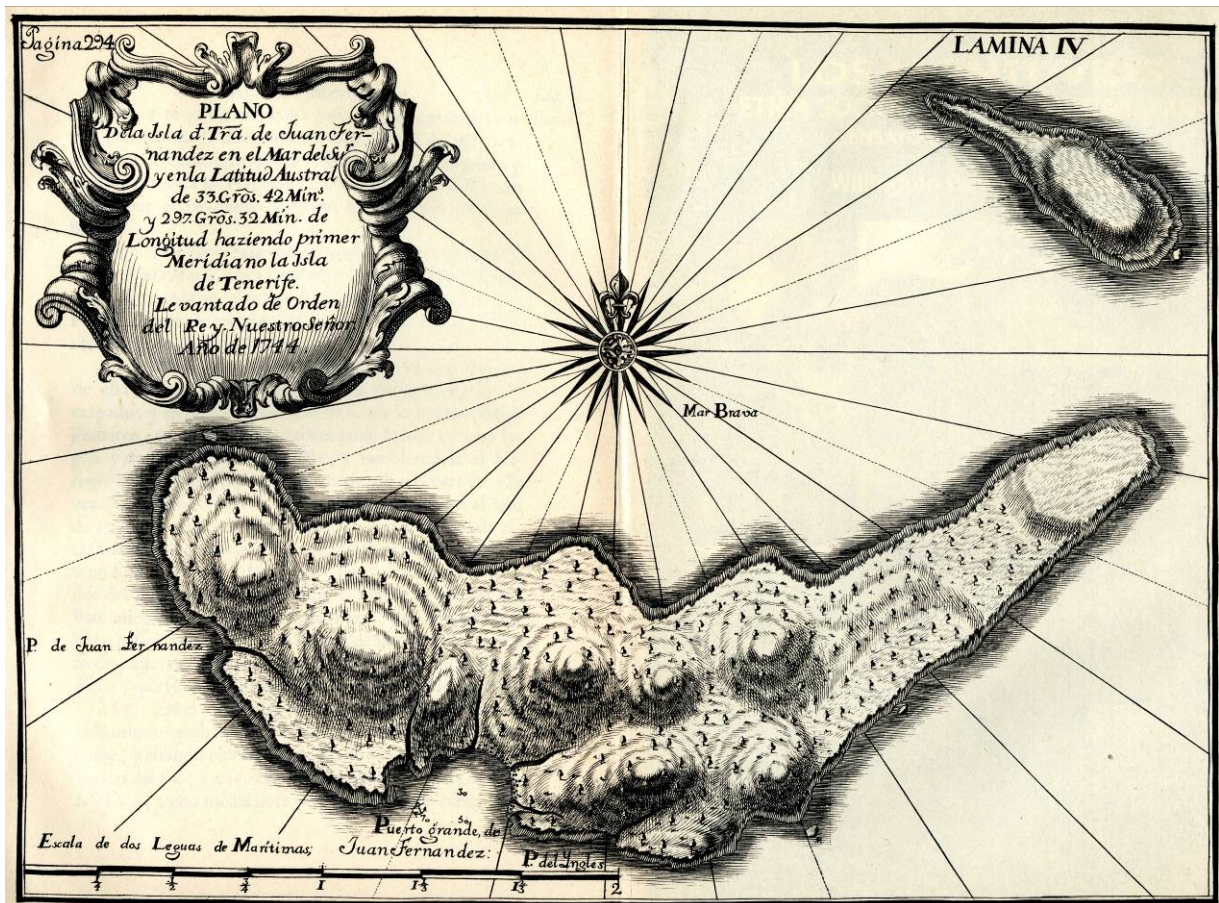
En 1704, el marino escocés Alexander Selkirk, a bordo de la nave inglesa Saint George, llega a la isla siendo abandonado, sin más implementos que su Biblia, un cuchillo, un fusil, una libra de pólvora, un hacha, un poco de tabaco y una caja con ropa. Estuvo 4 años y 4 meses abandonado en la isla, hasta el 12 de febrero de 1709 la expedición corsaria del Capitán Rogers y de Cook lo recoge. Años más tarde, Daniel Defoe, escritor inglés, utilizó el relato de este marino para su obra "Aventuras de Robinson Crusoe", publicada en 1719 [Vicuña Mackenna, 1883].

Figura 1-2: Grabado artístico de Bahía Cumberland



Fuente: www.memoriachilena.cl

Figura 1-3: Mapa de Juan Fernández del año 1744



Fuente: De Ulloa, Antonio y Jorge Juan. Relación Histórica del Viaje a la América Meridional, 1748

En 1744, una expedición a cargo de Antonio Ulloa y Jorge Juan, visitaron el archipiélago Juan Fernández quedando complacidos con lo visto: este hecho motivó que la corona española iniciara el primer intento de colonización. El 11 de Marzo de 1750, zarpó desde Concepción el buque "las Caldas" con 171 colonos, herramientas y armamento apropiado

para que la Isla de Robinson Crusoe fuese poblada y defendida, dando cumplimiento a la real cédula del 7 de mayo de 1749.

El cumplimiento de esta disposición estuvo a cargo del Gobernador de Chile, Don Domingo Ortiz de Rosas, quien encargó al teniente coronel Juan Navarro Santaella, la gobernación de este territorio. En esta comitiva se encontraban además 22 prisioneros, cuyos trabajos forzados serían destinados a la fortificación de la isla. El objetivo perseguido por la corte de España al fortificar la isla, fue evitar que los corsarios y piratas se abastecieran en ella de maderas, agua y alimentos como usualmente lo hacían, permaneciendo frente a las costas Chilenas, siendo un permanente peligro para el tráfico marítimo español. Tiempo después, en la isla ocurre una catástrofe que el historiador chileno Benjamín Vicuña Mackenna describe en su libro de 1883 "Juan Fernández, la verdadera historia de la isla de Robinson Crusoe":

"...Más, habían pasado apenas catorce meses, desde que comenzara la ejecución de la tarea, cuando en una noche (la del memorable 25 de Marzo de 1751), estando el gobernador tranquilamente durmiendo en su estancia en medio de los suyos, sintiose un ruido aterrador, y en seguida, sin dar tiempo a que se salvaran aquellos infelices, precipitose el mar sobre la playa y arrasando todas las viviendas, arrastró en su retirada treinta y ocho cadáveres de otras tantas personas <que por incautas> dice Carvallo, envolvió el mar en sus ondas. Entre estos encontrábase el del infeliz gobernador, su esposa y todos sus hijos y domésticos.

En aquella fatal ola, la misma que acababa de sumergir a Concepción y que en Valparaíso, inundó todo el Almendral, había llegado hasta el sitio que hoy ocupa el templo de la Merced, que con el empuje fue echado a tierra, deteniéndose la ola por milagro sobre el ara del altar..." [Vicuña Mackenna, 1883].

A partir de este evento, la colonización de la isla fracasó y comenzó a ser utilizada como presidio para delincuentes y criminales condenados en el continente. En el año de 1814 después del desastre de Rancagua, connotados patriotas de la época son desterrados a la isla de "Más a Tierra", actual Robinson Crusoe. Posteriormente y una vez consolidada la independencia en Chile, la isla sigue siendo utilizada como presidio pero ahora por los chilenos en los albores de la Independencia Nacional.

El 20 de febrero de 1835 un terremoto de gran magnitud afectó toda la zona de Concepción y toda la zona centro sur del país, causando destrucción y muertes a lo largo de toda la zona afectada. Este sismo fue documentado por el naturalista inglés Charles Darwin y el capitán de su barco Beagle, Fitz Roy que se encontraba en la zona al momento del terremoto:

"Talcahuano, 20 de Febrero de 1835. El terremoto fue tan violento como en la ciudad de Concepción. Todos los habitantes escaparon del desastre; pero aquellos que apenas se habían recuperado de las sensaciones de esas sacudidas ruinosas, cuando se oyó la voz de alarma de que el mar se retiraba. No se había olvidado lo de Penco, y el temor de que una ola podía inundar toda la región, hizo que la población

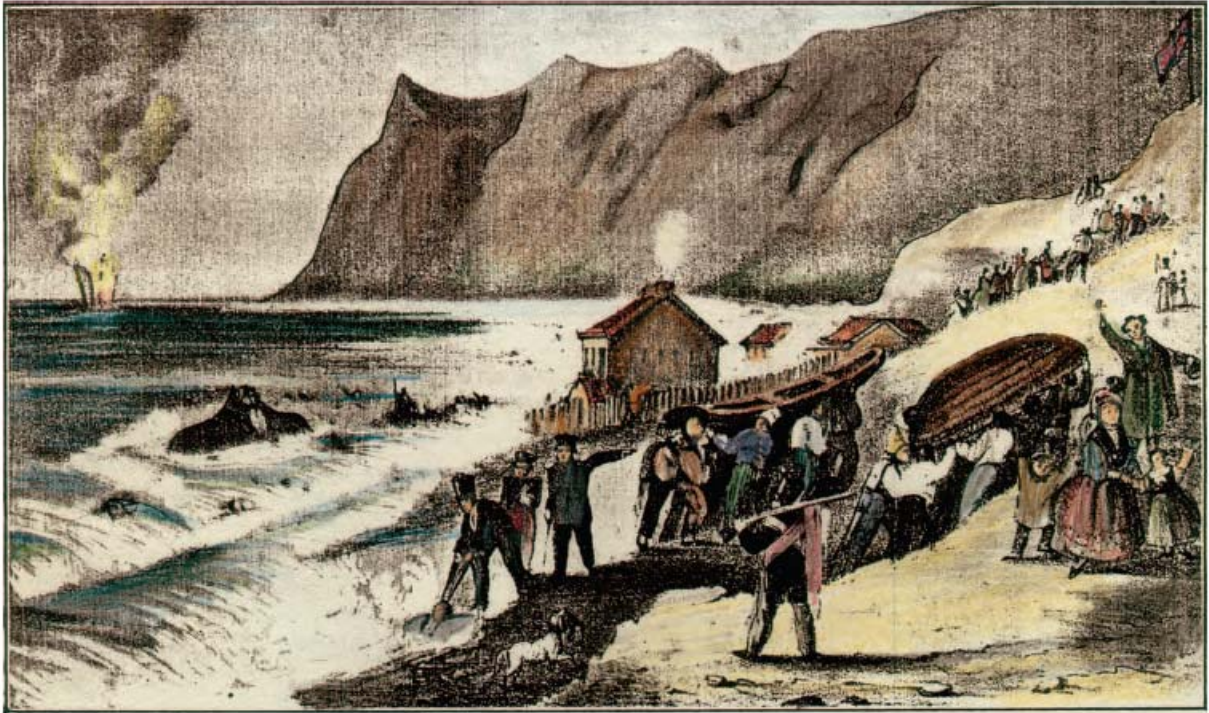
corriera apresurada hacia los cerros. Más o menos a media hora después de la sacudida, el mar se había alejado ya tanto que quedaba en seco hasta las naves ancladas en profundidades de 7 brasas; aparecían a la vista todos los peñascos de arrecifes de la bahía, cuando una descomunal ola pasó rápidamente a lo largo de la costa occidental de la bahía de Concepción, barriendo todo lo que podía oponerse a su avance; su altura alcanzaba a 30 pies encima de la señal de las altas mareas...”
[Fitz Roy, 1835]

El tsunami generado por el terremoto de 1985 se propagó hasta alcanzar la isla Robinson Crusoe. Según el relato de Sir Thomas Sutcliffe, gobernador de la isla en aquel entonces:

“...cerca de las 11:30 AM observé que el nivel del mar estaba más alto de lo que nunca lo había visto, estando en ese momento en marea baja, me alarmé y ordené a los hombres asegurar los botes de inmediato. Mientras lo hacían, el mar comenzó a retirarse con gran velocidad dejando seca la mayor parte de la bahía. Ordené hacer sonar la campana de alarma. Tan pronto la gente se acercó a mí, les pedí levantar los botes y llevarlos a la playa ubicándome detrás de ellos animándolos. Entonces la tierra comenzó a temblar violentamente, oímos una explosión y el mar retrocedió dando tumbos. Los prisioneros estaban tan asustados que abandonaron dos de los botes después de haber asegurado otro a la higuera a los pies del castillo. Es imposible describir la consternación en que todos estábamos, la gente gritando y lamentándose mientras subían a la colina. Los soldados tuvieron apenas tiempo para salvar sus armas antes de que el pueblo quedara literalmente bajo el agua, la cual, de nuevo en retroceso, se llevó las casas, los árboles y el castillo, también varios hombres y mujeres, dejando solo la tienda, la prisión y la iglesia de pie...” [Traducido de Sutcliffe, 1839].

En la Figura 1-4 se observa una ilustración de la escena descrita por Thomas Sutcliffe, realizada por él mismo. En dicha figura se aprecia la explosión descrita en su relato en forma de fuego y humo saliendo del mar frente al sector del Pangal en Bahía Cumberland. Los relatos de la época hablan de actividad volcánica en aquella fecha en las costas de la Isla Robinson Crusoe [Sutcliffe, 1841].

Figura 1-4: Ilustración del tsunami del 20 de Febrero de 1835 en Bahía Cumberland



Fuente: J. Kozák, V. Cermák, The Illustrated History of Natural Disasters, 2010.

El año 1877 el barón austriaco Alfredo De Rodt alquila la isla para explotarla comercialmente, iniciándose así la colonización masiva de la isla Robinson Crusoe en forma ininterrumpida. Cabe mencionar que, según algunos antecedentes la isla estaba siendo habitada por 64 habitantes, por lo que se puede sostener que la isla antes de 1877 ya se encontraba colonizada.

Otro hecho histórico relevante ocurrido en la isla Robinson Crusoe, fue el combate naval durante la Primera Guerra Mundial entre el crucero Dresden, el principal buque de guerra de la flota de la armada alemana con navíos ingleses Kent, Glasgow y Orama, hundiéndose a 65 metros de profundidad en Bahía Cumberland el día 14 de marzo de 1915.

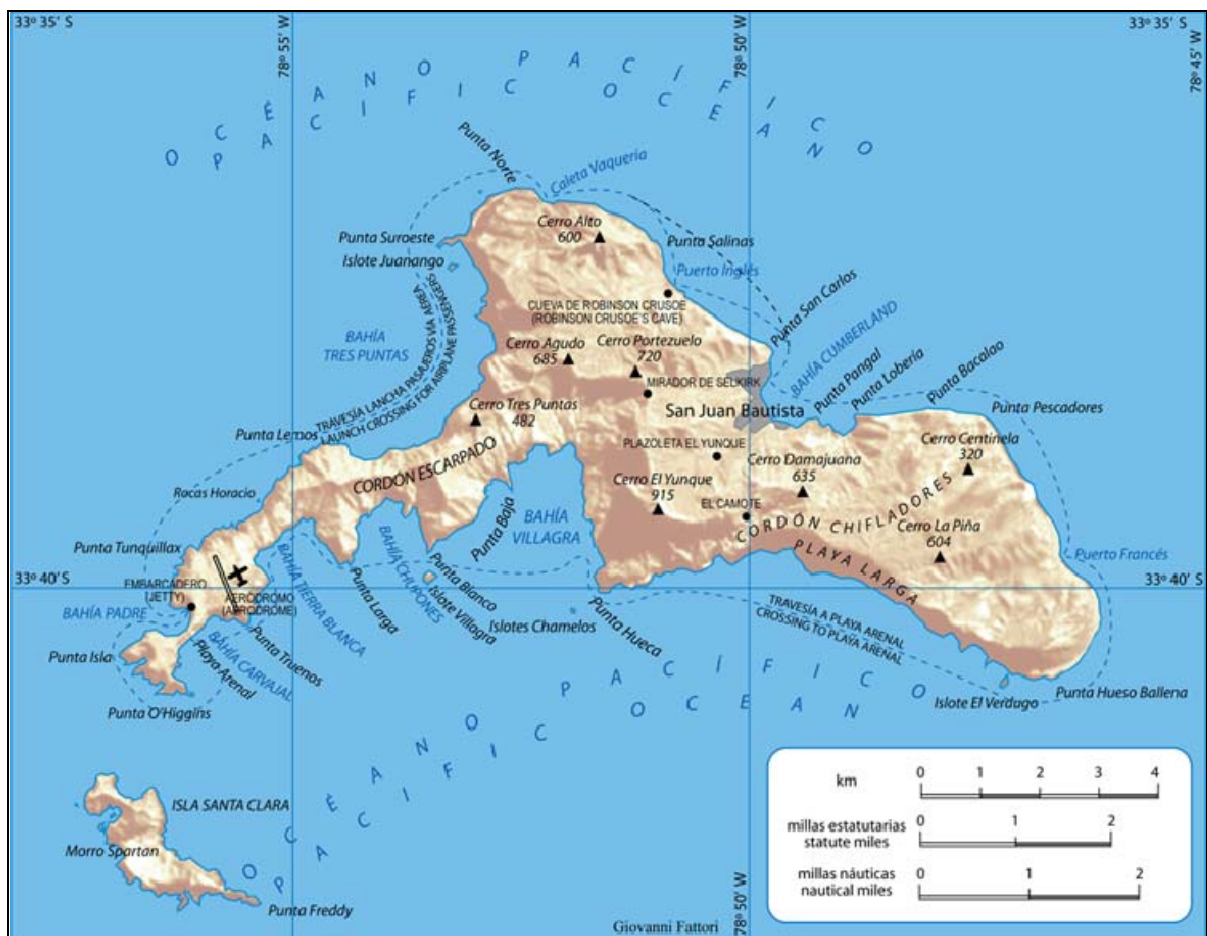
Hoy en día la población de la isla varía en número de manera significativa durante algunos meses del año: en Marzo emigran al continente jóvenes para continuar la enseñanza media y estudios superiores, los cuales vuelven en diciembre junto con la llegada de turistas que visitan la isla en periodo de vacaciones. En Octubre se termina la veda de la langosta y una cincuentena de pescadores, algunos con sus familias, se trasladan a la isla Alejandro Selkirk a trabajar en la pesca, los cuales vuelven a Robinson Crusoe en mayo cuando comienza la veda.

Actualmente, la principal actividad económica y fuente de trabajo de la isla, es la pesca de langosta, y las otras fuentes de empleo importantes son las actividades relacionadas con el turismo y el empleo que ofrecen las instituciones públicas que existen en la isla.

El mes de Julio del 2011 la isla Robinson Crusoe fue declarada Zona de Interés Turístico Nacional por el Servicio Nacional de Turismo, con lo que, en conjunto con otros proyectos de diferentes instituciones públicas, buscan potenciar la actividad económica a través del turismo. Cabe mencionar que hoy en día se está trabajando en el diseño del mejoramiento del borde costero de Bahía Cumberland y se está elaborando el nuevo plan regulador comunal de la isla.

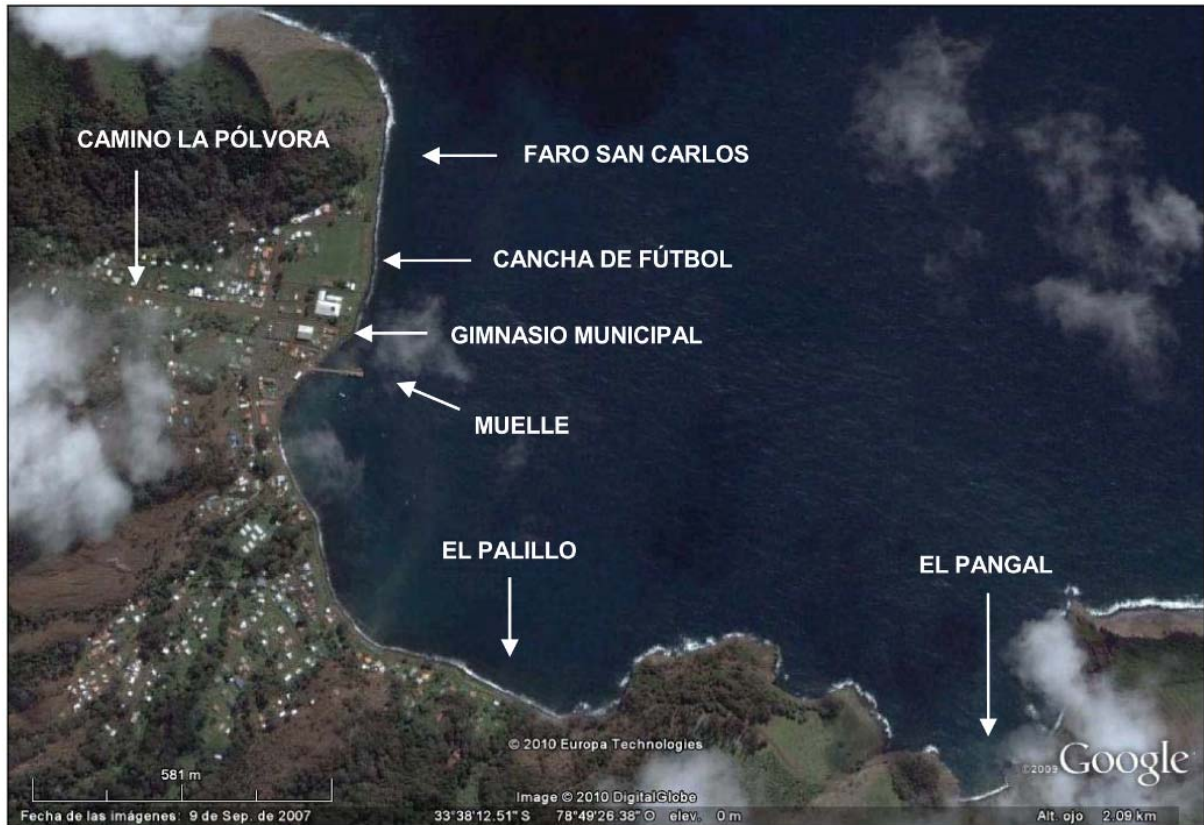
Los principales hitos geográficos de la isla se pueden observar en la Figura 1-5, donde destacan sus cerros, bahías e islotes, los cuales sirven de referencia para cada los sector de la misma. Mientras en Bahía Cumberland destacan los puntos señalados en la Figura 1-6.

Figura 1-5: Geografía de Isla Robinson Crusoe



Fuente: Giovanni Fattori (2009)

Figura 1-6: Sectores de referencia en Bahía Cumberland



Fuente: Ingeniería Civil Oceánica (2010)

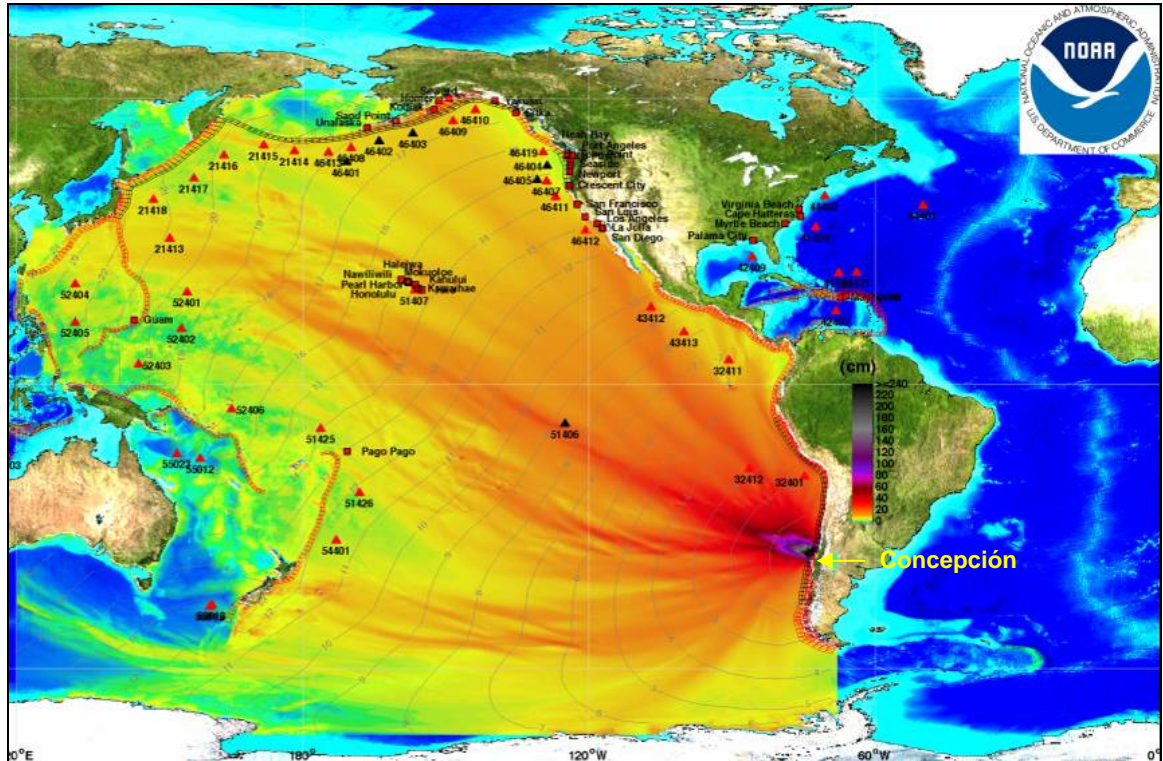
1.3 TSUNAMI DEL 27 DE FEBRERO DEL 2010

El 27 de Febrero del 2010 a las 03:34:14 AM hora local de Chile, tuvo lugar un terremoto de magnitud $M_w^{(2)}=8.8$ frente a las costas de la región del Maule, a 100km al norte de Concepción. El terremoto y el consecuente tsunami causaron sustanciales daños y pérdidas de vidas a lo largo de la costa continental de Chile, en el archipiélago Juan Fernández y en la Isla Rapa Nui [Fritz et al, 2011]. El número de víctimas del tsunami en los reportes iniciales fue sobreestimado considerablemente, debido a la falta de información y los problemas en la comunicación derivados del evento. Posteriormente se redujo a la razón de una víctima de tsunami por cada cuatro fallecidos. La mayoría de las 521 víctimas son atribuidas al terremoto, mientras 124 son contadas como víctimas del tsunami, concentradas en la región del Maule (69) y en la región del Bío-Bío (33), archipiélago Juan Fernández (18) e isla Mocha (4). Se registraron 56 personas desaparecidas, 12.000 heridos, 800.000 desplazados y 370.000 viviendas, 4.013 escuelas, 79 hospitales, 4.200 embarcaciones dañadas o destruidas por el terremoto y tsunami en el área comprendida entre Valparaíso y Concepción [USGS, 2010]. En la Figura 1-7 se puede observar la distribución de alturas máximas en el

⁽²⁾ Corresponde a la magnitud del momento sísmico, cuyo cálculo se describe en el punto 2.1 de este documento.

Océano Pacífico de la ondas de tsunami, resultantes de la modelación numérica del evento realizada por el *Nacional Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Figura 1-7: Modelación del Tsunami del 27 de Febrero del 2010



Fuente: NOAA, 2010

1.3.1 RECONOCIMIENTO POST-TSUNAMI

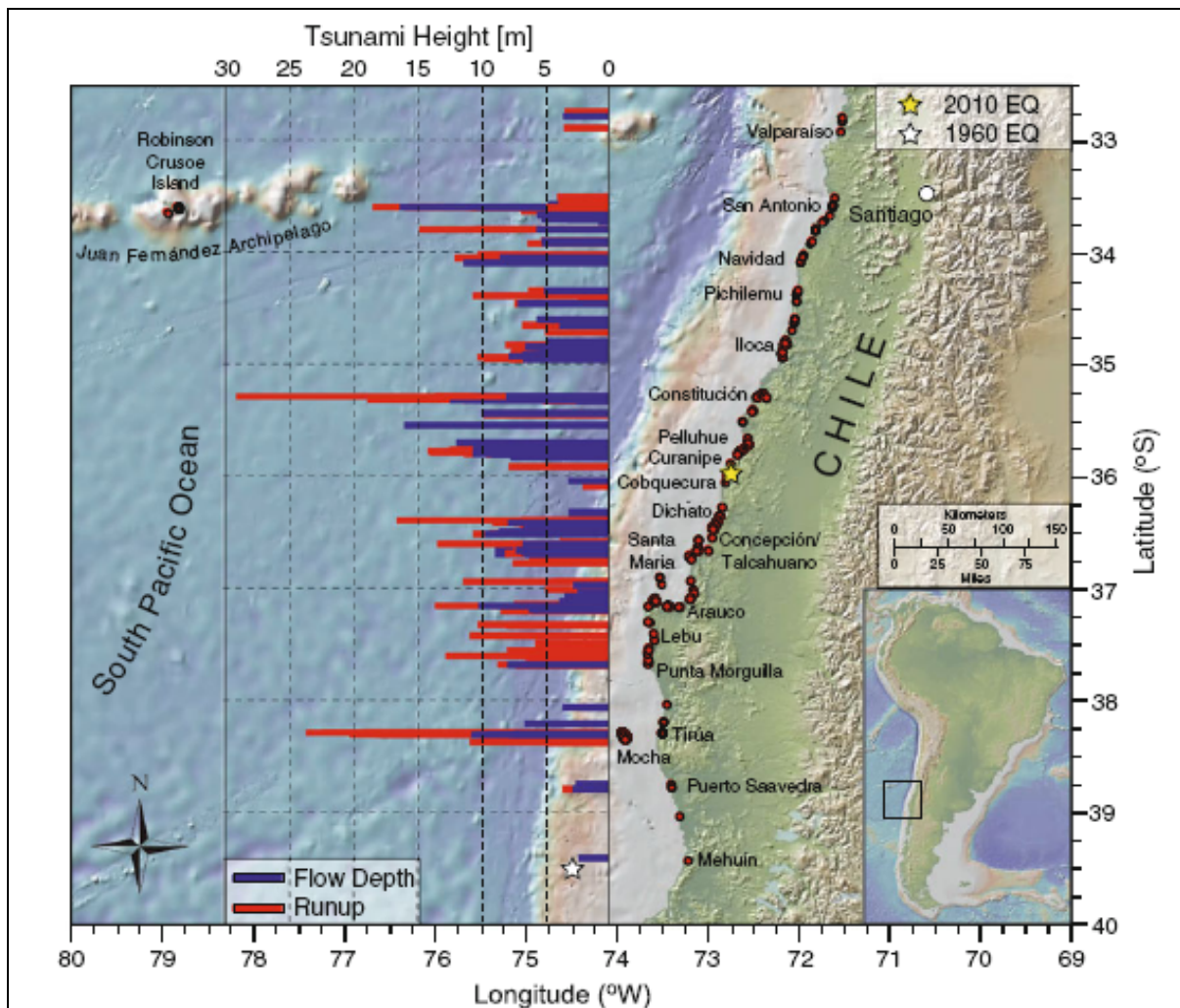
Las semanas posteriores al 27 de Febrero del 2010 un equipo formado por tres grupos de profesionales y especialistas de diferentes países y universidades (*International Tsunami Survey Team*), llevó a cabo el levantamiento de información de la evidencia dejada por el tsunami a lo largo de 800 km de costa chilena, incluyendo la isla Santa María en el Golfo de Arauco, la Isla de Pascua y la Isla Robinson Crusoe. El procedimiento denominado técnicamente como “*post tsunami survey*” en inglés, principalmente consistió en recoger los parámetros hidráulicos del tsunami en su impacto en la costa, así como toda la información que pueda ser utilizada para entender el comportamiento físico de este fenómeno y su impacto en las comunidades afectadas.

En la Figura 1-8 se pueden observar las profundidades de flujo y alturas de run-up medidas en terreno a lo largo de la costa de Chile posterior al tsunami del 27 de Febrero del 2010. El impacto del tsunami alcanzó su cota máxima con un run-up de 29 m localizado en Constitución a lo largo de un abrupto farellón costero. Al norte de Constitución la distribución de run-up mostró una tendencia decadente con alturas de run-up por lo general entre 5 y 10

m sólo superado por un punto alto de run-up de 14 m sobre un farellón costero dentro de los 70 m de costa en Caleta de Mostazal, 35 km al sur de San Antonio.

Más al norte, el run-up se mantuvo uniformemente por debajo de 5 m con una altura típica de 3 m en la zona de Valparaíso como se puede observar en la Figura 1-8. En Llolleo, un campamento en tierras bajas a lo largo de una laguna adyacente al sur del puerto de San Antonio, fue arrasado por el tsunami. Dunas costeras bajas estabilizadas por la vegetación ofrecieron protección parcial a algunas comunidades costeras como Punta de Lobos. Hacia el sur, se observaron diferentes alturas de run-up dentro de un rango de 5 a 15 m entre Constitución y Punta Morquilla a unos 300 kilómetros al sur. Estas observaciones incluyen la zona epicentral en Cobquecura, así como la costa oriente en el interior de la bahía de Concepción y el Golfo de Arauco. Más hacia el sur entre Punta Morquilla y Mehuín, el run-up se mantuvo por debajo de 5 m, a excepción del área de Tirúa. Se midieron 20 m de run-up máximo en un farellón costero en la rivera sur de la desembocadura del río Tirúa, mientras que al norte del río se registraron 13 m de run-up m en las dunas cercanas a lo largo de las playas de la zona [Fritz et al, 2011].

Figura 1-8: Profundidad de flujo y altura de run-up medidas en Chile post Tsunami del 2010³



Fuente: Fritz et al. 2011

1.3.2 TSUNAMI EN ROBINSON CRUSOE

Como parte del presente estudio, el autor formó parte del equipo de *post-tsunami survey* de la Universidad de Valparaíso que, en dos ocasiones, levantó en terreno las evidencias dejadas por el paso del tsunami en la Isla Robinson Crusoe.

³ Flow Depth: Profundidad de Flujo – Run-up: Distancia vertical entre el nivel medio del mar y la cota de máxima inundación. Los parámetros de los tsunamis están descritos en el punto 2.3 del presente informe.

Figura 1-9: Equipos campañas 1 y 2 *post-tsunami survey* de Isla Robinson Crusoe



Fuente: Propia

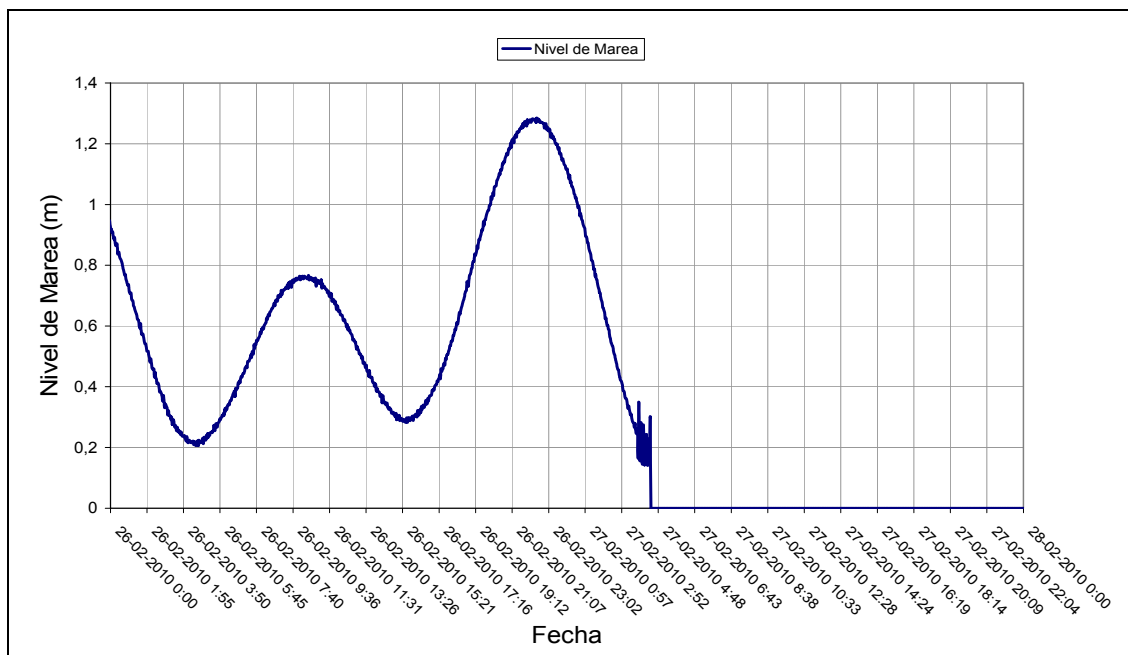
(Arriba: Anita (sobreviviente del 27F), Juan Pablo Jorquera, Christopher Zambra, Mauricio Molina, Patricio Winckler.

Abajo: Alejandro Vera, Ignacio Sepúlveda, Christopher Zambra, Mauricio Molina, Mauricio Reyes)

En la Figura 1-9 se aprecia (arriba) el equipo de la primera campaña de *post-tsunami survey* que viajó a la Isla Robinson Crusoe, donde se levantó principalmente la evidencia física y los testimonios de personas presentes en el poblado de San Juan Bautista el día del tsunami, abarcando en este levantamiento sólo Bahía Cumberland. En un segundo viaje (Figura 1-9, abajo) se complementó el levantamiento con el recorrido completo del borde costero de la Isla y se realizó un levantamiento topográfico de la zona inundada en el poblado. La información levantada se plasmó en el documento “Evaluación del tsunami del 27-02-2010 en poblado de San Juan Bautista, Isla Robinson Crusoe, Archipiélago Juan Fernández” elaborado por la carrera de Ingeniería Civil Oceánica de la Universidad de Valparaíso. Esta información ha sido utilizada para dar validez a las modelaciones realizadas en el presente estudio.

En la isla Robinson Crusoe se comienzan a registrar las primeras anomalías en los registros de un mareógrafo SHOA instalado en Bahía Cumberland a las 03:42 AM, y a partir de las 04:23 AM se observa el arribo de grandes olas que impactaron a la costa de la isla, instante en que el mareógrafo dejó de funcionar, como se puede observar en la Figura 1-10.

Figura 1-10: Registro de Mareógrafo de Bahía Cumberland el 27 de Febrero del 2010



Fuente: Propia, con los datos registrados del mareógrafo de Juan Fernández.

El tsunami arrasó con la zona baja del poblado San Juan Bautista, donde se encontraba la mayoría de los servicios públicos (municipalidad, colegio, oficina de correos, capitanía de puerto, gimnasio municipal, notaría, instalaciones de Conaf). Gran parte de la actividad comercial y turística de la isla, se vio severamente dañada puesto que aproximadamente el 80% de se encontraban dentro de la zona devastada. En la Figura 1-11 y Figura 1-12 se puede observar el estado de la bahía a la mañana siguiente de ocurrido el tsunami.

La inundación alcanzó una penetración horizontal máxima de aproximadamente 300 m y un run-up máximo de 20 m, según se desprende del levantamiento taquimétrico efectuado durante el levantamiento de información en terreno. La máxima profundidad del flujo se registró en las cercanías del borde costero donde alcanzó alturas por sobre los 8 m como se puede observar en la Figura 1-13. [Ingeniería Civil Oceánica, 2010].

Figura 1-11: Escombros flotantes dejados por el tsunami en Bahía Cumberland



Fuente: I.M. de Juan Fernández. 28-02-2010

Figura 1-12: Vivienda desplazada y hundida por el tsunami en Bahía Cumberland



Fuente: I.M. de Juan Fernández. 28-02-2010

Figura 1-13: Profundidades de flujo registradas en Robinson Crusoe



Fuente: Ingeniería Civil Oceánica, 2010.

El número de fallecidos fue de 12 y se registraron 6 desaparecidos. A diferencia de lo ocurrido en el continente, no se sintió un movimiento telúrico significativo en el Archipiélago, razón por la cual pocos habitantes de la zona afectada estaban despiertos al momento del ataque de las olas. Son diversos los relatos de personas que salvaron sus vidas nadando en aguas turbulentas, algunas aferradas a escombros o árboles, con la escasa iluminación que proporcionaba la luna llena en una noche parcialmente nublada.

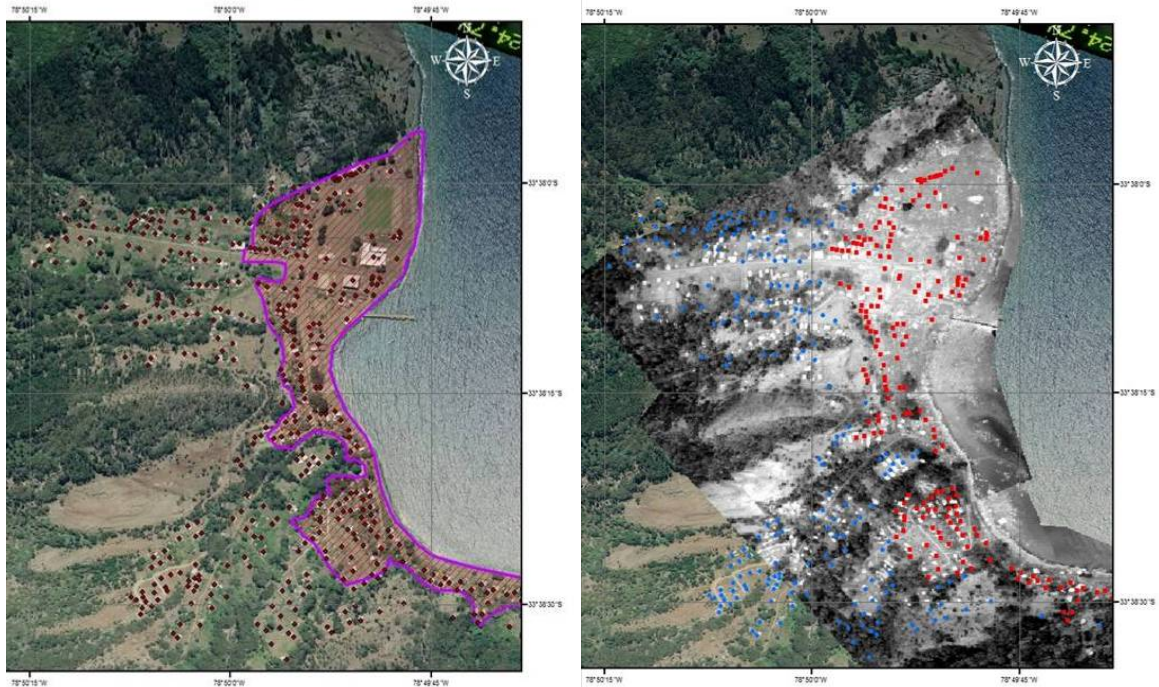
Las familias damnificadas fueron cerca de 50, quedando sus viviendas destruidas completamente o dañadas parcialmente. En la Figura 1-14 se observa las condiciones del poblado San Juan Bautista antes y después del tsunami. Según un levantamiento preliminar elaborado por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea (SAF), de un total de 399 edificaciones ubicadas en el poblado San Juan Bautista a la fecha del tsunami, el evento ocurrido afectó a 199 de ellas, ya sea con su destrucción total o parcial. Cabe mencionar que este último levantamiento se efectuó mediante la utilización de fotografías aéreas y básicamente las edificaciones señaladas como afectadas corresponden a las ubicadas dentro de la zona de inundación.

Figura 1-14: Vista aérea de Bahía Cumberland antes y después del tsunami



Fuente: Servicio Aerofotogramétrico de la FFAA (SAF)

Figura 1-15: Viviendas afectadas por el tsunami del 27/02/2010



Fuente: Servicio Aerofotogramétrico de la FFAA (SAF)

En la Figura 1-15 se observa a la izquierda, el levantamiento de infraestructura existente previa al tsunami, a la derecha se aprecia en puntos rojos las edificaciones que fueron afectadas total o parcialmente por el impacto de la onda en el poblado San Juan Bautista.

En la Figura 1-16 y Figura 1-17 se observa respectivamente, una vista del antes y el después del tsunami en Bahía Cumberland y el área inundada levantada con GPS durante el *post tsunami survey* efectuado en terreno.

Figura 1-16: Fotografías de San Juan Bautista antes y después del Tsunami



Fuente: Ingeniería Civil Oceánica, 2010

Figura 1-17: Extensión de la inundación en el poblado de San Juan Bautista.



Fuente: Ingeniería Civil Oceánica, 2010

1.4 MODELOS NUMÉRICOS

La representación de fenómenos físicos, hasta hace pocas décadas atrás, era realizada utilizando métodos empíricos y analíticos que tenían un reducido rango de validez y requerían de un gran esfuerzo para analizar cada caso en específico. Con el desarrollo de la tecnología, estos métodos fueron siendo desplazados por herramientas computacionales que resuelven las complejas ecuaciones que describen el comportamiento de fenómenos que ocurren en la naturaleza con un gasto de tiempo y esfuerzo aceptable. Por otra parte los modelos físicos implican altos costos en su implementación para cada caso que se pretende analizar, por lo que solamente son utilizados en casos en que se requiere un análisis más profundo, principalmente para fines académicos o cuando la magnitud de algún proyecto así lo amerita.

Una de las técnicas utilizadas para resolver problemas matemáticos sobre dominios complejos es el método de elementos finitos (*MEF*). Éste es un método numérico de aproximación de soluciones de las ecuaciones diferenciales parciales u ordinarias muy utilizado en la física y la ingeniería, el cual permite resolver las ecuaciones sobre geometrías

complicadas y poco regulares como lo es la batimetría del lecho oceánico. Sin embargo, este método está basado en algoritmos complejos y puede significar un alto costo computacional y de tiempo.

Uno de los métodos más utilizados en la descripción de fenómenos físicos es el de diferencias finitas (*MDF*), que es, en esencia, un método que consiste en calcular la solución de un problema diferencial sobre un conjunto discreto de puntos, que suelen asociarse a nodos en una grilla que puede representar, por ejemplo, una superficie discretizada. Hoy en día la técnica de diferencias finitas en el dominio del tiempo (*DFDT*) es una de las más populares, pues permite realizar una discretización de ecuaciones en el dominio espacial y temporal.

El método de volúmenes finitos (*MVF*) es otro método de representación y evaluación de problemas diferenciales parciales en forma de ecuaciones algebraicas. Al igual que el método de diferencias finitas o el método de elementos finitos, los valores se calculan en puntos discretos de una grilla. "Volumen finito" se refiere al volumen reducido en torno a cada punto de nodo en una grilla sobre el cual se integran dichas ecuaciones. Una ventaja de este método es que está formulado para trabajar sobre grillas no estructuradas. El método se utiliza en varios modelos computacionales de dinámica de fluidos.

Actualmente existe una variedad de modelos numéricos que utilizan estos dichos métodos de discretización en la resolución de ondas de tsunamis, entre los más utilizados se encuentran los siguientes:

- ▶ **MOST:** (*Method Of Splitting Tsunami*) este modelo fue desarrollado por investigadores del Pacific Marine Environmental Laboratory del NOAA (EE.UU).
- ▶ **ANUGA:** Este modelo hidrodinámico fue desarrollado entre Australian National University (*ANU*) y Geoscience Australia (*GA*).
- ▶ **TUNAMI-N:** Desarrollado por investigadores japoneses del Disaster Control Research Center en la Universidad de Tokohu.
- ▶ **MIKE 21 HD:** (*MIKE 21 Hydrodynamic Module*) desarrollado por el Danish Hydraulic Institute de Dinamarca.
- ▶ **COMCOT:** (*Cornell Multigrid Coupled Tsunami Model*) desarrollado por investigadores de la Cornell University en New York, (EE.UU).

El modelo a utilizar en el presente estudio es COMCOT V 1.7. A continuación se describe de forma general el funcionamiento del modelo.

1.4.1 COMCOT

El modelo COMCOT es una suite de algoritmos que implementa el método de diferencias finitas (*leap-frog scheme*) para resolver las ecuaciones de aguas someras (*Shallow Water*

Equations). Utiliza un sistema de grillas anidadas dinámicamente de hasta cuatro regiones con diferente resolución, con el fin de modelar el fenómeno a distintas escalas.

En COMCOT, las Ecuaciones de Aguas Someras se implementan en forma lineal y no-lineal tanto en coordenadas esféricas (geográficas) como cartesianas. Dependiendo de la escala del dominio numérico éste modelo permite ser utilizado de distintas maneras. Para tsunamis que se propagan por el océano abierto donde la amplitud de la onda es mucho más pequeña que la profundidad por la cual se propaga, es conveniente utilizar las ecuaciones lineales en coordenadas esféricas. En cambio para un dominio de modelación pequeño es conveniente utilizar las ecuaciones no-lineales en coordenadas cartesianas. Para modelos a gran escala se puede utilizar coordenadas esféricas y un módulo lineal para la resolución de las ecuaciones, donde los efectos de Coriolis son considerables y los fenómenos no lineales son poco relevantes. Para modelaciones de menor escala se utilizan coordenadas cartesianas y se implementa el modulo no lineal, donde se desprecian los efectos de Coriolis y toma relevancia el efecto de fricción del fondo y las fuerzas de inercia.

Las ecuaciones de gobierno, en su forma lineal y expresadas en coordenadas geográficas, se presentan a continuación:

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

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad \text{Ecuación 2}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad \text{Ecuación 3}$$

La Ecuación 1 representa la conservación de masa y la Ecuación 2 y 3 la conservación de momentum en las componentes ortogonales P y Q, donde:

$\eta(\varphi, \psi, t)$	Elevación de la superficie
$h(\varphi, \psi, t)$	Profundidad
$P, Q(\varphi, \psi, t)$	Densidad de flujo en direcciones φ e ψ
R	Radio de la tierra
g	Aceleración de gravedad
$-\frac{\partial h}{\partial t}$	Tasa de movimiento del fondo marino
$f = \Omega \sin \varphi$	Coficiente de Coriolis, dependiente de la latitud
Ω	Velocidad de rotación de la tierra

φ, ψ *Latitud, Longitud*

En tanto las mismas ecuaciones de gobierno en su forma no-lineal expresadas en coordenadas geográficas son las siguientes:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \varphi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 4}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad \text{Ecuación 5}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde:

$\eta(\varphi, \psi, t)$	Elevación de la superficie
$H(\varphi, \psi, t) = \eta + h$	Profundidad total
$F_x, F_y(\varphi, \psi, t)$	Fricción de fondo en ambos ejes coordenados

La fricción de fondo en sus componentes ortogonales es evaluada mediante la formulación de Manning:

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación 7}$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

La ventaja de este modelo es que, al estar diseñado para la simulación de tsunamis, permite recrear toda la duración de éste, desde su génesis hasta su arribo a la costa permitiendo estimar el *run-up* y *rundown* en el área de interés. Cuenta con distintos métodos de generación de la onda inicial: un modelo de falla (*fault model*), ingresando una ola inicial estimada previamente (*Inicial Surface*), un modelo de generación de ola por alguna de las fronteras del dominio (*Incident Wave Maker*) y generación por desprendimiento submarino de masa (*Submarine Landslide Model*). En este estudio, el mecanismo de generación a utilizar

es el modelo de falla, el cual ocupa el método de Okada [Okada, 1985] para generar la onda inicial, ingresándole previamente los parámetros generales del sismo.

La principal desventaja en utilizar COMCOT es que requiere de un gran trabajo en el post proceso de los resultados, pues las salidas son generadas en forma matricial en formatos no rectangulares y además genera una gran cantidad de archivos, pues para cada time-step que se quiera conocer se genera un archivo con la información correspondiente.

Dada la gran escala de la modelación a realizar en el presente estudio, se utilizarán ecuaciones esféricas lineales para las grillas mayores por donde se propaga el tsunami a través del océano profundo y para la grilla más fina, donde se representará Bahía Cumerland, se utilizarán las ecuaciones no-lineales.

El método numérico utilizado por COMCOT para resolver las ecuaciones de gobierno sobre el dominio de modelación es el Método de Diferencias Finitas mediante un esquema numérico denominado *leap-frog scheme*. La evaluación de la elevación superficial (η) y de los flujos P y Q , se realiza de forma intercalada en el tiempo y en el espacio dentro de la grilla. El esquema puede ser expresado de forma explícita para coordenadas esféricas como se describe a continuación:

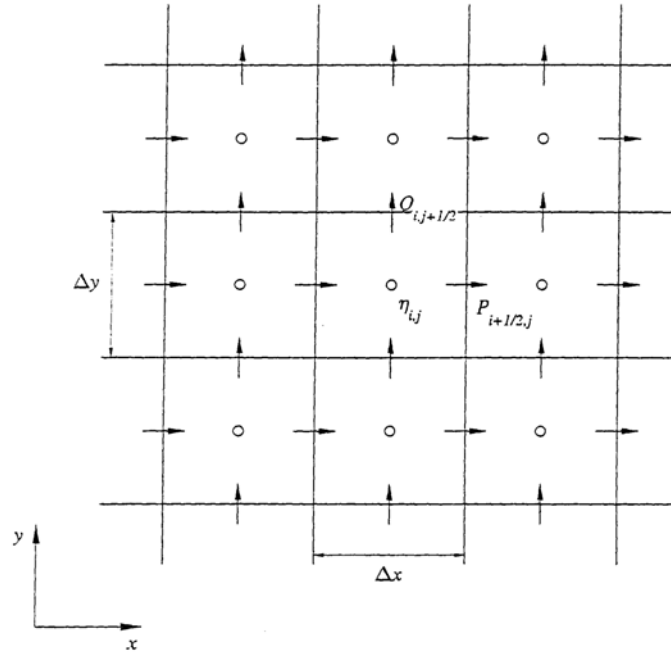
$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta \psi} + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{(\cos \varphi_{i,j+1/2}) Q_{i,j+1/2}^n - (\cos \varphi_{i,j-1/2}) Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta \varphi} = - \frac{h_{i,j}^{n+1/2} - h_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} \quad \text{Ecuación 9}$$

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R \cos \varphi} \right\}_{i+1/2,j} \frac{\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta \psi} - f Q_{i+1/2,j}^n = 0 \quad \text{Ecuación 10}$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R} \right\}_{i,j+1/2} \frac{\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta \varphi} - f Q_{i,j+1/2}^n = 0 \quad \text{Ecuación 11}$$

La elevación superficial es calculada en niveles de tiempo $t = (n + 1/2)\Delta t$ y $t = (n - 1/2)\Delta t$, sin embargo para las componentes de flujo es calculada en el tiempo $t = n\Delta t$ y $t = (n + 1)\Delta t$, con n un número natural.

Figura 1-18: Esquema de diferencias finitas *leap-frog*



Fuente: Wang, X. 2009 (para coordenadas cartesianas)

A partir de la ecuación de conservación de masa, el esquema de diferencias finitas calcula la superficie libre del agua en el punto de grilla (i, j) en el *time-step* $(n + 1/2)$. El cálculo es totalmente explícito y requiere información sobre la componente de flujo y el desplazamiento de la superficie libre del *time-step* anterior. Las componentes del flujo (P y Q) no son evaluadas en la misma posición que el desplazamiento de la superficie libre. En la Figura 1-18 se puede apreciar que la grilla en la cual el desplazamiento, η , es calculado en el centro de la celda (i, j) y el flujo es obtenido en el centro de los cuatro ejes de la misma celda $(P_{i-1/2,j}, P_{i+1/2,j}, Q_{i,j-1/2}, Q_{i,j+1/2})$. Luego, son utilizadas las ecuaciones de momentum para calcular las componentes del flujo, $P_{i+1/2,j}$ y $Q_{i,j+1/2}$ [Wang, X. 2009].

El esquema *leap-frog* de diferencias finitas para las ecuaciones de aguas someras no-lineales puede ser expresado de forma explícita para coordenadas esféricas como se describe a continuación:

$$\eta_{i,j}^{n+1/2} = \eta_{i,j}^{n-1/2} - \frac{1}{R \cos \varphi_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) - \frac{1}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \varphi} (Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n)$$

Ecuación 12

$$\begin{aligned}
 P_{i+1/2,j}^{n+1} = & f_x \left\{ (1 - v_x \Delta t) P_{i+1/2,j}^n - \left\{ \frac{gH}{R \cos \varphi} \right\}_{i+1/2,j}^{n+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}) \right\} \\
 & - \frac{f_x}{R \cos \varphi_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} \left\{ \lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right\} \\
 & - \frac{f_x}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \varphi} \left\{ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right\}
 \end{aligned}$$

Ecuación 13

$$\begin{aligned}
 Q_{i,j+1/2}^{n+1} = & f_y \left\{ (1 - v_y \Delta t) Q_{i,j+1/2}^n - \frac{gH_{i,j+1/2}^{n+1/2}}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}) \right\} \\
 & - \frac{f_x}{R \cos \varphi_{i,j+1/2}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} \left\{ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right\} \\
 & - \frac{f_x}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \varphi} \left\{ \lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right\}
 \end{aligned}$$

Ecuación 14

En donde $f_x = \frac{1}{1 + v_x \Delta t}$ y $f_y = \frac{1}{1 + v_y \Delta t}$. Las otras variables de estas ecuaciones son las mismas definidas anteriormente.

1.4.2 MODELO DE GENERACION DEL TSUNAMI

Como parte del modelo COMCOT v1.7, está incorporado un submodelo para la génesis del tsunami según las formulaciones de Okada (1985), las cuales son utilizadas para calcular la forma de la superficie libre del mar, a partir de las características geofísicas del terremoto (geometría y desplazamiento de la falla). Este resultado es la condición inicial que rige la modelación de la onda de tsunami.

En lo que a caracterización espacial se refiere, diversos investigadores han obtenido soluciones analíticas para la generación de ondas gravitacionales en la columna de agua por movimientos en el fondo marino. Kajiura (1963) demostró que los cambios en el fondo se relacionan con los cambios en la superficie libre del agua mediante un factor F definido de la siguiente forma:

$$F = \frac{1}{\cosh\left(2\pi \cdot \frac{d}{L}\right)}$$

Ecuación 15

Donde L es la longitud de onda de deformación del fondo (en este caso de estudio corresponde al ancho de la falla) y d la profundidad del agua. Cuando $L \gg 2\pi d$, F tiende a 1 lo cual sucede en la mayoría de los tsunamis generados por terremotos. Esto quiere decir que si la longitud de onda de deformación del fondo es mucho más grande que la profundidad, se puede suponer que el desplazamiento de la superficie libre del agua es igual al desplazamiento del fondo y que la componente vertical del desplazamiento del fondo es realmente la única responsable de la generación de tsunamis. Con esto se justifica la simplificación que consiste en igualar el campo de desplazamientos verticales del fondo con la forma de la onda superficial generada a partir del evento sísmico [Ávila, 2005].

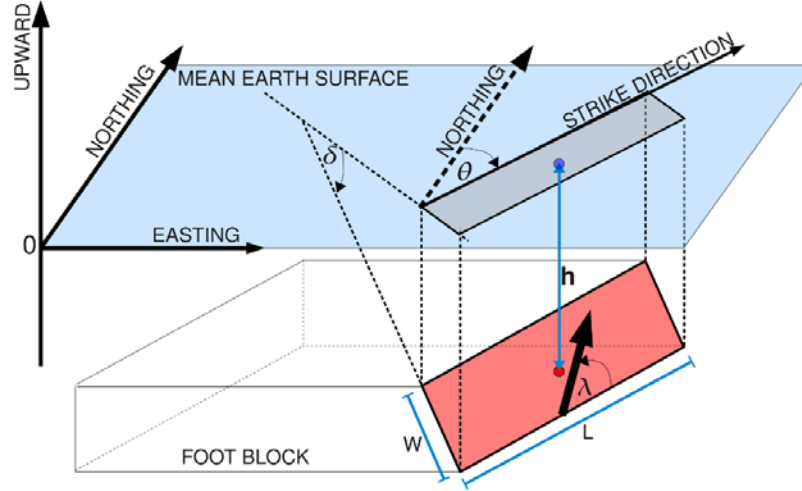
Respecto de la caracterización de la génesis de un tsunami en el tiempo, Kajiura (1970) demostró que la eficiencia de generación de un tsunami, definida como la relación de su energía dinámica y su energía estática, es prácticamente de 100% cuando el tiempo que dura la deformación del fondo, y por ende el sismo, es pequeño en comparación con el tiempo que le toma al tsunami propagarse alejándose de su punto de origen. Esta situación es común en la mayoría de los tsunamis generados por movimientos sísmicos. Lo anterior condice a una tercera simplificación, que consiste en suponer que, para efectos de propagación del tsunami, el movimiento del fondo puede ser considerado instantáneo.

Con base a lo expuesto anteriormente, una vez conocida la deformación final del fondo marino provocada por el sismo, ésta se podrá igualar a la condición inicial para el modelo de propagación del tsunami.

La deformación del fondo marino debido a alguna falla o movimiento cosísmico puede estimarse mediante la Teoría de la Dislocación Elástica, la cual fue introducida por Steketee en 1958. Los parámetros de falla necesarios para calcular la deformación de la superficie libre son la localización del hipocentro, la geometría de la falla (rumbo (*strike*) ϕ , manteo (*dip*) δ y ángulo de deslizamiento (*rake*) λ), las dimensiones del plano de falla $A = L \times W$ (Figura 1-19), el desplazamiento medio de los bloques \bar{u} , el momento sísmico M_0 y el módulo de rigidez de la corteza μ , relacionados estos tres últimos parámetros mediante la siguiente expresión:

$$M_0 = \mu \bar{u} A \quad \text{Ecuación 16}$$

Figura 1-19: Esquema de plano de falla y sus parámetros



Fuente: User manual for COMCOT v.1.7

El modelo COMCOT utiliza la formulación de Okada (1985), la cual es de relativamente fácil aplicación, siendo ésta la de mayor aceptación en la comunidad científica. Esta formulación considera al medio sólido (corteza) como homogéneo e isotrópico. La expresión para calcular la componente vertical del desplazamiento de la superficie terrestre provocado por una falla finita, u_z , de acuerdo al sistema de referencia de la Figura 1-19 es el siguiente:

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{q\bar{h}}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad \text{Ecuación 17}$$

Donde

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta}$$

$$p = y \cos \delta + h \sin \delta; \quad q = y \cos \delta; \quad \bar{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta$$

$$\bar{h} = \eta \sin \delta - q \cos \delta; \quad R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \bar{y}^2 + \bar{h}^2; \quad X^2 = \xi^2 + q^2$$

Okada (1985) considera la expansión de la dislocación en la falla a través del medio sólido semi-rígido el cual absorbe dicha dislocación a medida se aleja del punto de rotura, hasta deformar el fondo. Para la aplicación de las formulaciones de Okada (1985) el modelo COMCOT v.1.7 requiere como input los parámetros generales del terremoto generador del tsunami, los cuales son: las coordenadas del epicentro, la profundidad del foco, la dislocación, los ángulos de *strike*, *dip* y *rake*, y las dimensiones del ancho y largo de la zona de ruptura.

2. HIDRODINÁMICA DE TSUNAMIS

Las ondas que se propagan en el mar varían en un amplio rango de periodos, amplitudes, direcciones y probabilidades de ocurrencia. Estas propiedades dependen del mecanismo que las genera, de la interacción con el medio que las rodea y del estado de desarrollo en que se encuentren. El origen de estas ondas pueden ser fenómenos meteorológicos, como en el caso del oleaje; astronómicos como las mareas y geofísicos como los tsunamis. Esto sin mencionar las ondas producidas por la actividad humana en el mar, tal como resultan de explosiones nucleares, tránsito de buques, etc.

En este capítulo se presentan de manera introductoria los aspectos generales de la hidrodinámica de los tsunamis, en términos del mecanismo que los genera, enfatizando en el origen sísmico, su propagación por el océano y su arribo e interacción con la costa.

2.1 GENERACIÓN DE TSUNAMIS

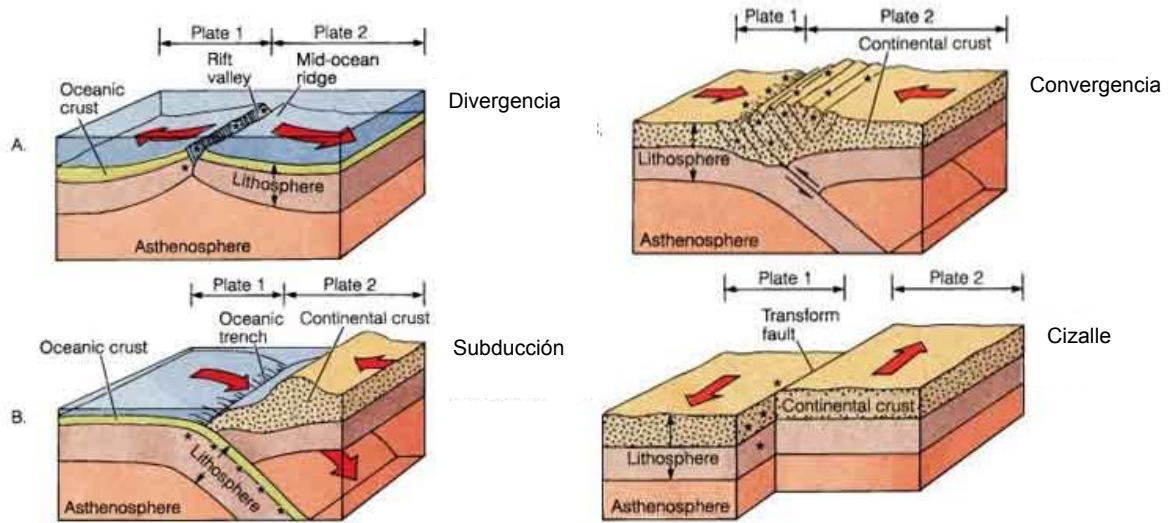
2.1.1 MECANISMOS DE GENERACIÓN

Las ondas de tsunami se caracterizan por tener un período relativamente largo, transportar una gran cantidad de energía y tener una baja probabilidad de ocurrencia. Los efectos que estos tienen al arribar a la costa son altamente dependientes del origen que el tsunami posea, además de la geomorfología costera. A continuación se describen los mecanismos más comunes en la generación de este tipo de ondas:

► Actividad Sísmica

Teóricamente, un terremoto es la liberación abrupta de tensión acumulada en la corteza terrestre, resultado del lento movimiento relativo entre las placas tectónicas [Kanamori & Borsky, 2004]. El movimiento entre placas puede tener diferentes configuraciones, como se puede observar en la Figura 2-1. En el caso chileno, se tiene frente a la costa el tipo de falla que es más susceptible a la producción de tsunamis, esto es una falla de subducción (B en la Figura 2-1).

Figura 2-1: Tipos de falla tectónica



Fuente: The Dynamic Earth: An Introduction to Geology. 3rd ed.

La dislocación (*slip*) es el desplazamiento relativo producido entre dos placas en las fallas de subducción. Esto induce un levantamiento o descenso del fondo marino, movimiento mediante el cual se transmite la energía a la columna de agua sobre el área fracturada. A partir de esto se desencadena la propagación de esta energía en forma de una onda de largo período que es capaz de viajar miles de kilómetros por el océano. Este proceso, en su génesis, depende de la zona de ruptura, de la magnitud del sismo y de la ubicación del hipocentro en las fallas por subducción.

Hasta hace algunos años la escala para medir terremotos era la de Richter, M_L , definida como el logaritmo en base diez de la máxima amplitud de la onda sísmica medida en un sismógrafo ubicado hasta 100 km de distancia del epicentro del sismo [Okal, Talanier & Reymond, 1991]. Sin embargo este método se satura al llegar a un valor de siete. Hoy en día los terremotos se clasifican en función del momento sísmico que se define matemáticamente:

$$M_0 = \mu \cdot \Delta D \cdot S [N \cdot m] \quad \text{Ecuación 18}$$

Donde μ es el coeficiente de rigidez donde se desarrolla el sismo, ΔD es la dislocación media entre las placas a lo largo de la falla y S es el área de la superficie que falla. La magnitud del momento sísmico (M_w) es la escala con la que se miden actualmente los terremotos y sigue la siguiente relación:

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.07 \quad \text{Ecuación 19}$$

El potencial destructivo de un tsunami está en función de la fuente que lo genera, esto es, de la magnitud del evento sísmico, la distancia entre el punto de origen y la costa, la batimetría por la cual se propaga y la configuración de la línea de costa.

A la fecha no existe una relación lo suficientemente clara para determinar con anticipación, las características exactas de un tsunami a partir de un terremoto o si éste será capaz de generarlo, pero se han propuesto relaciones que permiten visualizar la correlación entre la magnitud del sismo y la del tsunami. Se reconocen 3 características cualitativas básicas para la generación de un tsunami de origen tectónico [Farreras, 1995, citado por Winckler 2002]:

1. Que el hipocentro del sismo o la mayor parte de la zona de ruptura esté en el mar a una profundidad no mayor a los 60km.
2. Que exista un desplazamiento vertical entre placas tectónicas en donde ocurre el sismo, y no sea sólo una dislocación lateral entre placas.
3. Que el sismo libere suficiente energía y que el mecanismo de falla transmita de manera eficiente la energía a la columna de agua.

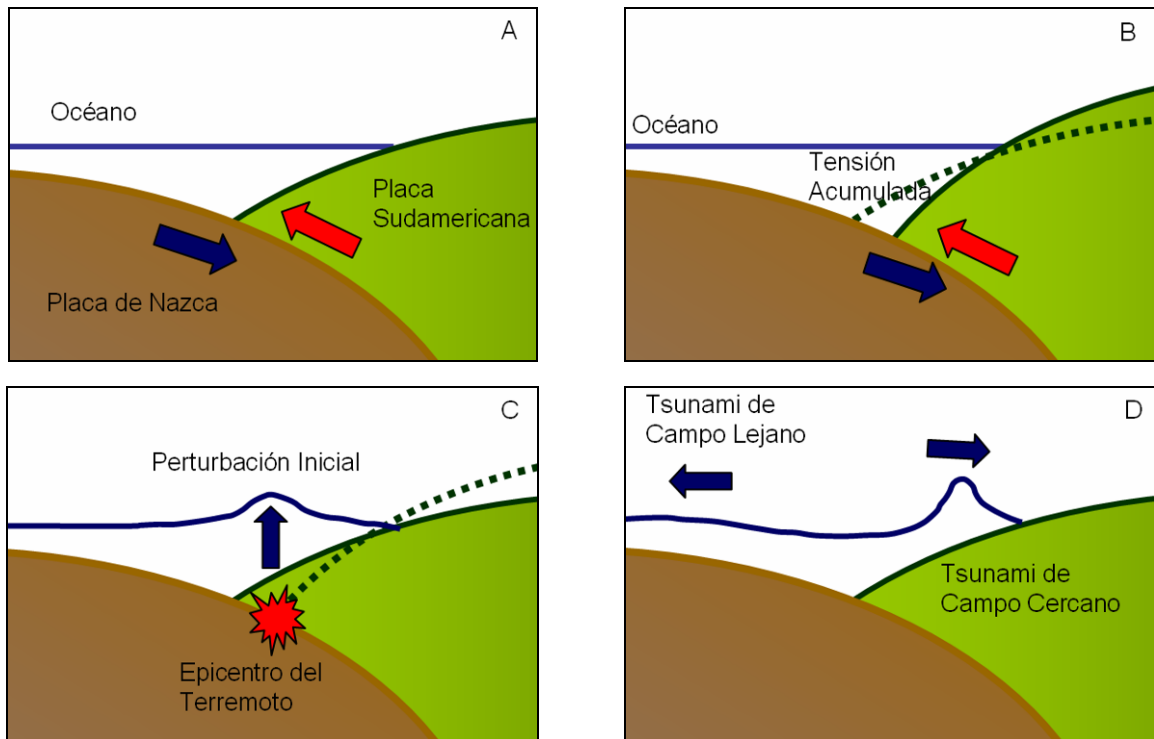
Una relación entre Momento Sísmico y el potencial destructivo del Tsunami, la propone Talandier en 1993, como se puede observar a continuación:

Tabla 2-1: Relación entre Momento Sísmico y el potencial destructivo del Tsunami

$M_0 (Nm)$	Descripción
$M_0 < 10^{21}$	No genera Tsunami
$10^{21} \leq M_0 \leq 5 \cdot 10^{21}$	Tsunami Pequeño
$5 \cdot 10^{21} \leq M_0 \leq 2 \cdot 10^{22}$	Tsunami Grande y Destructivo
$M_0 \geq 2 \cdot 10^{22}$	Tsunami Grande y Destructivo

El mecanismo de subducción consiste básicamente en la superposición de dos placas que avanzan en sentidos opuestos, proceso mediante el cual se acumula energía debido a la deformación de ellas y provocado por la fricción existente en la superficie de contacto entre ambas. Esta energía es liberada de manera abrupta y las placas intentan volver a la posición de equilibrio.

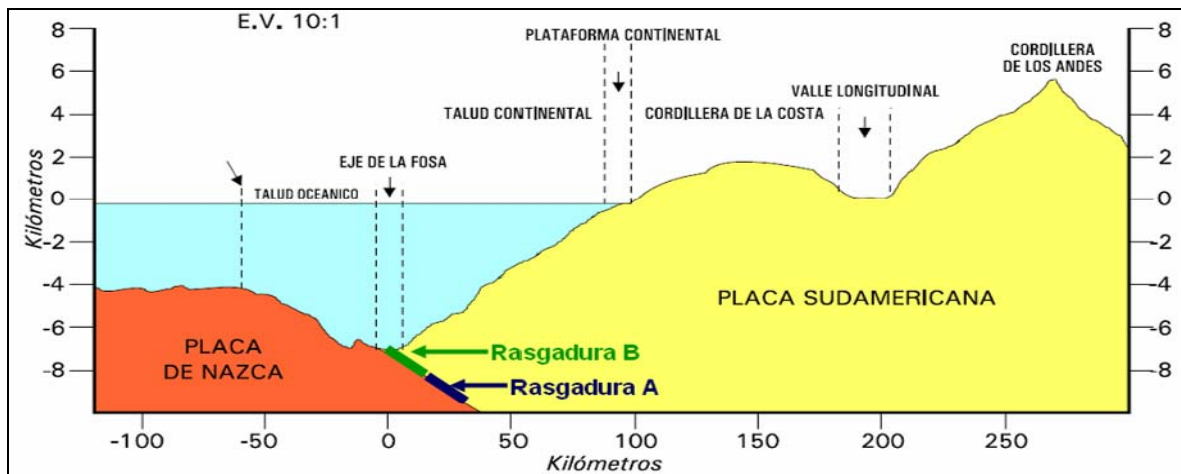
Figura 2-2: Esquema del mecanismo generador de tsunamis en una falla de subducción



Fuente: Elaboración Propia.

A pesar de que la falla de subducción es la que tiene un mayor potencial generador de tsunamis, esto no es necesariamente así cuando la dislocación o “rasgadura” entre las placas está demasiado alejada del eje de la falla (Rasgadura A en la Figura 2-3), es decir, que un sismo puede tener un momento sísmico suficientemente grande, su hipocentro ubicado en el fondo oceánico y a baja profundidad y sólo generar perturbaciones menores en la columna de agua. Al contrario, una “rasgadura” que llega al eje de la falla (Rasgadura B en la Figura 2-3) tiene un mayor potencial generador de tsunamis transfiriendo más eficientemente la energía liberada por el sismo a la columna de agua, por ende la perturbación en ésta será mayor.

Figura 2-3: Esquema general del mecanismo de Subducción en Chile central



► Actividad Volcánica

La actividad volcánica suele ser ocasionalmente una fuente de generación de tsunamis, esto ocurre cuando el volcán submarino erupciona provocando una explosión capaz de perturbar la columna de agua. Este tipo de tsunamis tiene una fuente puntual y una propagación radial, por lo que el frente de olas generado pierde rápidamente su altura debido a la dispersión angular, siendo, generalmente, capaz de afectar considerablemente solo a las costas cercanas al origen.

El mayor tsunami de origen volcánico del que se tiene registro fue el provocado entre las islas de Java y Sumatra por la erupción del volcán Krakatoa, en Mayo de 1883, donde la ola producida alcanzó una altura media de 37 metros. Destruyo 295 pueblos y ciudades en Java y Sumatra. Murieron un total de 36,417 personas. Al ser un tsunami de origen volcánico su alcance fue local y fue destructivo solo en el archipiélago de Krakatoa en Indonesia [Murty, 1977].

► Remociones en Masa

La remoción en masa es el desprendimiento o deslizamiento repentino de grandes volúmenes de masa de tierra en taludes inestables, debido a lluvias que sobrecargan un talud, sismos, etc. El volumen de masa que se desprende cae sobre la columna de agua desplazándola y generando ondas que pueden llegar a tener decenas de metros de altura. Este es un tsunami con un origen focal, por lo que pierde energía rápidamente a medida que se propaga. No obstante puede tener consecuencias catastróficas en las zonas cercanas al origen.

El 21 de Abril del 2007 en el fiordo de Aysén se produjeron sismos los cuales generaron desprendimientos de tierra en los taludes costeros en dicho fiordo, y debido a ello grandes olas las que ocasionaron graves daños en las comunidades cercanas al origen, registrándose 4 muertos y 6 desaparecidos [Riquelme, 2010]. Un caso más dramático aún

fue el ocurrido en Bahía Lituya, Alaska, el 10 de Julio de 1958, donde el desprendimiento de rocas generó una perturbación en el agua que superó los 500 metros de altura [Murty, 1977].

► Otros Mecanismos de Generación

Otros mecanismos de generación de tsunamis, pero menos frecuentes son los originados por explosiones nucleares, resonancias de masas de agua, tsunamis de origen atmosférico y caída de meteoritos en el océano. Estos eventos son muy poco recurrentes en el mundo, pero de igual manera pueden tener consecuencias catastróficas en las comunidades costeras.

2.1.2 GENERACIÓN DE TSUNAMIS EN CHILE

En Chile, la mayor parte de la costa está sobre la franja de falla donde la Placa de Nazca se subduce bajo la Placa Sudamericana a una tasa de 7cm/año (Figura 2-4), por lo que existe una gran actividad sísmica con un potencial de generar tsunamis y así lo demuestran los numerosos registros de estos eventos ocurridos en la costa chilena.

Figura 2-4: Placas Tectónicas en Sudamérica

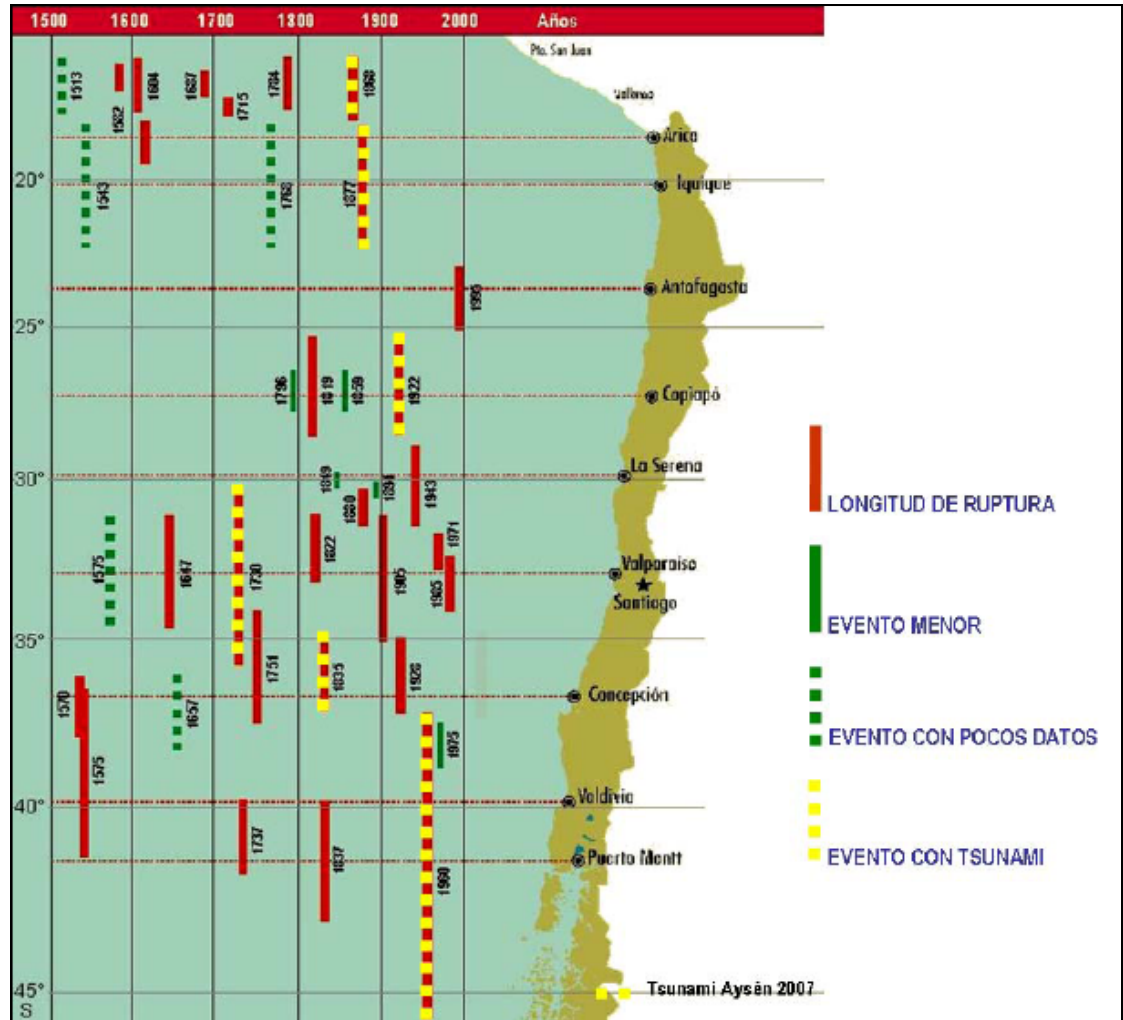


Fuente: Mauricio Lucioni

El avance constante de la Placa de Nazca hacia la Placa Sudamericana provoca que aumenten las tensiones entre ellas, deformándolas hasta llegar a un punto en donde esa tensión es liberada en forma de un movimiento brusco donde la Placa Sudamericana intenta restituir su forma original. En ese momento es donde la energía se transfiere desde el fondo marino hacia la columna de agua (Figura 2-2).

La recurrencia de eventos sísmicos capaces de generar un tsunami a lo largo de la costa chilena, es relativamente constante. La historia da cuenta de numerosos eventos en los cuales un sismo de grandes magnitudes produce un tsunami que afecta a la costa (Figura 2-5). Según el historial de grandes sismos tunamigénicos, se plantea para efectos prácticos del presente estudio, que la generación de tsunamis en Chile se puede dividir en tres zonas de generación: el Norte Grande, la zona Centro Norte y la zona Centro Sur.

Figura 2-5: Diagrama de terremotos y tsunamis históricos antes del 2010 en Chile



Fuente: Ingeniería Civil Oceánica, 2010

2.2 TIPOS DE TSUNAMI

Para efectos de este estudio se definen dos tipos de tsunamis en términos de su punto de origen y la distancia que existe entre éste punto y la zona que impacta.

2.2.1 TSUNAMI DE CAMPO CERCANO

Un tsunami de campo cercano se define como uno en que la zona afectada por éste se encuentra dentro del área de generación y de la zona de influencia del terremoto. Los tsunamis que afectan la costa chilena y son originados en la falla donde subduce la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, son considerados tsunamis de campo cercano. Desde el punto de vista de las ciudades en la costa de Chile continental, el tsunami del 27 de Febrero del 2010, es uno de campo cercano. Este tipo de tsunami es normalmente destructor en las zonas más cercanas a su epicentro, puesto que las pérdidas de energía no son demasiado significativas hasta llegar a la costa.

2.2.2 TSUNAMI DE CAMPO LEJANO

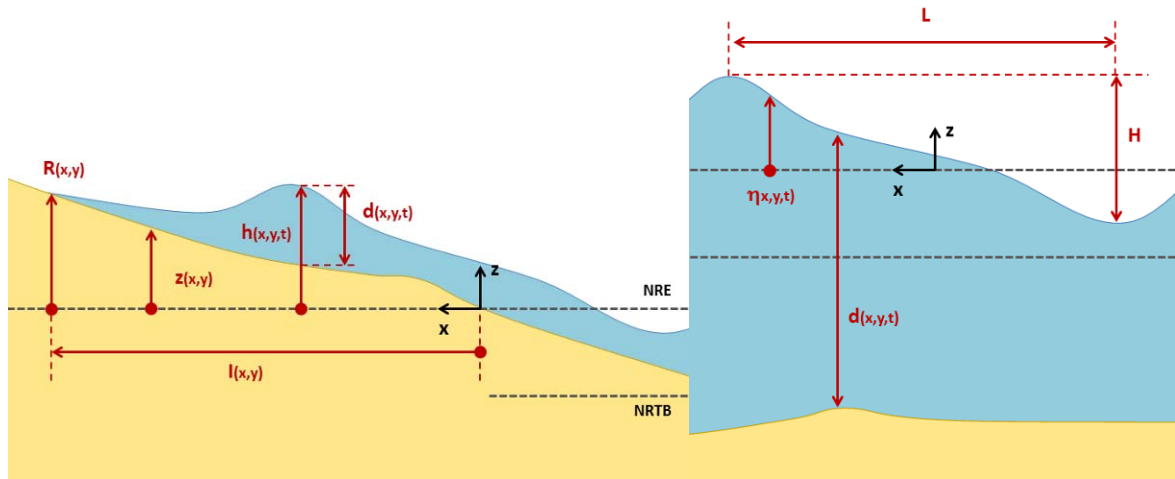
Un tsunami de campo lejano se define como uno que se propaga una gran distancia desde su punto de origen hasta un lugar donde el sismo no fue perceptible. Desde el punto de vista de la Isla Robinson Crusoe, el tsunami del 27 de Febrero del 2010, es un tsunami de campo lejano. Este tipo de tsunami suele ser menos destructivo que uno de campo cercano, debido a que está sometido a mayores pérdidas o disipación de energía, dispersión angular, etc., por lo que generalmente se presenta con alturas menores que en las zonas inmediatamente cercanas al punto de generación, no obstante representa un gran riesgo para las comunidades costeras afectadas.

2.3 PARÁMETROS DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis pueden ser comparados con las olas en la playa, en el sentido de que estos pertenecen a la misma familia de ondas comunes en cuanto a su comportamiento, no obstante presentan diferencias importantes en relación a la magnitud de los parámetros caracterizan a cada una de ellas.

Los parámetros utilizados para caracterizar las ondas en la zona de asomeramiento pre-rotura son la altura de ola (H), la desnivelación instantánea (η) y el periodo (T) o en su defecto la longitud de onda (L). En la zona costera, se utilizan usualmente el run-up (R), la profundidad de inundación (d), la velocidad de escurrimiento y la máxima intrusión horizontal (I). La Figura 2-6 ilustra la definición de algunos de estos parámetros.

Figura 2-6: Parámetros geométricos de un tsunami.



Fuente: Contreras y Winckler, 2013 (NRE: Nivel de referencia del evento; NRTB: Nivel de referencia topobatiométrico).

2.3.1 PERÍODO

El período (T) de una ola es el tiempo que transcurre entre el paso de una cresta y la siguiente por un punto fijo [SPM, 1984]. El período del tsunami depende del mecanismo de generación (terremotos, deslizamientos de tierra, el impacto de asteroides, etc.), pero se sabe por experiencia que tienen periodos mucho mayores que las olas generadas por viento, pueden tener un rango de 60 hasta 2000 segundos inclusive [Ward, 2010]. A diferencia de las olas de playa, que rompen y disipan su energía rápidamente, los tsunamis pueden arribar a la costa y continuar su flujo durante varios minutos. Algunos testigos de estos eventos lo han descrito como “*el mar se convierte en río*” [Ward, 2010]. Esto se puede apreciar en los registros audiovisuales⁴ de tsunamis ocurridos en la última década alrededor del mundo donde se observa que la onda penetra en la tierra de manera similar a un desbordamiento de un río.

2.3.2 LONGITUD DE ONDA

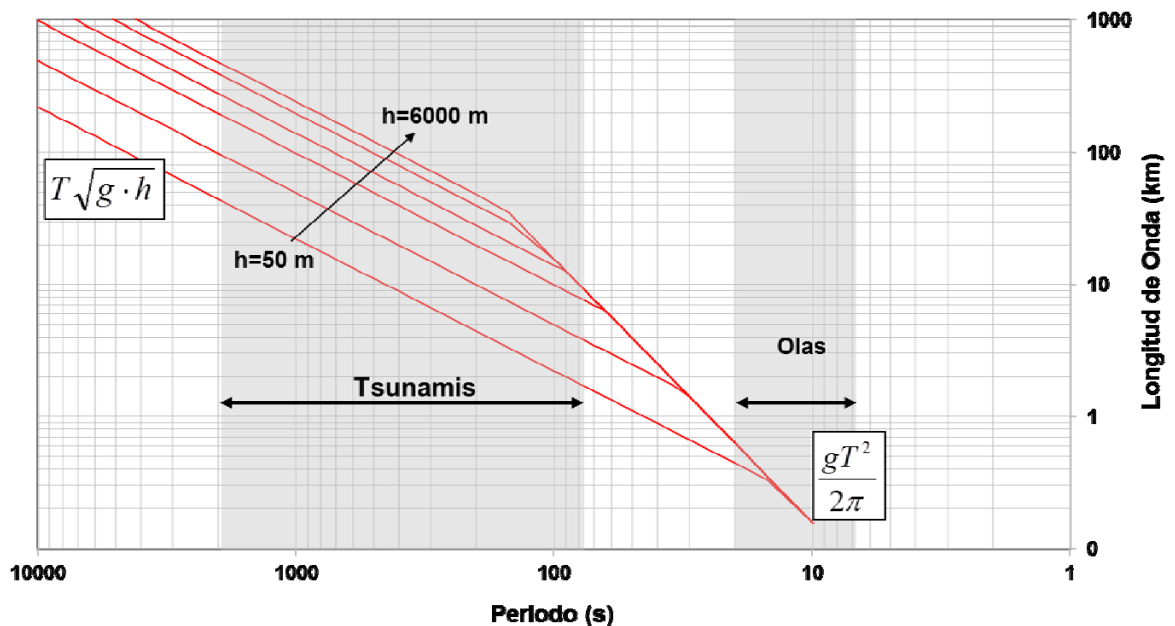
Según la Teoría Lineal de Oleaje la longitud de onda (L) se define como la distancia entre cresta y cresta de dos ondas sucesivas. De acuerdo a esta teoría, la longitud de onda se define por la siguiente relación:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh) \quad \text{Ecuación 20}$$

⁴ Video tsunami Japón, 2011: <https://www.youtube.com/watch?v=j0YOXVIPUu4>

Donde T es el período, h la profundidad, g la aceleración de gravedad y k es el número de onda definido como $k(\omega)=2\pi/L$, donde ω es la frecuencia angular de la onda definida como $\omega=2\pi/T$. Según las ideas modernas, para un tsunami generado por un terremoto, donde la longitud de onda típica es del orden de 100 km y la profundidad promedio del océano es del orden de 4 km, la relación entre estas dimensiones ($L \gg h$) permite aproximar la ecuación de longitud de onda como $L = T\sqrt{gh}$ y se considera una onda larga [Ward, 2010]. Para el caso de las olas comunes ($L \ll h$), la ecuación de longitud de onda se puede aproximar como $L = gT^2/2\pi$ y se considera una onda corta en relación a la profundidad. Una onda larga, como un tsunami, afecta toda la columna de agua en su propagación, por lo que su longitud depende de la profundidad, a diferencia de las ondas cortas, que su longitud está dominada sólo por el período. Esto se puede observar en la Figura 2-7.

Figura 2-7: Longitud de onda asociada al período.⁵



Fuente: Elaboración propia

2.3.3 CELERIDAD

En la Teoría Lineal de Oleaje, la celeridad se define como la velocidad de propagación de una onda, es decir $c=L/T$ y se define:

$$c = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad \text{Ecuación 21}$$

⁵ Nótese que el gráfico evalúa las ecuaciones lineales de oleaje para profundidades mayores a 100 m, por ese motivo no se alcanza a apreciar olas comunes descritas con la ecuación de aguas someras $L = T\sqrt{g \cdot h}$.

Para el caso de los tsunamis, donde $L \gg h$, la celeridad se puede aproximar como $c = \sqrt{gh}$. Como se puede observar en la Figura 2-8, para ondas de gran período, como los tsunamis, la celeridad depende solo de la profundidad del océano en donde se propaga, a diferencia de las olas de periodo corto, cuya celeridad pasa a ser dominada por el periodo mientras la profundidad del océano pierde relevancia. Las ondas cuya velocidad de propagación depende de la frecuencia ($1/T$) son denominadas ondas dispersivas.

Si suponemos que un tsunami está compuesto por un tren de ondas, la velocidad del grupo de ondas (u) se define de la siguiente forma [Ward, 2010]:

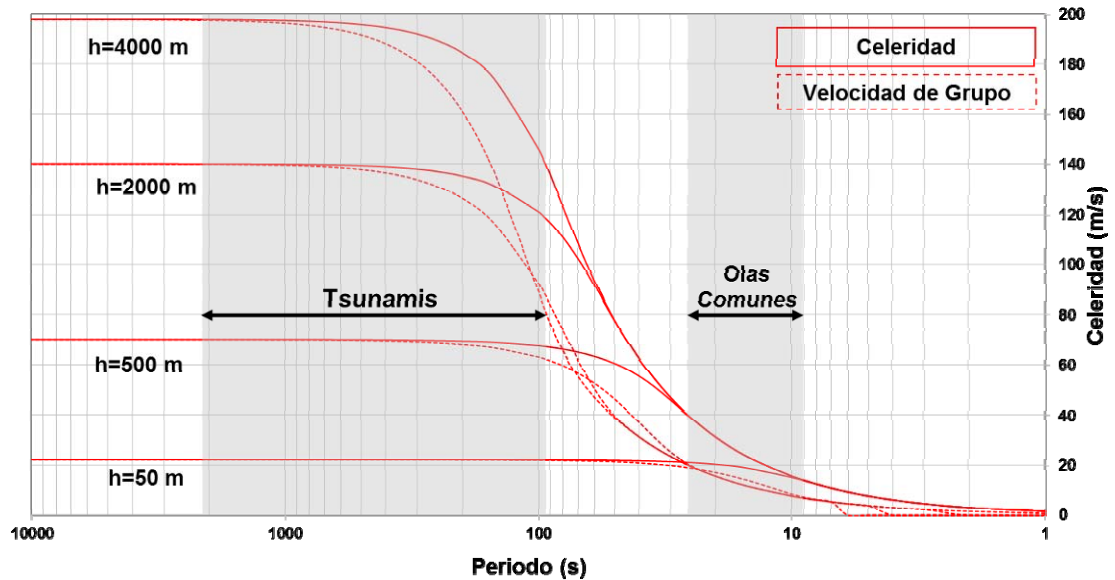
$$u(h, \omega) = c \cdot \left[\frac{1}{2} + \frac{k(\omega)h}{\sinh[2k(\omega)h]} \right] \quad \text{Ecuación 22}$$

En el estudio de la longitud de onda L en océanos de profundidad constante h , a veces se incluyen dos simplificaciones:

- ▶ **aproximación de onda larga ($\lambda \gg h, 1/k \gg h$):** bajo esta aproximación se tiene que $[kh \rightarrow 0, \tanh(kh) \rightarrow kh, \sinh(2kh) \rightarrow 2kh]$ por lo que $c(\omega)$ y $u(\omega)$ predicen la propagación de ondas no-dispersivas con $c(\omega) = u(\omega) = \sqrt{gh}$. La teoría de onda larga es válida para la parte plana de las curvas en la Figura 2-8.
- ▶ **aproximación de aguas profundas ($\lambda \ll h, 1/k \ll h$):** bajo esta aproximación se tiene que $[kh \rightarrow \infty, \tanh(kh) \rightarrow 1, \sinh(2kh) \rightarrow \infty]$ por lo que $c(\omega)$ y $u(\omega)$ predicen la propagación dispersiva con $c(\omega) = 2u(\omega) = gT/2\pi$. La teoría de onda corta es válida en la parte derecha en la Figura 2-8, donde todas las curvas se encuentran una encima de otra.

Ni la simplificación de onda larga o corta sirve adecuadamente en los estudios de tsunami. Un tratamiento riguroso requiere un enfoque que funcione para todas las longitudes de ondas [Ward, 2010].

Figura 2-8: Celeridad de la onda asociada al período.



Fuente: Elaboración propia

2.3.4 ALTURA

La altura de onda (H) se define como la distancia vertical entre una cresta y un valle consecutivos. En el caso de los tsunamis, el rango de fluctuación de este parámetro es amplio, dependiendo principalmente del tipo y magnitud del evento que lo generó y de la profundidad en donde se registre. En el océano abierto, una onda de tsunami suele ser de unos pocos centímetros y al llegar a la costa superan comúnmente los 10 metros, debido a los diferentes efectos de la batimetría en el comportamiento de la onda.

En la generación de un tsunami de origen sísmico debido a un movimiento repentino del fondo del océano, la teoría clásica de tsunamis establece que solo la componente vertical del movimiento es efectiva en el traspaso de energía desde el fondo a la columna de agua [Ward, 2010]. Si el movimiento del fondo es instantáneo o lo suficientemente rápido, y abarca un área demasiado extensa, como generalmente sucede en los terremotos tsunamigénicos, el flujo lateral de agua durante el tiempo que dura el movimiento sísmico es mínimo en relación al volumen de agua desplazado verticalmente, dado que la velocidad del movimiento del fondo es relativamente alta. Se puede considerar que la altura de la onda generada en un terremoto producido en una falla de subducción es proporcional a la cantidad de movimiento vertical del fondo. Si bien existen formulaciones empíricas que relacionan la altura de un tsunami con los parámetros sísmicos de un terremoto, éstas no son actualmente utilizadas por su incapacidad de estimar la variación local de las alturas de un tsunami debido a los efectos del fondo [Ward, 2010].

Una vez generada la onda inicial, comienza a propagarse y simultáneamente empieza a sufrir los efectos de la batimetría en su comportamiento. La teoría lineal de oleaje puede ser

utilizada como una primera y básica aproximación para calcular los cambios en un la altura de un tsunami que se propaga en el océano y sometido a la refracción y asomeramiento⁶ (*shoaling*) de la onda.

$$H = K_R K_S H_0 \quad \text{Ecuación 23}$$

Donde K_R es el coeficiente de refracción, K_S el coeficiente de asomeramiento y H_0 es la altura de la onda en el punto de referencia. Cabe mencionar que en la propagación de un tsunami en océano abierto desde un punto de origen lejano, la altura debe ser corregida por la dispersión angular K_{SP} (*spreading*) en una superficie esférica [Weigel, 1964], por lo que reescribiendo la fórmula de altura, se tiene:

$$H = K_R K_S K_{SP} H_0 \quad \text{Ecuación 24}$$

Otros efectos modifican la altura de un tsunami, entre los que se encuentran la difracción y la resonancia y que son descritos en los puntos 2.4 y 2.5.

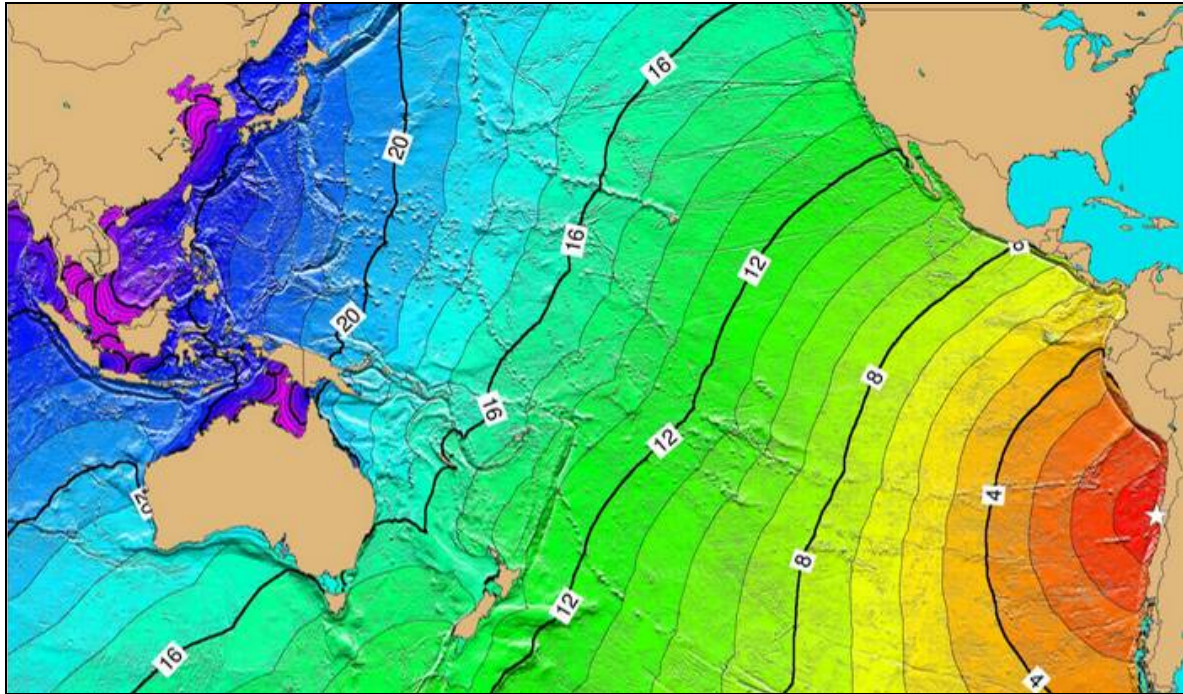
Es necesario mencionar que lo señalado en este apartado es la aproximación lineal que describe el comportamiento de la altura de una onda de tsunami en su propagar por el océano y el objetivo de hacerlo es lograr un entendimiento de los principales factores que inciden en la altura de un tsunami. No obstante la metodología de modelación considera la implementación de ecuaciones diferenciales parciales, las cuales incorporan términos no lineales que también inciden en la altura de la onda.

2.3.5 TIEMPO DE ARRIBO

Se define como el tiempo transcurrido entre el instante en que se genera el tsunami hasta que la primera ola alcanza una costa en particular. Este tiempo se puede determinar de manera simplificada considerando lo descrito en el punto 2.3.3 donde la velocidad a la que se propaga un tsunami, según la teoría lineal de oleaje, depende sólo de la profundidad. En la actualidad existen modelos llamados TTT (Tsunami Travel Time) que tienen la capacidad de determinar el tiempo de viaje de un tsunami. Esta es una herramienta que resulta útil para diseñar los planes evacuación en zonas de riesgo ante la amenaza de tsunami, sobre todo para los tsunamis de campo lejano. En la Figura 2-9 se observa una salida del modelo TTT implementado por el NOAA para un tsunami hipotético en la costa de Chile.

⁶ Los efectos de refracción y asomeramiento se describen en los puntos 2.4.3 y 2.5.2 respectivamente.

Figura 2-9: Tiempos de viaje de un tsunami hipotético en Chile



Fuente: NOAA (unidades en metros)

2.3.6 ESCALA DE MAGNITUDES

Los efectos en la costa producidos por un tsunami dependen de una serie de factores físicos y de la existencia o no de emplazamientos humanos. Diversos autores han propuesto escalas de magnitudes entre los que se encuentran Imamura (1949) e Iida (1963), las que clasifican la magnitud del tsunami en función de la altura de ola y el daño que producen en la costa. Estas formulaciones actualmente no son usadas debido a la existencia de modelos numéricos mucho más sofisticados que permiten la estimación más precisa de daños en áreas específicas. En la Tabla 2-2 se puede observar la escala de magnitudes de Imamura e Iida combinada por Wiegel (1970).

Tabla 2-2: Escala de grados de tsunami según Imamura e Iida, transcrita por Wiegel

Grado de Tsunami	Altura de ola H (metros)	Cota Máxima Inundación R (metros)	Descripción de los Daños
0	1 - 2	1 - 1,5	No produce daños
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas barridos
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400km de la costa
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la costa

Fuente: Wiegel (1970)

2.4 PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS EN EL OCÉANO

En las grandes profundidades de océano abierto, el paso de un tsunami generalmente es imperceptible al ojo humano. Se pueden presentar largos de onda del orden de 600km, periodos que fluctúan entre los 5min y 2hr y alturas que suelen ser inferiores a un metro.

Dado que la longitud de la onda de tsunami es significativamente mayor que la profundidad por la cual se propaga, el tsunami se comporta como una onda en aguas someras, por lo que la velocidad de propagación depende exclusivamente de la profundidad según la teoría lineal, alcanzando magnitudes que pueden superar los 700km/hr en un océano de 4000m de profundidad. Esta onda tiene la capacidad de recorrer grandes distancias a través del océano, como se ha podido observar en bastantes casos ocurridos en la cuenca del Pacífico donde tsunamis generados en la costa chilena llegan a afectar países tan lejanos como Japón o viceversa, en un lapso del orden de 24 horas.

2.4.1 PÉRDIDAS DE ENERGÍA

Las principales fuentes de pérdida de energía de una onda de tsunami, son aquellas derivadas de la fricción de fondo y de la viscosidad del agua. En su propagación en el océano abierto un tsunami no sufre de pérdidas significativas de energía, dado que los esfuerzos de corte producidos por la fricción de fondo sólo afectan a una pequeña capa en lo más profundo de la columna de agua, y tampoco es relevante la viscosidad del agua en un fenómeno poco turbulento de gran escala en océanos profundos. Debido a esto un tsunami puede viajar grandes distancias a través del océano sufriendo solo pérdidas parciales de energía que se reflejan levemente en su altura y capacidad destructiva.

Las pérdidas de energía se vuelven relevantes sólo al arribar a la costa donde la interacción con el fondo, la geomorfología y los elementos artificiales modifican de manera significativa el comportamiento de la onda.

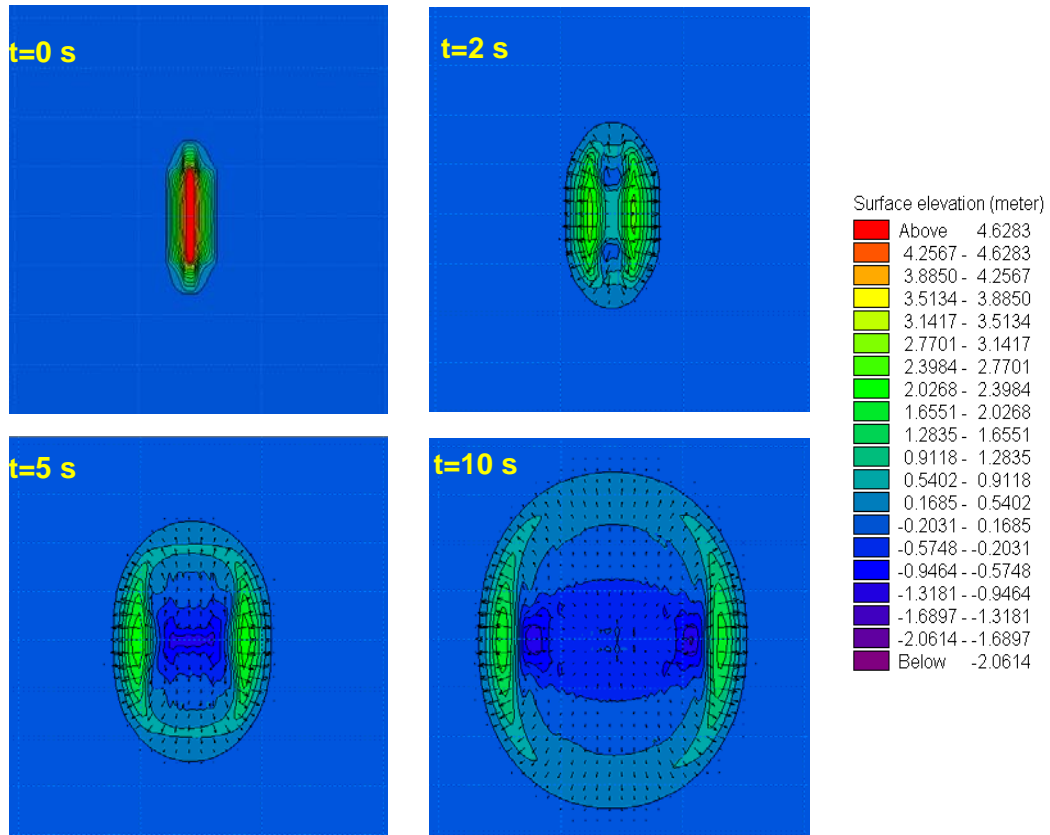
2.4.2 DISPERSIÓN ANGULAR (SPREADING GEOMÉTRICO)

La dispersión angular es el proceso de propagación radial de una onda de tsunami a partir de su punto de generación. Este efecto produce que la energía que se transporta por metro lineal de la onda de tsunami se distribuya en una mayor extensión del frente de onda a medida se aleja del punto de origen, y en consecuencia, disminuyendo su potencial destructivo. En el caso de un tsunami de campo cercano, la dispersión angular es poco relevante dada la corta distancia entre la zona de generación y la costa. Para un tsunami de campo lejano este factor toma mayor relevancia debido a la radiación de energía sobre un área mucho mayor que en el caso del campo cercano.

Un aspecto importante en la dispersión angular, es la relación entre el largo y ancho de zona de falla del terremoto, dado que la geometría de la onda inicial de tsunami introduce una cierta directividad en su propagación. De esta manera, una fuente puntual en una batimetría plana hará que la onda se disperse de manera circular, distribuyendo su energía de forma constante a lo largo del frente de ola. En el caso de una fuente elíptica, la dispersión será

menor en el sentido perpendicular al eje mayor de la elipse y mayor en el eje ortogonal (Figura 2-10).

Figura 2-10: Ejemplo de dispersión de una onda inicial elíptica en un fondo plano



Fuente: Elaboración propia

En el caso de la Isla Robinson Crusoe, esto es un factor importante dado que la latitud del epicentro del terremoto y la orientación de la falla en el punto de generación van a incidir directamente en la intensidad con la que arriba el tsunami a las costas de la isla.

2.4.3 REFRACCIÓN

Un tsunami es una onda que al propagarse afecta a toda la columna de agua, “sintiendo” el fondo desde su génesis hasta su impacto en la costa, motivo por el cual su celeridad depende principalmente de la profundidad, como se explica en el punto 2.3.3. Cuando un tsunami se propaga en dirección oblicua respecto de los veriles de fondo, el frente de onda comienza a desacelerarse en la sección que va entrando en profundidades menores mientras la sección a mayor profundidad se propaga a una mayor celeridad. Este efecto produce un cambio en la dirección, alineando el frente de onda con los veriles por los cuales se propaga. Es por este motivo que generalmente un tsunami impacta la costa de manera perpendicular a ella.

Este fenómeno junto con la dispersión angular, son factores críticos en la dirección de propagación de un tsunami en el océano. Para un tsunami de campo lejano, el efecto de Coriolis es otro fenómeno también importante en la direccionalidad de la onda.

2.5 ARRIBO E IMPACTO EN LA COSTA

La forma en que impacta un tsunami en la costa depende de un conjunto de factores que inciden directamente en su potencial destructivo, entre los que se destacan la batimetría, la geomorfología costera y la infraestructura.

El impacto de un tsunami se puede cuantificar mediante el área de inundación, el run-up, la altura de flujo, las corrientes generadas y la duración del impacto, entre otros. Esta información se puede obtener levantando evidencia física dejada por el evento, registro de instrumentos y de testimonios de personas que hayan presenciado el arribo del tsunami. A continuación se describen de manera explicativa los factores y efectos que determinan la forma en la que impacta en la costa.

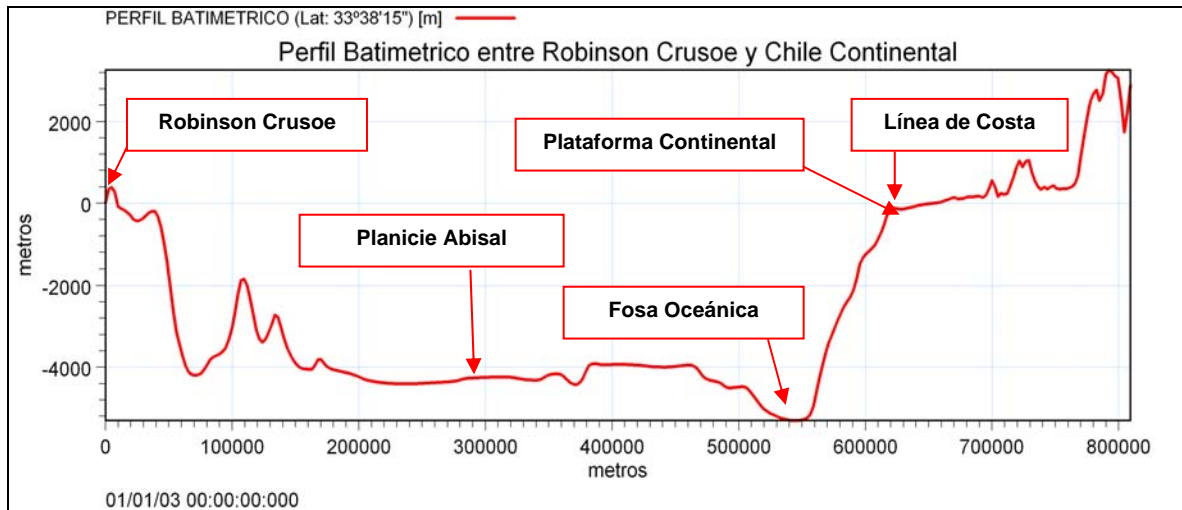
2.5.1 BATIMETRÍA

Los fenómenos que modifican el comportamiento de una onda de tsunami, tanto en su propagación en el océano como en su arribo a la costa, están fuertemente dominados por la batimetría por la cual se propaga. Este es el caso de refracción, difracción y asomeramiento que en su conjunto modulan algunos parámetros del tsunami, como su celeridad, longitud de onda, o su altura.

Particularmente, la batimetría que separa a la isla Robinson Crusoe y el continente está compuesta por elementos característicos que inciden directamente en el comportamiento del tsunami en su trayecto desde la zona de generación hasta las costas de la isla.

Analizando una franja de batimetría entre la zona de generación y el archipiélago Juan Fernández (Figura 2-11), se observa que la fosa oceánica presenta profundidades del orden de 6000 m, pudiendo llegar a superar los 7500m en la zona norte de Chile. Esto produce que la onda comience su propagación hacia el Este con grandes velocidades, alcanzando rápidamente la plataforma continental y hacia el Oeste las planicies abisales del Océano Pacífico, las cuales promedian los 4000m de profundidad, donde el tsunami viaja prácticamente a velocidad constante hacia la isla Robinson Crusoe en este caso. Al aproximarse a la isla, la profundidad disminuye significativamente, y se genera un complejo patrón en el comportamiento de la onda, como resultado de la acción conjunta del asomeramiento, la refracción y la difracción.

Figura 2-11: Perfil batimétrico entre Robinson Crusoe y Chile Continental



Fuente: Elaboración propia

2.5.2 ASOMERAMIENTO

El shoaling o asomeramiento es un efecto provocado por la disminución gradual de la profundidad por la cual se propaga una onda en el mar, que se traduce, en este caso, en el acortamiento de la onda de tsunami y el aumento de su altura. Para explicar este fenómeno, se recurre al balance energético entre dos puntos cercanos en la propagación de la onda, despreciando la disipación, transferencias laterales de energía así como la reflexión. La energía que transporta un tsunami por metro lineal de frente de onda descrita en términos de sus componentes potencial y cinética se expresa como:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 L \quad \text{Ecuación 25}$$

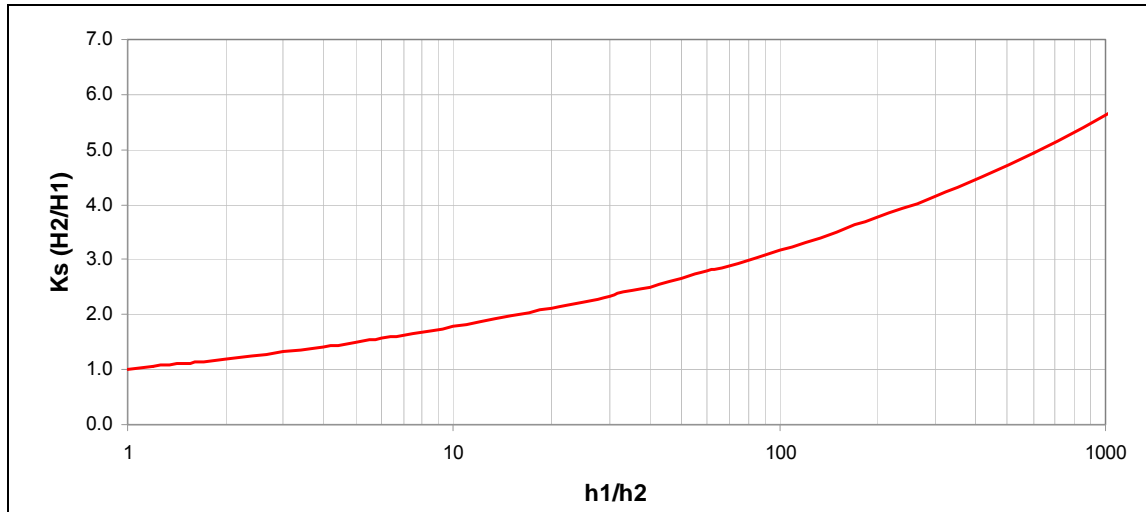
Realizando un balance energético entre un punto 1 y un punto 2 por donde pasa una misma onda, de profundidades $h_{1,2}$, alturas $H_{1,2}$ y longitudes $L_{1,2}$ respectivamente, se tiene $E_1 = E_2$ considerando un periodo constante T . Llevando a cabo un desarrollo algebraico y teniendo en cuenta que la longitud de una onda en aguas someras se expresa como $L = T \sqrt{gh}$ se obtiene la ley de Green:

$$H_2 = H_1 \sqrt[4]{\frac{h_1}{h_2}} \quad \text{Ecuación 26}$$

Considerando sólo el efecto de asomeramiento, se observa en la Figura 2-12 cómo la altura de onda inicial de un tsunami se incrementa a medida que la profundidad disminuye, por ejemplo, si la profundidad disminuye de 4000m a 40m ($h_1/h_2 = 100$) el altura del tsunami podría aumentar 3 veces la original.

Cabe mencionar que la ley de Green es una aproximación lineal que no considera reflexión, pérdida ni transferencia lateral de energía.

Figura 2-12: Asomeramiento de una onda de tsunami con $h_1 > h_2$



Fuente: Elaboración propia

2.5.3 DIFRACCIÓN

La difracción es un efecto producido cuando una onda se encuentra con un obstáculo que impide su propagación lineal en ese tramo del frente, provocando que la energía sea transmitida de forma lateral en la zona de sombra geométrica. La altura de la onda disminuye significativamente detrás del obstáculo, el cual puede ser un elemento natural como una península, una isla o un elemento artificial como un molo de abrigo.

El caso de Bahía Cumberland, el efecto de difracción que genera la isla Robinson Crusoe ayuda a que las condiciones de oleaje sean relativamente calmas, dado que la bahía se encuentra en el sector Noreste de la isla, mientras que el oleaje típico proviene del Suroeste. Esta condición de abrigo puede no ser efectiva en el caso de un tsunami generado en las costas continentales chilenas dado que la bahía se encuentra de forma lateral a la dirección de propagación de estos tsunamis. Un ejemplo de esto ocurrió en el impacto del tsunami del 27 de Febrero del 2010 en Bahía Cumberland, donde esa bahía quedó mayormente expuesta, mientras que en Bahía El Padre, en el extremo opuesto de la isla, el efecto del tsunami no fue significativo de acuerdo a las evidencias recopiladas posteriormente, esto presumiblemente a la difracción inducida por la isla.

La difracción también puede producirse debido a la presencia de protuberancias montañosas sumergidas al Este de la Isla Robinson Crusoe, las cuales modifican la manera en que la onda impacta en Bahía Cumberland. Este efecto se discutirá posteriormente en el análisis de resultados de las modelaciones hidrodinámicas.

2.5.4 REFLEXIÓN

La reflexión de una onda se produce cuando ésta se encuentra con un cambio abrupto de la profundidad del fondo, debido a una configuración natural de la geomorfología o por alguna estructura hecha por el hombre. Este fenómeno se puede presentar en una formación submarina de características montañosas, como el archipiélago Juan Fernández, o en alguna Bahía semi-cerrada con pendientes fuertes. La reflexión puede resultar en un incremento en las alturas en la costa y también en que la onda reflejada afecte a zonas que no están en la ruta de propagación original del tsunami.

La reflexión puede ser también un fenómeno favorable cuando evita que la energía se disipe contra la costa, haciendo que ésta se propague de vuelta hacia el océano abierto.

2.5.5 RESONANCIA

La resonancia es un fenómeno que puede ocurrir en bahías semi-cerradas con capacidad de reflejar ondas en su contorno. Esto ocurre cuando el periodo de la onda que se ve reflejada dentro de la bahía, es múltiplo entero del tiempo que ésta demora en recorrer dicha bahía.

La resonancia se presenta en grandes bahías de baja profundidad donde el tiempo que demora el tsunami en recorrerla es de varios minutos. Por ejemplo, la Bahía de Concepción presenta condiciones para que un tsunami genere resonancia, a diferencia de Bahía Cumberland que es demasiado pequeña y con grandes profundidades, motivo por el cual no es capaz de atrapar una onda dentro de ella.

2.5.6 RUN-UP

El run-up es la fase final del desarrollo de un tsunami, y es definido como la distancia vertical entre la máxima altura de inundación que alcanza el tsunami en su impacto en la costa y el nivel estático del mar en ese momento. El run-up comienza cuando la onda se asomera hasta alcanzar una profundidad relativamente igual a su altura y comienza a romper. Éste fenómeno depende de varios factores como el periodo y la longitud de la onda, la pendiente de la costa y la fricción de fondo.

Un tsunami se diferencia de una ola común generada por viento en que su movimiento afecta a toda la columna de agua independiente de la profundidad. Si bien esto puede no ser importante en las planicies abisales, en aguas menos profundas provoca que el tsunami tome la forma de una onda solitaria (Figura 2-13), una onda de este tipo mantiene su forma en aguas someras y su energía se disipa relativamente poco al aproximarse a la costa, especialmente en costas escarpadas [Bryant, 2008].

El run-up máximo puede ser estimado de forma aproximada utilizando la siguiente formula:

$$H_{rMAX} = 2.83(\cot \beta)^{0.5} H_t^{1.25} \quad \text{Ecuación 27}$$

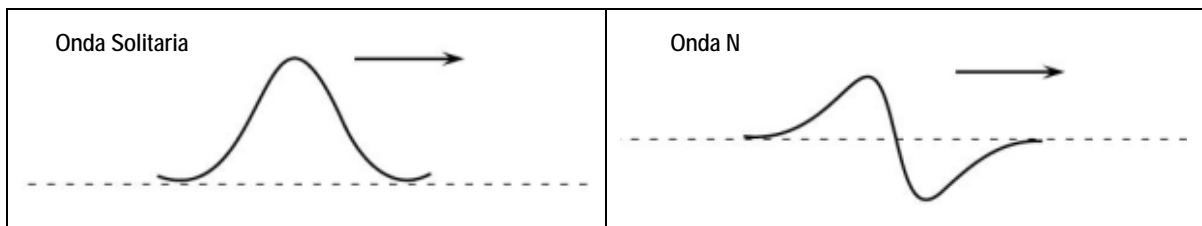
Donde H_{rMAX} es la altura máxima alcanzada por el run-up sobre el nivel del mar, β es la pendiente de la playa y H_t es la altura de la onda en el pie de la playa.

Si el valle de una onda de tsunami precede a su cresta, entonces la mejor forma que describe su geometría, es una onda N (Figura 2-13). Este tipo de ondas son propensas a ser generadas a una distancia alejada de la costa, debido a que si la fuente de generación es relativamente cercana a la costa en relación a la longitud de la onda generada, se observaría sólo el arribo de la cresta, siendo descrita de mejor manera por una onda tipo solitaria.

El run-up para las ondas tipo N puede ser estimado de forma aproximada utilizando la siguiente fórmula:

$$H_{rMAX} = 3.86(\cot \beta)^{0.5} H_t^{1.25} \quad \text{Ecuación 28}$$

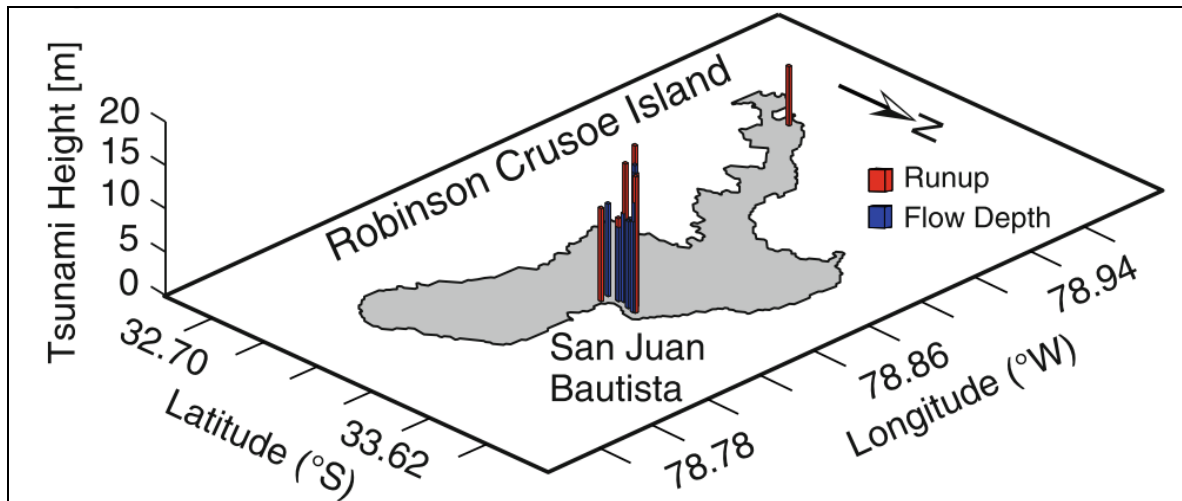
Figura 2-13: Tipos idealizados de una onda de Tsunami



Fuente: Bryant, 2008

Producto del tsunami del 27 de Febrero del 2010, el equipo de *Post-Tsunami Survey* de Ingeniería Civil Oceánica en Bahía Cumberland registró run-ups que alcanzaron los 18m sobre el nivel medio del mar como se puede observar en la Figura 2-14 elaborada por Fritz (2011) en base a los datos registrados por dicho equipo.

Figura 2-14: Run-up y profundidad de flujo registradas en la isla Robinson Crusoe



Fuente: Fritz et al. 2011

2.5.7 CORRIENTES EN LA INDUNDACIÓN

Cuando el tsunami impacta contra la costa, la energía cinética se transforma en energía potencial y la cual se va reduciendo parcialmente por la disipación producto del proceso erosivo que produce en los elementos naturales o artificiales que componen el borde costero. Cuando un tsunami llega a una profundidad igual a su altura, se puede utilizar la siguiente fórmula para estimar la velocidad de las corrientes generadas [Bryant, 2008]:

$$v_r = 2(g \cdot H_t)^{0.5} \quad \text{Ecuación 29}$$

Donde v_r es la velocidad de run-up en m/s y H_t es la altura del tsunami a la profundidad d con $d = H_t$. La pendiente de la playa y la rugosidad del fondo se pueden incorporar al cálculo utilizando la siguiente fórmula:

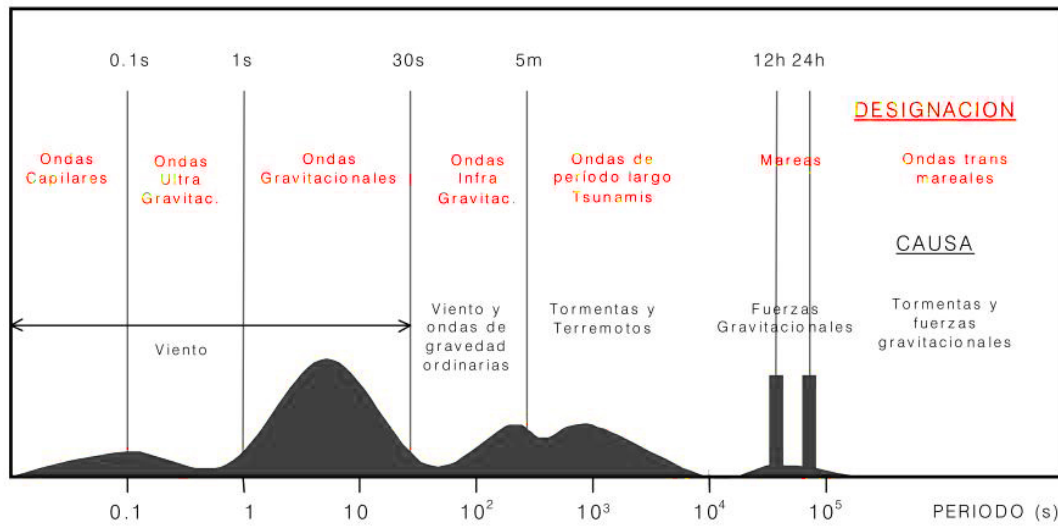
$$v_r = H_t^{0.7} [\tan \beta_w]^{0.5} n^{-1} \quad \text{Ecuación 30}$$

Donde β_w es la pendiente de la superficie de la onda (H/L) y n el número de Manning. Si bien la inclinación de la superficie resulta ser un parámetro difícil de estimar, éste se puede determinar después de ocurrido un evento, mediante la medición de las marcas de agua dejadas en los edificios y en los árboles, así como también en los desechos arrojados en la vegetación. En general la inclinación de la superficie de agua oscila entre 0.001 y 0.0025, aumentando con la pendiente del fondo [Bryant, 2008].

2.6 OTROS TIPOS DE ONDAS SUPERFICIALES

Las oscilaciones en el mar se componen por un amplio rango de ondas superficiales, las que varían en período y amplitud, dependiendo de la fuente que los genera. La ocurrencia conjunta de un tsunami con un determinado estado de mar, puede significar una diferencia significativa en los efectos que éste pudiera tener en la costa en términos de la inundación. En la Figura 2-15 se puede observar un espectro simplificado de oscilaciones para un estado de mar clasificándolas por tipo y señalando la fuente de generación.

Figura 2-15: Espectro de Energía del Oleaje



Fuente: Winckler (2002)

Respecto al oleaje, durante tormentas extremas en aguas profundas del Océano Pacífico, se pueden registrar olas que eventualmente alcanzan los 10 m de altura, las cuales azotan la costa y ocasionan importantes daños en la infraestructura expuesta a su acción, motivo por el cual el oleaje es un factor importante en el diseño de obras marítimas. Sin embargo, la probabilidad de ocurrencia conjunta de una tormenta extrema y un tsunami es demasiado baja, motivo por el cual, y para efectos de este estudio, no se considera en el análisis de los niveles de inundación.

Las mareas, por su parte, presentan períodos del mismo orden de magnitud de los tsunamis, y además de una forzante constante. Por ende la ocurrencia conjunta de un tsunami y una alta marea es mucho más probable que en el caso del oleaje extremo. Los niveles de marea que se registran en la isla Robinson Crusoe serán considerados en los resultados de la modelación del tsunami, debido a que esto puede significar una diferencia significativa en cuanto a las zonas de inundación.

Otro tipo de ondas presentadas en la Figura 2-15, no son evaluadas en el presente estudio, debido a que son de poca amplitud y/o la probabilidad de ocurrencia conjunta es demasiado baja para ser considerada en el análisis de inundación.

2.6.1 ANÁLISIS DE NIVELES DE MAREA EN ROBINSON CRUSOE

Para estimar los niveles de marea en la isla Robinson Crusoe, se utilizaron las tablas de marea del puerto patrón de Valparaíso emitidas por el SHOA para los años 2005 al 2008. Se corrigieron las pleamares para Robinson Crusoe, restándoles 20 cm según la instrucción del órgano emisor y se realizó un análisis no-armónico de mareas. El régimen de mareas que se presenta en la región, es semidiurno con desigualdad diurna, es decir, a diario se presentan dos pleamares y dos bajamares con distintas amplitudes. En este tipo de mareas predomina la acción lunar, por lo que el periodo característico de la oscilación es de 12.42 horas. Con esto se determinaron los planos mareales en la isla Robinson Crusoe y se obtuvo los resultados observados en la Tabla 2-3.

Tabla 2-3: Planos mareales para la Isla Robinson Crusoe (2005-2008)

Planos Mareales	mNRS
Pleamar Máxima	1.74
Promedio Pleamares	1.16
Nivel Medio	0.8
Promedio Bajamares	0.44
Bajamar Mínima	0.1
Nivel de Reducción de Sonda (NRS)	0

Fuente: Elaboración propia en base a tablas de marea del SHOA

Cabe mencionar que el Tsunami del 27 de Febrero del 2010 ocurrió en momentos donde la marea se encontraba en la bajamar mínima, por lo que los efectos de la inundación podrían haber sido considerablemente mayor en caso de haber ocurrido durante una pleamar. Con el fin de determinar las peores condiciones de ocurrencia de un tsunami, se considerará para las modelaciones en el presente estudio, la pleamar máxima registrada de 1.74 mNRS.

3. METODOLOGÍA DE MODELACIÓN

En el presente capítulo se describen las consideraciones realizadas en la implementación del modelo hidrodinámico para la determinación de la inundación por tsunami en Bahía Cumberland, así como las fuentes de información utilizadas en la generación de los dominios de modelación.

3.1 GENERALIDADES

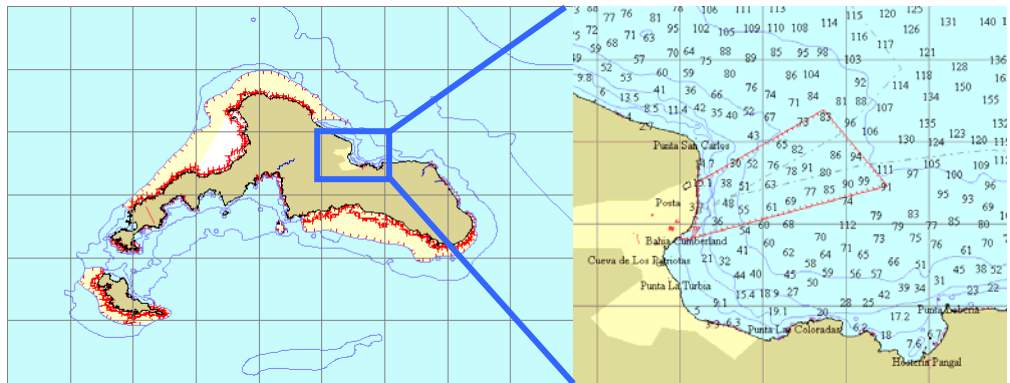
3.1.1 BATIMETRÍA

La información batimétrica a utilizar en la generación de los modelos proviene de dos fuentes distintas. La primera fuente es GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), entidad que está formada por un grupo internacional de expertos en cartografía oceánica entre los que se encuentran el IHO (*Internacional Hydrographic Organization*) y el IOC (*Intergovernmental Oceanographic Commission*) de UNESCO. Ésta base de datos batimétricos globales consiste en un conjunto de cartas batimétricas que, en el caso de este estudio tiene una resolución de 30 segundos geográficos, equivalentes a 1.8 km aproximadamente (Figura 3-2). La segunda fuente de información son las cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, correspondientes a la zona del Archipiélago Juan Fernández, particularmente las cartas N° 5410 y N° 5411 (Figura 3-1).

Las distintas fuentes batimétricas utilizadas en la modelación fueron consolidadas en una única base de datos, privilegiando las de mayor resolución. De esta manera a la carta náutica N° 5410 se le eliminaron los datos cubiertos por el área correspondiente a la carta náutica N° 5411, de mayor detalle, y a la batimetría GEBCO se le eliminó el área cubierta por la carta náutica N° 5410, logrando un gran dominio de información batimétrica el cual cuenta con una mayor resolución en el área de interés.

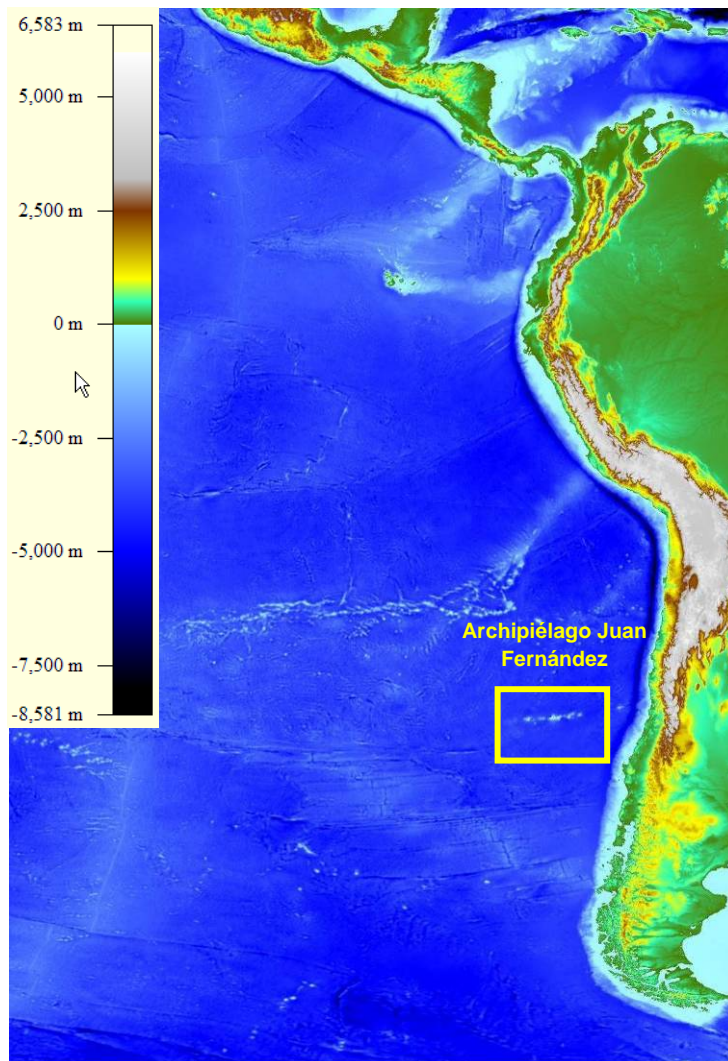
Cabe mencionar que la base de datos GEBCO está referida al nivel medio del mar NMM y las cartas náuticas del SHOA lo están al nivel de reducción de sonda NRS. En Juan Fernández el NRS se encuentra a 0.81 metros bajo el NMM, sin embargo esta diferencia no es relevante dada la gran escala del modelo y la magnitud de las profundidades en las que se unen ambas fuentes de información, por ende, una corrección en el nivel de referencia de la batimetría GEBCO no implica una mejora significativa en la calidad de la modelación, por lo que no se modificó la referencia.

Figura 3-1: Cartas náuticas SHOA: N° 5410 (izquierda) y N° 5411 (derecha)



Fuente: Elaboración Propia en base a cartas náuticas SHOA

Figura 3-2: Gráfica de la batimetría global GEBCO utilizada en este estudio



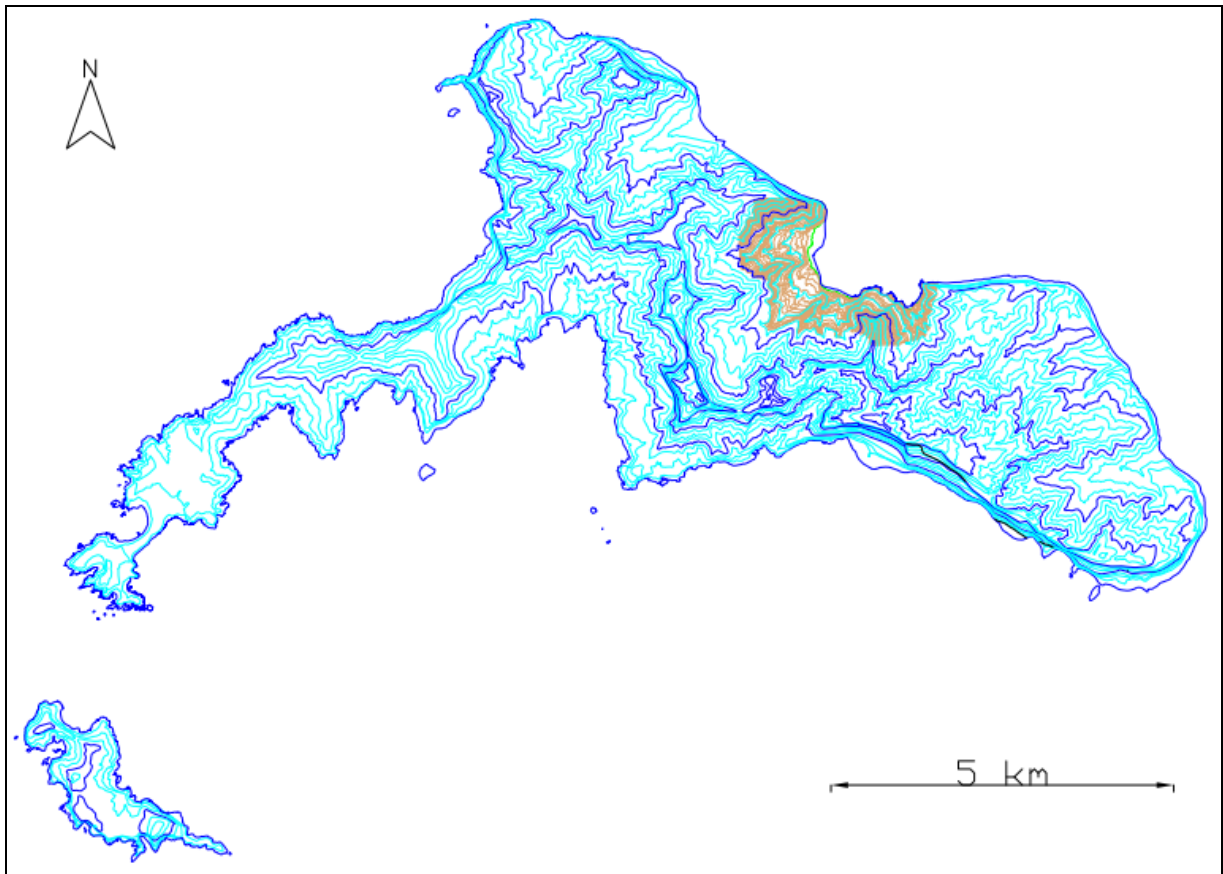
Fuente: Elaboración Propia

3.1.2 TOPOGRAFÍA

La información topográfica fue obtenida de dos fuentes diferentes: la primera es un levantamiento aerofotogramétrico de la isla Robinson Crusoe realizado por el SHOA (Figura 3-3), del cual se extraen las curvas de nivel con una resolución de 10 metros en la zona de Bahía Cumberland y de 50 metros en el resto de la isla. La segunda es un levantamiento topográfico llevado a cabo el año 2011 en el marco del proyecto de reconstrucción del borde costero de Bahía Cumberland financiado por la Dirección de Obras Portuarias (Figura 3-4). Dicho levantamiento se encuentra referido al NRS y es detallado del sector bajo de la bahía.

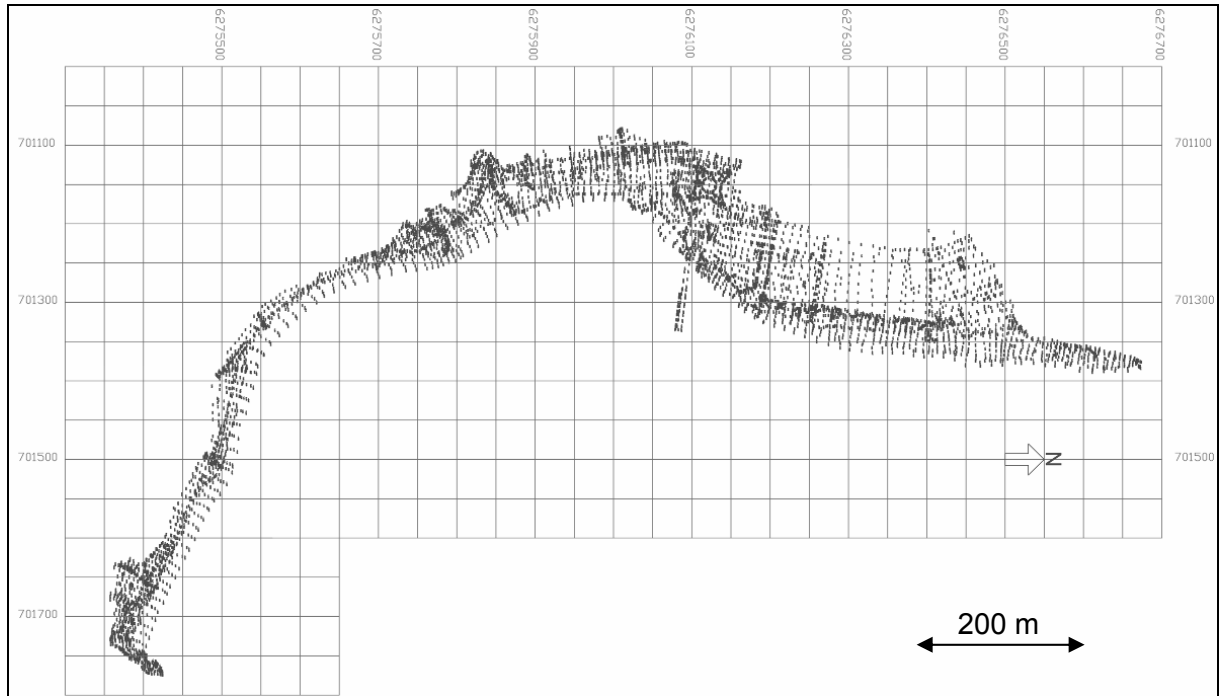
Al igual que la batimetría, la información topográfica fue consolidada privilegiando la de mayor resolución y calidad, de esta manera, se omitió la información del levantamiento aerofotogramétrico en el área cubierta por el levantamiento topográfico realizado por la DOP (Figura 3-4), el cual cuenta con un mayor detalle y resolución, además de estar referido al NRS.

Figura 3-3: Levantamiento aerofotogramétrico de la isla Robinson Crusoe



Fuente: Elaboración Propia en base a levantamiento aerofotogramétrico SHOA

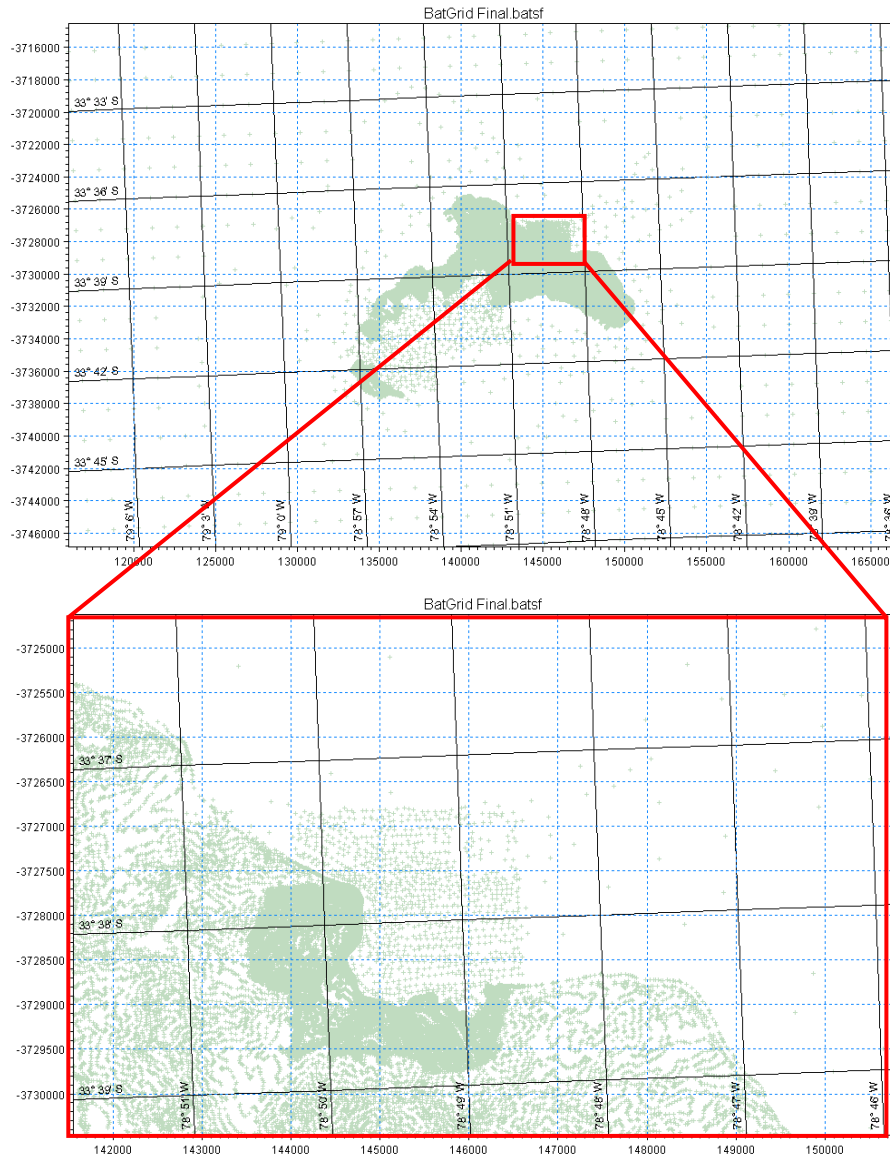
Figura 3-4: Topografía borde costero de Bahía Cumberland



.Fuente: Dirección de Obras Portuarias, MOP.

Una vez definida la información topográfica y batimétrica a utilizar, se procedió a unir ambas bases de datos mediante el vertido de toda la información en una única base de datos, como se aprecia en la Figura 3-5, donde se observa toda la información obtenida de distintas fuentes vertida en el archivo consolidado. Cada punto de color gris representa un punto de información topobatimétrica disponible.

Figura 3-5: Consolidación de las distintas topobatimetrías utilizadas



Fuente: Elaboración Propia (escala en metros)

3.1.3 GRILLAS DE MODELACIÓN

El modelo numérico se construyó sobre grillas rígidas rectangulares anidadas de menor a mayor resolución hacia la zona de interés. Las grillas de modelación representan una matriz de puntos sobre la batimetría interpolada en donde se resuelven las ecuaciones hidrodinámicas incorporadas en el modelo numérico.

El modelo COMCOT permite la anidación de hasta diez grillas, las cuales tienen como única restricción que la razón entre la resolución de las grillas anidadas sea un número entero; es decir, que si la resolución de la grilla mayor es Δx , la grilla anidada debe tener una

resolución $\Delta x/n$ con n como número entero (se recomienda $n \leq 12$ según el manual de usuario). De esta manera se definen los tamaños de ellas dependiendo de la resolución deseada para la zona de interés. En este caso se desea llegar a Bahía Cumberland con una resolución espacial del orden de 10 metros, de esta forma se definen las grillas de modelación según lo señalado en la Tabla 3-1.

Tabla 3-1: Definición de Grillas

Grilla	Dx=Dy (Seg)	Dx (m)	hmax (m)	Dx (m)	N° Celdas		Vértice SW		Vértice NE	
					Nx	Ny	Latitud	Longitud	Latitud	Longitud
A	120	3704	8510	3704	1650	2400	-59.9833	-119.9833	19.9833	-65.0167
B	10	308.7	4450	308.7	1740	864	-34.8333	-81.2167	-32.4000	-76.3500
C	2	61.7	2739	61.7	740	370	-33.7667	-79.0833	-33.5583	-78.6667
D	0.333	10.3	236	10.3	744	372	-33.6535	-78.8631	-33.6187	-78.7938

Cabe mencionar que un minuto geográfico (1.0') corresponde a un segmento de arco equivalente a una milla náutica que es igual a 1852 m. Siguiendo esta equivalencia se define la cantidad de 0.333 segundos que representan a 10.3 m aproximadamente.

Debido a que este estudio se enfoca en un tsunami de campo lejano, gran parte del dominio de modelación está cubierto sólo por la grilla de menor resolución para pasar a la siguiente grilla en la zona del archipiélago Juan Fernández y así sucesivamente hasta llegar a Bahía Cumberland con un tamaño de 10 metros.

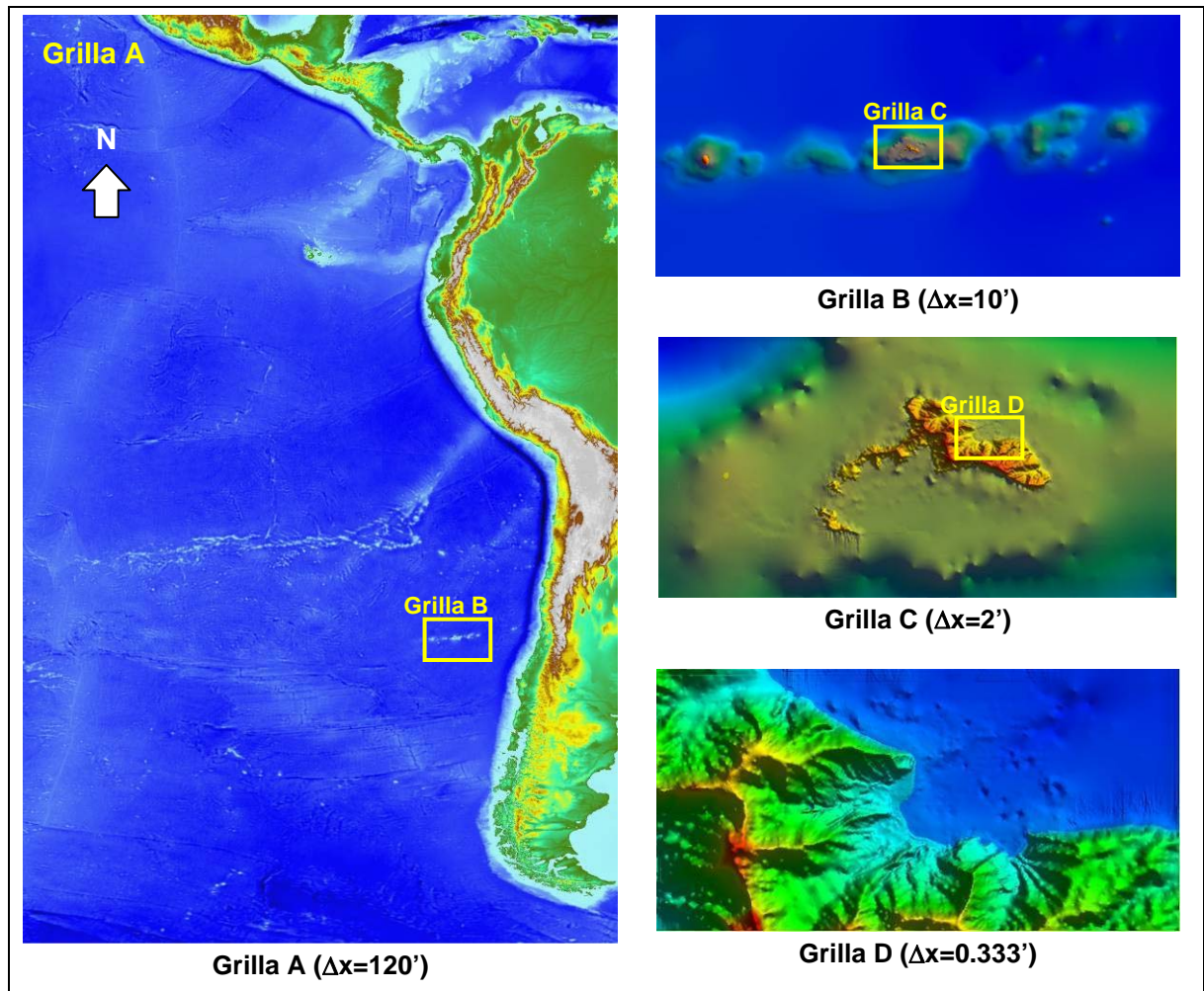
Es importante mencionar que COMCOT v.1.7 tiene la capacidad de ajustar automáticamente el *time-step* de la modelación para que se cumpla una condición de Courant menor a 0.5 asegurando la estabilidad numérica del modelo a través de la siguiente restricción incorporada en el código:

$$\Delta t < \frac{0.5\Delta x}{\sqrt{g \cdot h}}$$

Donde Δt es el *time-step*, Δx es el espaciamiento de la grilla, h la profundidad del océano y g es la aceleración de gravedad.

Si bien en la configuración del modelo se debe definir un *time-step*, si éste no cumple con la condición de Courant, el modelo lo corrige automáticamente. No obstante las salidas del modelo son generadas en base al *time-step* definido en la configuración.

Figura 3-6: Vista general de las grillas de modelación



Fuente: Elaboración Propia

3.2 SELECCIÓN DE ESCENARIOS

En el presente estudio se considerarán 3 escenarios teóricos de generación de tsunamis de origen sísmico frente a las costas chilenas. Estos escenarios fueron considerados de acuerdo a comportamiento histórico de las diferentes zonas de la costa chilena, tomando en cuenta la ocurrencia y magnitud de los eventos registrados, identificando las más recurrentes en cuanto a generación de tsunamis.

Se estudia un evento similar al del 27 de Febrero del 2010 y otros dos eventos generados frente a la costa chilena con el objetivo de comparar la susceptibilidad de la isla ante la ocurrencia de fenómenos con características similares, pero ubicados en distintas latitudes de la zona de subducción entre la placa Sudamericana y la de Nazca, frente a las costas Chilenas.

Cabe mencionar que a pesar de los avances tecnológicos existentes a la fecha de realización de este estudio, no existen las herramientas que permitan conocer las características exactas del movimiento de la corteza terrestre debido a un terremoto ocurrido. Un ejemplo de esto, es que para el terremoto del 27 de Febrero, existe una decena de modelos de dislocación entre las placas Sudamericana y de Nazca debido a ese evento en particular (citados por Jarpa, 2012), llegando a aproximaciones diferentes entre ellas.

En el presente estudio se aplicará, como criterio de ingeniería, replicar en distintas latitudes un evento similar al del 27 de Febrero como evento de diseño para la inundación en Bahía Cumberland, generado a partir de un modelo de dislocación uniforme generado con COMCOT v.1.7, bajo las suposiciones teóricas ya señaladas.

3.2.1 ESCENARIO N° 1: TERREMOTO ZONA CENTRO SUR

El primer escenario que se modela es el terremoto del 27 de Febrero del 2010 en su epicentro original. La deformación del fondo se estima mediante la formulación de Okada (1985), utilizando como input los parámetros generales de dicho terremoto. Los parámetros del sismo son obtenidos de Koshimura (2010) en base los reportes hechos por el USGS para dicho evento, donde se definen sus dimensiones y magnitudes, las cuales se observan en la siguiente tabla:

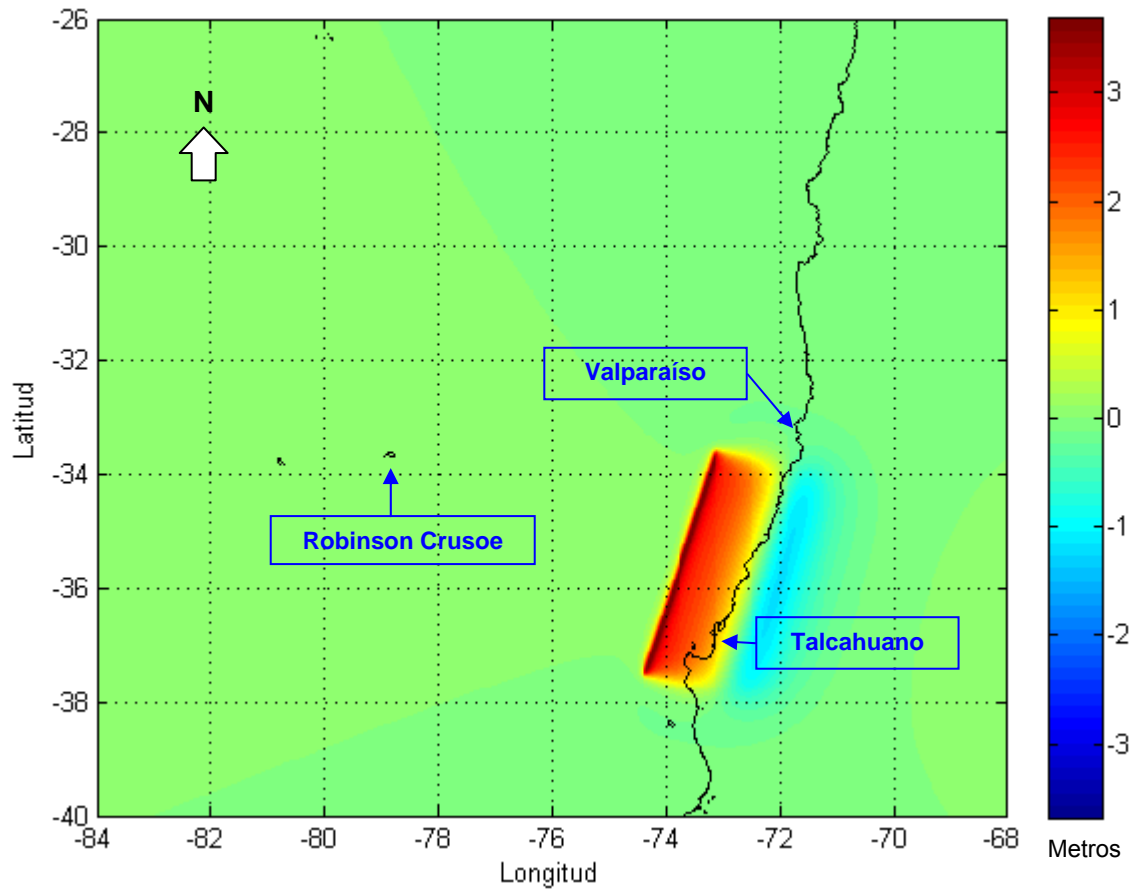
Tabla 3-2: Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°1

Epicentro	Lat: -35.71° Lon: -73.00°
Largo de la Ruptura	450 km
Ancho de la Ruptura	100 km
Profundidad del Foco	35 km
Dislocación (Slip)	15 m
Dip	14
Strike	16

Fuente: Koshimura & Imamura, 2010

Con estos parámetros y utilizando las formulaciones de Okada, mediante el software COMCOT, se obtiene la deformación del fondo marino debido al terremoto. Suponiendo que dicha deformación ocurre de forma instantánea, la superficie del océano reacciona de la misma manera, generando la onda inicial del tsunami. En la Figura 3-7 ilustra el resultado para la deformación uniforme de la superficie del océano debido a un terremoto de las características señaladas en la Tabla 3-2 y que presenta una deformación positiva máxima de 5.7 m y una subsidencia máxima de 2.6 m. Esta deformación representa la onda inicial del tsunami considerada para el Escenario N°1 en el presente estudio.

Figura 3-7: Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 1



3.2.2 ESCENARIO N° 2: TERREMOTO ZONA CENTRO NORTE

El segundo escenario está definido por las mismas características del escenario N°1, pero con su epicentro ubicado frente a las costas de Valparaíso y su ángulo respecto al Norte está alineado con la dirección de la falla en esa zona de la costa chilena en consistencia con las teorías usadas en cuanto a dirección de desplazamiento relativo. Los parámetros utilizados en el escenario N°2 son los señalados en la Tabla 3-3.

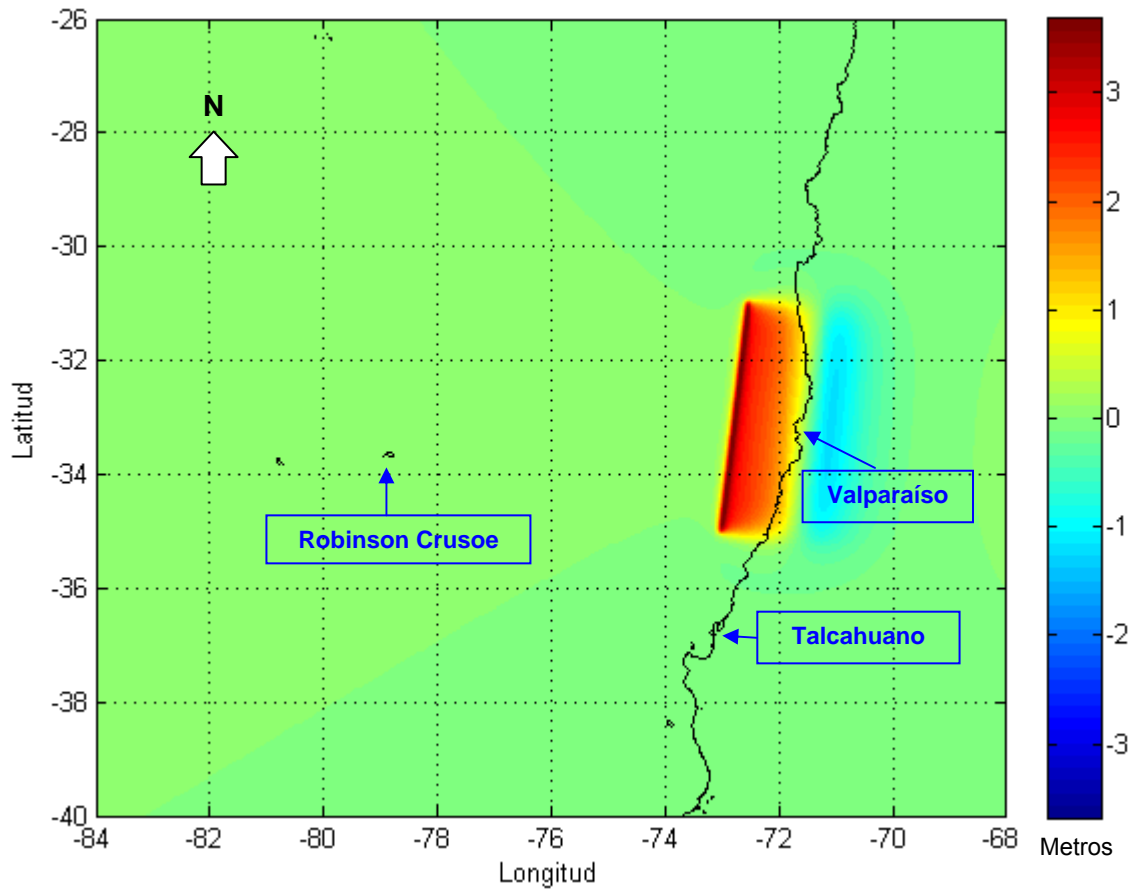
Tabla 3-3: Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°2

Epicentro	Lat: -33.05 Lon: -72.05
Largo de la Ruptura	450 km
Ancho de la Ruptura	100 km
Profundidad del Foco	35 km
Dislocación (Slip)	15 m
Dip	14
Strike	5

Fuente: Elaboración propia

Con estos parámetros y utilizando la metodología expuesta en el punto 3.2.1 se obtiene la deformación uniforme de la superficie del océano debido al terremoto hipotético. Como se observa en la Figura 3-8, la deformación es equivalente a la del escenario N° 1, pero esta vez en una posición más cercana a la isla Robinson Crusoe y en una orientación que hace suponer una propagación de la onda de tsunami en dirección Oeste, justamente en dirección a la isla.

Figura 3-8: Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 2



3.2.3 ESCENARIO N° 3: TERREMOTO ZONA NORTE

El escenario N° 3 considera los mismos parámetros generales del terremoto del 27 de Febrero del 2010 pero se ubica en el sur de Perú. Si bien este hipotético terremoto se encuentra ubicado a una gran distancia de la isla Robinson Crusoe, su orientación hace suponer una propagación directa hacia la isla. Los parámetros definidos se señalan en la Tabla 3-4.

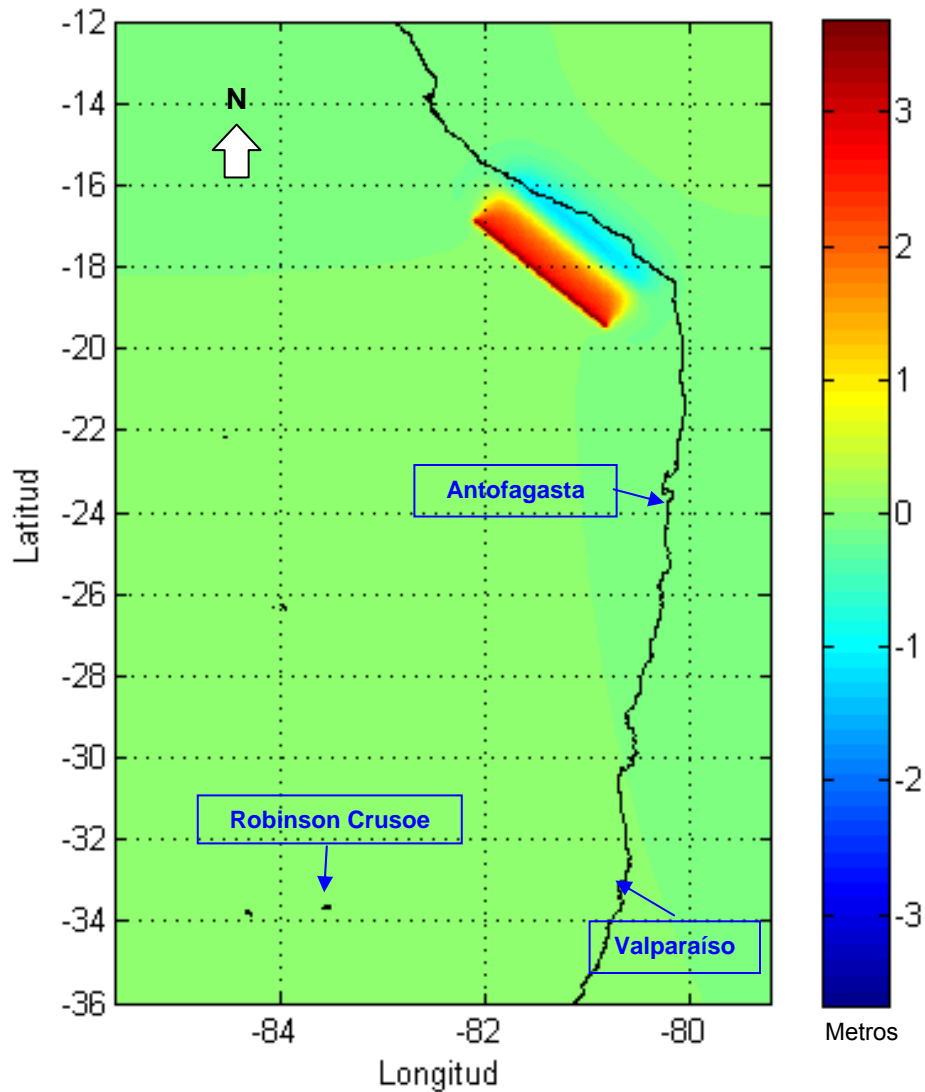
Tabla 3-4: Parámetro Generales del Terremoto del Escenario N°3

Epicentro	Lat: -17.7 Lon: -73.23
Largo de la Ruptura	450 km
Ancho de la Ruptura	100 km
Profundidad del Foco	35 km
Dislocación (Slip)	15 m
Dip	14
Strike	-50

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 3-9 se observa la deformación asociada al escenario N°3.

Figura 3-9: Deformación uniforme de la superficie para el escenario N° 3



4. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN

A continuación se presentan los resultados obtenidos mediante la metodología descrita en el Capítulo 3. Estos son analizados detalladamente y a diferentes escalas en cada escenario, para lograr un completo entendimiento del comportamiento hidráulico del tsunami en su propagación desde la zona de ruptura a Bahía Cumberland.

4.1 ESCENARIO N°1

Se describen a continuación los resultados de la modelación del Escenario N°1, el cual corresponde a un tsunami generado por un terremoto de características similares al ocurrido el 27 de febrero del 2010.

4.1.1 PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO

La perturbación inicial de la columna de agua ocasionada por el terremoto, genera un frente de onda orientado en dirección al archipiélago de Juan Fernández, haciendo que la disminución de su energía debido a la dispersión de la onda en ese sentido de la propagación sea poco significativa. El tsunami demora aproximadamente 45 minutos en alcanzar la isla Robinson Crusoe, propagándose en el océano abierto con elevaciones que llegan a los 4 metros, con una celeridad promedio de 750 km/hr. En la Figura 4-1 y Figura 4-2 se muestra una secuencia de la propagación del tsunami en el océano abierto.

Figura 4-1: Serie de tiempo de la Grilla A, t = 0 min. (Escenario N°1)

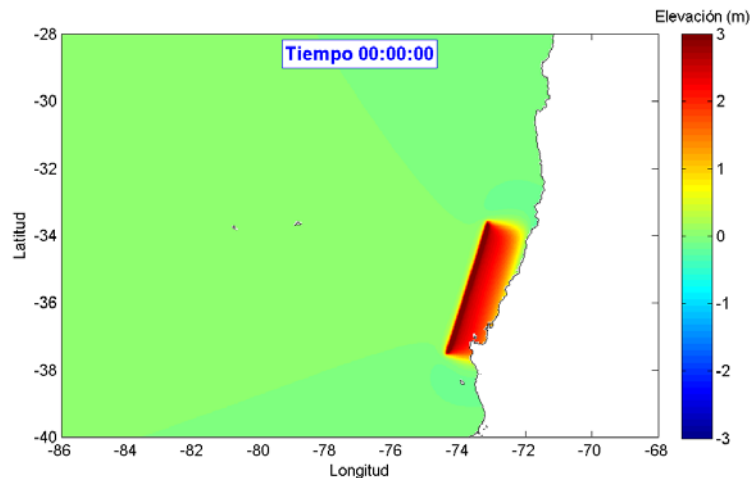
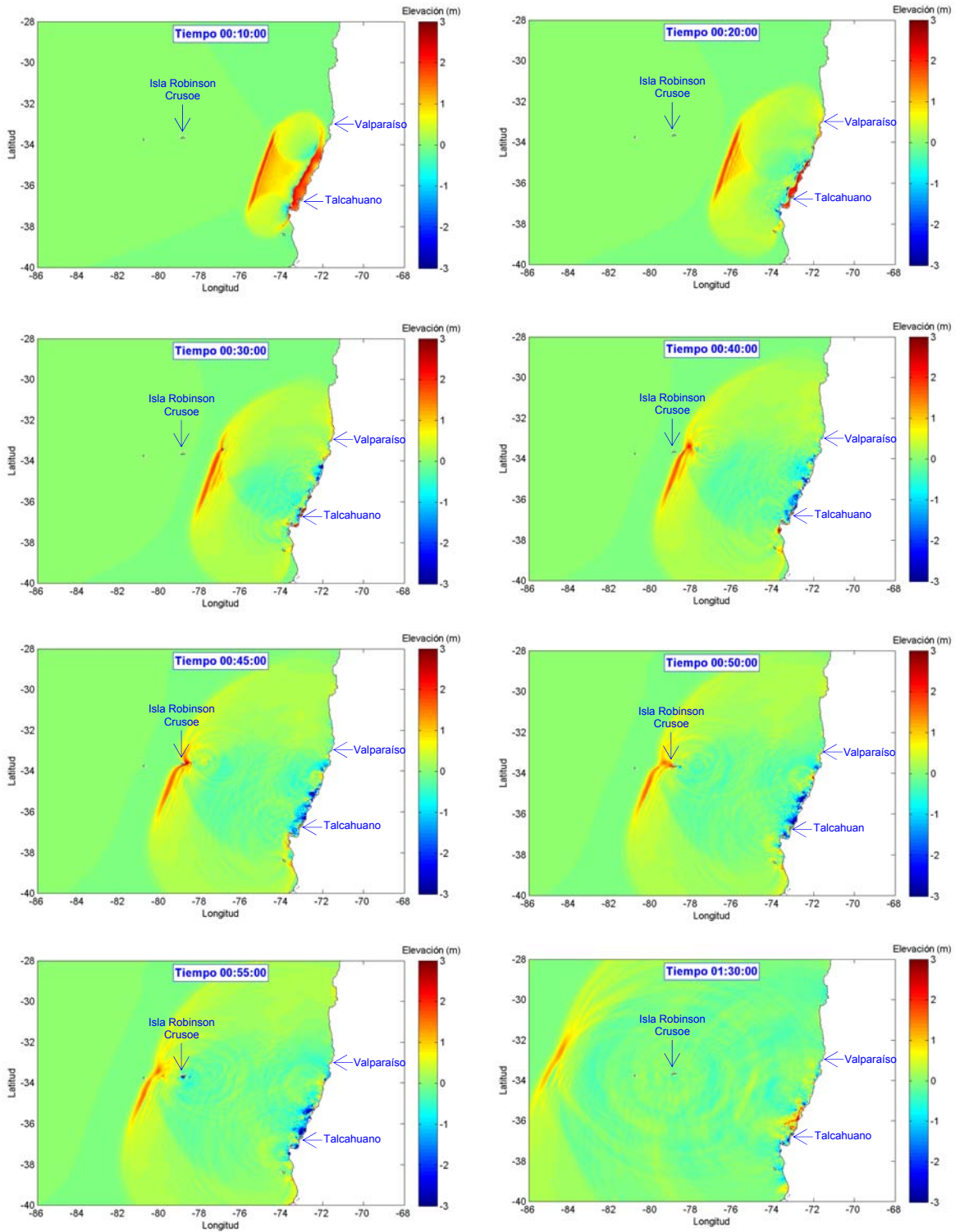


Figura 4-2: Serie de tiempo de la Grilla A, desde t = 10 min hasta t = 90 min. (E- N°1)



De la secuencia anterior se observa la propagación del tsunami en toda su extensión a partir de la deformación inicial. En el minuto 10, se distingue la formación de dos frentes de onda, uno propagándose hacia la costa chilena y otro hacia océano en dirección del archipiélago Juan Fernández. Se aprecia asimismo el fenómeno de spreading direccional de la onda en los extremos norte y sur del tsunami.

Entre el minuto 10 y 20 la onda que viaja hacia el continente disminuye gradualmente su longitud y su celeridad, a medida que aumenta su altura mientras más se acerca a la costa, debido al asomeramiento. La disminución de la profundidad produce la refracción de la onda, alienándola con los veriles del fondo.

Aproximadamente a los 30 minutos el tsunami llega al archipiélago Juan Fernández, comenzando a interactuar con las cumbres sumergidas de este cordón montañoso. A partir de este punto el tsunami recorre el archipiélago, modificando su forma a medida pasa por cada una de las cumbres hasta llegar a Robinson Crusoe para después seguir su propagación por el Océano Pacífico.

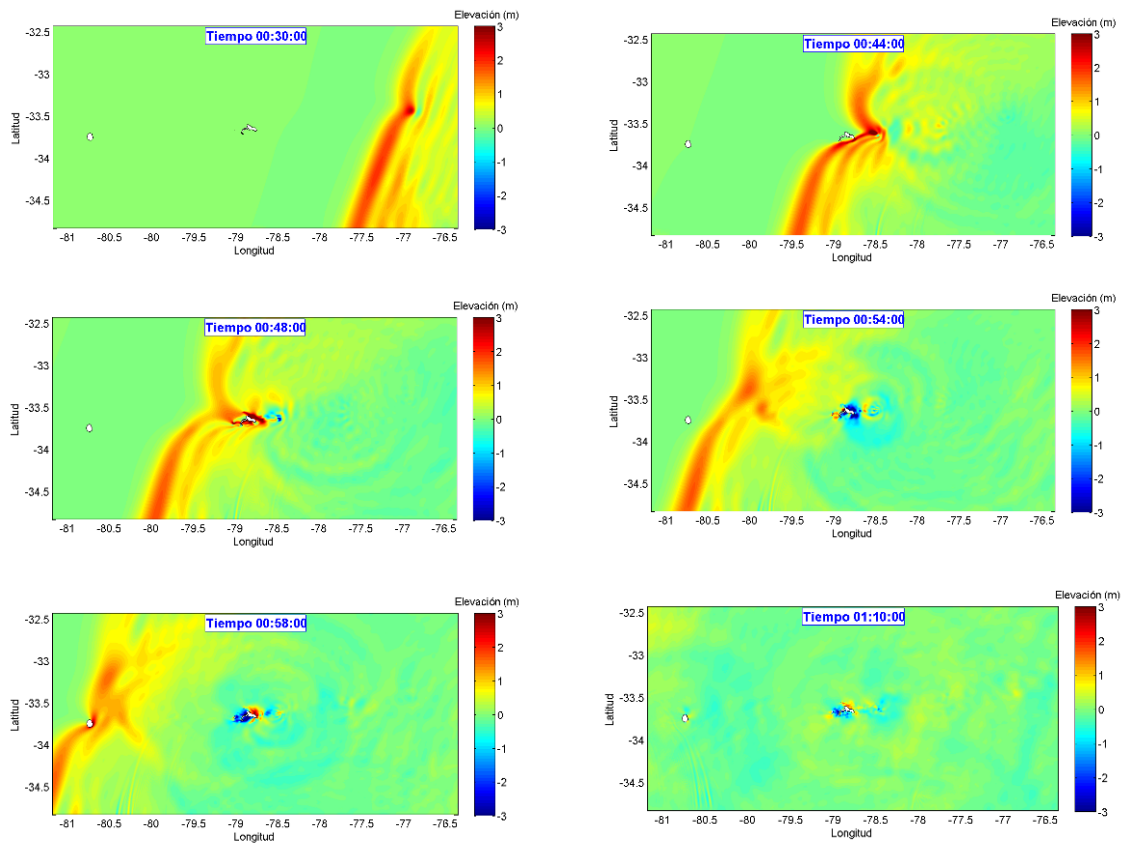
4.1.2 INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ

Como es mencionado en el acápite anterior, a los 30 minutos de iniciada la propagación por el Océano Pacífico, el tsunami comienza a interactuar con el Archipiélago Juan Fernández. Esto se puede apreciar con mayor detalle al observar la Grilla B del modelo, en la cual se encuentran las salidas entre los 30 y los 70 minutos de propagación.

En la Figura 4-3 se observa que el tsunami comienza a ser afectado por la variación en la profundidad producida por el cordón montañoso submarino que conforma el archipiélago Juan Fernández, provocando la difracción de la onda alrededor de las cumbres sumergidas. Asimismo, el frente de onda pierde velocidad debido a la disminución de la profundidad. Al llegar a la isla Robinson Crusoe, lo hace retrasado respecto al resto del frente de onda principal y llega de tal forma que envuelve a la isla e impacta de forma aproximadamente perpendicular a su costa. Una vez que el frente continúa con su propagación hacia océano abierto, se produce un descenso en el nivel del mar que rodea la isla paulatinamente.

A los 58 minutos de propagación se puede observar que la onda impacta sobre la isla Selkirk mientras continúan las oscilaciones del nivel del mar en las costas de la isla Robinson Crusoe hasta aproximadamente los 70 minutos de iniciado el evento.

Figura 4-3: Serie de Tiempo Grilla B, desde t = 30 min hasta t = 70 min. (E - N°1)



4.1.3 IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND

Una vez transcurridos 48 minutos de ocurrido el terremoto, el tsunami comienza su arribo a Bahía Cumberland, comenzando la inundación del poblado San Juan Bautista con una elevación del tsunami que supera los 10 m como (Figura 4-4, 4-5 y 4-6).

Figura 4-4: Serie de Tiempo Grilla D

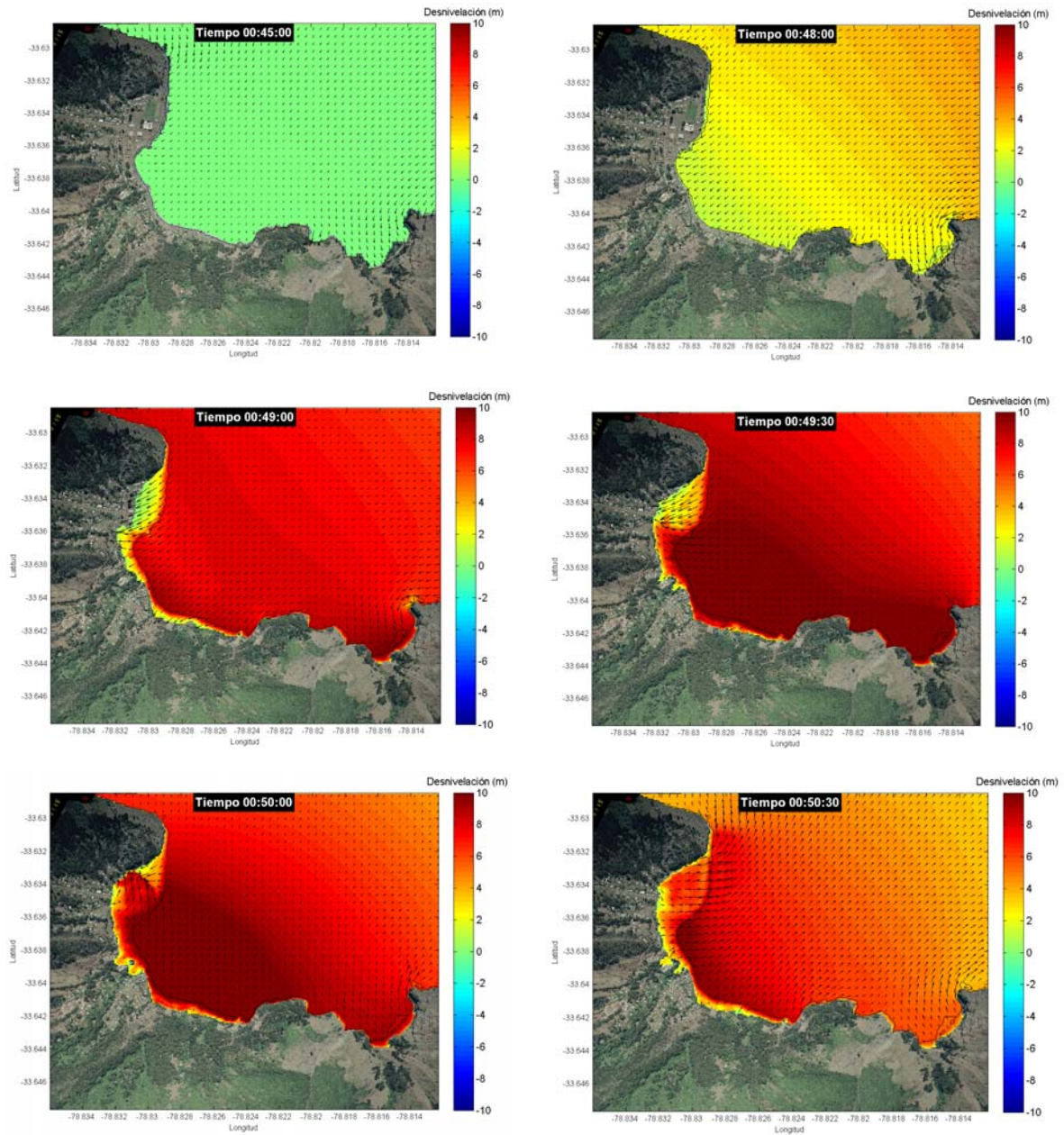
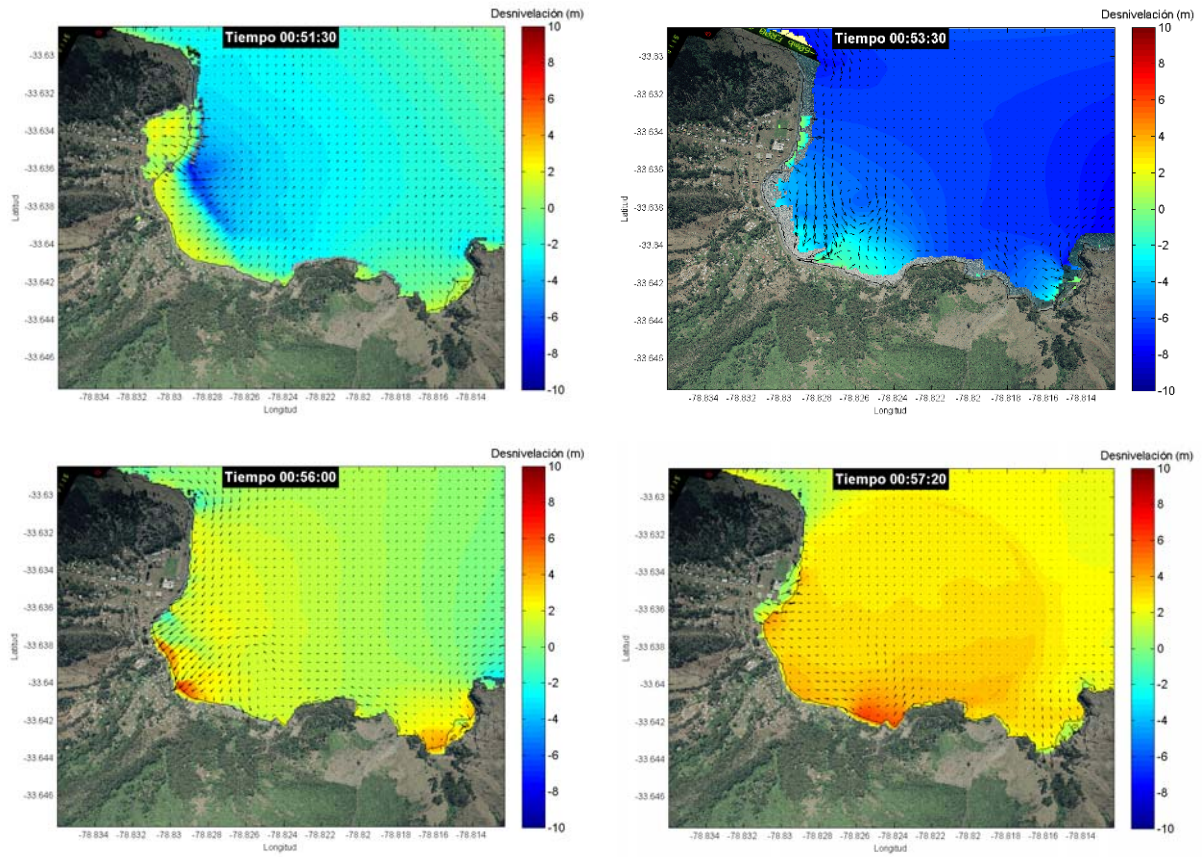
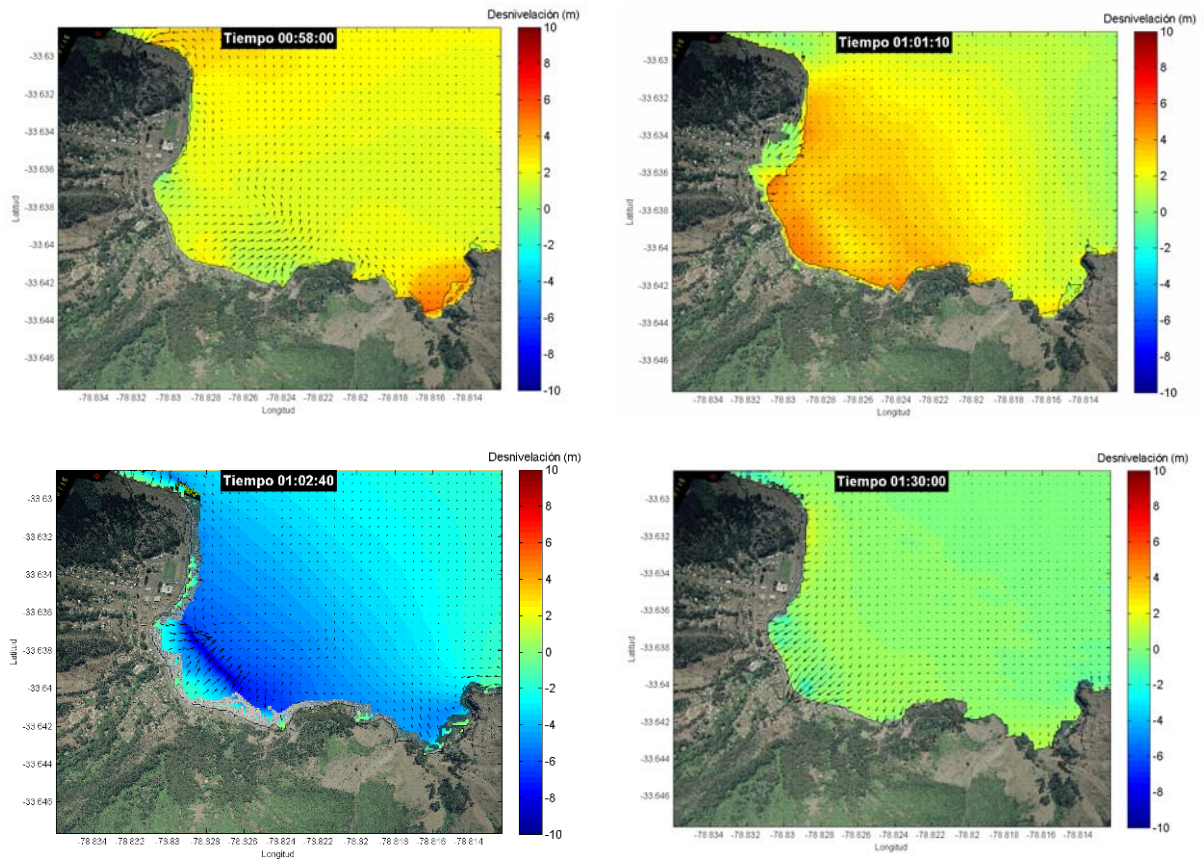


Figura 4-5: Serie de Tiempo Grilla D (continuación).



En la secuencia anterior se observa el arribo del tsunami a Bahía Cumberland y la inundación producida al impactar este sobre la costa. Entre el minuto 48 y 49 comienza la inundación de la parte baja del poblado San Juan Bautista hasta el minuto 50.5 donde alcanza su máxima penetración y comienza su retirada. En el minuto 53.5, el mar alcanza su nivel mínimo retrocediendo aproximadamente 100 metros desde la línea de costa, para luego dar paso a una segunda onda, de menor amplitud y periodo que la primera, la cual inunda en menor medida el poblado.

Figura 4-6: Serie de Tiempo Grilla D (continuación).



En el minuto 58 se produce el arribo de una tercera onda que produce una inundación superior a la anterior pero inferior que la primera, alcanzando su penetración máxima en el minuto 61, mientras cubre gran parte de la zona baja del poblado. Esta onda y la anterior corresponden a la agitación atrapada alrededor de la isla, a diferencia del primer frente de onda que corresponde al paso del tsunami por el archipiélago Juan Fernández. Posteriormente se produce un último retroceso significativo del nivel del mar para luego ir recobrando el estado de equilibrio paulatinamente a medida se disipa la agitación.

4.2 ESCENARIO N°2

A continuación se describen los resultados de la modelación del Escenario N°2, el cual corresponde a un tsunami generado por un terremoto de características similares al ocurrido el 27 de febrero del 2010, en cuanto a su magnitud y dimensiones, pero localizado en la zona central de Chile, frente a las costas de Valparaíso.

4.2.1 PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO

En este caso el tsunami es generado a una distancia de la isla similar a la del Escenario N°1, ya que, si bien la costa de la V región se encuentra en la misma latitud que el archipiélago, también se encuentra más hacia el Este respecto de la VII región.

La distancia entre las costas de Robinson Crusoe y de las regiones V y VII es del orden de 650 km y 600 km respectivamente, es por esto que el tsunami tarda en el Escenario N°2 aproximadamente 5 minutos más que en el Escenario N°1, es decir 50 minutos. La elevación con la que el tsunami se propaga por el océano alcanza los 4 metros con una celeridad de 750 km/hr aproximadamente.

La orientación de la fosa en la zona central de Chile provoca que el tsunami generado se propague directamente hacia el archipiélago Juan Fernández. En este caso la dispersión angular se produce principalmente por los extremos del frente de onda, siendo su efecto menor en la sección de tsunami que impacta la Isla Robinson Crusoe.

Figura 4-7: Serie de tiempo de la Grilla A

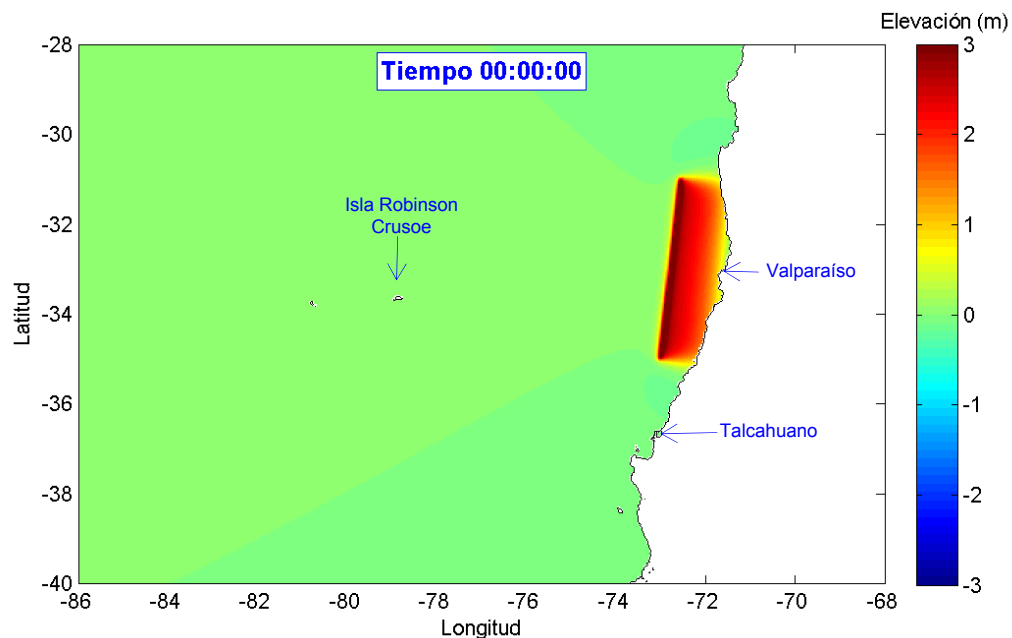
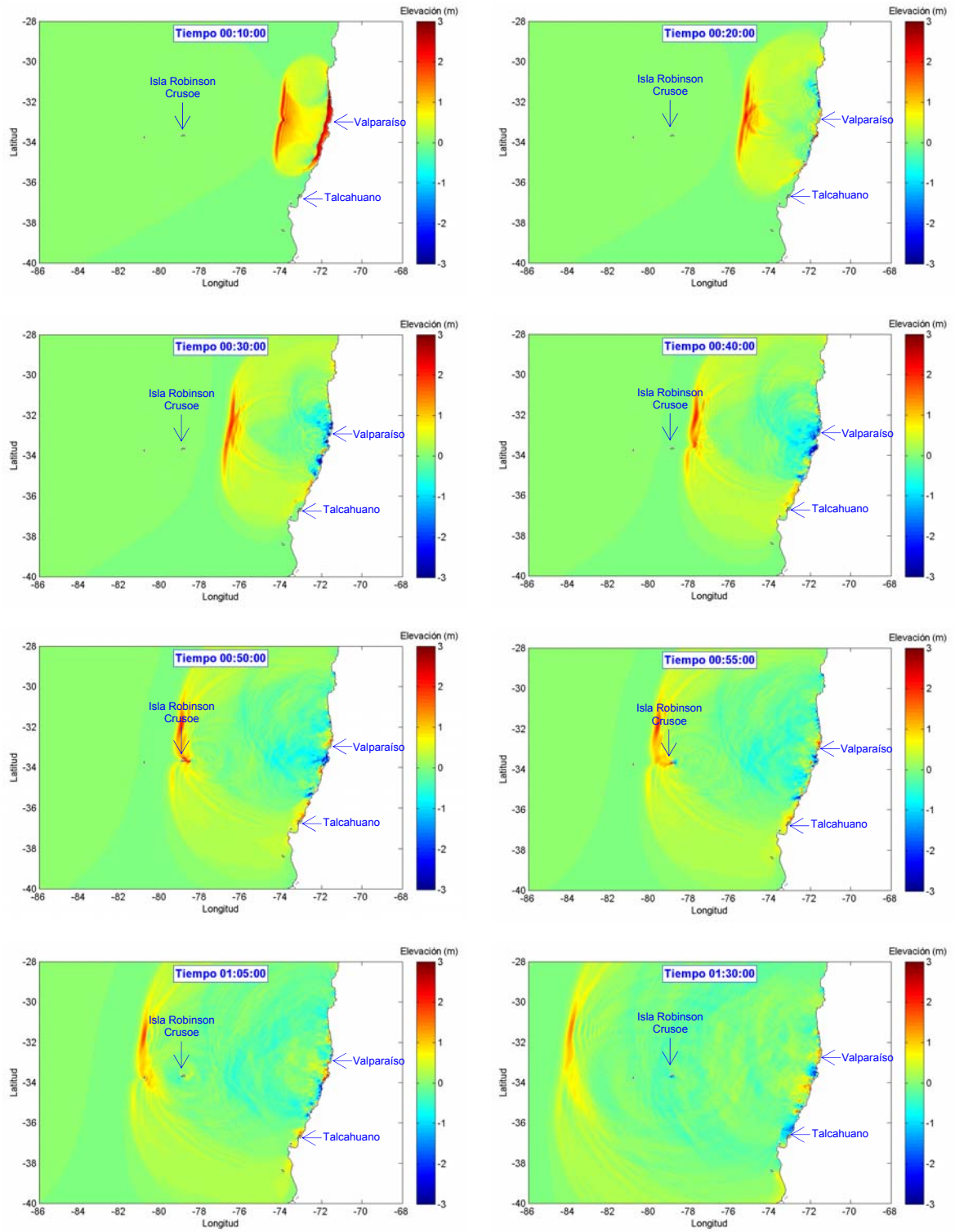


Figura 4-8: Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)



De la secuencia anterior se observa la propagación del tsunami en toda su extensión a partir de la deformación inicial del Escenario N°2. A los 10 minutos de modelación aprecia la división de la onda inicial en dos frentes de onda, uno propagándose hacia la costa chilena y otro hacia océano abierto en dirección al archipiélago Juan Fernández. Se distingue el fenómeno de dispersión de la onda en los extremos norte y sur del tsunami.

Entre el minuto 10 y 20 la onda que viaja hacia el continente disminuye gradualmente su longitud, su celeridad y aumenta su altura. En este tiempo el tsunami ya entra en contacto con la costa de la zona central de Chile, azotando las ciudades costeras de la IV, V y VI región. Se observa la interacción del tsunami con los montes sumergidos a 55 km aproximadamente al Oeste de la fosa.

Aproximadamente a los 32 minutos, el tsunami llega al archipiélago Juan Fernández, comenzando a interactuar con las cumbres sumergidas de este cordón montañoso, pasando sobre él y continuando su propagación por el océano.

4.2.2 INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ

El impacto del tsunami se aprecia en la con mayor detalle en la Figura 4-9 donde se muestran las salidas entre los 32 y los 76 minutos de propagación.

Figura 4-9: Serie de Tiempo Grilla B

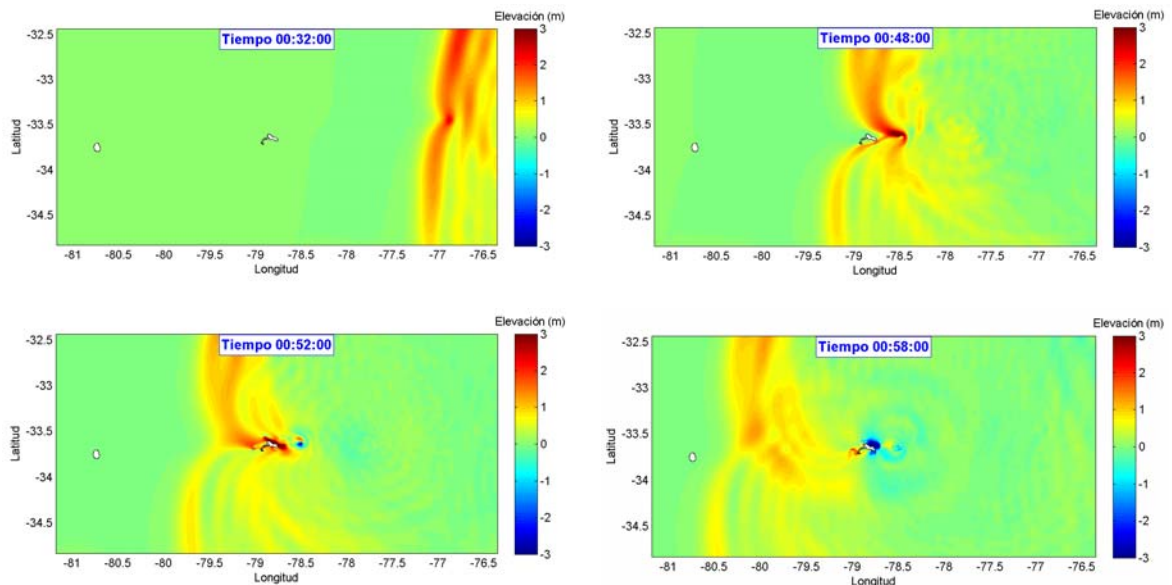
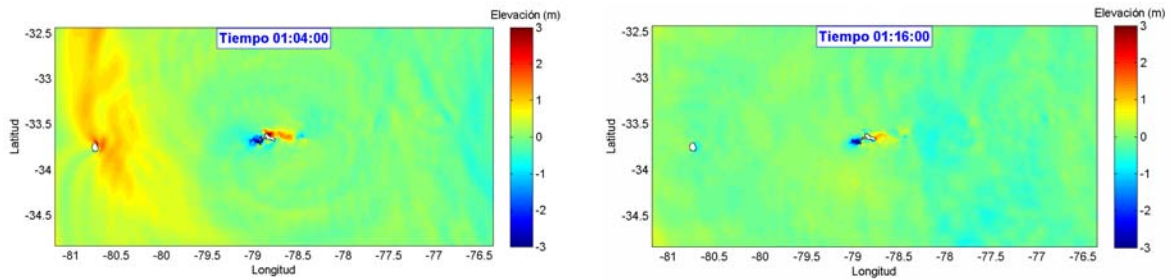


Figura 4-10: Serie de Tiempo Grilla B (continuación)



En este caso que el tsunami hace su arribo con una elevación de 2 m aproximadamente, con dirección Este y comienza a interactuar con el cordón montañoso submarino provocando la difracción de la onda, mientras el segmento de tsunami próximo a la isla Robinson Crusoe pierde velocidad debido a la disminución de profundidad, refractándose, envolviéndola e impactando de forma perpendicular a la costa de Bahía Cumberland. Una vez el frente pasa por la isla y continua su propagación hacia océano abierto, se produce un descenso en el nivel del mar que rodea la isla paulatinamente, generando una segunda onda que impacta con menor intensidad.

A diferencia del Escenario N°1, el tsunami impacta la isla Selkirk a los 64 minutos de propagación mientras continúan las oscilaciones del nivel del mar en las costas de la isla Robinson Crusoe hasta aproximadamente los 80 minutos de iniciado el evento.

4.2.3 IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND

A los 51 minutos de modelación comienza la inundación de Bahía Cumberland (Figura 4-11), y en un tiempo de 3 minutos se produce la inundación completa de la zona baja del poblado, alcanzando su máximo run-up.

Se observa que la onda alcanza una elevación que supera los 10 m al impactar contra la costa y los vectores de flujo indican que lo hace con una dirección nor-este.

Figura 4-11: Serie de Tiempo Grilla D

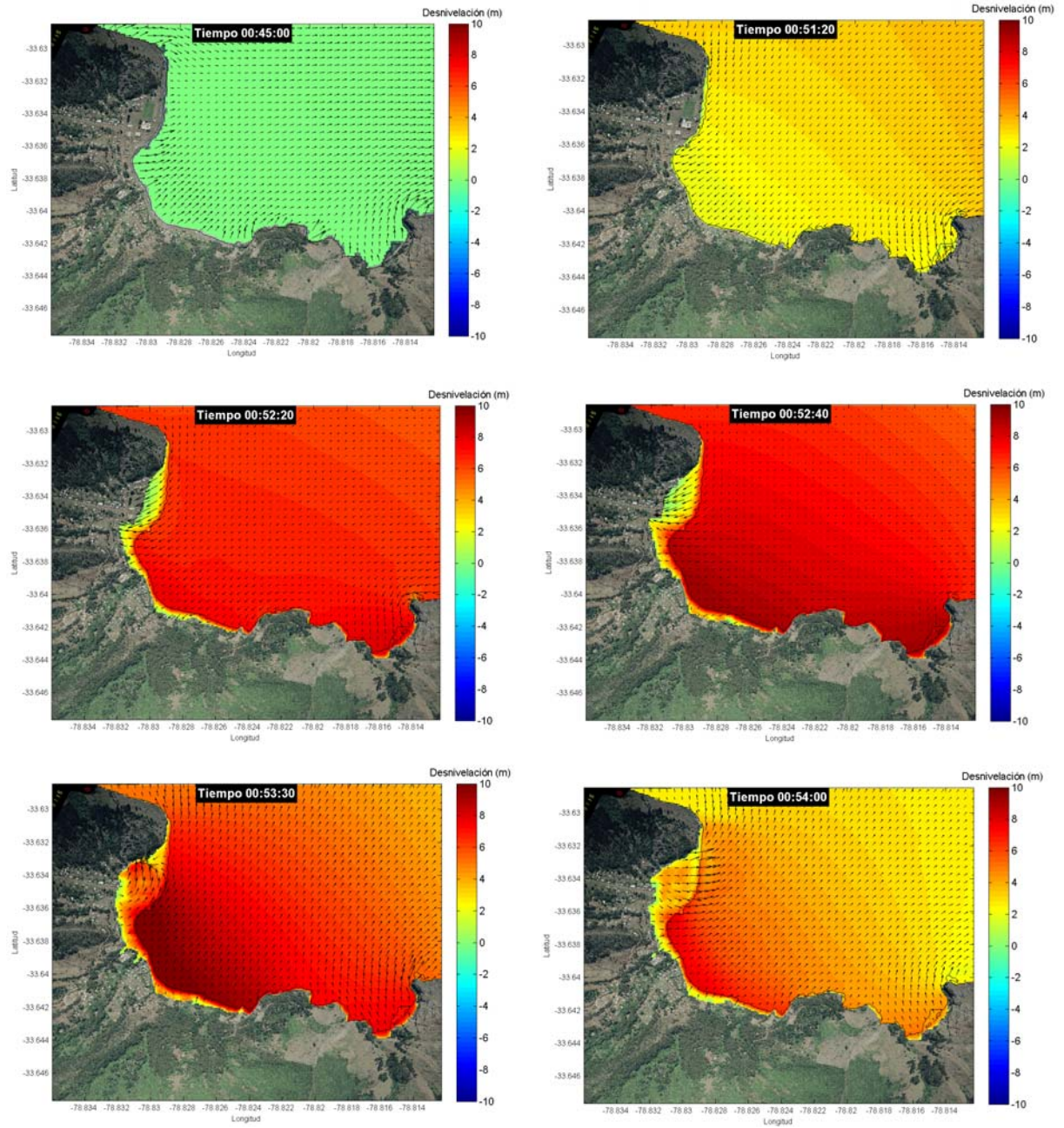
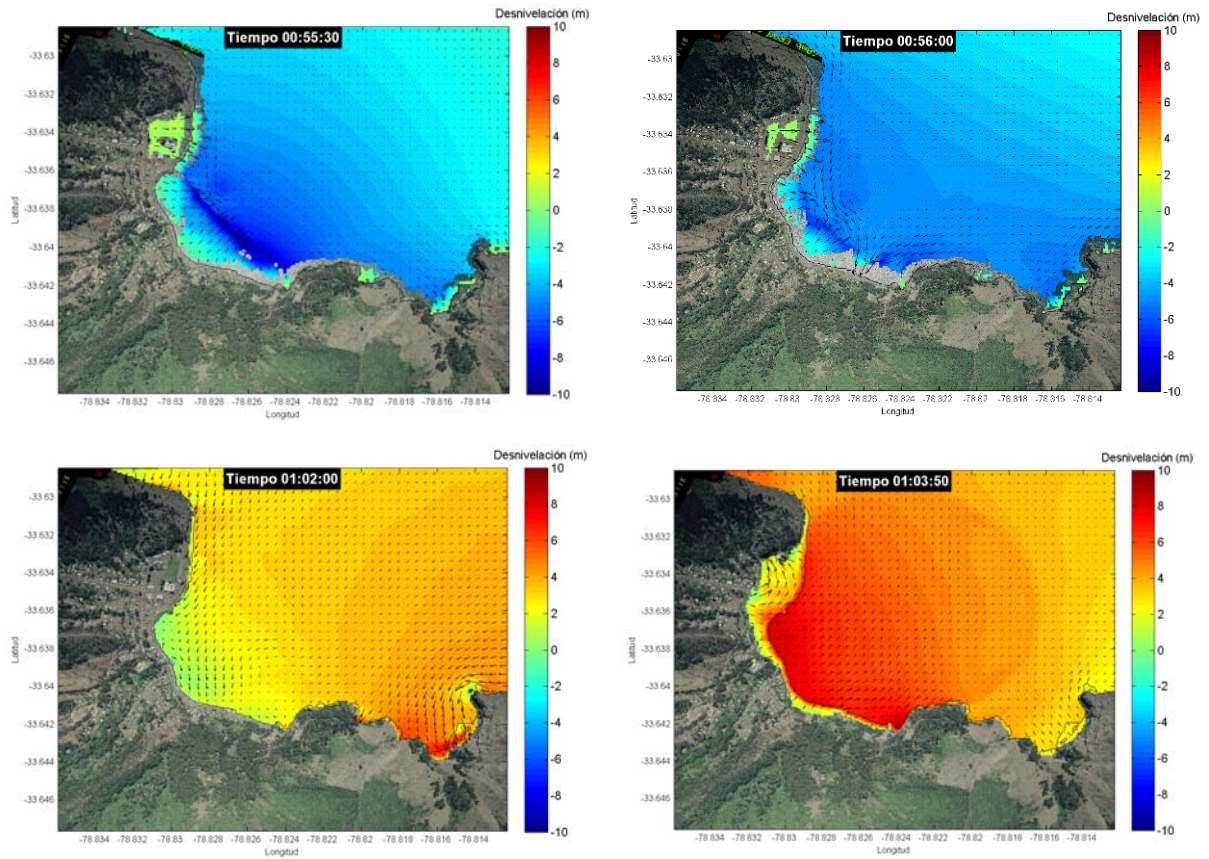
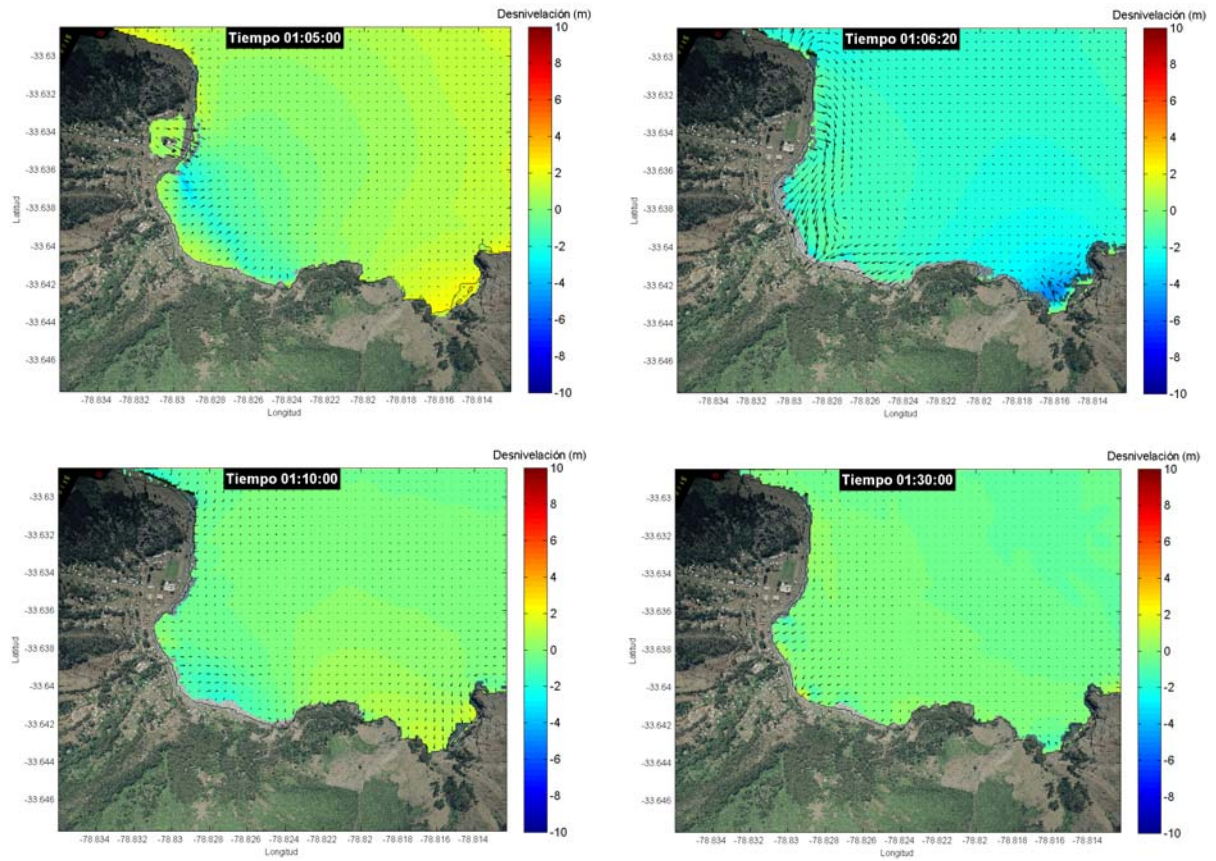


Figura 4-12: Serie de Tiempo Grilla D (continuación)



Se presenta el arribo de dos ondas de tsunami con 10 minutos de diferencia. La primera onda supera los 10 m de elevación y corresponde al impacto directo del tsunami. La segunda es producida por la agitación generada por el archipiélago ante el paso de la primera y alcanza los 8 metros. Entre ambas se produce el descenso del nivel del mar alcanzando su nivel mínimo en el minuto 56, retrocediendo aproximadamente 100 m desde la línea de costa hacia el mar.

Figura 4-13: Serie de Tiempo Grilla D (continuación)



Después de la segunda onda se produce un retroceso menor del nivel del mar hasta que se recupera el nivel normal, continuando la agitación pero con desnivelaciones menores.

4.3 ESCENARIO N°3

Escenario N°3 corresponde a un tsunami generado en la zona al sur de Perú y de características similares al ocurrido el 27 de febrero del 2010 en cuanto a su magnitud y dimensiones, no obstante, el ángulo de rotura respecto al Norte varía alineándose con la orientación de la zona de subducción en ese sector de Perú.

4.3.1 PROPAGACIÓN POR OCÉANO ABIERTO

En este caso el tsunami es generado a una distancia aproximada de 1800 km de la isla Robinson Crusoe, con una orientación tal que produce un frente de onda que se propaga hacia el archipiélago con una leve desviación hacia el Oeste (Figura 4-14). Esta es una diferencia respecto de los escenarios anteriores, los cuales estaban orientados directamente hacia el archipiélago, que provoca que la onda llegue a la isla transportando una menor cantidad de energía, debido principalmente a la dispersión angular.

Figura 4-14: Serie de tiempo de la Grilla A

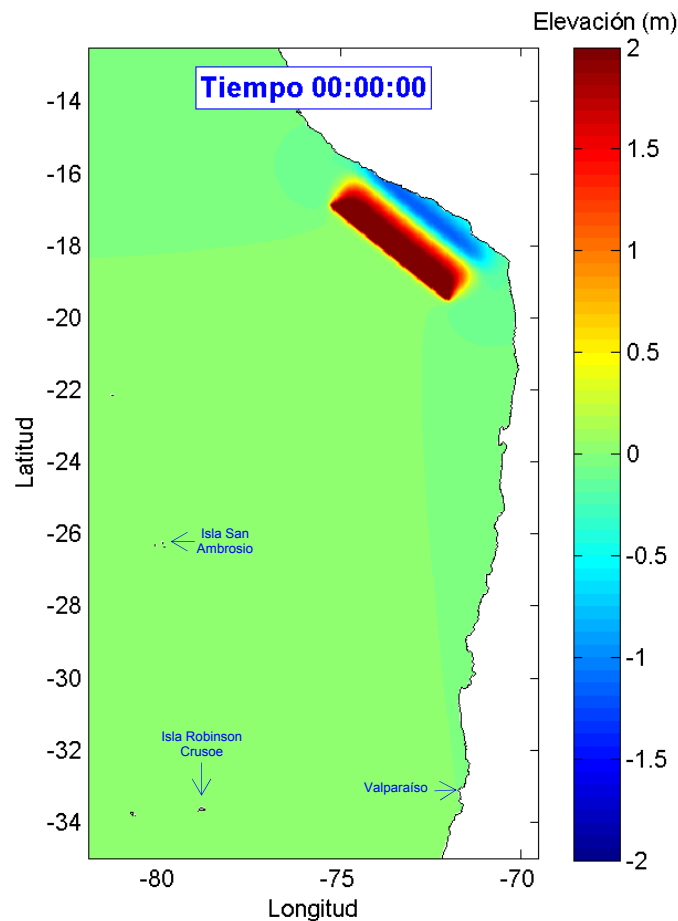


Figura 4-15: Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)

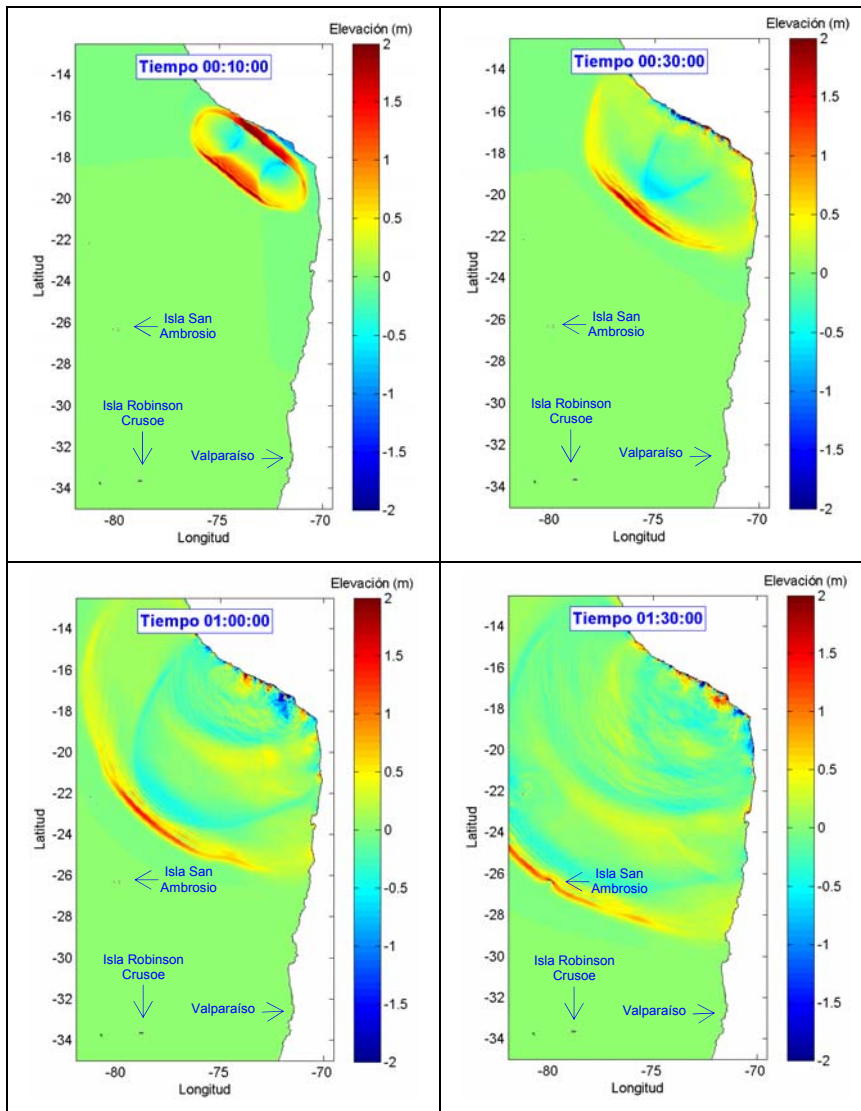
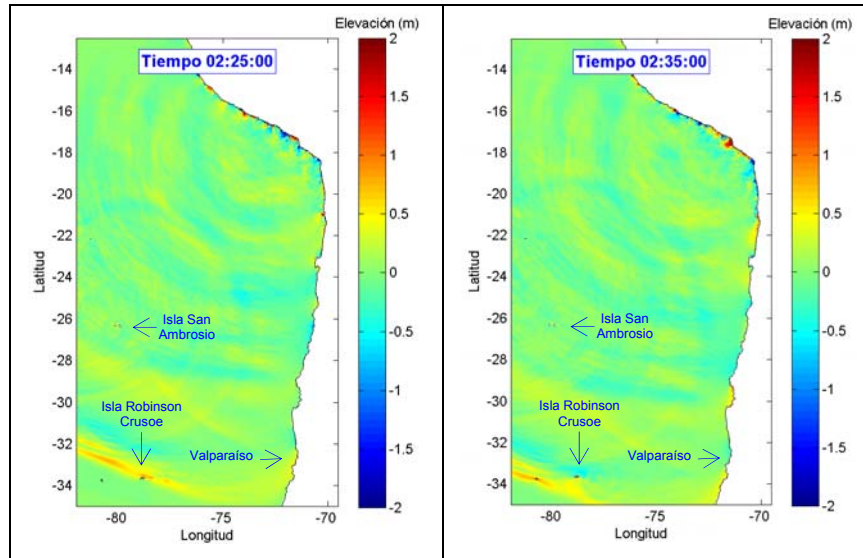


Figura 4-16: Serie de tiempo de la Grilla A (continuación)



En este escenario el tsunami se propaga hacia el sur en dirección al archipiélago, impactando en el minuto 90 de propagación a las islas San Felix y San Ambrosio y a los 145 minutos a la isla Robinson Crusoe. El arribo del tsunami a Bahía Cumberland lo hace en la misma dirección que la orientación de la bahía, motivo por el cual la onda no es atenuada por efectos de difracción.

4.3.2 INTERACCIÓN DEL TSUNAMI CON EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ

A diferencia de los escenarios anteriores, el cordón montañoso submarino que compone el archipiélago, no genera efectos que influyan en la manera que impacta el tsunami en la isla Robinson Crusoe. A las 2 horas y 28 minutos la onda impacta sobre la isla y penetra en la bahía sin mayor obstáculo (Figura 4-17).

Figura 4-17: Serie de Tiempo Grilla B

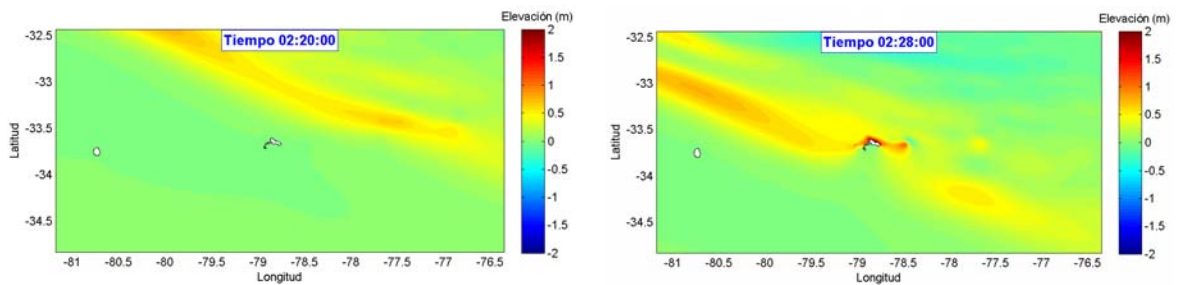
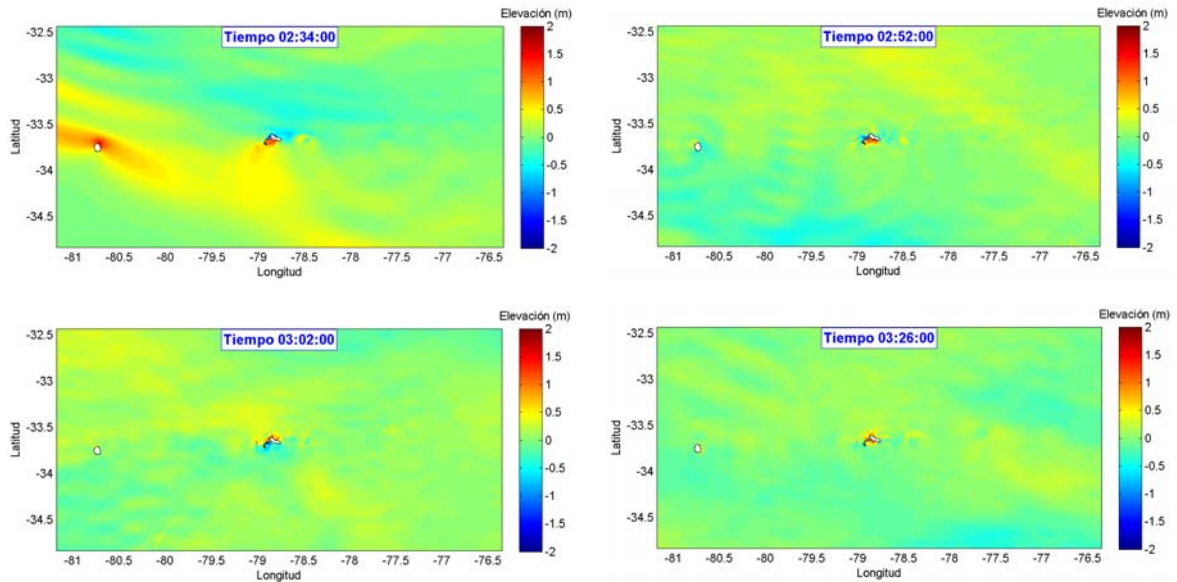


Figura 4-18: Serie de Tiempo Grilla B (continuación)

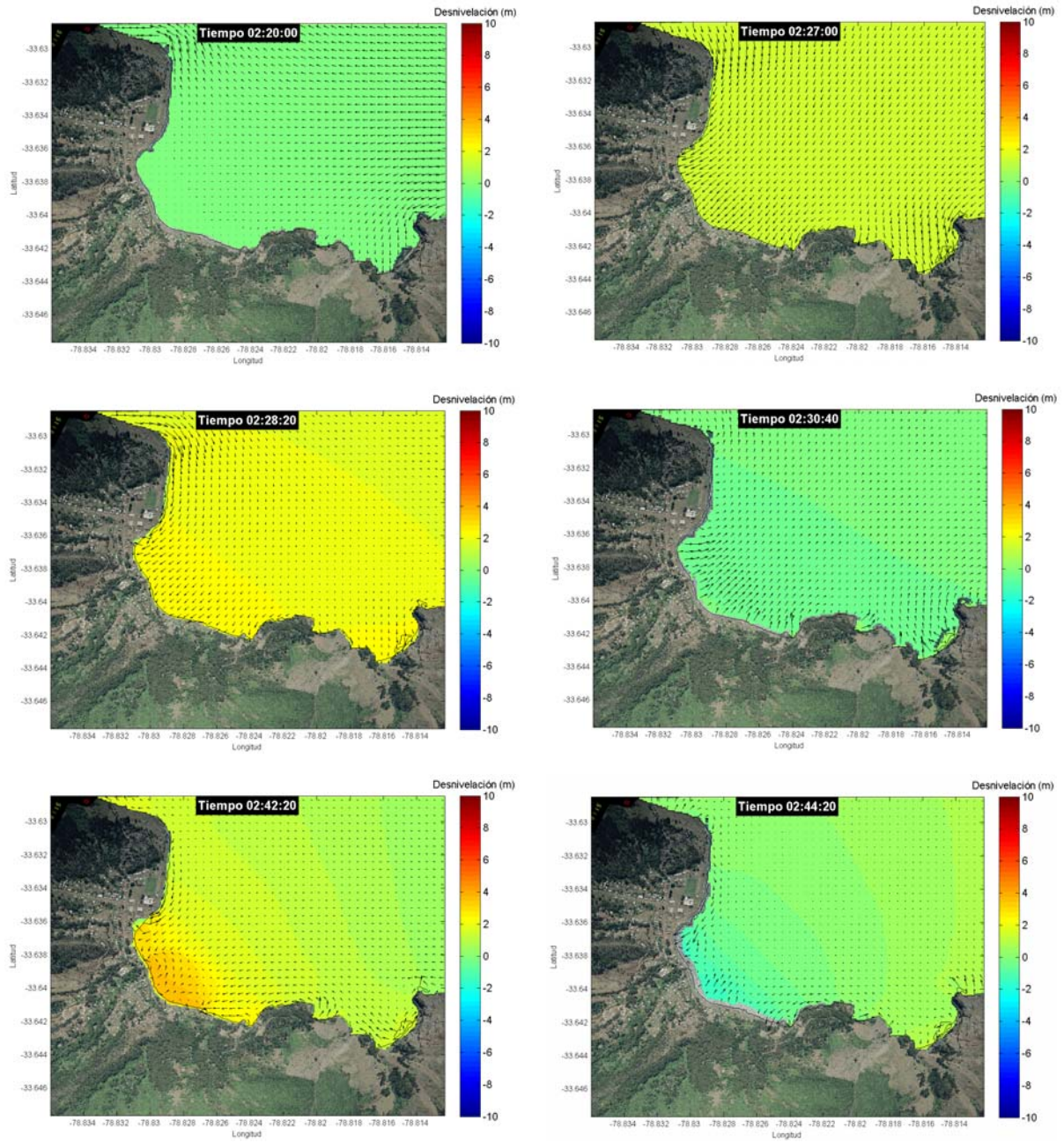


La escala de colores ha sido modificada respecto de los escenarios N°1 y N°2 para resaltar de mejor forma la propagación del tsunami por el océano dado que la altura de la onda es menor.

4.3.3 IMPACTO E INUNDACIÓN EN BAHÍA CUMBERLAND

El arribo de la onda de tsunami a Bahía Cumberland se produce a las 2 horas y 27 minutos desde la generación en las costas al sur de Perú. Se observa claramente que el impacto de esta onda es mucho menor a las generadas en los escenarios anteriores. La elevación no supera los 4 metros sobre el nivel del mar, produciendo inundación sólo en las zonas más próximas a la costa. Luego del impacto de la primera onda de tsunami, se generan oscilaciones menores en el nivel del mar que mantienen agitada la bahía. Estas oscilaciones producen una inundación moderada del poblado San Juan Bautista que no obstante estas representan igualmente un riesgo para las personas, infraestructura, naves y equipamiento ubicado próximo en la costa.

Figura 4-19: Serie de Tiempo Grilla D

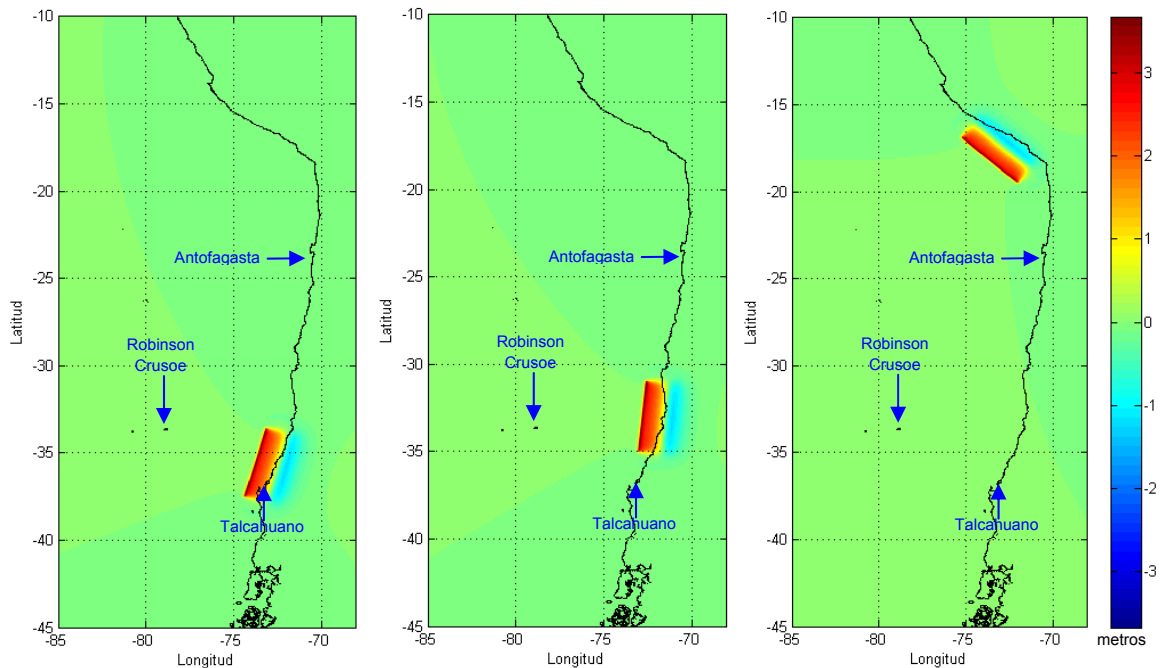


4.4 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En esta sección se discuten y comparan los resultados obtenidos de las modelaciones de los escenarios N°1, N°2 y N°3 definidos con el fin de conocer las condiciones a las que estaría expuesta la Bahía Cumberland dependiendo del origen del tsunami que le impacta.

La Figura 4-20 presenta las tres deformaciones iniciales correspondientes a cada uno de los escenarios definidos para el presente estudio. Las tres deformaciones son de similares características, y están solo diferenciadas por la ubicación donde son generadas y la orientación de la falla. La dirección de propagación del frente de la onda en todos los casos se dirige hacia Juan Fernández, sin embargo, la diferencia entre ellas es la distancia respecto del archipiélago.

Figura 4-20: Deformaciones iniciales utilizadas en la modelación



Cabe mencionar que la ubicación de la coordenada x (longitud) del epicentro del terremoto en los escenarios N° 2 y 3 se definió sobre el punto más profundo de la fosa formada por la subducción de la placa de Nazca, por ende la distancia desde la costa hasta el epicentro es diferente en todos los escenarios.

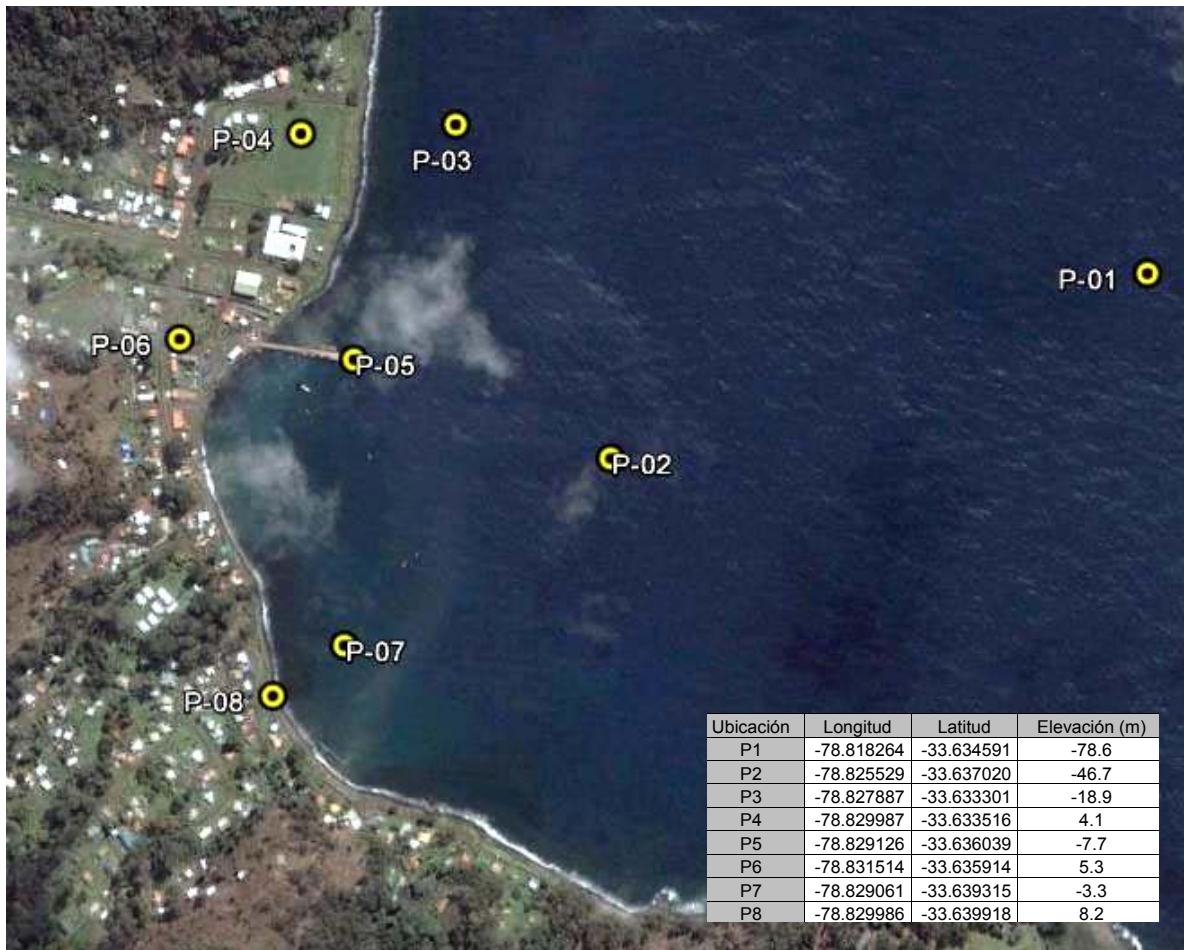
4.4.1 SERIES DE TIEMPO

A continuación se presenta una comparación de las desnivelaciones y velocidades instantáneas de puntos de control predefinidos para los diferentes escenarios con el objetivo

de conocer el comportamiento de la onda de tsunami en puntos particulares del dominio de modelación.

Los puntos de salida son 8 y distribuidos a lo largo de la bahía (Figura 4-21). Esta distribución proporciona una representación del paso de la onda a distintas profundidades y ubicaciones dentro de la bahía, así como también sobre el terreno cercano a la costa.

Figura 4-21: Ubicación de los puntos de extracción de series de tiempo



Fuente: Imagen Google Earth

Los puntos P-04, P-06 y P08 se encuentran ubicados sobre tierra y se encuentran en una cota de +4.1m +5.3 m y +8.2m sobre el nivel del mar respectivamente.

4.4.1.1 ELEVACIÓN

Las series de tiempo obtenidas en cada uno de los puntos para los tres escenarios simulados se observan en la Figura 4-22, donde los escenarios son denotados como E-01, E-02 y E-03 respectivamente.

Figura 4-22: Serie de tiempo de desnivelación para puntos de control

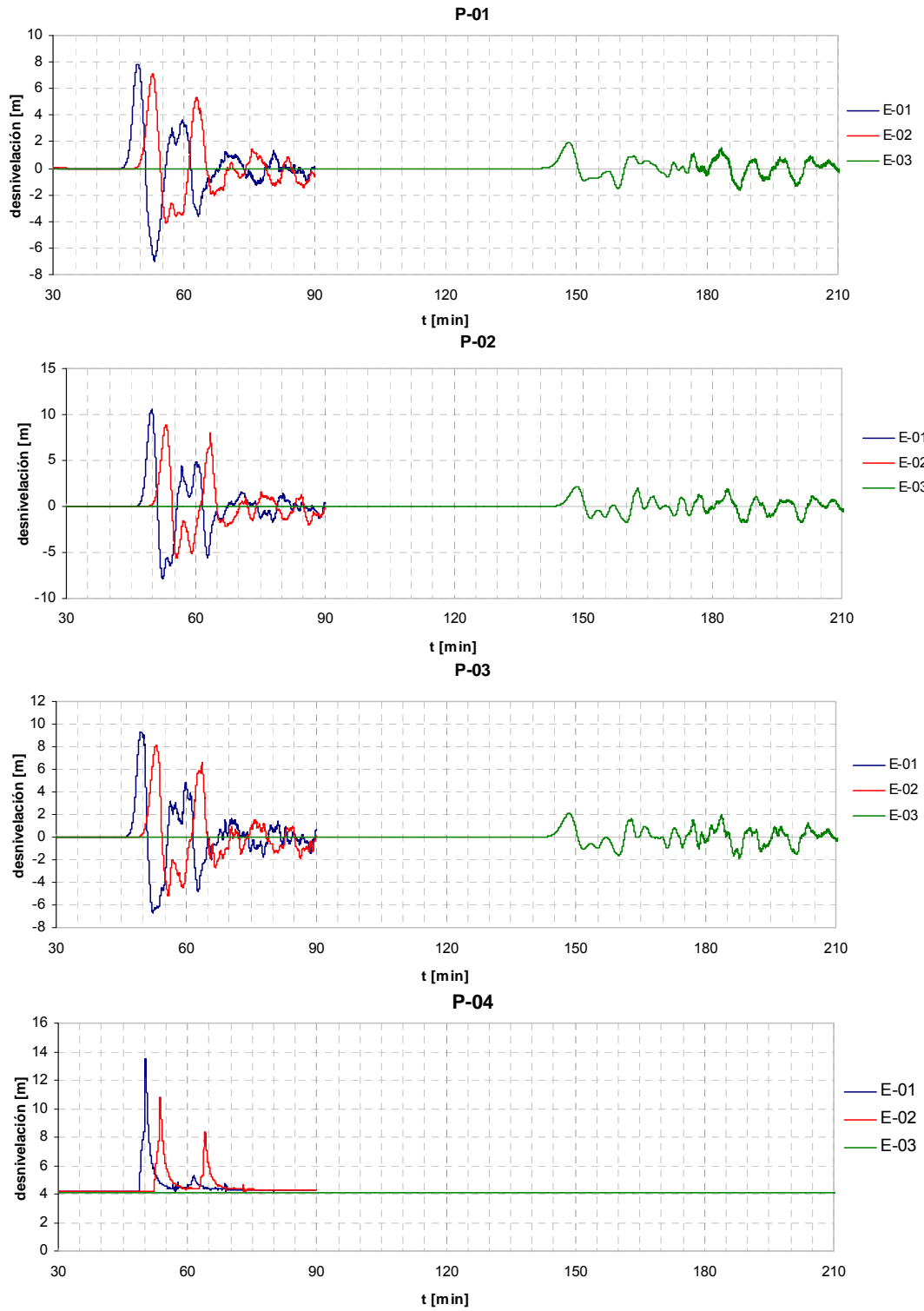
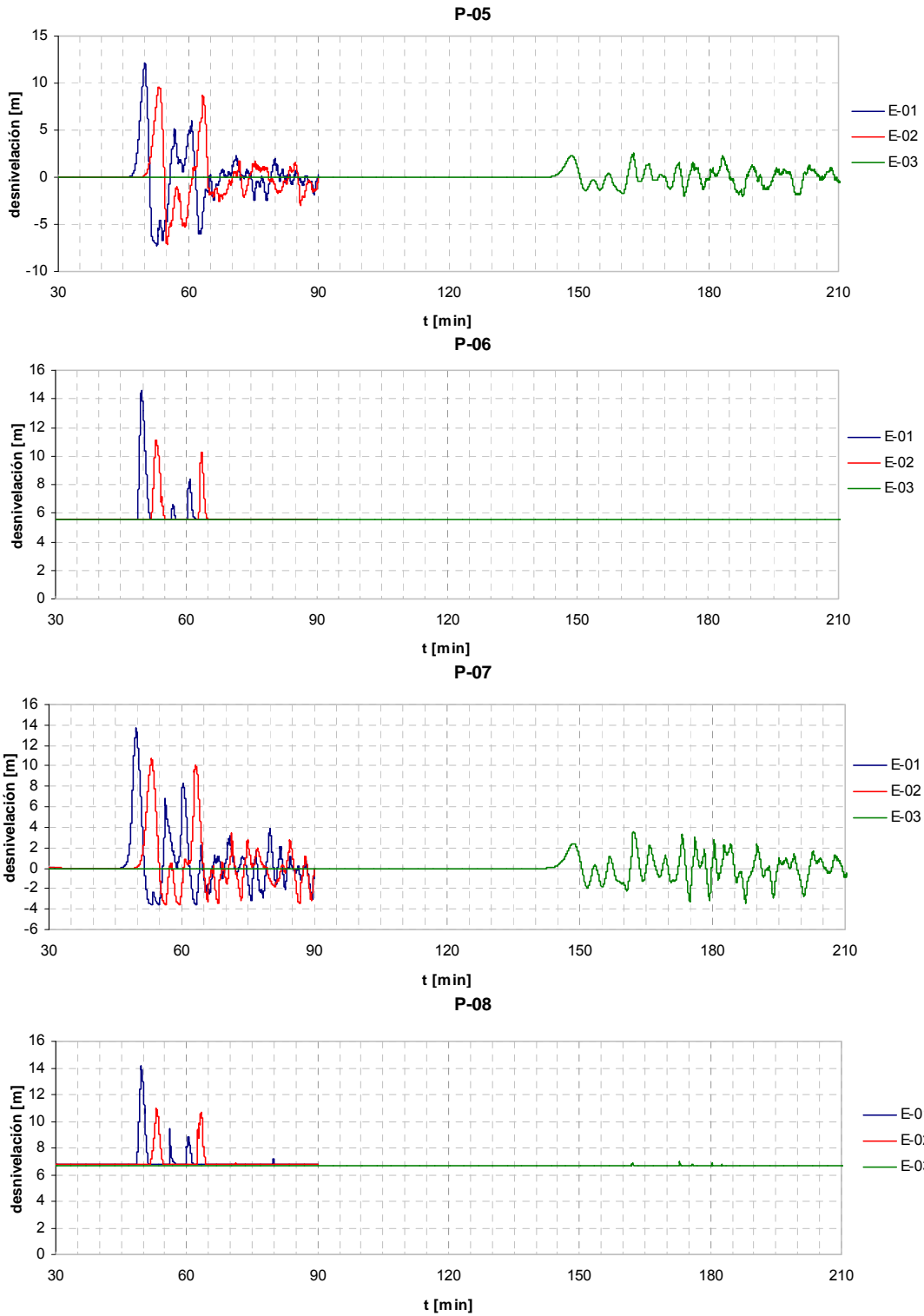


Figura 4-23: Serie de tiempo de desnivelación para puntos de control (continuación)



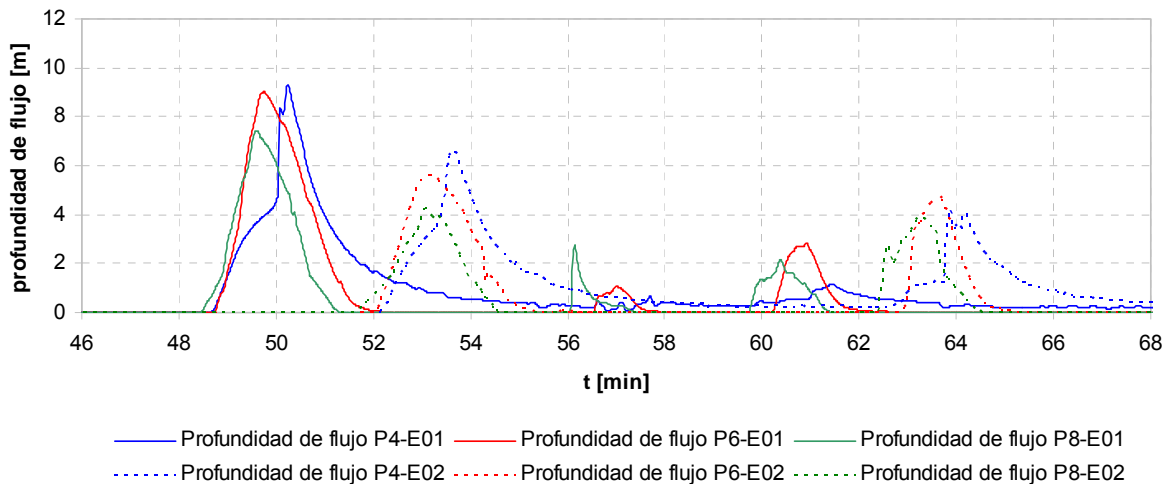
En las figuras anteriores se aprecian las diferencias entre el paso del tsunami de los tres escenarios modelados por cada uno de los puntos definidos.

La elevación máxima alcanza los 14.5, 11.2 y 6.95 m en los escenarios N°1, 2 y 3 respectivamente. En todos los escenarios la altura máxima se alcanza en la primera onda que arriba a la bahía, se observa en el Escenario N° 1 el arribo de 3 ondas de mayor amplitud que alcanzan los 14.5, 9.5 y 9 m de elevación respectivamente. En el Escenario N°2 se aprecian 2 ondas mayores que alcanzan los 11.2 y 10.5 m. A diferencia de los escenarios anteriores, en el Escenario N°3, se observa el arribo de una onda principal que alcanza los 6.95 m y posteriormente se aprecian ondas residuales atrapadas en el archipiélago.

Respecto a los tiempos de arribo, se aprecia que la onda arriba a la bahía aproximadamente a los 46 min en el Escenario N°1, 51 min en el Escenario N°2 y a los 143 min en el Escenario N°3. Estos tiempos están directamente relacionados con la distancia del epicentro del terremoto generador con la Isla Robinson Crusoe.

Analizando las estaciones en tierra (P-04, P-06 y P-08), se aprecia que el Escenario N°3 no alcanza a inundarlos debido a la poca intensidad con la que impacta Bahía Cumberland. En los Escenarios N°1 y 2, la inundación comienza primero en P-08 seguido por P-06 y por último P-04, lo que indica que la inundación del poblado se produce de Sur a Norte en ambos casos (Figura 4-24).

Figura 4-24: Comparación de profundidad de flujo en los puntos en tierra



4.4.1.2 VELOCIDAD

Las series de tiempo de velocidad fueron calculadas indirectamente a partir de los resultados de las componentes del flujo obtenido con COMCOT 1.7, dividiendo este último por la profundidad total (instantánea) de escurrimiento en cada estación. El resultado obtenido en cada uno de los puntos para los tres escenarios simulados se puede observar en la Figura 4-25.

Figura 4-25: Serie de tiempo de magnitud de velocidad para puntos de control

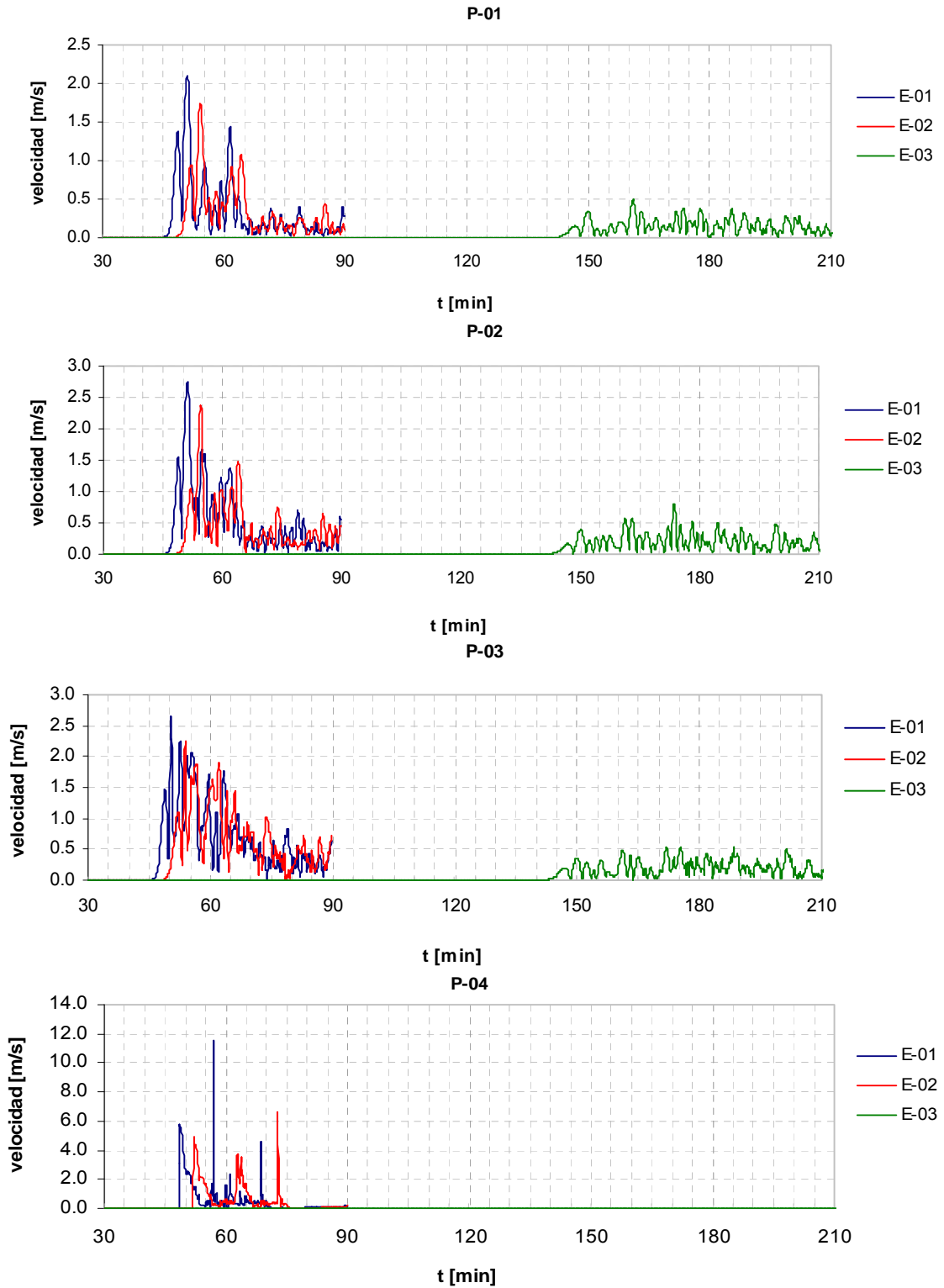
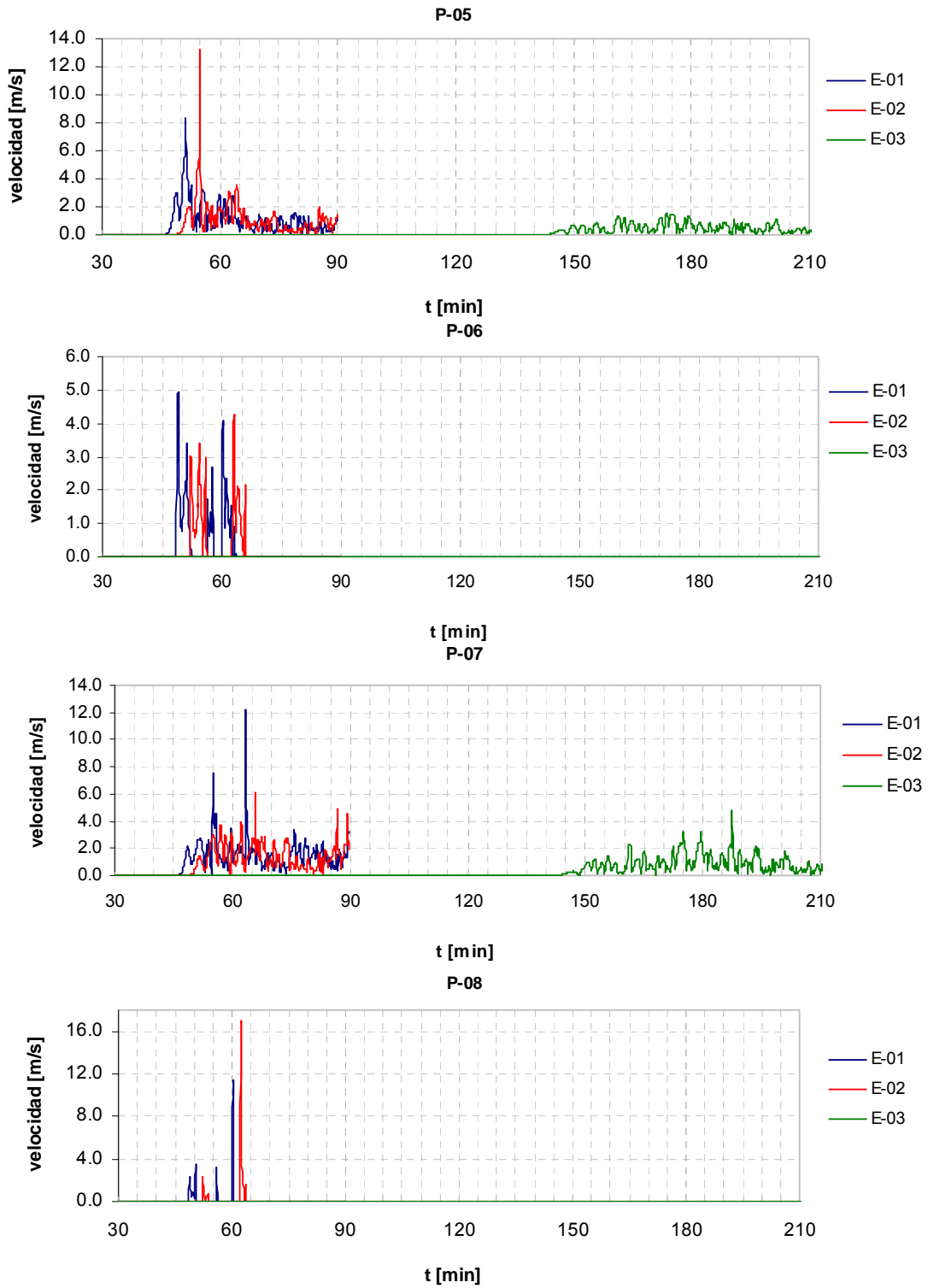


Figura 4-26: Serie de tiempo de magnitud de velocidades para puntos de control (continuación)



En el punto P01 se observan las menores velocidades registradas durante el paso del tsunami, con un máximo de 2.1, 1.7 y 0.6 m/s para los escenarios N°1, 2 y 3 respectivamente. Esto se debe a que este punto está ubicado a mayor profundidad que el resto (78.6 m). En el punto P02, ubicado a una profundidad de 46.7 m, se registra un máximo de 2.8, 2.4 y 1.0 m/s para los escenarios N1°, 2 y 3 respectivamente.

En los puntos P03, P05 y P07, ubicados a bajas profundidades en el mar, se observan velocidades máximas de 2.7, 8.3 y 12.1 m/s para el escenario N°1 respectivamente, y 2.3, 13.2 y 6.1 m/s para el escenario N°2. En el escenario N°3 se registran velocidades de 0.8, 1.9 y 4.8 m/s para dichos puntos respectivamente.

Respecto a los puntos ubicados en tierra (P04, P06 Y P08), en estos se registran las mayores velocidades, salvo en el escenario N°3 dado que la inundación no alcanza estos puntos. En el escenario N°1 se registran velocidades máximas de 11.6, 4.9 y 11.2 m/s y en el escenario n°2, 6.6, 20.9 y 16.8 m/s en cada punto respectivamente.

Cabe mencionar que los *peaks* de velocidades sobre 10 m/s ocurren sólo en un *time-step*, escapándose de los valores registrados en la vecindad cercana en el tiempo. Y estos valores son obtenidos de manera indirecta a partir de las salidas ortogonales de flujo m y n, ya que COMCOT v1.7 no cuenta con salidas puntuales de velocidades.

Tabla 4-1: Resumen de valores máximos obtenidos en las series de tiempo

Escenario		E-01			E-02			E-03		
Punto	Cota mNrs	Elevación Máxima [m]	Elevación Mínima [m]	Velocidad Máxima [m/s]	Elevación Máxima [m]	Elevación Mínima [m]	Velocidad Máxima [m/s]	Elevación Máxima [m]	Elevación Mínima [m]	Velocidad Máxima [m/s]
P01	-78.6	7.9	-7.0	2.1	7.1	-4.2	1.7	2.0	-1.6	0.6
P02	-46.7	10.6	-7.9	2.8	8.8	-5.6	2.4	2.4	-1.9	1.0
P03	-18.9	9.3	-6.6	2.7	8.1	-5.1	2.3	2.1	-1.9	0.8
P04	4.1	13.5	0.0	11.6	10.8	0.0	6.6	4.1	0.0	0.0
P05	-7.7	12.2	-7.3	8.3	9.6	-7.2	13.2	2.8	-2.1	1.9
P06	5.3	14.5	0.0	4.9	11.2	0.0	20.9	5.5	0.0	0.0
P07	-3.3	13.7	-3.5	12.1	10.7	-3.6	6.1	3.7	-3.5	4.8
P08	8.2	14.2	0.0	11.2	11.0	0.0	16.8	7.0	0.0	0.0

A continuación se presenta una comparación de las velocidades versus la elevación para P05 ubicado en el agua y para P06 en cada escenario, seleccionados de forma arbitraria. Se observa que las máximas velocidades se producen en el retroceso de la primera onda y que éstas se aproximan a cero cuando se alcanza la máxima elevación.

Figura 4-27: Registro de elevación y velocidad en P-05 en cada escenario

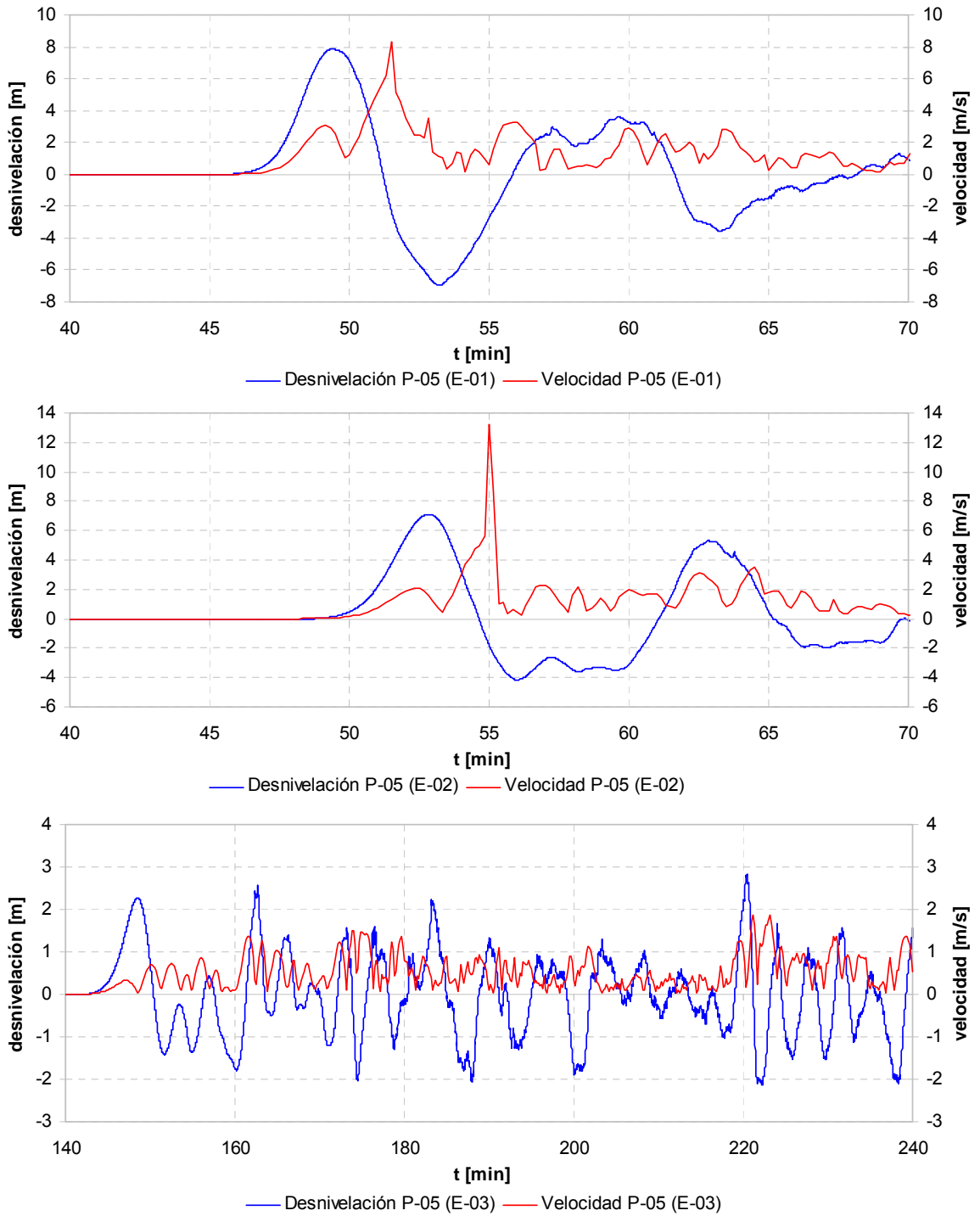
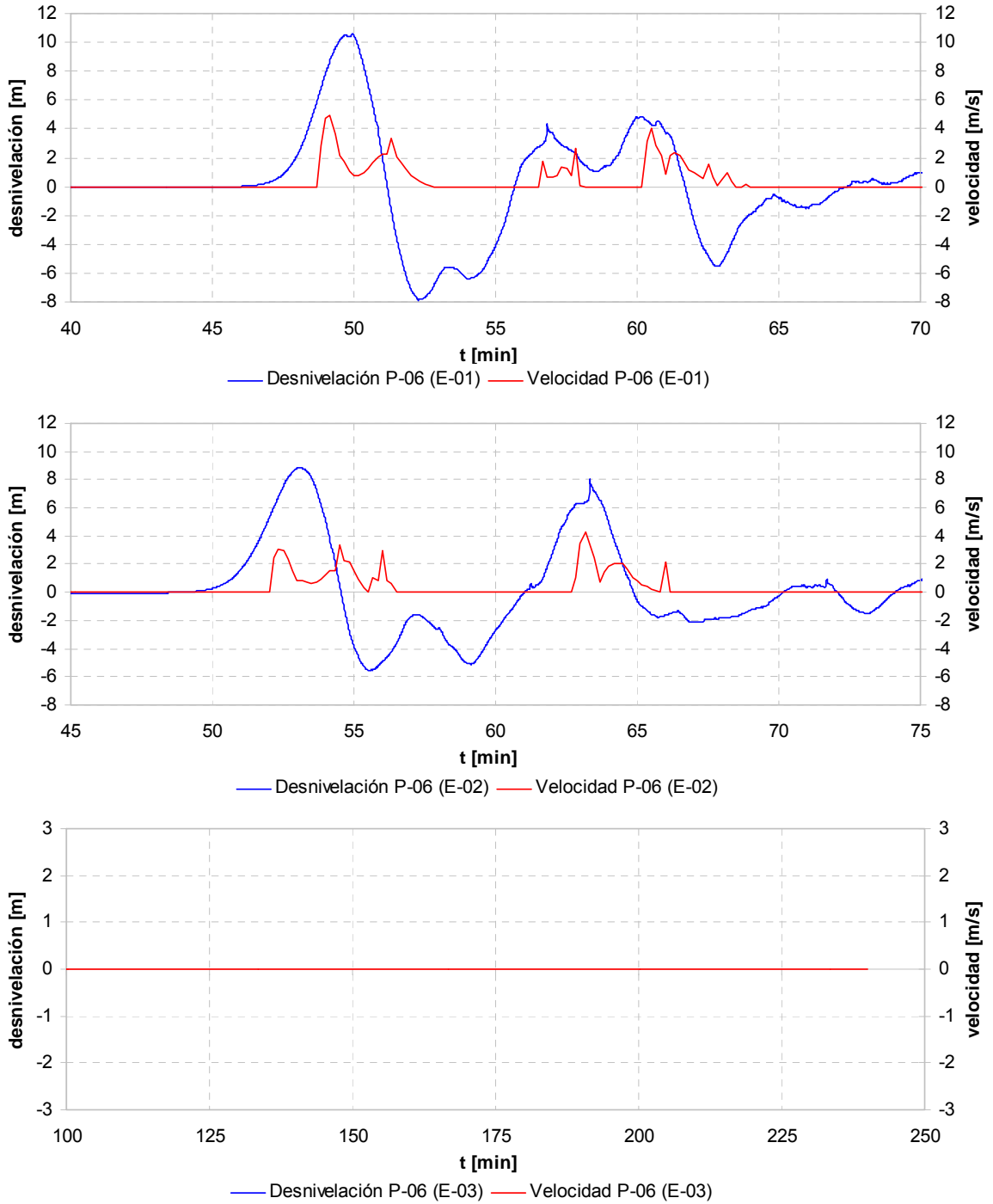


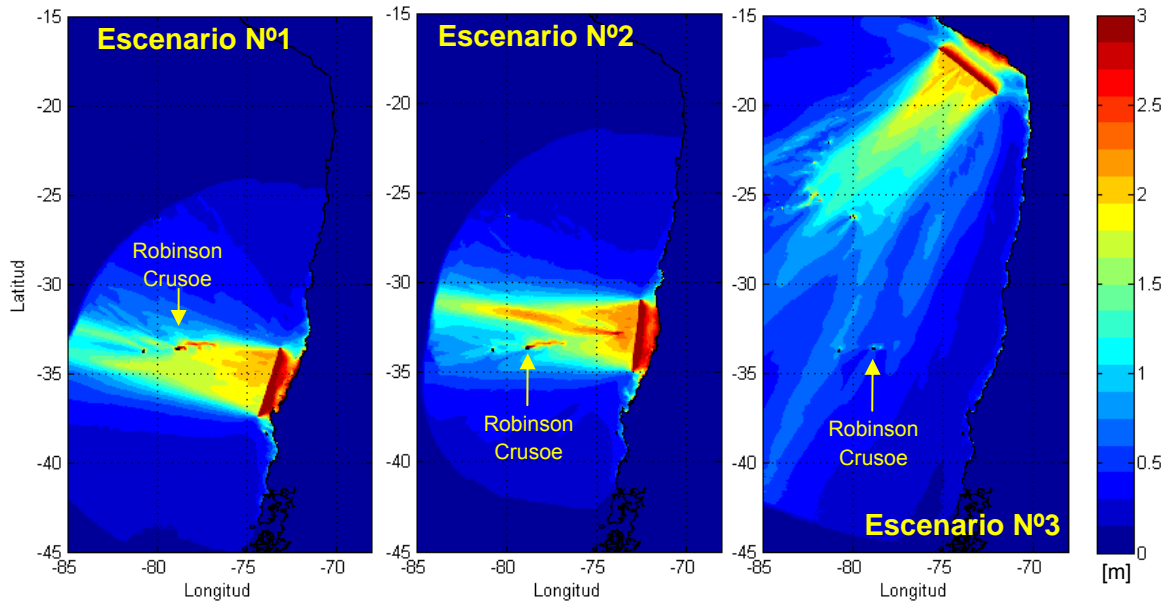
Figura 4-28: Registro de elevación y velocidad en P-06 en cada escenario



4.4.2 DESNIVELACIÓN MÁXIMA

Mediante la utilización de rutinas MATLAB para el post-proceso de los resultados obtenidos de las modelaciones, se obtiene la altura máxima alcanzada por la onda en el dominio de modelación. A continuación se puede observar la distribución de la altura máxima para cada uno de los escenarios:

Figura 4-29: Altura máxima del tsunami en el océano para los tres escenarios



La distribución de alturas máximas en el dominio de modelación está claramente dominada por la orientación de la falla. En océano abierto, se observa que la altura máxima se produce en el eje de la falla, en donde es generada la deformación. Posteriormente ésta se atenúa a medida que se propaga para luego cobrar mayor altura al aproximarse a aguas someras.

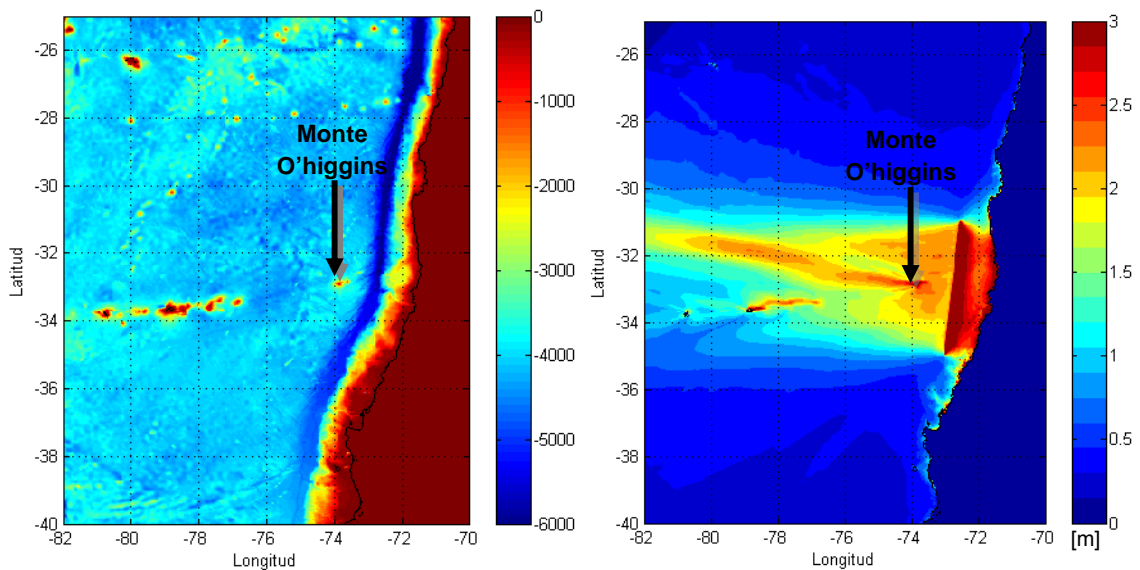
En el Escenario N°1 se aprecia claramente que a partir de la onda inicial, el frente de onda se dirige directamente hacia el archipiélago Juan Fernández. Al arribar al archipiélago se observa la interacción del tsunami con el cordón montañoso submarino que precede a la isla y en donde se produce una concentración de la energía en forma de mayores alturas como queda demostrado en la descripción de los resultados.

Al igual que en el primer escenario, en el Escenario N°2 el frente de onda se propaga directamente en dirección al archipiélago Juan Fernández. En este caso se observa una desviación temprana del frente de ondas que provoca que el tsunami arribe al cordón montañoso submarino del archipiélago con menores alturas que en el escenario anterior.

En el Escenario N°3 se aprecia que el frente de onda impacta con mayor altura las islas de San Felix y San Ambrosio que a la isla Robinson Crusoe. Esto se suma a la mayor distancia que existe entre el epicentro y la zona de interés que provoca que la altura decaiga en mayor grado que en los escenarios anteriores.

Cabe destacar la concentración de energía en el monte submarino O'higgins [Vergara, 1998] a 200 km de la costa, frente a Valparaíso (Figura 4-30). En esta figura se aprecia el incremento de la altura de onda alrededor del monte O'higgins, lo cual produce una atenuación de la sección del frente de onda que se propaga en dirección al archipiélago Juan Fernández, desviando la energía hacia el norte. La presencia de este monte submarino genera los efectos de refracción, difracción y asomeramiento de la sección de onda expuesta a su presencia. El efecto tiene influencia en la manera en que la inundación en Bahía Cumberland se vea afectada por este hecho. Esto queda claro al analizar las alturas máximas registradas en la grilla de modelación D, donde se aprecia en detalle las diferencias existentes entre las inundaciones producidas por cada uno de los escenarios modelados.

Figura 4-30: Efecto del monte O'higgins en el tsunami del Escenario N°2



En la figura de la izquierda se muestra la batimetría del océano pacífico en la zona de interés donde se destaca la presencia del Monte O'higgins entre el archipiélago Juan Fernández. En la derecha se destaca el efecto producido por el Monte O'higgins en la distribución de alturas máximas en el Escenario N°2.

Como se muestra en la Figura 4-31, los resultados en el Escenario N°1 arrojan alturas que superan claramente los 15 metros sobre el nivel del mar.

En cuanto al Escenario N°2 (Figura 4-32), se observan menores alturas que en el anterior. Si bien la ubicación del epicentro y la orientación de la bahía hacen suponer que el tsunami tendrá un impacto mayor, esto no se produce debido a la presencia del monte O'higgins y además de esto, el segmento de onda que se propaga hacia la isla Robinson Crusoe pasa previamente sobre el cordón montañoso submarino que precede el archipiélago.

En el Escenario N°3 (Figura 4-33) se observa la inundación moderada de la bahía, alcanzando alturas que no superan los 5 metros sobre el nivel del mar e inundando sólo la zona más próxima a la costa.

Figura 4-31: Desnivelación máxima producida en el Escenario N°1

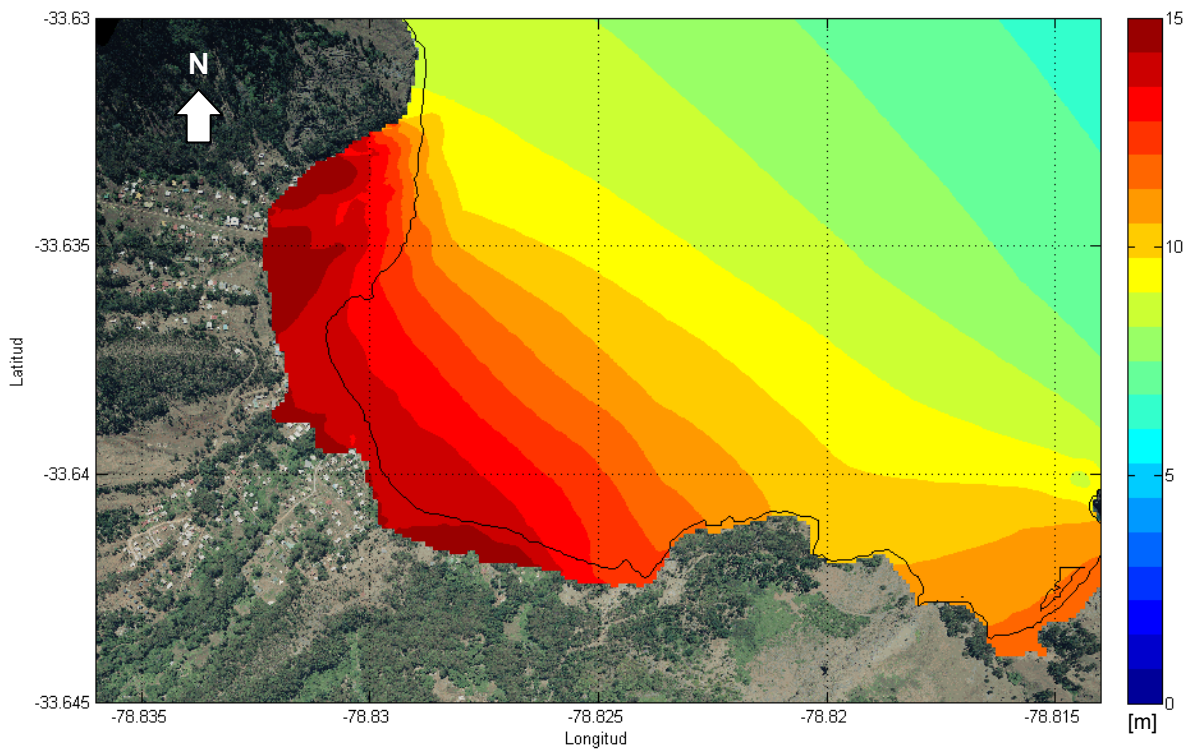


Figura 4-32: Desnivelación máxima producida en el Escenario N°2

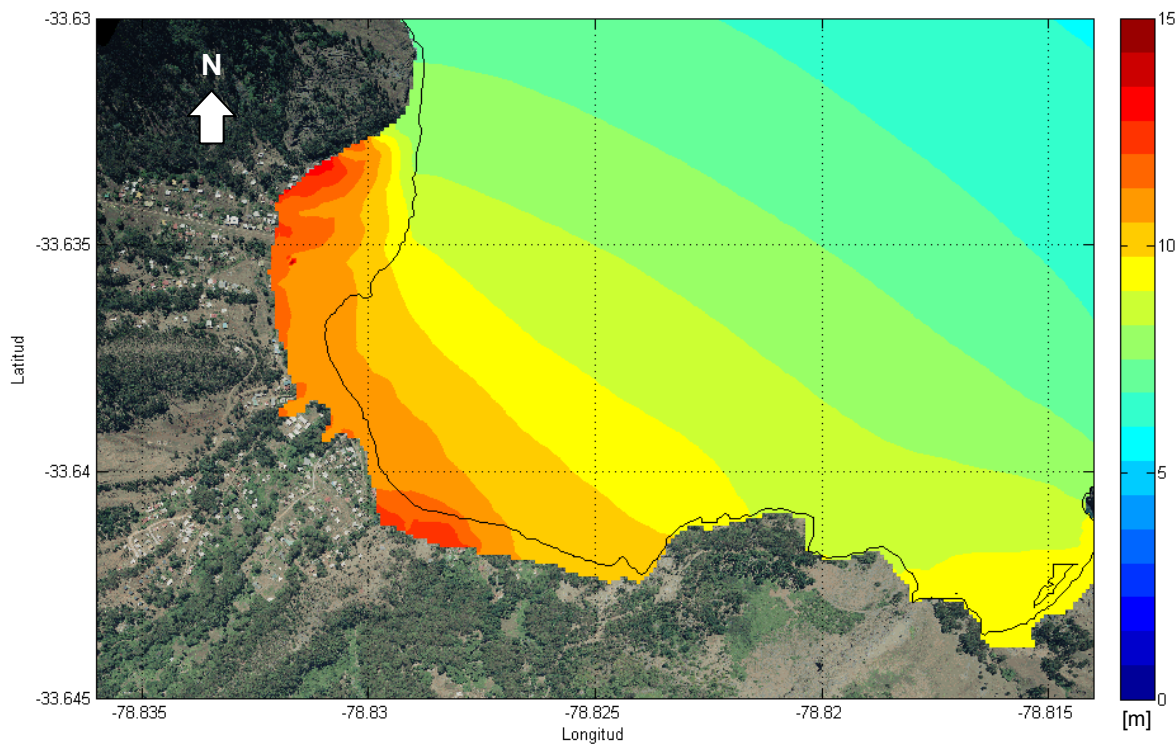
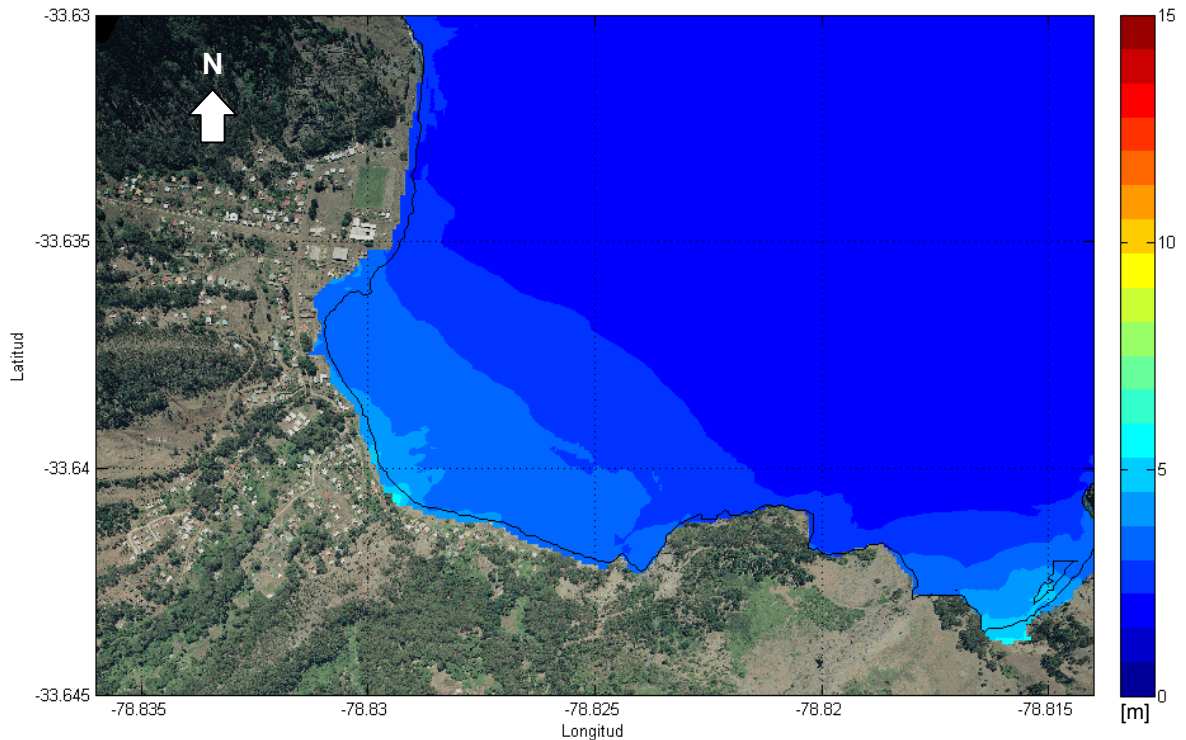


Figura 4-33: Desnivelación máxima producida en el Escenario N°3



4.4.3 MÁXIMA PROFUNDIDAD DE FLUJO

La profundidad máxima del flujo corresponde a la columna de agua máxima que se registra en las celdas inundadas del dominio de modelación. Esta se obtiene mediante la resta de las desnivelaciones máximas alcanzadas por el tsunami en tierra menos la cota de la topografía en cuestión. Para obtener este resultado se emplean rutinas MATLAB que ejecutan este cálculo obteniendo así las figuras que muestran la distribución de la profundidad máxima de flujo en el poblado de San Juan Bautista.

A continuación se observa que en el Escenario N°1 el tsunami proveniente desde el Sureste e impacta de forma más severa que en el Escenario N°2. En ambos casos el área inundada es relativamente similar, no obstante la profundidad de flujo es significativamente mayor en el Escenario N°1. En este último (Figura 4-34) la profundidad de flujo supera los 10 m en la zona más próxima a la costa y disminuye a medida la topografía gana altura. En la zona de menor pendiente, al norte del poblado la profundidad de flujo promedia los 8.5 m. En el Escenario N°2 (Figura 4-35), la profundidad de flujo no supera los 9 m en la zona más próxima a la costa. En la planicie al norte de la bahía, la profundidad promedio del flujo alcanza los 6.5 m. En cuanto al Escenario N°3 (Figura 4-36), los resultados son significativamente menores. Se observa una profundidad del flujo que no supera los 2 metros y se extiende en una reducida franja muy próxima a la costa.

Figura 4-34: Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°1

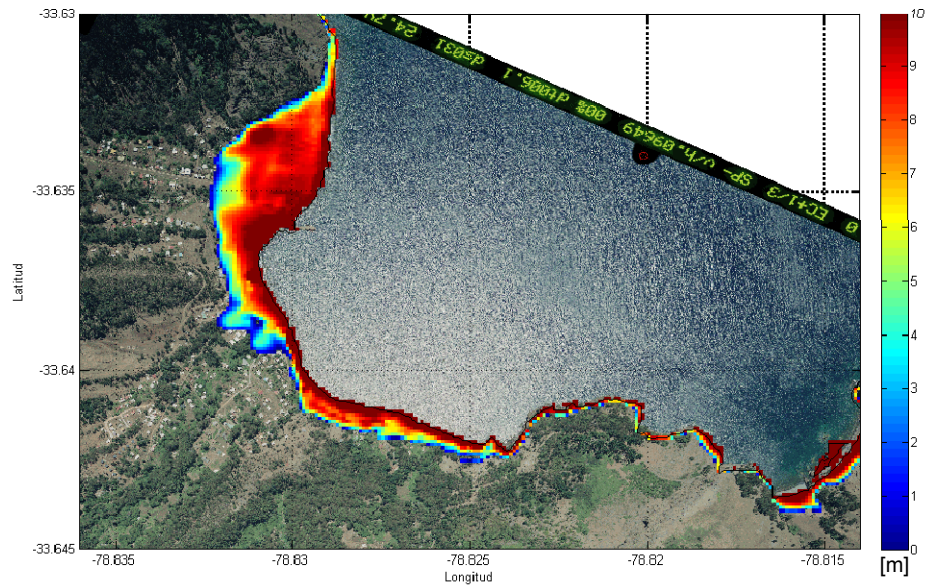


Figura 4-35: Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°2

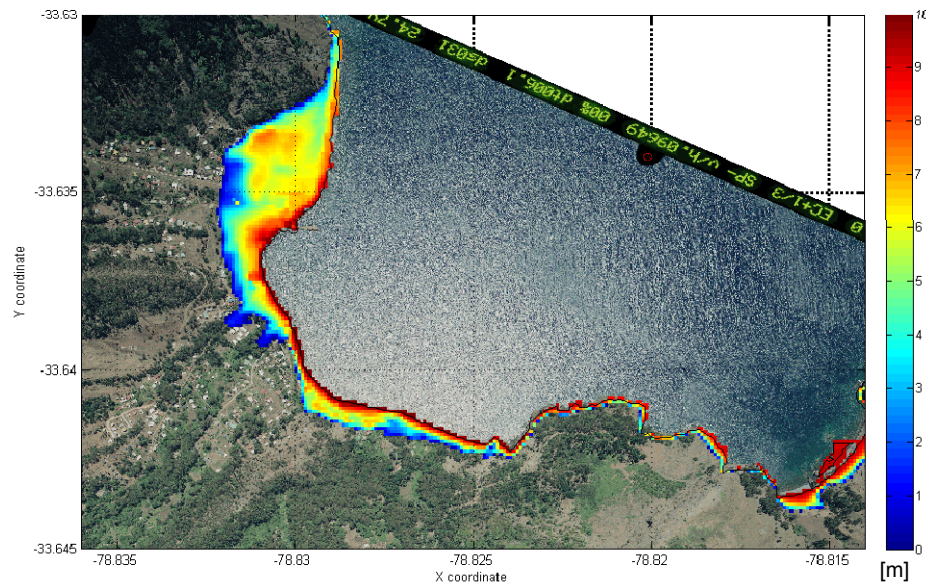
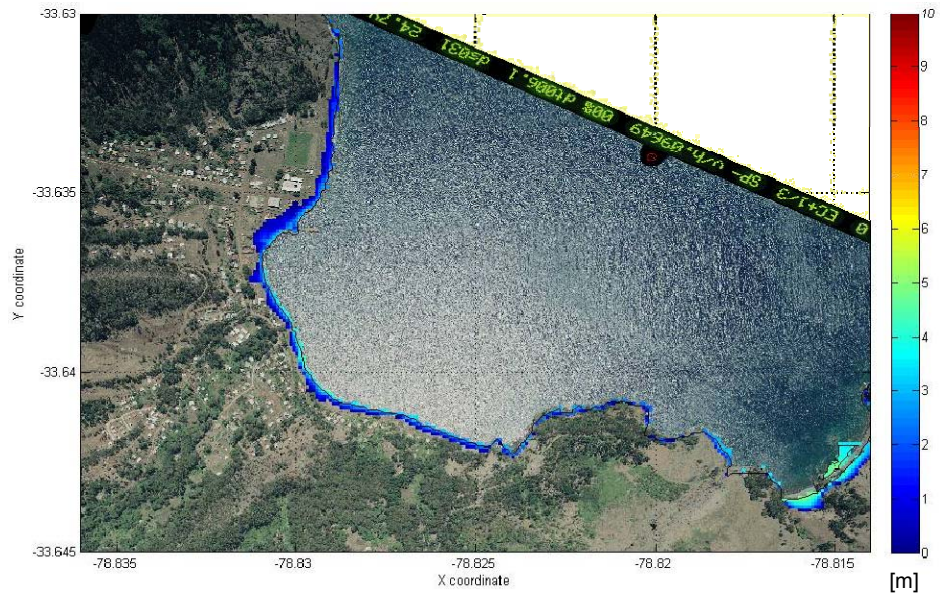


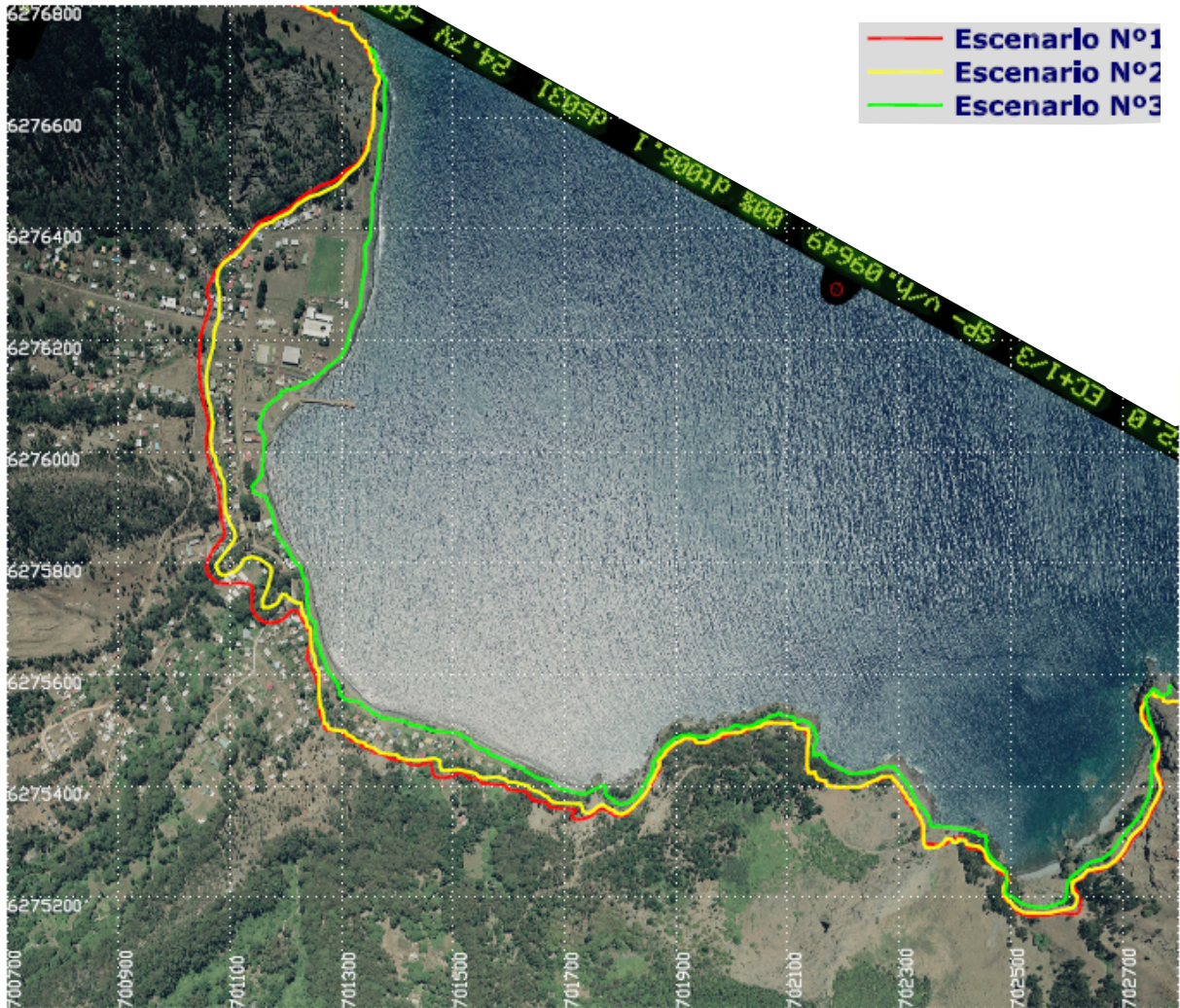
Figura 4-36: Altura máxima del flujo de inundación del Escenario N°3



4.4.3.1 DISTANCIA MÁXIMA HORIZONTAL DE INUNDACIÓN

En cada uno de los escenarios modelados se generaron las líneas de inundación máxima (Figura 4-37). Se aprecia que el área inundada en el Escenario N°1 es levemente superior a la producida en el Escenario N°2 con una distancia máxima horizontal inundada de 295 m desde la costa en el Escenario N°1. En el Escenario N°3 se observa que la inundación es significativamente menor.

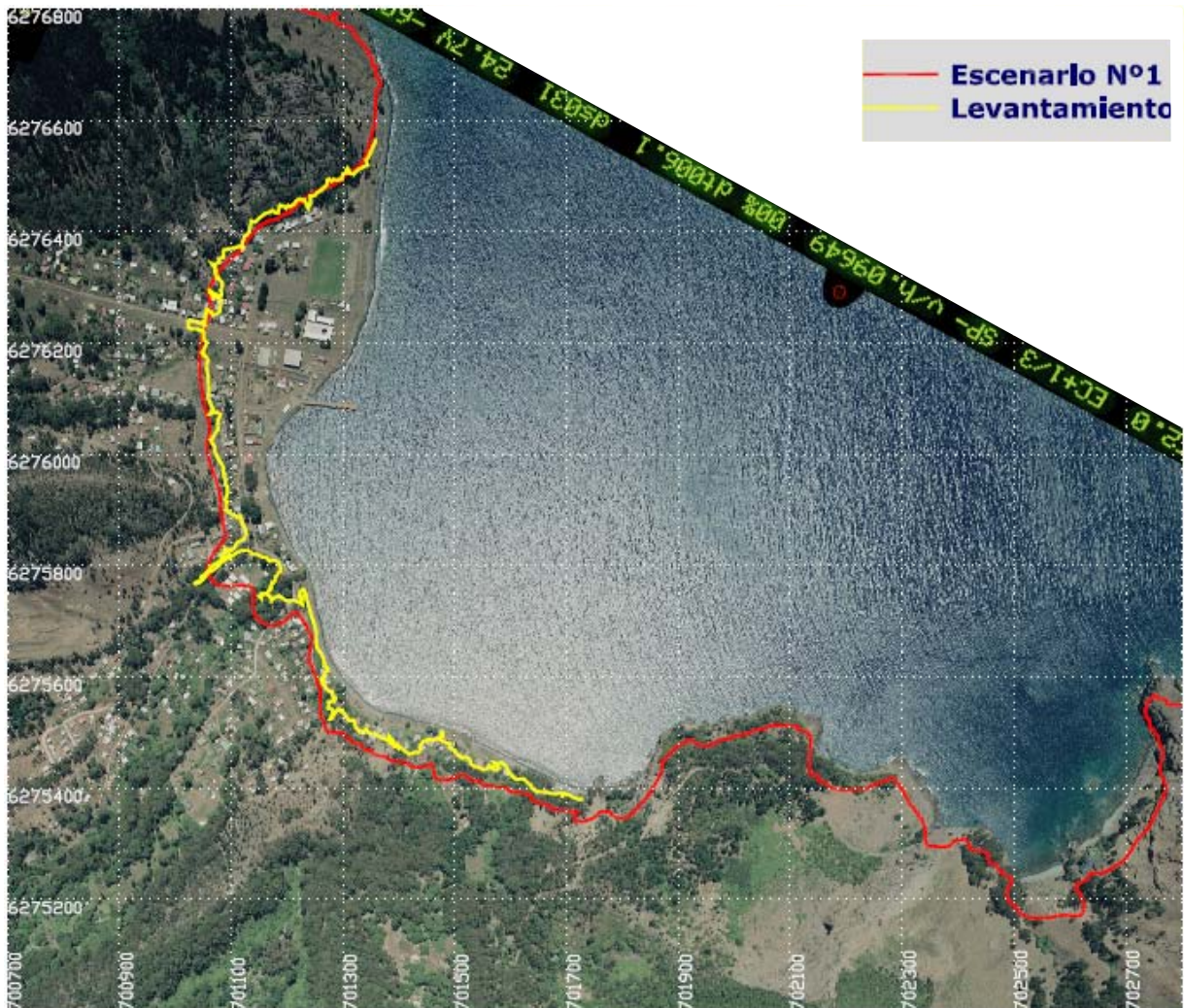
Figura 4-37: Línea de inundación máxima para los tres escenarios modelados



4.5 COMPARACIÓN ENTRE E-01 Y POST-TSUNAMI SURVEY

En el presente apartado se lleva a cabo un análisis comparativo de los resultados obtenidos en el Escenario N°1 y la información recogida en el levantamiento post-tsunami en la isla Robinson Crusoe. El objetivo de este análisis es conocer el grado de aproximación que se puede obtener utilizando la metodología utilizada en el presente estudio como una herramienta de planificación y evaluación del riesgo ante la ocurrencia de un tsunami.

Figura 4-38: Línea de inundación del escenario N°1 versus línea de inundación 27F

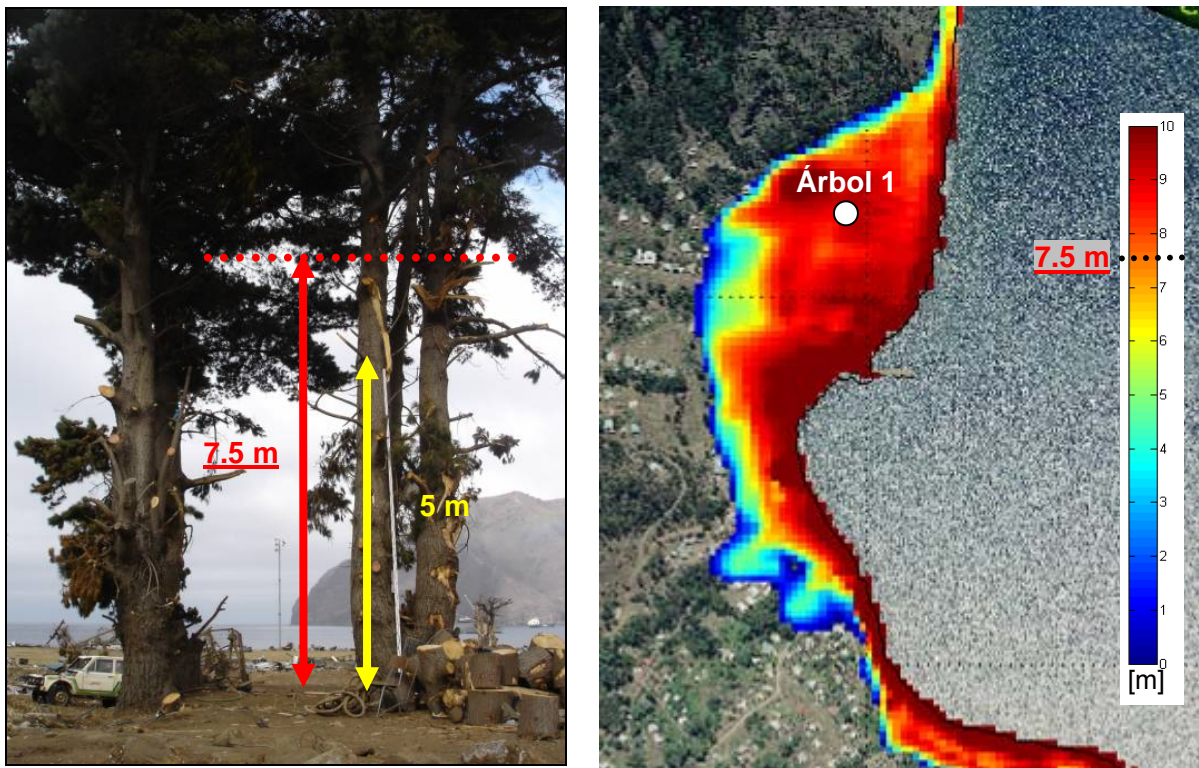


En la Figura 4-38 se observa que los resultados obtenidos a partir de la metodología utilizada para modelar el fenómeno ocurrido el 27 de febrero del 2010 (línea roja) se ajustan relativamente bien en cuanto al área de inundación producida por el evento real (línea amarilla, Ingeniería Civil Oceánica, 2010). Las diferencias existentes se consideran menores

teniendo en cuenta que la línea de inundación levantada en terreno fue realizada dos semanas después de ocurrido el evento levantando evidencia física dejada por la acción del tsunami y testimonios siguiendo la metodología propuesta por UNESCO (1998). Otra posible fuente de error es la interpolación de la topobatimetría la cual se compone de una grilla de 10 m de resolución. También se debe considerar que la onda inicial modelada corresponde a una forma simplificada de lo realmente ocurrido aquel día.

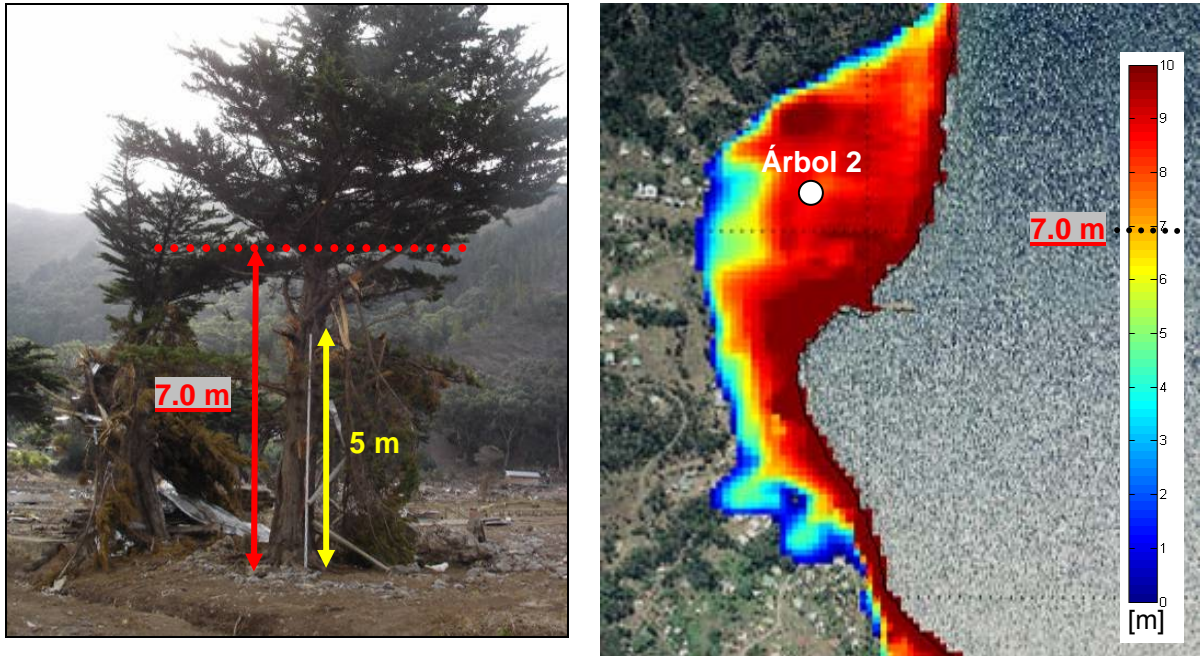
En cuanto a la profundidad de flujo obtenido mediante la modelación, los resultados se ajustan relativamente bien a lo registrado en el levantamiento en terreno existiendo una buena correlación de los resultados. A continuación se presenta set de imágenes de las profundidades de flujo levantadas en terreno versus los resultados de la modelación. En amarillo se indica el tamaño de la regla de medición de 5 m como referencia y en rojo la profundidad medida en ese punto:

Figura 4-39: Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto “Árbol 1”



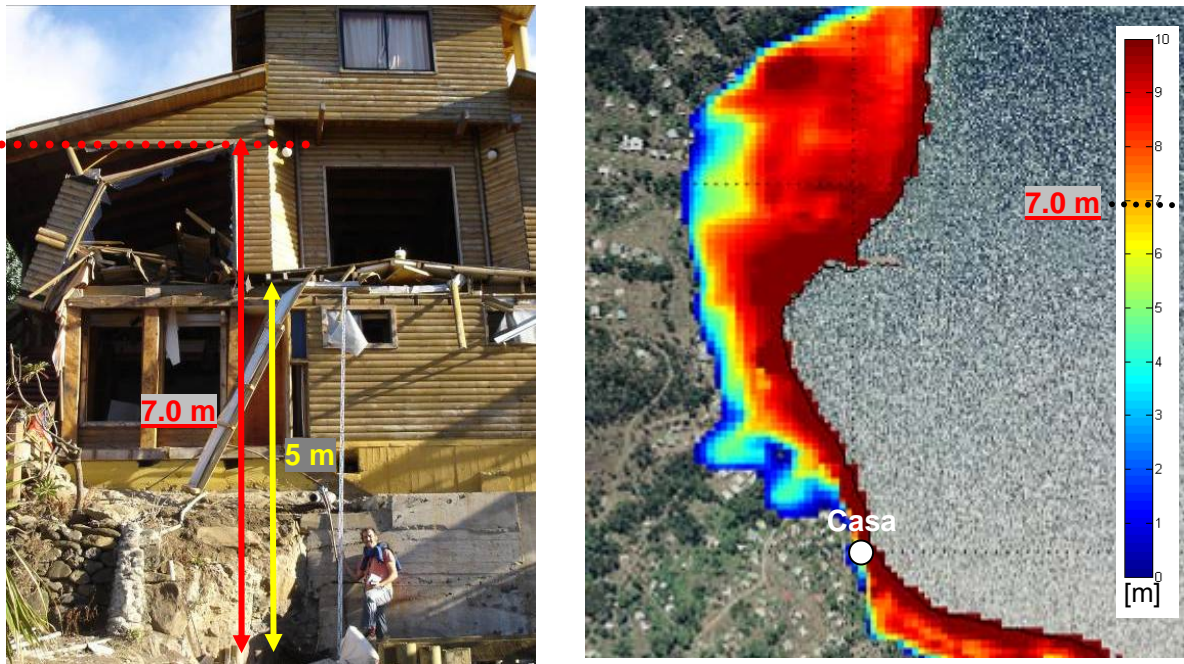
Fuente: Propia en base a Ingeniería Civil Oceánica, 2010.

Figura 4-40: Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto “Árbol 2”



Fuente: Propia en base a Ingeniería Civil Oceánica, 2010.

Figura 4-41: Profundidades de flujo registradas y modeladas en punto “Casa”



Fuente: Propia en base a Ingeniería Civil Oceánica, 2010.

Como se aprecia en la Figura 4-39 y Figura 4-40 en los puntos de ubicación “Árbol 1” y “Árbol 2”, localizados en el sector norte del poblado San Juan Bautista, las profundidades de flujo levantadas en terreno corresponden aproximadamente a las obtenidas mediante la modelación entre 7 y 8 metros. La Figura 4-41 corresponde a un punto de comparación en el sector sur del poblado, es una casa ubicada cercana al sector El Palillo, a pocos metros de la costa, donde se registraron profundidades de flujo de 7 metros.

En cuanto al tiempo de arribo, existe una buena correlación entre el tsunami real y el Escenario N°1. El registro del mareógrafo en ubicado en Robinson Crusoe se interrumpe debido al tsunami a las 4:22 AM, mientras que la serie de tiempo obtenida de la modelación del Escenario N°1 en el punto donde se ubicaba dicho mareógrafo (P-05) el tsunami arriba a ese punto a los 47 minutos de iniciada la modelación, es decir que si el tsunami fue generado a las 3:34 AM, este hubiese arribado a la isla a las 4:21 AM.

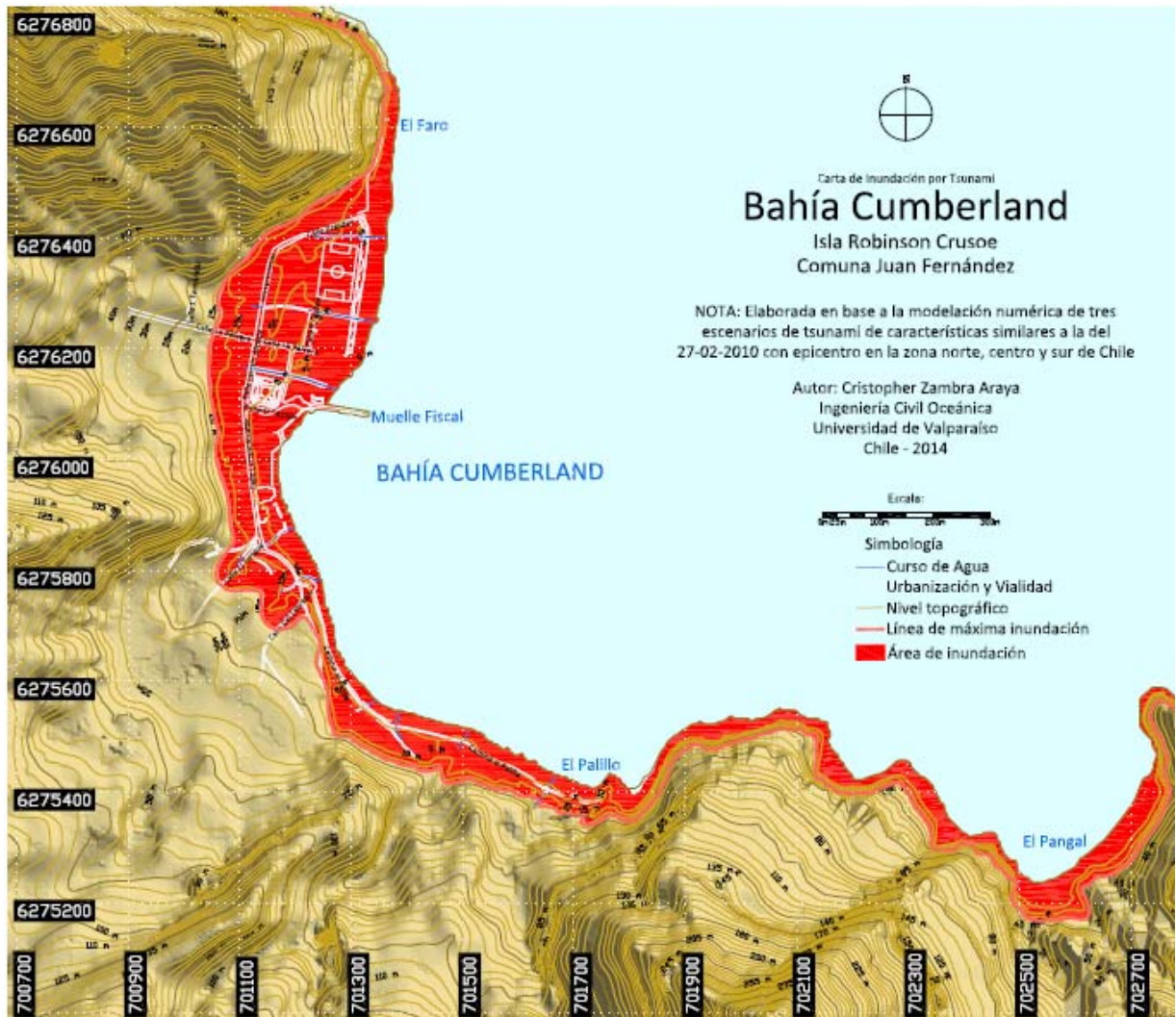
Las profundidades de flujo obtenidas de la modelación del Escenario N°1 coinciden, con un grado aceptable de precisión, a las evidencias observadas en el levantamiento post-tsunami realizado en la Isla Robinson Crusoe. Por ende, el método y el modelo utilizado es válido para la simulación del tsunami ocurrido el 27 de Febrero del 2010 en las costas chilenas.

4.6 CARTA DE INUNDACIÓN PROPUESTA PARA BAHÍA CUMBERLAND

A partir de los resultados obtenidos en las modelaciones realizadas en el marco del presente estudio, se confeccionó una carta de inundación para el poblado de San Juan Bautista en Robinson Crusoe. Esta carta de inundación contiene, además del área de inundación, información topográfica y de la vialidad básica del poblado, indicando las calles principales que pueden ser utilizadas como vías de evacuación.

El área de inundación fue definida a partir de la envolvente de inundación máxima de los tres escenarios evaluados y considerando un nivel de marea máximo (+1.74 m) según en análisis de mareas realizado en el punto 2.6.1 del presente informe.

Figura 4-42: Carta de inundación propuesta para Bahía Cumberland



Fuente: Elaboración propia.

Esta carta puede ser utilizada como referencia para la generación de planes de contingencia ante la ocurrencia de tsunamis y para la elaboración de instrumentos de planificación territorial para las autoridades competentes.

La carta de inundación puede ser mejorada indicando las vías de evacuación tanto peatonal como vehicular. También se considera relevante indicar la ubicación de servicios básicos y de emergencia, así como ubicación de refugios localizados fuera del área de inundación, para recibir damnificados ante la ocurrencia de un tsunami.

Un tsunami originado en la zona de subducción de la placa de Nazca, según este estudio, tarda al menos 40 minutos en arribar a Bahía Cumberland. Esto permite elaborar un plan de evacuación eficaz que permita poner a salvo a toda la población siempre y cuando la alerta en la isla se dé con la debida rapidez. La particular geografía de Robinson Crusoe permite alcanzar grandes alturas en un corto trecho, permitiendo ubicar a la población en zonas de seguridad en poco tiempo.

La carta contiene sólo la información respecto del área de inundación por los escenarios modelados en este estudio. Sin embargo la isla Robinson Crusoe, por su ubicación oceánica, está expuesta a tsunamis generados en diferentes zonas del Océano Pacífico, e inclusive tsunamis de generación local debido a deslizamientos de tierra dentro de Bahía Cumberland. Por ende, para la definición de zonas de seguras se debe tener en cuenta un margen de seguridad a partir de la línea de máxima inundación. En los casos estudiados, la máxima elevación del tsunami no alcanza los 20 m sobre el nivel del mar, por lo que se recomienda definir las áreas seguras a partir de la cota +30 sobre el nivel medio del mar, considerando un factor de seguridad de 10 m.

5. CONCLUSIONES

5.1 COMENTARIOS GENERALES

El tsunami ocurrido el 27 de febrero del 2010, es la muestra más reciente de la vulnerabilidad de la isla Robinson Crusoe ante la ocurrencia de tsunamis generados frente a la costa de Chile continental. Las graves consecuencias generadas por este evento, pudieron haber sido mitigadas mediante diferentes mecanismos administrativos que teóricamente hubiesen podido reducir el impacto del fenómeno sobre la comunidad isleña y evitar las víctimas fatales, heridos y el daño de infraestructura fundamental para el funcionamiento de una comunidad isleña.

La ubicación de la isla Robinson Crusoe representa en sí, una ventaja respecto a las comunidades de la costa continental de Chile, debido a la lejanía de los puntos de generación de tsunamis de origen tectónico, dado que otorga un mayor tiempo de reacción ante la ocurrencia de un tsunami. Sin embargo esta ventaja puede ser inútil si los sistemas de alerta temprana no consideran a la isla como zona de acción efectiva, ni son capaces de dar aviso con rapidez a las autoridades locales, dado que los sismos generados en la costa chilena no siempre son perceptibles en la isla.

No obstante lo anterior, la ubicación de la isla a su vez representa una desventaja considerando que tsunamis generados en cualquier punto de la cuenca del Océano Pacífico pueden ser potencialmente catastróficos en Bahía Cumberland, por este motivo es fundamental que la isla esté en conexión permanente y redundante con los centros de monitoreo y de alerta de tsunami tanto nacionales como internacionales. Teniendo en cuenta esta realidad, se deben elaborar protocolos de evacuación eficaces, tendientes a evitar las víctimas.

Las altas pendientes en las inmediaciones de Bahía Cumberland y la tranquilidad de las aguas que ella abriga, explican la ubicación del poblado en zonas bajas y vulnerables a inundación por tsunami. Sin embargo, gracias a las pendientes del terreno, se puede evacuar a las personas a zonas fuera del área de peligro en un corto tiempo. Este aspecto debe ser considerado en las herramientas de planificación territorial, de tal forma que la infraestructura básica para el funcionamiento de la comunidad esté a salvo de la inundación de un posible tsunami.

El presente estudio determina el peligro de inundación debido a la generación de tsunamis en distintas zonas de la costa de Sudamérica. Los resultados constituyen una herramienta útil para la planificación territorial del poblado que permite definir las vías de evacuación peatonal y vehicular, establecer áreas de riesgo ante un evento de tsunami y conocer el tiempo aproximado de arribo de un tsunami generado en la costa continental de Chile.

Debido a las consecuencias generadas por el tsunami en el poblado San Juan Bautista, la reconstrucción de la zona afectada aún está en proceso. Al momento del desarrollo de este estudio, las nuevas herramientas de ordenamiento territorial se encuentran en elaboración. Por ello no se realiza un análisis de vulnerabilidad y riesgo, remitiéndose sólo al análisis del

peligro de inundación por escenarios posibles de tsunamis. No obstante, los resultados de este estudio pueden ser contrastados con la nueva configuración demográfica y territorial del poblado y, a partir del cruce de información, caracterizar el riesgo, de acuerdo a las metodologías apropiadas.

Este estudio tampoco representa un análisis acabado del tsunami ocurrido el año 2010, debido a que el objetivo principal es generar un insumo para la planificación y ordenamiento territorial del poblado San Juan Bautista.

5.2 METODOLOGÍA

El empleo de modelos numéricos para la determinación de zonas de peligro por inundación de tsunamis resulta ser una herramienta práctica en el sentido de que permite plantearse distintos escenarios de modelación sin grandes costos económicos, de tiempo y computacionales, una vez se logra el dominio suficiente del modelo hidrodinámico. No obstante el proceso de aprendizaje resulta ser relativamente complejo, al tener que comprender la forma en la que se preparan los archivos de entrada para el funcionamiento del modelo.

El modelo COMCOT v.1.7 representa una potente herramienta de modelación, dado que permite abarcar las distintas fases de desarrollo teórico de un tsunami, desde su generación hasta el proceso de inundación en la costa. El sistema de grillas anidadas permite modelar grandes extensiones del océano y al mismo tiempo lograr una densa resolución de resultados en las zonas de interés. La posibilidad de alternar entre ecuaciones lineales y no lineales, permite lograr un eficiente uso de los recursos computacionales, dado que se pueden descartar los factores que no son significativos dependiendo la escala de modelación. El método numérico empleado por el modelo logra atenuar las inestabilidades en el cómputo de las ecuaciones hidrodinámicas. En general, mediante el empleo de COMCOT se logra un desempeño aceptable de los recursos.

Entre las desventajas de COMCOT v.1.7 se pueden mencionar la falta de una interfaz gráfica amigable que permita generar e ingresar los datos de entrada de manera sencilla. Otra desventaja es la gran cantidad de archivos de salida del modelo, los cuales ocupan una gran cantidad de memoria. Otro aspecto a considerar es que el modelo no provee directamente las velocidades, mas bien las componentes ortogonales del flujo, por lo que se hace necesario calcular las velocidades mediante una rutina matemática elaborada para ese fin.

Respecto a los escenarios de terremotos seleccionados para la elaboración de este estudio, se concluye que representan de buena forma las posibilidades que pueden ocurrir en cuanto a la generación de tsunamis en la costa de Sudamérica susceptibles de afectar a la isla Robinson Crusoe. Este estudio puede ser complementado con en análisis de otros tsunamis generados en zonas que no fueron consideradas y con características diferentes a las definidas, que pudiesen tener o no consecuencias más graves en la isla.

La información topobatemétrica utilizada en este estudio se considera suficiente para la modelación de tsunamis en el océano, su interacción con el Archipiélago Juan Fernández y

la inundación de la Bahía Cumberland en la Isla Robinson Crusoe para el nivel de resolución de este trabajo.

Para la ejecución de este estudio se hizo necesaria la utilización de variados softwares, dado que la utilización de COMCOT se remite sólo a la modelación hidrodinámica del tsunami, estos softwares permitieron elaborar tanto los archivos de entrada del modelo, como para el proceso de las salidas de este. El listado de softwares utilizados es el siguiente:

- COMCOT v.1.7
- MATLAB R10
- Global Mapper v.11
- Golden Surfer v.8
- Autocad 2012
- MS Excel 2007

5.3 RESULTADOS

La metodología empleada en este estudio, da como resultado la información necesaria para describir el comportamiento de un tsunami en su interacción con la isla Robinson Crusoe.

En el escenario de modelación N°1 se obtiene una onda que viaja directamente al archipiélago Juan Fernández, arribando a Bahía Cumberland a los 46 minutos de generado el tsunami, propagándose en el océano abierto con alturas que alcanzan los 4 metros, y una celeridad promedio de 750 km/hr. A los 30 minutos de iniciada la propagación, el tsunami comienza a interactuar con el Archipiélago Juan Fernández siendo afectado por el cordón montañoso submarino que precede a la isla, produciendo un efecto de difracción-refracción sobre las cumbres. La inundación en el poblado de San Juan Bautista se produce en pocos segundos alcanzando alturas de flujo que llegan a los 10 m, alcanzando una velocidad máxima instantánea de 12.1 m/s. La distancia máxima horizontal inundada en el Escenario N°1 alcanza los 295 m desde la costa y la cota máxima alcanzada se aproxima a los 20 m sobre el nivel del mar. En este caso se aprecia el arribo de 3 ondas de mayor amplitud que alcanzan los 14.5 m, 9.5 m y 9 m respectivamente. En cuanto a las velocidades, se obtienen valores que superan los 10 m/s, lo cual puede no ajustarse adecuadamente a las reales, dado que en el levantamiento post-tsunami no se observa evidencia de tales magnitudes, sin embargo los valores mayores se dan sólo en un *time-step* de cada modelación en algunos de los puntos extraídos.

Los resultados obtenidos a partir de una falla uniforme del Escenario N°1 se ajustan relativamente bien en cuanto al área de inundación producida y las profundidades de flujo registradas el 27 de febrero del 2010. Por ende se puede concluir que la metodología utilizada es válida para la simulación del tsunami ocurrido el 27 de Febrero del 2010 en las costas del archipiélago.

En el escenario N°2, la distancia entre Robinson Crusoe y la costa del continente es de 600 km, por lo que el tsunami tarda aproximadamente 51 minutos en arribar a la isla, aproximadamente 6 minutos más que en el Escenario N°1. El tsunami se propaga por el océano, con una desnivelación de 4 metros con una celeridad de 750 km/hr aproximadamente. Se observa que en un tiempo de 3 minutos se produce la inundación completa de la zona baja del poblado, alcanzando su máximo run-up. La máxima profundidad de flujo alcanza los 9 m en el área de inundación y se registra una velocidad máxima instantánea de 20.9 m/s. La distancia máxima horizontal inundada alcanza los 280 m desde la costa y la cota máxima alcanzada se aproxima a los 17 m sobre el nivel del mar. En este caso se aprecian 2 ondas mayores que alcanzan los 11.2 m y 10.5 m respectivamente.

En cuanto al Escenario N°3 el tsunami es generado a una distancia aproximada de 1800 km de la isla Robinson Crusoe, y tarda 143 minutos en llegar a la isla. Se observa una profundidad del flujo que no supera los 2 metros y se extiende en una reducida franja muy próxima a la costa, mientras la velocidad no supera los 1.5 m/s.

Los resultados indican que el escenario N°1 es el que produce los efectos más graves que el escenario N°2. La protección observada en la modelación para un tsunami como el del Escenario 2 es atribuida principalmente a la presencia del monte O'higgins, ubicado entre la costa chilena y el archipiélago Juan Fernández, cuyo efecto es desviar la energía hacia el norte, induciendo un efecto de difracción-refracción en la propagación de la onda. El efecto provocado por la presencia del monte O'higgins tiene una directa influencia en la inundación en Bahía Cumberland.

5.4 RECOMENDACIONES PARA LA MITIGACIÓN

Gracias a la pequeña cantidad de habitantes de Juan Fernández, a la gran distancia de los puntos de generación de tsunamis más frecuentes y a las grandes pendientes del terreno cercano a la costa, la isla presenta ventajas respecto de otras localidades que están más cerca de estos puntos de generación y más densamente pobladas. Estas ventajas consisten principalmente en la relativa menor complejidad con que se puede diseñar planes de mitigación ante la ocurrencia de un tsunami de campo lejano, controlar la evacuación de la población de las zonas de riesgo y la cercanía de las áreas seguras dentro del poblado.

Las ventajas antes mencionadas deben ser aprovechadas por las autoridades locales para definir planes de ordenamiento territorial que permitan que, ante la ocurrencia de un tsunami, la infraestructura básica para el funcionamiento de la isla esté a salvo. Los principales servicios deben estar fuera de la zona de riesgo, como el centro de atención médica, la escuela, que puede servir de albergue, carabineros, bomberos y autoridad marítima, los edificios administrativos locales como la municipalidad, las antenas de comunicación, líneas de vida, etc.

Se recomienda elaborar un plan de evacuación que permita que la población se ponga a salvo rápidamente y sin mayores dificultades. Este plan de evacuación debe estar señalizado

adecuadamente, en español e inglés debido a la afluencia de turistas extranjeros, y debe ser informado a la comunidad. Deben estar definidas oportunamente las áreas seguras, refugios y albergues aprovechando la escarpada configuración de la bahía.

Dado que los sistemas de comunicación convencionales colapsan, se recomienda contar en todo momento con al menos un sistema de comunicación satelital en la isla, que permita que autoridades locales sean informadas oportunamente a las ante la ocurrencia de un sismo de características tsunamigénicas. Este sistema de comunicación satelital debe tener un uso dominado por varias personas, por ende se debe capacitar a los posibles operarios.

Una vez recibida una alerta de tsunami por las autoridades locales de la isla, se recomienda contar con un protocolo claro de alerta local de tsunami, que no dé lugar a confusiones, dado que un sistema de alerta utilizado para varios fines puede provocar que las personas se aproximen a la zona de riesgo. Para esto se requiere un análisis integral de riesgos que permita afinar este aspecto.

Se recomienda contar con un sistemático plan de educación orientado a promover una cultura de autoprotección de la comunidad. Esta instrucción debe llevarse a cabo con cierta periodicidad y por personal capacitado, tratando de evitar un temor sobredimensionado del riesgo de tsunami. Este plan debe considerar simulacros de evacuación hacia zonas seguras.

Se recomienda no ubicar acopio de materiales explosivos, combustibles o contaminantes dentro de la zona de riesgo dado que estos pueden generar un daño aun mayor en el poblado en el caso de un tsunami.

Si bien se conoce que se ha comenzado a repoblar la zona destruida por el tsunami del 27 de febrero del 2010 por sus antiguos ocupantes, se recomienda limitar el desarrollo habitacional de la franja costera vulnerable, con el fin de evitar la concentración de la población en las zonas de riesgo. Se recomienda destinar estos sectores a espacios de turísticos y de recreación, cuya función no sea la estadía permanente de la gente en esos sectores. Tal proceso de planificación territorial debe contemplar la participación de la comunidad, con el fin de establecer un diseño atractivo, funcional y de acuerdo a las medidas de mitigación propuestas.

Se recomienda complementar este estudio con un análisis de vulnerabilidad actualizado y detallado que permita cruzar la información con el análisis de peligro y así definir el riesgo de tsunami en el poblado de San Juan Bautista de la Isla Robinson Crusoe.

6. REFERENCIAS

6.1 BIBIOGRAFÍA

- Ref 1 Adams, L., 1974. Tsunami Anomalies and precursory phenomena having potential value of prediction. Págs 2754 – 2762
- Ref 2 Ávila, A., 2005. Predicción de inundación generada por tsunamis en la costa pacífica mexicana.
- Ref 3 Bryant, E., 2008. Tsunami, The Underrated Hazard (Second Edition).
- Ref 4 Coastal Engineering Research Center. 1984. Shore Protection Manual, Vol. 1.
- Ref 5 Fritz, H. et al., 2011. Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami.
- Ref 6 Iida, K., 1963. Magnitude, energy and generation mechanisms of tsunamis and a catalogue of earthquakes associated with tsunamis, International Union of Geodesy and Geophysics Monograph, vol 24, 7-17.
- Ref 7 Imamura, A. 1949. List of tsunamis in Japan. Journal of Seismological Society of Japan.
- Ref 8 Winckler, P. et al. 2010. Ingeniería Civil Oceánica. El tsunami del 27-02-2010 en el poblado de San Juan Bautista, Juan Fernández.
- Ref 9 Jarpa, P. 2012. Modelación de desplazamientos verticales y tsunami, asociados al terremoto de febrero de 2010. Departamento de Geofísica, U. de Concepción.
- Ref 10 Kajiura, K., 1963. The leading wave of a tsunami. Bulletin of the Earthquake Research Institute Universidad de Tokyo. Vol. 41, págs 535-571.
- Ref 11 Kajiura, K., 1970. Tsunami source, energy and directivity of wave radiation. Bulletin of the Earthquake Research Institutem Universidad de Tokyo. Vol. 48, págs 835-869.
- Ref 12 Kanamori, H. Brodsky E.E., 2004. The physics of earthquakes. Reports on progress in physics. Págs. 1429-1496.
- Ref 13 Koshimura, S.& Imamura, F., 2010. Modeling the Tsunami of 27 February 2010 in Chile, Preliminary Results. Disaster Control Research Center, Tohoku University.
- Ref 14 Liu, P, et al. 1998. Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation.
- Ref 15 Mansinha, L & Smylie, D. 1971. The displacement fields of inclined faults. Bulletin of Seismological Society of America, Vol 61. Pág 1433-1440

- Ref 16 Murty, T., 1977. Seismic Sea Waves-Tsunamis. Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada, Ottawa.
- Ref 17 Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of Seismological Society of America, Vol 75. Pág 1135-1154
- Ref 18 Okal, E.A., Talandier, J. and Reymond, D. 1991. Automatic estimations of tsunami risk following a distant earthquake using the mantle magnitude M_m . Proceedings of the Second UJNR Tsunami Workshop, Honolulu, Hawaii. National Geophysical Data Center, Boulder. Págs. 229-238.
- Ref 19 Riquelme, F. 2010. Evaluación del tsunami por remoción en masa en Fiordo Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Oceánico. Universidad de Valparaíso.
- Ref 20 Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, Tablas de Marea años 2005 al 2008.
- Ref 21 Talandier J. 1993. French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT). Natural Hazards and Earth System Sciences, p. 237 -256.
- Ref 22 UNESCO (1998) Guía de campo para levantamientos posteriores a un tsunami. Primera Edición). Comisión Oceanográfica Intergubernamental.
- Ref 23 Vergara, H., 1998. Cómo un volcán submarino llega a ser un riesgo sísmico. Revista de Marina, Armada de Chile.
- Ref 24 Vicuña Mackenna, B., 1883. Juan Fernández, Historia Verdadera de La Isla de Robinson Crusoe.
- Ref 25 Wang, X. 2009. User Manual for COMCOT version 1.7
- Ref 26 Ward, S., 2010. Tsunami. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics.
- Ref 27 Wiegel, R. 1964. Oceanographical Engineering. Págs. 95 - 108
- Ref 28 Wiegel, R. 1970. Earthquake engineering. U.S.A. Prentice-Hall. Chapter 11 Tsunamis, pp. 253-306.
- Ref 29 Winckler, P. 2002. Evaluación de Riesgo de Tsunami en Quintero, Chile.

6.2 SITIOS WEB

- Ref 30 Instituto Nacional de Estadísticas (INE), Estadísticas CENSO 2002:
<http://www.ine.cl/canales/base_datos>
- Ref 31 United States Geological Service, USGS, Magnitude 8.8 - OFFSHORE BIO-BIO, CHILE:
<<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010ffan/>>
- Ref 32 Ilustre Municipalidad de Juan Fernández, Historia de Juan Fernández:
<<http://www.comunajuanfernandez.cl/espanol.htm>>